



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE INGENIERÍA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO**

**UNA METODOLOGÍA PARA EL MANEJO
INTEGRAL DE EXTREMOS HÍDRICOS EN UNA
CUENCA RURAL EN ZONA DE LLANURA. CASO
DE ESTUDIO: CUENCA ARROYO SANTA
CATALINA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES.**

**Tesis de Maestría presentada por
Ing. CRISTIAN CAMILO GUEVARA OCHOA
Ante las Facultades de Ingeniería, Ciencias
Naturales y Museo de la Universidad Nacional de
La Plata para optar al Grado Académico de**

MAGÍSTER EN ECOHIDROLOGÍA

DIRECTOR: MSc. Ing. GEORGINA CAZENAVE

**CODIRECTORES: Ph.D. Ing. GABRIEL VAZQUEZ AMABILE
Dr. Ing. LUIS SEBASTIÁN VIVES**

La Plata 2015

AGRADECIMIENTOS

Por medio de esta tesis quiero agradecer:

Al Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo Jorge Usunoff” por apoyarme en la realización de este trabajo.

A Luis Vives por el apoyo incondicional que me ha dado, por sus consejos, además de ser un amigo ha sido como un padre en este proceso.

A Georgina Cazenave amiga y directora por su dedicación, cariño y tolerancia.

A Gabriel Vazquez Amabile codirector por sus consejos y por su apoyo en la implementación del modelo SWAT.

A los compañeros del Instituto de Hidrología de Llanuras por compartir muchas experiencias y por su compañerismo el cual hace que me sienta muy bien en Argentina.

Y por último quiero agradecer a mi familia la cual ha sido un pilar muy importante en este proceso ya que siempre me ha apoyado incondicionalmente.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 OBJETIVOS	2
1.2 HIPÓTESIS	2
1.3 ZONA DE ESTUDIO	3
1.4 ANTECEDENTES.....	12
1.4.1 HIDROLOGÍA EN ZONAS DE LLANURA	12
1.4.2 SEQUÍAS.....	13
1.4.3 INUNDACIONES	17
1.4.4 MODELOS HIDROLÓGICOS	20
1.4.5 MANEJO DE CUENCAS HIDROGRAFICAS EN ZONAS DE LLANURA	22
2. MATERIALES Y MÉTODOS.....	25
2.1 METODOLOGÍA.....	25
2.1.1 DESCRIPCIÓN DE ESCENARIOS UTILIZADOS CON EL SWAT	26
2.1.1.1 Escenario 1: cambios de usos de suelo.....	26
2.1.1.2 Escenario 2: considerando el escenario 1 con prácticas de manejo de cultivo.....	27
2.1.2 DESCRIPCIÓN DE ESCENARIOS UTILIZADOS CON EL SSHH I	28
2.1.2.1 Escenario 1: con obras hidráulicas.....	29
2.1.2.2 Escenario 2: cambios de uso de suelo y prácticas de manejo de cultivo.....	29
2.1.2.3 Escenario 3: la implementación conjunta de los escenarios 1 y escenario 2.....	29
2.2 MATERIALES.....	29
2.2.1 MODELO SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL - SWAT	29
2.2.1.1 DATOS DE ENTRADA DEL MODELO	30
2.2.1.1.1 Datos climáticos.....	30
2.2.1.1.2 Tipos de suelo	33
2.2.1.1.3 Usos de suelo	37
2.2.1.1.4 Modelo digital del terreno.....	38
2.2.1.2 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD	42
2.2.1.3 CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN	45
2.2.2 MODELO SIMULACIONES HIDROLÓGICAS - SSHH I.....	50
2.2.2.1 ANALISIS DE SENSIBILIDAD	54
2.2.2.2 CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO SSHH I	56
3. SIMULACIÓN DE ESCENARIOS Y DISCUSIÓN	59
3.1 MODELO HIDROLÓGICO SEMIDISTRIBUIDO SWAT.....	59

3.2 MODELO HIDROLÓGICO HIDRÁULICO SSHH I.....	65
4. CONCLUSIONES.....	71
5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	75
ANEXOS.....	85
ANEXOS I.....	87
ANEXO I.....	137

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación de la cuenca Santa Catalina.....	3
Figura 1.2. Unidades geomorfológicas de la cuenca del arroyo Santa Catalina, adaptado de Zarate y Mehl (2010).....	5
Figura 1.3. Grupos de suelos de la cuenca del arroyo Santa Catalina, adaptado de Entraigas (2008).....	6
Figura 1.4. Mapa de isohietas anuales para la cuenca del arroyo Santa Catalina (2005-2012).....	8
Figura 1.5. Precipitaciones medias mensuales para el periodo 2005-2012 para la estación Azul (SMN).....	9
Figura 1.6. Temperatura promedio mensual (2005-2012) para la estación Azul (SMN).....	9
Figura 1.7. Evapotranspiración potencial y real promedio mensual para la estación Azul (SMN), adaptado de Varni (2005).....	10
Figura 1.8. Columnas litológicas de los piezómetros El cerrito y Loma Pampa ubicados en la cuenca del arroyo Santa Catalina, tomado de IHLLA (1996).....	11
Figura 1.9. Comportamiento del acuífero freático en el periodo 2003-2013, en los piezómetros El Cerrito (P28) y Loma Pampa (P38).....	11
Figura 1.10. Sistemas hidrológicos no típicos, tomado de Scioli (2010).....	12
Figura 1.11. Desfase temporal de anomalías pluviométrías en diferentes procesos hidrológicos tomado de Valiente (2001).....	16
Figura 1.12. Secuencia de evolución de diferentes tipo de sequías ,Adaptado de (NDMC, 1995).....	17
Figura 1.13. Fotografía comportamiento del flujo de agua en la cuenca del arroyo Santa Catalina en periodo de exceso hídrico.....	18
Figura 1.14. Imagen satelital SPOT de la cuenca del arroyo Santa Catalina del 13/9/2012 durante un periodo de excesos hídricos.....	19
Figura.1.15. Distribución de periodos pluviométricos de déficit y excesos hídricos (periodo 1600-2010) en la provincia de Buenos Aires tomado de Capriolo y Scarpati (2013).....	20
Figura 2.1. Mapa escenario hipotético de cambio de usos del suelo en la cuenca del arroyo Santa Catalina.....	28
Figura 2.2.Diagrama de entradas al modelo SWAT.....	30
Figura 2.3. Ubicación de las estaciones hidrometeorológicas y limnimétrica utilizadas en el modelo SWAT para la cuenca del arroyo Santa Catalina.....	31
Figura 2.4. Mapa de series de suelo presentes en la cuenca del arroyo de Santa Catalina.....	34
Figura 2.5. Mapa de usos del suelo en la cuenca del arroyo Santa Catalina.....	38
Figura 2.6. Delimitación de subcuencas generadas por el modelo SWAT en la cuenca del arroyo Santa Catalina.....	40
Figura 2.7. Modelo de elevación digital de la cuenca del arroyo Santa Catalina.....	41
Figura 2.8. Mapa de pendientes calculado por el SWAT a partir del DEM corregido.....	42
Figura 2.9. Resultados del análisis de sensibilidad del modelo SWAT para la cuenca del arroyo Santa Catalina.....	43
Figura 2.10. Representación del balance de agua promedio anual en la cuenca del arroyo Santa Catalina, periodo 2006-2012.....	46
Figura 2.11. Datos observados y simulados calibrados mensuales (2006-2012).....	48

Figura 2.12. Datos observados versus simulados mensuales (2006-2012).....	48
Figura 2.13. Caudales observados y simulados diarios, periodo de calibración (2006-2007).	49
Figura 2.14. Caudales observados y simulados diarios, periodo de validación (2011-2012).	49
Figura 2.15. Modelo de elevación de 200 m para la cuenca del arroyo Santa Catalina en tres dimensiones generado por el modelo SSHH I.....	51
Figura 2.16. a) Mapa de ubicación de puntos bajos. b) Mapa de pendientes. Modelo SSHH I.....	52
Figura 2.17. Gráfico Hietograma calculado en mm para evento del 17 mayo de 2012.	53
Figura 2.18. Sensibilidad de la rugosidad de las celdas valle (nv).....	55
Figura 2.19. Sensibilidad de la rugosidad de las celdas río (nr).	55
Figura 2.20. Hidrogramas observado y calculado por el SSHH I. Evento 2/08/2002. ..	57
Figura 2.21. Hidrogramas observado y calculado por el SSHH I. Evento 17/05/2012. 57	
Figura 3.1. Precipitación, caudal, humedad del suelo y percolación diarios generados por el modelo SWAT para el periodo de 2006-2012.....	60
Figura 3.2. Mapas generados a partir de las salidas del modelo SWAT a) mapa de distribución espacial de la recarga, b) mapa de distribución espacial del escurrimiento superficial.	61
Figura 3.3. Diferencia de escorrentía superficial diaria para los escenarios propuestos	63
Figura 3.4. Comparación de la escorrentía superficial promedio diaria para el periodo de 2006-2012 para los escenarios propuestos.....	63
Figura 3.5. Diferencia de humedad del suelo para el periodo de 2006-2012 para los escenarios propuestos.....	64
Figura 3.6. Comparación de la Humedad del suelo promedio diaria para el periodo de 2006-2012 para los escenarios propuestos.	64
Figura 3.7. Contraste de la simulación del SSHH I del 17/05/2012 con la imagen SPOT del 13/9/2012.....	66
Figura 3.8. Impacto de anegamiento en la cuenca del arroyo Santa Catalina.....	67
Figura 3.9. Obras de regulación hidráulica propuestas para la cuenca del arroyo Santa Catalina. a) Dimensión de los terraplenes b) Dimensión de las alcantarillas.....	68
Figura 3.10. Ubicación de las obras hidráulicas en la cuenca del arroyo Santa Catalina.	69
Figura 3.11. Hidrogramas calculados con el modelo SSHH I para los distintos escenarios.	70

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1. Ubicación de las estaciones climáticas utilizadas en el modelo SWAT para la cuenca del arroyo Santa Catalina.	31
Tabla 2.2. Estadísticos climáticos mensuales para la estación Azul (SMN).	32
Tabla 2.3. Estadísticos climáticos mensuales para la estación La Firmeza (IHLLA). ..	32
Tabla 2.4. Estadísticos climáticos mensuales para la estación Siempre Amigos (IHLLA).	33
Tabla 2.5. Series de suelo que se encuentran en la cuenca del arroyo de Santa Catalina.	35
Tabla 2.6. Estimación de funciones hidráulicas y erodabilidad para cada horizonte de cada serie de suelo arroyo Santa Catalina.....	36
Tabla 2.7. Usos del suelo que se encuentran en la cuenca del arroyo Santa Catalina y CN asociados según las curvas de escorrentia tomado de SCS (1986).....	37
Tabla 2.8. Descripción de la subcuencas generadas por el modelo SWAT para el arroyo de Santa Catalina.	40
Tabla 2.9. Clasificación de los ocho parámetros más sensibles y su rango de ajuste para la cuenca del arroyo Santa Catalina.	44
Tabla 2.10. Resultados estadísticos mensuales para periodo de calibración (2006-2007) y validación (2011-2012) para la cuenca del arroyo Santa Catalina.	47
Tabla 2.11. Resultados estadísticos diarios para el periodo de calibración (2006-2007) y validación (2011-2012) diaria de la cuenca del arroyo Santa Catalina.	47
Tabla 2.12. Balance de agua promedio mensual en la cuenca del arroyo Santa Catalina periodo (2006-2012).	50
Tabla 2.13. Hietograma calculado en mm para evento del 17 mayo de 2012.	53
Tabla 2.14. Parámetros calibrados en el modelo SSHH I para la cuenca del arroyo Santa Catalina	56
Tabla 2.15. Análisis de volúmenes, caudal y tiempo al pico para el evento de calibración.	57
Tabla 2.16. Análisis de volúmenes, caudal al pico y tiempo al pico para el evento de validación.....	58
Tabla 3.1. Escenario de usos del suelo cuenca del arroyo Santa Catalina.	62
Tabla 3.2. Comparación de la escorrentía superficial mensual promedio entre el escenario de referencia y el escenario 2 para el periodo 2006-2012.	65
Tabla 3.3. Comparación de los escenarios propuestos en el modelo SSHH I.	69

RESUMEN

Las regiones de llanuras son escenarios frágiles ante extremos hídricos que generan conflictos sociales, políticos y económicos. Extensas áreas son afectadas por estos extremos: en el caso de los excesos hídricos, la incapacidad del relieve para evacuar volúmenes importantes de agua y el aumento de los niveles freáticos producen anegamientos, mientras que en sequía la disminución del recurso hídrico en cuanto a calidad y cantidad, genera una mayor vulnerabilidad en la región.

Para cuantificar los procesos de extremos hídricos en la Pampa Deprimida se implementó el modelo Soil and Water Assessment Tool (SWAT, 2009) en la cuenca del arroyo Santa Catalina (área de 138 km²). Este modelo matemático semidistribuido continuo permitió modelar el flujo subterráneo y la escorrentía superficial con el fin de analizar los impactos del uso del suelo. Se simuló un periodo de 10 años (2003-2012) con extremos de inundaciones y sequías, considerando un periodo de calentamiento del modelo de 3 años (2003-2005). La evaluación estadística diaria de los resultados muestra que SWAT puede reproducir el caudal con coeficientes de eficiencia de Nash Sutcliffe (NSE) de 0,66 para el periodo de calibración (2006-2007) y 0,74 para el periodo de validación (2011-2012).

Por medio del cálculo de precipitación efectiva realizado con el programa SWAT, se analiza la propagación de un evento de inundación en la cuenca a través del acoplamiento con el modelo SSHH I (Riccardi, 2000; Rentería y Stenta, 2003), basado en esquemas de celdas, el cual analiza el escurrimiento superficial multidireccional en zonas de llanura, ya que en estas áreas se genera un movimiento errático del agua, donde se mueven grandes volúmenes de agua con una mayor área de expansión cubriendo toda la sección y generando una conexión de zonas bajas.

Para la simulación de la escorrentía superficial con el SSHH I se utilizaron dos eventos de lluvia, el evento del 19/08/2002 para la calibración del modelo y el evento del 17/05/2012 para la validación. Según los resultados se encontró que las zonas más críticas por anegamiento en la cuenca del arroyo Santa Catalina, son la parte baja a causa de la ruta 3, la cual forma una barrera que acumula agua en el cierre de cuenca, las zonas aledañas al cauce del arroyo debido a desbordes y almacenamientos de agua en algunos bajos que se encuentran ubicados en la zona norte de la cuenca.

A través de estos dos modelos se analizan escenarios hipotéticos de cambio de uso del suelo, prácticas de manejo de cultivo e implementación de obras hidráulicas a fin de regular los extremos hídricos en la cuenca. Los resultados permiten llegar a una reducción del escurrimiento superficial en un 28% y un aumento de la humedad del suelo en 9%, mientras que en los eventos de lluvia se reduce el impacto de la crecida en un 21%. Con estas propuestas hipotéticas se disminuye el impacto de las inundaciones y se aumenta la disponibilidad de agua en el suelo en los periodos de sequía.

De este análisis se desprenden recomendaciones para modelar procesos hidrológicos en zonas de llanura, donde se reconoce que para obtener una adecuada simulación del escurrimiento superficial y subsuperficial dependerá en gran parte del grado de ajuste del modelo de elevación digital a la realidad, que pueden producir distorsiones locales por las vías de comunicación y en los bajos, y no permiten una adecuada definición de la dirección y cantidad del escurrimiento.

ABSTRACT

Plain landscapes are usually exposed to extreme hydrological events that generate social, political and economic conflicts. Large areas are affected by these extremes. In the case of water excesses, flat relief makes difficult to drain surface water away giving rise to waterlogging and groundwater table rising. Conversely, droughts affect production due to the lack of surface and ground water. To quantify extreme hydrologic processes in the Depressed Pampa, the SWAT model was evaluated at the Santa Catalina creek watershed (138 km²). This mathematical, continuous and semi-distributed model allowed modeling groundwater flow and surface runoff, in order to analyze the impact of land use changes. SWAT was used to simulate a 10-year period (2003-2012), with extremes of flood and drought, considering a warming-up period of 3 years (2003-2005). A statistical evaluation showed that SWAT was able to predict daily flows, with a Nash Sutcliffe Efficiency (NSE) of 0.66 for the calibration period (2006-2007) and 0.74 at validation period (2011-2012).

Based on the effective precipitation computed by SWAT flow routing of a flooding event was analyzed by coupling with the SSHH I model (Riccardi 2000; Renteria and Stenta, 2003). This model allows analyzing multi-directional runoff over flat lands, using a cell-scheme. Multidirectional runoff analysis is relevant in these landscapes where significant water volumes spread out on the surface connecting depressions and hollows .

To simulate surface runoff with SSHH I two rain events were used: the event of 02/08/2002 for model calibration and the event of 17/05/2012 were used for validation. According to the results, the most critical areas for flooding in the basin were the lower section due to Route 3, which forms a barrier that interrupts water flow,; surrounding areas to the floodplain along the stream due to overflows, and water storage in some depressions located at the northern of the basin.

Using both models, potential scenarios of land use change, crop management practices and hydraulic structures in order to control water excesses in the basin, were analyzed. If these scenarios were implemented, annual surface runoff might be reduced by 28% and available soil water content might increase 9%, on average. In addition, the flood risk caused by rainfall events would be reduced on a 21%, leading to an increasing water availability in the soil during dry periods.

Results showed that modeling hydrological processes of surface and subsurface runoff is largely depending on the correction of the digital elevation model, in flat plains. Local distortions may impact on the flow pattern giving rise to an incorrect definition of the flow direction and runoff volume.

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los impactos desfavorables de la variabilidad climática se observa en los niveles socioeconómicos de los productores debido a la alternancia de sequías e inundaciones a lo largo del tiempo en la provincia de Buenos Aires. En la actualidad se busca cuantificar los procesos de extremos hídricos en la Pampa Deprimida, para que sirvan de base en la implementación de proyectos que generen buenas prácticas agronómicas (mantengan los suelos porosos y permeables), forestación (absorba la humedad y reduzca el escurrimiento) y obras hidráulicas, con el fin obtener un manejo integral del recurso hídrico. Esta iniciativa es importante para el manejo de los recursos en el partido de Azul, en su mayoría agrícolas que generan según el Centro de Empresarios de Azul (CEDA, 2011) un producto bruto geográfico (PGB) de US\$ 157. 940.000 que sirven como aporte para la planificación y el ordenamiento regional.

El partido de Azul, situado en un sector de la Pampa Húmeda en la provincia de Buenos Aires, es afectado periódicamente por estos fenómenos provocados por un desequilibrio climático causando grandes pérdidas en la zona rural y urbana. La ciudad de Azul se encuentra en la zona central de la cuenca del arroyo del Azul, con una población de 65,280 habitantes (INDEC, 2010). La planta urbana se encuentra a la salida de la cuenca superior, que tiene una extensión de 1,135 km² con una cabecera serrana que aguas abajo se transforma en una llanura de transición.

Para este estudio se escogió la subcuenca del arroyo Santa Catalina, uno de los afluentes más importantes, debido a que es representativa del funcionamiento de la cuenca superior del arroyo del Azul. Cuenta con la información necesaria (hidrometeorológica, tipos y usos del suelo) para la implementación de los modelos numéricos utilizados para la simulación de los escenarios propuestos.

En esta propuesta se presenta una metodología que tiene el objetivo de conocer, cuantificar y entender la dinámica de los excedentes superficiales y la disponibilidad de agua en épocas de sequía que inciden sobre los sistemas hidrológicos en zona de llanura. El acoplamiento de modelos matemáticos hidrológicos-hidráulicos permitirá describir, evaluar y generar escenarios de cambios de uso del suelo, prácticas de manejo y obras hidráulicas a fin de analizar y cuantificar los mecanismos predominantes en el escurrimiento y el almacenaje superficial en la cuenca del arroyo Santa Catalina bajo diferentes escenarios hipotéticos.

1.1 OBJETIVOS

GENERAL:

Desarrollar una metodología que permita analizar el manejo integral de los recursos hídricos en zona de llanura a través del acoplamiento de modelos matemáticos bajo distintos escenarios de uso del suelo y obras hidráulicas.

ESPECIFICOS:

1. Cuantificar la variación de los extremos hídricos bajo escenarios de cambio de uso del suelo en la cuenca del arroyo Santa Catalina.
2. Evaluar mediante el empleo de modelos matemáticos: i) La implementación de obras estructurales y no estructurales, para mitigar o atenuar las inundaciones y aumentar la disponibilidad de agua en épocas de sequía; ii) la evaluación de zonas vulnerables ante anegamientos para eventos extremos de precipitación.
3. Plantear posibles escenarios de ordenamiento territorial para la cuenca del arroyo Santa Catalina.
4. Generar pautas de manejo integral de recursos hídricos en zonas de llanura.

1.2 HIPÓTESIS

La implementación de cambios en el uso del suelo actual (forestación de zonas riparias y bajos), prácticas de manejo de cultivos (siembra en contorno) e implementación de obras hidráulicas (terraplenes y alcantarillas) contribuyen a una regulación de los procesos hidrológicos que permiten reducir los efectos negativos que se generan a partir de situaciones de extremos hídricos.

La aplicación de modelos matemáticos combinados (hidrológicos-hidráulico) reproducen el modelo conceptual del funcionamiento del sistema de referencia y, al mismo tiempo, de escenarios hipotéticos, a fin de comparar y evaluar las respuestas bajo distintas condiciones.

1.3 ZONA DE ESTUDIO

La cuenca del arroyo del Azul (Figura 1.1) se encuentra ubicada en el centro de la provincia de Buenos Aires, entre los 58° 51' y 60° 10' de longitud oeste y 36° 09' y 37° 19' de latitud sur. Abarca una superficie de 6,237 km², cubriendo casi la totalidad del partido de Azul, junto con algunos sectores de los partidos de Las Flores, Rauch, Tapalqué, Olavarría y Benito Juárez.

Esta cuenca nace en la localidad de Chillar (60 km al sur de la ciudad de Azul) y sus afluentes más importantes son el arroyo Videla con una superficie de 135 km² y el arroyo Santa Catalina con 138 km².

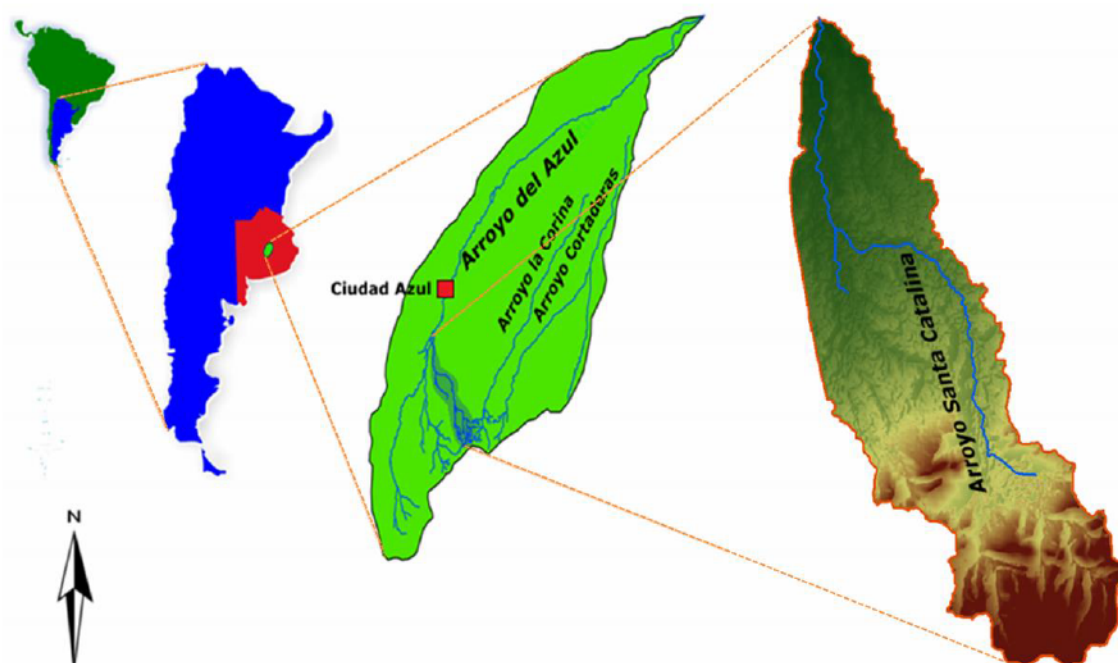


Figura 1.1. Ubicación de la cuenca Santa Catalina.

La subcuenca del arroyo Santa Catalina tiene una altitud que varía entre 360-152 msnm. Se escoge esta cuenca debido a la similitud en cuanto a las características fisiográficas con la cuenca del arroyo del Azul, ya que posee una cabecera serrana que se transforma en su parte media-baja en una llanura de transición. Este sector presenta un relieve ondulado con depresiones donde predominan los movimientos verticales de agua (precipitación, evapotranspiración y almacenamientos superficial y subterráneo) sobre los horizontales (escorrentía superficial).

Debido a que la cuenca de estudio es la subcuenca del arroyo Santa Catalina de aquí en adelante la denominaremos cuenca del arroyo de Santa Catalina.

La cuenca del arroyo Santa Catalina se encuentra entre dos ecorregiones: el complejo Sierras Bonaerenses en el sector de Sierras Septentrionales (Tandilia) al sur, y Pampa Deprimida al este de la provincia. Predominan los relieves positivos en zona de sierras y relieves muy suaves y bajos en la zona deprimida, con topografía chata, carecen de un sistema de drenaje desarrollado. Los suelos sedimentarios de origen del paleozoico descansan sobre un basamento precámbrico, se observan también planicies aluviales.

Los sistemas septentrionales corresponden a una superficie de planeación regional antigua, ascendida y disectada, constituyen una cadena de cerros aislados, en cuyos picos afloran rocas de edad antigua, que se extienden desde Mar del Plata hasta el occidente de la ciudad de Olavarría. En los extremos de la formación las cuarcitas han favorecido la formación de cumbres chatas tipo mesa, las rocas que afloran son de basamento cristalino-metamórfico y presentan un relieve suavemente ondulado. Los piedemontes serranos están formados de loess de 1-2 metros de espesor depositados sobre una costra calcárea-Tosca (Morello et al., 2012).

Según Zarate y Mehl (2010) en la parte alta de la cuenca del arroyo Santa Catalina se encuentra la unidad de afloramientos rocosos del sistema de Tandilia sobre el dominio serrano (DS), en la parte media y baja se encuentra el dominio extraserrano donde la planicie de agradación posee cubierta eólica (PAE), que se extiende desde la base de los afloramientos rocosos. En la parte baja encontramos la planicie de agradación con costra calcárea (PAC) estratiforme situada en el sector norte de la cuenca (Figura 1.2).

En cuanto a la vegetación nativa dominante en la subcuenca se encuentran pastizales de género *Stipa* (*S. Neesiana*, *S. Trichotoma*, *S. Tenius*) en la parte interserrana y *Paspalum quadrifarium* o hiervas del género *Eryngium* en la sierra. Se desarrollan arbustales bajos como *Colletia paradoxa*, *Baccharis tandilensis* y árboles como *Eucaliptus camadulencis*, *Salix fragilis-humboltiana* y especies del género *Populus* como el álamo.

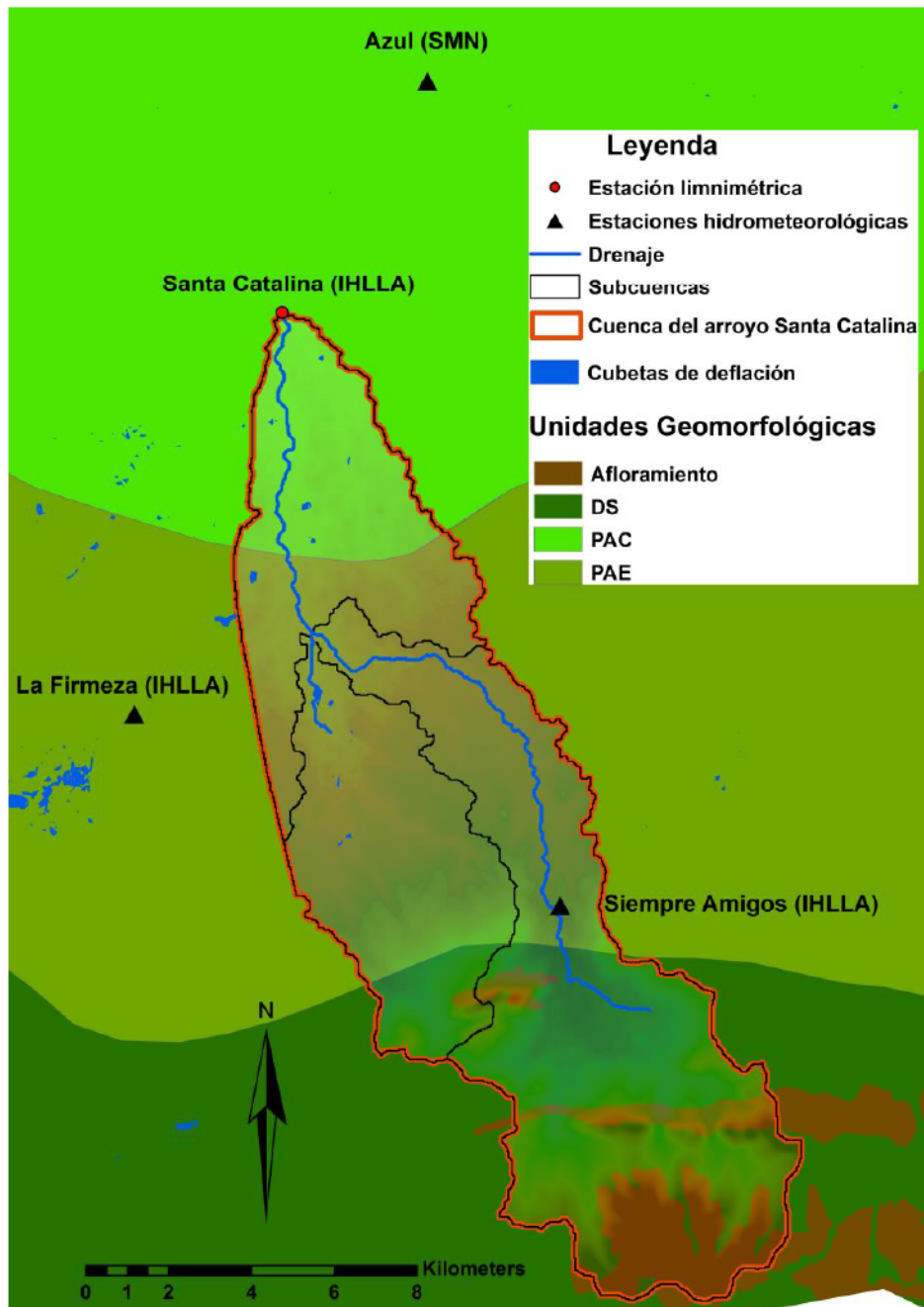


Figura 1.2. Unidades geomorfológicas de la cuenca del arroyo Santa Catalina, adaptado de Zarate y Mehl (2010).

El potencial natural de producción tiene una aptitud para las actividades agropecuarias en especial los cultivos secos como soja (*Glicine max*), maíz (*Zea mays*), trigo (*triticum aestivum*), cebada (*Hordeum distichum*), también se observa expansión de vegetación forestal exótica ribereña con géneros *Populus* y *Salix*.

En cuanto a los tipos de suelos (Figura 1.3) se da una descripción general a continuación:

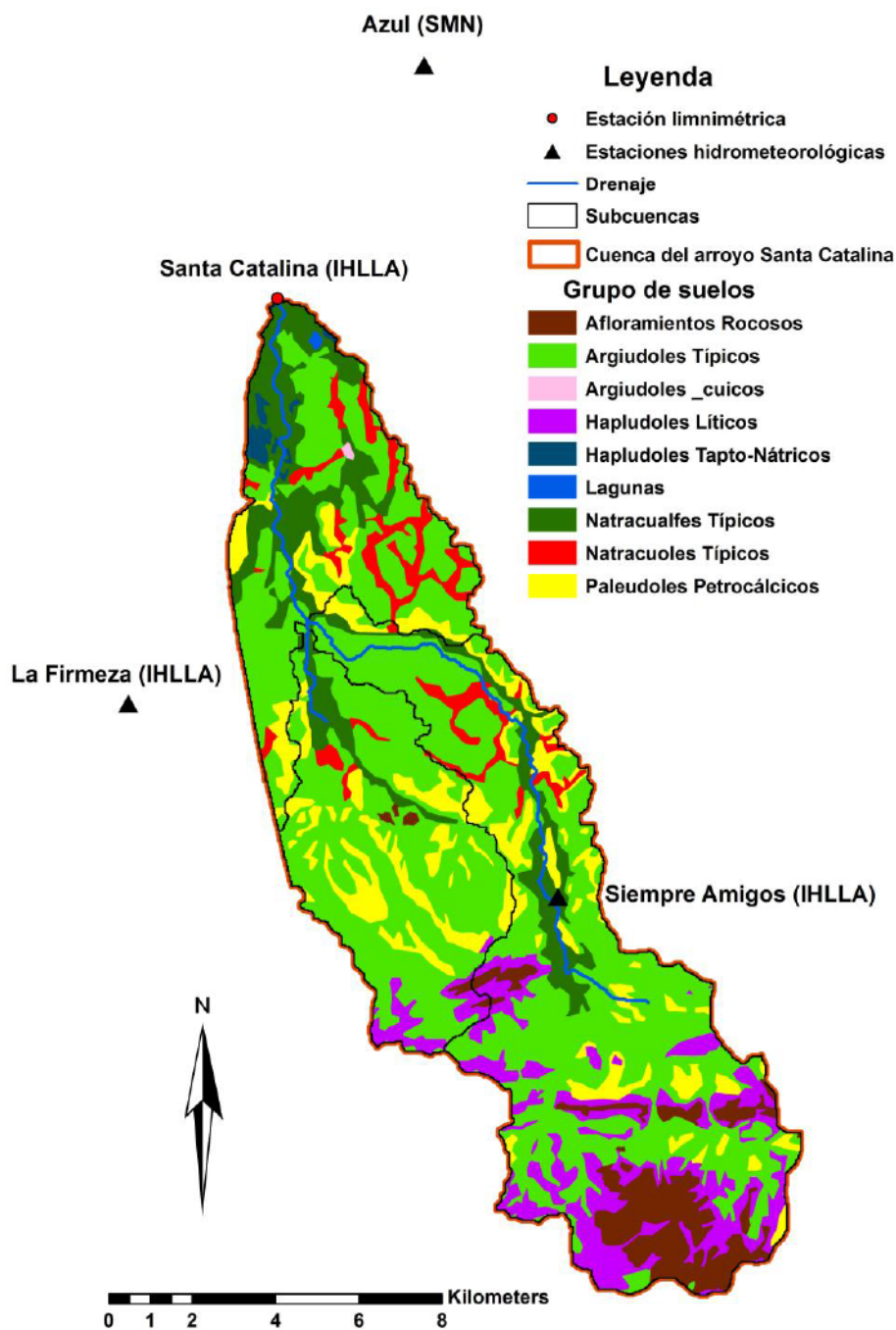


Figura 1.3. Grupos de suelos de la cuenca del arroyo Santa Catalina, adaptado de Entraigas (2008).

Argiudoles: suelos con horizonte A profundo, rico en materia orgánica, buena saturación con bases (mayor del 50%) y bien estructurado. Poseen un horizonte argílico (desarrollado por lixiviación) que se reconoce por la presencia de barnices. El régimen de humedad del suelo es típico de climas húmedos, pudiendo tener períodos secos de escasa intensidad (régimen údico). Esto también implica que la sección de control de humedad, en la mayoría de los años, no esté seca en ningún sector por un

período mayor de 90 días acumulativos (Entraigas, 2008). Los argiudoles típicos no tienen ningún tipo de limitación, por lo que en ellos se desarrolla la mayor parte de la actividad agrícola; mientras que en el caso particular de los líticos, la roca se encuentra dentro de los primeros 50 cm.

Hapludoles: suelos con régimen de humedad údico, sin horizonte argílico, mullidos, blandos, con un horizonte superior provisto moderadamente de materia orgánica, con estructura débil, susceptible a la erosión eólica y excesivamente permeable. En el caso particular de los hapludoles líticos, sólo constan de un horizonte A en contacto con el sustrato consolidado que limita la profundidad del suelo, impidiendo la normal percolación del agua y la exploración radicular.

Natracuoles: suelos con drenaje deficiente, con períodos de saturación y ambiente reductor. Con horizonte nátrico caracterizado por poseer más del 15% de sodio intercambiable, pH mayor de 8.5 desde la superficie, generalmente estructura columnar, acumulación de arcillas, materia orgánica dispersada (muy móvil), plásticos en húmedo y duros en seco. Poseen un horizonte oscuro, profundo, rico en bases y alto contenido de material orgánico (epidón mólico).

Natracualfes: al igual que los anteriores, son suelos con drenaje deficiente, en algún momento del año están saturados y hay ambiente reductor (ausencia de oxígeno en el suelo, pero no se define la longitud del período). Presencia de horizontes argílico y nátrico. Más del 35% de saturación con bases. En el caso de los mólicos, el horizonte de superficie es oscuro, profundo, rico en bases y alto contenido de material orgánico.

Paleudoles: suelos profundos, con un horizonte de alto contenido de arcilla que decrece muy poco con la profundidad. Son muy evolucionados, tienen horizonte argílico y, en esta zona, presentan una capa de cementación dentro del metro de profundidad.

En cuanto a la climatología en la cuenca del arroyo Santa Catalina se observa en la Figura 1.4 el comportamiento de la precipitación promedio anual para 3 estaciones climáticas (Firmeza, Siempre amigos, Azul) para el periodo de (2005-2012). Donde en la parte alta y baja de la cuenca se producen las precipitaciones más altas, mientras que en la parte central se presentan las precipitaciones más bajas.

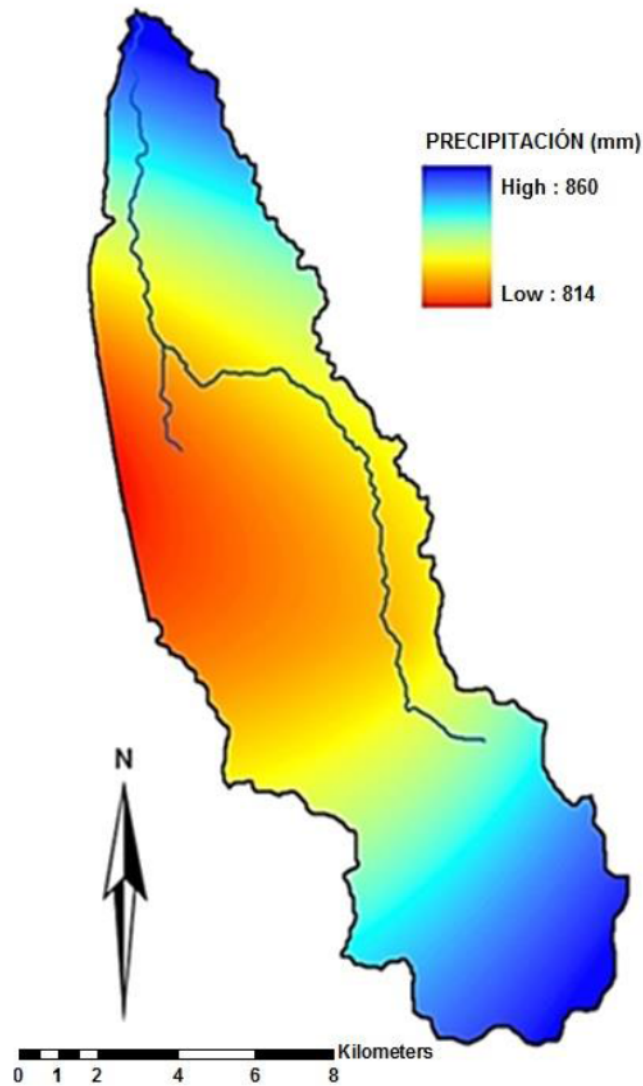


Figura 1.4. Mapa de isohietas anuales para la cuenca del arroyo Santa Catalina (2005-2012).

La precipitación media anual en la estación Azul es de 840 mm. Esta pertenece al Servicio Meteorológico Nacional (SMN), y se encuentra ubicada al norte de la cuenca del arroyo de Santa Catalina.

En la Figura 1.5 se observa que las precipitaciones medias mensuales más altas (2005-2012) en la estación Azul, se presentan en periodos de primavera-verano con un promedio mensual de alrededor de 100 mm, y las precipitaciones más bajas se presentan en otoño-invierno con un promedio mensual de 50 mm.

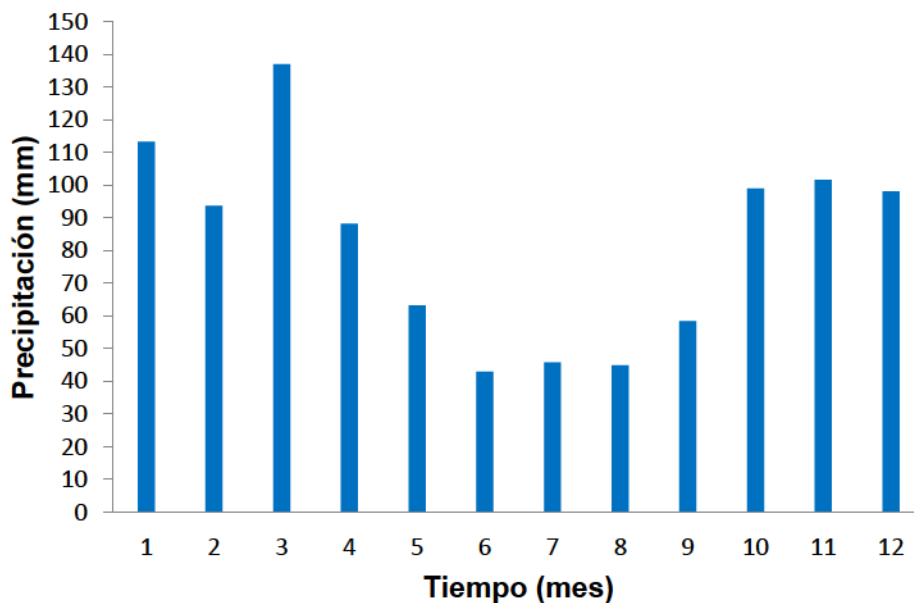


Figura 1.5. Precipitaciones medias mensuales para el periodo 2005-2012 para la estación Azul (SMN).

En la Figura 1.6 se observa la variación de la temperatura media mensual en la estación de Azul. Los meses de diciembre a marzo son los meses con las temperaturas más altas con un promedio mensual de 20 °C, y los meses con las temperaturas más bajas son los meses de junio a agosto con un promedio mensual de 8 °C.

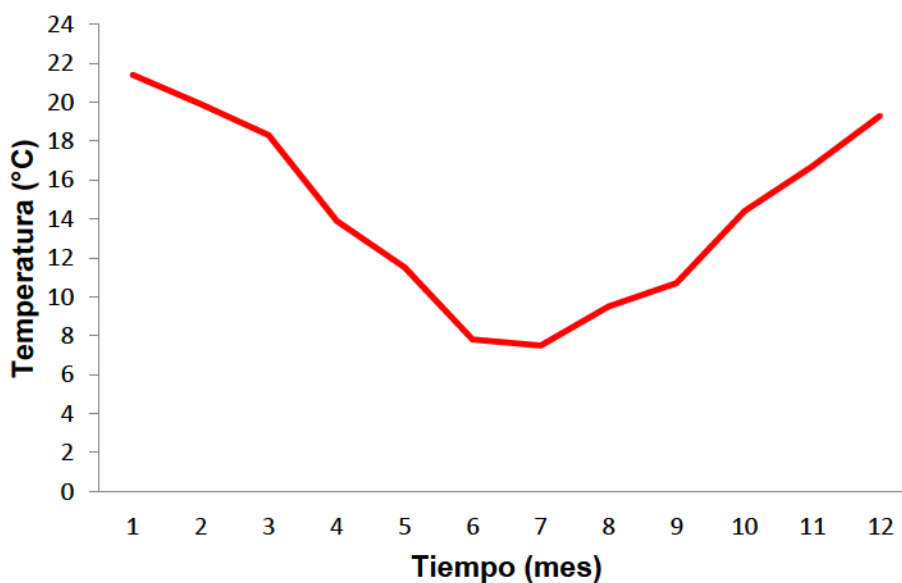


Figura 1.6. Temperatura promedio mensual (2005-2012) para la estación Azul (SMN).

En la figura 1.7 se observa la evolución de la evapotranspiración potencial y real a lo largo del año para la cuenca, se muestra que los meses de déficit son los meses de diciembre, enero y febrero.

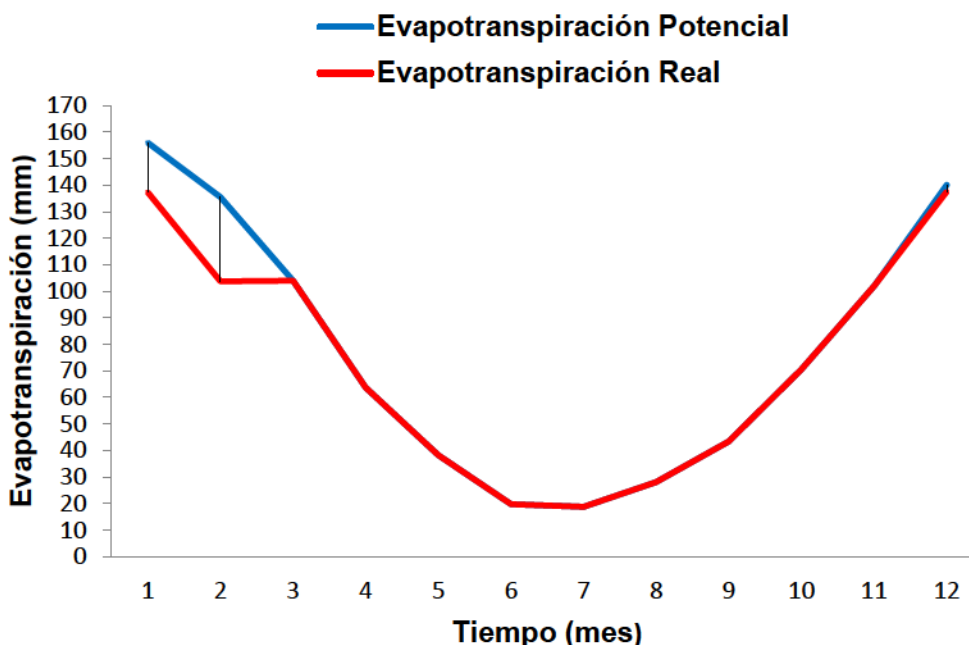


Figura 1.7. Evapotranspiración potencial y real promedio mensual para la estación Azul (SMN), adaptado de Varni (2005).

Según Rivas y Caselles, (2005), las variables con incidencia en el cálculo de la evapotranspiración de referencia, muestran claramente que su variación espacial es pequeña y, por lo tanto, también la evapotranspiración potencial varía de forma poco significativa en la región en estudio. Por ello, se considera que no se comete un error significativo utilizando una evapotranspiración potencial uniforme en todo el área.

En la Figura 1.8 se describe a partir de dos perfiles litológicos típicos, el tipo de sedimentos que contienen al acuífero libre, en su gran mayoría son tipo limos mezclados con tosca. Los periodos de mayor recarga en el acuífero son los meses de marzo a junio (otoño), siendo mínimos en el verano en el mes de enero (Varni, 2005). En la Figura 1.9 se observa la variación del nivel freático desde 2003 al 2013 en dos piezómetros: uno ubicado en la parte alta de la cuenca llamado El Cerrito (P28), y otro en la salida de la cuenca llamado Loma Pampa (P38).

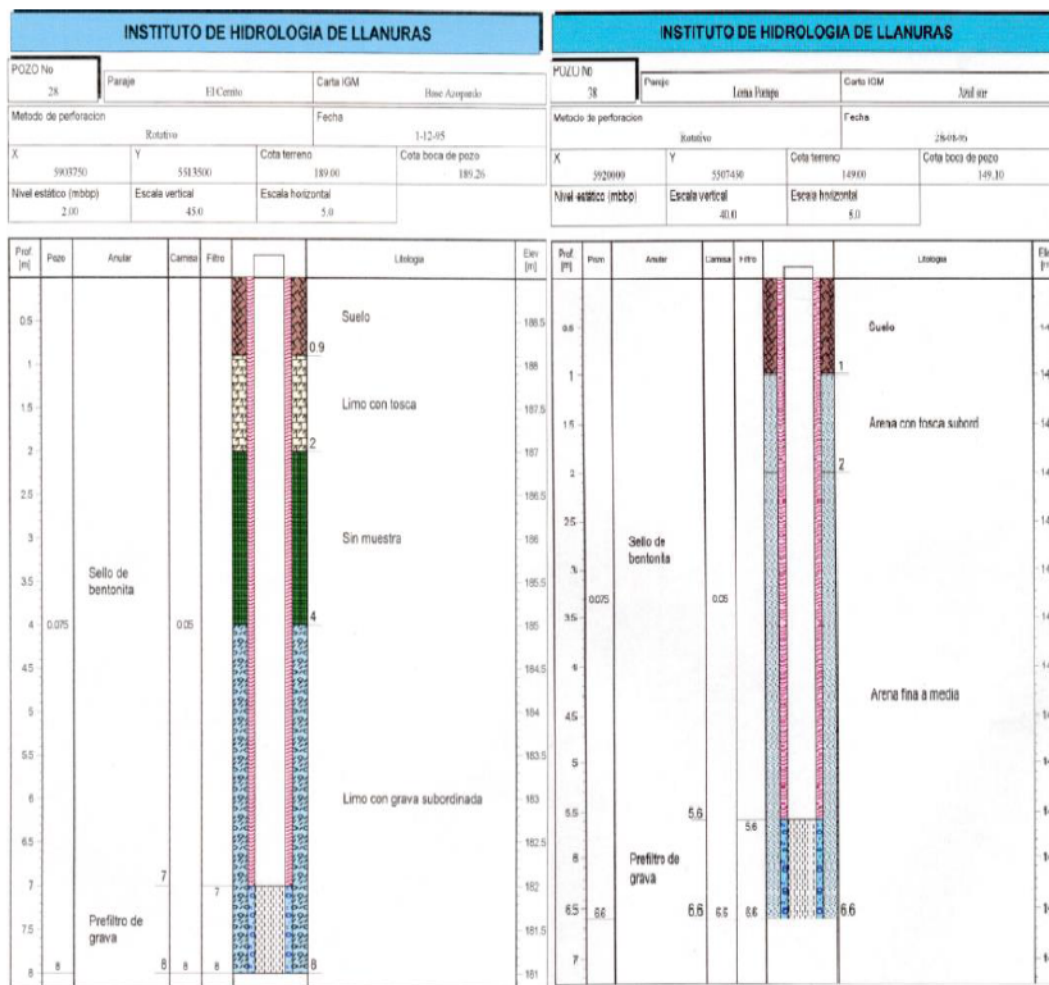


Figura 1.8. Columnas litológicas de los piezómetros El cerrito y Loma Pampa ubicados en la cuenca del arroyo Santa Catalina, tomado de IHLLA (1996).

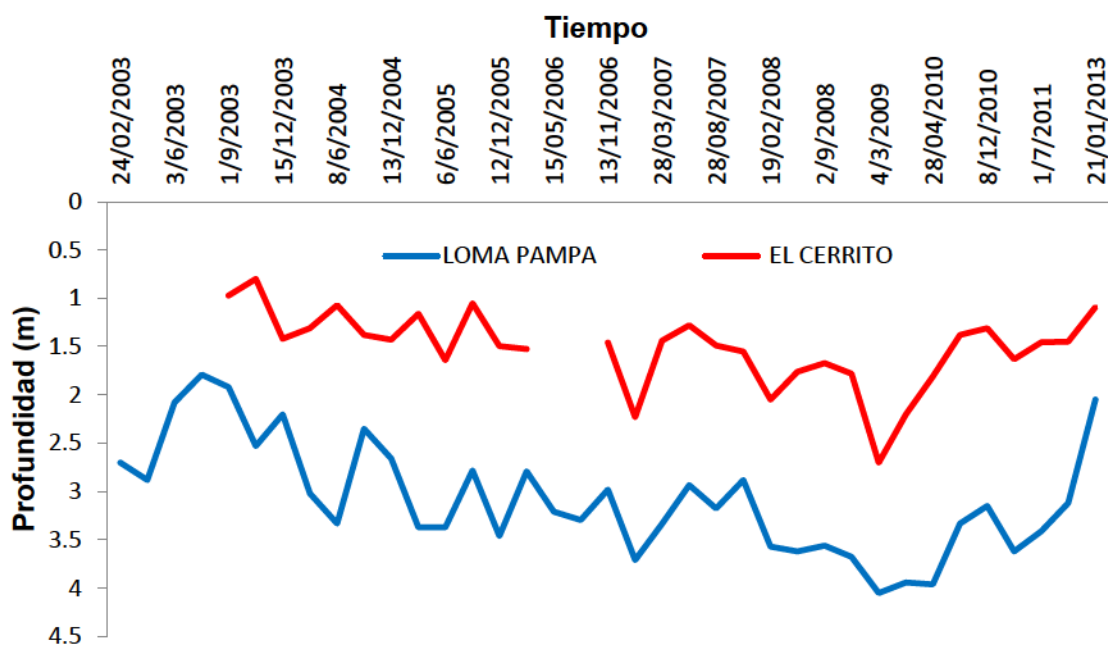


Figura 1.9. Comportamiento del acuífero freático en el periodo 2003-2013, en los piezómetros El Cerrito (P28) y Loma Pampa (P38).

1.4 ANTECEDENTES

1.4.1 HIDROLOGÍA EN ZONAS DE LLANURA

En áreas de marcada pendiente el agua se mueve por gravedad y la delimitación de los bordes de la cuenca están claramente definidos, mientras que en áreas muy planas y deprimidas predominan los movimientos verticales del agua (precipitación, evapotranspiración y almacenamiento) sobre el escurrimiento superficial. Cuando las pendientes son menores del 0.1% se genera un movimiento errático del agua, donde la topografía, el viento y las obras estructurales provocan que el escurrimiento cambie la dirección el flujo y los conceptos de delimitación no son fácilmente identificables. En este ambiente se mueven grandes volúmenes de agua cubriendo extensas superficies con tirantes menores al metro y con muy baja energía, por lo cual no se requieren obras muy grandes para producir un cambio en el comportamiento del agua (Ameghino, 1984; Barbagallo, 1983; y Parodi y Damiano, 2003). Estos sistemas son conocidos como sistemas hidrológicos no típicos (SHN) (Zimmerman, 1999), porque se producen transferencias de agua entre sus divisorias, o sus divisorias son variables de acuerdo, al volumen del agua (Figura 1.10).

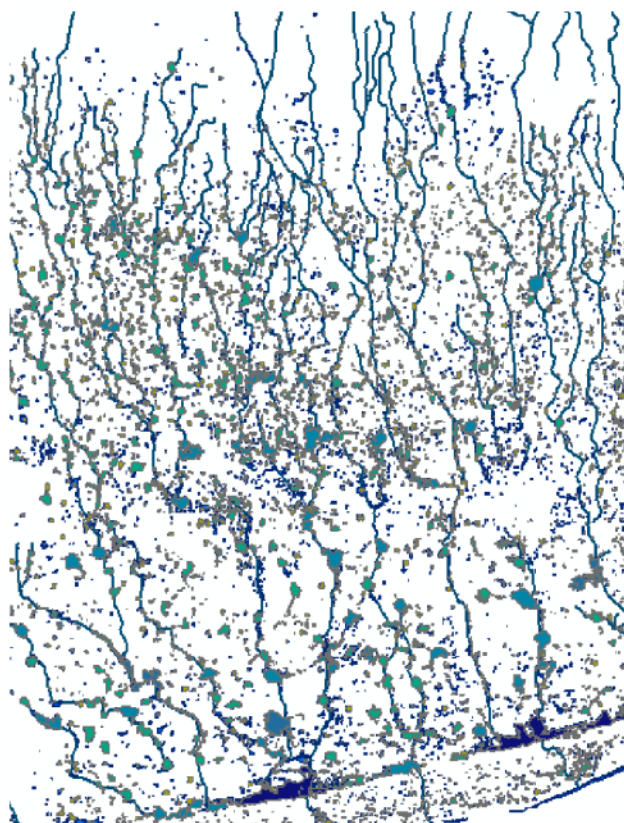


Figura 1.10. Sistemas hidrológicos no típicos, tomado de Scioli (2010).

En la Pampa Deprimida el sistema de drenaje se desarrolla en una zona con un relieve plano, suavemente deprimido y de muy bajo gradiente de pendiente (Taboada y Lavado, 2009), la densidad de cursos de agua es muy baja y existen áreas con drenaje arreico (Sala et al., 1983). Por ello, las planicies de inundación juegan un papel importante en el almacenaje y conducción del agua, y la identificación de estas zonas permite definir la afectación y evaluar los daños potenciales de las inundaciones (Cazenave et al., 2010).

El relieve suave y la falta de convergencia de flujo hacia una red de drenaje hacen que los modelos hidrológicos clásicos, y las correspondientes metodologías de implementación, tengan dudosa aplicabilidad (Scioli et al., 2010). Por eso la correcta simulación de la escorrentía superficial en zonas de llanura es fuertemente dependiente de una topografía de detalle.

La descripción del escurrimiento superficial en áreas de llanura es de vital importancia como aporte a la planificación integral de los recursos hídricos, por consiguiente, el análisis de la dinámica de las perturbaciones antrópicas que inciden sobre estos sistemas hidrológicos demanda herramientas de simulación para su diagnóstico y planificación.

Los cambios de uso del suelo en las zonas de llanura han disminuido la capacidad de infiltración de las cuencas, debido a que son zonas con un alto potencial agropecuario donde no se implementan las buenas prácticas de manejo, conllevando al incremento de los excedentes y los déficits hídricos.

También los periodos húmedos y secos alteran la zona no saturada, y las canalizaciones anárquicas aceleran el flujo en lugares donde su capacidad se ve sobrepasada, estos aspectos son los que generan un aumento de la vulnerabilidad del ámbito rural y urbano frente a los extremos hídricos (Scuderi et al., 2008).

1.4.2 SEQUÍAS

La sequía es un proceso natural errático, que se origina como resultado de una deficiencia de precipitación durante un período de tiempo extenso, generalmente de una estación o más, provocando en consecuencia un desbalance hídrico que afecta las actividades humanas y ambientales. Según Wilhite y Glantz (1985), se trata de una

situación de precipitación deficiente en relación a un comportamiento promedio considerado como normal. Las sequías constituyen una adversidad climática con significativos efectos negativos en los aspectos socio-económicos de un país, cuyas características de intensidad y frecuencia de ocurrencia están asociadas con cada región (Ballari et al.,2009). La reducción de la disponibilidad del recurso en calidad o en cantidad provoca conflictos de diferentes naturalezas, que es necesario resolver.

Las sequías tienen efectos más adversos que las inundaciones debido a la vulnerabilidad de la población y a que no se cuentan con planes de protección civil para contrarrestar este fenómeno. Según Aparicio (2007), hay ejemplos típicos de degradación inducidas por la escasez de agua, la cual se ve reflejada en diferentes sectores como en el económico, donde se generan pérdidas de las cosechas, que se traducen en una dura crisis para el sector agrario y en una catástrofe económica que repercute no sólo en los agricultores sino en toda la cadena hasta llegar al consumidor final y al gobierno, que tiene que librar partidas presupuestarias de emergencia muy elevadas para paliar la situación.

El incremento de las importaciones de alimentos, que suponen un importante aumento del gasto familiar y de costos para el gobierno y, en consecuencia, un aumento de la inflación. La incidencia indirecta en el sector ganadero, que se refleja en la escasez de cabezas de ganado y en el encarecimiento de los mismos, haciendo que se multipliquen las prácticas ilegales de engorde artificial

En cuanto a los efectos sanitarios la aparición o reaparición de plagas que atacan a los campos y al ganado, ya que la sequía y la insalubridad son un excelente caldo de cultivo para ello. El aumento de las enfermedades de tipo cardiovascular, infecciosas, alérgicas y respiratorias, que obedecen a un empeoramiento de la calidad del aire por el incremento del polvo en suspensión procedente de la erosión del suelo favorecida por la sequía.

Las consecuencias sociales que acarrear las sequías son obstrucción de los colectores de la red de alcantarillado urbano por falta de circulación de agua, incremento de las tasas de desempleo, reducción de la calidad de vida, emigración de la mano de obra del campo hacia otros lugares, y los recortes en el abastecimiento de agua potable a la población.

Los efectos que traen las sequías sobre el medio ambiente son incremento del riesgo de incendio de los espacios forestales, invadidos por el pasto, matorral y forraje extremadamente seco. Mortandad de peces y otras especies acuícolas motivada por la disminución de los caudales de agua superficial en ríos, lagos y embalses. Erosión del suelo causada por los efectos combinados de la reducción de la cubierta vegetal y la acción del viento (Samaniego y Bárdossy, 2007).

Según Wilhite y Glantz (1985) se realizaron diferentes estudios donde determinaron 4 diferentes tipo de sequía según las diferentes disciplinas científicas que estudian el fenómeno. La clasificación es la siguiente:

1. **Sequía meteorológica:** Es un intervalo de tiempo generalmente con una duración de meses o años, durante el cual el aporte de humedad baja debido a la falta prolongada de precipitación.
2. **Sequía agrícola:** Este es el primer sector económico que afecta la sequía ya que al caer la humedad del suelo se disminuye la producción agrícola en cualquiera de sus fases de crecimiento.
3. **Sequía hidrológica:** Se produce cuando disminuyen las reservas de agua disponibles en fuentes como acuíferos, ríos y lagos, debido a que la precipitación cae por debajo de la media estadística.

Este tipo de sequías tiene un desfase temporal que puede demorarse durante meses luego del inicio de la disminución pluviométrica, dependiendo del volumen de agua que tenga almacenado el sistema en depósitos naturales o artificiales (Figura 1.11).

4. **Sequía socioeconómica:** ésta se produce cuando la disponibilidad del agua disminuye hasta el punto de producir daños económicos o personales. Este tipo de sequía sucede con la sequía agrícola ya que esta afecta mucho la economía de una región o un país.

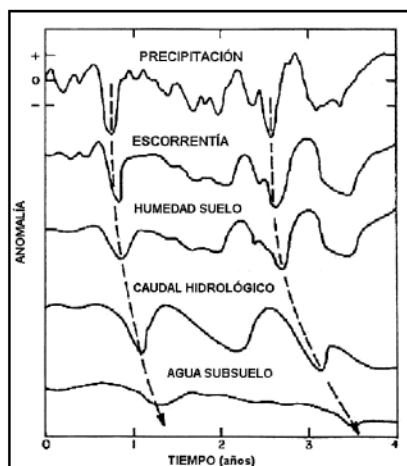


Figura 1.11. Desfase temporal de anomalías pluviométricas en diferentes procesos hidrológicos tomado de Valiente (2001).

En los últimos años se han observado serios fenómenos de sequías en la región pampeana, ocasionados por escasas precipitaciones donde encontraron que su principal causa está condicionada por la actividad del anticiclón del Océano Atlántico y su interacción con la depresión continental en la Pampa Húmeda según Capriolo y Scarpati (2013).

Las sequías más graves desde que se tienen registros del Servicio Meteorológico Nacional se produjeron en 1974,1989,1995,1996,1999 y 2008. La sequía de 2008, la cual es objeto de estudio de esta tesis afectó a todo el país, murieron gran cantidad de cabezas de ganado, por lo que el gobierno declaró el “Desastre Agropecuario”, destacando entre las áreas más afectadas todo el sur de la provincia de Buenos Aires (Capriolo y Scarpati, 2013). Las precipitaciones disminuyeron entre 40% y 60%, y se redujo un 30% la cosecha de soja, un 20% la de trigo y se estimaron las pérdidas superiores a U\$D 700 millones para la provincia.

Cuando se produce una sequía muy fuerte puede producirse la sobreexplotación de acuíferos por causas antrópicas, que trae aparejado no sólo su agotamiento sino la modificación de todo el ecosistema (Figura 1.12). Por ello es importante contar con planes de protección civil con el fin de contrarrestar los efectos negativos en los periodos de déficit hídrico ya que, como se comentó anteriormente, no sólo impacta el factor socio-económico sino que también el ambiental y el sanitario.

La cuenca del arroyo Santa Catalina se encuentra ubicada en el partido de Azul es un área muy afectada por las sequías. Según Ballari et al. (2009) ocurrieron 499 días de emergencia por sequías en un periodo de tiempo de 10 años (1997-2007).

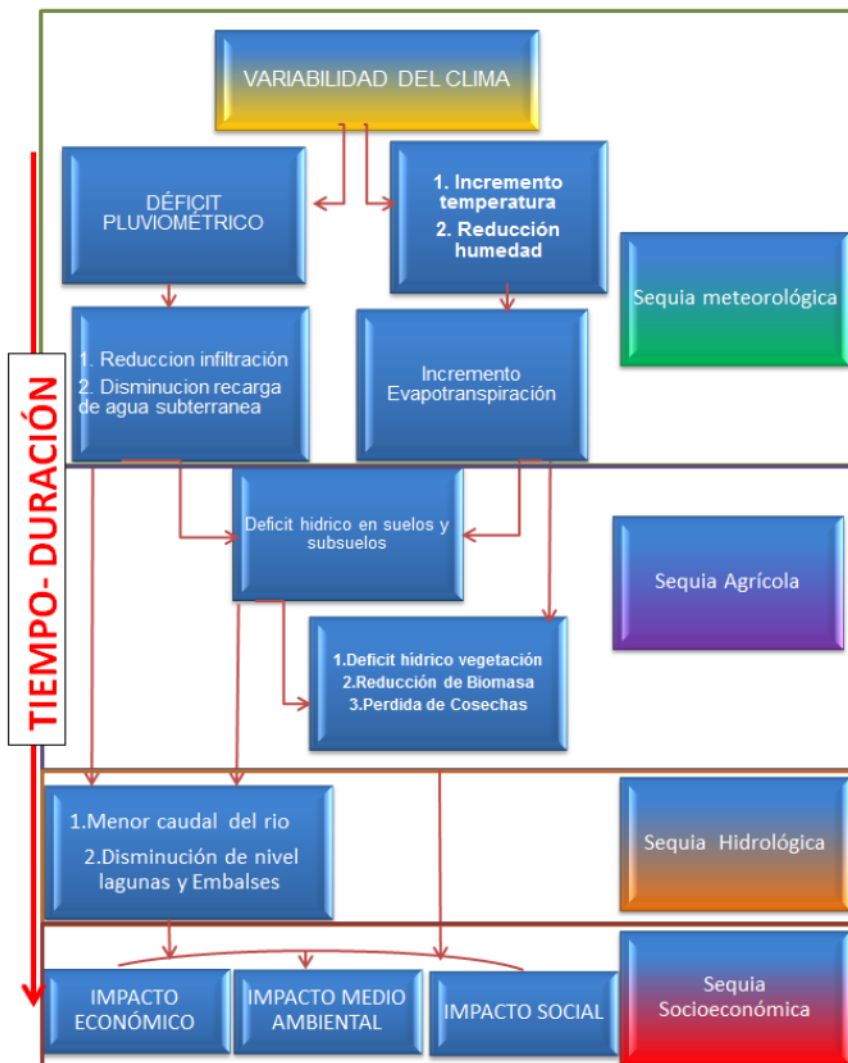


Figura 1.12. Secuencia de evolución de diferentes tipo de sequías, adaptado de (NDMC, 1995)

1.4.3 INUNDACIONES

Las inundaciones son, probablemente, el más recurrente y peligroso desastre en el mundo, América es uno de los continentes más afectados, debido a la susceptibilidad o la falta de resiliencia de la población, lo cual causa una mayor vulnerabilidad cuando se presentan eventos hidrometeorológicos extremos. Uno de los tipos de inundaciones más frecuentes ocurre en áreas de llanura, las cuales causan importantes pérdidas socioeconómicas debido a que son áreas que tienen un alto potencial de desarrollo urbanístico y agropecuario.

Las inundaciones en zona de llanura se caracterizan por generar grandes áreas anegadas durante periodos de tiempo largos que van de pocos días a meses. Este fenómeno se presenta debido al aumento del nivel freático el cual puede llegar hasta la superficie con una periodicidad no definida por una parte, y la permanencia del escurrimiento en superficie a causa de la baja pendiente del terreno y una red de drenaje poco definida por otra. La escorrentía puede tomar caminos diferentes dependiendo de la altura de agua, por ello la delimitación de cuenca no es fácilmente identificable o varía dependiendo del volumen del evento.

En las áreas planas, en periodos de exceso hídrico, se genera un flujo por conexión de almacenamientos en superficie, como se observa en la Figura 1.13. Los pequeños cambios en la elevación del relieve ocasionados por la acción antrópica como las vías de comunicación o las prácticas de uso del suelo (surcos a favor de la pendiente, suelos desnudos, deforestación, etc.), causan efectos de gran magnitud en la dinámica hidrológica de la zona.



Figura 1.13. Fotografía comportamiento del flujo de agua en la cuenca del arroyo Santa Catalina en periodo de exceso hídrico.

El escurrimiento superficial en estas áreas es predominantemente mantiforme, más que el encauzado debido a la baja capacidad hidráulica de los cauces ya que son de pocos metros de altura, por lo cual se generan inundaciones de baja profundidad pero con una gran extensión areal (Scioli, 2010).

Los eventos de inundación en la cuenca se presentan mayoritariamente en los periodos de otoño e invierno cuando el nivel freático es elevado, hay baja

evapotranspiración y los cambios de la cobertura del suelo generados por la rotación de cultivos, se encuentran los suelos sin cobertura vegetal aumentando la generación de excedentes superficiales en la cuenca como se vislumbra en la Figura 1.14.

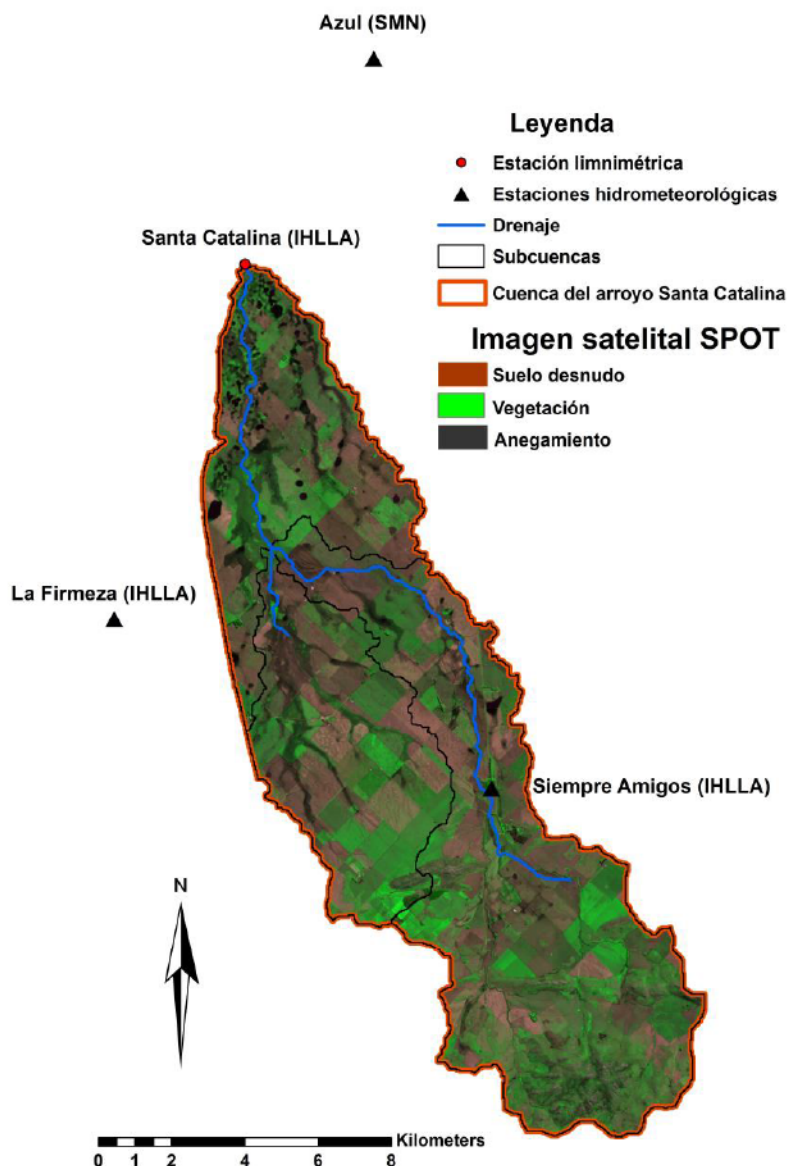


Figura 1.14. Imagen satelital SPOT de la cuenca del arroyo Santa Catalina del 13/9/2012 durante un periodo de excesos hídricos.

Antico y Sabbione (2010) han señalado que la región pampeana ha experimentado un aumento de las precipitaciones durante las últimas décadas del siglo XX. Esto evidencia que los desastres por inundaciones pueden aumentar por un lado debido a la variabilidad climática y por otro a la demanda externa, a causa de los cambios en la orientación de los precios internacionales de cereales (producción de granos para exportación), los cuales han impactado en las formas de tenencia, uso y producción de

la tierra según Scarpati et al. (2008), conllevando a que se generan escenarios frágiles ante los periodos de exceso de agua.

Según Ameghino (1884) las sequías y las inundaciones consisten en un mismo problema debido al tiempo de permanencia del fenómeno, y a los desastres socioeconómicos importantes que estos causan, tales como la disminución de la producción agrícola, hambrunas y la migración de la población. En la Figura 1.15 se ilustra la distribución temporal de sequías y periodos húmedos en la provincia de Buenos Aires, donde se encontró una alternancia de periodos en su gran mayoría de sequías pluviométricas, y se ve el aumento en los últimos años de periodos húmedos, algunos de los cuales han generado inundaciones en diferentes zonas de la provincia de Buenos Aires.

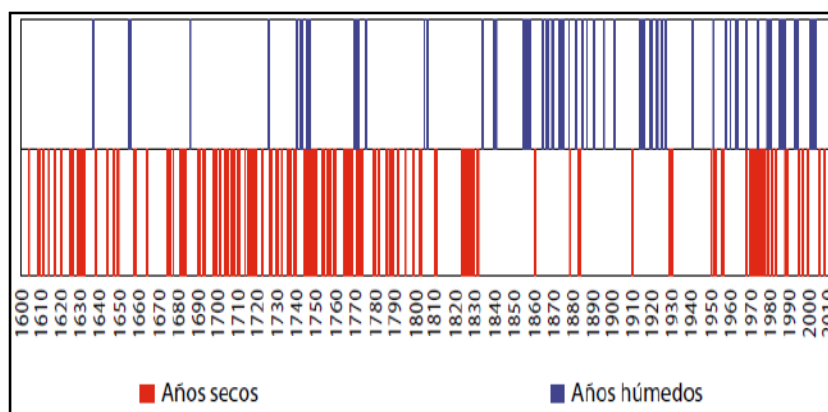


Figura.1.15. Distribución de periodos pluviométricos de déficit y excesos hídricos (periodo 1600-2010) en la provincia de Buenos Aires tomado de Capriolo y Scarpati (2013).

1.4.4 MODELOS HIDROLÓGICOS

Un modelo hidrológico matemático es una representación simplificada de los procesos que ocurren en un sistema real, el cual nos permite reproducir el comportamiento de un sistema hidrológico (Parodi y Damiano, 2003). Es una representación física y matemática cuyo objetivo es cuantificar los caudales de salida de un área específica, provenientes de sectores que se encuentran localizados en áreas más altas.

Los modelos hidrológicos son una herramienta que puede resolver los problemas ambientales críticos y son importantes para la gestión integrada de los recursos hídricos en cuanto a la planificación y manejo de cuencas, operación de presas, diseño de obras, erosión, fuentes difusas y puntuales de contaminación, salinidad y

alcalinidad de suelos, energía hidroeléctrica, y degradación del suelo (Sing y Frevert, 2006).

La modelación hidrológica en los últimos años ha tenido mucho auge ya que ayuda a comprender y cuantificar el funcionamiento de una cuenca (Estrela, 1992) con el fin de mejorar la visión del planificador al simular diferentes condiciones hipotéticas. Los sistemas hidrológicos son continuos, los flujos entre la atmósfera, la superficie y el subsuelo, aunque tengan escalas temporales diferentes, posibilitan la desagregación y permiten analizar y comprender mejor los procesos hídricos en una zona.

El primer modelo hidrológico que surgió fue el Stanford Watershed Model (SWM) desarrollado por Crawford y Linsley en 1966 (Sing y Frevert, 2006). A través de este se introdujo el concepto de modelación continua, cuyo enfoque, fue seleccionado como la base hidrológica de un conjunto de modelos. Luego la agencia Hydrocomp crea el Hydrologic Simulation Program (HSP) (Burnash et al., 1973), que es un modelo hidrológico que cuenta con un módulo de calidad de agua.

La Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos (EPA) reconoce el enfoque de simulación de procesos continuos, ya que estos son necesarios para analizar y resolver muchos de los problemas complejos de los recursos hídricos, por eso invierten una gran cantidad de recursos económicos para el desarrollo de programas de simulación hidrológica. Con el fin de estudiar la gestión de residuos agrícolas y los procesos de contaminación difusa desarrollaron los modelos Agricultural Runoff Management (ARM), Nonpoint Source (NPS) y el Hydrological Simulation Program-Fortran (HSPF).

MODELOS DE EVENTO Y MODELOS CONTINUOS

Los modelos hidrológicos pueden clasificarse en dos tipos dependiendo del periodo de tiempo considerado. Los modelos de evento que analizan hidrogramas asociados a una lluvia concreta con una duración relativamente reducida (horas o días), son muy utilizados para proyectos, el dimensionamiento de obras o el análisis de zonas inundables. Los modelos continuos están principalmente dirigidos al estudio del balance hidrológico sobre un intervalo de tiempo de magnitud superior, donde se incorporan en la modelización ciertos elementos y procesos que pueden ser despreciados en los modelos de evento.

MODELOS DISTRIBUIDOS Y MODELOS AGREGADOS

Los modelos distribuidos son más espacialmente detallados que los agregados debido a que las unidades de análisis representan procesos más específicos por medio de una grilla, a diferencia de los agregados donde sus unidades espaciales son a nivel de cuenca o subcuenca. En los distribuidos en general se implementan los modelos de elevación digital, así como las imágenes aéreas procedentes de sensores remotos, todas ellas divididas en unidades de grilla mínimas (celdas o píxeles), lo cual hace que resulte lógico emplear estas mismas unidades también como unidades hidrológicas, existiendo por tanto una tendencia natural a plantear sobre dicha estructura modelos de tipo distribuido.

Los modelos distribuidos simulan el funcionamiento del sistema resolviendo numéricamente ecuaciones de flujo y conservación de masa, de los procesos que constituyen el balance hidrológico. La dificultad para su aplicación es la cantidad de información necesaria para representar los diferentes procesos, ya que muchas veces esta información no es fácilmente disponible. Con la aparición de datos distribuidos arealmente provenientes de sensores remotos y herramientas proporcionadas por los sistemas de información geográfica surge la explosión en la utilización de este tipo de modelos.

Por otra parte la aplicación de modelos matemáticos distribuidos en regiones planas, permiten reproducir la variación espacial y temporal de los procesos lluvia, escurrimiento superficial y dinámica del nivel freático a nivel de detalle, y desarrollar una herramienta para el control y prevención de inundaciones y sequías; los modelos de escurrimiento superficial deben captar la esencia de los controles físicos del suelo, la vegetación y la topografía sobre la producción de excedentes (Riccardi et al., 2008).

1.4.5 MANEJO DE CUENCAS HIDROGRAFICAS EN ZONAS DE LLANURA

Es la gestión que se realiza en un determinado sistema hidrográfico con el fin de concebir un desarrollo sostenible y sustentable minimizando los efectos negativos sobre los recursos hídricos a través de la interconectividad de los recursos naturales entre los usuarios aguas arriba y aguas abajo, aplicando el concepto de ecosistema (Gaspari et al., 2013).

Las demandas por el recurso agua crean conflictos entre los seres humanos, y de éstos con su entorno. Por ello, se debe adelantar todo un proceso de gestión alrededor del recurso agua y la cuenca, con el fin de evitar dichos conflictos, prevenirlos y solucionarlos (Londoño, 2001). El ser humano debe aprender a vivir con estos conflictos y enfrentarlos adecuadamente, teniendo en cuenta además, la alternancia de ciclos extremos los cuales se incrementan constantemente con el tiempo como resultado del crecimiento económico, demandas sociales y la variabilidad climática. Estos conflictos se agudizan sobre todo en cuencas donde se asientan poblaciones o que abastecen a zonas urbanas.

El agua es un recurso estratégico para el desarrollo de las economías regionales. La asignación del agua disponible en una región debe atender no sólo los requerimientos ambientales y las necesidades básicas del ser humano, sino también elevar su calidad de vida, poniendo el recurso hídrico al servicio del desarrollo y bienestar de la sociedad.

En áreas de llanura se han producido alteraciones en el ambiente hidrológico a consecuencia del aumento de la impermeabilidad causado por el hombre a través de los años a causa la deforestación, sobrepastoreo, a las canalizaciones no planificadas, y extracciones por bombeo las cuales generan fluctuaciones en el nivel freático; todo esto da como resultado un aumento del escurrimiento superficial en periodos de exceso y a la disminución de agua disponible en periodos secos.

Con el fin de realizar un manejo integral de los recursos hídricos en cuencas de llanura se debe planificar un conjunto de acciones que mejoren las condiciones hídricas de la cuenca, como son los planes de forestación, obras hidráulicas y prácticas de manejo las cuales reducen el escurrimiento superficial, aumentan la capacidad de infiltración, y regulan la evapotranspiración y la humedad en el suelo.

La cobertura vegetal de los bosques influye sobre todos los procesos hidrológicos: intercepción de la lluvia, variación en la evapotranspiración, retardo del escurrimiento y el aumento de la infiltración, los bosques son esencialmente importantes para mantener las tasas de infiltración rápidas y tienen influencia en las variaciones de los niveles freáticos. La incorporación de la biomasa aumenta la permeabilidad del suelo generando como resultado una mayor porosidad. Según Besteiro (2014) en su estudio de la influencia hidrológica de la forestaciones en la llanura pampeana muestra que los

bosques favorecen los procesos de infiltración en periodos de exceso hídrico, disminuyen los procesos de descarga del acuífero en épocas secas o de baja pluviometría y a su vez mantienen la humedad del suelo, por lo cual tienen una importante función en la reducción del escurrimiento superficial anual.

En resumen, el manejo del agua en la cuenca considera la multiplicidad de factores que intervienen frente al problema ambiental, en este caso la cuestión hídrica, que abarca no sólo a las inundaciones sino también a las sequías. Además, es fundamental considerar la conciencia cooperativa y solidaria de todos los actores sociales intervinientes (pobladores, productores, políticos, científicos, profesionales, empresarios, etc.) con el fin de que el manejo sea sustentable, es decir, que perdure en el tiempo.

Para efectuar una solución sostenible de desarrollo que permita la mejora de la calidad de vida de las poblaciones locales preservando el medio ambiente y no comprometiendo el futuro de las generaciones venideras, se implementa una metodología que propone mejorar el funcionamiento hidrológico de la zona, amortiguando los efectos de las crecidas en la cuenca, aumentando la infiltración de agua conllevando a que se cuente con agua disponible para los periodos de sequía y preservando las funciones ecológicas con el fin de realizar un aprovechamiento ordenado de los recursos naturales.

Para tratar excesos hídricos hay que respetar los procesos básicos que son naturales en los campos bajos (Parodi et al., 2003) con el fin de crear un diseño que acepte los enormes volúmenes de agua, para retardar el escurrimiento, y conducir estos excesos hasta lugares menos productivos para así disminuir lo máximo posible los picos de crecida, y con este agua retenida aumentar la disponibilidad de agua en épocas de sequía.

El objetivo principal de la ordenación hidráulica-forestal es la mejora de la calidad de vida de las poblaciones locales mediante la protección de los suelos, la regulación hídrica y la conservación de la biodiversidad. A su vez, la mejora de los recursos económicos propios permitirá generar empleo y estabilizar la población evitando las migraciones.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

A continuación se describe la metodología utilizada para modelar la cuenca del arroyo Santa Catalina a través del acoplamiento con un modelo hidrológico semidistribuido continuo y otro distribuido de evento.

En una segunda sección se describen los materiales utilizados para modelación distribuida en zona de llanura a través del acoplamiento del SWAT con el SSHH I. Para ambos modelos se describen las actividades realizadas para la implementación, análisis de sensibilidad, calibración y validación de los mismos, y se detalla la información recolectada y relevada del tipo climática, topográfica e hidrológica que fue utilizada para la simulación con los modelos matemáticos.

2.1 METODOLOGÍA

Para simular procesos hidrológicos con modelos distribuidos y semidistribuidos en zona de llanura es necesario primero corregir el modelo de elevación digital (DEM) debido a que en estas áreas se necesita una topografía de detalle que permita comprender el movimiento del agua, ya que cualquier pequeño cambio en la pendiente conlleva a un cambio en la dirección y volumen del flujo. El modelo de elevación digital que se implementa en la cuenca del arroyo Santa Catalina es el SRTM de 1 segundo de arco (NASA, 2001). Este DEM se corrige ajustando las alturas del SRTM, con imágenes Landsat y/o vectores de caminos o canales. Es necesario usar varias fuentes de información, tales como cartas IGM, imágenes satélites, GPS diferencial, etc., para complementar la información del SRTM.

En función de los objetivos propuestos en este trabajo se realizó la simulación en una cuenca en zona de llanura utilizando dos modelos diferentes. Una de las modelaciones se realizó con un modelo hidrológico llamado Soil and Water Assessment Tool (SWAT, 2009), el cual es un modelo matemático semidistribuido continuo a escala diaria que permite representar diferentes procesos físicos en las cuencas hidrográficas, con el fin de analizar los impactos de los cambios de uso del suelo en el flujo subterráneo y la escorrentía superficial.

Con el fin de analizar cómo afectan las sequías y las inundaciones en función de las prácticas de manejo de cultivo se implementa la rotación de los mismos, que es una de las opciones de manejo que tiene implícito el modelo SWAT. Se dan dos rotaciones

diferentes dependiendo el uso del suelo: cultivos de invierno, los cuales se plantan en el mes de julio y se cosechan en el mes de diciembre; y los cultivos de verano, que se plantan en el mes de noviembre y se cosechan el mes de abril.

SWAT permite calcular la lluvia efectiva por celdas y con este producto se realiza un acoplamiento con el modelo SSHH I (Riccardi, 2000; Rentería y Stenta, 2003) a fin de simular el movimiento de la escorrentía superficial cuando se produce un evento de lluvia en la cuenca. Este modelo es diseñado para zonas de llanura, ya que el escurrimiento en estas áreas es frecuentemente en lámina, siendo a veces más común que el encauzado. El modelo SSHH I se valida a través de imágenes satelitales con el fin de obtener un mapa del anegamiento en la cuenca.

Con estos dos modelos se analizan escenarios de usos del suelo, prácticas de manejo de cultivo y el ordenamiento con obras hidráulicas, para regular aquellos terrenos expuestos a las inundaciones, y favoreciendo la disponibilidad de humedad en el suelo durante los periodos secos. A continuación se describen los escenarios hipotéticos que se implementan en el acoplamiento de los dos modelos.

2.1.1 DESCRIPCIÓN DE ESCENARIOS UTILIZADOS CON EL SWAT

Con el modelo semidistribuido SWAT calibrado y validado se implementan 2 escenarios hipotéticos de medidas no estructurales para la gestión de extremos hídricos.

En primera instancia se tiene un escenario de referencia, el cual se analiza el balance del agua diario con los usos del suelo y prácticas de manejo de cultivo actuales.

Luego se implementa un escenario 1 en el cual se realiza un cambio de usos del suelo por medio de la forestación de los bajos que se encuentran en el terreno y el aumento de la franja riparia, y un escenario 2 que considera al escenario 1 pero agregando prácticas de manejo de cultivo. Se describen a continuación cada uno de los escenarios hipotéticos.

2.1.1.1 Escenario 1: cambios de usos de suelo

Para el primer escenario se potencia la franja riparia por medio de una zona de protección de 100 metros a cada lado del arroyo, la cual nos sirve para regular tanto el

MATERIALES Y MÉTODOS

flujo que llega al cauce como el flujo hidráulico del arroyo. También se implantan bosques en los bajos de la cuenca a fin de controlar el anegamiento en periodos de exceso y aumentar la infiltración de agua en el suelo para periodos de déficit hídrico (Figura 2.1). Con la implementación de este cambio de uso de suelo se controla: la descarga de contaminantes en el cauce, la erosión del suelo, la evaporación en periodos de sequía y la disponibilidad de agua en el perfil de suelo.

Para definir los bajos que se encuentran en la cuenca del arroyo Santa Catalina se procede a digitalizar con polígonos (por medio de Arcgis) los bajos más representativos en la cuenca a través de dos imágenes satelitales en periodos de excesos hídricos. Una imagen del satélite SPOT del 13/9/2012 y otra imagen del 8/6/2007 del satélite LANSAT-5. Después se crea un archivo vectorial de los bajos y se procede a cambiar estas zonas por bosques a fin de obtener un mapa de escenario de cambio de usos del suelo.

2.1.1.2 Escenario 2: considerando el escenario 1 con prácticas de manejo de cultivo.

El segundo escenario consiste en agregar al escenario 1 un escenario de prácticas de manejo de cultivos con la siembra en contorno, la cual consiste en la siembra de cultivos a favor de las curvas de nivel del terreno, es decir, perpendicular a su pendiente. En los cultivos de soja, trigo y pasturas, que se encuentran en la cuenca del arroyo Santa Catalina, es recomendable este tipo de manejo para zonas con pendientes menores al 3%.

MATERIALES Y MÉTODOS

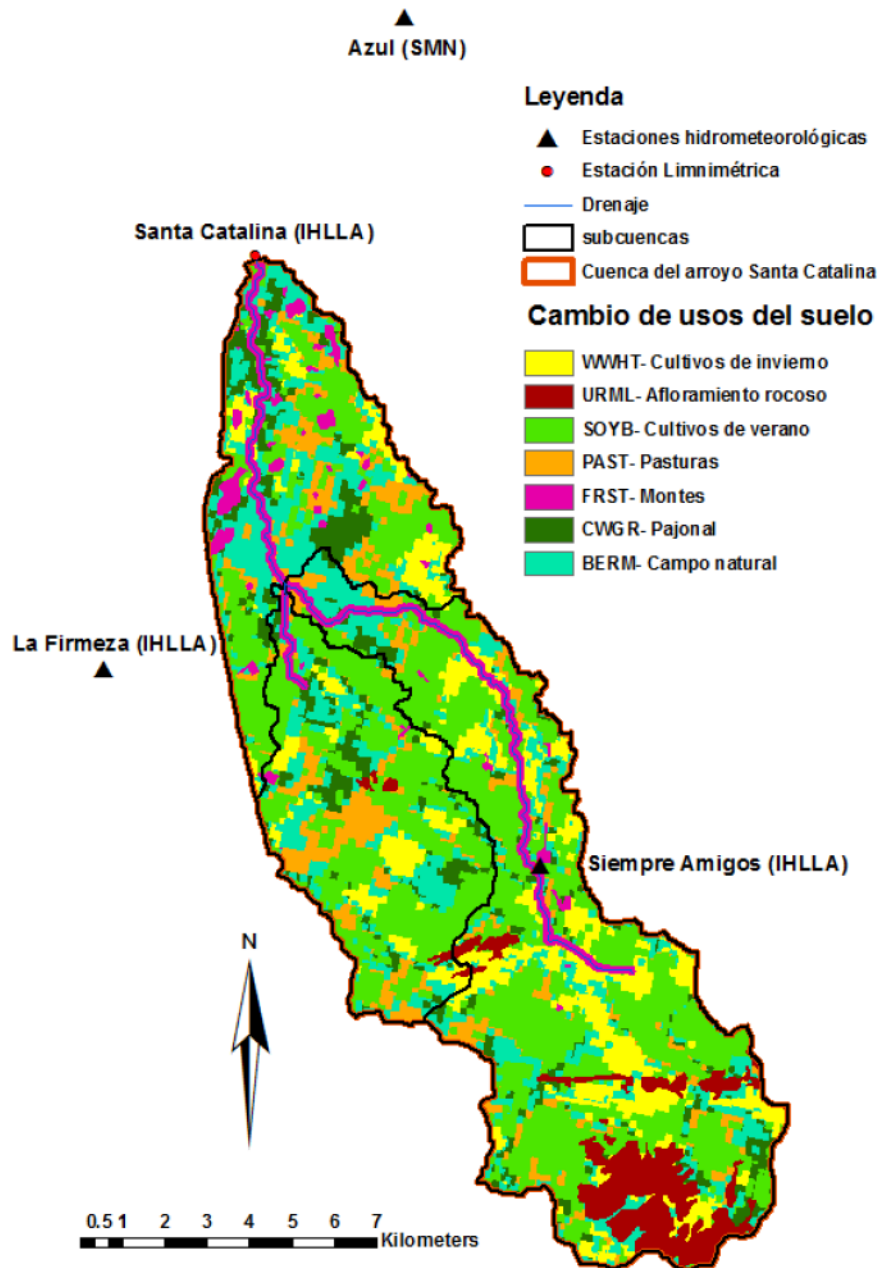


Figura 2.1. Mapa escenario hipotético de cambio de usos del suelo en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

2.1.2 DESCRIPCIÓN DE ESCENARIOS UTILIZADOS CON EL SSHH I

A través del modelo SSHH I se implementan 3 escenarios hipotéticos. Se cuenta con un escenario de referencia para simular las condiciones naturales actuales de la cuenca frente a un evento de crecida, como el ocurrido el 17 de mayo de 2012.

En el escenario 1, se implementan obras estructurales, como obras hidráulicas para regular el flujo en la cuenca del arroyo Santa Catalina, un escenario 2 donde se efectúan obras no estructurales como son cambios de uso del suelo y prácticas de manejo de cultivo.

Por último un escenario 3 en el que se considera el escenario 1 y el escenario 2 agrupados a fin de analizar la respuesta de medidas estructurales y no estructurales para el control de excesos hídricos en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

2.1.2.1 Escenario 1: con obras hidráulicas.

En el primer escenario, se agregan obras hidráulicas como alcantarillas en el cauce y se levantan los caminos rurales por medio de terraplenes a fin de regular y retrasar el flujo en crecidas del arroyo Santa Catalina.

2.1.2.2 Escenario 2: cambios de uso de suelo y prácticas de manejo de cultivo.

En el segundo escenario se implementa el cálculo de precipitación efectiva diaria realizada con el modelo SWAT para el escenario 2, 2.1.1.2 durante el evento del 17 mayo del 2012. En este escenario se analiza la respuesta del evento si solo se realizan cambios de usos suelo y prácticas de manejo cultivo.

2.1.2.3 Escenario 3: la implementación conjunta de los escenarios 1 y escenario 2.

En el tercer escenario se considera el escenario 1 y 2, en este escenario se agrupan medidas estructurales y no estructurales para el control de excesos hídricos en la cuenca del arroyo Santa Catalina para el evento del 17 mayo del 2012.

2.2 MATERIALES

En esta sección se describen los datos utilizados para realizar el acoplamiento entre el modelo SWAT y el modelo SSHH I para la cuenca del arroyo Santa Catalina.

2.2.1 MODELO SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL - SWAT

A continuación se detallan los datos de entrada implementados para simular procesos hidrológicos con el modelo SWAT en la cuenca del arroyo Santa Catalina

2.2.1.1 DATOS DE ENTRADA DEL MODELO

En la Figura 2.2 se observa el diagrama de entrada de los datos para simular procesos con el modelo SWAT. Estos se dividen en 4 ítems: Datos climáticos; Tipos de suelos; Usos del suelo, y Topografía de detalle (modelo de elevación digital). Después se agregan estos datos a una interfaz o extensión creada para Arcgis llamada ARCSWAT (SWAT, 2009). En esta plataforma se procesa el modelo y se obtienen los datos de salida, en este caso se simulan datos para un periodo de tiempo de 10 años.

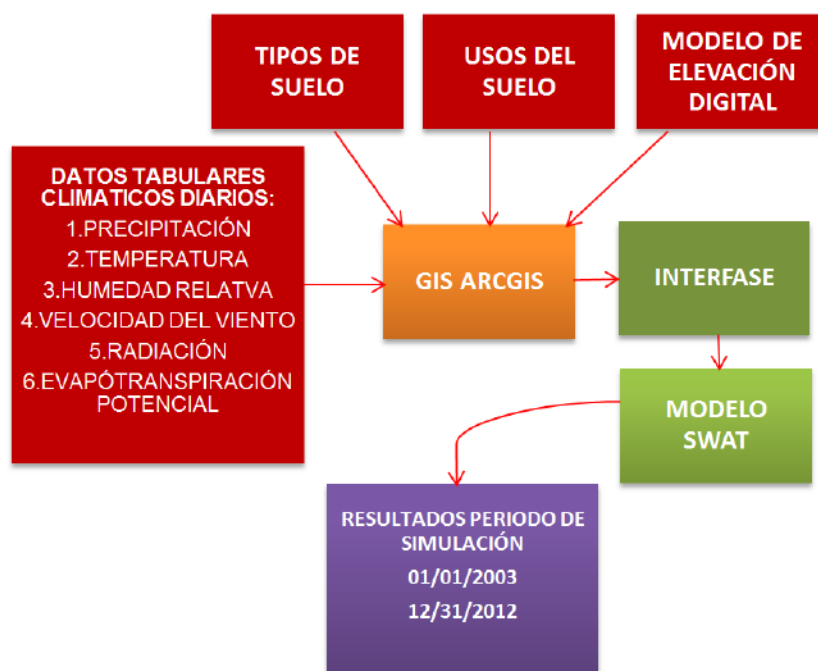


Figura 2.2.Diagrama de entradas al modelo SWAT.

2.2.1.1.1 Datos climáticos

La base de datos de clima se generó a partir de 3 estaciones, dos pertenecientes al Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA) y una perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional de Argentina (SMN). En la Tabla 2.1 se observan estas estaciones que tienen información completa diaria de: precipitación, temperatura, velocidad del viento y humedad relativa. En la Figura 2.3 se observa la distribución espacial de las estaciones climáticas y de caudal.

MATERIALES Y MÉTODOS

Tabla 2.1. Ubicación de las estaciones climáticas utilizadas en el modelo SWAT para la cuenca del arroyo Santa Catalina.

ID	NOMBRE	XPR	YPR	ELEVACIÓN (msnm)
1	AZUL (SMN)	5510000	5924000	145
2	FIRMEZA (IHLLA)	5502912	5908680	185
3	SIEMPRE AMIGOS (IHLLA)	5513341	5903983	190

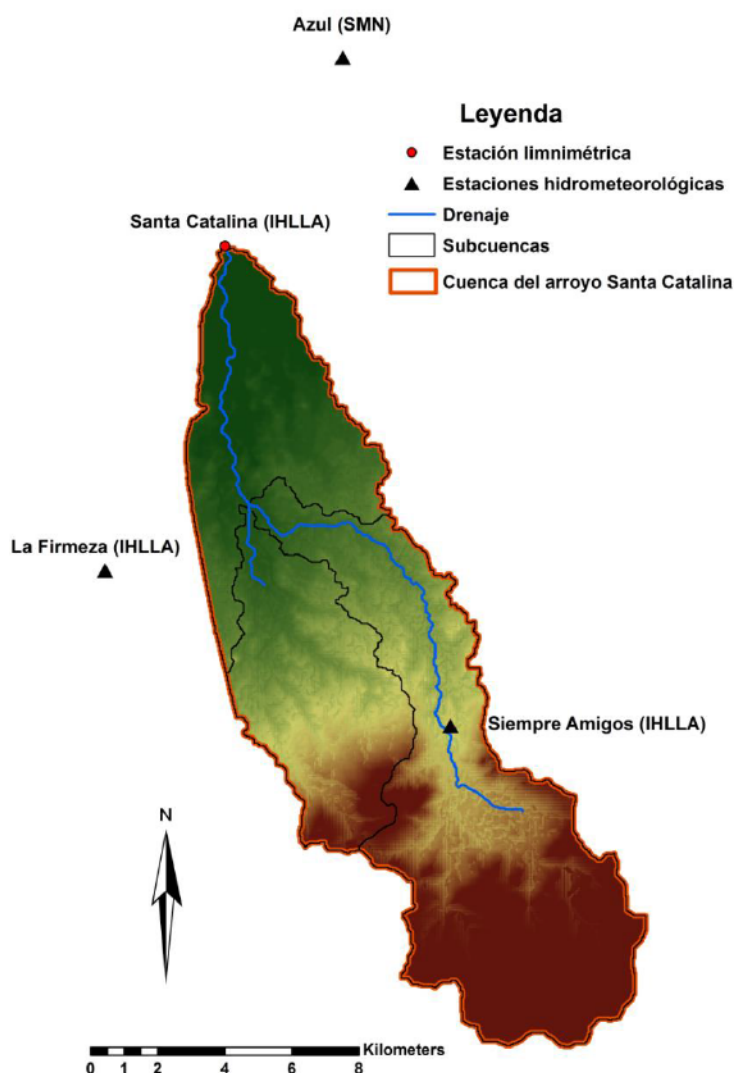


Figura 2.3. Ubicación de las estaciones hidrometeorológicas y limnimétrica utilizadas en el modelo SWAT para la cuenca del arroyo Santa Catalina.

En cuanto a la radiación diaria que puede alcanzar la superficie está determinada por su ubicación y el tiempo del año. Debido a las diferencias en la posición del sol, la radiación difiere en varias latitudes y en diferentes usos del suelo, en este estudio la radiación diaria se utiliza para el cálculo de evapotranspiración potencial diaria.

MATERIALES Y MÉTODOS

La evapotranspiración potencial diaria se calcula por medio del software Cropwat 8.0 desarrollado por Joss Swennenhuis (FAO, 2009), y se aplica la ecuación de Penman Monteith (Allen et al., 1998). Estos resultados se compararon con los datos del estudio de la evapotranspiración de referencia en una pastura de Argentina para la cuenca del arroyo del Azul (Rivas y Caselles, 2005), y se encontró que con el cálculo del programa se obtenían buenos resultados.

Se utiliza una serie de 10 años de datos diarios desde el 01/1/2003 al 31/12/2012, para crear el archivo de las estaciones de clima, la cual es una entrada en el modelo SWAT. A partir de estos datos tabulados se calculan los estadísticos climáticos por medio de una matriz creada en Excel por Boisrame (2007) para cada estación (tablas 2.2, 2.3, 2.4).

Tabla 2.2. Estadísticos climáticos mensuales para la estación Azul (SMN).

ESTADISTICO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TMPMX	27.73	25.76	22.59	18.63	14.32	13.34	15.09	17.43	20.09	24.14	27.92	29.72
TMPMN	14.08	11.50	7.85	5.82	1.98	0.71	2.18	4.16	6.44	9.16	11.60	13.44
TMPSTDMX	3.60	3.99	4.05	4.34	3.19	3.50	4.44	4.07	4.01	4.74	4.34	3.82
TMPSTDMN	3.83	4.21	5.65	4.92	4.10	4.66	5.22	4.35	4.41	4.51	4.38	4.24
PCPMM	123.14	99.96	117.54	51.39	51.20	37.21	33.23	61.74	65.18	82.58	78.73	86.58
PCPSTD	10.97	9.07	11.93	6.08	7.36	5.07	4.24	7.94	7.83	7.70	9.58	8.77
PCPSKW	3.57	3.11	4.73	5.38	6.68	5.59	5.67	5.06	6.79	5.09	5.98	4.49
PR W1	0.26	0.27	0.21	0.17	0.10	0.13	0.11	0.12	0.17	0.22	0.24	0.24
PR W2	0.24	0.34	0.48	0.34	0.36	0.24	0.46	0.26	0.35	0.44	0.24	0.23
PCPD	7.71	8.29	9.00	5.86	4.71	4.14	5.29	4.43	6.13	8.88	7.25	7.50
RAINHHMX	24.15	17.29	33.25	18.55	24.47	15.65	11.90	22.40	30.66	25.73	30.10	20.65
SOLARAV	24.60	21.15	19.60	14.11	9.93	7.36	8.33	10.55	14.18	19.67	24.12	25.30
DEWPT	16.30	15.21	11.53	9.70	5.53	4.37	5.11	7.56	9.63	12.54	13.50	15.90
WDAV	3.25	2.58	2.46	2.27	2.30	2.34	2.51	3.03	3.48	2.94	3.68	3.49

Tabla 2.3. Estadísticos climáticos mensuales para la estación La Firmeza (IHLLA).

ESTADISTICO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TMPMX	29.11	27.17	24.07	20.77	16.15	13.33	14.51	15.67	19.49	23.65	27.39	30.08
TMPMN	13.01	11.91	8.73	4.79	1.81	0.06	0.20	1.58	4.90	8.61	9.50	12.36
TMPSTDMX	3.79	4.56	4.08	4.98	3.46	3.77	4.77	4.07	4.45	4.57	4.73	4.02
TMPSTDMN	4.24	4.18	5.76	4.96	4.73	4.60	5.74	5.00	5.05	4.69	4.94	4.63
PCPMM	103.83	92.94	99.04	49.71	61.59	32.04	26.94	50.09	57.49	77.45	80.91	76.31
PCPSTD	9.44	9.25	10.52	6.05	10.39	4.64	3.64	6.94	6.43	7.41	9.26	7.33
PCPSKW	4.10	3.74	6.04	4.90	8.67	6.25	6.44	6.42	5.47	4.49	5.67	4.02
PR W1	0.30	0.29	0.40	0.27	0.31	0.33	0.24	0.24	0.27	0.36	0.25	0.26
PR W2	0.32	0.51	0.57	0.42	0.54	0.48	0.45	0.40	0.45	0.49	0.35	0.38
PCPD	9.43	10.14	14.86	9.86	12.43	11.29	9.86	8.86	9.75	12.75	8.63	9.25
RAINHHMX	24.36	20.58	36.61	13.86	42.84	14.07	12.53	22.89	21.84	19.39	30.10	16.59
SOLARAV	24.69	21.15	19.60	14.11	9.93	7.36	8.33	10.55	14.18	19.67	24.12	25.30
DEWPT	17.36	17.43	13.37	10.54	7.36	4.49	5.49	6.55	11.43	13.46	14.89	17.27
WDAV	3.74	3.10	3.07	2.94	3.10	3.13	3.39	3.46	3.85	3.85	4.13	3.81

MATERIALES Y MÉTODOS

Tabla 2.4. Estadísticos climáticos mensuales para la estación Siempre Amigos (IHLLA).

ESTADISTICO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TMPMX	28.99	27.09	24.06	20.70	16.17	13.43	14.62	15.75	19.56	23.38	26.76	29.93
TMPMN	13.24	12.15	8.95	5.14	2.33	0.28	0.25	1.86	5.33	8.10	9.66	11.97
TMPSTDMX	3.73	4.51	4.10	4.95	3.47	3.72	4.72	4.08	4.47	5.19	4.43	4.30
TMPSTDMN	3.98	4.10	5.62	4.91	4.67	4.60	5.76	4.74	4.72	4.63	4.94	4.50
PCPMM	112.76	94.26	93.31	56.21	61.87	32.43	31.94	49.93	57.33	67.45	88.94	77.11
PCPSTD	10.02	8.81	9.98	6.39	10.62	4.87	4.39	6.93	6.46	6.38	9.87	7.11
PCPSKW	3.82	3.41	6.03	4.72	8.14	6.38	5.91	6.59	4.91	4.37	5.27	4.19
PR_W1	0.28	0.33	0.29	0.23	0.25	0.27	0.20	0.21	0.20	0.30	0.26	0.25
PR_W2	0.28	0.34	0.52	0.44	0.49	0.40	0.44	0.46	0.44	0.41	0.29	0.37
PCPD	8.29	9.29	12.29	8.71	9.86	9.71	7.86	8.71	8.00	10.25	8.25	8.88
RAINHHMX	23.73	19.32	35.77	15.75	36.12	14.56	12.46	23.45	20.23	18.97	31.33	18.20
SOLARAV	24.69	21.15	19.60	14.11	9.93	7.36	8.33	10.55	14.18	19.67	24.12	25.30
DEWPT	17.32	17.26	14.58	11.29	8.01	5.58	5.41	6.83	9.64	13.06	14.23	16.44
WNDVAV	3.49	3.02	2.93	2.77	2.96	2.97	3.25	3.29	3.77	3.66	3.93	3.65

A continuación se describen los estadísticos calculados por la macro creada por Boisrame.

TMPMX: Temperatura máxima del aire en el mes (°C)

TMPMN: Temperatura mínima del aire en el mes (°C)

TMPSTDMX: Desviación estándar de la temperatura máxima del aire en el mes (°C)

TMPSTDMN: Desviación estándar de la temperatura mínima del aire en el mes (°C)

PCPMM: Cantidad de precipitación en el mes (mm)

PCPSTD: Desviación estándar de la precipitación en el mes (mm)

PCPSKW: Coeficiente de asimetría de la precipitación en el mes

PR_W1: Probabilidad de un día húmedo seguido de un día seco en el mes

PR_W2: Probabilidad de un día húmedo seguido de un día húmedo en el mes

PCPD: Número de días de precipitación en el mes (día)

RAINHHMX: Intensidad máxima de la lluvia en 30 minutos (mm)

SOLARAV: Radiación solar diaria en el mes (MJ/m²/día)

DEWPT: Temperatura a punto de rocío en el mes (°C)

2.2.1.1.2 Tipos de suelo

En cuanto al tipo de suelos se utiliza el mapa del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA, 1992) que se encuentra a escala 1:50,000, digitalizado por personal del IHLLA. Para utilizar el mapa como entrada en el modelo SWAT, se extrae la información de la cuenca por medio de una máscara y se rasteriza a una grilla de 30 x 30 metros.

MATERIALES Y MÉTODOS

En la cuenca del arroyo Santa Catalina se encuentran 11 series de suelo (Figura 2.4) con una dominancia de las series Mar del Plata, Balcarce, Sierra de los Padres y Arroyo Azul como se puede ver en la Tabla 2.5.

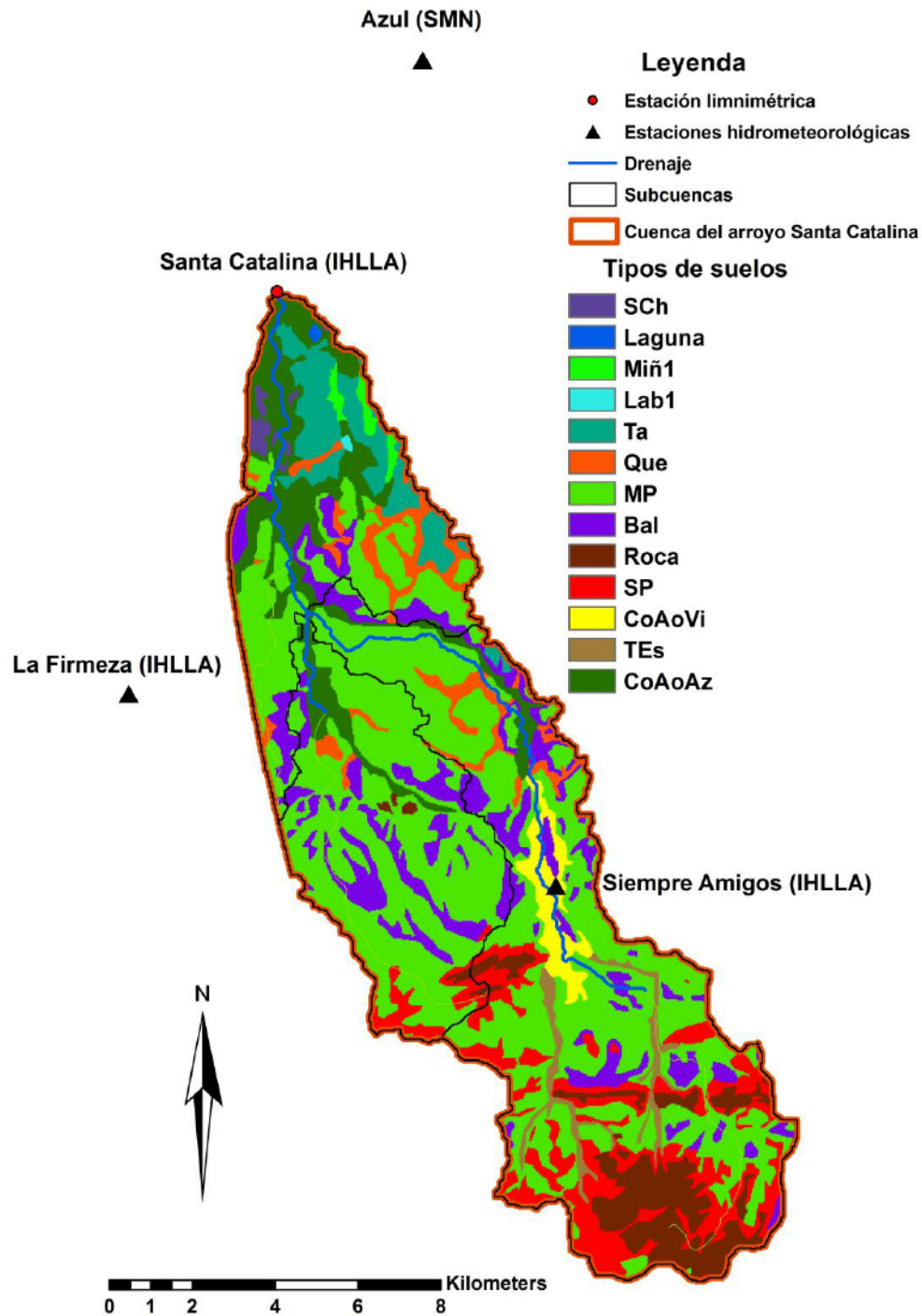


Figura 2.4. Mapa de series de suelo presentes en la cuenca del arroyo de Santa Catalina.

MATERIALES Y MÉTODOS

Tabla 2.5. Series de suelo que se encuentran en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

NOMENCLATURA	SERIE DE SUELO	AREA(Ha)	% AREA
Bal	Balcarce	1,658.5	12.01
CoAoAz	Arroyo Azul	1,253.96	9.08
CoAoVi	Arroyo Videla	307.57	2.23
LaB1	Barrancosa	7.67	0.06
Laguna	Laguna	9.73	0.07
MP	Mar del plata	6,685.4	48.42
Mi±	Miranda	85.78	0.62
Que	Querandíes	548.33	3.97
Roca	Roca	845	6.12
SCh	Sierra Chica	81.12	0.59
SP	Sierra Padres	1,405.82	10.18
TEs	Tres Esquinas	252.17	1.83
Ta	Tandil	666.82	4.83

Con el programa SPAW Soil-Plant-Air-Water (Saxton y Willey, 2006) se obtienen los valores hidráulicos para cada horizonte de cada tipo de suelo. Además, por medio de este programa se puede estimar:

- SOL_ BD: Densidad del suelo
- SOL_ AWC: Capacidad o máximo contenido de agua para un determinado suelo
- SOL_ K: Conductividad hidráulica del suelo

Los valores para cada horizonte de suelo se observan en la Tabla 2.6. El SOL_CBN es la cantidad de carbón por horizonte de suelo y se obtiene dividiendo la materia orgánica del horizonte por 1.72. Este factor es conocido como "Van Bemmelen factor" el cual se basa en la suposición de que el contenido de materia orgánica en un suelo es 58% de carbono (Allison, 1965).

MATERIALES Y MÉTODOS

Tabla 2.6. Estimación de funciones hidráulicas y erodabilidad para cada horizonte de cada serie de suelo.

PERFIL DE SUELO	SNAM	N-HORIZONTES	HYDGRP	SOL_ZMX (mm)	TEXTURA	SOL_Z (mm)	SOL_BD (gr/cm ³)	SOL_AWC (cm/cm)	SOL_K (mm/hr)	SOL_CBN%	ARCILLA%	LIMO%	ARENA%	USLE_K
MOLISOL UDOL HAPLUDOL (SIERRA CHICA)	Sch	4	C	510	L-CL	110	1.03	0.18	48.43	4.55	19.7	41.4	38.9	0.13
						260	1.2	0.16	22.17	3.48	22.4	36.3	41.3	0.13
						330	1.51	0.12	25.16	1	14.2	34.2	51.5	0.18
						510	1.49	0.13	3.5	0.52	32.7	29.8	37.5	0.12
MOLISOL ACUOL NATRACUOL (ESCOCIA)	Miñ1	3	D	580	SIL-SIC-C	100	1.09	0.19	28.67	3.58	24.3	56.9	18.8	0.16
						380	1.34	0.14	2.45	0.84	42.3	42.5	15.2	0.14
						580	1.25	0.13	1.35	0.33	54	35.1	10.9	0.14
MOLISOL UDOL HAPLUDOL (ALIANZA)	Lab	6	C	1050	SIL-SICL-CL-C	100	1.14	0.18	20.16	3.29	28.6	53.8	17.6	0.16
						210	1.17	0.17	13.67	2.9	33.6	52.7	13.7	0.17
						400	1.36	0.15	2.53	0.59	39.5	47.8	12.7	0.16
						580	1.39	0.14	1.73	0.35	41.6	39.2	19.2	0.13
						750	1.4	0.14	1.25	0.17	43.2	35.8	21	0.16
						1050	1.44	0.15	1.8	0.13	37.7	40.7	21.6	0.13
MOLISOL UDOL ARGIDOL (TANDIL-AZUL)	Ta	5	D	1350	CL-CL	200	1.14	0.17	20.56	3.91	29.4	41.8	28.8	0.13
						340	1.33	0.15	4.42	1.73	38.3	39.7	22	0.13
						800	1.38	0.14	1.89	0.74	42.7	35.3	22	0.12
						1000	1.52	0.14	3.3	0.18	30.2	37.1	32.7	0.13
						1350	1.59	0.13	5.54	0.05	24.4	35.3	40.3	0.13
MOLISOL ACUOL NATRACUOL (QUERANDIES)	Que	3	D	500	CL-C-SC	150	1.21	0.16	13.12	3.18	32.3	43.5	24.2	0.13
						250	1.32	0.13	1.72	0.82	47.3	35.7	17	0.13
						500	1.29	0.14	2.07	0.6	66.2	23.9	9.9	0.16
MOLISOL UDOL ARGIDOL (MAR DEL PLATA)	MP	7	B	1500	L-CL-SAL	80	1.15	0.16	29.22	4.02	32.1	35.8	41.1	0.12
						280	1.27	0.15	23.18	3.06	22.4	33.6	44	0.13
						310	1.41	0.14	13.31	1.73	23.6	36.3	40.1	0.13
						500	1.43	0.13	4.59	1.36	33.3	29.2	37.5	0.12
						700	1.49	0.14	3.78	0.57	31.4	34.4	34.2	0.12
						910	1.59	0.12	12.16	0.28	19.6	31.3	49.1	0.13
MOLISOL UDOL PALEUDOL (BALCARCE) (SIERRA PADRES)	Bal SP	4 1	C D	700 150	L-CL CL	1500	1.62	0.11	20.95	0.15	13.7	33.4	52.9	0.14
						150	1.17	0.15	24.52	4.1	25.7	31.5	42.8	0.13
						300	1.2	0.15	19.54	2.63	27.8	27.3	44.9	0.16
						500	1.22	0.14	13.95	1.19	31.3	28.3	40.4	0.12
MOLISOL UDOL NATRACUALFE (VIDELA)	CoAoVi	4	D	850	CL-CL	700	1.17	0.16	19.6	0.64	29.3	35	35.7	0.13
						150	1.14	0.15	16.42	8.86	32.8	33.8	33.4	0.12
						200	1.41	0.14	6.51	4.45	30.3	34.7	35	0.12
						290	1.38	0.13	5.36	1.98	34.4	28.6	37	0.12
MOLISOL UDOL ARGIDOL (TRES ESQUINAS)	Tes	6	C	1800	SICL-CL-L	500	1.37	0.13	0.82	0.31	48.1	26.5	25.4	0.11
						850	1.57	0.12	6.37	0.2	25.2	29.5	45.3	0.12
						300	1.05	0.18	25.97	4.29	30.7	49.9	19.4	0.15
						450	1.37	0.15	2.76	0.75	38.5	45.6	70	0.16
						700	1.37	0.14	1.94	0.56	41.6	39	19.4	0.13
						1050	1.47	0.14	2.06	0.28	36.8	35.2	28	0.12
MOLISOL UDOL ARGIDOL (A. AZUL)	CoAoAz	4	D	850	CL-CL	1400	1.61	0.12	8.66	0	20.8	35.7	43.5	0.13
						1800	1.62	0.12	9.95	0	19	35.4	45.6	0.13
						200	1.41	0.14	6.51	4.45	30.3	34.7	35	0.12
						290	1.38	0.13	5.36	1.98	34.4	28.6	37	0.12
						500	1.37	0.13	0.82	0.31	48.1	26.5	25.4	0.11
						850	1.57	0.12	6.37	0.2	25.2	29.5	45.3	0.12

2.2.1.1.3 Usos de suelo

SWAT requiere información de usos del suelo, para ello se utiliza el mapa generado en la tesis de Entraigas (2008), donde se clasifican imágenes satelitales (Sac-C, Landsat y Spot) aptas para la detección de actividades agropecuarias. Se usa el índice normalizado de vegetación (NDVI, Normalized Difference Vegetation Index) para lograr una discriminación más ajustada de las distintas coberturas.

En la cuenca del arroyo Santa Catalina las coberturas están fundamentalmente asociadas a usos agrícolas y ganaderos, con un dominio de los cultivos de secano como la soja sembrada en verano y el trigo sembrado principalmente en invierno (Tabla 2.7).

Los cultivos que se siembran en el área de estudio tienen ciclos vegetativos cortos con desarrollo de raíces no muy profundas. Estos cultivos tienen buenos rendimientos en estas áreas debido a la limitación del crecimiento de raíces por consecuencia de la tosca, la cual forma una capa impermeable que condiciona el crecimiento de la planta.

En la Figura 2.5 se observa la distribución espacial de las coberturas en la cuenca del arroyo Santa Catalina

Tabla 2.7. Usos del suelo que se encuentran en la cuenca del arroyo Santa Catalina y CN asociados según las curvas de escorrentia, tomado de SCS (1986).

SWAT LAND USE	USOS DEL SUELO	CN	AREA (ha)	AREA %
URLM	Afloramientos Rocosos	74-84-90-92	844.65	6.12
BERM	Campo Natural	31-59-72-79	2,714.49	19.66
WWHT	Cultivos de Invierno	62-73-81-84	1,867.95	13.53
SOYB	Cultivos de Verano	67-78-85-89	5,775.78	41.84
WATR	Lagunas y Bajos	92-92-92-92	23.52	0.17
FRST	Monte	36-60-73-79	58.94	0.43
CWGR	Pajonal	31-59-72-79	1,169.04	8.47
PAST	Pasturas	49-69-79-84	1,351.61	9.79

MATERIALES Y MÉTODOS

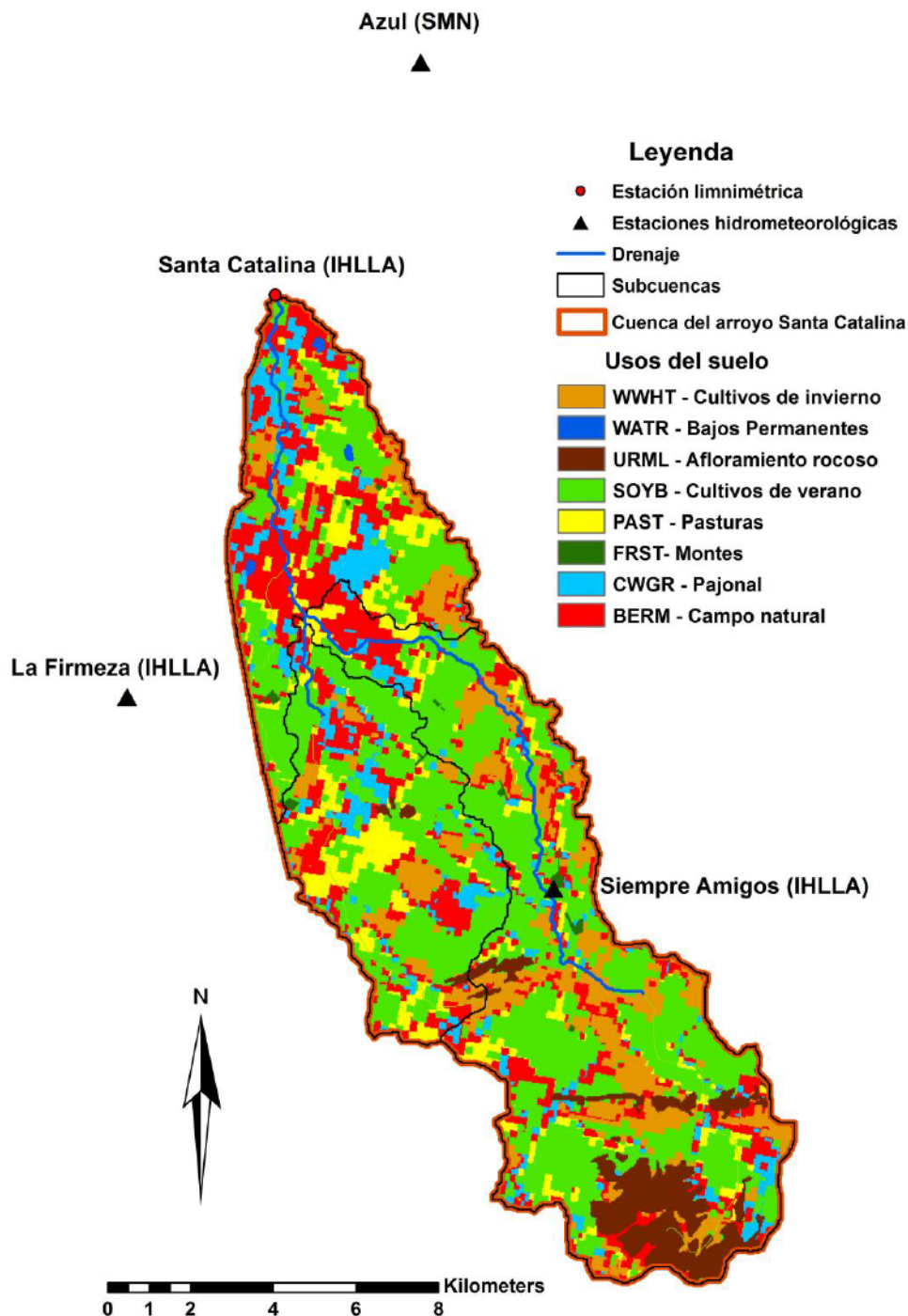


Figura 2.5. Mapa de usos del suelo en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

2.2.1.1.4 Modelo digital del terreno

Se utilizó el modelo de elevación digital (DEM) SRTM (Shuttle Radar Topography Mission de NASA, 2001) como entrada en el modelo SWAT para la cuenca del arroyo de Santa Catalina (Figura 2.7).

Este DEM tiene 1 segundo de arco en el ecuador, que corresponde a una resolución horizontal de 30 metros, y tiene una resolución en vertical de 1 metro, en un sistema de referencia elipsoidal en datum WGS 1984.

Cuando se realizan estudios hidrológicos es necesario tener en cuenta que se deben corregir los efectos por árboles, depresiones, caminos y canales que producen incerteza en el DEM. Además, en zonas de llanuras, el SRTM no representa la mayoría de los cauces naturales y artificiales porque son “cortes” de pocos metros de ancho y profundidad en un terreno plano (Scioli, 2007). Estos errores se corrigen ajustando las alturas del SRTM, con imágenes Landsat y/o vectores de caminos o canales. Es necesario usar varias fuentes de información, tales como cartas IGM, imágenes satélites, etc., para complementar la información del SRTM.

A través del modelo gravimétrico EGM2008 se obtienen las alturas en cota geoidal, después se corrige la altura de la cota elipsoidal del SRTM a través de la siguiente formula:

$$h = h_o + N$$

Donde h es altura en relación al elipsoide WGS 84, h_o es la altura ortométrica relativa al geoide EGM2008, y N es la diferencia entre geoide EGM 2008 y elipsoide WGS84.

Se encuentra que el modelo de elevación digital SRTM no representa la ruta nacional número 3, la cual pasa por el noreste del arroyo Santa Catalina, debido a que posee una altura menor de un metro en resolución vertical. Esta ruta en términos hidrológicos constituye una barrera al flujo conllevando a que cambie la dirección del escurrimiento, y la delimitación de la cuenca. Para evitar esto se releva la ruta por medio de GPS diferencial en datum EGM2008 a fin de tener cotas de altura en sistema geoidal y poder corregir las alturas de los pixeles del SRTM por donde se ubica dicha vía.

A partir del DEM, que tiene una resolución de 30x30 metros, se crean las subcuencas (Figura 2.6) que están divididas en áreas de similar tamaño (Tabla 2.8) y agrupadas en parte alta, media y baja de la cuenca del arroyo Santa Catalina, usando el criterio de unión de cauces como cierre de cuenca.

MATERIALES Y MÉTODOS

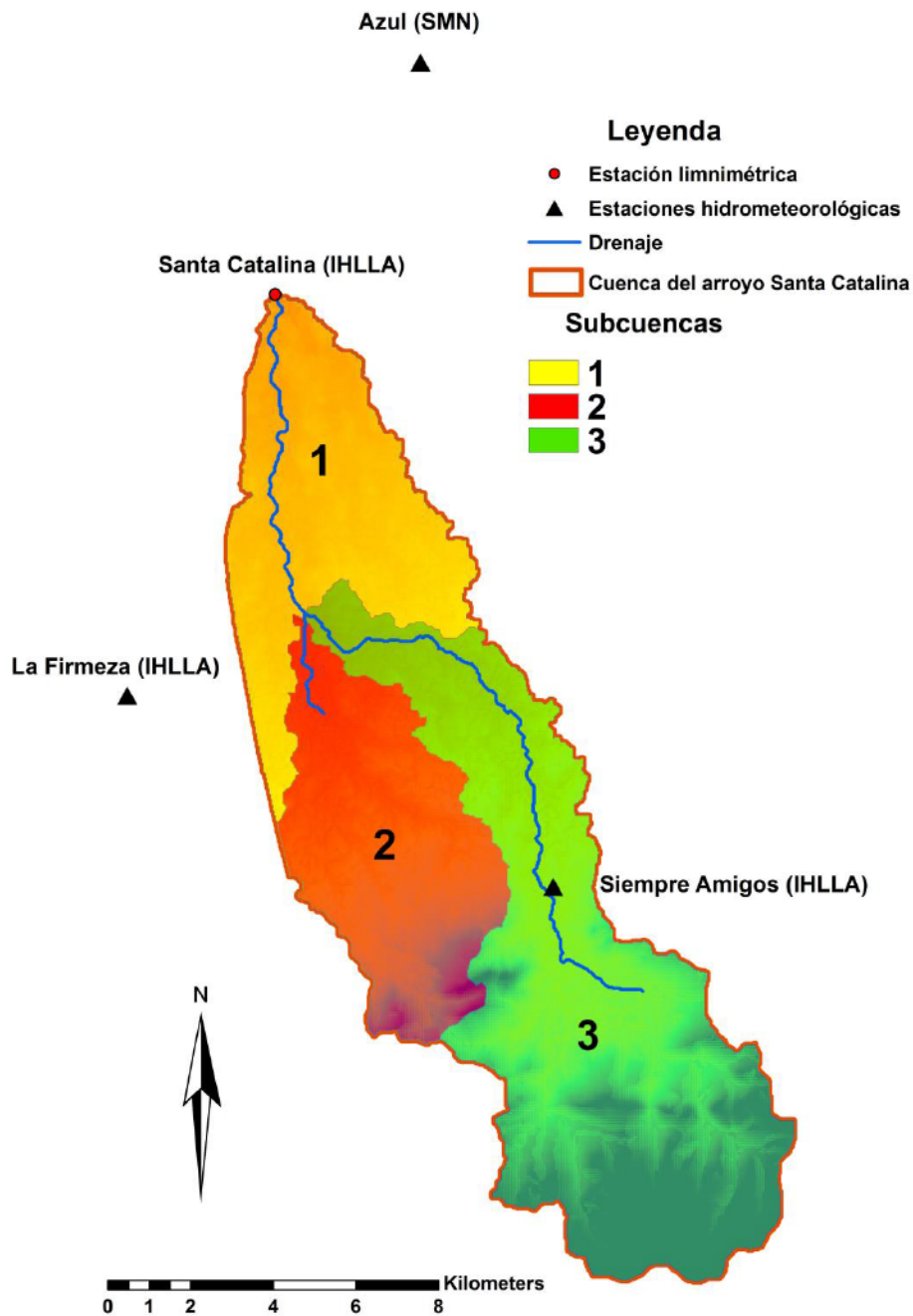


Figura 2.6. Delimitación de subcuencas generadas por el modelo SWAT en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

Tabla 2.8. Descripción de la subcuencas generadas por el modelo SWAT en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

Subcuenca	Área (ha)	Pendiente (%)	Elevación Med. (m)	Elevación Min. (m)	Elevación Máx. (m)
1	3,369.1	1.02	163	152	186
2	3,331.2	1.70	188.7	163	271
3	7,108.6	3.73	222.5	163	360

MATERIALES Y MÉTODOS

Al correr el DEM corregido en el programa SWAT se genera un mapa de pendientes, con el que se calcula el movimiento de agua (escorrentía superficial, el flujo subsuperficial y el tiempo de concentración en la cuenca). En la Figura 2.8 se observan dos zonas bien diferenciadas, una zona con una pendiente <3% la cual hace referencia a una zona deprimida y una zona de sierras con pendientes >3%.

El modelo hidrológico SWAT crea un mapa vectorial donde se forman 408 unidades de respuesta hidrológica (HRU) que son una combinación entre usos de suelo, tipo de suelo y pendientes. Estas unidades son hidrológicamente similares u homogéneas (Arnold et al., 2012), a partir de las ellas se cuantifica el balance de flujo con los datos climáticos.

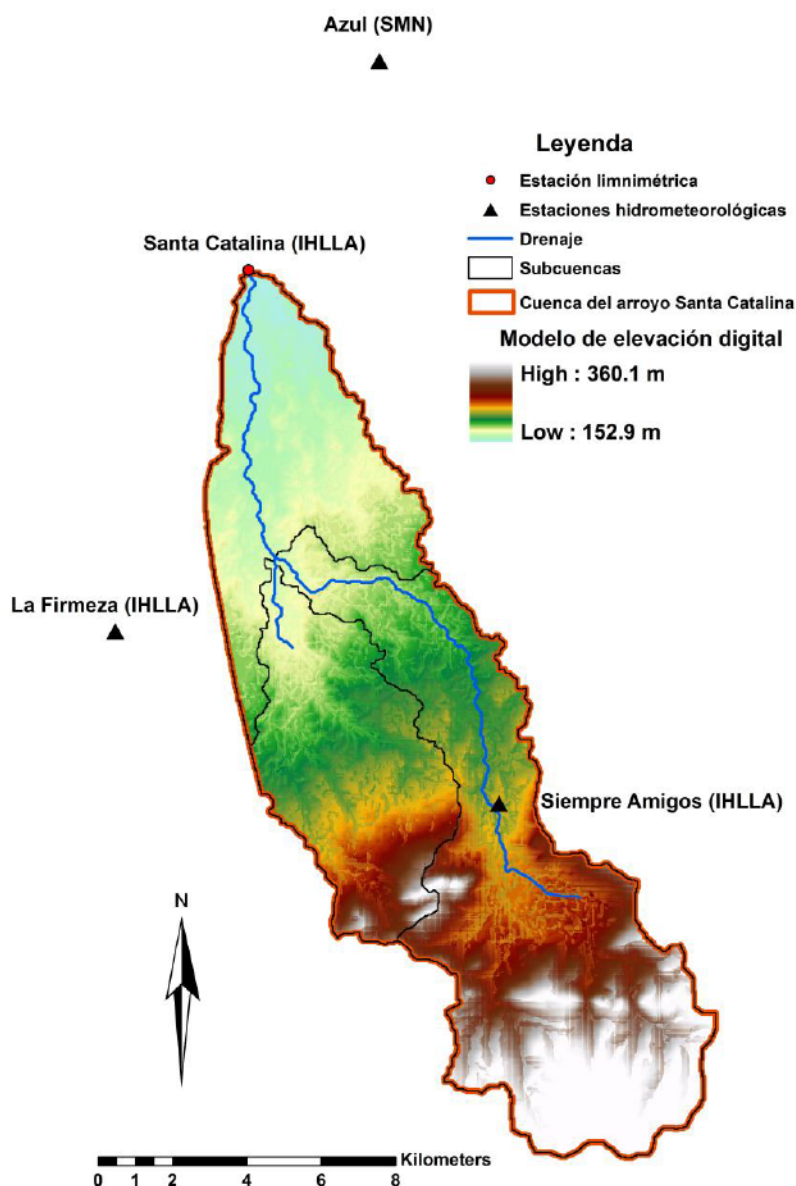


Figura 2.7. Modelo de elevación digital de la cuenca del arroyo Santa Catalina.

MATERIALES Y MÉTODOS

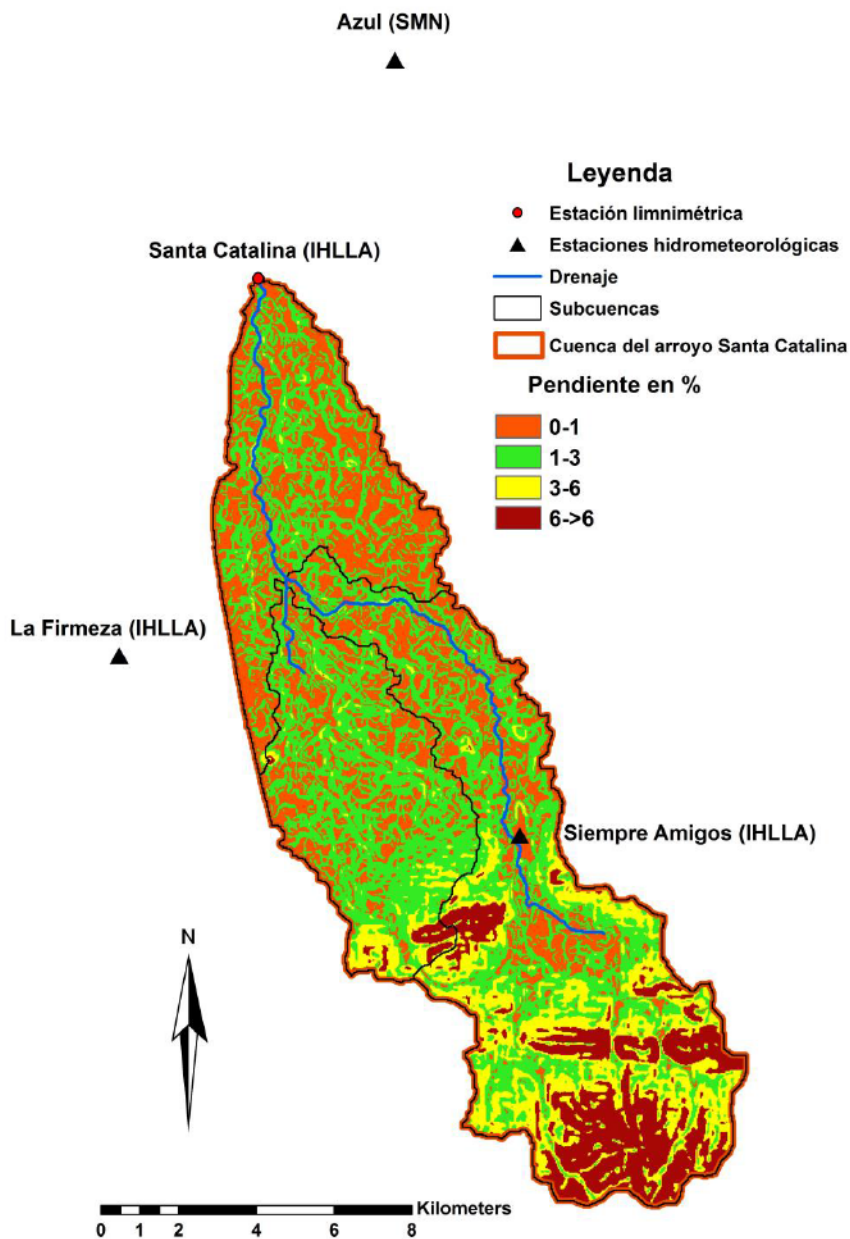


Figura 2.8. Mapa de pendientes calculado por el SWAT a partir del DEM corregido.

2.2.1.2 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

El análisis de sensibilidad para la cuenca del arroyo Santa Catalina confirma la importancia de los parámetros que controlan la componente vertical del movimiento de agua en el suelo. En la Figura 2.9 se observa que los parámetros CN2 (número de curva para condición de humedad II) y ESCO (factor de compensación de evaporación del suelo) son los más sensibles del modelo, seguidos por Sol_Z (máxima profundidad del perfil del suelo), Gwqmn (nivel umbral del acuífero libre para un flujo normal) y Sol_Awc (capacidad de disponibilidad de agua en el perfil del suelo).

MATERIALES Y MÉTODOS

Este análisis nos permite jerarquizar la secuencia de la calibración a fin de representar las condiciones físicas naturales existentes en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

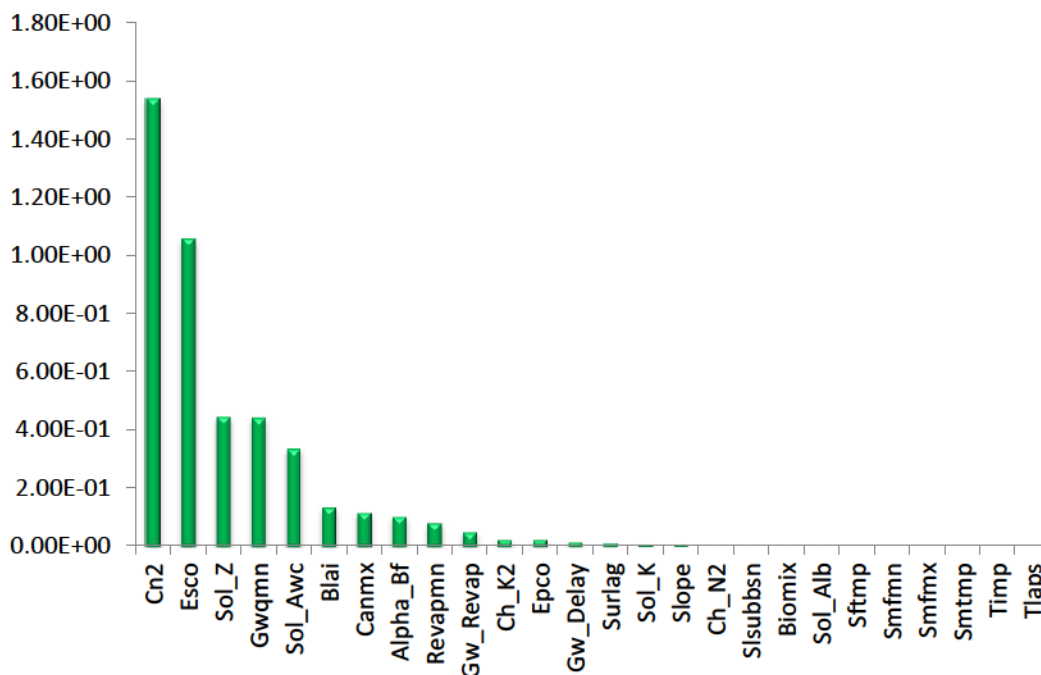


Figura 2.9. Resultados del análisis de sensibilidad del modelo SWAT para la cuenca del arroyo Santa Catalina.

Como se observa en la Figura 2.9 el CN y el ESCO son los parámetros que más varían la salida del modelo. El CN determina el volumen de agua que corre por superficie y el ESCO determina el movimiento de agua que se evapora en el perfil del suelo, por consiguiente sólo estos dos parámetros reflejan más de la mitad de la variación del modelo.

En la etapa de calibración se busca lograr un set de parámetros que permitan obtener una representación de caudales que asemejen a los datos observados de la forma más cercana posible. Una vez elegidos los parámetros que mejor ajustan se procede a la validación de este conjunto de datos. El modelo SWAT permite variar porcentualmente el set de parámetros originales. En la Tabla 2.9 se presentan los valores óptimos de cada parámetro que mejor ajustan a los valores observados.

MATERIALES Y MÉTODOS

Tabla 2.9. Clasificación de los ocho parámetros más sensibles y su rango de ajuste para la cuenca del arroyo Santa Catalina.

GRUPO	PARÁMETRO	DESCRIPCIÓN	RANGO	SENSIBILIDAD	PARÁMETROS AJUSTADOS
Infiltración	CN2	Escorrimento inicial condición de humedad II	± 25 %	ALTA	-20%
Evaporación	ESCO	Factor compensación evaporación del suelo	0 - 1	ALTA	0.1
Suelo	SOL_AWC	Disponibilidad de agua en el suelo	± 50%	ALTA	30%
Agua Subterránea	GWQMN	Umbral de profundidad del agua acuífero libre	0-1000	ALTA	600
Suelo	SOL_Z	Profundidad del perfil del suelo	± 30 %	MODERADA	-5%
Agua Subterránea	ALPHA_BF	Factor alfa flujo base	0 - 1	MODERADA	0.1
Agua Subterránea	REVAPMN	Umbral de profundidad acuífero libre para evaporar	0- 1000	BAJA	100
Escorrimento	SLSUBBSN	Longitud de la pendiente promedio	1- 1000	BAJA	1000

En cuanto a los parámetros más sensibles para la cuenca del arroyo Santa Catalina son:

CN2: Es el número de curva para condición de humedad II, la cual es función de la humedad antecedente del suelo y del uso del suelo.

ESCO: Factor de compensación de evaporación del suelo, es un coeficiente que tiene incorporado SWAT con el fin de que el usuario modifique la distribución de la profundidad de la profundidad del suelo usada para conocer y cuantificar la demanda evaporativa efectiva por la acción de capilaridad.

SOL_AWC: Capacidad de disponibilidad de agua en el perfil del suelo (mm H₂O/mm suelo), se calcula por medio de la siguiente ecuación $AWC=FC-WP$; donde AWC es el contenido de agua disponible para las plantas, FC es el contenido de agua a capacidad de campo y WP es el contenido de agua en punto de marchitez permanente.

GWQMN: Nivel umbral del acuífero libre para un flujo normal (medido en mm), es un umbral en la lámina de agua subterránea que tiene que tener almacenado el acuífero freático para que entregue agua al cauce, esto sólo va suceder si la profundidad del agua en el acuífero es igual o más grande que GWQMN.

SOL_Z: Máxima profundidad del perfil del suelo (medido en mm) para que se puedan desarrollar las raíces de las plantas.

ALPHA_BF: El factor alpha del flujo base es la constante de recesión del caudal base y tiene una respuesta directa en los cambios de la recarga, donde: 0.1-0.3 significa que tiene una respuesta lenta y valores entre 0.9 - 1 una respuesta rápida. Este parámetro es calculado por medio de la siguiente ecuación: $ALPHA_BF = 2.3/BFD$; donde BFD es el número de días de flujo base en la cuenca, tiene unidades de días y se estima por medio de un análisis de caudales medidos en periodos de estiaje.

REVAPMN: Es un umbral de profundidad de agua en el acuífero libre (en mm) para que se produzca la percolación del agua al acuífero profundo. Este determina el movimiento de agua desde el acuífero libre a la zona no saturada sólo si el volumen de agua en el acuífero es igual o mayor que REVAPMN.

SLSUBBSN: Promedio de la longitud de la pendiente (medido en m), es la distancia desde la salida de la cuenca hasta el punto en el que el flujo comienza a concentrarse.

En la calibración las variables verticales del flujo dominan el flujo horizontal produciendo almacenamiento de agua en superficie, los gradientes hidráulicos son bajos debido a este fenómeno, la constante de recesión del flujo base en estas áreas es muy baja y la contribución del acuífero al cauce tiene una velocidad muy lenta.

2.2.1.3 CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN

Para la calibración de modelo SWAT en la cuenca del arroyo Santa Catalina se analiza un periodo de 10 años (2003-2012). Se establece un periodo de calentamiento o warm up de 3 años (2003-2005), la calibración se realiza para los años 2006-2007 y la validación para 2011-2012. La elección de estos periodos es debido a la necesidad de contar con dos periodos similares para el análisis, en este caso son periodos moderadamente húmedos. Para los años 2008, 2009 y mitad del 2010 no se cuenta con datos observados climáticos, por lo que se procedió a rellenar la serie de datos con los datos de una estación cercana (Azul SMN), pero no se consideran estos años en la calibración y la validación del modelo debido a que esta estación no represento de manera adecuada los caudales simulados; pero para el análisis de los escenarios hipotéticos generados por medio del modelo se tomó en cuenta este periodo para el análisis.

En la Figura 2.10 se presenta un esquema del balance de agua promedio anual para el periodo de 2006-2012. Se observa que la mayoría del agua se pierde por evaporación (alrededor de un 84 %), hay un escurrimiento superficial del 2%, una percolación de agua del 13% y la recarga al acuífero semiconfinado es 1%. Este esquema se obtuvo de un programa llamado SWAT Check (SWAT, 2009) que analiza gráficamente el balance promedio anual en mm para el periodo de tiempo simulado.

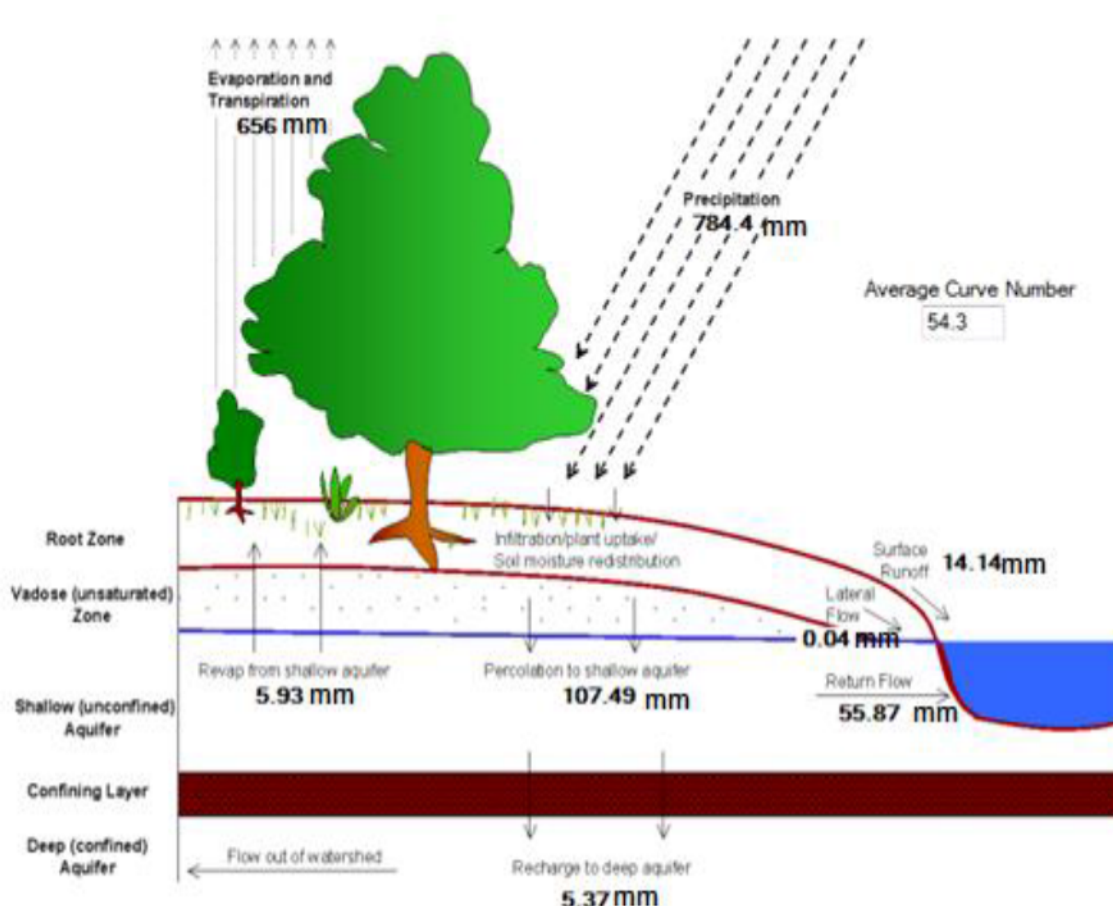


Figura 2.10. Representación del balance de agua promedio anual en la cuenca del arroyo Santa Catalina, periodo 2006-2012.

Para evaluar la precisión del modelo en la cuantificación del flujo se comparan los caudales observados con los simulados y se determinan técnicas estadísticas mensuales (Tabla 2.10) y diarias (Tabla 2.11), y se observan gráficas mensuales (Figuras 2.11 y 2.12) y diarias (Figuras 2.13 y 2.14). En este estudio se recomiendan 3 técnicas estadísticas cuantitativas: el coeficiente de eficiencia de modelado Nash-Sutcliffe (NSE), el coeficiente de determinación (R^2) y el PBIAS o (desviación relativa) de los caudales, presentados anteriormente en el abordaje de montaje del modelo. En una primera etapa se calibra el modelo con una aproximación mensual donde los estadísticos calculados para esta serie de tiempo demuestran que el modelo

MATERIALES Y MÉTODOS

representa adecuadamente los caudales observados, con valores de coeficiente de correlación mayores a 0.7 (Tabla 2.10 y Figura 2.11). Luego se pasa a una aproximación diaria.

En la Tabla 2.11 se observan los estadísticos calculados para el análisis de la calibración y validación del modelo a escala diaria, analizando los resultados estadísticos según Moriasi et al. (2007), se encuentra que el modelo representa muy bien los procesos de flujo diario en la cuenca ya que los valores de los estadísticos están entre $0.65 < NSE \leq 0.75$ y un $\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$, rangos que corresponden a una adecuada modelación.

En la Figura 2.13 se observa el análisis de la serie de tiempo a escala diaria en el periodo de calibración donde el modelo SWAT sobrestima un 10.4% los caudales observados, mientras que en la Figura 2.14 se encuentra la serie temporal a escala diaria para el periodo de validación donde el modelo SWAT subestima un 14% los caudales observados.

Tabla 2.10. Resultados estadísticos mensuales para periodo de calibración (2006-2007) y validación (2011-2012) para la cuenca del arroyo Santa Catalina.

Periodo	NSE	(R ²)
2006-2007	0.70	0.8
2011-2012	0.71	0.9

Tabla 2.11. Resultados estadísticos diarios para el periodo de calibración (2006-2007) y validación (2011-2012) diaria de la cuenca del arroyo Santa Catalina.

Periodo	NSE	(R ²)	Pbias
2006-2007	0.66	0.82	10.4
2011-2012	0.74	0.86	-14.1

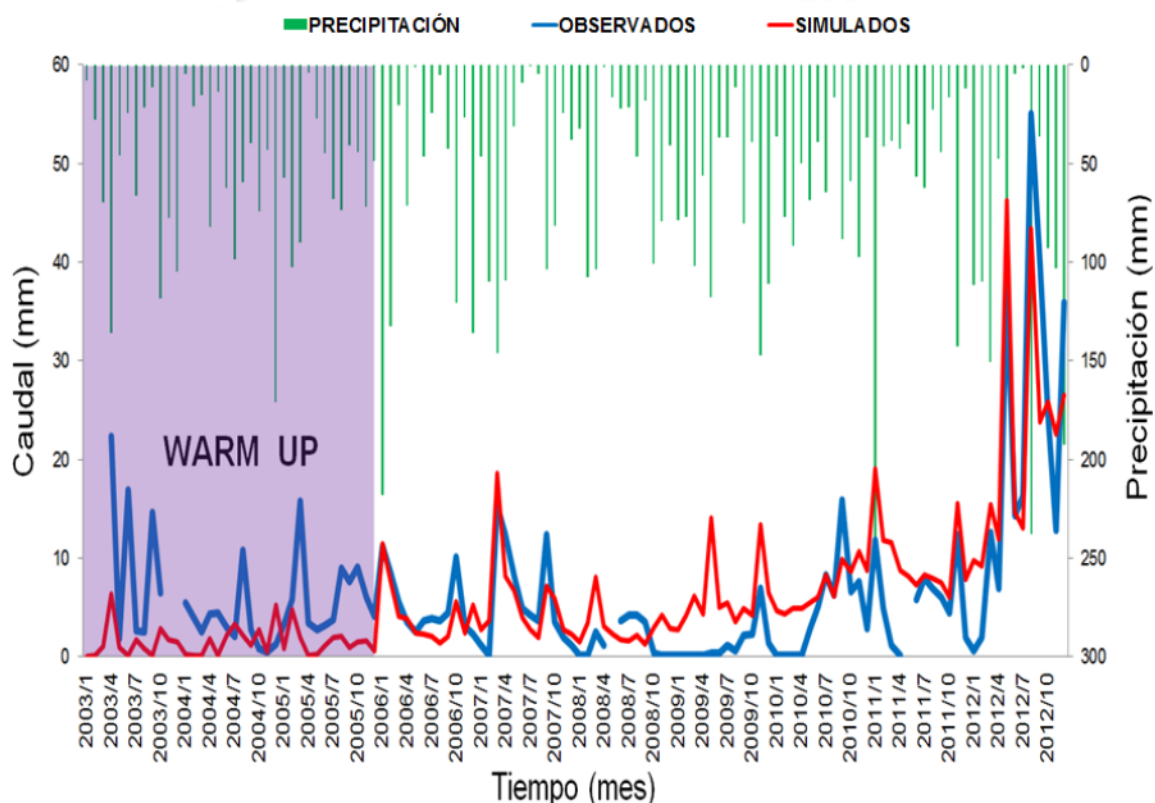


Figura 2.11. Datos observados y simulados calibrados mensuales (2003-2012).

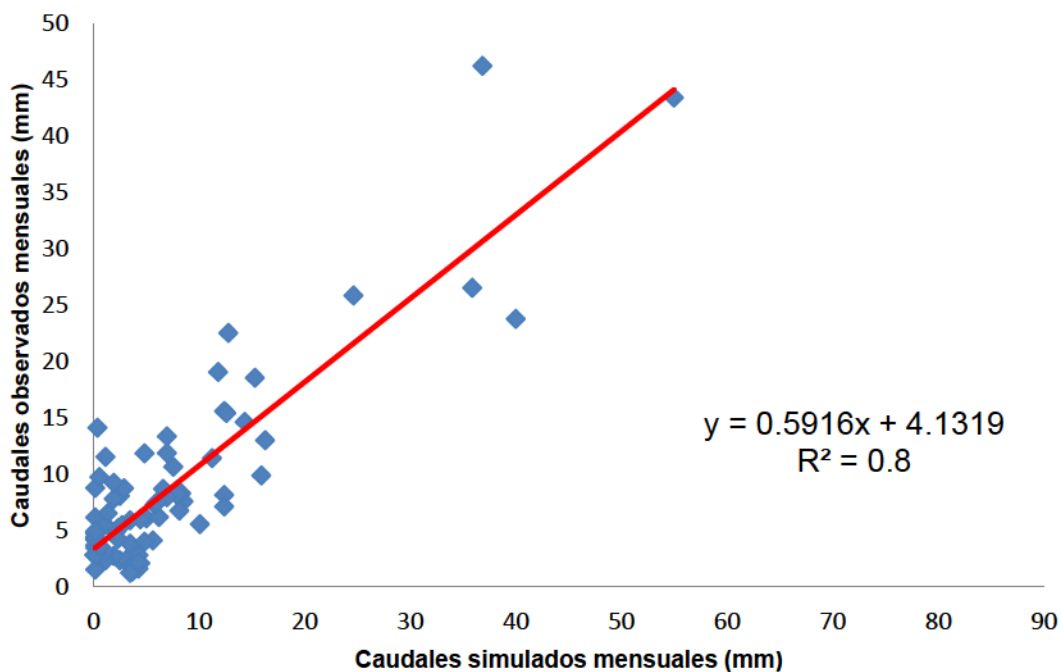


Figura 2.12. Datos observados versus simulados mensuales (2006-2012).

MATERIALES Y MÉTODOS

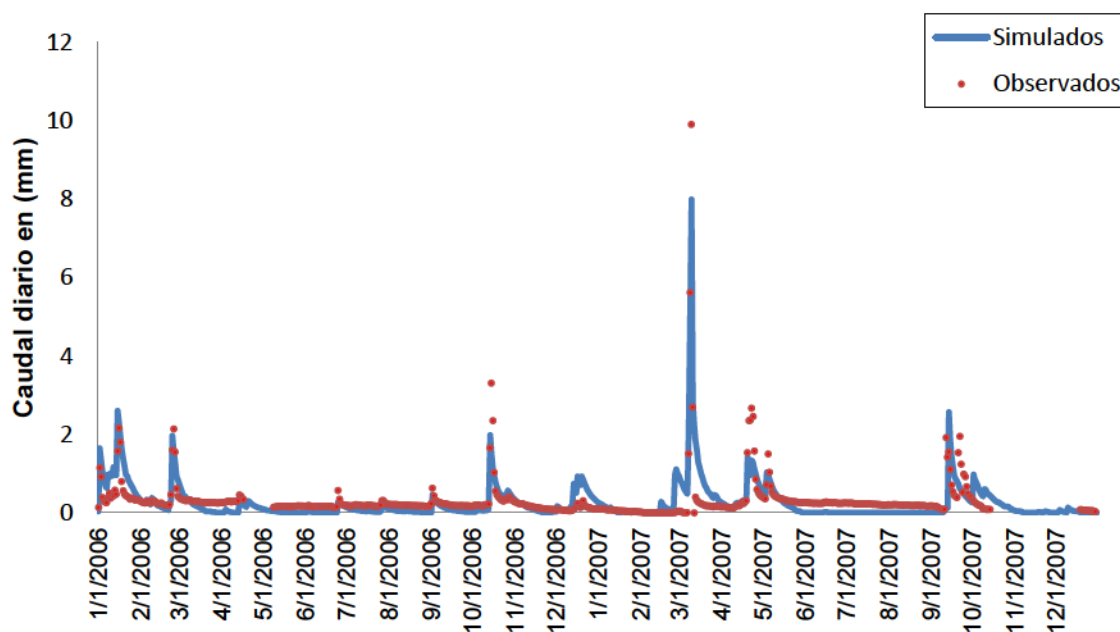


Figura 2.13. Caudales observados y simulados diarios, periodo de calibración (2006-2007).

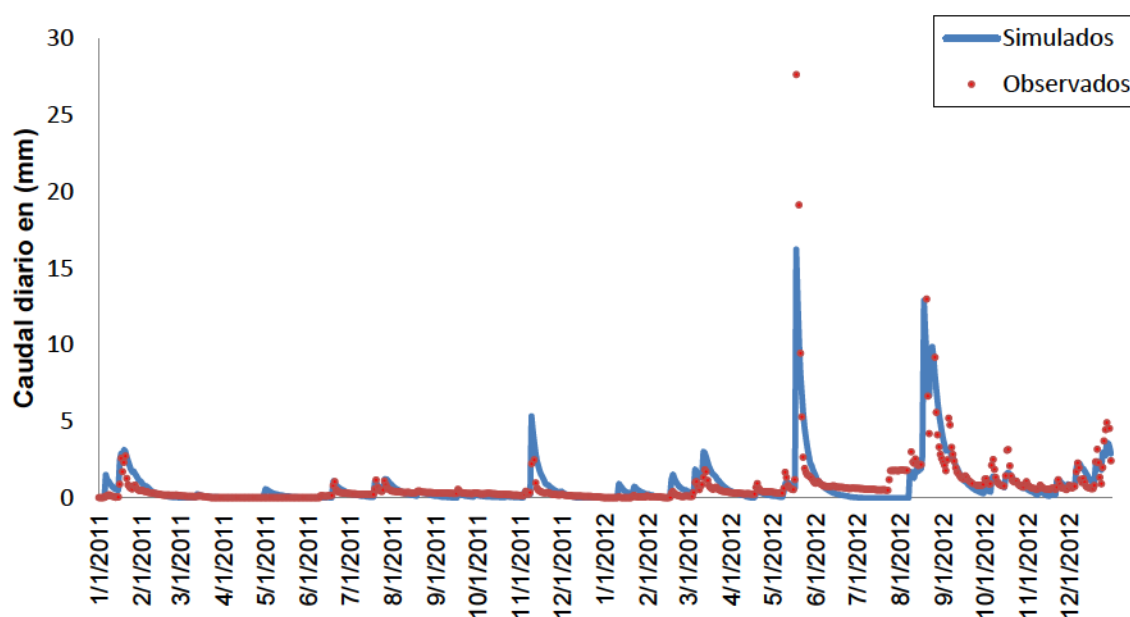


Figura 2.14. Caudales observados y simulados diarios, periodo de validación (2011-2012).

Para el balance de agua promedio mensual (Tabla 2.12) en el periodo de simulación se observa que los meses de primavera y verano son los meses con mayor aporte pluviométrico, mientras que en los meses de otoño e invierno se observa un mayor escurrimiento superficial.

Este aumento del escurrimiento superficial, se debe a que en la época de invierno se encuentra la cuenca del arroyo de Santa Catalina con suelo desnudo, sobre todo entre los meses de mayo y agosto que es cuando ocurren las inundaciones en la cuenca.

MATERIALES Y MÉTODOS

Tabla 2.12. Balance de agua promedio mensual en la cuenca del arroyo Santa Catalina, periodo (2006-2012).

Mes	Precipitación (mm)	Escorrentamiento sup. (mm)	Caudal (mm)	Evapotranspiración (mm)	Evapotranspiración potencial (mm)
1	84.41	1.41	5.7	80.4	182.27
2	82.81	1.2	4.02	65.19	131.81
3	82.9	2.24	8.24	64.74	106.71
4	60	1.03	3.1	43.45	72.91
5	51.02	4.3	8.46	27.2	44.62
6	34.68	0.62	2.97	21.26	31.67
7	44.44	0.7	3.48	26.31	38.64
8	50.07	2.95	10.03	33.89	52.9
9	50.53	0.88	6.31	48.22	79.98
10	74.77	1.02	5.44	75.02	114.39
11	81.46	2.24	7.17	83.78	146.58
12	89.27	0.99	5.91	87.8	183.93

2.2.2 MODELO SIMULACIONES HIDROLÓGICAS - SSHH I

A través de la delimitación de la cuenca realizado con el modelo de elevación digital del terreno (DEM) usado en el modelo SWAT, se procede a delimitar la zona activa, es decir, las celdas que pertenecen a la cuenca y cuyo cálculo se realizará bajo dos diferentes rutinas: celdas valle o celdas río.

En la rutina de las celdas valle el flujo es mantiforme, a diferencia de los elementos que se encuentran en la traza del arroyo que se definen como celdas río y son calculados con ecuaciones para flujo encauzado. La delimitación de celdas que aportan a la sección de salida se realiza con el programa Arcgis. Por la limitación de elementos que posee la interfaz del modelo SSHH I en Windows este DEM no puede ser introducido en el modelo, por lo que se utiliza una extensión de remuestreo llamada *resample* (extensión de Arcgis) para pasar el DEM de 30 metros a un modelo de grilla de 200 m x 200 m (Figura 2.15).

A partir del DEM el modelo SSHH I analiza los bajos que se encuentran en la cuenca (Figura 2.16.a) y discretiza las pendientes (Figura 2.16.b); en las zonas de llanura es importante conocer el funcionamiento de bajos, debido al almacenamiento de agua en superficie.

MATERIALES Y MÉTODOS

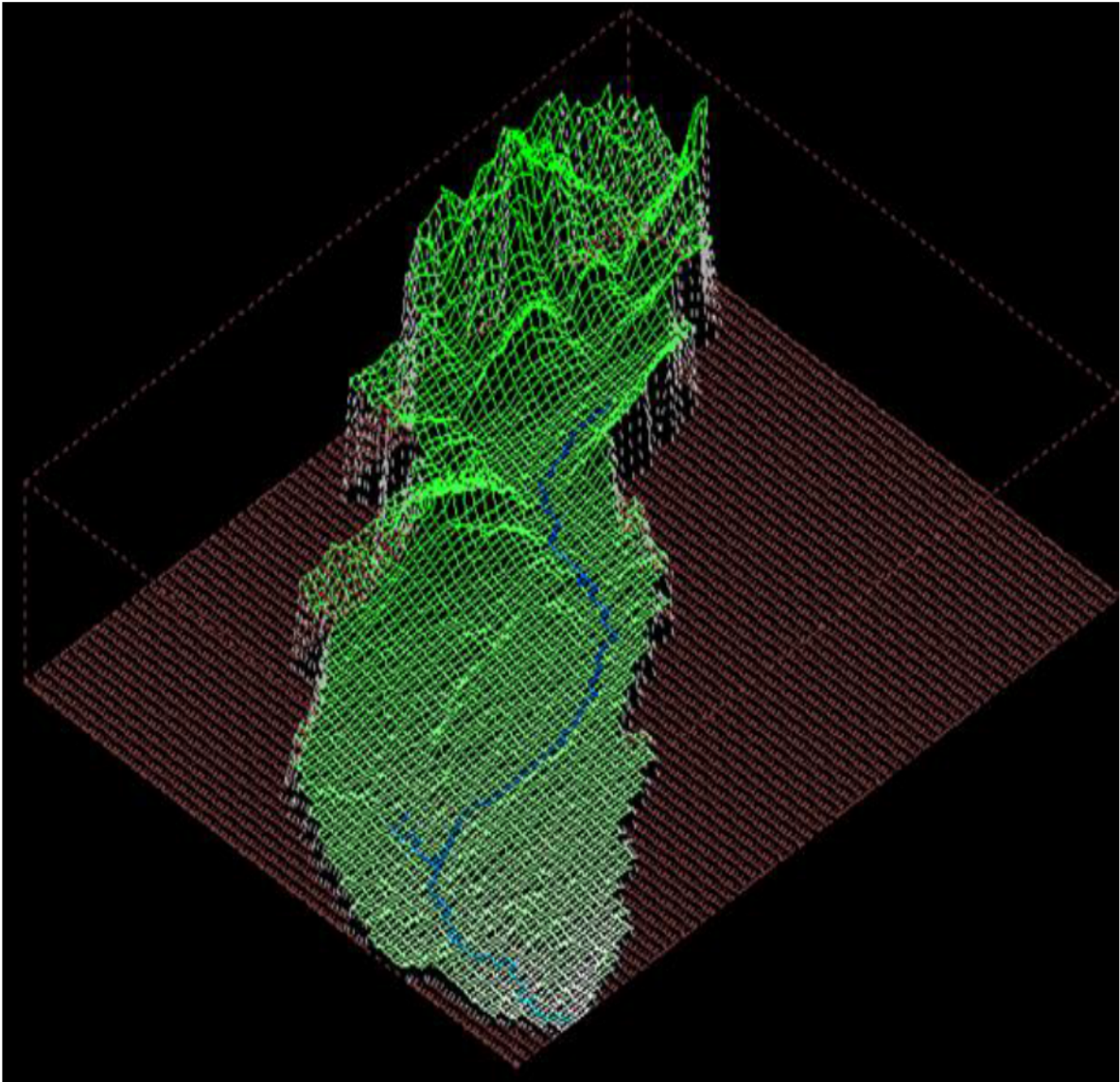


Figura 2.15. Modelo de elevación de 200 m para la cuenca del arroyo Santa Catalina en tres dimensiones generado por el modelo SSHH I

Cuando se analizan los eventos de crecida en zonas de llanura se debe contar con un DEM que represente el movimiento del agua en estas zonas, debido a la poca pendiente y gran cantidad de bajos o cubetas de deflación que posee el terreno; el agua tiene que sobrepasar un determinado tirante de agua para que se genere un flujo, y la interconexión de bajos.

A través del cálculo del balance de agua diaria realizado por el modelo SWAT para la cuenca del arroyo Santa Catalina, se escoge un evento que represente los caudales picos más altos y que generó la inundación más grande en el periodo de estudio de 2003-2012, se escogió el evento ocurrido el 17 mayo al 25 de mayo del 2012.

MATERIALES Y MÉTODOS

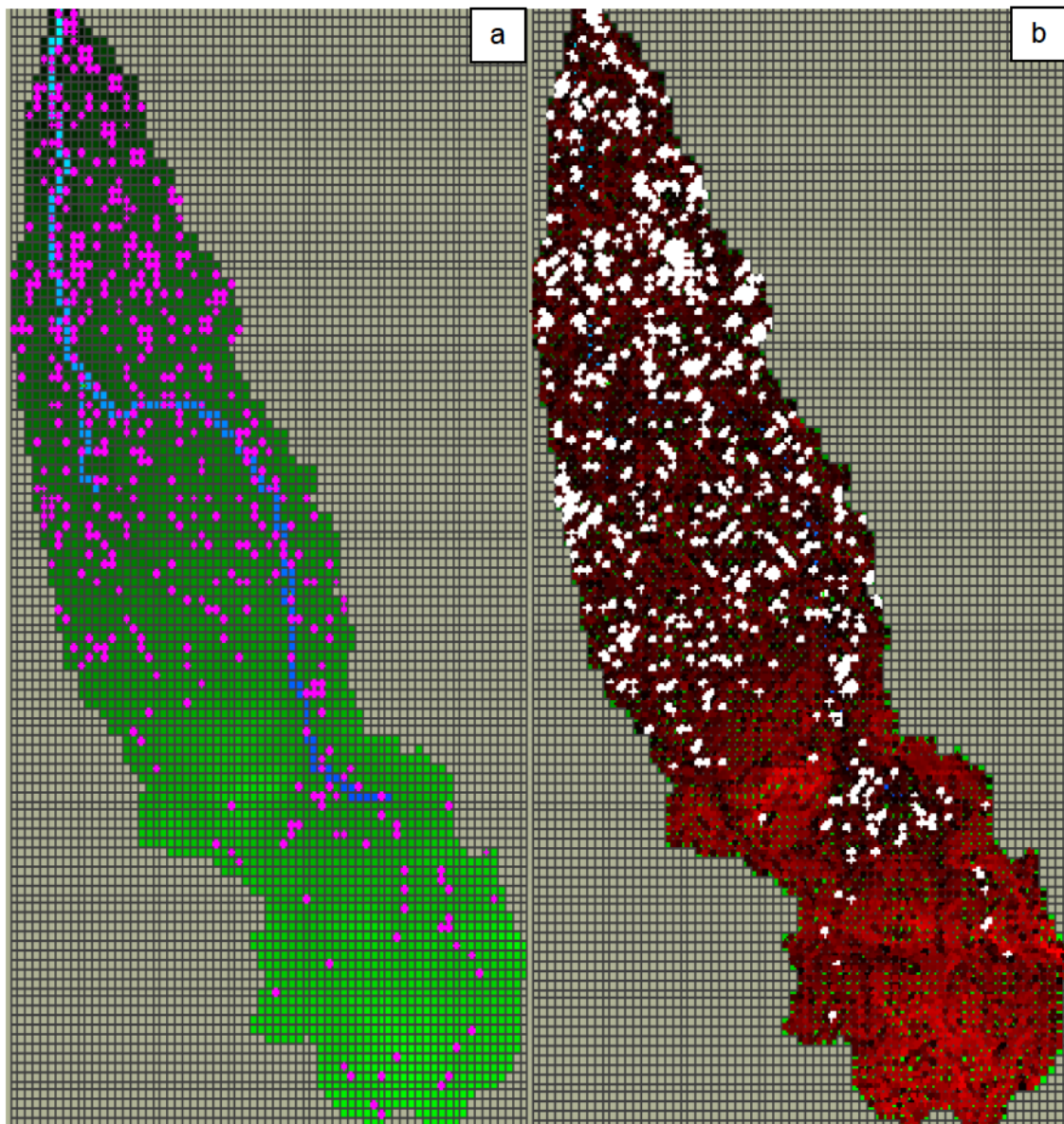


Figura 2.16. a) Mapa de ubicación de puntos bajos. b) Mapa de pendientes. Modelo SSHH I.

Al hietograma observado horario del evento se le resta la abstracción de precipitación efectiva calculada por SWAT (Figura 2.17), por medio del método de número de curva para el periodo del evento, bajo una tendencia hortoniana, con el fin de obtener un hietograma efectivo del evento (Tabla 2.13).

Este hietograma se acopla en el modelo SSHH I a fin de analizar la propagación, la altura de la onda de crecida y el tiempo de permanencia del agua del evento.

MATERIALES Y MÉTODOS

Tabla 2.13. Hietograma calculado en mm para evento del 17 mayo de 2012.

Tiempo (hr)	Precipitación total (mm)	Precipitación efectiva (mm)
1	0	0
2	0	0
3	0	0
4	0	0
5	0	0
6	0	0
7	0	0
8	0	0
9	0	0
10	0.2	0
11	0	0
12	1.2	0
13	7.8	0
14	7.2	0
15	1.4	0
16	14.4	4.65
17	16.4	5.5
18	10.4	2.94
19	3.8	0
20	1.4	0.6
21	0.8	0.34
22	1.6	0.68
23	0	0
24	0.2	0
25	0	0
26	1.6	0.68
27	19.2	5
28	5.4	0.81
29	2.8	1.2
30	4	0.21
31	1.6	0.68
32	3.2	1.37
33	5.8	0.98
34	1.8	0
35	0	0

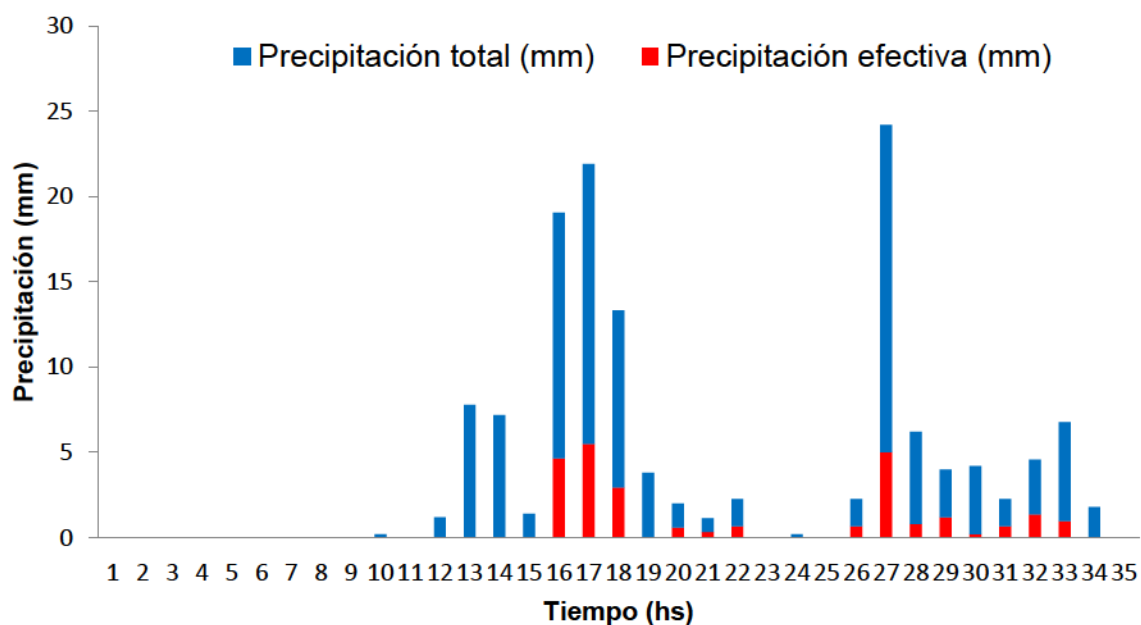


Figura 2.17. Gráfico Hietograma calculado en mm para evento del 17 mayo de 2012.

2.2.2.1 ANALISIS DE SENSIBILIDAD

Los parámetros más sensibles en el modelo SSHH I son las pendientes transversales de conducción (Itc) y almacenamiento (Ita), las rugosidades de valle (nv) y río (nr). El Ita y el Itc se utilizan para modelar la conducción en todos los elementos de la cuenca y representa la variación del flujo de velocidades en una sección. La variación de las pendientes transversales debe estar en el mismo orden y modificarse conjuntamente, es decir, que tanto la pendiente de conducción como la de almacenamiento son aproximadamente iguales. La diferencia en más de un orden de magnitud hace que la altura que se obtiene en el elemento a partir de la pendiente de almacenamiento sea muy pequeña en relación a la sección de conducción. Esta altura es la que usa el programa para determinar la sección de conducción y traslado del caudal de un elemento a otro, a través de las vinculaciones.

Antes de realizar el análisis de sensibilidad del modelo SSHH I, se procede a analizar otras simulaciones hechas para esta cuenca con el mismo modelo, donde se obtuvo que los únicos parámetros que tenían una repercusión directa en el traslado de la onda de crecida son la rugosidad de Manning para las celdas valle (nv) y para las celdas río (nr) (Cazenave, 2006).

A continuación se analiza la variación de los parámetros nv y nr, y la respuesta de los hidrogramas calculados

Rugosidad de valle (nv): Para analizar la variación del parámetro nv, se adoptan dos valores diferentes (0.10 y 0.15) dentro del rango de incertidumbre, manteniendo constantes el resto de los parámetros. El efecto de un aumento del nv (de 0.10 a 0.15) es un atraso de la onda crecida y disminución del pico máximo de caudal, y se obtiene un hidrograma calculado más tendido (Figura 2.18).

MATERIALES Y MÉTODOS

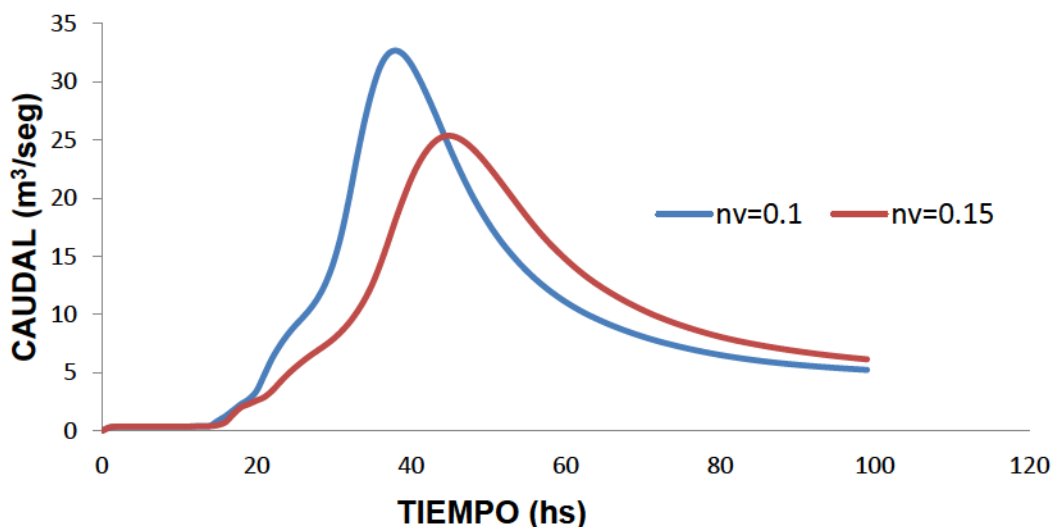


Figura 2.18. Sensibilidad de la rugosidad de las celdas valle (nv).

Rugosidad de río (nr): Para analizar la variación del parámetro nr se adoptan dos diferentes valores (0.02 y 0.04) para toda la cuenca (Figura 2.19). El efecto de la variación de nr es el esperado y similar al hidrograma calculado para el parámetro nv (Figura 2.18), pero menos acentuada su variación es decir, un aumento de nr produce un atraso del tiempo al pico y una disminución del caudal máximo.

Cuando se adopta el cambio de 0.10 a 0.15 en el parámetro nv disminuye el pico de crecida en un 25%, mientras que al cambiar el parámetro nr de 0.02 a 0.04 disminuye el pico en un 13 %. Para comenzar la calibración se cambia el nv, ya que es el parámetro que tiene más variación en la salida del hidrograma calculado.

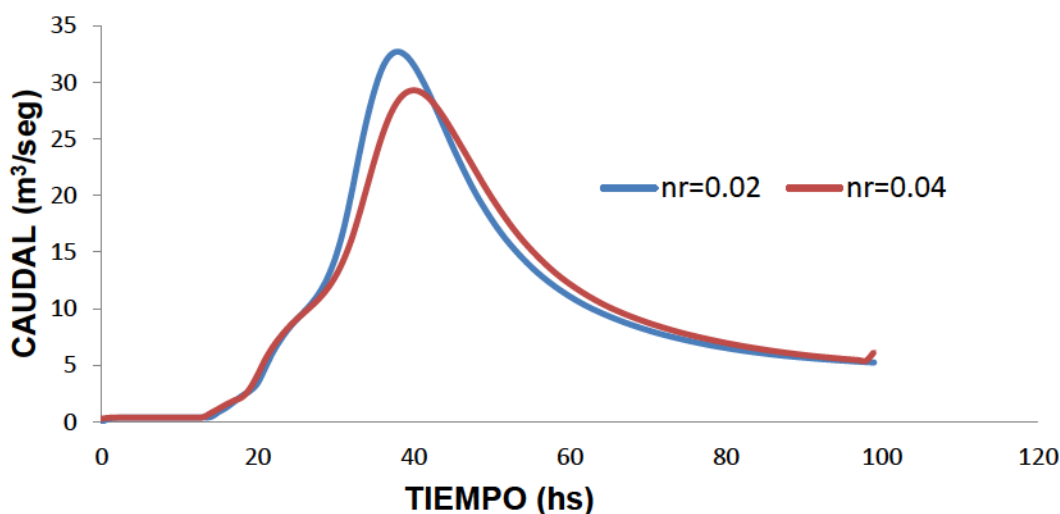


Figura 2.19. Sensibilidad de la rugosidad de las celdas río (nr).

2.2.2.2 CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO SSHH I

Teniendo en cuenta el análisis de sensibilidad de la cuenca a partir del programa SSHH I, se procede a cambiar la rugosidad de Manning tanto para flujo encauzado, como para flujo mantiforme (nr y nv respectivamente).

Para la calibración y validación del modelo SSHH I se procede a tomar dos eventos, el de 19/08/2002 con el cual se calibra y el evento del 17/05/2012, con el cual se valida el modelo. Los datos observados de caudal se tomaron de la estación limnométrica a la salida de la cuenca llamada Santa Catalina. Para el evento de validación se calculan las abstracciones de la lluvia por medio del modelo hidrológico semidistribuido SWAT.

Con estos resultados se analiza la propagación de la onda de crecida con los usos del suelo actuales, a fin de encontrar un conjunto de parámetros que ajusten a los caudales observados de salida para la cuenca del arroyo Santa Catalina.

Para la definición del área de conducción se toma la misma dimensión en los parámetros ltc e lta para todos los elementos de la cuenca (Tabla 2.14), el modelo SSHH I permite la adopción de secciones transversales tipo trapezoidales.

Tabla 2.14. Parámetros calibrados en el modelo SSHH I para la cuenca del arroyo Santa Catalina

Parámetro	Valor ajustado
nv	0.1
nr	0.02
ltc	0.13
lta	0.13

En la calibración del modelo SSHH I, para el evento del 19/08/2002 (Figura 2.20) se obtuvo un buen ajuste, si bien el tiempo del pico de crecida del hidrograma simulado se encuentra atrasado, el caudal pico calculado es adecuado (Tabla 2.15), y volumen escurrido, es sobreestimado.

MATERIALES Y MÉTODOS

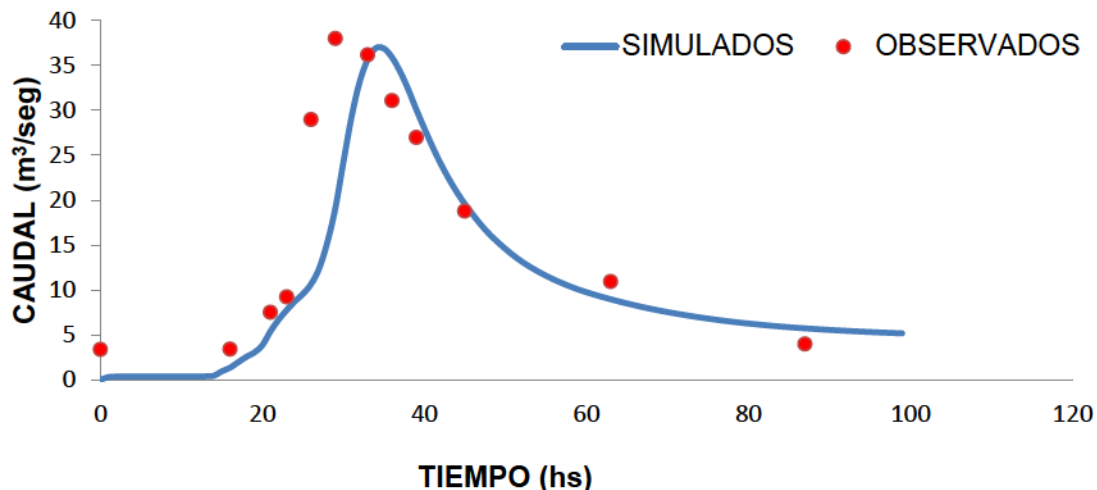


Figura 2.20. Hidrogramas observado y calculado por el SSHH I. Evento 19/08/2002.

Tabla 2.15. Análisis de volúmenes, caudal y tiempo al pico para el evento de calibración.

EVENTO 19 DE AGOSTO DEL 2002			
VARIABLE	OBSERVADO (O)	CALCULADO (C)	DIFERENCIA (O-C)
Volumen escurrido (hm ³)	1.35	3.73	-2.38
Caudal pico (m ³ /s)	38	36	2
Tiempo al pico (hs)	29	33	-4

En cuanto a la validación del modelo se realiza con el evento del 17/05/2012 (Figura 2.21), se encontró un buen ajuste en cuanto al tiempo al pico (Tabla 2.16), pero hay grandes diferencias entre el volumen escurrido y el caudal pico. Esto se debe a que para caudales mayores de 3 m³/seg ingresa agua proveniente del arroyo del Azul a la sección de control, por lo cual se sobreestiman los datos observados. Para la validación del evento se cuenta con datos observados horarios en los cuales se pueden aplicar estadísticos como coeficiente de correlación a fin de analizar la proporción de la varianza en los datos observados.

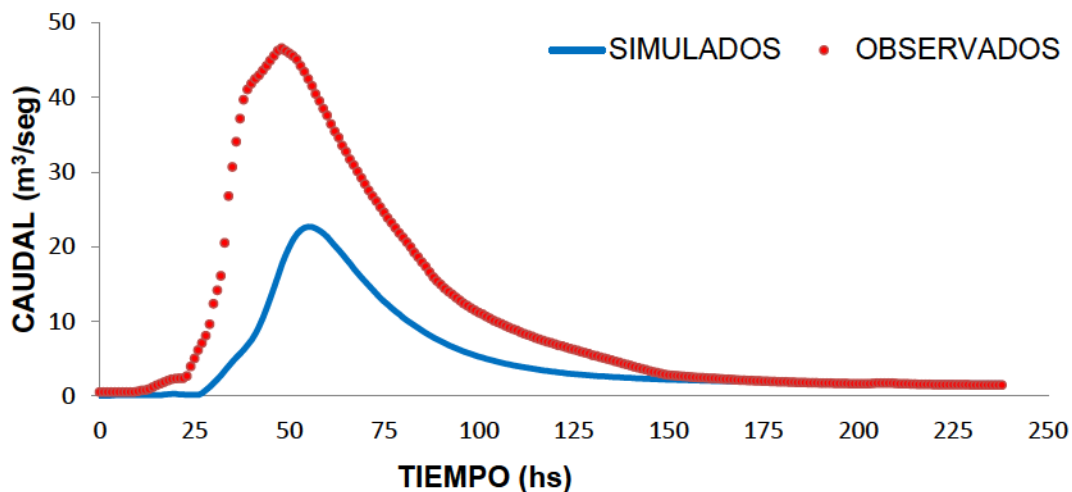


Figura 2.21. Hidrogramas observado y calculado por el SSHH I. Evento 17/05/2012.

MATERIALES Y MÉTODOS

Tabla 2.16. Análisis de volúmenes, caudal al pico y tiempo al pico para el evento de validación.

EVENTO 17 DE MAYO DEL 2012			
VARIABLE	OBSERVADO (O)	CALCULADO(C)	DIFERENCIA (O-C)
Volumen escurrido (hm ³)	9.33	4.30	5.03
Caudal pico (m ³ /s)	45.87	22.691	23.179
Tiempo al pico (hs)	52	54	-2

La teledetección ha demostrado ser una herramienta poderosa para el estudio de anegamientos (Varni, 2005), gracias al amplio contraste existente entre el agua y el resto del paisaje en el espectro electromagnético. Esta herramienta permite detectar no solamente las áreas anegadas sino también ubicar estructuras y geformas que no son identificables si no se cuenta con cartas topográficas con un alto grado de detalle.

Con el fin de validar el modelo SSHH I de la cuenca del arroyo Santa Catalina frente a los eventos de excesos hídricos, se exporta la salida de las alturas de agua de celda de 200 metros, generado por el modelo SSHH I para el evento 17/05/2012, y se compara con una imagen satelital SPOT en periodo de excesos hídricos, (Figura 1.14). Por medio del programa Envi, software para el análisis de imágenes satelitales, se extraen los pixeles de 10 metros anegados en la imagen por medio de la banda de infrarrojo cercano, para identificar las áreas con almacenamiento superficial (se tomó un umbral de 2-80 números digitales crudos en la imagen), luego se realiza un remuestreo por medio del software Arcgis donde se pasa de una celda de 10 m a una celda de 200 metros con el fin de contrastar las dos imágenes (observada y calculada), y obtener un mapa de coincidencia de agua. Por medio de esta metodología se intenta validar la información de la salida del modelo SSHH I.

3. SIMULACIÓN DE ESCENARIOS Y DISCUSIÓN

Con el fin de analizar los extremos hídricos en la cuenca del arroyo Santa Catalina se implementaron escenarios hipotéticos que se contrastaron con el escenario de referencia, en el cual se realiza un balance de agua con los usos de suelo y los manejos operacionales de cultivo actuales. En algunos escenarios hipotéticos se implementan obras no estructurales por medio del modelo SWAT como las prácticas en contorno para los cultivos de invierno y verano, se potencia la franja riparia del arroyo, y los bajos en la cuenca por medio bosques mixtos, a fin de regular extremos hídricos. En otro escenario se realizan obras estructurales por medio del modelo SSHH I para regular y retener los excesos hídricos cuando se presenta un evento en la cuenca.

3.1 MODELO HIDROLÓGICO SEMIDISTRIBUIDO SWAT

Los resultados del balance de agua diario para el escenario de referencia, realizado con el modelo SWAT para el periodo 2006-2012 para la cuenca del arroyo Santa Catalina se observan en la Figura 3.1. En los ciclos secos, como en el 2008, se encuentra que el almacenamiento de agua que tiene el suelo es muy bajo, debido a la alta evapotranspiración y al déficit pluviométrico. De la precipitación anual de 591 mm de agua se evaporaron 570 mm, casi 96% del agua. Debido a esto el arroyo se seca y se generan pérdidas socioeconómicas importantes para la región debido a la disminución del almacenamiento agua.

El año 2012 fue un año de excedentes hídricos (Figura 3.1) donde se produjeron tres grandes inundaciones en la cuenca, una ocurrida en el mes de mayo y otras dos contiguas que ocurrieron en agosto. En el análisis del balance de agua para este año realizado por el programa SWAT se observa que la precipitación anual es de 1246 mm de agua, de los cuales 75 mm se escurrieron superficialmente, o sea el 6% del total de agua caída en el año, y se obtuvo una recarga de 209 mm de agua, que representan un 17% del total anual.

SIMULACIÓN DE ESCENARIOS Y DISCUSIÓN

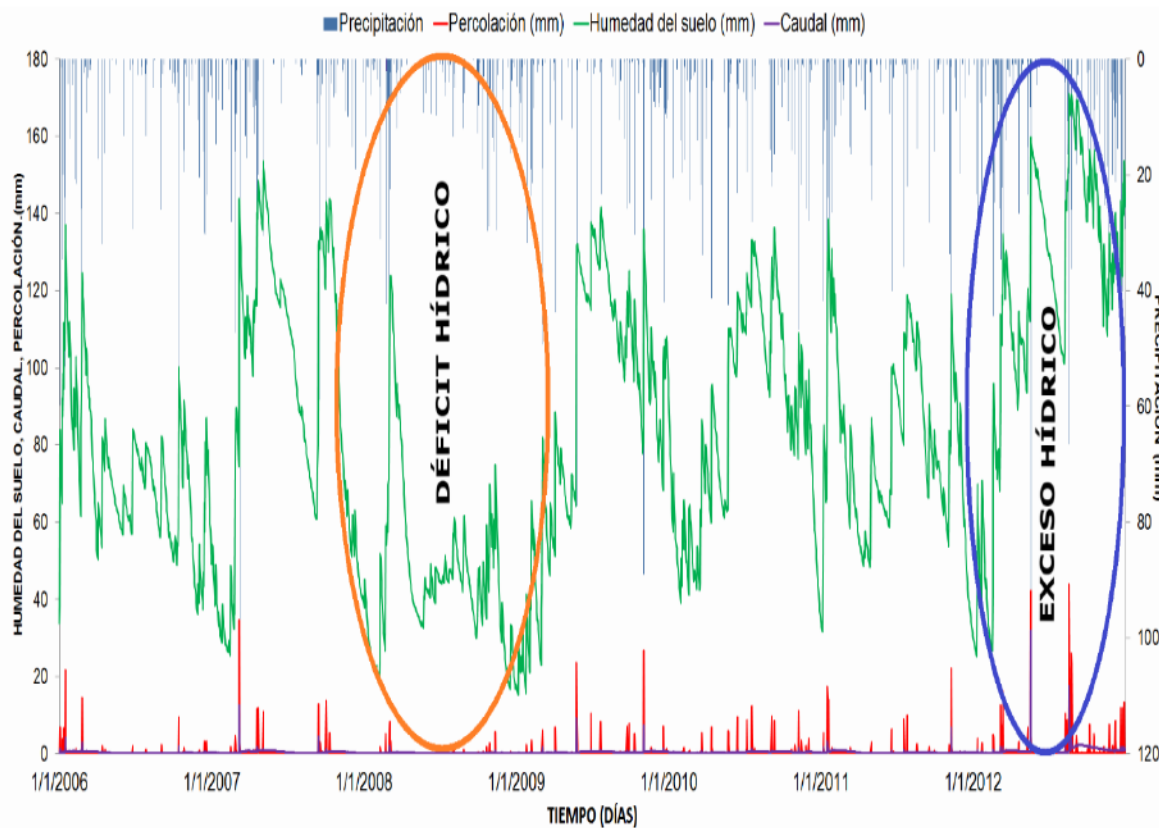


Figura 3.1. Precipitación, caudal, humedad del suelo y percolación diarios generados por el modelo SWAT para el periodo de 2006-2012.

La recarga calculada por el SWAT para la cuenca del arroyo Santa Catalina (Figura 3.2.a) es coherentes con los resultados obtenidos de la tesis de Varni (2005), donde se estima la recarga promedio anual por medio de diferentes metodologías. Se concluye también la mayor recarga se produce en la zona alta (zona de sierras de Tandilia) con valores de 33 a 87 mm/año.

En cuanto a la escorrentía superficial en la cuenca del arroyo Santa Catalina (Figura 3.2.b) se observa el mayor transporte de agua en superficie en las zonas de afloramiento rocoso con un promedio anual mayor a 71 mm, debido a que es una zona de alta pendiente y no posee un suelo desarrollado, mientras que en la zona interserrana se obtienen valores mayores a 31 mm.

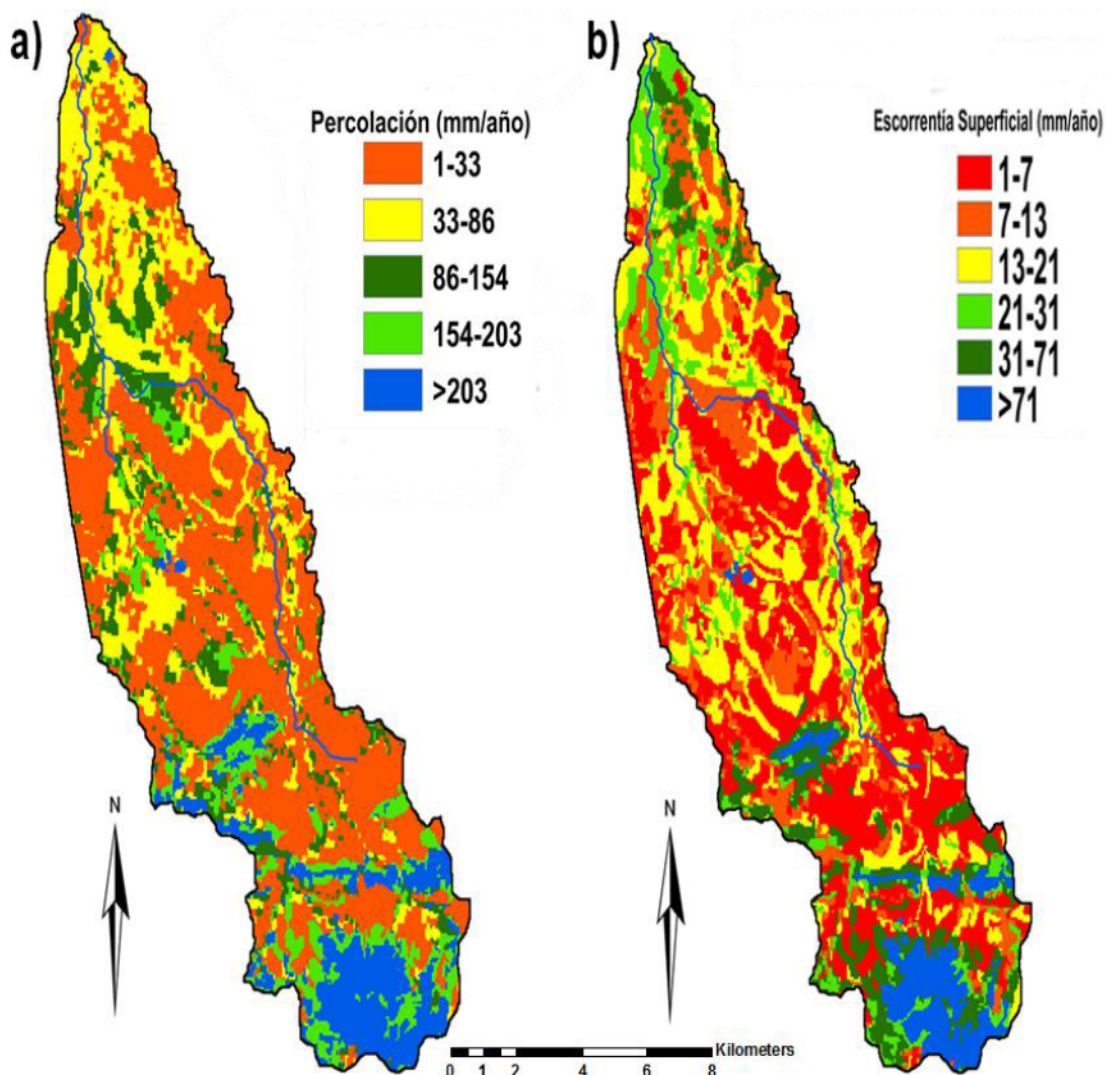


Figura 3.2. Mapas generados a partir de las salidas del modelo SWAT a) mapa de distribución espacial de la recarga, b) mapa de distribución espacial del escurrimiento superficial.

En la Tabla 3.1 se observa la diferencia del área entre el escenario de referencia y el escenario 1, para cada uso del suelo. Como se puede ver en la última columna los valores negativos significan que se redujo el área de cobertura, mientras que los positivos significan que aumenta el área con cobertura. La única cobertura que aumenta es la de montes con un aumento del 14 % respecto del escenario de referencia. Esta variación se produce debido a que al implementar una franja riparia y un cambio de uso suelo de bajos por montes, cambia la superficie de los otros usos del suelo.

SIMULACIÓN DE ESCENARIOS Y DISCUSIÓN

Tabla 3.1. Escenario de usos del suelo cuenca del arroyo Santa Catalina.

SWAT land use	Usos del suelo	Área (ha) ESC. REF	Área (ha) ESC.1	Dif. ESC.1- ESC. REF (ha)
URLM	Roca	844.65	843.93	-0.72
BERM	Campo Natural	2,714.49	2,490.85	-223.64
WWHT	Cultivos invierno	1,867.95	1,765.33	-102.62
SOYB	Cultivos verano	5,775.78	5,524.95	-250.83
FRST	Monte	58.94	805.53	746.59
CWGR	Pajonal	1,169.04	1,070.71	-98.33
PAST	Pasturas	1,351.61	1,271.72	-79.89

A fin de analizar el impacto de las sequías e inundaciones en la cuenca del arroyo de Santa Catalina se realiza una comparación entre los escenarios hipotéticos generados con el modelo SWAT, a fin de cuantificar los cambios en cada proceso.

En la Figura 3.3 se observa la diferencia en la escorrentía superficial para el periodo 2006-2012 para los 2 escenarios propuestos, donde se observa la reducción de los picos de crecida respecto del escenario de referencia. El aumento de las extensiones con bosques logra una mayor rugosidad en el terreno, se disminuye el escurrimiento superficial, se retarda el tiempo de la onda de crecida y se aumenta la capacidad de infiltración en el suelo.

Si se implementa sólo el cambio de usos de suelo (escenario 1) en la cuenca para el periodo de 2006-2012 se reduce la escorrentía superficial diaria en un 14 % (Figura 3.4), mientras que si se realiza el cambio de usos del suelo y un manejo de siembra en contorno (escenario 2) en los cultivos de soja, trigo y pasturas, se reduce la escorrentía superficial diaria en un 28 % del escurrimiento comparado con el escenario de referencia.

En cuanto a la humedad de suelo la implementación del escenario 1 produce un aumento de un 8 % de la disponibilidad de agua diaria, mientras que para el escenario 2 se observa que aumenta en un 9 % la humedad del suelo diaria (Figura 3.5).

En la Figura 3.6 se observa la diferencia en la humedad del suelo diaria para los escenarios. En el escenario 2 hay mayor volumen de agua en el suelo, donde se fomenta la ampliación de una zona de protección del arroyo (franja riparia), con el reemplazo de los bajos por bosques y la implantación de siembra de cultivos en curvas de nivel, este tipo de cambio de cobertura es muy importante para los periodos de déficit hídrico, ya que disminuiría el efecto de evaporación del agua del arroyo y de los

bajos, y también aumentaría la producción de los cultivos de secanos en épocas de déficit pluviométrico.

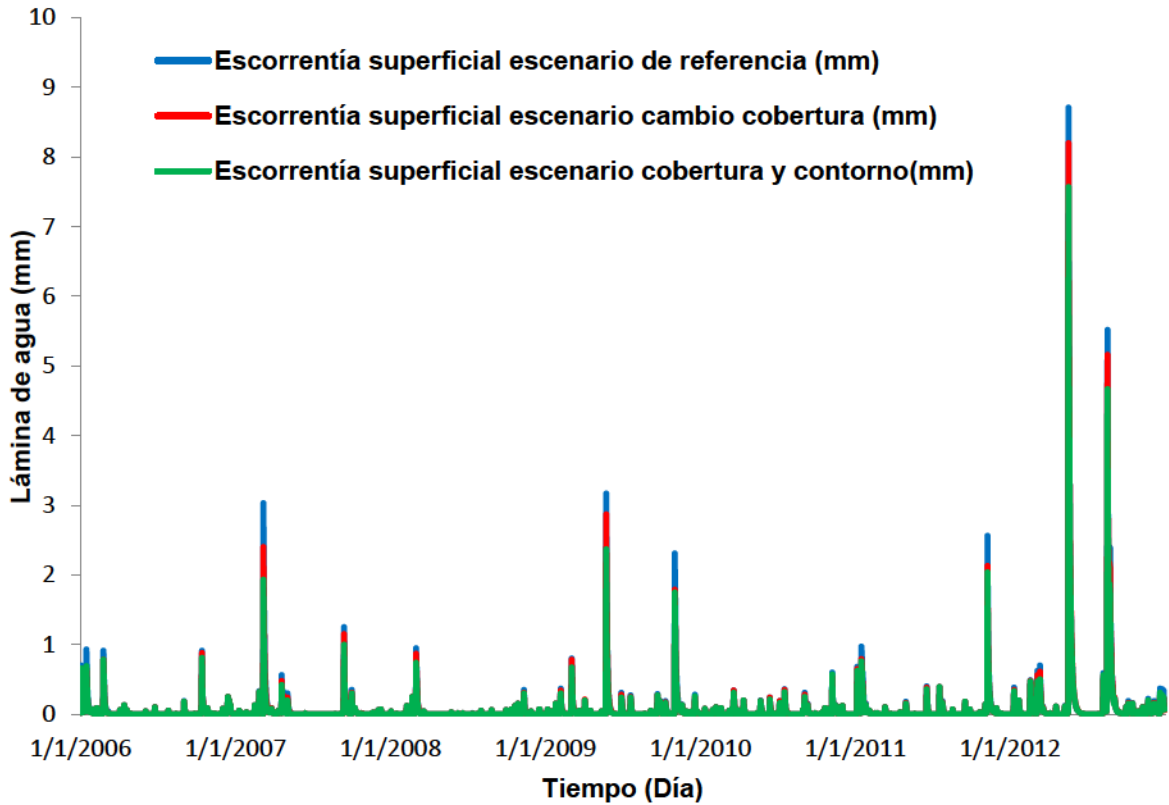


Figura 3.3. Diferencia de escorrentía superficial diaria para los escenarios propuestos

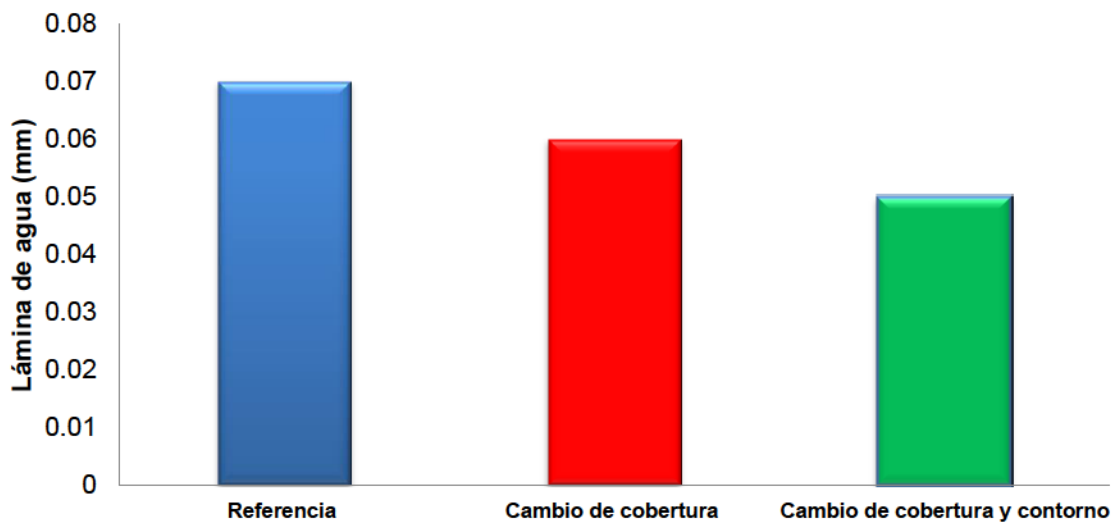


Figura 3.4. Comparación de la escorrentía superficial promedio diaria para el periodo de 2006-2012 para los escenarios propuestos.

SIMULACIÓN DE ESCENARIOS Y DISCUSIÓN

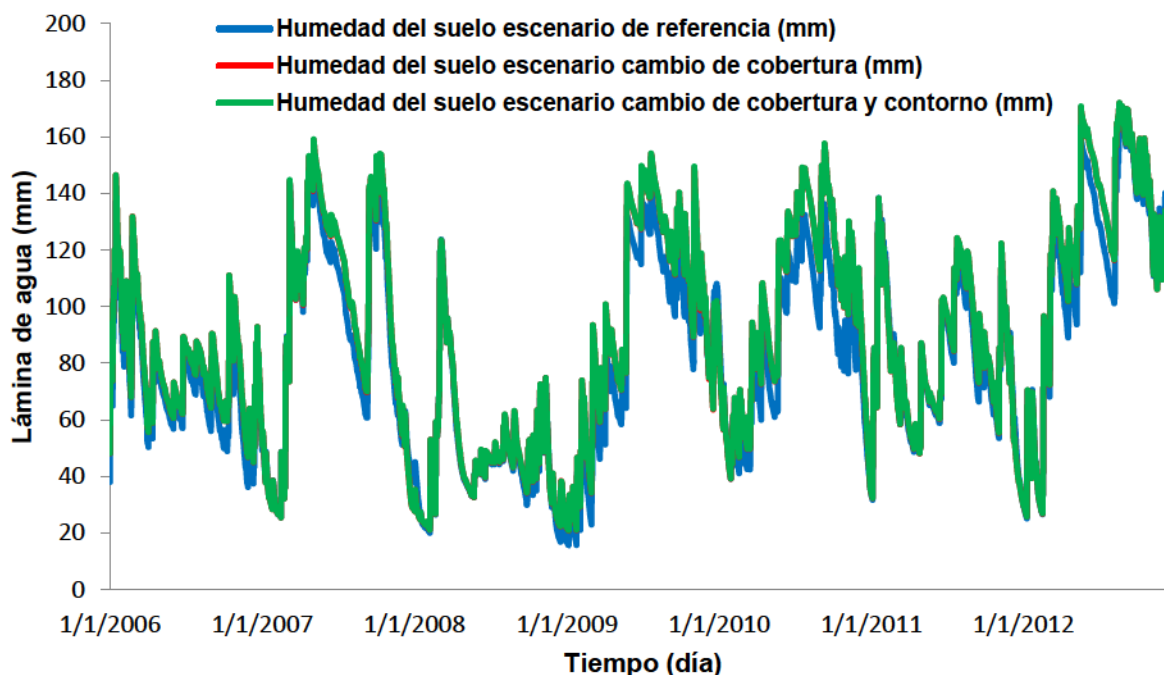


Figura 3.5. Diferencia de humedad del suelo para el periodo de 2006-2012 para los escenarios propuestos.

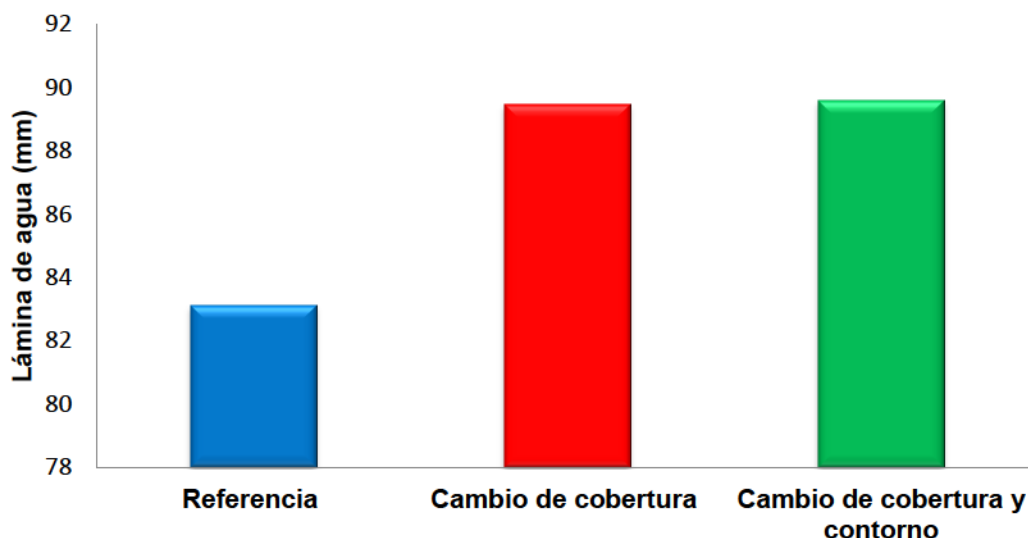


Figura 3.6. Comparación de la Humedad del suelo promedio diaria para el periodo de 2006-2012 para los escenarios propuestos.

En la Tabla 3.2 se compara el escenario de referencia y el escenario 2, el cual fue el mejor en términos de reducción de escorrentía superficial, este análisis se realiza con información promedio mensual para el periodo 2006-2012. La implementación del escenario 2 reduce la escorrentía superficial, principalmente en los meses de otoño e invierno, que es cuando se producen las crecidas en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

Tabla 3.2. Comparación de la escorrentía superficial promedio mensual entre el escenario de referencia y el escenario 2 para el periodo 2006-2012.

MES	ESCORRENTÍA SUPERFICIAL ESC. REFERENCIA (mm)	ESCORRENTÍA SUPERFICIAL ESC. 2 (mm)
1	1.41	1.16
2	1.2	1.07
3	2.24	1.62
4	1.03	0.91
5	4.3	3.73
6	0.62	0.57
7	0.7	0.63
8	2.95	2.48
9	0.88	0.77
10	1.02	0.94
11	2.24	1.85
12	0.99	0.87

3.2 MODELO HIDROLÓGICO HIDRÁULICO SSHH I

Se analiza la coincidencia de agua en la cuenca del arroyo Santa Catalina con el fin de validar el SSHH I, se encuentra que el área entre la imagen SPOT y la simulación hecha con el modelo SSHH I (escenario de referencia) hay una concordancia de agua de 1369 ha, las cuales reflejan el 91% del anegamiento real en la cuenca, mientras que el área de anegamiento no coincidente es de 136 ha, lo cual refleja un 9 %. El área total de la cuenca es de 13,800 ha de las cuales se encuentran anegadas el 10% del área total según la imagen satelital SPOT (13/9/2012). En la Figura 3.7 se observa que el modelo SSHH I representa bien las áreas con almacenamientos de agua en superficie, como los bajos y planicies de inundación.

El modelo SSHH I calcula la altura de agua en cada celda, a través de este registro se analizan los sectores anegados en la cuenca con el objeto de realizar un escenario de ordenamiento con pequeñas obras hidráulicas de regulación que disminuyan el impacto de las inundaciones.

SIMULACIÓN DE ESCENARIOS Y DISCUSIÓN

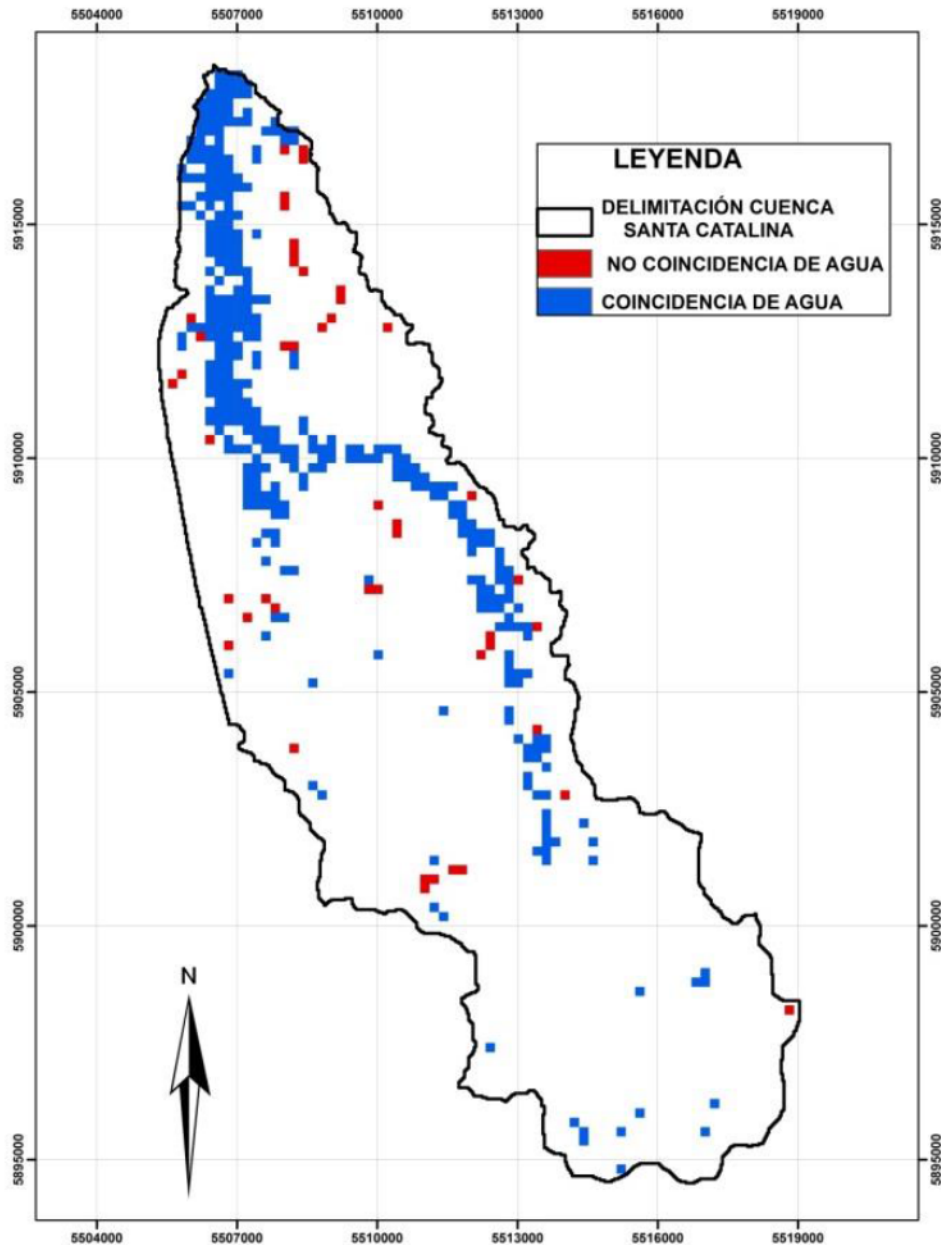


Figura 3.7. Contraste de la simulación del SSHH I del 17/05/2012 con la imagen SPOT del 13/9/2012.

A fin de determinar los anegamientos en la cuenca del arroyo Santa Catalina se exportan las salidas de la altura de agua por pixel del modelo SSHH I para el evento de 17/05/2012 a google earth, por medio de la extensión que tiene Arcgis llamada Kml 3d. Como se observa en la Figura 3.8 el impacto más fuerte por anegamiento se produce en la zona norte de la cuenca, debido a que la ruta 3 genera una barrera que impide el paso, acumulando agua en este sector. También se observan anegamientos a los lados del cauce debido a los de desbordes y en algunas depresiones del terreno por almacenamiento de agua.

SIMULACIÓN DE ESCENARIOS Y DISCUSIÓN

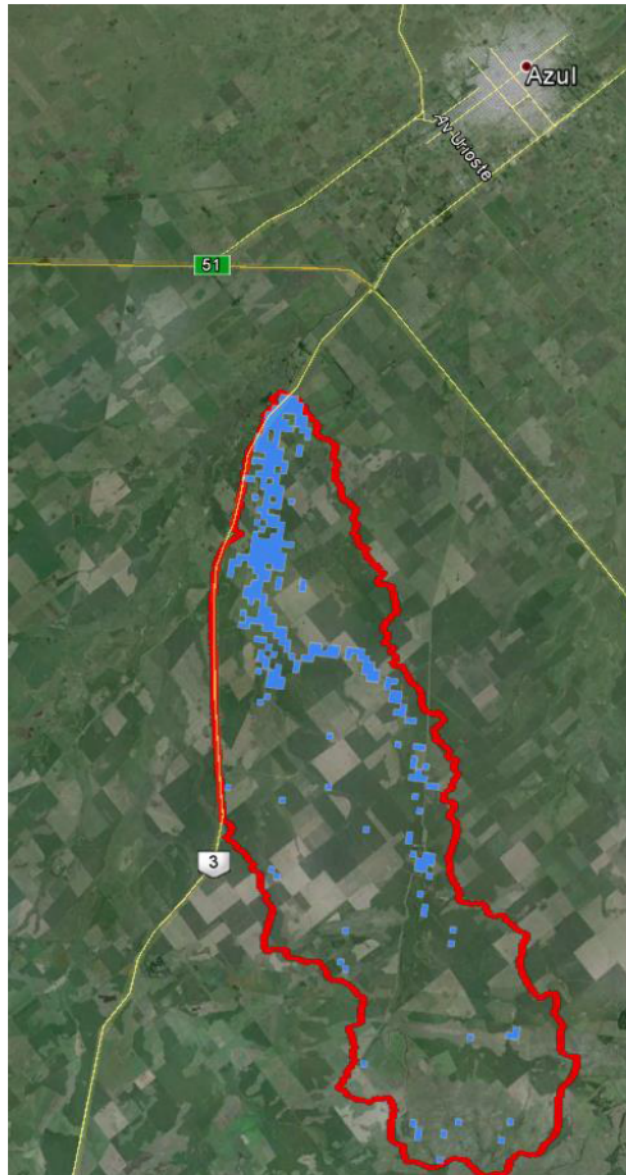


Figura 3.8. Impacto de anegamiento en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

Con programa SSHH I se proponen 3 escenarios. El objetivo de estos escenarios es analizar cómo responde el proceso de escurrimiento superficial en la cuenca del arroyo Santa Catalina, si sólo se realizan obras hidráulicas (escenario 1), o si sólo se realizan cambios de usos del suelo y prácticas de manejo de siembra en contorno (escenario 2). Si se utilizan las medidas estructurales y no estructurales (escenario 3) donde se agrupa el escenario 1 y el escenario 2, a fin de disminuir los excesos hídricos.

Para el escenario 1 se propone realizar alteos de caminos por medio de terraplenes (Figura 3.9.a) para almacenar temporariamente y retrasar el escurrimiento superficial, y alcantarillas de descarga (Figura 3.9.b) a fin de regular el caudal de salida.

En la Figura 3.10 se observa la ubicación de los terraplenes en color rojo, estos se encuentran ubicados en el camino a Martín Fierro el cual pasa al sureste de la cuenca; la longitud de este terraplén es de 7 km. Se propone otro terraplén con una longitud de 5 km, ubicado en el Km 324 de la ruta 3 hacia el este. En cuanto a las alcantarillas se observan en color blanco en la Figura 4.9 se colocan 4 alcantarillas en los alteos de los caminos por donde pasa el cauce del arroyo

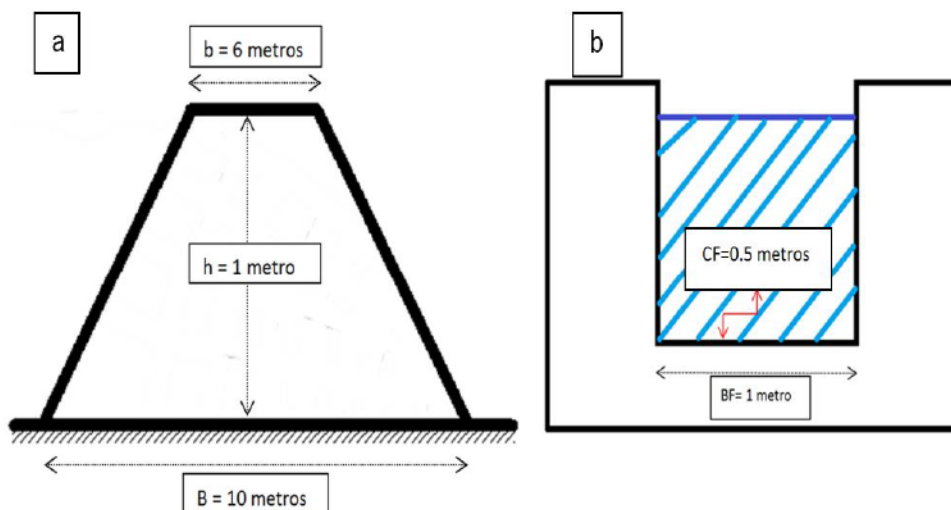


Figura 3.9. Obras de regulación hidráulica propuestas para la cuenca del arroyo Santa Catalina. a) Dimensión de los terraplenes b) Dimensión de las alcantarillas

El coeficiente de descarga (cd) de estas obras se calcula por medio del teorema de Torricelli (Renteria y Stenta, 2003) donde se obtiene para las alcantarillas un $cd=0.3$. En la Figura. 3.10 se observan los dos tipos de obras y donde se ubican espacialmente en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

A fin de contrastar los escenarios propuestos con el de referencia, se observa en la Figura 3.11 que el escenario de referencia tiene un caudal pico y un volumen más elevado con tiempo al pico menor, a diferencia de los otros escenarios como se observa en la Tabla 3.3.

SIMULACIÓN DE ESCENARIOS Y DISCUSIÓN

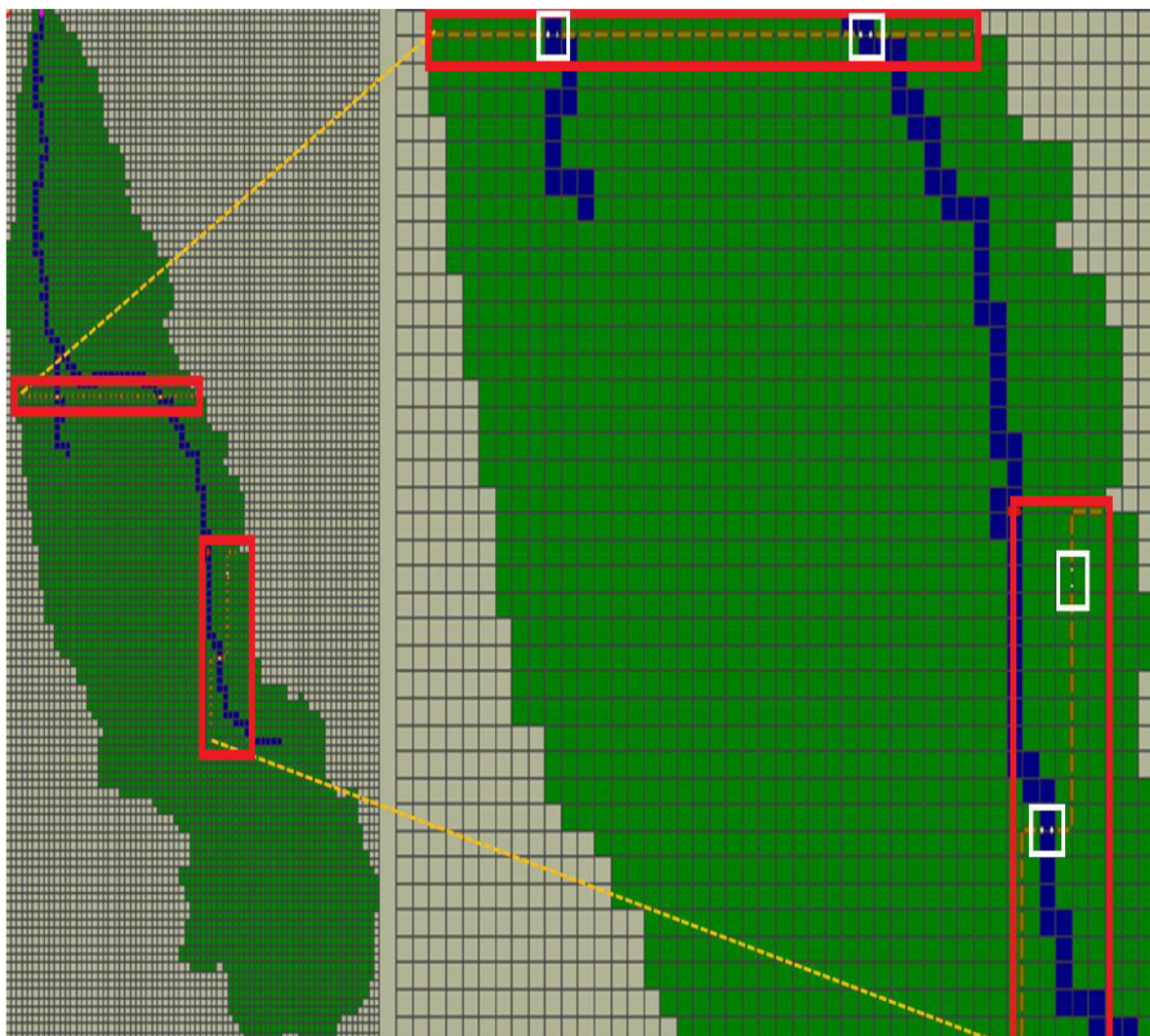


Figura 3.10. Ubicación de las obras hidráulicas en la cuenca del arroyo Santa Catalina.

Si se consideran sólo los cambios de uso del suelo con la siembra en contorno se disminuye en un 13% el caudal pico de la crecida respecto de la situación original, si sólo se implementan las obras hidráulicas se reduce en un 9%, pero si se suman el efecto del cambio de usos del suelo con siembra en contorno y las obras hidráulicas se logra una disminución del 21% en el impacto de la crecida en la cuenca.

Tabla 3.3. Comparación de los escenarios propuestos en el modelo SSHH I.

EVENTO 17 MAYO DEL 2012				
Variable	ESC. Ref.	ESC.1	ESC. 2	ESC. 1+2
Volumen escurrido (Hm ³)	4.3	4.2	4.0	3.9
Caudal pico (m ³ /seg)	22.69	20.73	19.85	17.95
Tiempo al pico (hr)	54	59	59	61

SIMULACIÓN DE ESCENARIOS Y DISCUSIÓN

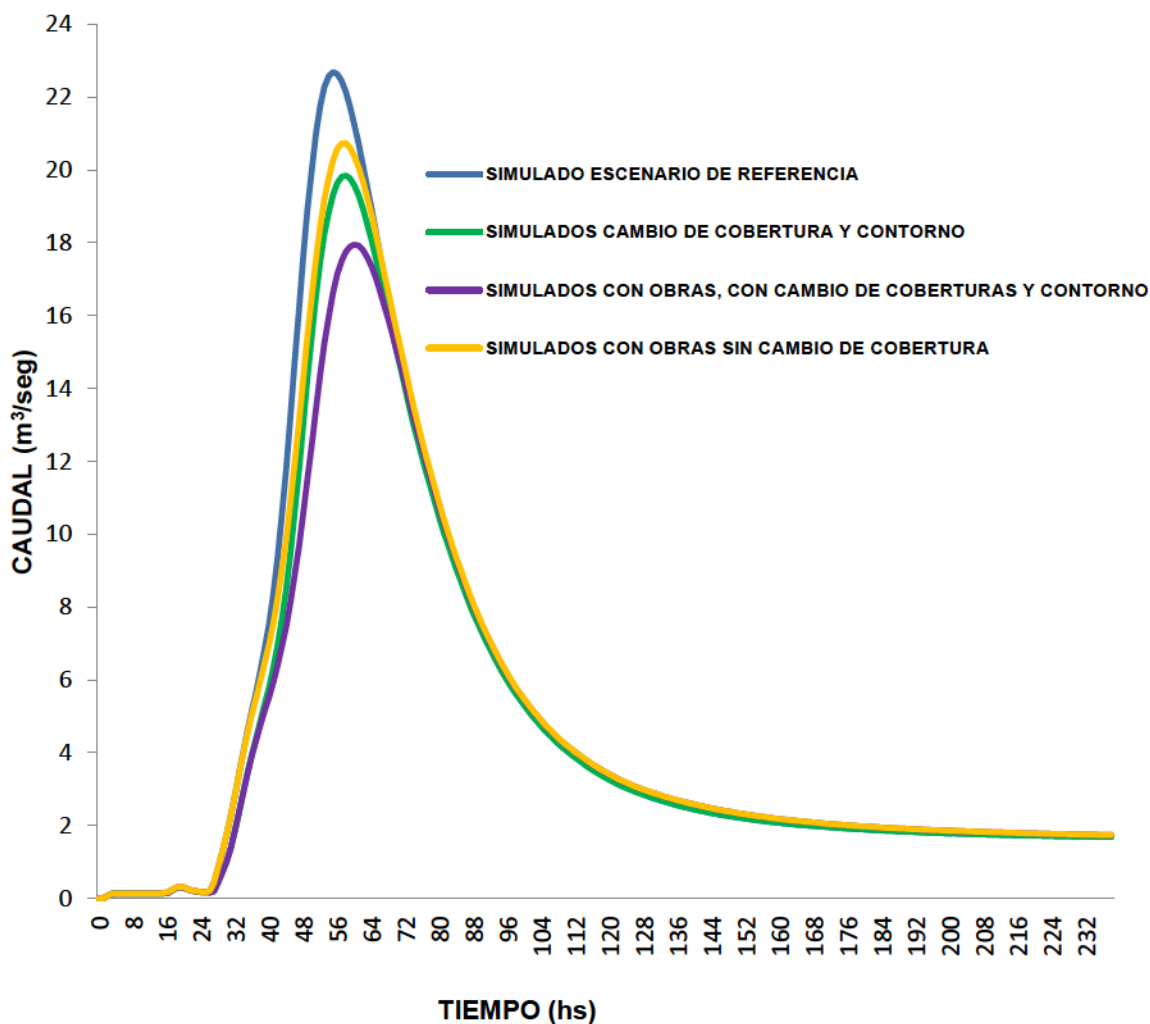


Figura 3.11. Hidrogramas calculados con el modelo SSHH I para los distintos escenarios.

Comparando los resultados del escenario con obras hidráulicas y cambio de usos de suelo y prácticas de manejo, con el escenario de referencia se encuentra que hay un aumento del 4% en el anegamiento en la cuenca debido a que hay un mayor almacenamiento de agua en el terreno a causa de las obras y al aumento de montes, con esto se aumenta la humedad del suelo, se disminuye el impacto de la crecida y aumenta la disponibilidad de agua para épocas de sequía.

En este trabajo no se analiza el tiempo de permanencia del agua en el terreno, debido a que el SSHH I no calcula la evaporación e infiltración en las celdas, procesos importantes para analizar el tiempo de anegamiento de la cuenca, ya que la permanencia del agua en estas zonas puede durar meses.

4. CONCLUSIONES

La metodología propuesta a través del acoplamiento de modelos hidrológico-hidráulico permite cuantificar la variación continua de los extremos hídricos en cuencas en zonas de llanura e implementar escenarios hipotéticos con el fin de que puedan ser utilizados como una herramienta adecuada para la planificación y el ordenamiento territorial.

La aplicación de modelos distribuidos y semidistribuidos permite conocer y cuantificar a nivel de detalle tanto el movimiento horizontal como vertical del agua para evaluar y gestionar de una manera eficiente los recursos hídricos de cuencas que se encuentren ubicadas en zonas de llanura.

El modelo SWAT es una herramienta matemática adecuada para analizar periodos de excesos y déficit hídricos, debido a que analiza a largo plazo el impacto de los usos del suelo. En la cuenca del arroyo Santa Catalina ha dado resultados satisfactorios y es capaz de representar los procesos hídricos de áreas de llanuras. Se obtuvo una calibración y validación de datos aceptables, lo que indica que puede ser utilizado como una herramienta de gestión y de planificación, ya que es posible utilizarlo para implementar diferentes escenarios de uso de suelo y prácticas de manejo, entre otros.

A través del modelo SWAT se logra cuantificar la variación de los extremos hídricos en la cuenca del arroyo de Santa Catalina bajo diferentes escenarios de uso del suelo, si se implementa el aumento de la franja riparia, se reforestan los bajos y se utiliza la siembra en contorno, disminuiría diariamente en promedio para el periodo de 2006-2012 un 28 % la escorrentía superficial, y aumentaría un 9% la humedad del suelo, conllevando a que se reduzca el impacto de las inundaciones y se aumente la disponibilidad de agua en el suelo en los periodos de sequía.

Con el programa SWAT se comprobó que las medidas no estructurales (prácticas agronómicas sustentables) favorecen el aumento de la disponibilidad de agua en el suelo en periodos de déficit hídrico. Mientras que el acoplamiento con el programa SSHH I permitió identificar para cada escenario propuesto la variación del caudal y tiempo al pico del evento, así como cuantificar los beneficios asociados a pequeñas obras estructurales.

Existe una disminución notable de los caudales pico, alrededor de un 13%, en el arroyo Santa Catalina para el escenario de cambio de usos y prácticas de manejo de cultivo.

La implementación de las obras hidráulicas como terraplenes y alcantarillas regulan y disminuyen el impacto del pico de crecida en un 9%.

Cuando se utilizan medidas conjuntas de cambios de usos del suelo, prácticas de manejo de cultivo y obras hidráulicas el impacto de la crecida se reduce en un 21%, en el evento estudiado.

A través del acoplamiento de los modelos matemáticos SWAT y SSHH I se generaron escenarios hipotéticos de obras no estructurales (cambio de usos del suelo y prácticas de manejo cultivo) y obras estructurales (terraplenes y alcantarillas reguladoras) a fin de realizar una gestión ordenada de los recursos hídricos en zona de llanura. Con estos escenarios se pudo reconocer el rol de la cubierta vegetal y los beneficios de pequeñas obras hidráulicas como elemento regulador en los procesos hidrológicos de superficie.

El modelo SSHH I permite evaluar las zonas vulnerables ante anegamientos y puede validarse a través de imágenes satelitales. El SSHH I permite exportar las alturas de agua en cada pixel para un determinado tiempo en el evento y comprobar la acumulación de agua en el terreno, a fin de determinar las planicies de inundación del arroyo y los almacenamientos en superficie. Las zonas más vulnerables ante anegamientos para la cuenca del arroyo Santa Catalina, es la parte baja de la cuenca por la presencia de la ruta 3, la cual forma una barrera que acumula agua en el cierre de cuenca, las zonas aledañas al cauce del arroyo debido a desbordes, y los almacenamientos de agua en algunos bajos que se encuentran ubicados en la zona norte de la cuenca. Estas determinaciones no son posibles de calcular con el modelo SWAT, que al trabajar con unidades de respuesta hidrológica no contempla el almacenamiento en superficie.

Uno de los inconvenientes para simular procesos con el SSHH I es la limitación del número de elementos, por lo cual se implementan grillas de gran tamaño, y no permite simular procesos de escurrimiento superficial a nivel de detalle en grandes cuencas, así como no tiene en cuenta los procesos de evaporación e infiltración en las celdas, que sí los tiene en cuenta SWAT.

Al analizar los periodos de extremos hídricos en zona de llanura, es importante utilizar modelos de tipo distribuidos continuos, debido a que con estos pueden analizar a largo plazo los cambios en las variables, tanto espacial como temporalmente. Estos tipos de modelos son válidos para el análisis de extremos hídricos, debido a que calculan el balance de agua en el perfil del suelo, lo cual los hace especialmente diseñados para simular flujo base en periodos de no lluvia y calcular el caudal pico en periodos de lluvia diaria.

Una adecuada simulación del escurrimiento superficial dependerá en gran parte, de la corrección del modelo de elevación digital. Esto es importante para realizar un ordenamiento espacial de los procesos hídricos en forma detallada para áreas de llanura. Es importante corregir los modelos de elevación digital ya que estos pueden producir distorsiones locales en las vías y en los bajos, por lo cual no permiten una adecuada definición de la dirección y cantidad de escurrimiento superficial y subsuperficial.

El modelo SWAT, al simular procesos por medio de agrupamiento de unidades espaciales con la misma respuesta hidrológica, permite reconocer el papel de la cubierta vegetal en especial de los bosques al contribuir a un mejor entendimiento de la interacción de la precipitación, la vegetación, suelo y el escurrimiento. Esto demuestra la importancia de la vegetación como elemento regulador en procesos hidrológicos de superficie debido a que la respuesta hidrológica en cuencas de zonas llanas depende en gran medida del estado de la cobertura vegetal junto con el balance de agua en el suelo.

5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen R., L. Pereira, D. Raes, y M. Smith, 1998. Evapotranspiración del cultivo. Directrices para las necesidades de agua de los cultivos. FAO: Riego y Drenaje N° 56. ISBN 92-5-104219-5.
- Allison L., 1965. Organic carbon. Methods of Soil Analysis-Part 2. Chemical and microbiological properties, pp. 1367-1378.
- Ameghino F., 1884. Las secas y las inundaciones en la provincia de Buenos Aires, Ministerio de Asuntos Agrarios de la Provincia de Buenos Aires.
- Antico P., y N. C. Sabbione 2010. Variabilidad temporal de la precipitación en la ciudad de La Plata durante el periodo 1909-2007: tendencias y fluctuaciones cuasiperiodicas. GEOACTA N° 35, pp. 44-53.
- Aparicio J., 2007. El riesgo de sequía y su inclusión en los planes de protección civil. Boletín de la A.G.E. N° 44, pp. 95-116.
- Arnold J. G., D. N. Moriasi, P. W. Gassman, K. C. Abbaspour, M. J. White, R. Srinivasan, C. Santhi, R. D. Harmel, A. van Griensven, M. W. Van Liew, N. Kannan, y M. K. Jha, 2012. SWAT: model use, calibration, and validation. Transactions of the ASABE. American Society of Agricultural and Biological Engineers. ISSN 2151-0032. N° 55(4), pp.1491-1508.
- Arnold J. G., y J. R. Williams, 1987. Validation of SWRRB: Simulator for water resources in rural basins. J. Water Resour. Plan. Manage. ASCE 113(2), pp. 243-256.
- Arnold J. G., y N. Fohrer, 2005. SWAT2000: Current capabilities and research opportunities in applied watershed modeling. Hydrol. Proc. N° 19(3), pp. 563-572.
- Arnold J. G., P. M. Allen, R. Muttiah, y G. Bernhardt, 1995. Automated baseflow separation and recession analysis techniques. Ground Water. N° 33(6), pp.1010-1018.

- Arnold J. G., P. W. Gassman, y M. J. White, 2010. New developments in the SWAT ecohydrology model. Proc. 21st Watershed Technology Conf.: Improving Water Quality and Environment. ASABE Publication N° 701P0210.
- Ballari A. P., M. Botana y O. Scarpati, 2009. Distribución de las sequías e identificación de áreas de riesgo (Provincia de Buenos Aires). ISSN 0329-0573. Huellas N° 13, pp. 130-146.
- Barbagallo J., 1983. Las áreas anegables de la "Pampa Deprimida" un planteo agrohidrológico para su solución, Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras.
- Besteiro S. I., 2014. Evaluación de la influencia hidrológica de forestaciones en la llanura pampeana. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias. Agrarias. Y Forestales., Universidad Nacional de la Plata.
- Boisrame G., 2007. Excel macro to calculate the weather station statistic. WGN maker4.xlsm.<http://swat.tamu.edu/media/41586/wgen-excel>. Accesado 15/09/2013.
- Brown L. C., y T. O. Barnwell Jr., 1987. The enhanced streamwater quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: Documentation and user manual. EPA/600/3-87/007. Athens, Ga.: U.S. EPA, Environmental Research Laboratory.
- Burnash, J., L. Ferral y R. McGuire, 1973. A generalized Stream flow Simulation System, Conceptual Modeling for Digital Computer (Modelo de Sacramento) National Weather Service, Western Region.
- Cazenave G., 2006. Modelación numérica del escurrimiento superficial de la cuenca arroyo del Azul. Aplicación de modelos agregados y distribuidos. Universidad Nacional de Rosario, Maestría en recursos hídricos en zona de llanura.
- Cazenave G., A. Villanueva, C. Scioli, F. Gil, y F. Pelizardi, 2010. Evaluación del riesgo de inundación en áreas de llanura. Resultados preliminares en Tres Arroyos, Buenos Aires, Argentina. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, ISBN 978-987-543-392-2, pp. 473-480.

- CEDA, 2011. Centro de Empresarios de Azul. Informe anual desarrollo agropecuario en el partido de Azul provincia de Buenos Aires.
- Entraigas I., 2008. Implementación de sistemas de soporte de decisiones multipropósito a escalas urbana y rural, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales Y Museo., Universidad Nacional de la Plata, pp. 90-100.
- Estrela T., 1992. Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídricos. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. ISSN 0211-6499, pp. 7-16.
- FAO, 2009. CROPWAT 8.0 has been developed by Joss Swennenhuis for the Water Resources Development and Management Service of FAO.
- Gan T. y E. M. Dlamini, y G. F. Biftu. 1997. Effects of model complexity and structure, data quality, and objective functions on hydrologic modeling. J. Hydrol. N° 192(1), pp. 81-103.
- Gaspari F. J., A. M. Rodríguez, G. E. Senisterra, M. Delgado, y S. Besteiro, 2013. Elementos metodológicos para el manejo de cuencas hidrográficas. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales Universidad Nacional de La Plata. ISBN 978-950-34-0963-3, pp. 6-20.
- Gassman W., J. Williams, X. Wang, A. Saleh, E. Osei, L. Hauck, R. C. Izaurralde, y J. Flowers, 2009. The Agricultural Policy Environmental Extender (APEX) Model: An Emerging Tool for Landscape and Watershed Environmental Technical Report 09-TR 49 Center for Agricultural and Rural Development Iowa State University Ames, Iowa.
- Gassman, P. W., J. G. Arnold, R. Srinivasan, y M. Reyes. 2010. The worldwide use of the SWAT model: Technological drivers, networking impacts, and simulation trends. In Proc. 21st Century Watershed Technology: Improving Water Quality and Environment. ASABE Publication No. 701P0210cd.

- Golin, A., M. Burgues, M. Portapila, 2010. Análisis y puesta en operación del modelo Swat, para la predicción del impacto de prácticas agrícolas en cantidad de agua y sedimentos. I congreso internacional de hidrología de Llanuras. ISBN 978-987-543-392-2, pp. 407-414,
- Gren, W.H. y G.A. Ampt, 1911. Studies on soil physics. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Sciences*. N° 4, pp.11-24.
- Griensven A., T. Meixner , S. Grunwald , T. Bishop , M. Di Luzio, y R. Srinivasan , 2006. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *J Hydrol*. N° 324 (1-4), pp.10-23.
- Gutierrez S., G. Parodi, y F. Damiano, 2012. Análisis de amenaza por inundación en área urbana empleando modelos hidrodinámicos y herramientas Sig (Pergamino, Argentina).
- Hargreaves, G.L., G.H. Hargreaves, y J.P.Riley, 1985. Agricultural benefits for Senegal River Basin. *J. Irrig and Drain. Engr*. N° 111, pp.112-124.
- Havrylenko S. B., Bodoque J. M., Zucarelli G. V., y Mercur P. A., 2013. aplicación del modelo hidrológico SWAT en una cuenca de la región pampeana. XXIV° Congreso Nacional del Agua 2013 San Juan, 14 al 18 de Octubre de 2013.
- Hu Y., J. Moiwoa, Y. Yanga, y S. Hana, 2010. Agricultural water-saving and sustainable groundwater management in Shijiazhuang Irrigation District, North China Plain. *Journal of Hydrology* 393, pp. 219-232.
- IHLLA. 1996. Red de monitoreo de las aguas subterráneas en la cuenca del Arroyo del Azul. Informe final. Inédito. 73 pp.
- IHLLA, 2005. Manejo de extremos hídricos superficiales en áreas de llanura, pp. 30-60.
- INDEC, 2010. Estimaciones de población total por departamento y año calendario Período 2001-2010 Instituto nacional de estadística y censos de Argentina, pp. 11.

- INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria), 1992. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3760-16-3 azul sur, Hoja 3760-22-1 base azupardo.
- Kapil K. A. Narula, y A.K. Gosain 2013 Modeling hydrology, groundwater recharge and non-point nitrate loadings in the Himalayan Upper Yamuna basin. Science of the Total Environment, pp. 1-15.
- Kemarian, A. R., S. Julich, V. S. Manoranjan, y J. G. Arnold. 2011. Integrating soil carbon cycling with that of nitrogen and phosphorus in the watershed model SWAT: Theory and model testing. Ecol. Modelling. N° 222(12), pp.1913-1921.
- Knisel, W. G. 1980. CREAMS: A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems. Conservation Research Report N°. 26. Washington, D.C.:USDA National Resources Conservation Service.
- Kraemer F, C. Chagas, G. Vázquez, E. Palacín, O. Santanatoglia, M. Castiglioni, y M. Massobrio, 2011. Aplicación del modelo hidrológico swat en una microcuenca agrícola de la Pampa ondulada, Scielo Scientific electronic library online, ciencias del suelo, pp.75-82.
- Krysanova, V., y J. G. Arnold. 2008. Advances in ecohydrological modeling with SWAT: A review. Hydrol. Sci.J. N° 53(5), pp. 939-947.
- Leonard, R. A., W. G. Knisel, y D. A. Still. 1987. GLEAMS: Groundwater loading effects on agricultural management systems. Trans. ASAE 30(5): 1403-1418. Williams, J. R., J. G. Arnold, J. R. Kiniry, P. W. Gassman, and C.H. Green. 2008. History of model development at Temple, Texas. Hydrol. Sci. N° 53(5), pp. 948-960.
- Londoño C. H., 2001 cuencas hidrográficas: bases conceptuales – caracterización planificación- administración. Facultad de Ingeniería Forestal Universidad del Tolima, pp. 13-20.
- Meer, H. Van y Garra, D.P., 2013. Respuesta hidrológica ante diferentes escenarios climáticos en la Cuenca del Salí Dulce usando SWAT. XXIVº Congreso Nacional del Agua 2013 San Juan, 14 al 18 de Octubre de 2013.

- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. In the state and movement of water in living organisms, symposium: Soc. For Exo. Biol., Swansea Cambridge University.
- Morello J., S. Matteucci, A. Rodriguez, y M. Silva, 2012. Ecorregiones y complejos ecosistemicos argentinos. ISBN 978-987-1922-00-0. pp.436-441.
- Moriasi D.N., J. Arnold, M. Van Liew, R. Bingner, R. Harmel, y T. Veith, 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations, pp. 885-900.
- Moussa R, y C. Bocquillon, 2009. On the use of the diffusive wave for modelling extreme flood events with overbank flow in the floodplain, Journal of Hydrology, pp. 116-135.
- NASA, 2001. "SRTM, Shuttle Radar Topography Mission". <http://seamless.usgs.gov/>. accesado 20/07/2013.
- Nash, J. E., y J. E. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models: Part I. A discussion of principles. J. Hydrol. N° 10(3), pp. 282-290.
- NDMC, 1995. Undersatanting and Defining Drought. National Drought Mitigation Center. University of Nebraska <http://enso.unl.edu/nmdc>. accesado 3/13/2014.
- Neitsh S., J. Arnold, J. Kiniry, y J. Williams, 2005. Herramientas de evaluacion de suelo y agua, documentacion teorica. Texas AgriLife Research Center Blackland en Temple, Texas, pp. 20-100.
- Parodi G., 1991. Desarrollo de una metodología de evaluación agronómica hidrológica e hidráulica en sistematizaciones agrohidrológicas para el control de escurrimientos superficiales aplicación a un sector del piedemonte bonaerense, pp. 1-3.
- Parodi G. y F. Damiano, 2003. Metodología para el control de anegamientos en campos bajos, pp.1-55.

- Penman, H.L., 1956. Evaporation: an introductory survey. *Netherlands Journal of Agricultural Science*. N° 4, pp.7-29.
- Penning, Rowsell, E.C. y Tunstall, S.M., 1996. "Risk and resources: defining and managing the floodplain" In: Anderson, M.G., Walking, D.E., Bates, P.D. (Eds) *Floodplain Processes*. Wiley, Chichester, pp. 493-533.
- Priestley, C.H.B y R.J Taylor, 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather. Rev.* 100, pp. 81-92.
- Renteria, J. y H. Stenta, 2003. Facultad de Ciencias Exactas Ingeniería y Agrimensura Universidad Nacional de Rosario. Desarrollo de soporte computacional interactivo para un sistema de simulación hidrológica superficial en zonas de llanura asistido con motor de cálculo modelado con celdas, pp. 10-42.
- Riccardi G., 2000. Cell model for hydraulic modeling. *Journal of environmental Hydrology*. N° 8, Paper 15, pp. 1-13.
- Riccardi, G., H. Stenta., y J. Renteria, 2008. Modelación de procesos hidrológicos asociados a escurrimiento superficial en zonas de llanura. El modelado de escurrimiento superficial en cuencas del sur de la provincia de Santa Fe Argentina. ISBN 978-950-673-691-0, pp. 3-21.
- Riccardi, G., H. Stenta., J. Renteria, 2008. Modelación de procesos hidrológicos asociados a escurrimiento superficial en zonas de llanura. La determinación de la distribución areal del aporte de escurrimiento superficial en cuencas de llanura. ISBN 978-950-673-691-0, pp. 21-38.
- Rivas R., y V. Caselles, 2005. Reference evapotranspiration in a pasture of Argentina. *Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing*, ISBN: 81-7736-164-3, pp. 1-16.
- Sala, J.M., N. Gonzalez, y E. Kruse, 1983. Generalización hidrológica de la provincia de Buenos Aires. *Hidrología de las grandes llanuras*, Actas del coloquio de Olavarría, UNESCO Argentina, Pp. 973-1009

- Samaniego, L. y A.Bárdossy, 2007. Relating macroclimatic circulation patterns with characteristics of floods and droughts at the mesoscale. *Journal of Hydrology*, N° 335(1-2), pp.109–123.
- Saxton, K.E. y P.H Willey, 2006, "The SPAW Model for Agricultural Field and Pond Hydrologic Simulation ", Chapter 17 in *Mathematical Modeling of Watershed Hydrology*, V.P. Singh and D. Frevert, Editors; CRC Press, pp. 401-435.
- Scarpati, O. E., y Capriolo, A. D. (2013). Sequías e inundaciones en la provincia de Buenos Aires (Argentina) y su distribución espacio-temporal Droughts and floods in Buenos Aires province (Argentina) and their space and temporal distribution, , pp. 38–51.
- Scioli C., A. Villanueva, G. Cazenave, y F. Gil, 2010. Modelación hidrológica de grilla en zonas de llanura: movimiento multidireccional del agua. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. ISBN 978-987-543-392-2, pp. 531-538.
- Scioli C., A. Villanueva, G. Cazenave, F. Pelizardi 2010. Modelación hidrológica de grilla en zonas de llanura: estimación de los parámetros del modelo. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. ISBN 978-987-543-392-2, pp. 523-530.
- Scioli C., R. Rivas, y A. Villanueva, 2007. Utilización del STRM para fines hidrológicos en zonas de escaso relieve. XXI Congreso Nacional de Agua CONAGUA, Tucuman, argentina.
- Scioli Carlos, 2010. Tesis Maestría modelación del escurrimiento superficial en áreas de llanura: implementación y calibración de un modelo distribuido de grilla. Universidad Nacional de Rosario.
- Scuderi C., G. Riccardi, y E. Zimmerman, 2008. Modelación de procesos hidrológicos asociados a escurrimiento superficial en zonas de llanura. Aplicación de un modelo Hidrológico distribuido de celdas al pronóstico de niveles en un curso de llanura, ISBN 978-950-673-691-0, pp. 96-111.
- Sing P.V., D. Frevert, 2006. *Watershed Models*. ISBN 0-8493-3609-0, pp. 3-21.

- Sloan P.G. Morre, G.B Coltharp, y J.D. Eigel, 1983. Modeling surface and subsurface stormflow on steeply-sloping forested watersheds. Water Resources. Report 142.
- Srinivasan, R., y J. G. Arnold. 1994. Integration of a basin-scale water quality model with GIS. Water Resour. Bull. N° 30(3), pp.453-462.
- SWAT, 2009. Soil and Water Assessment Tool. USDA Agricultural Research Service and Soil and Water Research Laboratory Texas.
- Taboada M., y R. Lavado 2009. Alteraciones de la fertilidad de los suelos, el halomorfismo, la acidez, hidromorfismo y las inundaciones., ISBN 978-950-29-1162-5, pp. 103-127.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach towards a rational classification of climate, Geographical Review, N° 38, pp. 55– 96.
- Troin Magali, C. Vallet-Coulomba, E. Piovano, y F. Sylvestrea, 2012. Rainfall–runoff modeling of recent hydroclimatic change in a subtropical lake, catchment: Laguna Mar Chiquita, Argentina. Journal Hydrology.N° 475, pp.379–391.
- Tuppad P., K. R. Douglas-Mankin, T. Lee, R. Srinivasan, y J.G. Arnold. 2011. Soil and Water Assessment Tool (SWAT) hydrologic/water quality model: Extended capability and wider adoption. Trans. ASABE. N° 54(5), pp.1677-1684.
- USDA Soil conservation Service, 1972. National Engineering Handbook Section 4 Hydrology, Chapter 19.
- USDA Soil conservation Service, 1983. National Engineering Handbook Hydrology, Chapter 10.
- Valiente O., 2001. Sequía definiciones, tipologías y métodos de cuantificación.Universidad de Alicante. Revista investigaciones geográficas N° 26, pp. 62.

- Varni M., 2005. Evaluación de la recarga al acuífero del azul: valores medios y variaciones temporal y espacial. Tesis doctoral Universidad Nacional de Rosario Facultad de Ingeniería, Pp. 90-106.
- White K. L., y I. Chaubey. 2005. Sensitivity analysis, calibration, and validations for a multisite and multivariable SWAT model. J. American Water Resour. Assoc. N° 41 (5), pp.1077-1089.
- Wilhite D. A. y M. Glantz, 1985. Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. Water International, N° 10, pp.111-120.
- Wu Y., y J. Chen, 2013. Analyzing the Water Budget and Hydrological Characteristics and Responses to Land Use in a Monsoonal Climate River Basin in South China Environmental Management DOI 10.1007/s00267-013-0045-5. N°51, pp.1174–1186
- Zarate M. y A. Mehl, 2010. Geología y geomorfología de la Cuenca del arroyo azul, provincia de Buenos Aires, Argentina. I congreso internacional de hidrología de llanuras. N°1, pp. 65-78.
- Zimmerman E. D., 1999. Adaptación de tecnologías existentes a los sistemas hidrológicos de llanura: modificación y aplicación de modelo de onda cinemática. Cuadernos del CURIHAM. ISSN 1514-2906, pp. 11-31.

ANEXOS

ANEXOS I

MODELO HIDROLÓGICO SEMIDISTRIBUIDO DE PASO CONTINUO

Programa SWAT

El SWAT (Soil and Water Assessment Tool) es desarrollado por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA) y el Servicio de Investigación Agrícola (ARS). Es una herramienta para evaluar el suelo y el agua, es un modelo de tiempo continuo, semidistribuido, desarrollado para evaluar los efectos de la gestión alternativa de decisiones sobre los recursos hídricos y la contaminación no puntual en grandes cuencas fluviales. La primera versión de SWAT fue desarrollada a principios de 1990 por Srinivasan et al. (1994). Describe un sistema de información geográfica (GIS) con la interfaz de SWAT y una visión general que describe los componentes claves del programa. Arnold et al. (2005) describen el uso global en expansión de SWAT, así como las versiones posteriores del modelo. Krysanova y Arnold (2008) muestran los avances en modelación ecohidrológica con SWAT debido a que estudia las interrelaciones entre hidrología, biogeoquímica y procesos ecológicos en suelos, ríos y lagos. Gassman et al., (2010) presentó un panorama de más de 250 aplicaciones relacionadas con SWAT que se han realizado en todo el mundo. Tuppad et al. (2011) proporcionan actualizaciones en la aplicación de SWAT, tendencias de desarrollo y una descripción más detallada de la versión 2009.

Para evaluar las actividades de explotación de los recursos naturales en cuanto a cambio de usos del suelo se ha implementado el modelo SWAT (2009) con muy buenos resultados en cuencas de Argentina: en la provincia de Santa Fe, en la zona de Cañada de Gómez (Golin et al., 2010); en la vertiente norte de la cuenca media del Arroyo del Tala en la localidad de San Pedro, provincia de Buenos Aires (Kraemer et al., 2011); en la cuenca de la laguna Mar Chiquita (Troin et al., 2012); en la cuenca del Salí Dulce (Meer et al., 2013); y en la cuenca del arroyo Arrecifes (Havrylenko et al., 2013). Este programa permite simular el impacto del manejo de suelo en la producción de sedimentos y en la regulación de agua en una zona de llanura.

Las versiones actuales del modelo SWAT incluyen componentes clave que han sido desarrollados a partir de modelos de USDA-ARS: el modelo CREAMS que analiza los productos químicos, escorrentía y la erosión en sistemas de gestión agrícola (Knisel, 1980); el modelo GLEAMS que estudia las aguas subterráneas y sus efectos en

sistemas de gestión agrícola (Leonard et al., 1987); y el modelo APEX que estudia el modelado de prácticas de conservación (Gassman et al., 2009).

Estos componentes fueron insertados por primera vez en el simulador de recursos hídricos en cuencas rurales (SWRRB) de Arnold y Williams (1987), junto con otros componentes, incluyendo un generador de tiempo, la rutina de movimiento de sedimentos en el cauce, y un submodelo de aguas subterráneas.

Se fueron acoplando también transporte de contaminantes y simulación de embalses (Troin et al., 2012), estanques, pantanos, fuentes puntuales de contaminación (Kapil et al., 2013), efectos de fosas sépticas, prácticas de manejo, ruteo de agua en el subsuelo, prácticas de conservación, irrigación así como un mejoramiento en el enrutamiento de sedimentos (Arnold et al., 2010), y dentro del cauce rutinas cinéticas del modelo QUAL2E (Brown y Barnwell, 1987).

Se incluyó una rutina de ciclo del carbono basado en el modelo CFARM (Kemanian, 2011), y la alternativa de datos diarias y rutinas subdiarias incluyendo el método de infiltración Green- Ampt (Wu y Cheng, 2013).

El código SWAT cuenta con herramientas de pre y post- procesamiento, llamado Arc SWAT (SWAT, 2009) la cual es una interfaz de SIG.

DESCRIPCIÓN DEL MODELO

SWAT opera en un intervalo de tiempo diario, está diseñado para predecir el impacto del uso y manejo de la tierra, el agua, sedimentos y productos químicos agrícolas en las cuencas hidrográficas.

El modelo se basa en procesos computacionalmente eficientes, capaces de realizar una simulación continua durante periodos de tiempo largos. Los componentes más importantes del modelo son la meteorología, la hidrología, la temperatura y propiedades del suelo, el crecimiento de las plantas, los nutrientes, los pesticidas, las bacterias y patógenos, y la gestión del uso de la tierra.

SWAT divide una cuenca en múltiples subcuencas, que a su vez se subdividen en unidades de respuesta hidrológicas (HRU por su sigla en inglés), las cuales consisten en unidades homogéneas de uso de la tierra, topografía y características del suelo.

Las HRU representan un porcentaje de área de subcuenca y pueden no ser contiguas o espacialmente identificadas dentro de una simulación SWAT. Esto significa que la “homogeneidad” no es sinónimo de subcuenca, por el contrario, una HRU está conformada usualmente por áreas dispersas, desconectadas entre sí, pero que mantienen propiedades comunes de especial importancia hidrológica como son: la pendiente del terreno (la cual determina la velocidad de la escorrentía superficial), la elevación (debido a que el volumen de precipitación varía con la altura), el tipo de suelo, cubierta vegetal, y usos de suelo que determinan el almacenamiento y movimiento superficial del agua.

Los modelos “semi distribuidos” utilizan las HRU para obtener mejores resultados en la representación de los caudales. Estos modelos son una propuesta intermedia entre los modelos agregados y los distribuidos, y permiten una mejor representación de la cuenca y de sus características.

El balance de agua está detrás de todos los procesos en SWAT, con este se calcula el crecimiento vegetal y el movimiento de sedimentos, nutrientes, pesticidas y patógenos. La simulación hidrológica en una cuenca se divide en:

Fase en tierra: controla la cantidad de agua, sedimentos, carga de nutrientes y pesticidas que entran en el canal principal en cada subcuenca (Figura A1.1.).

Fase en la corriente o en cauce: es el movimiento del agua, sedimentos, etc., a través de la red de canales en la cuenca.

El ciclo hidrológico es manejado por la meteorología, necesita entradas de humedad y de energía, tales como la precipitación diaria, temperatura máxima y mínima del aire, radiación solar, velocidad del viento y humedad relativa, las cuales controlan el equilibrio de agua en el sistema.

SWAT puede leer datos observados directamente desde archivos o generar datos simulados a través de un generador climático (Williams, 1995) a fin de obtener probabilidades de lluvia y estadísticos de temperatura y precipitación.

Los procesos hidrológicos simulados por SWAT incluyen almacenamiento en el dosel, escurrimiento superficial, infiltración, evapotranspiración, flujo subsuperficial, drenaje,

redistribución del agua en el perfil del suelo, el uso consuntivo a través de bombeo (si lo hay), el flujo de retorno, y la recarga por infiltración desde la superficie en cuerpos de agua, estanques y canales tributarios.

SWAT utiliza un modelo de crecimiento de plantas para simular todo tipo de cobertura de la tierra y diferencia entre las plantas anuales y perennes.

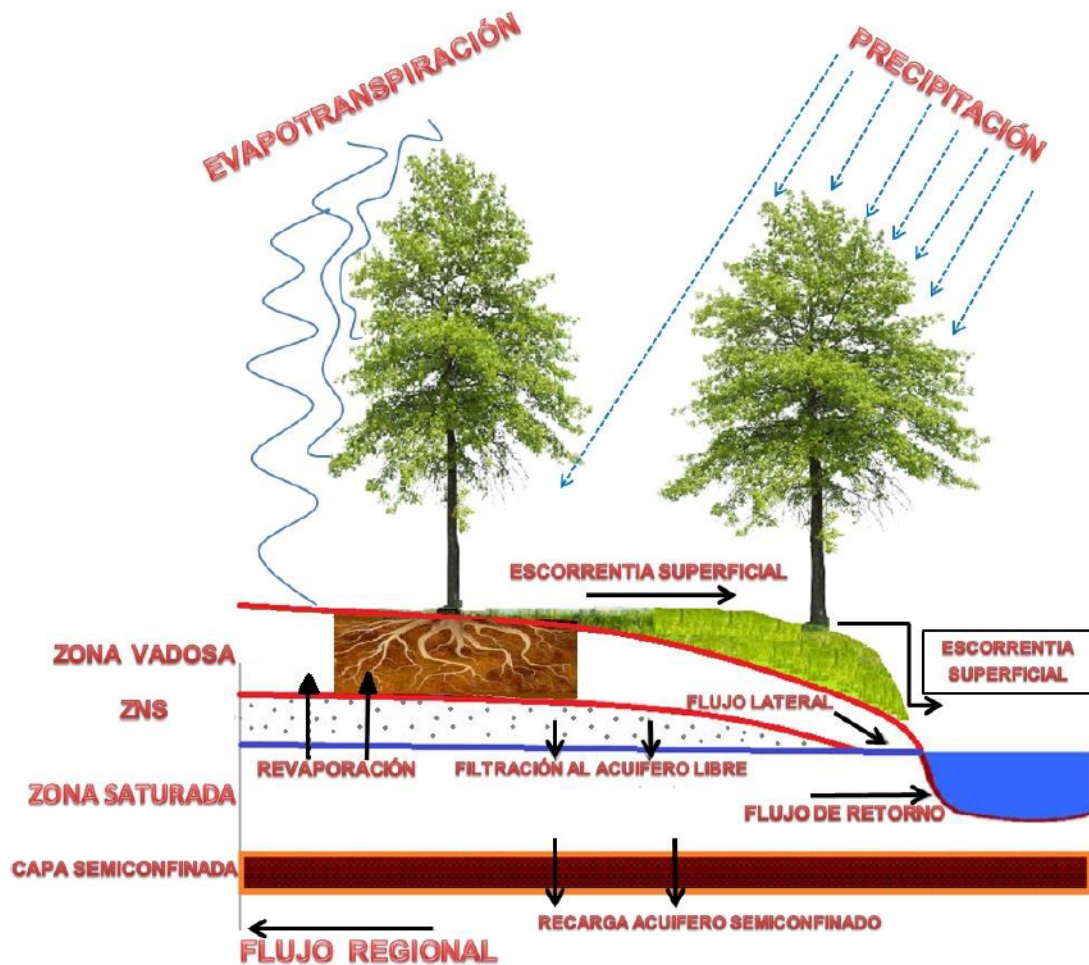


Figura A1.1. Componentes del modelo SWAT, adaptado de Neitsch et al., (2005).

El balance de agua simulado por SWAT se basa en la siguiente ecuación de equilibrio (Neitsch et al.,2005).

$$SWt_i = SWo + \sum(Rday - Qsurf - Ea - Wseep - Qgw)$$

Donde SWt_i es el contenido final de agua en el suelo (mm) en el día i ; SWo es el contenido de agua inicial (mm); $Rday$ es la cantidad de precipitación (mm); $Qsurf$ es el escurrimiento superficial (mm); Ea es la evaporación y transpiración (mm); $Wseep$ es

la cantidad de agua acumulada en la zona no saturada del perfil del suelo (mm); Q_{gw} es la cantidad de flujo de retorno (mm).

La subdivisión de la cuenca en unidades de respuesta hidrológica permite al modelo reflejar diferencias en la evapotranspiración para varias cosechas y suelos. La escorrentía es predicha para cada HRU y se suman para obtener las escorrentías totales para las subcuencas, esto aumenta la certeza y da una mejor descripción física del balance de agua.

A continuación se describen los procesos que intervienen en el balance hídrico realizado por el modelo SWAT:

Escurrimiento superficial (Q_{surf}): SWAT tiene dos formas para calcular el volumen de la escorrentía, una es el método del número de curva del SCS (USDA, 1972) y la otra es el método de infiltración de Green Ampt (Green y ampt, 1911).

Para estimar el pico de la crecida utiliza el método racional modificado, donde la escorrentía máxima es una función de una proporción de la precipitación diaria que cae durante el tiempo de concentración (T_c) de la subcuenca. El T_c de la subcuenca se obtiene utilizando la fórmula de Manning, la cual tiene en cuenta el flujo terrestre y el flujo en el canal.

Evapotranspiración (EV): Es el proceso en el cual la fase líquida y sólida del agua que se encuentra en la superficie se convierte en vapor, la evaporación incluye superficies vegetativas (transpiración), ríos, lagos y sublimación de superficies con hielo y/o nieve. La evaporación de los suelos y de las cubiertas vegetativas se computan separadamente, la evaporación del suelo se calcula mediante funciones exponenciales en relación con la profundidad del suelo y su contenido de agua, la transpiración de las plantas se estima mediante una función lineal relacionando la evapotranspiración potencial (ETP) con el índice de área foliar.

Evapotranspiración potencial (ETP): Thornthwaite (1948). Define que la cantidad de agua máxima que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación y se desarrolla en óptimas condiciones, en el supuesto caso de no existir limitaciones en la disponibilidad de agua. Penman (1956) define que la PET es la cantidad de agua transpirada por una cosecha verde corta, tapando completamente el

suelo, con una altura uniforme y nunca sin agua, donde se utiliza como cultivo de referencia la alfalfa.

El modelo ofrece tres opciones para la estimación de la ETP: Hargreaves (Hargreaves et al., 1985), Priestley Taylor (Priestley y Taylor, 1972), Penman-Monteith (Monteith, 1965). El usuario también puede adjuntar datos medidos o calculados por fuera del programa. El método utilizado en este trabajo es el de Penman, que requiere información de radiación solar, temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y fue calculado por fuera del SWAT.

Almacenamiento en el Dosel (CANMX): Es el agua interceptada por las copas de las especies vegetativas, para que posteriormente esté disponible para la evaporación. Cuando se usa el método del número de curva para computar el volumen de escorrentía, el almacenamiento en el dosel toma en cuenta los cálculos de la escorrentía en la superficie. Cuando se computa la evaporación, el agua que se remueve inicialmente es la que está almacenada en el dosel.

Infiltración (SWly): Es la entrada de agua en el perfil del suelo hasta la zona vadosa. Cuando la infiltración ocurre por un largo periodo disminuye en el tiempo hasta que alcanza un valor constante, la tasa inicial de infiltración depende de la humedad antecedente del suelo, y la tasa final de infiltración es igual a la conductividad hidráulica saturada del suelo.

Percolación (Wperc,ly): Para su cálculo utiliza una técnica de almacenamiento que predice el flujo de agua a través de cada capa de suelo después de la zona vadosa. La percolación ocurre cuando el contenido de agua de la capa excede la capacidad de campo (FC) y si la capa inferior no se encuentra saturada.

Redistribución: Se refiere al movimiento continuo de agua por un perfil de suelo después de la entrada de agua (precipitación, irrigación), la redistribución es causada por diferencias de contenido de agua en el perfil. El flujo hacia abajo o la infiltración, ocurre si es excedida la capacidad de campo (FC) y la capa inferior no se encuentre saturada,

En cambio el flujo de agua hacia arriba ocurre cuando la capa inferior excede la capacidad de campo, por lo cual la tasa del flujo es gobernada por la conductividad

hidráulica saturada de cada horizonte del suelo. Esta redistribución es afectada por la temperatura.

El almacenamiento en el acuífero libre abastece de humedad al perfil del suelo en condiciones secas o también puede ser absorbido directamente por las plantas si se encuentra muy cerca de la superficie.

Pérdidas por transmisión ($VOL_{qsur,f}$): Son pérdidas de flujo superficial debido a la infiltración de agua en el cauce, el modelo utiliza la ecuación de Lane (USDA, 1983), donde estas pérdidas están en función del ancho del canal y de la duración del flujo en el cauce.

Flujo de retorno (Q_{gw}): Es el flujo base que entra al cauce. El modelo divide dos sistemas de acuíferos, uno libre o superficial el cual retorna agua al cauce y otro semiconfinado en el cual la salida de flujo forma parte de un flujo regional y solo puede ser removido su agua por bombeo.

Flujo Subsuperficial (Q_{lat}): También conocido como flujo lateral, es la contribución de flujo que se origina debajo de la superficie pero por encima de la zona saturada hasta 2 metros de la superficie.

Para su cálculo se utiliza un modelo cinemático de almacenamiento desarrollado por Sloan et al. (1983), donde se relaciona la pendiente, el espesor de la capa y la porosidad drenable del suelo. El flujo puede ser significativo dependiendo de la conductividad hidráulica de los suelos.

Prácticas de manejo (MGT): El usuario puede definir la época de siembra y cosecha de un determinado cultivo, realizar rotaciones o manejos de siembra en una sucesión en el mismo campo, este cambio se refiere a un cambio en las prácticas de uso del suelo.

En la Figura A1.2 se observa el cálculo del balance de agua diario realizado por SWAT donde los archivos de entrada del modelo pueden ser generados o pueden ser leídos, con esa información computa el escurrimiento superficial y luego el almacenamiento en el suelo.

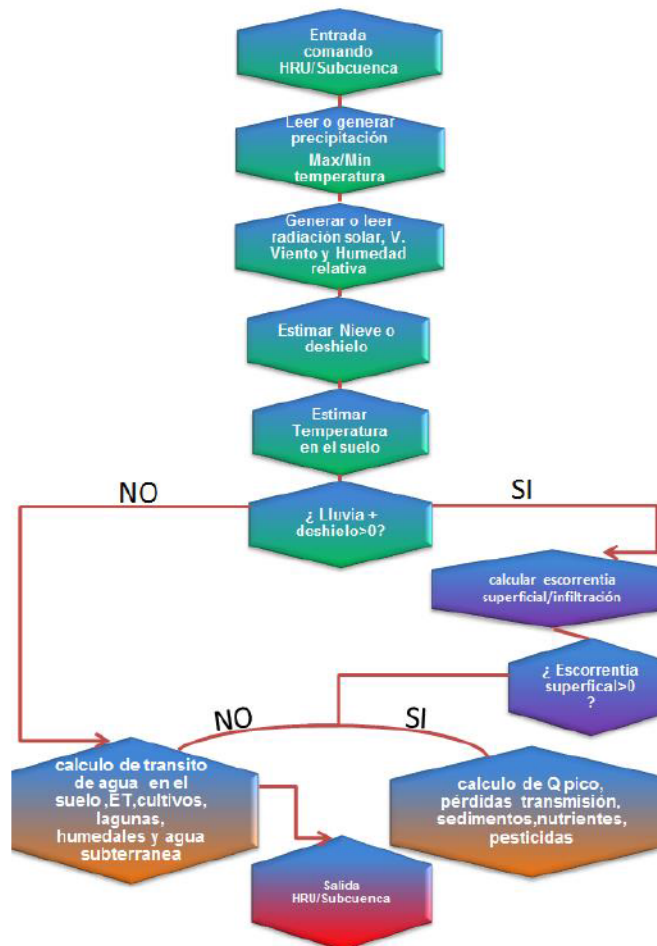


Figura A1.2. Calculo del ciclo hidrológico modelo SWAT, adaptado de (Neitsch et al.,2005).

SWAT ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

El análisis de sensibilidad es el proceso que determina la tasa de cambio en la salida del modelo con respecto a los cambios en las entradas del modelo (parámetros). Es necesario identificar los parámetros y la precisión de los parámetros requeridos para la calibración.

El análisis de sensibilidad utilizado por el SWAT es el método LH-OAT este método se basa en la varianza, y aplica un enfoque probabilístico para cuantificar las incertidumbres de entrada y salida como distribuciones de probabilidad. Por lo tanto, la sensibilidad de la salida a una variable de entrada se mide por la cantidad de variación en la salida causada por esa entrada

Éste método combina a su vez los métodos “Latin hypercube sampling” el cual utiliza una rejilla cuadrada que contiene las posiciones de la muestra, es un cuadrado latino en el que solo hay una muestra en cada fila y cada columna, asegurando que el

conjunto de números aleatorios es representativo de la variabilidad y “One-Factor-a-Time sampling” este método se basa en el de cambio de un factor-a la vez, para ver el efecto que esto produce en la salida. El objetivo de este método combinado es la reducción de la varianza (Griensven et al., 2006).

SWAT CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN

El primer paso en la calibración y validación de SWAT es la determinación de los parámetros más sensibles para la cuenca o subcuencas. Se determina qué parámetros ajustar en base a una calibración manual o por medio de un análisis de sensibilidad. El análisis de sensibilidad es el proceso que determina la tasa de cambio en la salida o resultados del modelo con respecto a los cambios en las entradas del modelo (parámetros).

Es necesario identificar los parámetros y la precisión de los parámetros requeridos para la calibración. Este paso ayuda a determinar los procesos predominantes para un componente de interés. Dos tipos de análisis de sensibilidad son generalmente realizados: local, cambiando los valores de a uno a la vez; y global, que permite cambiar todos los valores de los parámetros. Los dos análisis, sin embargo, pueden dar resultados diferentes. La sensibilidad de un parámetro a menudo depende del valor de otros parámetros relacionados, por lo que el problema con el análisis de uno en uno es que los valores correctos de otros parámetros nunca se conocen. La desventaja del análisis de sensibilidad global es que necesita un gran número de simulaciones. Ambos procedimientos dan una idea de la sensibilidad de los parámetros y son pasos necesarios en la calibración del modelo.

El segundo paso es el proceso de calibración, el cual es una selección adecuada de un conjunto de parámetros para un conjunto dado de condiciones locales, reduciendo de este modo la incertidumbre de predicción. La calibración del modelo se realiza mediante una cuidadosa selección de los valores para los parámetros de entrada del modelo (dentro de su rango de incertidumbre) mediante la comparación de los resultados del modelo (de salida) para un conjunto dado de parámetros adoptados con los datos observados.

El paso final es la validación de la componente de interés (caudal, producción de sedimentos, etc.) y consiste en comparar las predicciones del modelo con los parámetros seleccionados en el proceso de calibración, con los datos observados de

un período de tiempo diferente al utilizado en la calibración. Al realizar este procedimiento puede haber problemas con los datos observados, que generalmente son insuficientes para permitir una completa calibración y validación a escala de cuenca.

Las mediciones y los métodos utilizados para comparar los datos observados con los resultados del modelo fueron, múltiples gráficas y métodos. El coeficiente de eficiencia de modelado (NSE) de Nash-Sutcliffe (Nash y Sutcliffe, 1970) es un estadístico normalizado que determina la magnitud relativa de la varianza residual ("ruido") en comparación con la variación de datos medidos. NSE indica qué tan bien se correlacionan los datos observados frente a los datos simulados en un ajuste de línea 1:1. Este estadístico es computado por medio de la siguiente ecuación:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y^{mean})^2}$$

donde Y_i^{obs} son los datos observados de caudal diario, Y_i^{sim} los datos simulados de caudal e Y^{mean} es la media de los datos observados de caudal.

Cuando el NSE oscila entre los valores entre 0 y 1, generalmente son vistos como niveles aceptables de rendimiento, mientras que los valores menores a 0 indican que el valor medio observado es un mejor predictor que el valor simulado, lo que indica un rendimiento inaceptable.

El coeficiente de determinación R^2 , es un estadístico que describe la proporción de la varianza en los datos observados. R^2 varía entre 0 y 1, cuando los valores de R^2 son altos indican menos varianza del error, y en general los valores superiores a 0,5 se consideran aceptables. El R^2 ha sido ampliamente utilizado para la evaluación de los modelos hidrológicos, pero este estadístico es más sensible a los valores altos extremos.

El sesgo (o PBIAS o desviación relativa) de los caudales es la tendencia media de los datos simulados para ser más grande o más pequeños que sus contrapartes observadas. El valor óptimo de PBIAS es 0, con valores de baja magnitud indicando la simulación un modelo preciso. Los valores positivos indican sesgo de modelo de subestimación, y los valores negativos indican sesgo de modelo de sobreestimación.

El PBIAS se calcula con la ecuación:

$$PBIAS = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim}) * (100)}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs})} \right]$$

donde Y_i^{obs} son los datos observados de caudal diario, Y_i^{sim} los datos simulados de caudal diario.

Material extraído de “Theoretical Documentation SWAT 2009”.

El balance de agua simulado por SWAT se basa en la siguiente ecuación general de equilibrio (Neitsch et al., 2005):

$$SW_t = SW_o + \sum (R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw})$$

Donde SW_t es el contenido final de agua en el suelo (mm); SW_o es el contenido de agua inicial en el día i (mm); t es el tiempo (día); R_{day} es la cantidad de precipitación en el día i (mm); Q_{surf} es el escurrimiento superficial en el día (mm); E_a es la evaporación en el día (mm); W_{seep} es la cantidad de agua acumulada en la zona no saturada del perfil del suelo en día i (mm); Q_{gw} es la cantidad de flujo de retorno en el día i (mm).

ECUACIONES DE FLUJO ESCORRENTIA SUPERFICIAL

La escorrentía superficial ocurre cuando la tasa de la aplicación del agua a la tierra excede la tasa de infiltración. Cuando el agua es inicialmente aplicada a un suelo seco, la tasa de infiltración es alta. Sin embargo, se reducirá al volverse el suelo más húmedo. Cuando la tasa de aplicación es mayor a la tasa de infiltración, se comienzan a llenar las depresiones en superficie. Si la tasa de aplicación continua es mayor a la tasa de infiltración, una vez que se hayan llenado todas las depresiones superficiales, entonces se iniciará la escorrentía superficial.

SWAT provee dos métodos para poder estimar la escorrentía superficial: el procedimiento de distribución del número de curva SCS (SCS, 1972) y el método de

infiltración de Green and Ampt. En esta tesis solo vamos a hablar del primer método, que fue el que se aplicó.

Volumen de escorrentía:

El método de escorrentía SCS es un modelo empírico que se volvió de uso común en los años 50. Fue el producto de más de 20 años de estudios que involucraban las relaciones de lluvia y escorrentía de pequeñas cuencas rurales alrededor de los Estados Unidos. El modelo fue desarrollado para proveer una base consistente para estimar las cantidades de escorrentía bajo diferentes condiciones de cobertura y tipos de suelo.

Calculo de la escorrentía directa SCS es (SCS, 1972)

$$Q_{surf} = \frac{(R_{day} - I_a)^2}{(R_{day} - I_a + S)}$$

Ecuación (1)

Donde Q_{surf} es la escorrentía acumulada o el exceso de lluvia (mm), R_{day} es la lámina de lluvia del día (mm), I_a es la abstracción inicial, que incluye almacenaje de la superficie, interceptación e infiltración antes de la escorrentía (mm), y S es el parámetro de retención (mm). El parámetro de retención varía espacialmente debido a los cambios en suelos, uso de la tierra, manejo, pendiente y, temporalmente, debido a cambios en el contenido del agua de suelo. Se define el parámetro de retención como:

$$S = 25.4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right)$$

Ecuación (2)

Donde CN es el número de curva para el día. La abstracción inicial (I_a) es comúnmente aproximado como $0.2S$ y se reemplaza en la ecuación 1, que se convierte en:

$$Q_{surf} = \frac{(R_{day} - 0.2S)^2}{(R_{day} + 0.8S)}$$

Ecuación (3)

La escorrentía solo sucederá cuando $R_{\text{day}} > 1$ una solución gráfica de la ecuación 3 para diferentes valores del número de curva se muestra en la Figura AI.1.

El número de curva CN es una función de la permeabilidad del suelo, uso de la tierra y condiciones antecedentes de humedad (precipitación antecedente). Números típicos de la curva para condiciones húmedas II se muestran en las tablas AI.1, AI.2 y AI.3 para varias cubiertas de tierra y tipos de suelos Estos valores son apropiados para una pendiente del 5%.

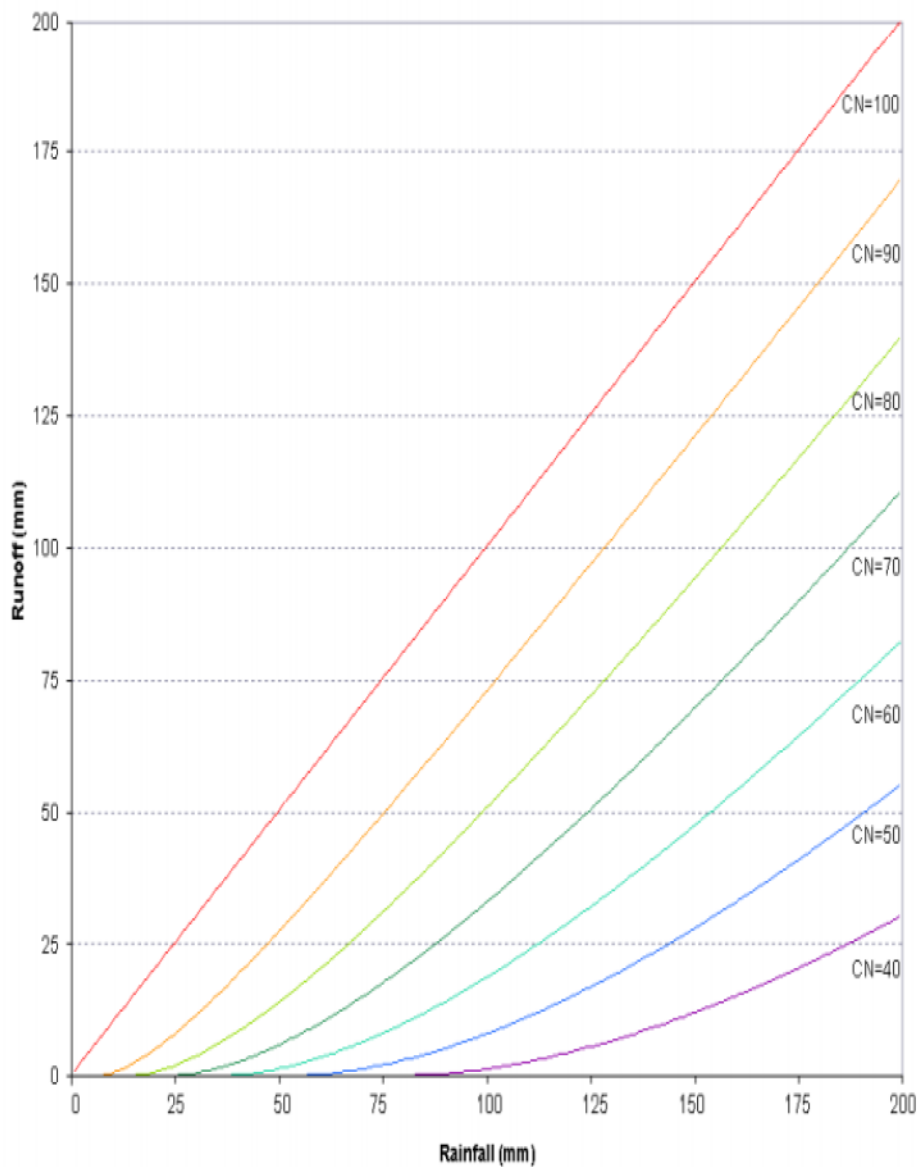


Figura AI.3. Relación entre la escorrentía y la lluvia método de número de curva SCS.

Tabla A1.1. Curva de escorrentía para tierras agropecuariamente cultivadas (SCS Engineering Division, 1986)

Cubierta			Grupo hidrológico de suelo			
Use de tierra	Tratamiento o practica	Condición hidrológica	A	B	C	D
		Bueno	60	72	80	84
	Acotado	Pobre	63	74	82	85
		Bueno	61	73	81	84
	Acotado c/ residuo	Pobre	62	73	81	84
		Bueno	60	72	80	83
	Acotado & terraceado	Pobre	61	72	79	82
		Bueno	59	70	78	81
	Acotado & terraceado c/ residuo	Pobre	60	71	78	81
		Bueno	58	69	77	80
		Pobre	66	77	85	89
		Bueno	58	72	81	85
	Acotado	Pobre	64	75	83	85
Semilla cubierta o legumbre o rotación	Hilera recta	Bueno	55	69	78	83
	Acotado & terraceado	Pobre	63	73	80	83
		Bueno	51	67	76	80

Tabla A1.2. Números de curva de escorrentía para tierras agropecuariamente cultivadas (SCS Engineering Division, 1986).

Cubierta			Grupo hidrológico de suelo			
Use de tierra	Tratamiento o practica	Condición hidrológica	A	B	C	D
Sin cultivar	Suelo limpio	----	77	86	91	94
	Cubierto de residuo en suelo	Pobre	76	85	90	93
		Bueno	74	83	88	90
Cultivo de hileras	Hileras rectas	Pobre	72	81	88	91
		Bueno	67	78	85	89
Hileras rectas c/ residuo		Pobre	71	80	87	90
		Bueno	64	75	82	85
Acotado		Pobre	70	79	84	88
		Bueno	65	75	82	86
Acotado c/ residuo		Pobre	69	78	83	87
		Bueno	64	74	81	85
Acotado & terracedado		Pobre	66	74	80	82
		Bueno	62	71	78	81
Acotado& terracedado c/ residuo		Pobre	65	73	79	81
		Bueno	61	70	77	80
Granos pequeños Hilera recta		Pobre	65	76	84	88
		Bueno	63	75	83	87
Hilera recta c/ residuo		Pobre	64	75	83	86

** cubierta de residuos de plantas aplica solamente si el residuo de al menos 5% de la superficie a través del año

Tabla A1.3. Curva de escorrentía para tierras agropecuariamente cultivadas (SCS Engineering Division, 1986)

Cubierta	Tipo de cubierta	Condición hidrológica	Grupo hidrológico de suelo			
			A	B	C	D
Pastura, grama, o rango— forraje continuo para apacentar	Pobre		68	79	86	89
	Justo		49	69	79	84
	Bueno		39	61	74	80
Pradera—césped continuo, protegido para pastar y generalmente cortado para heno		---	30	58	71	78
Broza—mezcla de césped/hierba/broza con broza como el elemento mayor	Pobre		48	67	77	83
	Justo		35	56	70	77

Tabla A1.3. Curva de escorrentía para tierras agropecuariamente cultivadas (SCS Engineering Division, 1986) (cont.).

	Bueno		30	48	65	73
Bosques—Combinación de grama (granja de huerto o árbol)	Pobre		57	73	82	86
	Justo		43	65	76	82
	Bueno		32	58	72	79
Bosques	Pobre		45	66	77	83
	Justo		36	60	73	79
	Bueno		30	55	70	77
Alquerías—edificios, sendas, caminos de entrada, y predios circundantes.		---	59	74	82	86

Grupos hidrológicos de suelos

El Servicio de Conservación de los Recursos Naturales de los Estados Unidos (NRCS, siglas en inglés) clasifica a los suelos en cuatro grupos hidrológicos, basados en las características de infiltración. El NRCS define a un grupo hidrológico, como un grupo de suelos que poseen potencial de escorrentía bajo condiciones similares de cubierta y de tormenta. Las propiedades que influyen el potencial de escorrentía son aquellas que impactan el índice mínimo de infiltración después de una humedad prolongada y cuando no está congelada. Estas propiedades son nivel freático alto estacional, conductividad hidráulica saturada, y profundidad de la capa permeable. El suelo puede ser clasificado en uno de cuatro grupos: A, B, C y D, o en tres clases dobles: A/D, B/D, y C/D. Las definiciones de las clases son:

A: (potencial de escorrentía bajo). Los suelos tienen altas tasa de infiltración aun cuando han sido totalmente humedecidos. Principalmente consisten de arenas Las cuales tienen un índice alto de transmisión de agua.

B: Los suelos tienen un índice moderada tasa de infiltración cuando se humedecen completamente. Son suelos moderadamente profundos a profundos, suelos moderadamente bien drenados a bien drenados los cuales tienen texturas finas a texturas gruesas. Tienen una tasa lenta de transmisión de agua.

C: Los suelos que tienen bajas tasas de infiltración, principalmente tienen una capa que impide el movimiento descendente del agua o son de textura moderadamente fina.

D: (potencial de escorrentía alto). Los suelos tienen una tasa bien lenta de infiltración cuando están completamente humedecidos. Consisten en suelos arcillosos.

Se proveen ciertos grupos hidrológicos duales para ciertos suelos húmedos que pueden ser adecuadamente drenados. La primera letra se aplica a la condición drenada y la segunda a la condición sin drenar. Solo suelos que son calificados con D en su condición natural se les asigna clases duales.

Condición antecedente de humedad del suelo

El SCS define tres condiciones de humedad antecedente: I- seco (punto de marchitez), II- humedad promedio, y III- húmedo (capacidad de campo). La condición de humedad I de número de curva es el valor más bajo de curva diaria que se asume en condiciones secas, mientras que la condición III es el valor más alto y corresponde a condiciones húmedas. El método lo supone condición i o iii según la lluvia antecedente de los 5 días previos. Las curvas para condiciones húmedas I y III se calculan con las ecuaciones:

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20 \cdot (100 - CN_2)}{(100 - CN_2 + \exp[2.533 - 0.0636 \cdot (100 - CN_2)])}$$

$$CN_3 = CN_2 \cdot \exp[0.00673 \cdot (100 - CN_2)]$$

Ecuaciones (4-5)

Parámetro de retención

SWAT permite a los usuarios seleccionar entre dos métodos para calcular los parámetros de retención. El método tradicional permite variar al parámetro de retención en el perfil del suelo. Una alternativa adicionada a SWAT permite variar el parámetro de retención con la evapotranspiración acumulada. El cálculo del valor CN diario en función de la evapotranspiración de las plantas, fue añadido debido a que el método de humedad pronosticaba demasiada escorrentía en suelos poco profundos. Al calcular el CN diario como una función de la evapotranspiración de las plantas, el valor se vuelve menos dependiente en el almacenaje del suelo y más dependiente en el clima antecedente.

Cuando el parámetro de retención varía en un perfil de suelo con contenido de agua, se utiliza la siguiente ecuación:

$$S = S_{\max} \cdot \left(1 - \frac{SW}{[SW + \exp(w_1 - w_2 \cdot SW)]} \right)$$

Ecuación (6)

Donde S es el parámetro de retención para un día cualquiera (mm), S_{\max} es el valor máximo que el parámetro de retención puede obtener en un día cualquiera (mm), SW es el contenido de agua en suelo del perfil completo excluyendo la cantidad de agua en el perfil en el punto de marchitez (mm), w_1 y w_2 son coeficientes de forma. El valor máximo de retención S_{\max} se calcula al resolver la ecuación 2, utilizando CNI. Los coeficientes de forma se determinan al resolver la ecuación 6 asumiendo que:

- 1) El parámetro de retención para la curva numérica de condición húmeda I corresponde al punto de marchitez del contenido de agua en el perfil de suelo.
- 2) El parámetro de retención corresponde a la curva numérica de condición de humedad III para el contenido de agua del perfil de suelo de la capacidad de campo.
- 3) El suelo tiene un número de curva de 99 ($S = 2.54$) cuando está completamente saturado.

$$w_1 = \ln \left[\frac{FC}{1 - S_3 \cdot S_{\max}^{-1}} - FC \right] + w_2 \cdot FC$$

Ecuación (7)

$$w_2 = \frac{\left(\ln \left[\frac{FC}{1 - S_3 \cdot S_{\max}^{-1}} - FC \right] - \ln \left[\frac{SAT}{1 - 2.54 \cdot S_{\max}^{-1}} - SAT \right] \right)}{(SAT - FC)}$$

Ecuación (8)

Donde w_1 es el primer coeficiente de forma, w_2 es el segundo coeficiente de forma, FC es la cantidad de agua en el perfil del suelo a capacidad de campo (mm), S_3 es el parámetro de retención para el número de curva de la condición de humedad III, S_{\max} es el parámetro de retención del número de curva para la condición de humedad I, SAT es la cantidad de agua en el perfil del suelo cuando está completamente saturado (mm) y 2.54 es el valor del parámetro de retención para un número de curva de 99.

Caudal pico

El caudal pico es máximo de flujo de escorrentía que ocurre en un evento de lluvia dado. El caudal pico es un indicador del poder erosivo de una tormenta y se utiliza para predecir las pérdidas de sedimento. SWAT calcula el caudal pico por medio del método racional modificado.

El método racional es de uso común en el diseño de fosas, canales y sistemas de control de agua de tormenta. Se basa en asumir que la intensidad de lluvia i inicia al tiempo $t=0$ y continua indefinidamente, el caudal pico se incrementara hasta el tiempo de concentración ($t = t_{\text{conc}}$) cuando el área completa de la cuenca está contribuyendo a la salida. La fórmula racional es:

$$q_{\text{peak}} = \frac{C \cdot i \cdot \text{Area}}{3.6}$$

Ecuación (9)

Donde q_{peak} es el caudal pico de escorrentía (m^3/s), C es el coeficiente de escorrentía, i es la intensidad de lluvia (mm/hr), Area es el área de la cuenca (km^2) y 3.6 es un factor de unidad de conversión.

Tiempo de concentración

El tiempo de concentración (t_{conc}) es la cantidad de tiempo desde el inicio de un evento de lluvia hasta que el área de la cuenca llega a la salida. En otras palabras, el tiempo de concentración es el tiempo para que una gota de agua fluya desde el punto más

remoto en la cuenca hasta la salida de la misma. El tiempo de concentración se calcula sumando el tiempo de flujo superficial (el tiempo que toma para que el flujo desde el punto más remoto en la cuenca llegue al canal) y el tiempo de flujo en el canal (el tiempo que toma para que el flujo en los canales llegue a la salida):

$$t_{conc} = t_{ov} + t_{ch}$$

Ecuación (10)

Donde t_{conc} es el tiempo de concentración para una cuenca (hr), t_{ov} es el tiempo de concentración del flujo terrestre (hr), y t_{ch} es el tiempo de concentración para flujo en el canal (hr).

La ecuación 9 utiliza el área de la cuenca en vez del área de la HRU. A diferencia de las HRUs, las cuencas son áreas geográficamente contiguas. Al utilizar el área de cuenca hace que sea más fácil conceptualizar la ecuación para el tiempo de concentración y su caudal pico .

Tiempo de concentración de flujo terrestre

El tiempo de concentración de flujo terrestre (t_{ov}) puede ser computado utilizando la ecuación:

$$t_{ov} = \frac{L_{slp}}{3600 \cdot v_{ov}}$$

Ecuación (11)

Donde L_{slp} es la longitud de la inclinación de la cuenca (m), v_{ov} es la velocidad de flujo superficial (m/s) y 3600 es un factor de unidad de conversión.

La velocidad de flujo superficial puede ser estimada de la ecuación de Manning:

$$v_{ov} = \frac{q_{ov}^{0.4} \cdot slp^{0.3}}{n^{0.6}}$$

Ecuación (12)

Donde q_{ov} es el caudal pico (m^3/s), slp es la pendiente promedio en la cuenca (m/m), y n es el coeficiente de rugosidad de Manning. Se substituye la ecuación 12 en la ecuación 11 y se obtiene:

$$t_{ov} = \frac{L_{slp}^{0.6} \cdot n^{0.6}}{18 \cdot slp^{0.3}}$$

Ecuación (13)

Tabla A1.4. Valores de coeficiente de rugosidad de Manning (n) para el flujo terrestre (Engman, 1983).

Características de superficie de tierra	Mediana	Rango
Barbecho, sin residuo	0.010	0.008-0.012
Arado convencional, sin residuo	0.090	0.060-0.120
Arado convencional, con residuo	0.190	0.160-0.220
Chisel plow, sin residuo	0.090	0.060-0.120
Chisel plow, con residuo	0.130	0.100-0.160
Fall disking, residuo	0.400	0.300-0.500
No till, no residuo	0.070	0.040-0.100
No till, 0.5-1 t/ha residuo	0.120	0.070-0.170
No till, 2-9 t/ha residuo	0.300	0.170-0.470
Rangeland, 20% cover	0.600	
Short grass prairie	0.150	0.100-0.200
Dense grass	0.240	0.170-0.300
Bermudagrass	0.410	0.300-0.480

Tiempo de concentración del flujo del canal

El tiempo de concentración del flujo del canal (t_{ch}) puede ser calculado utilizando la ecuación:

$$t_{ch} = \frac{L_c}{3.6 \cdot v_c}$$

Ecuación (14)

Donde L es la longitud promedio del canal de flujo para la cuenca (km), v_c es la velocidad promedio en el canal (m/s), y 3.6 es un factor de conversión de unidades. La longitud promedio del canal de flujo puede ser estimada utilizando la ecuación:

$$L_c = \sqrt{L \cdot L_{cen}}$$

Ecuación (15)

Donde L es la longitud del canal desde el punto más distante a la salida de la cuenca (km), y L_{cen} es la distancia a través del canal hasta el centro de la cuenca (km). Asumiendo que $L_{cen} = 0.5 \cdot L$, la longitud promedio del canal de flujo es:

$$L_c = 0.71 \cdot L$$

Ecuación (16)

La velocidad promedio puede ser estimada a través de la ecuación de Manning asumiendo que un canal trapezoidal con pendiente lateral de 2:1 y una proporción de anchura-profundidad de 10:1.

$$v_c = \frac{0.489 \cdot q_{ch}^{0.25} \cdot slp_{ch}^{0.375}}{n^{0.75}}$$

Ecuación (17)

Donde v_c es la velocidad promedio del canal (m/s), q_{ch} es el índice de flujo promedio del canal (m^3/s), slp_{ch} es la inclinación del canal (m/m), y n es el coeficiente de rugosidad del canal.

Para expresar el índice de flujo promedio del canal en unidades de mm/h, se utiliza la siguiente expresión:

$$q_{ch} = \frac{q_{ch}^* \cdot Area}{3.6}$$

Ecuación (18)

Donde q_{ch}^* es la tasa de flujo promedio del canal (mm/h), Área es el área de la cuenca (km^2), y 3.6 es un factor de conversión de unidades.

$$q_{ch}^* = q_0^* \cdot (100 \cdot Area)^{-0.5}$$

Ecuación (19)

Donde q_0 es la tasa de flujo del área de unidad fuente (mm/h), Área es el área de la cuenca (km²) y 100 es un factor de conversión de unidades. Asumiendo que la tasa de flujo del área de unidad fuente es de 6.35 (mm/h) y substituyendo las ecuaciones 18 y 19 en 17:

$$v_c = \frac{0.317 \cdot Area^{0.125} \cdot slp_{ch}^{0.375}}{n^{0.75}}$$

Ecuación (20)

Substituyendo las ecuaciones 16 y 20 a 15:

$$t_{ch} = \frac{0.62 \cdot L \cdot n^{0.75}}{Area^{0.125} \cdot slp_{ch}^{0.375}}$$

Ecuación (21)

Donde t_{ch} es el tiempo de concentración del flujo del canal (h), L es la longitud del canal desde el punto más distante a la salida de la cuenca (km), n es el coeficiente de rugosidad de Manning para el canal, Área es el área de la cuenca (km²), y slp_{ch} es la pendiente del canal (m/m).

Tabla A1.5. Valores de las coeficientes de rugosidad de Manning (n) para flujo en canal (Chow, 1959)

Characteristics of Channel	Median	Range
Excavated or dredged		
Earth, straight and uniform	0.025	0.016-0.033
Earth, winding and sluggish	0.035	0.023-0.050
Not maintained, weeds and brush	0.075	0.040-0.140
Natural streams		
Few trees, stones or brush	0.050	0.025-0.065
Heavy timber and brush	0.100	0.050-0.150

Coefficiente de escorrentía

El coeficiente de escorrentía (C) es la relación entre el índice de escorrentía y la precipitación. El coeficiente varía de tormenta en tormenta y se calcula con la ecuación:

$$C = \frac{Q_{surf}}{R_{day}}$$

Ecuación (22)

Donde Q_{surf} es la escorrentía superficial (mm) y R_{day} es la lluvia del día (mm).

Intensidad de lluvia

La intensidad de lluvia es el índice promedio de lluvia durante el tiempo de concentración. Basados en esta definición se puede calcular con la ecuación:

$$i = \frac{R_{tc}}{t_{conc}}$$

Ecuación (23)

Donde i es la intensidad de lluvia (mm/h), R_{tc} es la cantidad de lluvia que cae durante el tiempo de concentración (mm), y t_{conc} es el tiempo de concentración para la cuenca (h).

Un análisis de los datos de lluvia de las diferentes duraciones y frecuencias, demuestra que la cantidad de lluvia que cae durante el tiempo de concentración es proporcional a la cantidad de lluvia que cae en un periodo de 24 horas.

$$R_{tc} = \alpha_{tc} \cdot R_{day}$$

Ecuación (24)

Donde R_{tc} es la cantidad de lluvia que cae durante el tiempo de concentración (mm), α_{tc} es la fracción de lluvia diaria que sucede durante el tiempo de concentración, y R_{day} es la cantidad de lluvia que cae durante el día (mm).

Para tormentas de corta duración, toda o la mayor parte de la lluvia caerá durante el tiempo de la concentración, por lo que α_{tc} alcanza su límite superior de 1. El valor mínimo de α_{tc} se vería en tormentas de intensidad uniforme Este valor mínimo puede ser definido al substituir los productos del tiempo de la intensidad de la lluvia en la ecuación 24.

$$\alpha_{tc,\min} = \frac{R_{tc}}{R_{day}} = \frac{i \cdot t_{conc}}{i_{24} \cdot 24} = \frac{t_{conc}}{24}$$

Ecuación (25)

De este modo α_{tc} cae en el rango $t_{conc}/24 \leq \alpha_{tc} \leq 1$

SWAT estima la fracción de lluvia que cae en el tiempo de concentración como una función de la fracción de la lluvia diaria en la media hora de la intensidad más alta de lluvia.

$$\alpha_{tc} = 1 - \exp[2 \cdot t_{conc} \cdot \ln(1 - \alpha_{0.5})]$$

Ecuación (26)

Donde $\alpha_{0.5}$ es la fracción de la lluvia que cae diariamente en la media hora de intensidad más alta, y t_{conc} es el tiempo de concentración para la cuenca (h).

Formula racional modificada

La fórmula racional modificada utilizada para estimar el caudal pico se obtiene al substituir las ecuaciones 22, 23, y 24 en la ecuación 9:

$$q_{peak} = \frac{\alpha_{tc} \cdot Q_{surf} \cdot Area}{3.6 \cdot t_{conc}}$$

Ecuación (27)

Donde q_{peak} es el caudal pico de escorrentía (m^3/s), α_{tc} es la fracción de lluvia diaria que ocurre durante el tiempo de concentración, Q_{surf} es la escorrentía superficial (mm), Área es el área de la cuenca (km^2), t_{conc} es el tiempo de concentración para la cuenca (h) y 3.6 es un factor de conversión de unidades.

ECUACIONES DE EVAPOTRANSPIRACIÓN

Evapotranspiración es un término colectivo que involucra a todos los procesos por el que el agua en superficie es convertida en vapor. Esto incluye evaporación del dosel forestal, transpiración, sublimación y evaporación de la tierra.

La evapotranspiración es el mecanismo primario por el cual el agua es removida de una cuenca. Aproximadamente 62% de la precipitación que cae en los continentes es evapotranspirada. La evapotranspiración excede la escorrentía en la mayoría de las cuencas y en todos continentes menos Antártida (Dingman, 1994).

La diferencia entre precipitación y evapotranspiración es el agua disponible para el uso humano y gestión. Una estimación exacta de la evapotranspiración es crítica en la evaluación de recursos hídricos.

Almacenamiento en el dosel

El dosel forestal puede afectar significativamente la infiltración, escorrentía superficial y evapotranspiración. Cuando la lluvia se precipita la intercepción de dosel reduce la energía erosiva de las gotas capturando una porción de la lluvia. La influencia que el dosel ejerce en estos procesos, es una función de la densidad de cobertura forestal y la morfología de las especies de plantas.

Al calcular la escorrentía de la superficie, el método del número de curva del SCS engloba la intercepción del dosel en términos de abstracciones iniciales. Esta variable también incluye almacenamiento e infiltración de escorrentía de la superficie y se estima como 20% del valor de parámetro de retención.

Cuándo se utiliza la ecuación de Green y Ampt para calcular la escorrentía superficial y la infiltración, la intercepción de la lluvia por el dosel debe ser calculada separadamente.

El SWAT permite calcular la cantidad máxima de agua que puede ser almacenada en el dosel y su variación día a día, como una función del índice de área de las hojas:

$$can_{day} = can_{mx} \cdot \frac{LAI}{LAI_{mx}}$$

Ecuación (28)

Donde can_{day} es la cantidad máxima de agua que puede ser atrapada en el dosel en un día dado (mm), can_{mx} es la cantidad máxima de agua que puede ser atrapada en el dosel cuando el dosel se desarrolla completamente (mm), LAI es el índice de área de hoja por día dado, y LAI_{mx} es el índice máximo de área de la hoja para la planta.

Cuándo hay precipitación en algún día, el almacenamiento de dosel se llena antes que cualquier cantidad de agua que alcance el suelo:

$$R_{INT(f)} = R_{INT(i)} + R'_{day} \quad \text{and} \quad R_{day} = 0$$

$$\text{when } R'_{day} \leq can_{day} - R_{INT(i)}$$

Ecuación (29)

$$R_{INT(f)} = can_{day} \quad \text{and} \quad R_{day} = R'_{day} - (can_{day} - R_{INT(i)})$$

$$\text{when } R'_{day} > can_{day} - R_{INT(i)}$$

Ecuación (30)

Dónde $R_{INT(i)}$ es la cantidad inicial de agua libre contenida en el dosel en un día dado (mm), $R_{INT(f)}$ es la cantidad final de agua libre contenida en el dosel en un día dado (mm), R'_{day} es la cantidad de precipitación en un día dado previo a la intercepción del dosel (mm), R_{day} es la cantidad de precipitación en un día dado que alcanza la superficie de tierra (mm), y can_{day} es la cantidad máxima de agua que puede ser atrapada en el dosel en un día dado (mm).

Evapotranspiración potencial

La evapotranspiración potencial (PET) fue un concepto originalmente introducido por Thornthwaite (1948) como parte de un esquema de clasificación del clima. Se define PET como la máxima cantidad de agua que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación, que se desarrolla en óptimas condiciones, y en el supuesto caso de no existir limitaciones en la disponibilidad de en la disponibilidad de agua.

El promedio de evapotranspiración es influida totalmente por varias características de la superficie vegetativa. Penman (1956) redefine PET como la cantidad de agua

transpirada por una cosecha verde corta, sombreando completamente el suelo, de altura uniforme y nunca sin agua. Penman utilizó grama como su cosecha de referencia, pero investigadores posteriores han sugerido que la alfalfa a una altura de 30 a 50 cm puede ser una elección más apropiada.

Numerosos métodos han sido desarrollados para estimar PET. Tres de estos métodos han sido integrados en el SWAT: el método de Penman-Monteith (Monteith, 1965; Allen, 1986; Allen et al., 1989), el método de Priestley-Taylor (Priestley y Taylor, 1972) y el método de Hargreaves (Hargreaves et al., 1985). El modelo también lee valores diarios de PET, si el usuario prefiere aplicar un método potencial diferente de evapotranspiración.

Los tres métodos del PET incluidos en el SWAT varían en la cantidad de entradas necesarias. El método de Penman-Monteith requiere radiación solar, temperatura del aire, velocidad de viento y humedad relativa. El método de Priestley-Taylor requiere radiación solar, temperatura del aire y humedad relativa. El método de Hargreaves requiere sólo temperatura del aire.

Metodo Penman-Monteith

La ecuación de Penman-Monteith combina componentes que justifican la energía que se necesita para sostener evaporación, la fuerza del mecanismo necesario para quitar el vapor del agua y términos aerodinámicos y de superficie de resistencia.

La ecuación de Penman-Monteith es:

$$\lambda E = \frac{\Delta \cdot (H_{net} - G) + \rho_{air} \cdot c_p \cdot [e_z^o - e_z] / r_a}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_c / r_a)} \quad \text{Ecuación (31)}$$

Dónde λE es la densidad latente del flujo de calor ($\text{MJ/m}^2/\text{d}$), E es la evaporación de la tasa de profundidad (mm/d), Δ es la pendiente de la curva de saturación de presión de vapor temperatura de/dT ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$), H_{net} es la radiación neta ($\text{MJ/m}^2/\text{d}$), G es la densidad de flujo de calor al suelo ($\text{MJ/m}^2/\text{d}$), ρ_{air} es la densidad aérea (kg/m^3), C_p es el calor específico en presión constante ($\text{MJ/kg}/^\circ\text{C}$), e_z es la presión del vapor del agua del aire en altura Z (kPa), γ es la constante de psicrométrica ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$), r_c es la

resistencia de dosel forestal (s/m), y r_a son la resistencia de difusión de la capa aérea (resistencia aerodinámica) (s/m).

Una vez que la evapotranspiración potencial es determinada, la evaporación verdadera debe ser calculada. Primeramente SWAT evapora cualquier lluvia interceptada por el dosel de planta. Luego calcula la cantidad máxima de transpiración y la cantidad máxima de evaporación de sublimación de tierra y utiliza un enfoque semejante al de Richtie (1972). Se calcula entonces la cantidad verdadera de sublimación y evaporación en la tierra. Si la nieve está presente en la HRU, la sublimación ocurrirá. Sólo cuando no hay nieve presente la evaporación del suelo sucede.

Evaporación de lluvia interceptada

Cualquier cantidad de agua presente en el dosel es fácilmente disponible para la eliminación por evapotranspiración. La cantidad de evapotranspiración verdadera aportada por la lluvia interceptada, es especialmente significativa en bosques donde la evaporación en caso de lluvia interceptada es más que la transpiración. Si la evapotranspiración potencial (E_o) es menor que la cantidad de agua libre contenida en el dosel (R_{INT}), entonces:

$$E_a = E_{can} = E_o$$

$$R_{INT(f)} = R_{INT(i)} - E_{can}$$

Ecuación (32,33)

Donde E_a es la cantidad verdadera de evapotranspiración en la cuenca en un día dado (mm), E_{can} es la cantidad de evaporación del agua libre en el dosel en un día dado (mm), E_o es la evapotranspiración potencial en un día dado (mm), $R_{INT(i)}$ es la cantidad inicial de agua libre contenida en el dosel en un día dado (mm), y $R_{INT(f)}$ es la cantidad final de agua libre contenida en el dosel en un día dado (mm). Si la E_o es mayor que R_{INT} entonces:

$$E_{can} = R_{INT} (i)$$

Ecuación (34)

$$R_{INT} (f) = 0$$

Ecuación (35)

Una vez que cualquier agua libre en el dosel ha sido evaporada, la demanda remanente de agua evaporadora ($E_a = E_{can} = E_0$) es dividida entre la vegetación y la nieve/tierra.

Transpiración

Si la ecuación de Penman-Monteith es seleccionada como el método potencial de evapotranspiración, la transpiración también es calculada con las ecuaciones resumidas en esta sección. Para los otros métodos potenciales de evapotranspiración, la transpiración es calculada como:

$$E_t = \frac{E'_o \cdot LAI}{3.0} \quad E_t = 0 \leq LAI \leq 3.0 \quad \text{Ecuación (36)}$$

$$E_t = E'_o \quad E_t = E'_o \quad LAI > 3.0 \quad \text{Ecuación (37)}$$

Donde E_t es la transpiración máxima en un día dado (mm), E'_o es la evapotranspiración potencial ajustada para la evaporación de agua libre en el dosel (mm), y LAI son el índice de área de hoja. El valor para la transpiración calculada por ecuaciones 36 y 37 es la cantidad de transpiración que ocurrirá en un día dado cuando la planta crece bajo condiciones ideales. La cantidad verdadera de transpiración puede ser menos que esta debido a la falta de agua disponible en el perfil de tierra.

Evaporación de agua en el suelo

Cuando la demanda de evaporación de agua en el suelo exista, el SWAT debe dividir primero la demanda de evaporación entre las diferentes capas.

La distribución de la profundidad determina la cantidad máxima de agua permitida para evaporarse y es:

$$E_{soil,z} = E''_s \cdot \frac{z}{z + \exp(2.374 - 0.00713 \cdot z)} \quad \text{Ecuación (38)}$$

Donde $E_{soil,z}$ es la demanda evaporadora en profundidad Z (mm), E''_s es la evaporación máxima de agua del suelo en un día dado (mm), y Z es la profundidad debajo de la

superficie. Los coeficientes en esta ecuación fueron seleccionados para que el 50% de la demanda evaporadora sea extraída de los primeros 10 mm de tierra y el 95% de la demanda evaporadora sea extraída de los primeros 100 mm de tierra. La cantidad de demanda de evaporación para una capa de suelo es determinada tomando la diferencia entre las demandas de evaporación calculadas en los límites superiores e inferiores de la capa del suelo:

$$E_{soil,ly} = E_{soil,zl} - E_{soil,zu} \quad \text{Ecuación (39)}$$

Dónde $E_{soil,ly}$ es la demanda de evaporación para la capa ly (mm), $E_{soil,zl}$ es la demanda de evaporación en el límite más bajo de la capa de suelo (mm), y $E_{soil,zu}$ es la demanda evaporadora en el límite superior de la capa de suelo (mm).

La Figura A1.4 grafica la distribución de profundidad de la demanda de evaporación para un terreno que ha sido dividido en capas de 1 mm asumiendo una demanda total de evaporación de tierra de 100 mm.

La distribución de profundidad asume que un 50% de la demanda de evaporación se encuentra en agua que tiene almacenada el suelo en los primeros 10 mm del perfil. Con nuestro ejemplo de 100 mm de demanda de evaporación total, 50 mm de agua es 50%. Esto es una demanda que la primera capa no puede satisfacer. SWAT no permite una capa diferente para compensar la incapacidad de otra capa para encontrar su demanda de evaporación. La demanda de evaporación no encontrada en un horizonte de suelo tiene como resultado una reducción en la evapotranspiración real para el HRU.

Un coeficiente ha sido integrado en la ecuación 39 para permitirle al usuario modificar la profundidad de distribución usada para encontrar la demanda de evaporación en la tierra. La ecuación modificada es:

$$E_{soil,ly} = E_{soil,zl} - E_{soil,zu} \cdot esco \quad \text{Ecuación (40)}$$

Dónde $E_{soil,ly}$ es la demanda de evaporación para la capa E (mm), $E_{soil,zl}$ es la demanda de evaporación en el límite más bajo de la capa de tierra (mm), $E_{soil,zu}$ es la demanda

de evaporación superior de la capa de tierra (mm), y e_{sc} es el coeficiente de compensación de evaporación de tierra.

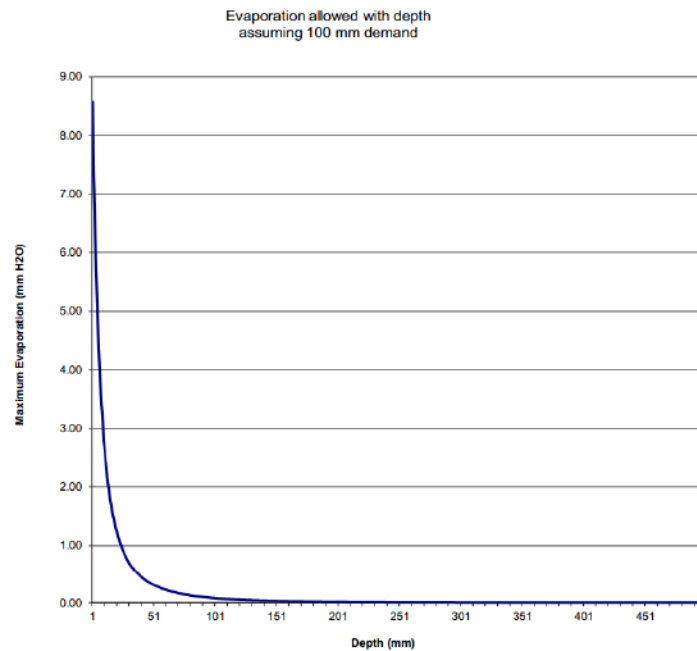


Figura A1.4. Distribución de demanda de evaporación con profundidad.

ECUACIONES: AGUA SUBTERRÁNEA

El agua que entra hacia el suelo, puede moverse por diversos caminos. El agua puede ser removida del suelo por la absorción de plantas o la evaporación. Se puede infiltrar más allá de la parte inferior del perfil de suelo y convertirse en recarga del acuífero. Otra opción es que el agua se mueva lateralmente en el perfil y contribuya al flujo subsuperficial.

Estructura del suelo

El suelo comprende tres fases; sólida, líquida y gaseosa. La fase sólida consiste en los minerales y/o la materia orgánica que forman la matriz o el esqueleto del suelo. Entre las partículas sólidas, se forman los poros del suelo que conforman la fase líquida y gaseosa. La fase líquida del suelo puede llenar los poros del suelo totalmente (saturado) o parcialmente (no saturado). Cuando el suelo no está saturado, el agua en el suelo se encuentra como películas finas a lo largo de las superficies de la partícula, como cuñas anulares alrededor de puntos de contacto de partículas o como cuerpos aislados en espacios estrechos del poro.

La densidad aparente del suelo define las cantidades relativas de espacio/poro y de la matriz del suelo. Se calcula la densidad aparente como:

$$P_b = \frac{M_s}{V_T}$$

Ecuación (41)

Donde P_b es la densidad aparente (mg/m^3) el M_s es la masa de los sólidos (mg), y el V_t es el volumen total (m^3). Se define al volumen total como:

$$V_T = V_A + V_W + V_S$$

Ecuación (42)

Donde V_A es volumen del aire (m^3), V_W es el volumen del agua (m^3), y V_S es el volumen de los sólidos (m^3). La relación entre la porosidad del suelo y la densidad aparente del suelo es:

$$\Phi_{soil} = 1 - \frac{P_b}{P_s}$$

Ecuación (43)

Donde Φ_{soil} es la porosidad del suelo expresada como fracción del volumen total del suelo, el P_b es la densidad aparente (mg/m^3), y P_s es la densidad de la partícula (mg/m^3). La densidad de la partícula, o la densidad de la fracción sólida, es una función de la composición mineral de la matriz del suelo. De acuerdo con la investigación, un valor prefijado de $2,65 \text{ mg}/\text{m}^3$ se utiliza para la densidad de la partícula.

El almacenamiento, el transporte y la disponibilidad de la fase líquida y gaseosa del suelo no son tan dependientes en la cantidad total de porosidad como lo son en el arreglo del espacio/poro.

Los poros del suelo varían de tamaño y forma debido a su arreglo de textura y estructura. De acuerdo con el diámetro del poro en el punto más estrecho, los poros se pueden clasificar como los macroporos (diámetro más estrecho $> 100\mu\text{m}$), mesoporos (diámetro más estrecho $30-100\mu\text{m}$), y microporos (diámetro más estrecho $< 30 \mu\text{m}$). Los macroporos conducen el agua sólo durante inundaciones y acumulaciones de lluvia, y el drenaje de agua de estos se completa efectivamente después del cese del abastecimiento de agua. Los macroporos controlan la aireación y los procesos de

drenaje en el suelo. Los mesoporos conducen el agua incluso después que los macroporos se han vaciado. Los microporos retienen el agua del suelo o la conducen muy lentamente.

El contenido de agua de un suelo (ϕ_{soil}) puede tener un rango de cero (cuando el suelo se seca al horno) a un valor máximo (cuando el suelo se satura). Para las interacciones planta-suelo, se reconocen dos etapas intermedias: capacidad de campo y punto de marchitez permanente.

La capacidad de campo es el contenido de agua encontrado cuando un suelo húmedo se ha drenado por aproximadamente dos días. El punto de marchitez permanente es el contenido en agua encontrado cuando las plantas que crecen en el suelo se marchitan y no se recuperan. Para que estas dos etapas sean cuantificadas más fácilmente, se han redefinido en términos de tensiones en las cuales el agua es conservada por el suelo. La capacidad de campo es la cantidad de agua que se conserva o retiene en el suelo en una tensión de 0,033 MPa y el punto de marchitez permanente es la cantidad de agua sostenida en el suelo en una tensión de 1,5 MPa. La cantidad de agua en el suelo entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente, se considera el agua disponible para la extracción por las plantas.

Tabla AI.6. Contenido de agua para suelos con diversas condiciones de humedad

Textura	Contenido de arcilla (% sólidos)	Contenido de agua (fracción total del volumen del suelo)		
		saturación	capacidad de campo	permanente punto de marchitez
Arena	03%	0.40	0.06	0.02
Marga	22%	0.50	0.29	0.05
Arcilla	47%	0.60	0.41	0.20

En la Tabla AI.6 se observa el contenido de agua para tres suelos como fracción del volumen total para diversas condiciones de humedad. Se observa que la porosidad total, dada por el contenido de agua en la saturación, es más baja para el suelo tipo arena y más alta para el suelo tipo arcilla.

El suelo tipo arena drena más rápidamente que la marga y la arcilla. Solamente 15% del agua presente en el suelo de arena en la saturación permanece en la capacidad de campo. El 58% del agua presente en la saturación de la marga permanece en la

capacidad de campo, mientras que el 68% del agua presente en la saturación en el suelo de arcilla permanece en la capacidad de campo.

La reducción de la pérdida de agua, con el aumento en el contenido de arcilla es causada por dos factores., los suelos de arcilla contienen más mesoporos y microporos que los suelos de arena. También, a diferencia de las partículas de arena y marga, las partículas de arcilla poseen una carga negativa neta. Debido a la naturaleza polar de las moléculas de agua, las partículas de la arcilla puedan atraer y conservar las moléculas de agua. En los suelos enumerados en la Tabla A1.6 el contenido volumétrico de agua de la arcilla es 0,20 en el punto de marchitez, mientras que para arenas y margas tienen un contenido volumétrico de agua de 0.02 y 0.05 respectivamente. El agua disponible en las plantas, también referida como la capacidad disponible de agua, es calculada por medio de la siguiente ecuación:

$$AWC = FC - WP \quad \text{Ecuación (44)}$$

Donde AWC es el contenido de agua disponible en plantas, FC es el contenido de agua en la capacidad de campo, y el WP es el contenido en agua en el punto de marchita permanente. Para las tres texturas de suelo enumeradas en la Tabla A1.6, el arena tiene una capacidad disponible de agua de 0.04, la marga de 0.24 y la arcilla de 0.21. Aunque la arcilla contiene una mayor cantidad de agua que la marga en las tres tensiones, la marga tiene una cantidad mayor de agua disponible para la absorción en plantas que la arcilla.

El SWAT estima el contenido volumétrico de agua en el punto marchitez permanente para cada capa del suelo como:

$$WP_{ly} = 0.40 \cdot \frac{m_c \cdot \rho_b}{100} \quad \text{Ecuación (45)}$$

Donde WP_{ly} es el contenido de agua en el punto de marchitez expresado como una fracción del volumen total del suelo, m_c es el porcentaje del contenido de arcilla en la capa (en %), y el ρ_b es la densidad aparente para la capa de suelo (Mg/m^3). Se estima el contenido en agua de la capacidad de campo como:

$$FC_{ly} = WP_{ly} + AWC_{ly} \quad \text{Ecuación (46)}$$

Donde FC_{ly} es el contenido de agua en la capacidad de campo expresada como fracción del volumen total del suelo, WP_{ly} es el contenido de agua en el punto de marchitez expresado como fracción del volumen total del suelo, y AWC_{ly} es la capacidad disponible de agua de la capa del suelo expresada como una fracción del volumen total del suelo.

El agua en el suelo puede fluir bajo condiciones saturadas o no saturadas. En suelos saturados, el flujo es conducido por la gravedad y ocurre generalmente en dirección hacia abajo.

SWAT simula sólo el flujo saturado. El modelo registra los contenidos de agua de las diversas capas del suelo asumiendo que el agua está distribuida uniformemente dentro de una capa dada. Esta suposición elimina la necesidad de modelar un flujo no saturado en dirección horizontal. El flujo no saturado entre las capas se modela indirectamente, con la distribución de la profundidad de la absorción de agua en las plantas.

Percolación

La percolación se calcula para cada capa del suelo en el perfil. El agua infiltra si el contenido en agua excede el contenido en agua de la capacidad de campo para esa capa y la capa abajo no se satura. Cuando se congela la capa del suelo, no se calcula ninguna corriente fuera de la capa.

El volumen de agua disponible para la infiltración en la capa del suelo se calcula:

$$SW_{ly,excess} = SW_{ly} - FC_{ly} \quad \text{if} \quad SW_{ly} > FC_{ly} \quad \text{Ecuación (47)}$$

$$SW_{ly,excess} = 0 \quad \text{if} \quad SW_{ly} \leq FC_{ly} \quad \text{Ecuación (48)}$$

Donde $SW_{ly,excess}$ es el volumen drenable de agua en la capa del suelo en un día dado (l), SW_{ly} es el contenido en agua de la capa del suelo en un día dado (mm) y FC_{ly} es el contenido en agua de la capa del suelo en la capacidad de campo (mm).

La cantidad de agua que se mueve de una capa a la capa subyacente se calcula usando la metodología de enrutamiento del almacenamiento. La ecuación usada para calcular la cantidad de agua filtrada a la capa es:

$$w_{perc,ly} = SW_{ly,excess} \cdot \left(1 - \exp \left[\frac{-\Delta t}{TT_{perc}} \right] \right)$$

Ecuación (49)

Donde $W_{perc,ly}$ es la cantidad de agua percolada a la capa subyacente del suelo en un día dado (mm), $SW_{ly,excess}$ es el volumen drenable de agua en la capa del suelo en un día dado (mm), Δt es la longitud del tiempo (horas), y TT_{perc} es el tiempo que tarda la percolación (horas).

El tiempo de percolación es único para cada capa Y se calcula:

$$TT_{perc} = \frac{SAT_{ly} - FC_{ly}}{K_{sat}}$$

Ecuación (50)

Donde TT_{perc} es el tiempo de percolación (horas), SAT_{ly} es la cantidad de agua en la capa del suelo cuando está totalmente saturado (mm), FC_{ly} es el contenido de agua de la capa del suelo en la capacidad de campo (mm), y K_{sat} es la conductividad hidráulica saturada para la capa (mm/h).

Flujo subsuperficial

El flujo subsuperficial será significativo en áreas con suelos que tienen altas conductividades hidráulicas y que posean una capa impermeable o semipermeable a poca profundidad. En tal sistema, la precipitación se filtrará verticalmente hasta que encuentre la capa impermeable. El agua entonces se acumula sobre la capa impermeable formando una zona saturada del agua, es decir, una capa freática. Esta zona saturada es la fuente de agua para el flujo lateral o también conocido como flujo subsuperficial.

SWAT incorpora un modelo cinemático de almacenamiento para el flujo subsuperficial desarrollado por Sloan y Moore (1984). Este modelo simula flujo subsuperficial en una sección representativa bidimensional a lo largo de una trayectoria de una pendiente muy alta. Este modelo se basa en la ecuación total de la continuidad, o el balance de la masa de agua, con el segmento entero de la pendiente usado como el volumen de

control. El segmento de la pendiente tiene una capa superficial del suelo permeable de profundidad D_{perm} y de longitud L_{hill} con una capa o límite impermeable del suelo como se muestra en la Figura Al.5.

El segmento de la pendiente es el ángulo α_{hill} orientado horizontalmente.

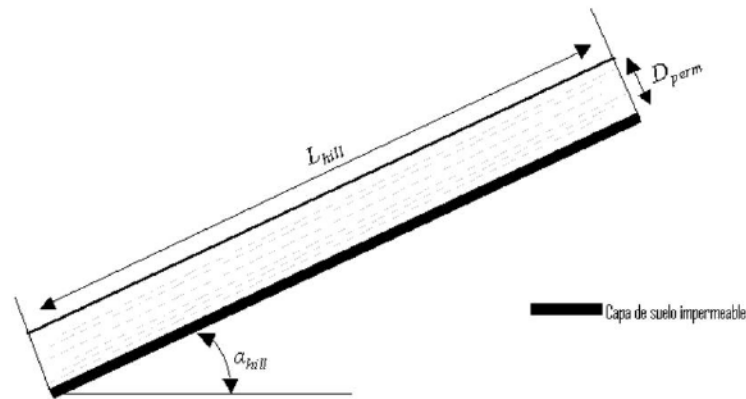


Figura Al.5. Representación conceptual del segmento de la pendiente.

La aproximación cinemática de la onda de la superficie inferior saturada o del flujo lateral asume que las líneas de flujo en la zona saturada son paralelas al límite impermeable y la pendiente hidráulica igual a la pendiente de la capa.

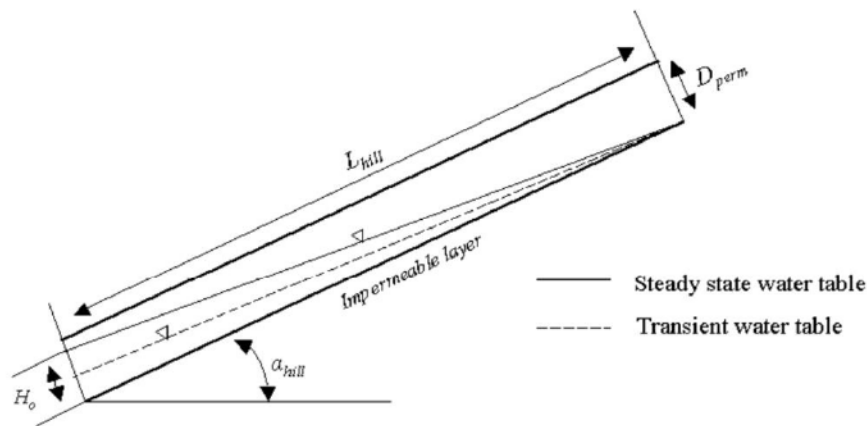


Figura Al.6. Comportamiento del nivel freático de acuerdo al modelo de almacenamiento.

De la Figura Al.6 el volumen drenable de agua almacenado en la zona saturada del segmento por unidad de área, $SW_{ly,excess}$ se calcula como:

$$SW_{ly,excess} = \frac{1000 \cdot H_o \cdot \phi_d \cdot L_{hill}}{2} \quad \text{Ecuación (51)}$$

Donde $SW_{ly,excess}$ es el volumen drenable de agua almacenada en la zona saturada de la pendiente por unidad de área (mm), H_o es el espesor saturado normal a la pendiente

expresado como fracción del espesor total (mm/mm), el ϕ_d es la porosidad drenable del suelo (mm/mm), L_{hill} es la longitud de pendiente (m), y 1000 es un factor necesario para convertir los metros a milímetros. Esta ecuación se puede reemplazar para solucionar H_o :

$$H_o = \frac{2 \cdot SW_{ly,excess}}{1000 \cdot \phi_d \cdot L_{hill}}$$

Ecuación (52)

La porosidad drenable de la capa del suelo se calcula con la siguiente expresión:

$$\phi_d = \phi_{soil} - \phi_{fc}$$

Ecuación (53)

Donde ϕ_d es la porosidad drenable de la capa del suelo (mm/mm), ϕ_{soil} es la porosidad total de la capa del suelo (mm/mm), y ϕ_{fc} es la porosidad de la capa del suelo, cuando la capa está en el contenido de agua a capacidad de campo (mm/mm).

Una capa del suelo se considera saturada siempre que el contenido de agua de la capa exceda el contenido de agua de la capacidad del campo de la misma. El volumen drenable de agua almacenado en la capa saturada se calcula:

$$SW_{ly,excess} = SW_{ly} - FC_{ly} \quad \text{if} \quad SW_{ly} > FC_{ly}$$

$$SW_{ly,excess} = 0 \quad \text{if} \quad SW_{ly} \leq FC_{ly}$$

Ecuaciones (54 y 55)

Donde SW_{ly} es el contenido de agua de la capa del suelo en un día dado (mm) y FC_{ly} es el contenido de agua de la capa del suelo a capacidad de campo (mm).

La descarga neta a la salida de la pendiente Q_{lat} , se da por la siguiente expresión:

$$Q_{lat} = 24 \cdot H_o \cdot v_{lat}$$

Ecuación (56)

Donde Q_{lat} es el agua descargada desde la ladera (mm/día), H_o es el espesor saturado normal a la salida de la pendiente expresado como fracción del espesor total

(mm/mm), V_{lat} es la velocidad del flujo en la salida (mm/h), y 24 es un factor para convertir horas a días.

La velocidad del flujo en la salida se define como:

$$v_{lat} = K_{sat} \cdot \sin(\alpha_{hill}) \quad \text{Ecuación (57)}$$

Donde K_{sat} es la conductividad hidráulica saturada (mm/h) y α_{hill} es la pendiente del segmento de las laderas. La pendiente es un insumo para SWAT, ya que la elevación aumenta por unidad de distancia (slp) la que es equivalente a la tangente de α_{hill} , la ecuación 57 se modifica para utilizar el valor de la pendiente como insumo al modelo:

$$v_{lat} = K_{sat} \cdot \tan(\alpha_{hill}) = K_{sat} \cdot slp \quad \text{Ecuación (58)}$$

Combinando las ecuaciones 52 y 58 con la ecuación 56 se obtiene la siguiente ecuación para calcular el agua descargada por la ladera:

$$Q_{lat} = 0.024 \cdot \left(\frac{2 \cdot SW_{ly,excess} \cdot K_{sat} \cdot slp}{\phi_d \cdot L_{hill}} \right) \quad \text{Ecuación (59)}$$

Donde todos los términos se definen previamente.

El agua subterránea es el agua existente en la zona de saturación de los materiales terrestres bajo una presión mayor que la presión atmosférica, por ejemplo, presión positiva este es el caso para acuíferos confinados, en el caso del acuíferos freáticos se encuentran a presión atmosférica. Hay que recordar que en el perfil del suelo el agua se mantiene a presión negativa debido a la atracción entre las partículas calizas con carga negativa y el agua.

El nivel de agua subterránea es la profundidad en la que la presión entre el agua y la matriz del suelo circundante es igual a la presión atmosférica. El agua pasa al almacenamiento de agua subterránea principalmente a través de la infiltración/percolación, aunque puede ocurrir la recarga por filtración de cuerpos de aguas superficiales. El agua sale del almacenamiento de agua subterránea principalmente por el flujo hacia ríos o lagos. Sin embargo, es posible también que el

agua se mueva hacia arriba desde el nivel freático dentro del estrato capilar, a una zona encima del nivel de freático que está saturado.

Sistemas de aguas subterráneas

Dentro de la zona de saturación de agua subterránea se pueden encontrar regiones de alta y baja conductividad. Las regiones de alta conductividad se componen de partículas de grano grueso con un alto porcentaje de macroporos que permiten que el agua se mueva fácilmente. Las regiones de baja conductividad se componen de partículas de grano fino con un alto porcentaje de mesoporos y microporos que restringen el movimiento del agua.

Un acuífero es “una unidad geológica que puede almacenar agua y transmitirla a una velocidad lo bastante rápida para ser hidrológicamente significativa” (Dingman, 1994). Un acuífero no confinado es aquel cuyo límite superior es el nivel freático. Un acuífero confinado es aquel que está delimitado por encima y abajo por formaciones geológicas cuya conductividad hidráulica es significativamente más baja que la del acuífero no confinado.

La recarga de los acuíferos no confinados ocurre a través de la percolación hacia el nivel freático desde la superficie terrestre. En contraste, la recarga de los acuíferos semiconfinados es por percolación desde la superficie terrestre se produce sólo en el extremo aguas arriba al final del acuífero confinado donde la formación geológica que contiene el acuífero está expuesta en la superficie terrestre, el caudal no está limitado y se encuentra el nivel freático. La topografía ejerce una influencia importante en el flujo del agua subterránea. El flujo del agua subterránea en un área ideal de meseta empinada se muestra en la Figura A1.7. El paisaje puede dividirse en áreas de recarga y área de descarga. Una área de recarga se define como una parte de una cuenca de desagüe hacia donde se dirige el caudal del agua subterránea lejos del nivel freático. Un área de descarga se define como una parte de una cuenca de desagüe hacia donde se dirige el caudal del agua subterránea. El nivel freático está en o cerca de la superficie en áreas de desagüe y los cuerpos de agua superficiales se localiza normalmente en área de desagüe.

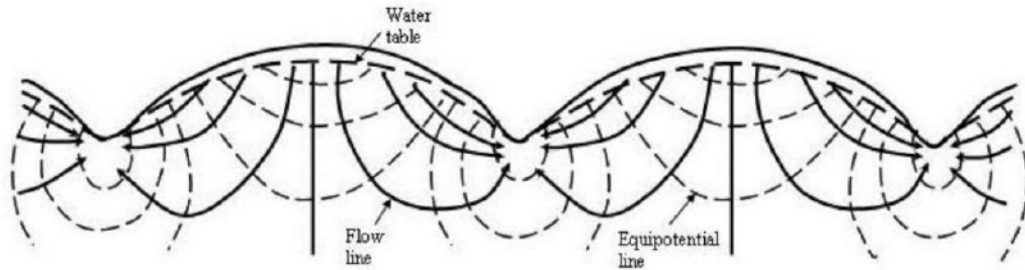


Figura A1.7. Flujo neto de agua subterránea en una región idealizada de meseta con material permeable homogéneo que descansa sobre una base impermeable (Hubbert, 1940).

SWAT simula dos acuíferos en cada subcuenca. El acuífero poco profundo es un acuífero libre que contribuye al flujo hacia el cauce principal o tramo de la subcuenca. El acuífero profundo es un acuífero semiconfinado. Se supone que el agua que entra al acuífero semiconfinado contribuye al flujo de la corriente en algún lugar fuera de la cuenca hidrográfica.

Acuífero libre

El balance de agua para el acuífero libre es:

$$aq_{sh,i} = aq_{sh,i-1} + w_{rchrg,sh} - Q_{gw} - w_{revap} - w_{pump,sh} \quad \text{Ecuación (60)}$$

Donde $aq_{sh,i}$ es la cantidad de agua almacenada en el acuífero libre al día i (mm), $aq_{sh,i-1}$ es la cantidad de agua almacenada en el acuífero freático al día $i-1$ (mm), $w_{rchrg,sh}$ es la cantidad de recarga que entra al acuífero libre al día i (mm), Q_{gw} es el caudal de agua subterránea de flujo base dentro del cauce principal al día i (mm), w_{revap} es la cantidad de agua que entra a la zona del suelo en respuesta a las deficiencias de agua al día i (mm), y $w_{pump,sh}$ es la cantidad de agua extraída del acuífero libre por bombeo al día i (mm).

Recarga

El agua que se mueve desde la zona más profunda del perfil del suelo por percolación o flujo de desviación entra y fluye a través de la zona vadosa antes de convertirse en un flujo en un acuífero libre y/o de recarga. El lapso entre el tiempo que el agua sale del perfil del suelo y pasa al acuífero poco profundo dependerá de la profundidad del

nivel freático y de las propiedades hidráulicas de las formaciones geológicas en la zona vadosa y las zonas de aguas subterráneas.

Una función de ponderación de decaimiento exponencial propuesto por Venetis (1969) y usada por Sangrey et al. (1984) en un modelo de respuesta de precipitación/agua subterránea es utilizado por SWAT para justificar la demora en la recarga del acuífero una vez que el agua sale del perfil del suelo. La función del tiempo de demora acomoda las situaciones donde la recarga desde el suelo hasta el acuífero no es instantánea, es decir, tarda 1 día o menos.

La recarga de ambos acuíferos en un día dado es calculado con la siguiente expresión:

$$w_{rchrg,i} = (1 - \exp[-1/\delta_{gw}]) \cdot w_{seep} + \exp[-1/\delta_{gw}] \cdot w_{rchrg,i-1} \quad \text{Ecuación (61)}$$

Donde $W_{rchrg,i}$ es la cantidad de recarga que entra a los acuíferos al día i (mm), δ_{gw} es el tiempo de demora o tiempo de desagüe de los formaciones geológicas sobreyacentes (días), w_{seep} es la cantidad total de agua saliendo del fondo del perfil del suelo al día i (mm), y $w_{rchrg,i-1}$ es la cantidad de recarga entrando a los acuíferos por día $i-1$ (mm). La cantidad total de agua saliendo del fondo del perfil del suelo al día i se calcula:

$$w_{seep} = w_{perc,ly=n} + w_{crk,btm} \quad \text{Ecuación (62)}$$

Donde w_{seep} es la cantidad de agua saliendo del fondo del perfil del suelo al día i (mm), $w_{perc,ly=n}$ es la cantidad de agua en percolación fuera del nivel más profundo en el perfil del suelo al día i (mm), y $w_{crk,btm}$ es el volumen del caudal después de los límites más bajos del perfil del suelo debido a un flujo de desviación al día i (mm).

El tiempo de demora, δ_{gw} , no puede ser medido directamente. Este puede ser estimado por recargas del acuífero simuladas usando diferentes valores para δ_{gw} y comparando variaciones simuladas en el nivel de nivel freático con valores observado. Johnson (1977) desarrolló un programa simple para probar iterativamente y evaluar estadísticamente diferentes tiempos de demora para una cuenca. Sangrey et al. (1984) señalaron que el monitoreo de pozos en la misma área tenían valores similares

para $\bar{\delta}_{gw}$, de modo que una vez que se define el valor del tiempo de demora para un área geomorfológica, los tiempos de demora similares pueden usarse en cuencas adyacentes dentro de la misma región.

División de la recarga entre un acuífero libre y un acuífero profundo

Una fracción de la recarga total diaria puede ser dirigida al acuífero profundo. La cantidad de agua será entonces desviada desde el acuífero libre debido a la percolación hacia el acuífero profundo en un día dado.

$$w_{deep} = \beta_{deep} \cdot w_{rchrg} \quad \text{Ecuación (63)}$$

Donde w_{deep} es la cantidad de agua entrando al acuífero profundo al día i (mm), β_{deep} es el coeficiente de percolación del acuífero, y w_{rchrg} es la cantidad de recarga entrando a ambos acuíferos al día i (mm). La cantidad de recarga al acuífero poco profundo se estima con la siguiente expresión:

$$w_{rchrg,sh} = w_{rchrg} - w_{deep} \quad \text{Ecuación (64)}$$

Donde $w_{rchrg,sh}$ es la cantidad de recarga entrando al acuífero poco profundo al día i (mm).

Flujo base

El acuífero libre contribuye al flujo base hacia el cauce principal o tramo dentro de la subcuenca. El flujo base puede entrar a la cuenca sólo si la cantidad de agua almacenada en el acuífero freático excede el valor del umbral definido por el usuario ($aq_{shthr,q}$).

La respuesta de estado permanente del flujo de agua subterránea para la recarga es:

$$Q_{gw} = \frac{8000 \cdot K_{sat}}{L_{gw}^2} \cdot h_{wtbl} \quad \text{Ecuación (65)}$$

Donde Q_{gw} es el flujo de agua subterránea o flujo base en el cauce principal en un día i (mm), K_{sat} es la conductividad hidráulica del acuífero (mm/día), L_{gw} es la distancia desde la cresta o de la subcuenca dividida para el sistema freático al cauce principal (m), y h_{wtbl} es la altura del nivel freático (m).

Las fluctuaciones del nivel freático debido a una respuesta de estado no permanente del flujo de agua subterránea en la recarga periódica y se calcula de la siguiente manera:

$$\frac{dh_{wtbl}}{dt} = \frac{w_{rchrg,sh} - Q_{gw}}{800 \cdot \mu} \quad \text{Ecuación (66)}$$

Donde $\frac{dh_{wtbl}}{dt}$ es el cambio en la altura del nivel freático con tiempo (mm/día), $w_{rchrg,sh}$ es la cantidad de recarga que entra al acuífero poco profundo al día i (mm), Q_{gw} es el caudal de agua subterránea en el cauce principal al día i (mm), y μ es el rendimiento específico del acuífero freático (m/m). Asumiendo que la variación del flujo de agua subterránea está linealmente relacionado al cambio en la altura del nivel freático, las ecuaciones 66 y 67 pueden combinarse para obtener:

$$\frac{dQ_{gw}}{dt} = 10 \cdot \frac{K_{sat}}{\mu \cdot L_{gw}} \cdot (w_{rchrg,sh} - Q_{gw}) = \alpha_{gw} \cdot (w_{rchrg,sh} - Q_{gw}) \quad \text{Ecuación (67)}$$

Donde Q_{gw} es el flujo de agua subterránea en el cauce principal por día i (mm), K_{sat} es la conductividad hidráulica del acuífero (mm/día), μ es el rendimiento del acuífero libre (m/m), L_{gw} es la distancia desde la cresta o de la subcuenca dividida para el sistema de agua subterránea en el cauce principal (m), $w_{rchrg,sh}$ es el volumen de la recarga que entra al acuífero libre al día i (mm) y α_{gw} es la constante de disminución del flujo base o constante de proporcionalidad. La integración de ecuación 67 para resolver el flujo de agua subterránea Q_{gw} :

$$Q_{gw,i} = Q_{gw,i-1} \cdot \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t] + w_{rchrg,sh} \cdot (1 - \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t])$$

$$Q_{gw,i} = 0 \quad \text{if } aq_{sh} > aq_{shthr,q}$$

$$Q_{gw,i} = 0 \quad \text{if } aq_{sh} \leq aq_{shthr,q} \quad \text{Ecuaciones (68 y 69)}$$

Donde $Q_{gw,i}$ es el flujo de agua subterránea en el cauce principal al día i (mm), $Q_{gw,i-1}$ es el flujo de agua subterránea en el cauce principal en el cauce principal al día $i-1$ (mm), α_{gw} es la constante de disminución del flujo base, Δt es el nivel de tiempo (1 día), $W_{rchrg,sh}$ es el volumen de la recarga que entra al acuífero poco profundo al día i (mm), aq_{sh} es la cantidad de agua almacenada en el acuífero poco profundo al inicio del día i (mm) y $aq_{shthr,q}$ es el nivel del umbral freático en el acuífero poco profundo para que pase agua subterránea al cauce principal (mm).

La constante de disminución del flujo normal α_{gw} es un índice directo de la respuesta del flujo de agua subterránea a los cambios en la recarga. Los valores varían desde 0.1-0.3 en la tierra con una respuesta rápida. Aunque la constante de disminución del flujo normal puede calcularse, los mejores estimado se obtienen mediante el análisis de la medida del flujo estable cuando no hay recarga en la cuenca. Cuando el acuífero poco profundo no recibe recarga, la ecuación 68 se simplifica a:

$$\begin{aligned} Q_{gw} &= Q_{gw,0} \cdot \exp[-\alpha_{gw} \cdot t] && \text{if } aq_{sh} > aq_{shthr,q} \\ Q_{gw,i} &= 0 && \text{if } aq_{sh} \leq aq_{shthr,q} \end{aligned} \quad \text{Ecuaciones (70 y 71)}$$

Donde Q_{gw} es el flujo de agua subterránea en el cauce principal a tiempo t (mm), $Q_{gw,0}$ es el flujo de agua subterránea en el cauce principal al inicio de la disminución ($t=0$) (mm), α_{gw} es la constante de disminución del flujo base, t es el tiempo transcurrido desde el inicio de la disminución (día), aq_{sh} es la cantidad de agua almacenada en acuífero libre al inicio del día i (mm) y $aq_{shthr,q}$ es el nivel del umbral freático en el acuífero libre para que el agua subterránea pasa al cauce principal (mm). La constante de disminución del flujo base se resuelve con la siguiente ecuación:

$$\alpha_{gw} = \frac{1}{N} \cdot \ln \left[\frac{Q_{gw,N}}{Q_{gw,0}} \right] \quad \text{Ecuación (72)}$$

Donde α_{gw} es la constante de disminución del flujo base, N es el tiempo transcurrido desde el inicio de la disminución (día), $Q_{gw,N}$ es el flujo de agua subterránea por al día N (mm), $Q_{gw,0}$ es el flujo de agua subterránea al inicio de la disminución (mm). Es muy común encontrar los días del flujo base reportados para una corriente medida o cuenca. Este es el número de días para que el flujo base descienda a través de un

ciclo de registro. Cuando los días de flujo base se usan, la ecuación 72 puede simplificarse más:

$$\alpha_{gw} = \frac{1}{N} \cdot \ln \left[\frac{Q_{gw,N}}{Q_{gw,0}} \right] = \frac{1}{BFD} \cdot \ln[10] = \frac{2.3}{BFD}$$

Ecuación (73)

Donde α_{gw} es la constante de disminución del flujo normal, y BFD es el número de días del flujo normal para la cuenca hidrográfica.

Revaporización

El agua pasa del acuífero libre hacia la zona no saturada sobreyacente. En periodos cuando el material sobre yacente del acuífero se seca, el agua del estrato capilar que divide las zonas saturadas y las zonas no saturadas se evaporara hacia arriba. A medida que el agua es eliminada del estrato capilar por la evaporación, es reemplazada por agua proveniente del acuífero subyacente. El agua también puede ser removida del acuífero por plantas de raíces profundas las cuales toman agua directamente del acuífero.

SWAT representa el movimiento del agua en las niveles sobreyacentes no saturados como una función de demanda de agua para evapotranspiración. Para evitar la confusión con la evaporación del suelo y transpiración este proceso ha sido llamado 'revap'. Este proceso es significativo en cuencas donde la zona de saturación no está muy debajo de la superficie o donde crecen las plantas de raíces profundas. Debido a que el tipo de cubierta vegetal afectara la importancia de la revap en el balance de agua, los parámetros que determinan la revap usualmente varían de acuerdo al uso de la tierra. La revap es permitida solo si la cantidad de agua almacenada en el acuífero poco profundo excede el valor del umbral especificado por el usuario, $aq_{shthr,rvp}$.

La cantidad máxima de agua que será removida del acuífero a través de la 'revap' en un día dado es:

$$w_{revap,mx} = \beta_{rev} \cdot E_o$$

Ecuación (74)

Donde $w_{revap,mx}$ es la cantidad máxima de agua moviéndose en la zona del suelo en respuesta a las deficiencias de agua (mm), β_{rev} es el coeficiente de revap, y E_o es la

evapotranspiración potencial para el día i (mm). El movimiento real de revap que ocurrirá en un día i dado se calcula con la siguiente ecuación:

$$w_{revap} = 0 \quad \text{if } aq_{sh} \leq aq_{shthr,rvp}$$

$$w_{revap} = w_{revap,mx} - aq_{shthr,rvp} \quad \text{if } aq_{shthr,rvp} < aq_{sh} < (aq_{shthr,rvp} + w_{revap,mx}) \quad \text{Ecuaciones (75 y 76)}$$

Donde w_{revap} es el movimiento de agua real moviéndose en la zona del suelo en respuesta a las deficiencias de agua (mm), $w_{revap,mx}$ es la cantidad máxima de agua moviéndose en la zona del suelo en respuesta a las deficiencias del agua (mm), aq_{sh} es la cantidad de agua almacenada en el acuífero libre al inicio del día i (mm) y $aq_{shthr,rvp}$ es el nivel del umbral del agua en el acuífero libre para que ocurra la revap (mm).

Altura del agua subterránea

Aunque SWAT actualmente no imprime la altura del agua subterránea en los archivos de resultados, la altura del nivel freático es actualizada diariamente por el modelo. La altura del nivel freático está relacionada al caudal del agua subterránea por la ecuación 65.

$$Q_{gw} = \frac{8000 \cdot K_{sat}}{L_{gw}} \cdot h_{wtbl} = \frac{8000 \cdot \mu \cdot 10 \cdot K_{sat}}{10 \cdot \mu \cdot L_{gw}} \cdot h_{wtbl} = 800 \cdot \mu \cdot \alpha_{gw} \cdot h_{wtbl} \quad \text{Ecuación (77)}$$

Donde Q_{gw} es el caudal del agua subterránea en el cauce principal al día i (mm), K_{sat} es la conductividad hidráulica del acuífero (mm/day), L_{gw} es la distancia desde la cresta o subcuena divisoria para el sistema de agua subterránea en el cauce principal (m), h_{wtbl} es la altura del nivel freático (m), μ es el rendimiento específico del acuífero libre (m/m), y α_{gw} es la constante de disminución del flujo base. Sustituyendo esta definición por Q_{gw} en la ecuación 68 resulta.

$$h_{wtbl,i} = h_{wtbl,i-1} \cdot \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t] + (W_{revap} \cdot (1 - \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t]) / (800 \cdot \mu \cdot \alpha_{gw})) \quad \text{Ecuación (78)}$$

Donde $h_{wtbl,i}$ es la altura del nivel freático al día i (m), $h_{wtbl,i-1}$ es la altura de la nivel freático al día $i-1$ (m), α_{gw} es la constante de disminución del flujo normal, Δt es el nivel

de tiempo (día), w_{chrg} es el volumen de la recarga que entra al acuífero al día i (mm), y μ es el rendimiento específico del acuífero libre (m/m).

Acuífero profundo

El balance de agua para el acuífero profundo es:

$$aq_{dp,i} = aq_{dp,i-1} + w_{\text{deep}} - w_{\text{pump},dp} \quad \text{Ecuación (79)}$$

Donde $aq_{dp,i}$ es el volumen de agua almacenada en el acuífero profundo al día i (mm), $aq_{dp,i-1}$ es la cantidad de agua almacenada en el acuífero profundo Al día $i-1$ (mm), w_{deep} es la cantidad de agua que percola del acuífero libre al acuífero profundo al día i (mm), y $w_{\text{pump},dp}$ es la cantidad de agua extraída del acuífero profundo por bombeo al día i (mm).

Si el acuífero profundo es considerado la fuente de irrigación o se le saca agua para uso fuera de la cuenca, el modelo permitirá que se extraiga una cantidad de agua hasta el volumen total del agua del acuífero profundo en un día dado.

En la Tabla A1.7 se describen los parámetros más utilizados para el análisis de sensibilidad y calibración en el modelo SWAT (SWAT, 2009)

Tabla A1.7 Descripción de los principales parámetros de flujo que tiene el modelo SWAT.

Nombre	Descripción	Ubicación
ALPHA_BF	Factor alpha del flujo base [días]	*.gw
GW_DELAY	Retraso del agua subterránea [días]	*.gw
GW_REVAP	Coefficiente de revaporación del agua subterránea	*.gw
RCHRG_DP	Fracción percolación acuífero profundo	*.gw
REVAPMN	Umbral de profundidad de agua en el acuífero libre	*.gw
GWQMN	Umbral del acuífero libre para un flujo normal [mm]	*.gw
CANMX	Índice máximo potencial de área foliar	*.hru
CN2	Es el número de curva de condición de humedad II	*.mgt
SOL_K	Conductividad hidráulica saturada[mm/hr]	*.sol
SOL_Z	Profundidad del suelo [mm]	*.sol
SOL_AWC	Capacidad de disponibilidad de agua en el suelo [mm H2O/mm soil]	*.sol
SLOPE	Promedio de inclinación de la pendiente [m/m]	*.hru
SLSUBBSN	Promedio longitud de la pendiente [m]	*.hru
BIOMIX	La eficiencia de mezcla Biológica	*.mgt
USLE_P	Factor de práctica de soporte	*.mgt
ESCO	Factor de compensación de evaporación del suelo	*.hru
EPCO	Factor de compensación de captación de la planta	*.hru
SPCON	Lin. Re parámetro de arrastre para el enrutamiento de sedimentos	*.bsn
SPEXP	Exp. re parámetro de arrastre para el enrutamiento de sedimentos	*.bsn
SURLAG	Tiempo de retraso de la escorrentía superficial [days]	*.bsn
SMFMX	Factor de derretimiento de nieve sobre Junio 21 [mm H2O/°C-day]	*.bsn
SMFMN	Factor de derretimiento de nieve sobre diciembre 21 [mm H2O/°C-day]	*.bsn
SFTMP	Temperatura de la nieve [°C]	*.bsn
SMTMP	Temperatura de la nieve fusión [°C]	*.bsn
TIMP	Factor de retraso de la temperatura de la nieve	*.bsn
NPERCO	Coefficiente de percolación de nitrógeno	*.bsn
PPERCO	Coefficiente de percolación de fosforo	*.bsn
PHOSKD	Coefficiente de partición de fosforo en el suelo	*.bsn
CH_EROD	Factor de erodabilidad del canal	*.rte
CH_N	Valores de manning para el canal	*.rte
TLAPS	Gradiente vertical de temperatura [°C/km]	*.sub
CH_COV	Factor de cobertura del canal	*.rte
CH_K2	Conductividad hidráulica efectiva en el canal [mm/hr]	*.rte
USLE_C	Factor mínimo de cobertura USLE	crop.dat
BLAI	Máximo potencial de área foliar	crop.dat

ANEXO II

MODELO HIDROLÓGICO-HIDRAULICO DISTRIBUIDO DE EVENTO

Programa Simulaciones hidrológicas SSHH I

El modelo matemático Simulaciones Hidrológicas SSHH I (Riccardi, 2000; Rentería y Stenta, 2003) es un modelo hidrológico-hidráulico distribuido de simulación de la escorrentía superficial, aplicado en cuencas de zonas de llanura. Está basado en esquemas de celdas que permiten la simulación del escurrimiento superficial multidireccional. La precipitación efectiva es distribuida por medio de un algoritmo de distribución espacial y el almacenamiento superficial es descrito por medio de la discretización del modelo de elevación digital (DEM). El escurrimiento resultante es propagado mediante un espectro de leyes de descarga que pueden ser de cinemáticas a difusivas, permitiendo el tránsito por ríos, canales y valles de inundación, las ecuaciones gobernantes son las de continuidad y cantidad de movimiento transformadas en formulaciones de descarga entre celdas (Riccardi et. al.,2008).

Este modelo realiza la transformación de lluvia neta a caudal y en cada celda es posible plantear un flujo proveniente de la precipitación efectiva, aportes de caudales externos e intercambio de caudales con elementos vecinos, el modelo también permite incorporar puentes, vertederos y alcantarillas e incorporar leyes de descarga para estas obras.

El Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo J. Usunoff” ha realizado algunos trabajos sobre la cuenca, en los que se integra todo el conocimiento adquirido sobre el escurrimiento superficial del arroyo del Azul. Se destacan: la tesis de maestría “Modelación numérica del escurrimiento superficial de la cuenca arroyo Azul” (Cazenave, 2006), donde se implementó el modelo SSHH I. También se utilizó en el sur de Santa Fe (Riccardi et al. 2008) y la cuenca de Tres Arroyos (Scioli et al., 2010).

Este modelo simula adecuadamente la hidrología superficial de una región de baja pendiente y permite implementar obras hidráulicas a fin de crear pequeñas estructuras de regulación para el manejo de los excedentes hídricos a nivel de predio o pequeñas áreas de aporte (Parodi, 1991). La finalidad de estas obras es la regulación del exceso hídrico con el ordenamiento de agua en el relieve, el aumento del agua útil en el suelo, ganancia de superficie (recuperación de tierras anegables), aireación del suelo,

facilitar la labor del campo (puesto que presenta un suelo sin contingencias climáticas) en especial en épocas de excesos (Barbagallo, 1983), y se impide el avance del agua a terrenos más bajos (Parodi et al., 2003), logrando un retraso de la concentración de los excesos hídricos superficiales.

El modelo precisa como dato de entrada hietogramas de lluvia efectiva, debido a que el modelo no incluye ningún algoritmo para determinar pérdidas en el proceso de generación de escurrimiento superficial. Las pérdidas de lluvia de un evento se calculan por medio del método del número de curva del SCS (USDA, 1972).

Estos hietogramas se asocian por medio de un rango de celdas según la distribución de las lluvias. Los rangos de elementos permiten determinar parámetros característicos de las subcuencas definidas por ellos. Las condiciones de borde del sistema se definen mediante celdas río a la salida de la cuenca, a la cual se le asocia una ley de descarga de una sección de control (curva h-Q).

El programa también permite asignar diferentes tipos de vinculaciones que pueden ser por defecto (las cuales asigna el programa), restringidas o modificadas (que son definidas por el usuario). Para analizar los resultados del modelo se pueden graficar hidrogramas, limnigramas y el perfil hidráulico con los cuales analizar el tirante de agua. Cuando se definen los parámetros del sistema estudiado, se realiza una corrida donde se evalúan las alturas de todos los elementos en la cuenca y la transferencia de agua entre las vinculaciones.

Los parámetros hidráulicos fundamentales del modelo son: las rugosidades de las celdas Valle (n_v) y Río (n_r), ancho mínimo de la sección (A), además las pendientes transversales de conducción (ITc), pendiente transversal de almacenamiento (ITa), y profundidad (Z) (Figura AII. 1.).

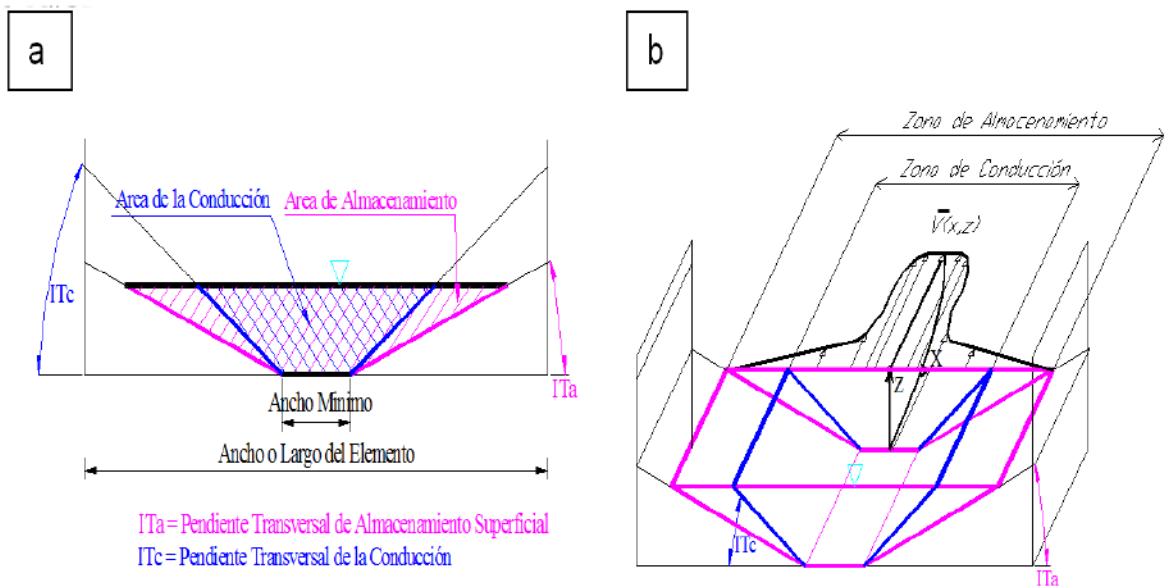


Figura All. 1. Diagrama de los principales parámetros de conducción y almacenamiento: a) diagrama del cauce en 2 dimensiones; b) diagrama del cauce en 3 dimensiones.

Una de las limitaciones de la interfaz del modelo en Windows hecha por Rentería y Stenta (2003) es la cantidad máxima de elementos y la cantidad de hietogramas, la cual es muy baja para simular procesos de detalle en cuencas de gran tamaño.

Extracción de tesis Rentería y Stenta, 2003

El sistema de modelación está basado en los esquemas de celdas originalmente propuestos por Cunge (1975). En sucesivas investigaciones se ha ampliado el campo de aplicación original (Riccardi, 1995, 1997 y 2000). Actualmente, el sistema permite la simulación de escurrimiento superficial multidireccional en ambientes rurales y urbanos. En cada unidad de la capa superficial es posible plantear el ingreso de flujo proveniente de precipitación neta, aporte de caudales externos e intercambio de caudales con celdas adyacentes. El escurrimiento resultante puede ser propagado mediante un espectro de leyes de descarga desde aproximaciones cinemáticas a difusivas de la ecuación de momento, permitiendo el tránsito por ríos, canales y valles de inundación.

Para contemplar alternativas puntuales de flujo se incorporaron leyes de descarga para puentes, vertederos y alcantarillas. El sistema se denominó CELDAS2D y no se realizaron versiones comerciales del mismo. Las ecuaciones gobernantes consideradas son la de continuidad y distintas simplificaciones de la ecuación de cantidad de movimiento transformadas en formulaciones de descarga entre celdas.

ECUACIÓN DE CONTINUIDAD

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

$$A_{Si} \frac{dz_i}{dt} = P_{i(t)} + \sum_{k=1}^j Q_{k,i} \quad \text{Ecuación (1)}$$

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

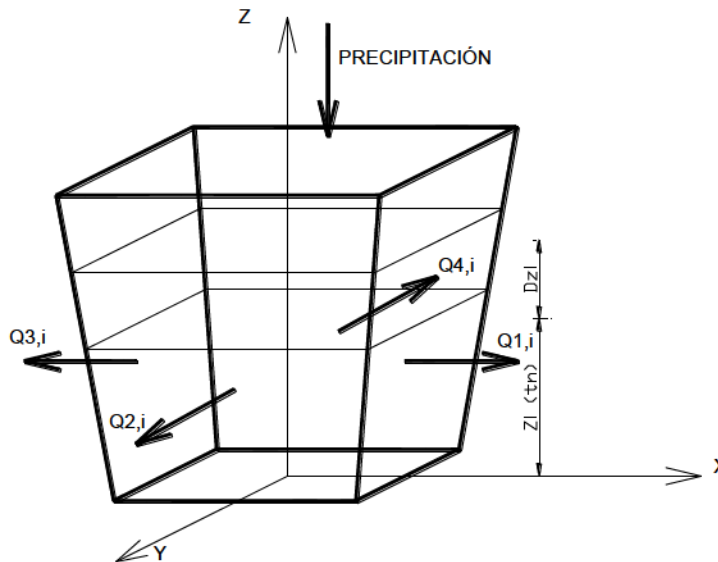


Figura AII. 2. Planteo ecuación de continuidad en cada celda.

Existirán tantas ecuaciones (1) como celdas i e incógnitas $z_{i(t)}$ integren el modelo. Para n celdas, el sistema de N ecuaciones diferenciales ordinarias es establecido para N funciones desconocidas z_i de la variable independiente t . La solución de este sistema existe y es única (Cunge, 1975) si el grupo de condiciones iniciales $z_{i(t)}$ puede ser calculado numéricamente, como también las descargas entre celdas $Q_{k,i(n)}$, ya que su expresión es explícita en función de los niveles z_i y z_k y de las condiciones en el tiempo n . Las condiciones de frontera variarán en el tiempo y deben ser preestablecidas.

LEYES DE DESCARGA ENTRE CELDAS

Unión Cinemática: Esta unión se utiliza en vinculaciones donde la pendiente de la superficie libre del agua se aproxima a la pendiente topográfica del fondo, pudiéndose asumir que la fuerza gravitatoria se equilibra con la fuerza de fricción. Esto ocurre mayormente en vinculaciones que sólo aportan escurrimiento a cursos principales donde la información del mecanismo hidrodinámico se propaga solamente hacia adelante (ver Figura AII.2):

$$Q_{k,i}^{(n)} = K_{k,i} S_{0\ k,i}^{1/2}; \text{ donde } S_{0\ k,i} = \text{abs} [(z_{\text{fondo centro } k} - z_{\text{fondo extremo } k}) / l_k] \quad \text{Ecuación (2)}$$

$$K_{k,i} = 1/\eta Rh_{k,i}^{2/3} At_{k,i} \quad \text{Ecuación (3)}$$

Donde $Rh_{k,i}$, $At_{k,i}$ y $S_{0\ k,i}$ son el radio hidráulico, área transversal y pendiente longitudinal de la vinculación entre celdas k e i , y η rugosidad de Manning. La variable cota de agua z (o la altura relativa de pelo de agua $z - z_{\text{fondo}}$) se define en la celda en tanto que el caudal Q y el coeficiente de transporte K son definidos en la vinculación, n indica la variable temporal.

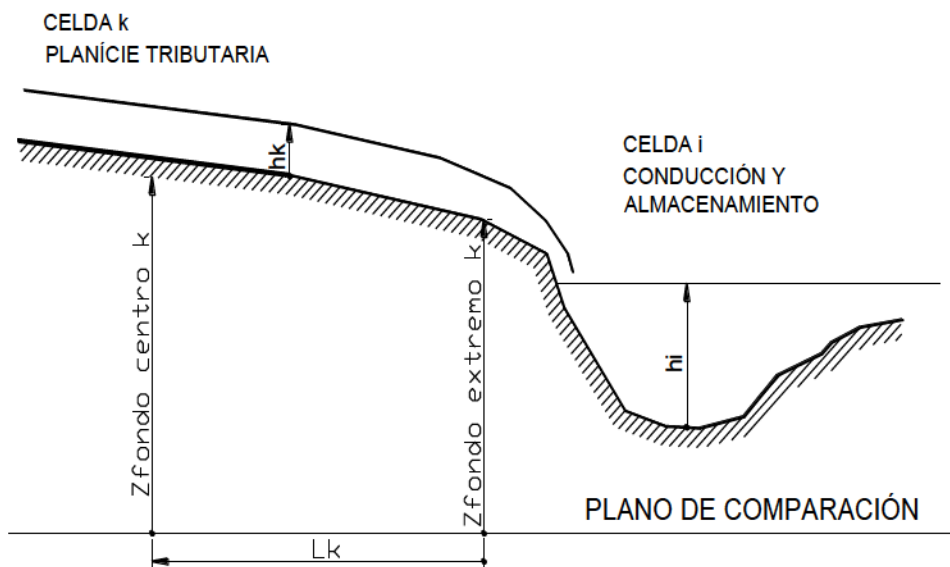


Figura AII. 3. Unión vinculaciones de celdas valle con celdas río.

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

$$Q_{k,i}^{(n)} = \text{signo}(z_k^{(n)} - z_i^{(n)}) \frac{K_{k,i}}{\sqrt{\Delta X_{k,i}}} \sqrt{|z_k^{(n)} - z_i^{(n)}|} \quad \text{Ecuación (4)}$$

Donde $\Delta X_{k,i}$ es la distancia entre centros de celdas k e i, y z_{i-k} el nivel de agua en celda i y k respectivamente.

Unión tipo Terraplén: Representa vinculaciones donde se evidencia un límite físico como terraplenes de rutas, vías, etc. Se utiliza la ecuación de vertederos de cresta ancha:

$$Q_{k,i}^{(n)} = \mu_1 b_l \sqrt{2g} (z_k^{(n)} - z_i^{(n)})^{3/2} \quad \text{Ecuación (5.a) Descarga libre}$$

$$Q_{k,i}^{(n)} = \mu_2 b \sqrt{2g} (z_k^{(n)} - z_w) \sqrt{z_k^{(n)} - z_i^{(n)}} \quad \text{Ecuación (5.b) Descarga sumergida}$$

Donde z_w y b son la cota de fondo y longitud vertedero, y μ_1 y μ_2 los coeficientes de gasto de vertedero libre y ahogado.

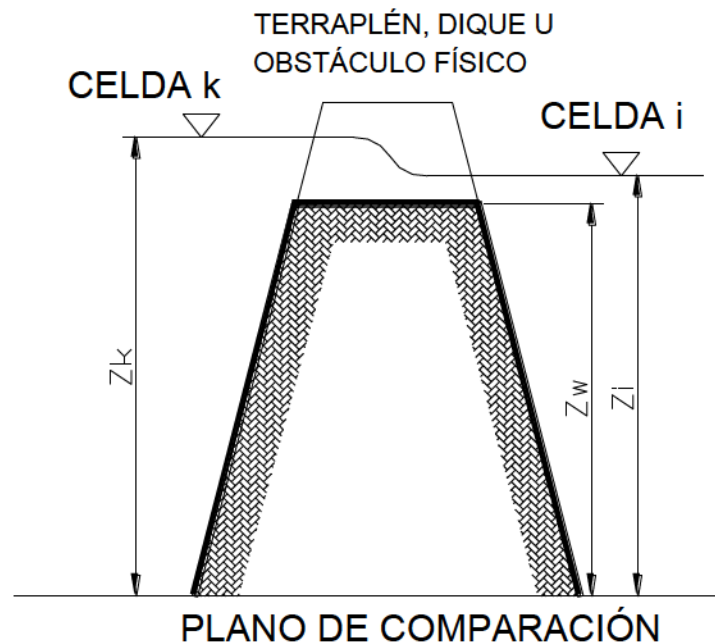


Figura All. 4. Sección longitudinal de una vinculación tipo terraplén.

Unión tipo Vertedero-Alcantarilla: Se utiliza la expresión de caudal para vertederos teniendo en cuenta múltiples anchos y escalón de fondo nulo, y coeficiente de gasto según Ven Te Chow (1959) para flujo a través de constricciones.

También se utiliza esta modalidad de vinculación para alcantarillas incorporándole la altura de la misma y una constricción central por encima de la cota superior de la alcantarilla.

FORMULACIÓN NUMÉRICA

Para la resolución es adecuado el uso de un esquema implícito del tipo:

$$A_{S_i} \frac{\Delta z_i}{\Delta t} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^{(n)} + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_i} \Delta z_i + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_j} \Delta z_k \quad \text{Ecuación (6)}$$

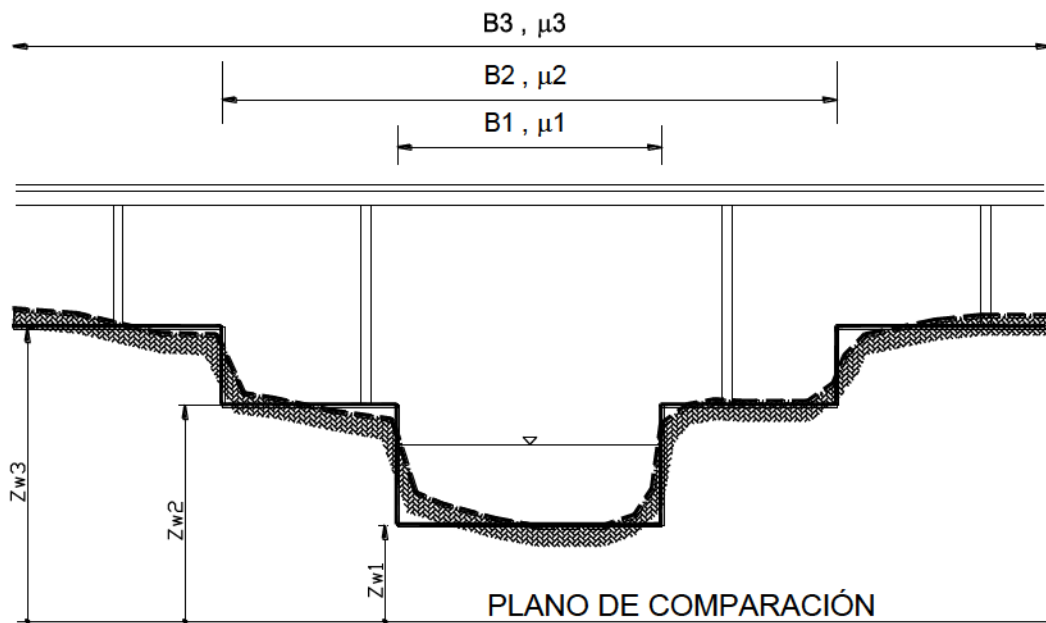


Figura AII.5. Sección transversal tipo vertedero.

Las funciones \$A_S\$, \$P_i\$ y \$Q_{k,i}\$ son conocidas en el tiempo \$t\$ y los incrementos \$\Delta z_i\$ y \$\Delta z_k\$ son las incógnitas, \$j\$ es la cantidad de celdas vinculadas a la celda \$i\$. La resolución numérica se realiza mediante un algoritmo matricial basado en el método de Gauss-Seidel. Las condiciones de borde posibles a imponer son: a) Cota de agua en función del tiempo: \$z(t)\$; b) Caudal en función del tiempo: \$Q(t)\$; y c) Relación cota - caudal: \$Q = f(z)\$. El modelo requiere las alturas de agua iniciales en todas las celdas, y si se utilizan uniones dinámicas deben definirse los caudales iniciales en tales vinculaciones.