MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUIDO ORIENTADO A LA GESTIÓN DE LA UTILIZACIÓN CONJUNTA DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS

CARLOS AUGUSTO RESTREPO TAMAYO, I.C.

Trabajo de investigación presentado como requisito para optar al título de: Magíster en Ingeniería - Recursos Hidráulicos

MAESTRÍA EN INGENIERÍA - RECURSOS HIDRÁULICOS

ESCUELA DE GEOCIENCIAS Y MEDIO AMBIENTE

FACULTAD DE MINAS

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA SEDE MEDELLÍN

2007

MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUIDO ORIENTADO A LA GESTIÓN DE LA UTILIZACIÓN CONJUNTA DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS

CARLOS AUGUSTO RESTREPO TAMAYO, I.C.

Director:
I.C. Jaime Ignacio Vélez U., M.Sc. Ph.D.

Co-Director:
I.C. María Victoria Vélez O., D.E.A.

Tesis cofinanciada por:

MAESTRÍA EN INGENIERÍA - RECURSOS HIDRÁULICOS

ESCUELA DE GEOCIENCIAS Y MEDIO AMBIENTE

FACULTAD DE MINAS

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA SEDE MEDELLÍN

2007

Dirección del autor / Author address

Carlos Restrepo Tamayo
Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos
Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín
Medellín - Colombia
e-mail: cart170@gmail.com, carestr3@unalmed.edu.co, carestr3@unal.edu.co

AGRADECIMIENTOS

A COLCIENCIAS y al Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos por el apoyo económico y por facilitar la realización de este trabajo.

A mis asesores Jaime Ignacio Vélez y María Victoria Vélez.

A Olver Hernández, Oscar Álvarez, Felipe Quintero y Mario Jiménez por su colaboración y aportes en el desarrollo del programa.

A las personas y empresas que facilitan el desarrollo de herramientas computacionales, permitiendo el uso de sus programas de forma gratuita[1].

[1]Este documento fue escrito con LaTeX, y la aplicación fue desarrollada utilizando HidroSIG v.3.1, Java, GenOpt 2.0 y NetBeans 3.6.

Resumen

En este trabajo se muestran las características de un modelo conceptual de interacción de aguas superficiales y subterráneas llamado "*UCASS*" (Modelo de Utilización Conjunta Agua Superficial y Agua Subterránea), en el que se consideran de forma simplificada los procesos principales que intervienen en la conformación de la escorrentía superficial, la recarga de los acuíferos, y la interacción de los acuíferos con las aguas superficiales cuando ambos son sometidos a perturbaciones externas como captaciones, pozos y vertimientos, todo esto a la escala temporal de modelación diaria. Con el modelo se pretende tener una herramienta para la gestión integrada de los recursos hídricos, tomar decisiones respecto a la utilización del agua superficial y subterránea en términos de concesiones de agua, protección de zonas de recarga, recargas artificiales de acuíferos, preservación de caudales firmes en los ríos, entre otros.

El modelo "*UCASS*" es de base física, y está basado en modelos existentes en la literatura que han sido complementados en su base teórica en el desarrollo de este trabajo. Su implementación se ha realizado en el software HidroSIG v3.1 que es un software libre de código abierto. Paralelamente se ha diseñado una herramienta de calibración automática de los parámetros del modelo, utilizando el software GenOpt 2.0 que emplea el algoritmo de optimización Hooke and Jeeves.

Finalmente se presenta un caso de aplicación del modelo para una cuenca instrumentada con estaciones de caudal y precipitación, pero sin datos reales de vertimientos, captaciones superficiales y/o subterráneas.

Palabras claves: Modelo hidrológico, gestión, aguas subterráneas, uso conjunto.

Abstract

This work presents the characteristics of a conceptual model of interaction of surface runoff and groundwater named "*UCASS*" (from Spanish: modelo de Utilización Conjunta Agua Superficial y Agua Subterránea). In a simplified form, main hydrological processes like surface runoff generation, groundwater recharge, and interaction between groundwater and surface flow under external effects (i.e, wells, dumping and water catchments) are considered. The model is intended to work at a daily time scale representation of hydrological processes. An operational use of this model enable to decision makers have a tool for integrated water resources management, a decision support system for surface and subsurface water management, in terms of water concessions , protection of areas for groundwater recharge, preservation of minimal discharges, among others.

"*UCASS*" model is a physically based conceptual distributed model. Physical basis have been obtained from existing models on literature. An implementation has been developed at GIS platform HidroSIG v. 3.1, an open source software for water managment.An optimization algorithm for model calibration has been included. Optimization routine is based on Hooke and Jeeves method, supported by the software Genopt 2.0.

A study case is presented over a instrumented watershed with rainfall and flow observations. Some scenarios of dumping and well operation are simulated.

Keywords: Hydrological model, management of water resources, groundwater, conjunctive use.

Índice General

1. Generalidades **1**

1.1. Introducción 1

1.2. Justificación 3

1.3. Objetivos 4

1.3.1. Objetivo general 4

1.3.2. Objetivos específicos 4

2. Modelos de Interacción Aguas Superficiales y Subterráneas **5**

2.1. Introducción 5

2.2. El modelo de un embalse lineal o modelo unicelular 5

2.3. El modelo Glover-Jenkins 6

2.4. El modelo de los múltiples embalses embebidos 7

2.5. Métodos de representación de ríos parcialmente penetrantes 9

3. Módulo de Producción de Escorrentía Superficial **11**

3.1. Introducción 11

3.2. Representación de la escorrentía superficial 12

3.3. Interconexión horizontal entre celdas 14

3.4. Relaciones funcionales para la representación del flujo 16

3.4.1. Tanque de almacenamiento capilar 17

3.4.2. Tanque de almacenamiento del flujo superficial 20

3.4.3. Tanque de almacenamiento del flujo subsuperficial 22

3.4.4. Tanque de almacenamiento del flujo subterráneo 25

3.5. Análisis espacial de la precipitación 30

4. Módulo de Traslación de Escorrentía Superficial 33

4.1. Introducción 33

4.2. Modelo de embalse lineal 34

5. Estructura General del Modelo 36

5.1. Introducción 36

5.2. Módulos que incluye el modelo 36

6. Elementos Básicos para la Aplicación del Modelo 39

6.1. Introducción 39

6.2. Preparación de datos hidrológicos de entrada 40

6.2.1. Modelos digitales de elevación - MDE 40

6.2.2. Precipitación 40

6.2.3. Evapotranspiración y temperatura 41

6.2.4. Máscaras, puntos de control y red de drenaje 42

6.3. Calibración del modelo 44

6.4. Herramienta de calibración automática 46

6.5. Simulación de caudales 48

6.6. Consideración de intervenciones antrópicas 48

6.6.1. Captaciones superficiales 48

6.6.2. Vertimientos 49

6.6.3. Captaciones subterráneas (pozos) 49

7. Casos de Aplicación 53

7.1. Introducción 53

7.2. Información utilizada 54

7.3. Calibración del modelo "*UCASS*" 57

7.3.1. Calibración del modelo acuífero en alta pendiente 59

7.3.2. Calibración del modelo acuífero en zonas planas 61

7.4. Modelamiento de intervenciones en la cuenca 64

7.4.1. Captaciones superficiales 64
7.4.2. Vertimientos superficiales 67
7.4.3. Pozos de bombeo 68

8. Conclusiones, Limitaciones y Recomendaciones 70

8.1. Conclusiones 70
8.2. Limitaciones y Recomendaciones 71

Índice de Figuras

3.1. Esquema de conexión vertical de los elementos. 13

3.2. Esquema de conexión entre celdas. 15

3.3. Esquema de direcciones de flujo superficiales. 17

3.4. Tanque de almacenamiento capilar (T1). 18

3.5. Tanque de almacenamiento del flujo superficial (T2). 20

3.6. Tanque de almacenamiento del flujo subsuperficial (T3). 23

3.7. Tanque de almacenamiento del flujo subsuperficial (T4). 25

3.8. Triangulación de Delaunay. 32

5.1. Esquema general de utilización del modelo "*UCASS*". 37

6.1. Triangulación de Delaunay y pesos ponderados. 41

6.2. Interface de precipitación del modelo "*UCASS*". 42

6.3. Interface de evapotranspiración del modelo "*UCASS*". 43

6.4. Interface de ingreso de máscaras, red de drenaje y puntos de control del modelo "*UCASS*". 44

7.1. Ubicación general de la cuenca y MDE $[m.s.n.m]$. 54

7.2. Evapotranspiración potencial por el método de Cenicafe $[mm/año]$. 55

7.3. Mapa de triángulos utilizando el método de Delaunay. 56

7.4. Interface de precipitación para el caso de aplicación. 57

7.5. Ciclo anual de precipitación en las estaciones utilizadas. 58

7.6. Proceso de calibración del modelo usando GenOpt 2.0. 60

7.7. Series históricas diarias real y simulada - calibración para acuífero en alta pendiente. 61

7.8. Curva de duración real y simulada - calibración para acuífero en alta pendiente. 61

7.9. Series históricas mensuales real y simulada - calibración para acuífero en alta pendiente. 62

7.10. Cuenca calibrada y acuífero rectangular supuesto. 63

7.11. Series históricas diarias real y simulada - calibración para acuífero en zonas planas. 63

7.12. Curva de duración real y simulada - calibración para acuífero en zonas planas. . 64

7.13. Series históricas mensuales simulada y aporte del acuífero. 65

7.14. Datos de entrada al modelo - captaciones superficiales. 65

7.15. Interface para ingreso de captaciones superficiales. 66

7.16. Series de caudales simuladas natural e intervenida por captaciones superficiales. 67

7.17. Errores y novedades en la consideración de las captaciones superficiales. 67

7.18. Series de caudales simuladas natural e intervenida por vertimientos superficiales. 68

Índice de Tablas

7.1. Estaciones de caudal y precipitación utilizadas. 56

7.2. Parámetros del modelo de tanques agregado - UdeA et al. (2004). 58

7.3. Parámetros de ponderación de la lluvia - UdeA et al. (2004). 58

7.4. Calibración del modelo distribuido - acuífero en alta pendiente. 59

7.5. Calibración del modelo distribuido - acuífero en zonas planas. 62

7.6. Captaciones superficiales. 66

7.7. Vertimientos superficiales. 68

7.8. Disminución de caudales en río debido a los caudales bombeados en el acuífero. 69

Capítulo 1

Generalidades

1.1. Introducción

En este trabajo se muestran las características de un modelo conceptual de interacción aguas superficiales y aguas subterráneas llamado "*UCASS*" (Modelo de Utilización Conjunta Agua Superficial y Agua Subterránea), que permite considerar de manera simplificada los procesos principales que intervienen en la conformación de la escorrentía superficial, la recarga de los acuíferos, y la interacción de los acuíferos con las aguas superficiales cuando ambos son sometidos a perturbaciones externas como captaciones o vertimientos. El modelo permite la simulación a escala temporal diaria.

Se pretende que este modelo sea una herramienta que permita tomar decisiones a las personas o entidades interesadas en la gestión de los recursos hídricos respecto a la utilización del agua superficial y subterránea en términos de concesiones de agua, protección de zonas de recarga, recargas artificiales de acuíferos, preservación de caudales firmes en los ríos, entre otros.

Con la herramienta se tendrá la capacidad de considerar de forma general la disminución del caudal en la red de drenaje por causa de las captaciones superficiales, la disminución del volumen disponible por causa de las captaciones subterráneas, y la afectación que generan todas estas intervenciones antrópicas en el intercambio de volúmenes de agua entre las corrientes superficiales y las aguas subterráneas.

Algunos de estos elementos de gestión han sido previamente estudiados por muchos autores quienes han implementado metodologías en diferentes lugares del mundo (Sahuquillo, 1985) y han desarrollado programas y numerosas aplicaciones producto de investigaciones relacionadas con la optimización de la gestión conjunta bajo criterios económicos, ambientales, entre otros (Andreu et al., 1996, UPV, 2004 y Pulido et al., 2004). En nuestro medio el avance en este campo es incipiente desde el punto de vista técnico y legal.

La herramienta planteada se ha implementando en el Sistema de Información Geográfica llamado HidroSIG v3.1 (UNAL, 2003), desarrollado en el Posgrado en Aprovechamiento

de Recursos Hidráulicos de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín. El desarrollo en esta plataforma SIG permite que el modelo "*UCASS*" tenga el carácter de modelo distribuido, y poder así aprovechar las potencialidades de la modelación distribuida y de las herramientas existentes en este software, tales como el manejo de datos ráster, la generación de mapas de precipitación a partir de registros existentes en bases de datos, el almacenamiento y actualización de información existente en base de datos como: mapas de temperatura, evaporación, permeabilidades del suelo y todas aquellas variables que se incluirán en el modelo y que pueden ser representadas espacialmente en el formato ráster.

En este informe se presentan algunas generalidades encontradas sobre unos modelos de interacción de aguas superficiales y subterráneas que se encuentran en la literatura, así como las características del modelo hidrológico implementado el cual pretende representar las diferentes fases del ciclo hidrológico y está basado principalmente en el modelo SHIA propuesto por Vélez (2001).

El modelo desarrollado posee cuatro módulos principales acoplados: el primero está encargado de simular o representar las distintas componentes de la escorrentía superficial considerando el flujo entre las corrientes superficiales y el acuífero en la zona de ladera o alta pendiente; un segundo módulo similar al primero en la zona de bajas pendientes; un tercer módulo de traslación de caudales sobre la red de drenaje superficial; y un cuarto módulo que se encarga de estimar la variabilidad espacial de la precipitación, que es la variable de entrada para todo el modelo. En el primer módulo la hipótesis principal es que el flujo superficial y subterráneo sigue la dirección de flujo superficial determinada en el procesamiento de los modelo digitales de terreno (Ramírez, 2002). En el segundo módulo la hipótesis principal es que las direcciones de flujo del agua subterránea está determinada por los gradientes piezométricos, que a su vez están determinados por los niveles en el acuífero y los ríos, así como por las explotaciones superficiales y subterráneas. El tercer módulo trata de una forma elemental el flujo sobre la red de drenaje, a través de un modelo de embalse lineal. El cuarto módulo consta de tres metodologías simples para el cálculo de la variabilidad espacial de la precipitación en la cuenca que son: el método de los pesos ponderados, el método de la triangulación de Delaunay y un tercero que permite ingresar series de campos de precipitación previamente calculados en la zona.

El modelo pretende ser también una herramienta que permita estimar la recarga real por infiltración que se presenta en el acuífero al interior de una cuenca, a partir del modelamiento de la precipitación e infiltración con ecuaciones de base física y datos reales, lo cual resulta ser una metodología paralela a las presentadas por autores como Bradbury et al. (2000) y que han sido aplicadas con éxito en Colombia (Vélez et al., 2005). El modelo "*UCASS*" resulta útil a la hora de analizar la distribución espacial y temporal de la recarga, identificando incluso como se comporta en años de anomalías climáticas como el ENSO en su fase cálida (El Niño) o fría (La Niña).

1.2. Justificación

El agua como recurso natural esencial para el ser humano debe considerarse como un bien escaso, esto debido a la creciente presión por el recurso para la atención de nuevas demandas en forma sostenible.

En varias regiones de Colombia se tiene una disponibilidad limitada de agua para atender las demandas actuales y futuras. En muchos casos se explotan preferiblemente las aguas superficiales ocasionando serios problemas ecológicos y de administración del recurso, y en las regiones donde hay limitaciones de aguas superficiales se sobre-explotan las reservas de agua presentes en los acuíferos teniendo serias implicaciones en los caudales base de los ríos (Pulido et al., 2005 y Vélez, 2001). Estos problemas pueden verse intensificados en un futuro por las posibles tendencias que genere el Cambio Climático Global en variables como la temperatura, caudal, precipitación, humedad relativa, entre otros (Smith et al., 1996; Mesa et al. 1997), así como por posibles cambios en el uso del suelo.

Otro aspecto a tener en cuenta, es que cuando se explota el agua subterránea en un acuífero superficial, se induce una recarga adicional a la natural a costa de disminución en la escorrentía superficial y subsuperficial, y adicionalmente se reduce el flujo base que aporta el almacenamiento del subsuelo a los cauces de las corrientes superficiales (Vélez, 2001). En otros casos, cuando la recarga natural de los acuíferos se realiza con agua procedente de las corrientes superficiales y se hace un incremento en la captación y uso de aguas superficiales, disminuye el agua disponible para la recarga y se presentan limitaciones para la cantidad de agua que se puede obtener del almacenamiento en el acuífero.

Tradicionalmente en Colombia las autoridades ambientales han considerado separadamente las aguas superficiales y las subterráneas, lo que ha llevado a la reglamentación desarticulada del aprovechamiento de este recurso.

Se hace necesario entonces que en Colombia se generen herramientas de apoyo que permitan a las autoridades realizar una administración integral de los recursos hídricos, considerando conjuntamente las aguas superficiales y subterráneas, tanto en cantidad como en calidad. Así que, como un primer avance para este propósito, se presenta un modelo hidrológico de libre distribución, flexible a actualizaciones a medida que vaya creciendo nuestro conocimiento en el tema.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Desarrollar un modelo hidrológico distribuido que sirva como herramienta para la gestión en zonas con utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas.

1.3.2. Objetivos específicos

- Hacer una revisión del estado del arte sobre técnicas para el modelamiento de la interacción de las aguas superficiales y subterráneas.
- Desarrollar un modelo hidrológico distribuido acoplado para representar las distintas componentes de la fase terrestre del ciclo hidrológico. Este modelo requiere estar en un entorno de sistemas de información geográfica para la visualización de las variables fisiográficas, la variabilidad de los parámetros hidrológicos e hidrogeológicos.
- Desarrollar un modelo hidrológico que pueda considerar de forma simplificada algunas intervenciones antrópicas que se presentan en una cuenca hidrográfica, como captaciones superficiales y subterráneas, vertimientos, cambios en el uso del suelo, entre otros.
- Mostrar coherencia en los resultados del modelo hidrológico desarrollado en periodos de tiempo largos (superior a la escala mensual), a partir de la calibración del modelo con datos reales de caudales e intervenciones antrópicas supuestas.

Capítulo 2

Modelos de Interacción Aguas Superficiales y Subterráneas

2.1. Introducción

Se presenta a continuación una revisión bibliográfica sobre algunas técnicas de modelamiento de la interacción de aguas superficiales y subterráneas, que consideran que el acuífero puede ser representado como un embalse o conjunto de embalses cuyas características varían según las suposiciones propias de cada método. Estos métodos sirven como punto de partida para el desarrollo del modelo conceptual que se ha implementado.

2.2. El modelo de un embalse lineal o modelo unicelular

Es el modelo agregado mas utilizado para aguas subterráneas. El modelo simula la descarga del acuífero al río como una función matemática lineal (Pulido et al., 2005) de la forma:

$$Q(t) = \alpha V(t) \tag{2.1}$$

donde α es el coeficiente de descarga del acuífero, $V(t)$ es el volumen existente en el embalse (acuífero) en el instante t y $Q(t)$ es el caudal que aporta el acuífero al río.

Si se considera una perturbación externa E en el acuífero (recarga o caudal de bombeo), la ecuación de continuidad en el acuífero puede expresarse como:

$$\frac{dV(t)}{dt} = E(t) - Q(t) \tag{2.2}$$

Reemplazando 2.1 en 2.2 y solucionando la ecuación diferencial lineal de primer orden (suponiendo $E(t) = E$, E constante), se obtiene la solución expresada en la ecuación 2.3.

$$V(t) = \frac{E}{\alpha}(1 - e^{-\alpha t}) + V_0 e^{-\alpha t} \tag{2.3}$$

donde V_0 es el volumen inicial en el acuífero.

La ecuación 2.3 puede presentarse en términos del caudal como:

$$Q(t) = E(1 - e^{-\alpha t}) + Q_0 e^{-\alpha t} \tag{2.4}$$

donde Q_0 es el caudal inicial que aporta el acuífero al río sin que hayan iniciado las perturbaciones externas.

Si la perturbación externa es igual a un caudal bombeado en el acuífero q ($E = q$, q con signo negativo pues sale del volumen de control definido en el sistema río-acuífero), el caudal que se detrae del río a causa del bombeo puede ser expresado como:

$$Q_r(t) = q(1 - e^{-\alpha t}) \tag{2.5}$$

El parámetro α puede ser obtenido de la pendiente de la curva de recesión de caudales en un periodo no influenciado por los bombeos (Sahuquillo en Andreu, 1993). Sahuquillo (en Andreu, 1993) menciona además como la aplicación de este modelo en sistemas con una conexión parcial en el sistema río-acuífero presenta una aproximación aceptable.

Este modelo presenta resultados poco exactos en los casos en que los bombeos se realizan en las proximidades del río, en este caso se requiere de un mayor numero de embalses para representar de manera adecuada la interacción río-acuífero como lo demuestra Pulido et al. (2005) en el modelo de los múltiples embalses embebidos.

2.3. El modelo Glover-Jenkins

El modelo permite calcular la disminución de caudal en un río causado por un bombeo en el acuífero. El modelo se desarrolló considerando las hipótesis de homogeneidad e isotropía en el acuífero, con transmisividad T y coeficiente de almacenamiento S, además se considera que el acuífero está limitado por un río recto completamente penetrante y perfectamente conectado con el acuífero.

El modelo implícitamente supone que el acuífero no varía sus propiedades hidráulicas con los cambios de nivel, esto implica que el modelo es lineal, por lo tanto es aplicable el principio de superposición.

La disminución del caudal del río Q_r debida al bombeo Q fue derivada por Glover y Balmer (1954 en Andreu, 1993), y es:

$$Q_r(t) = Q \cdot erfc\left(\sqrt{\frac{d^2 S}{4Tt}}\right) \tag{2.6}$$

donde $erfc$ es la función error complemento que se encuentra tabulada, d es la distancia del pozo al río, t es el tiempo que dura el bombeo.

Si se define la función de influencia $s.d.f.$ sobre el caudal de un río así:

$$s.d.f. = \frac{d^2 S}{T} \tag{2.7}$$

La ecuación 2.6 se convierte en:

$$Q_r(t) = Q \cdot erfc\left(\sqrt{\frac{s.d.f.}{4t}}\right) \tag{2.8}$$

El procedimiento de utilización del modelo es el siguiente (Sahuquillo en Andreu, 1993):

- Se determina el parámetro $s.d.f.$ con la ecuación 2.7 para un pozo determinado.
- Se calcula la disminución en el caudal del río por el bombeo Q, con la ecuación 2.8.
- Se aplica la ley de superposición si hay cambio de caudal de Q_1 a Q_2 en el tiempo t, así:

$$Q_r(t) = Q_1 \cdot erfc\left(\sqrt{\frac{s.d.f.}{4t}}\right) + (Q_2 - Q_1) \cdot erfc\left(\sqrt{\frac{s.d.f.}{4(t - t_1)}}\right) \tag{2.9}$$

Se superponen los efectos de cada pozo existente en el acuífero.

2.4. El modelo de los múltiples embalses embebidos

También llamado modelos pluricelulares englobados (Sahuquillo en Andreu, 1993). El modelo surge a partir de la solución de la ecuación general del movimiento del agua en el suelo (ecuación 2.10), bajo la hipótesis de linealidad en el comportamiento del acuífero, resolviéndola como un problema de Sturm-Liouville con condiciones de frontera nulas (Pulido et al., 2005 y Sloan, 2000).

$$\frac{\partial}{\partial x}(T_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(T_y \frac{\partial h}{\partial y}) + Q(x, y) = S(x, y)\frac{\partial h}{\partial t} \tag{2.10}$$

donde $h = h(x, y, z)$ es la cabeza hidráulica en el acuífero, $S(x, y)$ es el coeficiente de almacenamiento, $T_x(x, y)$ y $T_y(x, y)$ son los componentes principales del tensor de transmisividad y $Q(x, y)$ es una función que considera las perturbaciones externas.

La función $Q(x, y)$ puede tener la siguiente forma:

$$Q(x, y) = Q_D(x, y) + \sum_{i=1}^{\infty} Q_i \delta(x - x_i, y - y_i) \tag{2.11}$$

donde $Q_D(x, y)$ es una perturbación externa distribuida en el acuífero (como la recarga o un bombeo por unidad de área), Q_i es el caudal bombeado en el pozo i en el punto (x_i, y_i) y $\delta(x, y)$ es la función Delta de Dirac o función de influencia del pozo (Sahuquillo en Andreu, 1993).

La ecuación 2.10 se resuelve como la suma de un problema permanente y otro transitorio (Kreyszig, 1988). El problema permanente puede resolverse con condiciones de frontera reales y las perturbaciones externas.

La solución del estado transitorio se puede representar como un problema de valores propios de Sturm-Liouville con condiciones de frontera nulas (cabeza hidráulica cero y sin flujo lateral), condiciones iniciales reales y considerando las perturbaciones externas.

Se obtiene entonces una solución en términos del caudal como se muestra:

$$Q_r(t) = \sum_{i=0}^{\infty} Q_{r,i,0} e^{-\alpha_i t} + Q \sum_{i=0}^{\infty} b_i (1 - e^{-\alpha_i t}) \tag{2.12}$$

donde:

$$Q_{r,i,0} = \alpha_i F_i l_{i,0} \tag{2.13}$$

$$b_i = \frac{\int\limits_{\Omega = Acuifero} Q(x, y) A_i(x, y) d\Omega}{Q} F_i \tag{2.14}$$

$$F_i = \int\limits_{\Omega} S(x, y) A_i(x, y) d\Omega \tag{2.15}$$

$$\sum_{i=0}^{\infty} b_i = 1 \tag{2.16}$$

donde α_i son los valores propios del problema de Sturm-Liouville, A_i son las funciones propias del problema de Sturm-Liouville y Q_r es el caudal que drena el acuífero al río.

O en términos de las cabezas piezométricas en el acuífero:

$$h(x, y, t) = \sum_{i=0}^{\infty} l_i A_i(x, y) \tag{2.17}$$

$$l_i(t) = \frac{1 - e^{-\alpha_i t}}{\alpha_i} \int\limits_{\Omega} Q(x, y) A_i(x, y) d\Omega + l_{i,0} e^{-\alpha_i t} \tag{2.18}$$

$$l_{i,0} = \int_{\Omega} Q(x,y) A_i(x,y) d\Omega \tag{2.19}$$

Las ecuaciones 2.18 y 2.19 son las funciones de influencia de las perturbaciones externas (Pulido et al., 2005).

La ecuación 2.12 puede entenderse como la suma de un infinito número de embalses lineales independientes (Pulido et al., 2005), donde el primer término del lado derecho de la ecuación corresponde al decaimiento que sufre el caudal que inicialmente es intercambiado en el sistema río-acuífero, y el segundo es el efecto de las perturbaciones externas. Los factores b_i distribuyen proporcionalmente entre estos embalses el efecto de la perturbación externa.

En la práctica, solo unos cuantos embalses deben ser considerados para obtener una solución aproximada o aceptable (Sloan, 2000). El número de embalses que deben considerarse depende entre otros, de la localización relativa entre el punto de perturbación externa y el río (mientras mas cerca del río la perturbación, mayor número de embalses), de la geometría del acuífero, y del tipo de conectividad existente entre el río y el acuífero.

Para la utilización de este modelo en acuíferos con geometrías complejas o altamente intervenidos puede utilizarse el siguiente procedimiento:

- Seleccionar un número finito de embalses a considerar.
- Hallar los parámetros α_i y β_i para los embalses considerados, mediante un procedimiento de calibración con datos reales.
- Realizar un análisis de sensibilidad de los resultados ante la presencia de nuevas perturbaciones en el acuífero.
- Realizar un análisis de sensibilidad al número de embalses considerados, tratando de eliminar redundancias en el modelo.

2.5. Métodos de representación de ríos parcialmente penetrantes

Cunnigham y Sinclair, y Miles y Rushton (en Tebbutt, 1985), representan la interacción río acuífero con la expresión:

$$Q = C(H_s - H) \tag{2.20}$$

donde Q es el flujo entre el acuífero y el río, H_s es el nivel estacionario del río, H es la cabeza del acuífero en la vecindad del acuífero y C es una constante que mide la resistencia al flujo entre el río y el acuífero.

Miles (en Tebbutt, 1985), presentó la siguiente relación para C en acuíferos homogéneos e isotrópicos:

$$C = \frac{kBPL}{D} \tag{2.21}$$

donde k es la permeabilidad del acuífero, B es una constante adimensional con un valor típico de 5, D es el espesor saturado del acuífero cerca del río y P es el perímetro hidráulico de la corriente más dos veces la diferencia en altura entre el nivel del río y el nivel piezométrico del acuífero cerca del río.

Rushton y Tomlinson (en Tebbutt, 1985) presentan un método alternativo al dado en la ecuación 2.20 para acuíferos en los que la permeabilidad horizontal varía significativamente con la profundidad. La expresión propuesta es:

$$Q = G(1 - e^{F(H_s - H)}) \tag{2.22}$$

donde Q es el flujo entre el acuífero y el río, H_s es el nivel estacionario del río, H es la cabeza del acuífero en la vecindad del acuífero, G y F son constantes adimensionales.

Capítulo 3

Módulo de Producción de Escorrentía Superficial

3.1. Introducción

El modelo de producción de escorrentía superficial implementado está basado en el modelo hidrológico conceptual distribuido propuesto por Vélez (2001). El modelo propuesto por Vélez (2001) está orientado a la simulación de crecidas, razón por la cual se realizan algunas consideraciones respecto a la interacción río-acuífero y las direcciones de flujo en el acuífero que deben ser revisadas para los fines de este trabajo.

En el trabajo desarrollado por Vélez (2001) se puede encontrar una revisión del estado del arte sobre los modelos precipitación-escorrentía (entre los que se encuentra enmarcado el modelo que se está implementando), y algunas discusiones sobre las ventajas que se tienen al realizar un modelo distribuido respecto a un modelo agregado, en cuanto a la consideración de la variación espacial de la evaporación, la precipitación, los usos y tipos de suelo, la topología de la red de drenaje y en cuanto a la cuantificación de la recarga de los acuíferos.

En nuestro medio ya han sido desarrollados modelos distribuidos orientados a la realización de balances de agua superficial empleando modelos lluvias escorrentía como los descritos por Vélez (2001), en particular Quintero (2004) desarrolló un modelo distribuido para la simulación de la escorrentía superficial en HidroSIG v.3.1 (UNAL, 2003) que utiliza información topográfica y de red de drenaje del tipo ráster. Igualmente, Jaramillo (2003) utilizó el modelo propuesto por Vélez (2001) para cuantificar con un modelo agregado el caudal aportado por las aguas subterráneas a las corrientes superficiales en cuatro cuencas localizadas en municipios del oriente del departamento de Antioquia (Colombia).

El modelo desarrollado por Quintero (2004) está orientado a la simulación de caudales diarios, y para ello el autor realiza algunas simplificaciones respecto a las relaciones funcionales para la representación del flujo y a la interconexión horizontal entre los elementos

que conforman conceptualmente el modelo, algunas de las cuales fueron incorporadas al modelo que aquí se presenta.

3.2. Representación de la escorrentía superficial

Conceptualmente, la producción de la escorrentía se puede representar con varios tanques de almacenamiento interconectados entre sí, en esquemas agregados como los modelos Stanford, Sacramento, Tankmodel y GR-3 (Vélez, 2001) ó El Modelo de Tanques (UNAL et al., 2003), o en esquemas distribuidos como los modelos Watflood, DVSM, SLURP y SHIA (Vélez, 2001).

El modelo planteado evalúa algunos de los procesos que determinan la escorrentía superficial como lo son: la precipitación, la evapotranspiración, la infiltración, la recarga de los acuíferos, la escorrentía superficial y subsuperficial, el flujo sobre la red de drenaje y el intercambio de flujo entre el acuífero y el río (flujo base).

Para el desarrollo del modelo se supone que se cuenta con un modelo digital de elevación (MDE) que está comprendido por unidades básicas o celdas rectangulares de dimensiones conocidas que representan la elevación del terreno; igualmente se tiene un mapa de direcciones de drenaje superficial que es producto del proceso de corrección del MDE basado en el modelo direccional D8 (Ramírez, 2002). La representación de la producción de escorrentía se hace mediante esquemas conceptuales simples adaptados a la escala de la celda y al intervalo de tiempo de modelación considerado que en este caso es diario.

En un esquema bastante general, cada celda consta de cinco elementos de almacenamiento (o tanques) conectados entre sí y conectados con los de otras celdas para representar la escorrentía. Estos elementos están dispuestos jerárquicamente en cinco niveles de arriba hacia abajo (figura 3.1) y cada uno de los cuales tiene un significado en la representación del proceso de escorrentía, así (Vélez, 2001):

- Tanque T1 ó de almacenamiento capilar: representa el agua capilar que se almacena en la capa superior del suelo y su cobertura (hasta la zona de influencia de las raíces). De este elemento sólo es posible la salida del agua mediante la evapotranspiración. La capacidad máxima de este tanque (conocido como almacenamiento estático o capilar) debe ser como mínimo la lámina máxima de interceptación más el agua útil en el suelo capilar y una fracción del almacenamiento gravitacional.

- Tanque T2 ó de almacenamiento del flujo superficial: representa el agua que se aloja en la superficie de la ladera mientras fluye sobre ella (a través de los surcos de la microtopografía) hasta su ingreso a un cauce de la red de drenaje. De este elemento sale la componente de la escorrentía directa sobre la ladera.

- Tanque T3 ó de almacenamiento del flujo subsuperficial: representa el agua gravitacional que se almacena en la zona saturada de la capa superior del suelo mientras

fluye como flujo subsuperficial hacia la red de drenaje.

- Tanque T4 ó de almacenamiento del agua subterránea: representa el agua gravitacional almacenada en la parte inferior del suelo, que produce el flujo base. Este tanque puede ser considerado como el acuífero (UNAL et al., 2003) en el sentido que es quien aporta al flujo base en los cauces, pero en un sentido estricto, el tanque representa solo la fracción de acuífero que se encuentra por encima del nivel del fondo del río, así que para considerar el espesor total del acuífero debe ingresarse la profundidad de este por debajo del nivel del río, que en modelo se asume constante.
- Tanque T5 ó de traslación de escorrentía: representa el agua mientras fluye por un canal equivalente o representativo de los elementos de la red de drenaje en la celda.

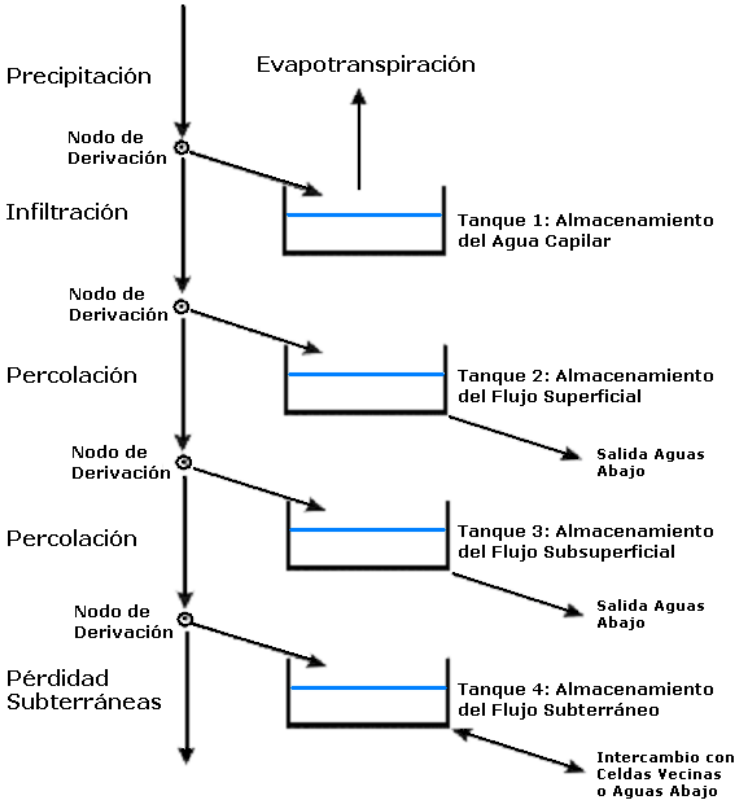


Figura 3.1. Esquema de conexión vertical de los elementos.

La salida del tanque superior (T1) es por evapotranspiración. Los tanques T2 y T3 pasan su componente de la escorrentía a la celda vecina aguas abajo o al elemento que representa un canal de la red de drenaje (T5). El tanque T4 pasa su componente de escorrentía a la celda que se encuentra aguas abajo en las zonas de alta pendiente en la cuenca, o intercambia el flujo con las 8 celdas vecinas en las zonas de baja pendiente a partir de los gradientes piezométricos existentes entre las celdas, o al elemento de red de drenaje (T5) tal como se describe en la sección 3.3. En los elementos de la red de drenaje se concentra el flujo de escorrentía con el procedente de los canales aguas arriba.

3.3. Interconexión horizontal entre celdas

El modelo se apoya en los mapas de redes de drenaje existentes en HidroSIG v.3.1. HidroSIG v.3.1 posee dos métodos de estimación automática de redes de drenaje y sus direcciones de flujo. El primero utiliza el criterio de área acumulada, en el que a partir de un umbral que se define considerando el tamaño de las subcuencas, se considera que la celda pertenece o no a la red de drenaje (Ramírez, 2002). El segundo utiliza mapas de redes de drenaje que se encuentra en la cartografía digital en formato ráster, cuyo tamaño depende de la escala de la cartografía empleada. Estos mapas de red de drenaje pueden o no contener los cauces perennes de acuerdo a la resolución espacial con que se trabaje, a la escala de la cartografía y el área acumulada mínima que se establezca como umbral. Por está razón en el modelo "UCASS"se involucran dos tipos de red de drenaje, así:

- La primera es la red de drenaje de los cauces "incisados", en la cual no todos los cauces son perennes (dependiendo de la escala topográfica y del método de estimación de la misma), y es igual a la red de drenaje producto del procesamiento del MDE (Ramírez, 2002). Esta red de drenaje posee un área de cuenca tributaria tal que, en los cauces de orden uno (a la escala del mapa) puede suponerse que la escorrentía superficial que allí se da es producto de la escorrentía superficial que se da en la ladera (Tanque T2), y a la contribución del flujo en el suelo de respuesta intermedia o flujo subsuperficial (tanque T3).

- La segunda es una red de drenaje de cauces perennes, en la cual las diferentes componentes del modelo hidrológico planteado aportan a la escorrentía superficial, y en épocas de verano solo hay aportes del acuífero. Este mapa se obtiene de análisis geomorfológicos e hidrogeológicos y depende además de la escala de la cartografía empleada. El modelo "UCASS" considera que la red de drenaje producto del procesamiento del MDE es igual a la red de drenaje de cauces perennes si esta última no es ingresada.

Usando los mapas de redes de drenaje y los mapas de direcciones de drenaje existentes en HidroSIG v.3.1 se puede determinar si una celda drena directamente hacia una celda perteneciente a la red de drenaje o a una celda localizada en la ladera.

Teniendo en cuenta el tipo de cobertura y el estado de humedad de la misma, el agua de la precipitación puede pasar a incrementar la humedad del suelo o puede ser excedente para hacer parte de la escorrentía directa, fluir a través del suelo en forma de flujo subsuperficial o percolar a los almacenamientos subterráneos de donde una fracción de ella puede hacer parte del flujo base (Vélez, 2001). El concepto de los caminos o trayectorias preferenciales implica que en una celda, una partícula hace su trayectoria horizontal por un solo nivel y que la mayor parte de la trayectoria vertical la hace cerca del sitio donde ocurrió la precipitación. Se asume así que en una celda el agua que ingresa a un nivel sale de la celda (hacia otra celda o hacia un elemento de la red de drenaje) por el mismo nivel, es decir, que dentro de la celda no se dan cambios de nivel.

Las cantidades de agua que se derivan por los nodos, que se almacenan en cada uno de los tanques y que salen de ellos, se estiman mediante la ecuación de continuidad, ecuaciones físicas conceptuales y empíricas que involucran parámetros que dependen de las características de la cuenca. Las cantidades de agua que se derivan dependen del almacenamiento en cada tanque, la cantidad de agua disponible y la capacidad de los conductos para distribuir el agua.

La figura 3.2 muestra el esquema de conexión horizontal entre celdas para los elementos de la ladera y red de drenaje. En cada intervalo de tiempo, en cada celda se distribuye la precipitación a los distintos almacenamientos donde, en función del volumen almacenado en cada uno de ellos, se determina su contribución a la escorrentía. Dependiendo del nivel, la escorrentía pasa a las celdas aguas abajo, a las celdas vecinas o a los cauces de la red de drenaje superficial donde se integran las distintas componentes de la escorrentía con la procedente de las celdas aguas arriba. El modelo actualiza la cantidad de agua almacenada en la cobertura al considerar la evapotranspiración en la misma, la cual es función de la cantidad almacenada y de la tasa de evapotranspiración potencial. Finalmente, se realiza el balance para actualizar el volumen almacenado en cada uno de los tanques. El mismo proceso se repite en las celdas de aguas abajo, hasta cubrir toda la cuenca. Luego se repite toda la operación para un nuevo intervalo de tiempo.

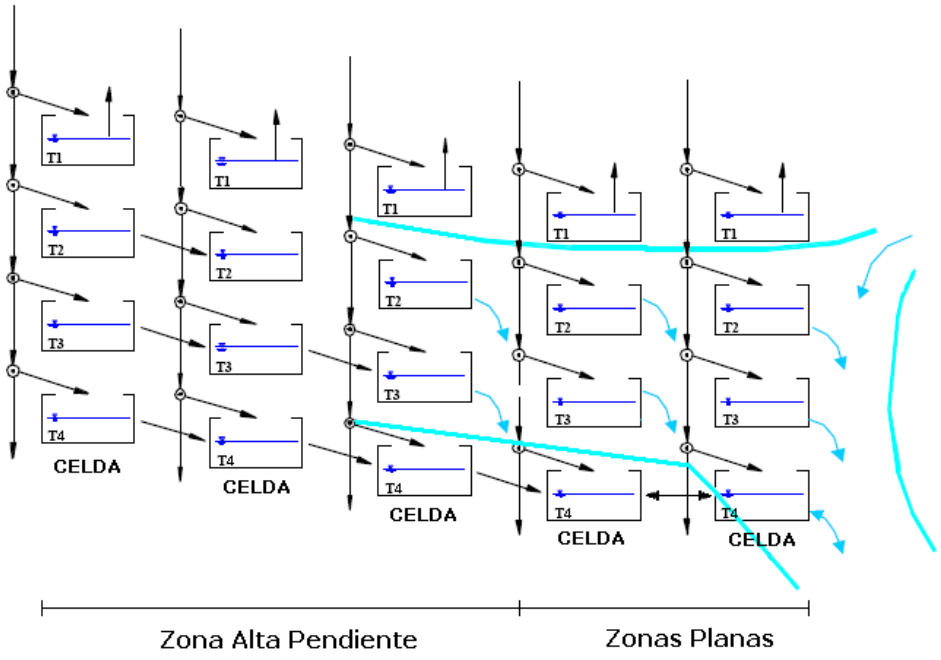


Figura 3.2. Esquema de conexión entre celdas.

El flujo entre los tanques es función del agua almacenada en ellos, por lo que las variables de estado son los volúmenes almacenados en cada uno de los tanques.

En el esquema propuesto por Vélez (2001), las celdas de "aguas abajo" corresponden a las celdas que reciben el drenaje según el mapa de direcciones de drenaje superficiales. En el caso del modelo "UCASS" este esquema de traslación del flujo será acogido para los diferentes niveles de producción de escorrentía, excepto en el nivel del tanque T4 o de almacenamiento del agua subterránea, donde se introduce un sistema de direccionamiento de flujo basado en alturas piezométricas (almacenamientos de los tanques) y poder así considerar el cambio en las direcciones de flujo en presencia de pozos de bombeo. Este cambio en el modelo de direccionamiento en el acuífero será solamente válido en aquellas zonas en las que la pendiente de la superficie de agua del acuífero sea relativamente baja (*zonas planas* en la figura 3.2), donde sea aplicable la suposición de Dupuit para acuíferos libres (Vélez, 2004), para lo cual el usuario deberá ingresar un mapa que delimite la región del "acuífero", que se estima a partir de datos de campo, análisis geomorfológicos, ensayos geoeléctricos, etc. En las partes de la cuenca por fuera de la zona delimitada por el mapa del "acuífero", se supone que el flujo en el subsuelo esta determinado por la pendiente del terreno (*zonas de alta pendiente* en la figura 3.2).

En la figura 3.2 las líneas azul claro continuas representan los umbrales de área que indican que hay aporte directo de los tanques a la escorrentía sobre la red de drenaje o tanque T5, igualmente las flechas azul claro representan la dirección en la cual se realizan estos aportes, y se observa la relación bidireccional del flujo en las zonas planas con la red de drenaje superficial.

La figura 3.3 presenta un ejemplo de las direcciones de flujo superficiales en una cuenca, a partir de los resultados del procesamiento de un MDE en HidroSIG v3.1. En ella se presenta la divisoria de la cuenca (línea amarilla), la red de drenaje superficial (líneas azules) y las direcciones de drenaje superficial (flechas).

3.4. Relaciones funcionales para la representación del flujo

Se presenta a continuación una breve descripción de las relaciones funcionales empleadas en el modelo "*UCASS*" para representar el flujo entre los elementos (flujo entre tanques en el sentido vertical y flujo entre celdas en el horizontal). Estas relaciones pueden consultarse en mayor detalle en Vélez (2001), UNAL et al.(2003) y Quintero (2004).

Para efectos de simplificación en la modelación hidrológica, las capacidades máximas de almacenamiento S_m en los tanques T2, T3 y T4 se supusieron infinitas, esto hace que el modelo no permita simular crecidas adecuadamente, pues se obviaría el flujo superficial debido a la saturación del suelo que se presentan en el tiempo de duración de la tormenta, pero está aproximación es adecuada a la escala de modelación diaria (UNAL et al., 2003).

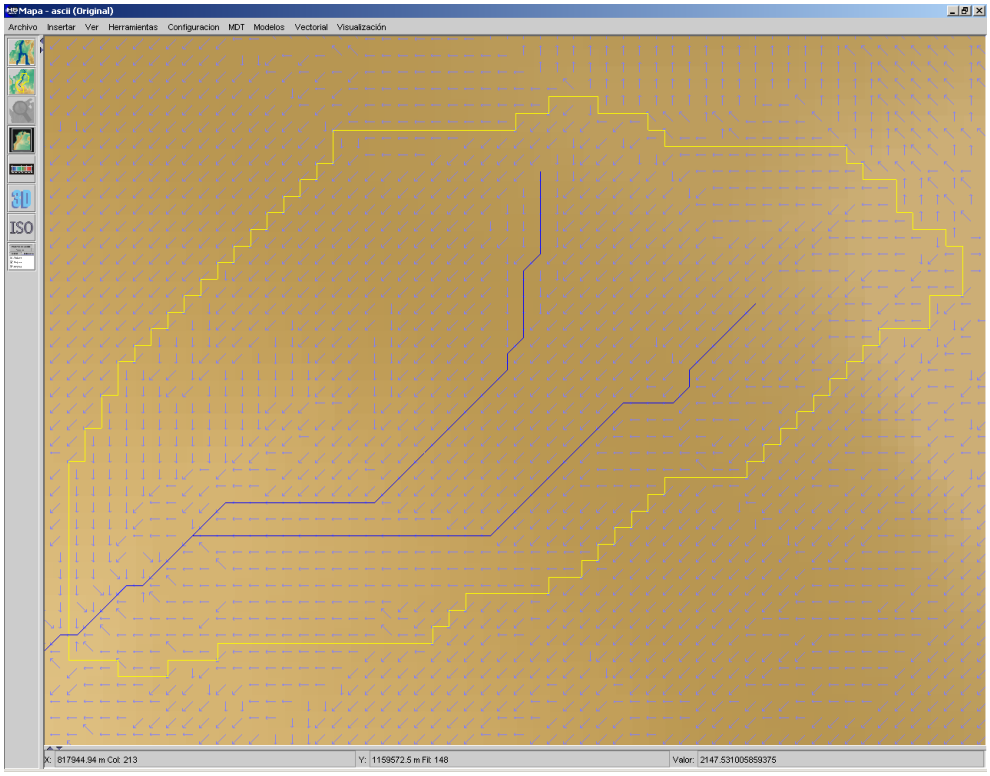


Figura 3.3. Esquema de direcciones de flujo superficiales.

3.4.1. Tanque de almacenamiento capilar

Este tanque representa la intercepción, la detención del agua en los charcos y el agua que se retiene en el suelo por las fuerzas capilares. De este tanque solo sale agua producto de la evapotranspiración y no contribuye a la escorrentía superficial.

Se supone que este tanque tiene una capacidad máxima igual a la suma de la capacidad de almacenamiento de "agua útil" en el suelo y la capacidad de la cobertura de la superficie para almacenar agua. El "agua útil" está relacionada con la cantidad de agua que hay que agregar a una columna de suelo seco, hasta alcanzar el mayor almacenamiento capilar posible sin que el agua fluya por la acción de la gravedad.

Se presume entonces que se tienen mapas de capacidad máxima de almacenamiento estático en el suelo en cada una de las celdas. Igualmente se debe tener información de la lluvia en cada una de las celdas, a partir de información continua de precipitación en estaciones climatológicas localizadas en la zona de estudio, con periodos de registro comunes e iguales al tiempo de simulación de caudales y resolución temporal diaria.

La figura 3.4 muestra la configuración del tanque T1 y las variables que representan las posibles entradas y salidas a este.

$R_{1,t}$ es la cantidad de lluvia en el intervalo Δt para el tiempo t, $D_{1,t}$ es el volumen de agua que se deriva hacia el almacenamiento capilar de la celda durante el intervalo Δt en

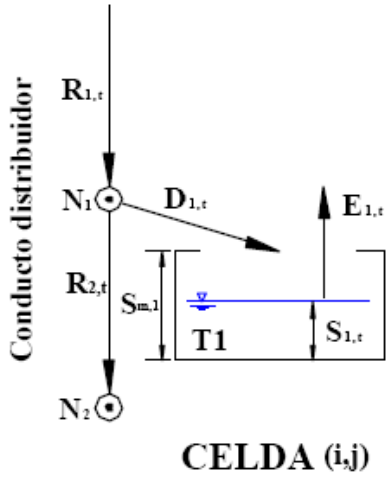


Figura 3.4. Tanque de almacenamiento capilar (T1).

el tiempo t, $S_{1,t}$ es el volumen de agua en el almacenamiento capilar de la celda al final del intervalo en el tiempo t, $S_{1,t-\Delta t}$ es el volumen de agua en el almacenamiento capilar de la celda al final del tiempo $t - \Delta t$ que es el inicio del intervalo en el tiempo t, $S_{m,1}$ es la capacidad máxima de almacenamiento del tanque T1, $E_{1,t}$ es la cantidad de agua evaporada en el intervalo Δt para el tiempo t, $R_{2,t}$ es la cantidad de agua excedente del almacenamiento capilar, N_1 y N_2 son nodos de distribución.

La cantidad de agua que se deriva del primer nodo del conducto distribuidor N_1 para ingresar al almacenamiento estático (tanque T1) depende del contenido de humedad del suelo (representado por la cantidad de agua almacenada en el tanque), de las características del suelo (representado parcialmente por la capacidad máxima de almacenamiento del tanque y por un parámetro que se relaciona con la facilidad con que el agua puede ingresar al almacenamiento capilar) y de la cantidad de lluvia (agua disponible en el conducto distribuidor).

La lluvia, como variable de entrada al modelo distribuido, es el resultado de la interpolación espacial de los datos diarios de precipitación reportados en las estaciones climáticas cercanas. En cada pixel del dominio del modelo se debe especificar un valor para la lluvia diaria. Para esto existen numerosas técnicas y métodos que pueden ser utilizados, aunque en este trabajo se implementaron dos técnicas que son descritas en la sección 3.5.

El agua que se deriva a este tanque por el conducto $D_{1,t}$, corresponde de una forma muy elemental al mínimo entre el agua existente en el conducto distribuidor $R_{1,t}$, el que se requiere para llenar el tanque de almacenamiento capilar $(S_{m,1} - S_{1,t})$, y el máximo volumen $(S_{m,1})$ que puede ingresar al suelo durante un intervalo de tiempo.

En realidad puede haber escorrentía directa sin que se haya llenado el almacenamiento capilar del suelo. Así que se utiliza un coeficiente φ para lograr que la cantidad de agua que se deje pasar sea una fracción de la lluvia tal que, cuando el almacenamiento capilar

esté muy lleno deje pasar mucho, y cuando está muy vacío deje pasar poco. Así que $D_{1,t}$ puede calcularse como:

$$D_{1,t} = Min\{\varphi R_{1,t}, S_{m,1} - S_{1,t}\} \tag{3.1}$$

donde:

$$\varphi = 1 - \left(\frac{S_{1,t}}{S_{m,1}}\right)^a \tag{3.2}$$

Este esquema ha sido utilizado por varios modelos conceptuales. Es el caso del modelo HBV (Bergström, 1995, en Vélez, 2001) en el que a puede tomar valores entre 1 y 3. Otro caso es el de los modelos GR-3J y GR-3H (Arnaud y Lavabre, 1996, en Vélez, 2001) en los que a es igual a 2.

La evapotranspiración real $E_{1,t}$ depende de la cantidad de agua disponible en el tanque $S_{1,t}$, así cuando hay déficit de agua en el suelo la evapotranspiración es menor que la evapotranspiración potencial ETP. Varios autores han utilizado una expresión en la que se obtiene un estimado de la evaporación real a partir de la evapotranspiración potencial ETP y de la relación entre la humedad del suelo y la capacidad de campo. En el modelo, la relación entre la humedad del suelo y la capacidad de campo equivale a la relación entre el agua que se encuentra en el almacenamiento estático y la capacidad máxima para ese almacenamiento, utilizando un parámetro adimensional b así:

$$E_{1,t} = ETP\left(\frac{S_{1,t}}{S_{m,1}}\right)^b \tag{3.3}$$

En los modelos GR-2 y GR-3 del CEMAGREF (Michel, 1989, en Vélez, 2001) se utiliza una expresión muy similar a la anterior y el parámetro $b = 0,5$. Igualmente el modelo HBV (Bergström, 1995, en Vélez, 2001) utiliza una expresión equivalente cuando el $b = 1$. Singh y Dickinson (1975, en Vélez, 2001) obtienen buenos resultados con $b = 0{,}7$.

La evapotranspiración real $E_{1,t}$ no puede ser mayor que el agua disponible para evaporación en este almacenamiento estático, así:

$$E_{1,t} = Min\left\{ETP\left(\frac{S_{1,t}}{S_{m,1}}\right)^b, S_{1,t}\right\} \tag{3.4}$$

Se supone que se tiene información suficiente para estimar la evapotranspiración potencial ETP. Barco y Cuartas (1998), UNAL-UPME (2000) y UNAL-CTA (2001) recomiendan algunas metodologías para el cálculo de la evapotranspiración potencial ETP en Colombia.

La cantidad de agua que no es retenida en el almacenamiento estático, sigue su camino por la zona de la capa superior del suelo hacia la capa inferior, y se calcula así:

$$R_{2,t} = R_{1,t} - D_{1,t} \tag{3.5}$$

3.4.2. Tanque de almacenamiento del flujo superficial

Este tanque representa el almacenamiento del agua mientras fluye por la ladera. Se considera que el flujo en la ladera ocurre en una delgada capa que se va concentrando en una pequeña red de surcos y pequeñas depresiones o canales hasta que pasa a los elementos de la red de drenaje.

La figura 3.5 muestra la configuración del tanque T2 y las variables que representan las posibles entradas y salidas a este.

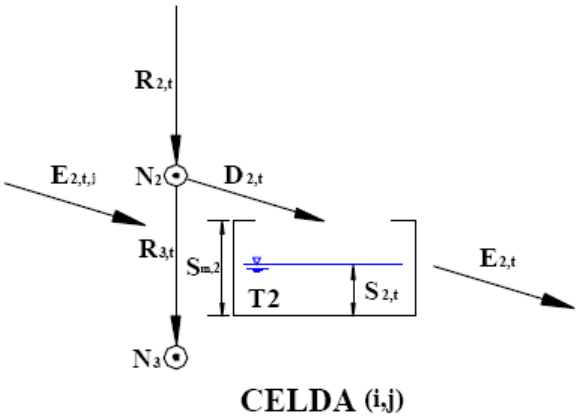


Figura 3.5. Tanque de almacenamiento del flujo superficial (T2).

$R_{2,t}$ es la cantidad de agua que excede el almacenamiento capilar en el intervalo Δt para el tiempo t, $D_{2,t}$ es el volumen de agua que se deriva hacia el almacenamiento del flujo en la ladera durante el intervalo Δt para el tiempo t, $S_{2,t}$ es el volumen de agua en el almacenamiento del flujo en la ladera al final del intervalo en el tiempo t, $S_{2,t-\Delta t}$ es el volumen de agua en el almacenamiento del flujo en la ladera al final del intervalo $t-\Delta t$ que es el inicio del intervalo en el tiempo t, $S_{m,2}$ es la capacidad máxima de almacenamiento del tanque T2 (infinita), $E_{2,t}$ es la cantidad de agua que sale por escorrentía superficial de la ladera en el intervalo de tiempo, $E_{2,t,j}$ es la cantidad de agua que llega por escorrentía superficial de la ladera de las celdas aguas arriba en el intervalo de tiempo, $R_{3,t}$ es la cantidad de agua que puede percolar o seguir hacia la zona inferior del suelo en el intervalo de tiempo, N_2 y N_3 son nodos de distribución.

La cantidad que se deriva para escorrentía superficial depende de la capacidad del suelo para dejar pasar el agua gravitacional, la cual se puede asociar a la conductividad

hidráulica en la capa superior del suelo (en condiciones de saturación, dado que ya se ha derivado previamente cierta cantidad de agua para el almacenamiento estático en el suelo), que se supone es conocida en todo el dominio, y se denota por K_s.

Así la cantidad de agua que puede percolar o seguir hacia la zona inferior del suelo $R_{3,t}$, es el mínimo entre el agua que se deja pasar el suelo y el excedente del almacenamiento capilar $R_{2,t}$, y se calcula según la siguiente expresión:

$$R_{3,t} = Min\{R_{2,t}, K_s \Delta t A\} \tag{3.6}$$

donde A es el área de la celda y Δt es el intervalo de tiempo que en este caso corresponde a 1 día.

De esta forma la cantidad de agua que se deriva hacia el almacenamiento del flujo superficial en la ladera se calcula como:

$$D_{2,t} = R_{2,t} - R_{3,t} \tag{3.7}$$

La suma de lo que sigue a la zona inferior del suelo $R_{3,t}$ con lo que se derivó para el almacenamiento estático $D_{1,t}$ corresponde a la infiltración y las pérdidas, que es equivalente a lo se podría obtener de ecuaciones conceptuales y empíricas para la estimación de la infiltración.

Para efectos de modelación, se asume que la capacidad máxima del tanque T2 es infinita, por lo tanto no hay restricciones en el almacenamiento del flujo superficial sobre la ladera.

Para el flujo superficial en cada celda se supone que la ladera se puede representar por un canal equivalente. Este canal es tal que si se pone toda la escorrentía superficial a pasar a través de él, al final del período tenemos la misma cantidad almacenada que se tiene en la realidad sobre la ladera, entre los pequeños surcos de la microtopografía. Se supone que las características de este canal equivalente se pueden determinar en función de las características de la celda (morfológicas y de cobertura) y que en este canal se puede aplicar la ecuación de continuidad.

La ecuación de continuidad en el canal que representa el almacenamiento superficial, se calcula como el estado inicial del almacenamiento $S_{2,t-\Delta t}$ más las entradas $D_{2,t}$ y $E_{2,t,j}$ (volumen que llega de la celda j que se encuentra aguas arriba), que debe ser igual al estado final del del almacenamiento $S_{2,t}$ en el intervalo de tiempo mas las salidas hacia otras celdas en la ladera o hacia la red de drenaje $E_{2,t}$.

$$S_{2,t-\Delta t} + D_{2,t} + \sum_j E_{2,t,j} = S_{2,t} + E_{2,t} \tag{3.8}$$

Las variables $S_{2,t-\Delta t}$, $\sum_j E_{2,t,j}$ y $D_{2,t}$ son conocidas. El volumen de agua $E_{2,t}$ que sale durante el intervalo de tiempo, puede estimarse como el área de la sección del canal A_2

por la velocidad del flujo en el canal v_2 y el intervalo de tiempo Δt.

$$E_{2,t} = A_2 v_2 \Delta t \tag{3.9}$$

El área de la sección del canal se expresa en términos del volumen de agua almacenado en el canal equivalente $S_{2,t}$ dividido por la longitud media de la trayectoria de la escorrentía superficial Δx que es el tamaño de la celda.

$$A_2 = \frac{S_{2,t}}{\Delta x} \tag{3.10}$$

Reemplazando las ecuaciones 3.9 y 3.10 en la ecuación 3.8, y despejando el almacenamiento en la celda al final del intervalo $S_{2,t}$, se obtiene:

$$S_{2,t} = \frac{S_{2,t-\Delta t} + D_{2,t} + \sum_j E_{2,t,j}}{1 + \dfrac{v_2 \Delta t}{\Delta x}} \tag{3.11}$$

La velocidad del flujo v_2 se considera estacionaria para cada celda, y se determina como un parámetro del modelo. El modelo "*UCASS*" permite ingresar la velocidad v_2 como un parámetro constante para todas la cuenca o variable en cada pixel.

Como en el modelo propuesto las direcciones de flujo del tanque T2 siguen las direcciones superficiales estimadas por HidroSIG v3.1, se calculan entonces las transferencias entre celdas, empezando por aquellas de menor área acumulada y terminando en la salida de la cuenca. Si la celda destino pertenece a la red de drenaje de cauces "incisados" el flujo $E_{2,t}$ pasa a ser flujo sobre el cauce (tanque T5), de lo contrario pasará al almacenamiento del tanque T2 de la celda aguas abajo.

3.4.3. Tanque de almacenamiento del flujo subsuperficial

El modelo considera que el almacenamiento gravitacional en el suelo se puede dividir en dos partes: una capa superior donde por lo general se tiene una mayor permeabilidad y una capa inferior donde se tienen permeabilidades más bajas (trayectorias más largas, menores gradientes) y la respuesta es más lenta.

El almacenamiento en el tanque T3 representa el agua en la capa superior del suelo que fluye hacia la red de drenaje.

La figura 3.6 muestra la configuración del tanque T3 y las variables que representan las posibles entradas y salidas a este.

$R_{3,t}$ es la cantidad de agua que ingresa al suelo como agua gravitacional en el intervalo Δt para el tiempo t, $D_{3,t}$ es el volumen de agua que se deriva hacia el almacenamiento del flujo en la capa superior del suelo en el intervalo Δt para el tiempo t, $S_{3,t}$ es el volumen de

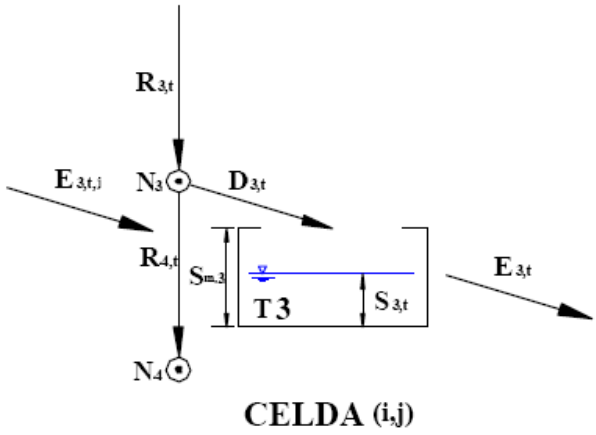


Figura 3.6. Tanque de almacenamiento del flujo subsuperficial (T3).

agua almacenado en la capa superior de suelo al final del intervalo en el tiempo t, $S_{3,t-\Delta t}$ es el volumen de agua almacenado en la capa superior de suelo al final del intervalo $t-\Delta t$ que es el inicio del intervalo en el tiempo t, $S_{m,3}$ es la capacidad máxima de almacenamiento del tanque T3 (infinita), $E_{3,t}$ es la cantidad de agua que sale como flujo subsuperficial en el intervalo de tiempo, $E_{3,t,j}$ es la cantidad de agua que llega como flujo subsuperficial de las celdas aguas arriba en el intervalo de tiempo, $R_{4,t}$ es la cantidad de agua que puede percolar o seguir hacia la zona inferior del suelo o acuífero, N_3 y N_4 son nodos de distribución.

Se supone igualmente que la capa inferior del suelo tiene una capacidad de percolación representativa que se asocia al tipo de subsuelo y su estructura, lo cual está estrechamente relacionado con las características geológicas (litológicas y estructurales) y geomorfológicas de las capas inferiores del suelo. En algunos casos la capacidad de percolación y su variabilidad espacial se pueden inferir por características del relieve, algunos rasgos morfológicos, el desarrollo de la vegetación, el uso y manejo del suelo y la producción de flujo base aguas abajo. Esta capacidad de percolación está representada por la conductividad hidráulica en la capa inferior del suelo en condiciones de saturación K_s.

Así la cantidad de agua que puede percolar o seguir hacia la capa inferior del suelo o acuífero $R_{4,t}$, es el mínimo entre el agua que se deja pasar el acuífero y el excedente del almacenamiento en la capa superior del suelo $R_{3,t}$, y se calcula según la siguiente expresión:

$$R_{4,t} = Min\{R_{3,t}, K_s \Delta t A\} \tag{3.12}$$

donde A es el área de la celda y Δt es el intervalo de tiempo que en este caso corresponde a 1 día.

De esta forma la cantidad de agua que se deriva hacia el almacenamiento del flujo subsuperficial se calcula como:

$$D_{3,t} = R_{3,t} - R_{4,t} \tag{3.13}$$

Para efectos de modelación, se asume que la capacidad máxima del tanque T3 es infinita, por lo tanto no hay restricciones en el almacenamiento del flujo subsuperficial.

La ecuación de continuidad en el tanque T3 que representa el almacenamiento en la capa superior del suelo, se calcula como el estado inicial del almacenamiento $S_{3,t-\Delta t}$ más las entradas $D_{3,t}$ y $E_{3,t,j}$ (volumen que llega de la celda j que se encuentra aguas arriba), que debe ser igual al estado final del almacenamiento $S_{3,t}$ en el intervalo de tiempo más las salidas hacia otras celdas o hacia la red de drenaje $E_{3,t}$.

$$S_{3,t-\Delta t} + D_{3,t} + \sum_j E_{3,t,j} = S_{3,t} + E_{3,t} \tag{3.14}$$

Las variables $S_{3,t-\Delta t}$, $\sum_j E_{3,t,j}$ y $D_{3,t}$ son conocidas. Se supone que el volumen de agua $E_{3,t}$ que sale durante el intervalo de tiempo es constante, debido a que se supone que el almacenamiento $S_{3,t}$ es constante en el intervalo de tiempo. El volumen de agua $E_{3,t}$ puede estimarse como el área de la sección transversal A_3 por la velocidad del flujo a la salida v_3 y el intervalo de tiempo Δt.

$$E_{3,t} = A_3 v_3 \Delta t \tag{3.15}$$

El área de la sección transversal se expresa en términos del volumen de agua almacenado en el tanque T3 $S_{3,t}$ dividido por la longitud media de la celda Δx.

$$A_3 = \frac{S_{3,t}}{\Delta x} \tag{3.16}$$

Reemplazando las ecuaciones 3.15 y 3.16 en la ecuación 3.14, y despejando el almacenamiento en la celda al final del intervalo $S_{3,t}$, se obtiene:

$$S_{3,t} = \frac{S_{3,t-\Delta t} + D_{3,t} + \sum_j E_{3,t,j}}{1 + \dfrac{v_3 \Delta t}{\Delta x}} \tag{3.17}$$

La velocidad del flujo v_3 se considera estacionaria para cada celda, y se determina como un parámetro del modelo. El modelo "*UCASS*" permite ingresar la velocidad v_3 de tres formas:

- Como un parámetro constante para todas la cuenca.
- Variable en cada pixel de la cuenca ingresando un mapa de velocidades.

- Variable en cada pixel considerando que la velocidad del flujo superficial cumple la ley de Darcy.

El modelo que considera que la velocidad de flujo en el suelo saturado cumple la ley de Darcy es de la forma:

$$v_3 = K_p i \tag{3.18}$$

donde K_p es la permeabilidad de la capa superior de suelo, i es el gradiente hidráulico del suelo saturado, que se supone igual a la pendiente natural del terreno. El gradiente hidráulico i se calcula con base en el MDE del terreno corregido (sin zonas planas ni sumideros) y el mapa de direcciones de drenaje, considerando que la pendiente de una celda esta determinada por el desnivel existente entre ella y la celda destino, y por el tamaño del pixel Δx.

Se calculan las transferencias $E_{3,t}$ de cada celda hacia el nivel del flujo subsuperficial de la celda aguas abajo. Si la celda destino pertenece a la red de drenaje de cauces "incisados" el flujo $E_{3,t}$ pasa a ser flujo sobre el cauce (tanque T5).

3.4.4. Tanque de almacenamiento del flujo subterráneo

Este tanque representa el flujo subsuperficial de la capa inferior del suelo, que puede ser considerado como el acuífero.

La figura 3.7 muestra la configuración del tanque T4 y las variables que representan las posibles entradas y salidas a este.

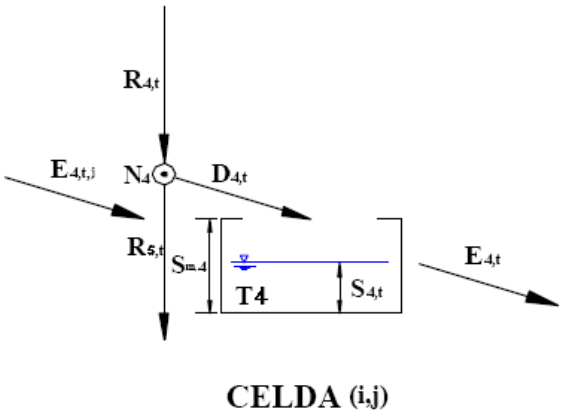


Figura 3.7. Tanque de almacenamiento del flujo subsuperficial (T4).

$R_{4,t}$ es la cantidad de agua que ingresa al suelo como agua gravitacional y supera la capa superior de suelo en el intervalo Δt para el tiempo t y , $D_{4,t}$ es el volumen de agua

que se deriva hacia el almacenamiento del flujo en la capa inferior del suelo en el intervalo Δt para el tiempo t, $S_{4,t}$ es el volumen de agua almacenado en la capa inferior de suelo al final del intervalo en el tiempo t, $S_{4,t-\Delta t}$ es el volumen de agua almacenado en la capa inferior de suelo al final del intervalo $t - \Delta t$ que es el inicio del intervalo en el tiempo t, $S_{m,4}$ es la capacidad máxima de almacenamiento del tanque T4 (infinita), $E_{4,t}$ es la cantidad de agua que sale como flujo subterráneo en el intervalo de tiempo, $E_{4,t,j}$ es la cantidad de agua que llega como flujo subterráneo de las celdas aguas arriba en las zonas de alta pendiente o de las celdas vecinas en las zonas planas en el intervalo de tiempo, $R_{5,t}$ es la cantidad de agua representa la percolación profunda o perdidas subterráneas, y N_4 es un nodo de distribución.

Las pérdidas subterráneas $R_{5,t}$ son un parámetro del modelo, aunque en la mayoría de las cuencas naturales este valor es despreciable (Vélez, 2001), en algunos casos se tienen condiciones geológicas y/o de intervención humana en la cuenca, que hacen que la magnitud de estos volúmenes de flujo sean importantes y por lo tanto se deben tener en cuenta para la modelación.

La cantidad de agua que se deriva para el almacenamiento subterráneo se calcula como:

$$D_{4,t} = R_{4,t} - R_{5,t} \tag{3.19}$$

Para efectos de modelación, se asume que la capacidad máxima del tanque T4 es infinita, por lo tanto no hay restricciones en el almacenamiento del flujo subterráneo.

Para la representación del flujo en el almacenamiento subterráneo se realizan dos consideraciones. En la primera se supone que en las zonas de alta pendiente en la cuenca el flujo en el acuífero está determinado por la pendiente del terreno, y que los gradientes piezométricos del acuífero son altos. En la segunda se supone que en las zonas de baja pendiente en la cuenca (zonas planas), los gradientes piezométricos del acuífero son bajos y son válidas las aproximaciones de Dupuit-Forchheimer, es decir, que el flujo es uniforme y horizontal, y que la velocidad del flujo está dada en términos de la pendiente de la superficie de flujo, para lo cual se requiere que esta pendiente sea pequeña (Vélez, 2004). Para efectos del modelamiento, esta diferenciación de zonas planas y zonas de alta pendiente se realiza a través de una máscara sobre el MDE, la cual puede ser delimitada cuando se realiza el modelo hidrogeológico conceptual utilizando información de campo (ensayos geoeléctricos, levantamientos de pozos, etc.) y análisis geomorfológicos.

Se presentan a continuación las relaciones funcionales entre los elementos que representan la capa inferior del suelo (acuífero) y la red de drenaje, para las zonas de alta pendiente y las zonas planas.

- Acuífero en zonas de alta pendiente

La ecuación de continuidad en el tanque T4 que representa el almacenamiento en la capa inferior del suelo (acuífero en zonas de alta pendiente), se calcula como el estado inicial del almacenamiento $S_{4,t-\Delta t}$ más las entradas $D_{4,t}$ y $E_{4,t,j}$ (volumen que llega de la celda j que se encuentra aguas arriba según el mapa de direcciones de drenaje superficiales), que debe ser igual al estado final del del almacenamiento $S_{4,t}$ en el intervalo de tiempo más las salidas hacia otras celdas o hacia la red de drenaje de cauces permanentes $E_{4,t}$.

$$S_{4,t-\Delta t} + D_{4,t} + \sum_j E_{4,t,j} = S_{4,t} + E_{4,t} \tag{3.20}$$

Las variables $S_{4,t-\Delta t}$, $\sum_j E_{4,t,j}$ y $D_{4,t}$ son conocidas. Se supone que el volumen de agua $E_{4,t}$ que sale durante el intervalo de tiempo es constante, debido a que se considera que el almacenamiento $S_{4,t}$ es constante en el intervalo de tiempo. El volumen de agua $E_{4,t}$ puede estimarse como el área de la sección transversal A_4 por la velocidad del flujo a la salida v_4 y el intervalo de tiempo Δt.

$$E_{4,t} = A_4 v_4 \Delta t \tag{3.21}$$

El área de la sección transversal se expresa en términos del volumen de agua almacenado en el tanque T4 $S_{4,t}$ dividido por la longitud media de la celda Δx.

$$A_4 = \frac{S_{4,t}}{\Delta x} \tag{3.22}$$

Reemplazando las ecuaciones 3.21 y 3.22 en la ecuación 3.20, y despejando el almacenamiento en la celda al final del intervalo $S_{4,t}$, se obtiene:

$$S_{4,t} = \frac{S_{4,t-\Delta t} + D_{4,t} + \sum_j E_{4,t,j}}{1 + \dfrac{v_4 \Delta t}{\Delta x}} \tag{3.23}$$

La velocidad del flujo v_4 se considera estacionaria para cada celda, y se determina como un parámetro el modelo. El modelo "*UCASS*" permite ingresar la velocidad v_4 de tres formas:

- Como un parámetro constante para todas la cuenca.
- Variable en cada pixel de la cuenca ingresando un mapa de velocidades.
- Variable en cada pixel considerando que la velocidad del flujo superficial cumple la ley de Darcy.

El modelo que considera que la velocidad de flujo en el suelo saturado cumple la ley de Darcy es de la forma:

$$v_4 = K_s i \tag{3.24}$$

donde K_s es la permeabilidad de la capa inferior de suelo, i es el gradiente hidráulico del suelo saturado, que se supone igual a la pendiente natural del terreno. El gradiente hidráulico i se calcula con base en el MDE del terreno corregido (sin zonas planas ni sumideros) y el mapa de direcciones de drenaje, considerando que la pendiente de una celda esta determinada por el desnivel existente entre ella y la celda destino, y por el tamaño del pixel Δx.

Se calculan las transferencias $E_{4,t}$ de cada celda hacia el nivel del flujo subterráneo de la celda aguas abajo. Si la celda destino pertenece a la red de drenaje de cauces permanentes el flujo $E_{4,t}$ pasa a ser flujo sobre el cauce (tanque T5).

- Acuífero en zonas planas

La ecuación de continuidad en el tanque T4 que representa el almacenamiento en el acuífero en las zonas planas es equivalente a la ecuación 3.20, y tiene la siguiente forma:

$$S_{4,t-\Delta t} + D_{4,t} + \sum_{j=1}^{8} E_{4,t,j} = S_{4,t} + \sum_{i=1}^{8} E_{4,t,i} \tag{3.25}$$

donde $S_{4,t-\Delta t}$ es el almacenamiento al inicio del intervalo, $D_{4,t}$ cantidad de agua que se deriva para el almacenamiento subterráneo, $S_{4,t}$ es el almacenamiento al final del intervalo, $\sum_j E_{4,t,j}$ es el volumen trasferido desde las 8 celdas vecinas a la celda analizada y $\sum_i E_{4,t,i}$ es el volumen trasferido hacia las 8 celdas vecinas a la celda analizada.

Las variables $S_{4,t-\Delta t}$ y $D_{4,t}$ son conocidas. El volumen de flujo subterráneo $E_{4,t}$ que sale de una celda, se puede expresar en términos de un caudal medio por unidad de ancho $q_{4,t}$.

$$E_{4,t} = q_{4,t} \Delta t \Delta x \tag{3.26}$$

Se supone que el flujo por unidad de ancho $q_{4,t}$ que sale de una celda en un instante de tiempo determinado, en un acuífero libre y donde se consideran válidas las suposiciones de Dupuit-Forchheimer, se puede calcular como:

$$q_{4,t} = -K_s h \frac{dh}{dx} \tag{3.27}$$

donde K_s es la permeabilidad de la capa inferior del suelo, h es la altura del nivel freático sobre el fondo de acuífero en el tiempo t, que puede ser expresada como (Vélez, 2001):

$$h = \frac{S_{4,t}}{\eta} \tag{3.28}$$

donde η es la porosidad del acuífero.

La solución de la 3.27 entre dos celdas de tamaño Δx es:

$$q_{4,t} = \frac{K_s}{2\Delta x}(h^2_{x+\Delta x} - h^2_x) \tag{3.29}$$

La ecuación 3.29 permite calcular el flujo por unidad de ancho entre dos celdas para un instante t, a partir de las alturas del nivel freático en el mismo instante, pero si deseamos calcular el flujo por unidad de ancho a lo largo de todo el intervalo, debemos integrar esta solución en Δt. Otra posible aproximación al intercambio de flujo entre dos celdas para un intervalo de tiempo Δt resulta de plantear la ecuación 3.25 de la siguiente forma:

$$S_{4,t} - S_{4,t-\Delta t} = D_{4,t} + \sum_j E_{4,t,j} - \sum_i E_{4,t,i} \tag{3.30}$$

Si dividimos a ambos lados de la ecuación 3.30 por Δt, y el lado izquierdo de la igualdad se supone igual a la derivada del almacenamiento con el tiempo así:

$$\frac{S_{4,t} - S_{4,t-\Delta t}}{\Delta t} \approx \frac{dS}{dt} \tag{3.31}$$

Existen diferentes métodos para hallar una solución aproximada a esta ecuación diferencial, uno de ellos es el conocido método de Heun (Kreyszig, 1988). El método de Heun es un método de solución de ecuaciones diferenciales de primer orden basado en el método de Euler, que permite predecir y corregir la aproximación a la solución de la ecuación para un instante de tiempo $t + \Delta t$, basado en la solución de la ecuación en el tiempo t.

Para explicar de una forma simple el método de Heun, supongamos que se desea hallar solución a la ecuación 3.32 en el tiempo $t = t_{i+1}$ cuando $f(t_i, S_i)$ es conocido.

$$\frac{dS}{dt} = f(t, S) \tag{3.32}$$

Se realiza la predicción a la solución de la ecuación 3.32 de la siguiente forma:

$$S^*_{i+1} = S_i + f(t_i, S_i)(t_{i+1} - t_i) \tag{3.33}$$

Se realiza la corrección de la solución de la ecuación 3.32 de la siguiente forma:

$$S_{i+1} = S_i + \frac{f(t_i, S_i) + f(t_{i+1}, S^*_{i+1})}{2}(t_{i+1} - t_i) \tag{3.34}$$

Se presenta a continuación el esquema de solución de la ecuación 3.25, utilizando el método de Heun:

- Predicción: Se calculan las transferencias entre pixeles (entre un pixel y sus ocho vecinos) al final del intervalo $t + \Delta t$ con los almacenamientos iniciales en el acuífero en el tiempo t. Esto se hace utilizando las ecuaciones 3.28 y 3.29.
- Se realizan las transferencias entre celdas según los cálculos realizados y el sentido de los gradientes piezométricos.
- Corrección: Se calculan las transferencias entre pixeles con los almacenamientos predichos utilizando las ecuaciones 3.28 y 3.29.
- Se promedian las transferencias predichas y corregidas. Este promedio debe tener en cuenta el sentido de la dirección del flujo, pues para zonas de bajos gradientes piezométricos, la predicción y la corrección del sentido del flujo puede dar direcciones contrarías.
- Se calcula el estado final en el intervalo como el estado inicial más las transferencias promedio hacia las 8 celdas vecinas y menos las transferencias promedio desde las 8 celdas vecinas.

Si el acuífero drena a un cauce totalmente penetrante con una lámina de agua H_c, el intercambio de flujo entre el acuífero (celda vecina al río) y el río está dado por:

$$q_{4,t} = \frac{K_s}{2\Delta x}(h^2_{x+\Delta x} - H_c^2) \tag{3.35}$$

3.5. Análisis espacial de la precipitación

La precipitación es una de las variables de entrada principales, ya que ésta nos dice cual es el agua disponible para alimentar el modelo en cada intervalo de tiempo en todo el periodo de modelación.

El modelo "*UCASS*" es un modelo de simulación a escala temporal diaria, razón por la cual requiere conocer la distribución espacial de la precipitación en todo el dominio del modelo (la cuenca) a nivel diario. Para esto la precipitación en el modelo se puede ingresar de dos formas:

- Como una serie de mapas del tipo raster a nivel diario, cuyo tamaño de celda sea igual al tamaño de la celda del MDE de la cuenca. El numero de mapas debe ser igual al numero de días que se desee simular.

- Con series de precipitaciones de estaciones cercanas a la cuenca. Estas estaciones deben estar localizadas en diferentes puntos de la cuenca (y por fuera de esta), de forma que al usar un algoritmo de interpolación sea correctamente representada la variabilidad espacial de la precipitación. Las estaciones de precipitación utilizadas deben tener la misma longitud de registros e igual al período de simulación, además se debe especificar su georeferenciación.

Cuando se ingresan estaciones de precipitación, debe recurrirse a técnicas de interpolación que permitan conocer el valor de esta variable en todos los pixeles al interior de la cuenca. Las técnicas de interpolación arrojan resultados similares cuando los datos (número de estaciones) son abundantes, pero cuando los datos son escasos o dispersos la selección del método de interpolación así como sus parámetros se vuelve mas crítica (Burrough y McDonnell, 1998).

Existen numerosas técnicas de interpolación de datos apoyadas en herramientas de la geoestadística, cuyas suposiciones y características son descritas por varios autores. Específicamente HidroSIG 3.1 cuenta con una serie de módulos Beta (en etapa de desarrollo), que permiten calcular la variabilidad espacial de la precipitación y la incertidumbre debida a la interpolación utilizando diferentes metodologías (Alvarez, 2007). A través de estos módulos, el usuario de HidroSIG podrá generar mapas de precipitación que le permitan alimentar el modelo "*UCASS*".

El modelo "*UCASS*" permite calcular la variabilidad espacial de la precipitación de dos formas:

(a) Ingresando los pesos ponderados de cada estación. Estos son calculados de manera externa al modelo "*UCASS*", y puede hacerse utilizando el método de los Polígonos de Thiessen, minimizando diferencias entre la precipitación media multianual "real" sobre la cuenca y la determinada por las series de precipitación, entre otras. La precipitación en cualquier pixel de la cuenca se calcula como:

$$P(x, y, t) = \frac{\sum_i^n X_i P_i(t)}{\sum_i^n X_i} \tag{3.36}$$

donde $P(x, y, t)$ es la precipitación en la coordenada (x, y) en el tiempo t, X_i es el peso de la estación i, $P_i(t)$ es la precipitación en la estación i en el tiempo t, y n es el número total de estaciones consideradas.

(b) Utilizando la Triangulación de Delaunay. La red de triángulos TIN de Delaunay se genera a partir de los pares coordenados (x, y) de las estaciones de precipitación utilizadas (Geoff, 1992). El mapa de triángulos TIN es único, pues solo depende de la localización de las estaciones, así que se representa el campo de precipitación en cada periodo de tiempo de la modelación en todo el dominio espacial, por una serie

de planos inclinados (los triángulos) cuya elevación en los vértices está dada por la precipitación diaria en cada una de las estaciones que los definen. Conocida la geometría y el valor de la precipitación en los vértices de los triángulos, es posible conocer el valor de la precipitación al interior de cada triángulo con la ecuación del plano que lo define (figura 3.8).

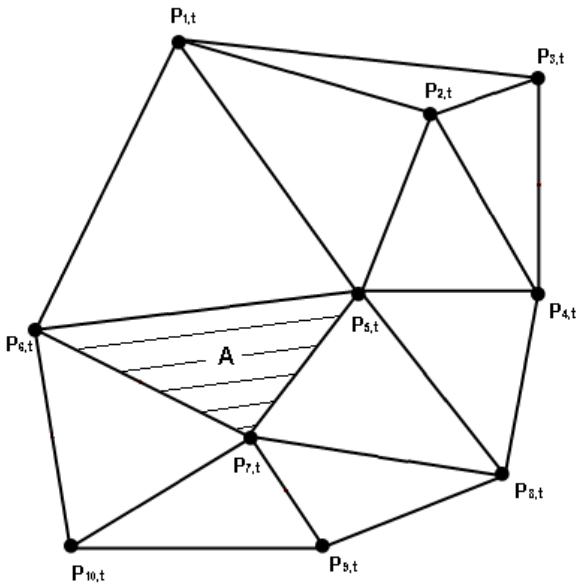


Figura 3.8. Triangulación de Delaunay.

Capítulo 4

Módulo de Traslación de Escorrentía Superficial

4.1. Introducción

En este capítulo se presenta el modelo hidráulico para la traslación del flujo a través de la red de drenaje.

Es importante recordar que en el modelo "*UCASS*" se han utilizado dos conceptos de red de drenaje. La primera, es la red de drenaje de cauces "incisados"que corresponde al mapa de líneas azules que se ingresa al procesamiento del MDE en HidroSIG v3.1 (Ramírez, 2002), esta red recibe directamente el aporte de las aguas superficiales y subsuperficiales (capa superior del suelo), que son las componentes del modelo "*UCASS*" de respuesta inmediata e intermedia ante la lluvia respectivamente. La segunda es una red de drenaje de cauces permanentes, a la cual aportan las tres componentes del modelo "*UCASS*" que son las aguas superficiales, las subsuperficiales y las subterráneas (respuesta lenta).

Se presenta a continuación una breve descripción de un método de traslación de caudales en la red de drenaje implementado en el modelo "*UCASS*", cuyas hipótesis son coherentes con los objetivos del trabajo y la escala temporal utilizada para la modelación. Los métodos utilizados son sencillos y fáciles de aplicar.

Algunos elementos a tener en cuenta en la elección del método de traslación a la escala temporal diaria y para el tránsito de caudales medios son:

- En cada elemento de la red de drenaje se debe cumplir el principio de conservación de masa (ecuación de continuidad).
- Dada la extensión de la red de drenaje y de la heterogeneidad de los cauces que la forman, es difícil y costoso obtener la información de todos los elementos de la red de drenaje e incluirla en la modelación.

La ecuación de continuidad en términos de volumen en cada elemento de la red de drenaje se expresa como:

$$S_{i,t+\Delta t} - S_{i,t} = \sum_i I_{i,t} - I_{j,t+\Delta t} \tag{4.1}$$

donde $S_{i,t+\Delta t}$ y $S_{i,t}$ son los almacenamientos en la celda i de la red de drenaje al inicio (t) y final $(t + \Delta t)$ del intervalo de tiempo respectivamente, $I_{j,t}$ es el volumen que sale desde la celda i hacia la celda j que se encuentra aguas abajo, y $\sum_i I_{i,t}$ es la sumatoria del volumen que ingresa al elemento durante el intervalo.

Se supone que el volumen que se entrega aguas abajo $I_{j,t}$ está estrechamente relacionado con el valor del almacenamiento $S_{i,t}$. Se supone además que el área de la sección del canal $A_{i,t}$ es constante en cada elemento de la red de drenaje durante Δt y que el almacenamiento $S_{i,t}$ es conocido. Se tienen entonces las siguientes relaciones:

$$S_{i,t+\Delta t} = A_{i,t}\Delta x \tag{4.2}$$

$$A_{i,t} = \frac{Q_{i,t}}{v_{i,t}} \tag{4.3}$$

donde $Q_{i,t}$ es el caudal que pasa por la sección $A_{i,t}$, y $v_{i,t}$ es la velocidad media por la sección.

Se calcula el almacenamiento al final del intervalo como:

$$S_{i,t+\Delta t} = \frac{Q_{i,t}\Delta x}{v_{i,t}} \tag{4.4}$$

Se considera que el volumen que sale del elemento de la red de drenaje $I_{j,t}$ es constante en todo el intervalo de tiempo, y que el valor para este representativo es el del tiempo $t + \Delta t$. Para estimar con mayor precisión $I_{j,t}$ podría recurrirse a un algoritmo como el de Heun aplicado para la transferencia en el acuífero en las zonas planas. Se tiene entonces la siguiente expresión:

$$\frac{Q_{i,t}\Delta x}{v_{i,t}} - S_{i,t} = \sum_i I_{i,t} - Q_{i,t}\Delta t \tag{4.5}$$

4.2. Modelo de embalse lineal

En el modelo de embalse lineal se supone que la velocidad en el canal es independiente del caudal, así que conociendo la velocidad se puede conocer el caudal transferido de la siguiente forma:

$$Q_{i,t} = \frac{v_{i,t}}{\Delta x + v_{i,t}\Delta t}\left(\sum_i I_{i,t} + S_{i,t}\right) \tag{4.6}$$

La velocidad $v_{i,t}$ puede suponerse igual para toda la cuenca, o ingresando un mapa que indique la velocidad en cada celda.

Capítulo 5

Estructura General del Modelo

5.1. Introducción

En este capítulo se presenta la estructura general del modelo "*UCASS*" y como es la metodología de utilización del modelo en HidroSIG v3.1.

El modelo "*UCASS*" puede ser usado para los siguientes fines:

- Calibración de parámetros en un periodo de tiempo determinado para una cuenca instrumentada con estaciones de caudal.
- Simulación de caudales para una cuenca cuyos parámetros sean conocidos.
- Como herramienta de gestión en una cuenca con parámetros conocidos y con información sobre captaciones superficiales y subterráneas, y vertimientos.

En todos los casos debe ingresarse al modelo los datos de precipitación y evaporación potencial, que se suponen son conocidos.

La figura 5.1 muestra el esquema general de utilización del modelo "*UCASS*".

5.2. Módulos que incluye el modelo

El modelo "*UCASS*" esta estructurado de la siguiente forma:

- Posee tres métodos para la estimación de la variabilidad espacial de la lluvia que son: Triangulación de Delaunay, pesos ponderados o lista de campos (mapas).
- Para cada uno de los métodos de estimación de la lluvia existe la posibilidad de diferenciar dos zonas en la cuenca (zonas de alta pendiente y zonas planas) donde

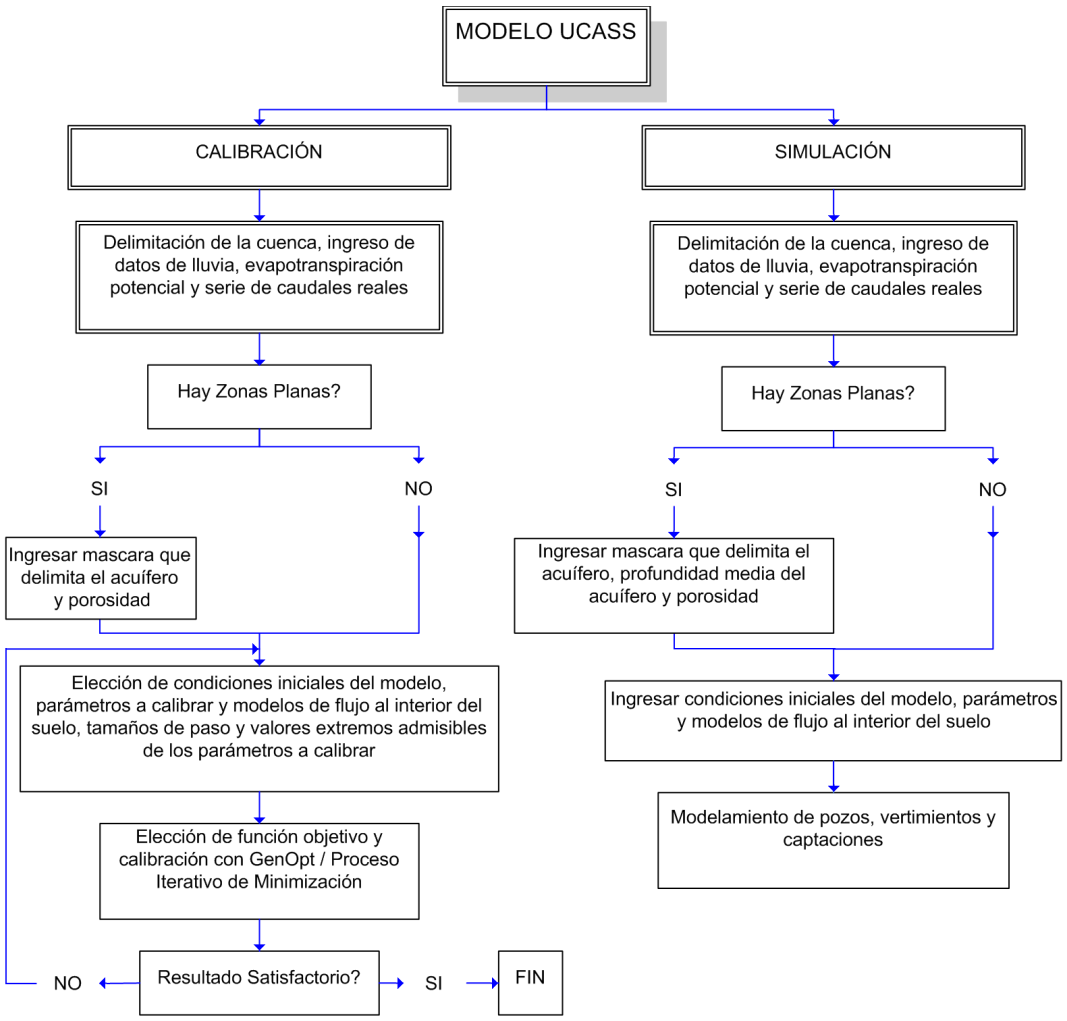


Figura 5.1. Esquema general de utilización del modelo "*UCASS*".

se puede ejecutar el modelo de 5 tanques (métodos de producción). Los modelos de tanques asociados a cada una de las zonas en la cuenca son:

- Modelo Ladera: Funciona en todos aquellos lugares de la cuenca donde no se ha especificado que existe un acuífero de zonas planas. Allí se supone que las direcciones de drenaje en el acuífero son iguales a las direcciones superficiales de flujo. Este modelo se ejecuta por defecto si no se ingresa el mapa del "acuífero".
- Modelo Acuífero: Funciona en los lugares de la cuenca donde se especificó que existe un acuífero de zonas planas. Este módulo soluciona la ecuación de Dupuit-Forchheimer con el método de Heun.

- Un método que traslada los caudales sobre la red de drenaje, y es alimentado por los métodos de producción.
- Un método que ingresa los vertimientos al sistema, y alimenta los métodos de producción.

- Un método que descuenta de la escorrentía superficial los caudales captados superficialmente.
- Un método que descuenta los caudales bombeados del acuífero utilizando la ecuación de Dupuit-Forchheimer y el método de aproximación de Heun.

Paralelamente se elaboró un módulo de calibración del modelo "*UCASS*" usando el software GenOpt (University of California, 2004) suponiendo que la cuenca no tiene captaciones, vertimientos y pozos. De este método no se desarrolló interface, pero si es compatible con HidroSIG v3.1 y puede ser ejecutado desde una consola de programación de Java.

Capítulo 6

Elementos Básicos para la Aplicación del Modelo

6.1. Introducción

El modelo "*UCASS*" es una herramienta acoplada a los sistemas de información geográfica, que permite estimar el caudal en cualquier punto de la red de drenaje de una cuenca en la que pueden existir aprovechamientos de aguas subterráneas y/o superficiales.

El modelo hidrológico desarrollado permite integrar de forma muy simple algunas intervenciones antrópicas que afectan la disponibilidad natural de aguas superficiales y subterráneas, como captaciones, pozos, vertimientos puntuales y vertimientos distribuidos. Con estas herramientas se puede detectar en que épocas y con que frecuencia se presentan situaciones deficitarias de disponibilidad de agua, además se detectan los tramos de canal en los que se presenta esta situación, permitiendo que sea posible ordenar estos aprovechamientos modificando los caudales concedidos, la localización de puntos de captación y de bombeo, y la época en la que se deben realizar estos aprovechamientos.

Cabe resaltar que con el modelo "*UCASS*" se pretende generar una herramienta de gestión para el apoyo en la toma de decisiones respecto a la influencia de las intervenciones antrópicas sobre la disponibilidad natural de agua, con horizontes de planificación de meses o años, es decir, con el modelo "*UCASS*" se pretende simular periodos largos de tiempo de bombeo y captaciones superficiales y que los resultados obtenidos sean consistentes en este periodo.

Se presenta a continuación la metodología general de aplicación del modelo "*UCASS*" y las generalidades sobre se como considera en el modelamiento hidrológico las captaciones superficiales, vertimientos y pozos.

6.2. Preparación de datos hidrológicos de entrada

6.2.1. Modelos digitales de elevación - MDE

El MDE (modelo digital de elevación) que representa el terreno es el punto de partida para la modelación hidrológica. En HidroSIG v3.1, un MDE posee la estructura de datos raster, que son elementos rectangulares organizados en forma matricial, tamaño de celda o pixel conocido y propiedad de elevación para cada celda.

Un MDE del tipo raster puede obtenerse de diferentes fuentes y utilizarse en HidroSIG v3.1. En nuestro medio la información cartográfica más utilizada es la correspondiente a la cartografía digital de curvas de nivel y redes de drenaje a diferentes escalas. También se usan las imágenes de radar que se encuentran disponibles en internet.

El MDE debe procesarse para eliminar zonas planas y sumideros, y para obtener los mapas de direcciones de drenaje superficiales. El procedimiento de procesamiento de un MDE en HidroSIG v3.1 es descrito en detalle por Ramírez (2002), UNAL et al. (2003), UNAL (2003) y Quintero (2004), y para el caso particular del modelo "*UCASS*" se requiere que el procesamiento del MDE se realice con un mapa de líneas azules (mapa raster que representa la red de drenaje) que es el mismo mapa de cauces "incisados". En caso que no sea posible la consecución de la red de drenaje digital, se puede construir un mapa de líneas azules a partir del trazado automático de corrientes (UNAL, 2003) en un MDE procesado sin red de drenaje (Ramírez, 2002).

El usuario del modelo "*UCASS*" debe tener claro que los resultados del modelamiento hidrológico realizado están sujetos a la escala espacial del MDE utilizado, pues debe elegirse el tamaño de celda y número de pixeles de forma que la cuenca quede lo mejor representada posible, y que un incremento en el número de pixeles considerados implica mayores tiempos de procesamiento computacional.

6.2.2. Precipitación

La longitud de la series de las estaciones o de la lista de mapas de precipitación es la que determina la longitud de la simulación de caudales con el modelo "*UCASS*".

Las estaciones de precipitación utilizadas deben tener la misma longitud de registros (igual al período de simulación); además, se debe especificar su georeferenciación, y las series deben estar completas (sin datos faltantes).

Cuando se representa la variación espacial de la lluvia utilizando el método de triangulación de Delaunay, es posible que hallan zonas de la cuenca que no queden cubiertas por el mapa de triángulos, así que debe especificarse los pesos ponderados de las estaciones que se consideren son las mas determinantes para representar la precipitación en estas zonas (figura 6.1).

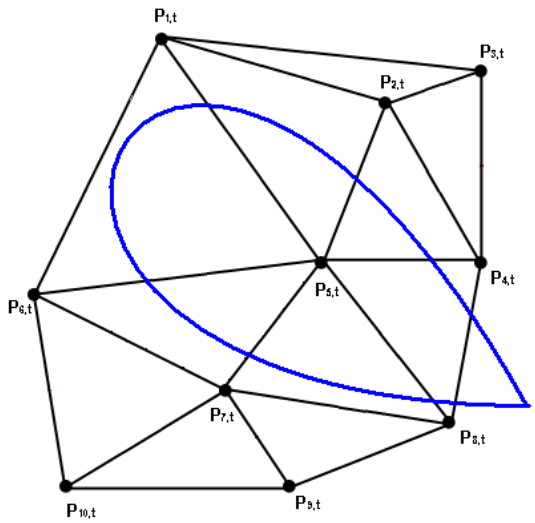


Figura 6.1. Triangulación de Delaunay y pesos ponderados.

La distribución espacial y temporal de la precipitación no es un parámetro "calibrable" del modelo, pues se considera que el usuario ha realizado un análisis previo sobre esta variable y ha obtenido elementos que le permiten ingresar con certeza el valor de los pesos ponderados, el mapa de triangulación de Delaunay o la lista de mapas (lista de campos) de precipitación a escala diaria.

La interface del modelo "*UCASS*" para el ingreso de la lluvia se muestra en la figura 6.2.

6.2.3. Evapotranspiración y temperatura

El modelo "*UCASS*" permite ingresar la evapotranspiración potencial como un mapa o un valor constante para todo el periodo de simulación de caudales. Este mapa puede ser obtenido mediante diferentes técnicas de interpolación de datos reales (Alvarez, 2007), o con metodologías de estimación indirecta como las presentadas en Barco y Cuartas (1998), UNAL-UPME (2000) y UNAL-CTA (2001).

Igualmente el modelo "*UCASS*" permite calcular la evapotranspiración potencial diaria utilizando el método de Turc Modificado para humedades relativas mensuales superiores al 50 %.

$$ETP = 0{,}013\frac{T}{T+15}(R_g + 50) \tag{6.1}$$

donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/dia, T es la temperatura media anual en grados centígrados, y R_g es la radiación solar global incidente en $cal/cm^2/dia$.

La temperatura se ingresa al modelo como un mapa, y el valor de la radiación solar

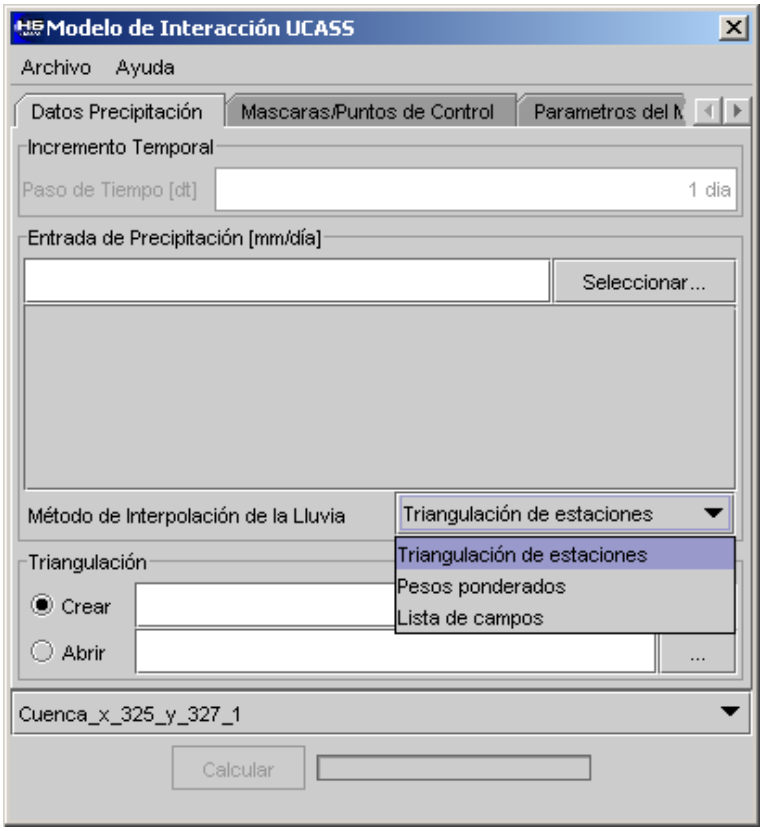


Figura 6.2. Interface de precipitación del modelo "*UCASS*".

global incidente como un valor constante.

La interface del modelo "*UCASS*" para el ingreso de la evapotranspiración se muestra en la figura 6.3.

6.2.4. Máscaras, puntos de control y red de drenaje

El modelo permite ingresar de forma opcional tres elementos con diferentes fines:

- Máscara del acuífero: Se ingresa como un mapa raster de valores 1 ó 0, con las mismas características espaciales del MDE. El mapa de 1 ó 0 debe indicar las zonas en las que aplican las consideraciones de acuífero en zonas planas descrito en el capítulo 3, el resto del mapa debe contener valores faltantes.

- Red de drenaje de cauces permanentes: Se ingresa como un mapa raster de valor 1 en la red de drenaje y faltante en el resto. El mapa debe tener las mismas características espaciales del MDE y si no se ingresa el modelo "*UCASS*" lo asume igual al mapa de red de drenaje de cauces "incisados".

- Puntos de control: Se pueden ingresar a través de la interface del modelo puntos de

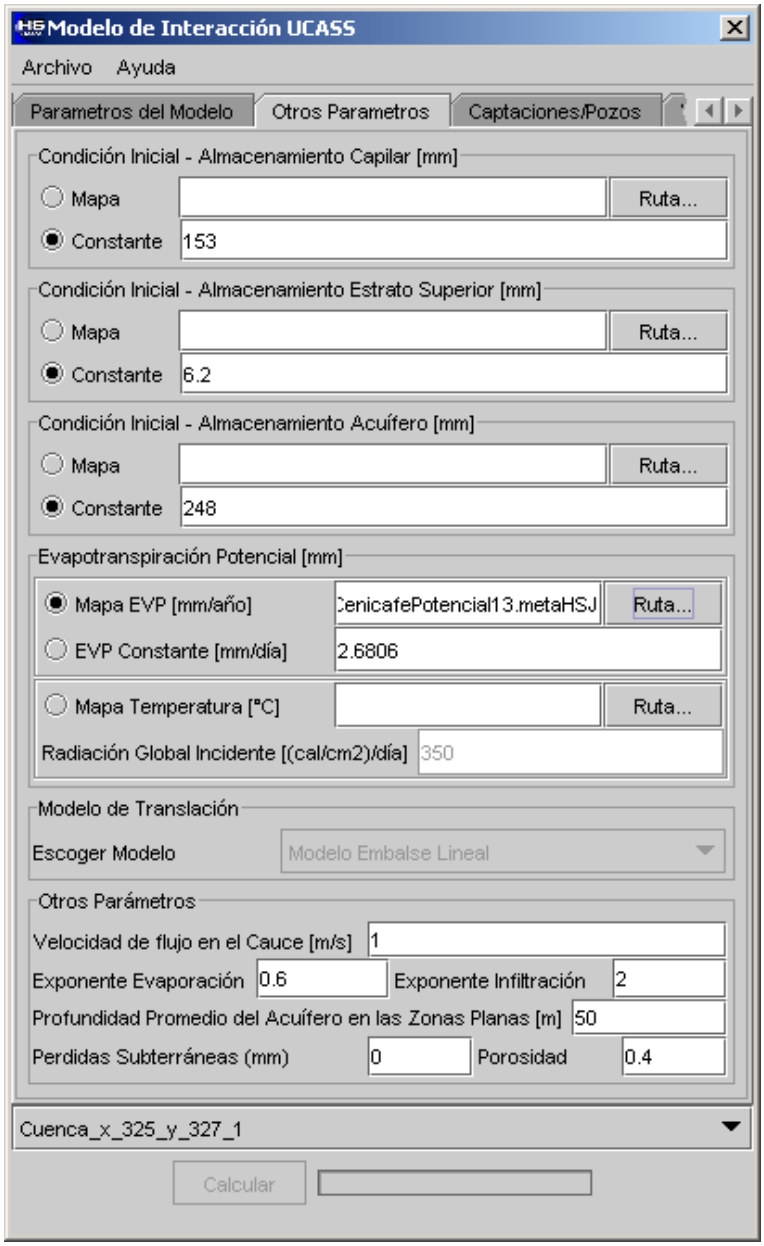


Figura 6.3. Interface de evapotranspiración del modelo "*UCASS*".

control o de interés sobre la red de drenaje, para los cuales el modelo entregará una serie de caudales al igual que a la salida de la cuenca.

La interface del modelo "*UCASS*" para el ingreso de las máscaras y puntos de control, se muestran en la figura 6.4.

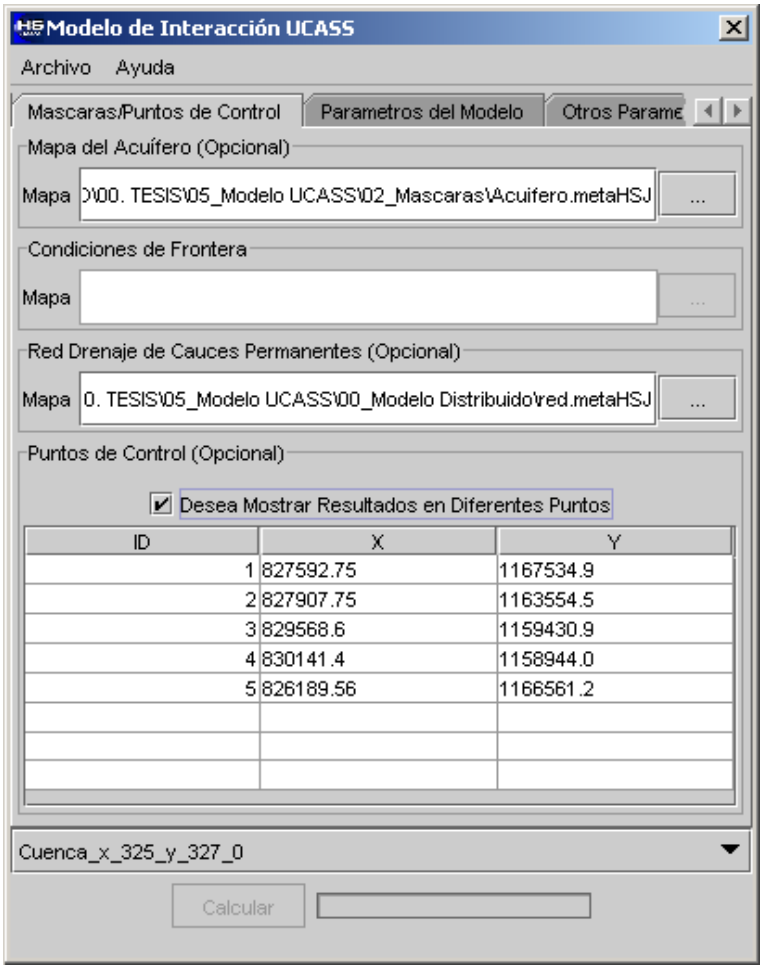


Figura 6.4. Interface de ingreso de máscaras, red de drenaje y puntos de control del modelo "*UCASS*".

6.3. Calibración del modelo

El propósito de la calibración es el de establecer los parámetros del modelo que permitan reproducir de mejor forma una serie de caudales registrada en campo. El usuario debe definir cuales son las métricas que le permiten evaluar la bondad de la calibración.

Los parámetros de calibración del modelo "*UCASS*" son:

- Capacidad máxima de almacenamiento capilar $[mm]$, $S_{m,t}$.
- Permeabilidad del estrato superior de suelo $[mm/dia]$, K_s.
- Permeabilidad del estrato inferior de suelo $[mm/dia]$, K_p.
- Velocidad del flujo superficial o flujo en la ladera $[m/s]$, v_2 en la ecuación 3.11.
- Velocidad del flujo subsuperficial o flujo en el estrato superior de suelo $[m/s]$, v_3 en la ecuación 3.17.

- Velocidad del flujo en el acuífero o flujo en el estrato inferior de suelo $[m/s]$, v_4 en la ecuación 3.23.
- Velocidad del flujo en el cauce $[m/s]$, v en la ecuación 4.6.
- Exponente de infiltración adimensional, ecuación 3.2.
- Exponente de evaporación adimensional, ecuación 3.4.

Estos parámetros no requieren ser calibrados en todos los casos, pues cuando se supone que la velocidad del flujo subsuperficial y/o del flujo en el acuífero (acuífero en zonas de alta pendiente) sigue la ley de Darcy, solo se requiere conocer los valores de las permeabilidades K_s y/o K_p respectivamente, los cuales deben ser siempre calibrados. En algunas ocasiones puede tenerse previamente información sobre algunas de las variables, y ésta se deja fija en el proceso de calibración.

Cuando se utilizan máscaras para la definición de zonas de acuíferos en zonas planas, se debe tener en cuenta que la translación de volúmenes de agua se hace a partir de la ecuación de Dupuit-Forchheimer, razón por la cual el parámetro velocidad del flujo en el acuífero v_4 no aplica para toda la cuenca, por lo tanto los valores de este parámetro pueden diferir si se realizara una calibración para una cuenca donde se considera que el acuífero todo es representado como de alta pendiente.

Igualmente debe tenerse en cuenta que el proceso de calibración es más sencillo de realizar de forma agregada, es decir, con parámetros constantes para toda la cuenca. Así pues, para la generación de mapas de parámetros puede calibrarse subcuencas instrumentadas e ir calibrando como si se tratara de un modelo semidistribuído, aunque este sea mas difícil de aplicar por la escasa instrumentación con estaciones de caudal que hay en nuestras cuencas.

Las condiciones iniciales de almacenamiento en los tanques T1, T3 y T4 no son calibrables, éstas deben ser ingresadas según la época en la que empiece la simulación de caudales, pues luego de épocas de veranos intensos es de esperarse que el almacenamiento en estos elementos sea bajo, y lo contrario sucede después de épocas de invierno. De la correcta elección de las condiciones iniciales depende que el periodo de calentamiento del modelo sea menor, para ello el modelo "*UCASS*" permite estimar el almacenamiento promedio en cada tanque en todo el dominio espacial para todo el periodo de simulación, el cual puede servir como valor inicial para una segunda corrida del modelo, o para tener ordenes de magnitud del valor del almacenamiento en cada tanque. La condición inicial de los tanques T2 y T5 se supone igual a cero, lo que implica que tanto el almacenamiento en la ladera como en la red de drenaje al inicio de la simulación es nulo.

Es importante mencionar que la calibración del modelo debe realizarse con series de caudal que no estén intervenidas, es decir que no se presenten aprovechamientos de aguas superficiales y/o subterráneas significativos, pues se trata de representar inicialmente las condiciones naturales de la cuenca, y posteriormente se requiere ver como afectan estas intervenciones los caudales naturales.

6.4. Herramienta de calibración automática

Se ha diseñado una aplicación que permite realizar una calibración automática de los parámetros del modelo empleando el algoritmo de programación no lineal de Hooke and Jeeves (Wetter, 2004), utilizando el software llamado GenOpt 2.0 (University of California, 2004) programado en Java y de distribución gratuita, este software fue desarrollado en los laboratorios de investigación en energía de la Universidad de California - Estados Unidos.

GenOpt consta de un conjunto de algoritmos para la solución de problemas de programación no lineal, que pueden comunicarse a través de una interfaz con cualquier modelo computacional que requiera ser evaluado iterativamente para lograr una minimización de alguna función objetivo. Operativamente la utilización del GenOpt para la calibración es la siguiente:

- Se ingresan los argumentos de entrada, es decir los parámetros del modelo.
- Se realiza la simulación de caudales con el modelo "*UCASS*"
- Se calcula la función objetivo a minimizar con los datos de la simulación
- GenOpt inicia un proceso iterativo de minimización de la función objetivo variando los parámetros entre rangos establecidos previamente y para los tamaño de paso de la búsqueda, para lo cual debe simular caudales con el modelo "*UCASS*" cada vez que varié los parámetros.

Es necesario además establecer unos valores de semillas para cada uno de los parámetros a partir del cual la rutina de optimización comienza a realizar el proceso de búsqueda. Esta semilla debe tratar de establecerse preferiblemente a partir de información de campo o algún otro tipo de conocimiento específico de las condiciones de la cuenca que permita un valor cercano al óptimo, ya que los algoritmos para este propósito al comenzar la búsqueda con semillas alejadas al valor óptimo pueden encontrar óptimos locales.

Se consideraron cuatro estimadores diferentes del error en la calibración, a continuación se describen cada uno de ellos.

- Error cuadrático medio ($F1$):

$$F1(\theta) = \left[\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}[Qobs_i - Qsim_i(\theta)]^2\right]^{1/2} \tag{6.2}$$

donde $F1(\theta)$ es el error cuadrático medio para el conjunto de parámetros θ, $Qobs_i$ es el caudal observado el día i, $Qsim_i(\theta)$ es el caudal simulado el día i para el conjunto de parámetros θ y n es el número total de datos.

Con este estimador se pretende encontrar un error general en la simulación, y como el error cuadrático medio es acumulativo, puede resultar que en el proceso de calibración se requiera disminuir precisión en la estimación de caudales extremos máximos para ganar precisión en la estimación de los mínimos o viceversa.

- Error cuadrático en los caudales máximos ($F2$):

$$F2(\theta) = \left[\frac{1}{M_p} \sum_{i=1}^{M_p} [Qobs_i - Qsim_i(\theta)]^2 \right]^{1/2} \tag{6.3}$$

donde $F2(\theta)$ es el error cuadrático en lo caudales máximos para el conjunto de parámetros θ, M_p es el número de datos que superan el umbral de caudal máximo considerado para los valores observados (mayores que), $Qobs_i$ es el caudal observado el día i y $Qsim_i(\theta)$ es el caudal simulado el día i para el conjunto de parámetros θ.

Con este estimador se pretende darle mayor importancia relativa a la estimación de caudales máximos, lo cuales son definidos a partir de cierto umbral subjetivo definido por el usuario.

- Error cuadrático en los caudales mínimos ($F3$):

$$F3(\theta) = \left[\frac{1}{M_l} \sum_{i=1}^{M_l} [Qobs_i - Qsim_i(\theta)]^2 \right]^{1/2} \tag{6.4}$$

donde $F3(\theta)$ es el error cuadrático en lo caudales mínimos para el conjunto de parámetros θ, M_l es el número de datos que superan el umbral de caudal mínimo considerado para los valores observados (menores que), $Qobs_i$ es el caudal observado el día i y $Qsim_i(\theta)$ es el caudal simulado el día i para el conjunto de parámetros θ.

Con este estimador se pretende darle mayor importancia relativa a la estimación de caudales mínimos, lo cuales son definidos a partir de cierto umbral subjetivo definido por el usuario.

- Error en el volumen ($F4$):

$$F4(\theta) = \frac{|\sum_{i=1}^{n} [Qobs_i - Qsim_i(\theta)]|}{\sum_{i=1}^{n} Qobs_i} \tag{6.5}$$

donde $F3(\theta)$ es el error en el volumen para el conjunto de parámetros θ, $Qobs_i$ es el caudal observado el día i, $Qsim_i(\theta)$ es el caudal simulado el día i para el conjunto de parámetros θ y n es el número total de datos.

Este estimador permite minimizar el error en el caudal medio de largo plazo, lo cual puede ser bastante útil cuando se utilizan el modelo diario para agregar caudales a escala mensual y anual.

Se utiliza finalmente un error ponderado (función objetivo) en el que se asignan diferentes importancias relativas al los diferentes errores. Así pues, la función objetivo que se emplea para calibrar automáticamente el modelo está dada por:

$$F(\theta) = W_1F1(\theta) + W_2F2(\theta) + W_3F3(\theta) + W_4F4(\theta) \tag{6.6}$$

donde W_i son los pesos relativos para cada error, y cumple que:

$$\sum_{i=1}^{4} W_i = 1 \tag{6.7}$$

6.5. Simulación de caudales

Para la simulación de caudales en una cuenca no instrumentada con estaciones de caudal debe tenerse una calibración previa del modelo. Además, deben indicarse las condiciones iniciales e ingresar los datos para el cálculo de la precipitación y evaporación propias de la nueva cuenca.

Puede ingresarse además vía archivos de texto plano, las listas de captaciones superficiales, subterráneas y puntos de vertimiento, y poder así modelar los efectos de estas intervenciones en la disponibilidad natural de agua en la cuenca.

6.6. Consideración de intervenciones antrópicas

6.6.1. Captaciones superficiales

Las captaciones superficiales se ingresan al modelo indicando su localización espacial (x, y), el caudal demandado $Qds_{i,t}$ en la captación i para el tiempo t, el tiempo de inicio de la captación t_{ini} y el tiempo final t_{fin}. De esta forma el usuario podrá ingresar una serie de captaciones distribuidas espacialmente y cuyo periodo de funcionamiento es variable. Este módulo resulta útil en los procesos de reglamentación de cuencas rurales y semi-rurales, en los que la demanda del sector agrícola es estacionaria y las demandas para diferentes usos han sido variables en el tiempo.

El caudal captado superficialmente $Qcs_{i,t}$ en la captación i en el tiempo t, es el mínimo entre el caudal demandado $Qds_{i,t}$ en la captación i en el tiempo t y el caudal superficial natural disponible $Q_{i,t}$ en la celda donde se encuentra la captación i en el tiempo t.

$$Qcs_{i,t} = Min\{Qds_{i,t}, Q_{i,t}\} \tag{6.8}$$

Si el caudal demandado es mayor al caudal disponible en la fuente, se reporta en el archivo de salida que no es posible satisfacer la demanda en esa captación para el tiempo considerado. Las captaciones superficiales deben estar localizadas sobre la red de drenaje, de no ser así el modelo asume que el caudal captado es cero y se reporta esta situación en el archivo de salida.

6.6.2. Vertimientos

Los vertimientos superficiales se ingresan al modelo como un mapa o por puntos. Cuando se ingresan puntos debe especificarse su localización espacial (x, y), el caudal vertido $Qv_{i,t}$ en el punto i para el tiempo t, el tiempo de inicio del vertimiento t_{ini} y el tiempo final t_{fin}.

Los vertimientos se ingresan en el modelamiento hidrológico como un incremento de la precipitación $Ri_{1,t}$, así para una celda en la que se realice un vertimiento la precipitación real se calcula como:

$$Ri_{1,t} = Ri_{1,t} + \frac{Qv_{i,t}\Delta t}{\Delta x^2} \tag{6.9}$$

Los vertimientos que se realizan sobre la red de drenaje pasan a ser parte del flujo superficial.

6.6.3. Captaciones subterráneas (pozos)

Las captaciones subterráneas se ingresan al modelo indicando su localización espacial (x, y), el caudal demandado $Qdp_{i,t}$ en el pozo i para el tiempo t, el tiempo de inicio del bombeo t_{ini} y el tiempo final t_{fin}. De esta forma el usuario podrá ingresar una serie de bombeos distribuidos espacialmente y cuyo periodo de funcionamiento es variable.

Para el modelamiento de las captaciones subterráneas en el modelo "*UCASS*", se han realizado unas consideraciones que pretenden simplificar los procedimientos de cálculo y que se justifican con base en los objetivos de este trabajo, pues se pretende que la herramienta considere de una forma simplificada este tipo de intervenciones y que los resultados sean consistentes en periodos de tiempo largos. Las consideraciones realizadas son:

- El modelamiento se realiza para tiempos de bombeo lo suficientemente largos, en los cuales se considera que el regimen de flujo alcanza el estado permanente.
- Los acuíferos considerados son homogéneos.

- El flujo cerca de los pozos es radial y horizontal.
- Es válida la ley de Darcy.
- El agua liberada del almacenamiento aparece simultáneamente y proporcionalmente a la disminución del nivel piezométrico.
- La extensión del acuífero en las zonas de alta pendiente está limitada por la divisoria de la cuenca y en las zonas por fuera de la máscara que delimita el acuífero en las zonas de baja pendiente.
- La extensión del acuífero en las zonas de baja pendiente está limitada por las zonas al interior de la máscara y de la divisoria de la cuenca.

Para efectos de la modelación se han considerado dos tipos de pozos: los que se localizan en la parte de la cuenca denominada de alta pendiente, y los localizados en las zonas planas.

- Pozos localizados en zonas de alta pendiente

No es muy común encontrar captaciones subterráneas en zonas de alta pendiente en nuestro medio, pues desde el punto de vista práctico y económico suele ser mejor captar agua superficial y conducirla por gravedad, aunque en algunos casos pueden encontrarse captaciones subterráneas cercanas a las orillas de la quebrada cuya única función es la de detraer el caudal del la red de drenaje, o en lugares donde los recursos superficiales son escasos y debe complementarse con el bajo caudal aprovechable de las aguas subterráneas en el lugar. En el modelamiento hidrológico deben considerarse los pozos cercanos a la red de drenaje como captaciones superficiales.

Los pozos localizados en las zonas de alta pendiente alejados de la red de drenaje, solo pueden captar el agua almacenada en el tanque T4 que representa el acuífero en la celda donde se realiza el bombeo, esto dado que se supone que los gradiente piezométricos en el acuífero son tan altos, que la influencia del bombeo no logra cambiar la dirección natural del flujo subterráneo que se considera igual a la dirección superficial de flujo. Este almacenamiento del tanque T4 está determinado por el aporte subterráneo de la cuenca tributaria hasta el punto donde se localiza el bombeo, según se describió en la sección 3.4.4.

El caudal captado $Qcp_{i,t}$ por el pozo i en el tiempo t, es el mínimo entre el caudal demandado $Qdp_{i,t}$ en ese pozo en el tiempo t y el caudal disponible (en términos del almacenamiento $S_{4,t}$ en el tanque T4) en la celda donde se encuentra la captación i en el tiempo t.

$$Qcp_{i,t} = Min\left\{Qdp_{i,t}, \frac{S_{4,t}\Delta x^2}{\Delta t}\right\} \tag{6.10}$$

Si el caudal demandado es mayor al caudal disponible en el tanque T4 que representa el acuífero en la celda, se reporta en el archivo de salida que no es posible satisfacer la demanda en este pozo para el tiempo considerado. Los pozos deben estar localizados por fuera de la red de drenaje, de no ser así el modelo asume que el caudal bombeado es cero y se reporta esta situación en el archivo de salida.

- Pozos localizados en zonas planas

En la zona de baja pendiente se supone que los gradientes piezométricos naturales son bajos, así que cuando se presenta un bombeo se generan unos gradientes que logran detraer el nivel freático de las zonas adyacentes al sitio de captación.

Se supone además que son válidas las aproximaciones de Dupuit-Forchheimer en las proximidades del pozo, es decir, que el flujo es uniforme, radial y horizontal, y que la velocidad del flujo está dada en términos de la pendiente de la superficie de flujo.

Como el objetivo del modelo "*UCASS*" es realizar balances de agua superficiales y subterráneas en el largo plazo, se supone entonces que en las proximidades del pozo es valida la ecuación 6.11 para pozos en régimen permanente (Singh, 1989).

$$q_{4,t} = \frac{K_s}{2\Delta x}(h^2_{x+\Delta x} - h^2_x) \tag{6.11}$$

donde $q_{4,t}$ es un caudal medio por unidad de ancho entre celdas.

Así que para considerar en el modelo el caudal extraído del acuífero, se realizan las siguientes aproximaciones:

- En el inicio del bombeo el caudal demandado es extraído de la celda en la que se ubica el pozo.
- Se calculan las transferencias de las 8 celdas vecinas a la celda en la que se realizó el bombeo, mediante el procedimiento de Predicción-Corrección descrito en la sección 3.4.4 suponiendo que el flujo en las proximidades del pozo es radial.
- Se calculan las transferencias en el resto del acuífero con el método de Predicción-Corrección, de forma tal que se propaga la perturbación ocasionada por el pozo.

En la realidad, el volumen aprovechable de un acuífero no es solamente el que tiene por encima del nivel del fondo del río, el cual es representado por el tanque T4 del modelo "*UCASS*", sino que existe una capa por debajo de la red de drenaje superficial que sirve como embalse de almacenamiento y que normalmente es aprovechada en los bombeos de aguas subterráneas. Por esta razón se introduce el parámetro H_a, que representa la profundidad media del acuífero por debajo del nivel del río en las zonas planas, este nivel se supone que es conocido y se puede determinar en campo mediante datos de pozos, ensayos geoeléctricos, etc.

De esta manera las alturas piezométricas h_x y $h_{x+\Delta x}$, están referidas a un fondo del acuífero que se encuentra a una distancia H_a por debajo del nivel del río. Así que como condición inicial $(t = 0)$, la altura h_x se calcula como:

$$h_x(t = 0) = H_a + \frac{S_{4,0}}{\eta} \tag{6.12}$$

donde $S_{4,0}$ es el almacenamiento inicial en el tanque T4, y η es la porosidad del acuífero.

Capítulo 7

Casos de Aplicación

7.1. Introducción

A la fecha no se cuenta con información de campo que permita validar la metodología propuesta para la cuantificación de la disminución de caudal superficial a causa de las explotaciones subterráneas, así que se ha diseñado una metodología de verificación de consistencia de resultados del modelo "*UCASS*", basada en la comparación en una cuenca real con información de caudales y precipitación, pero con intervenciones antrópicas supuestas.

La metodología de validación y verificación de consistencia de resultados es la siguiente:

- Se escoge una cuenca instrumentada con una estación de caudal y estaciones de precipitación que permitan simular caudales en un periodo de tiempo largo (superior a diez años).
- Se realiza el procesamiento del MDE utilizando HidroSIG v3.1 y un mapa de líneas azules.
- Se elabora el mapa de triangulación de las estaciones de precipitación y se ingresa un mapa de evapotranspiración potencial al modelo.
- Se calibra el modelo lluvia-escorrentía suponiendo que el acuífero modelado sigue las direcciones de flujo superficial, utilizando las herramientas diseñadas para este fin.
- Se calibra el modelo lluvia-escorrentía suponiendo que en la parte baja de la cuenca hay un acuífero rectangular en el que las direcciones de flujo son determinadas por los gradientes hidráulicos (acuífero en zonas planas).
- Se modelan una serie de captaciones superficiales, vertimientos y pozos, distribuidos espacial y temporalmente.

Las captaciones superficiales, vertimientos y bombeos son supuestos, por lo tanto los datos reales no están influenciados por la presencia de estas intervenciones antrópicas, solo se utilizan para observar la coherencia de los resultados obtenidos en el modelamiento.

7.2. Información utilizada

Para la validación del modelo se escogió una cuenca definida por la estación de caudal Ancón Sur RMS 17 (figura 7.1) localizada en la zona sur del Valle de Aburrá sobre el río Medellín. Se escogió esta cuenca dado que en estudios previos (UdeA et al., 2004) se realizaron calibraciones del modelo de tanques agregado propuesto por UNAL et al. (2003) basado en el modelo propuesto por Vélez (2001), con resultados satisfactorios.

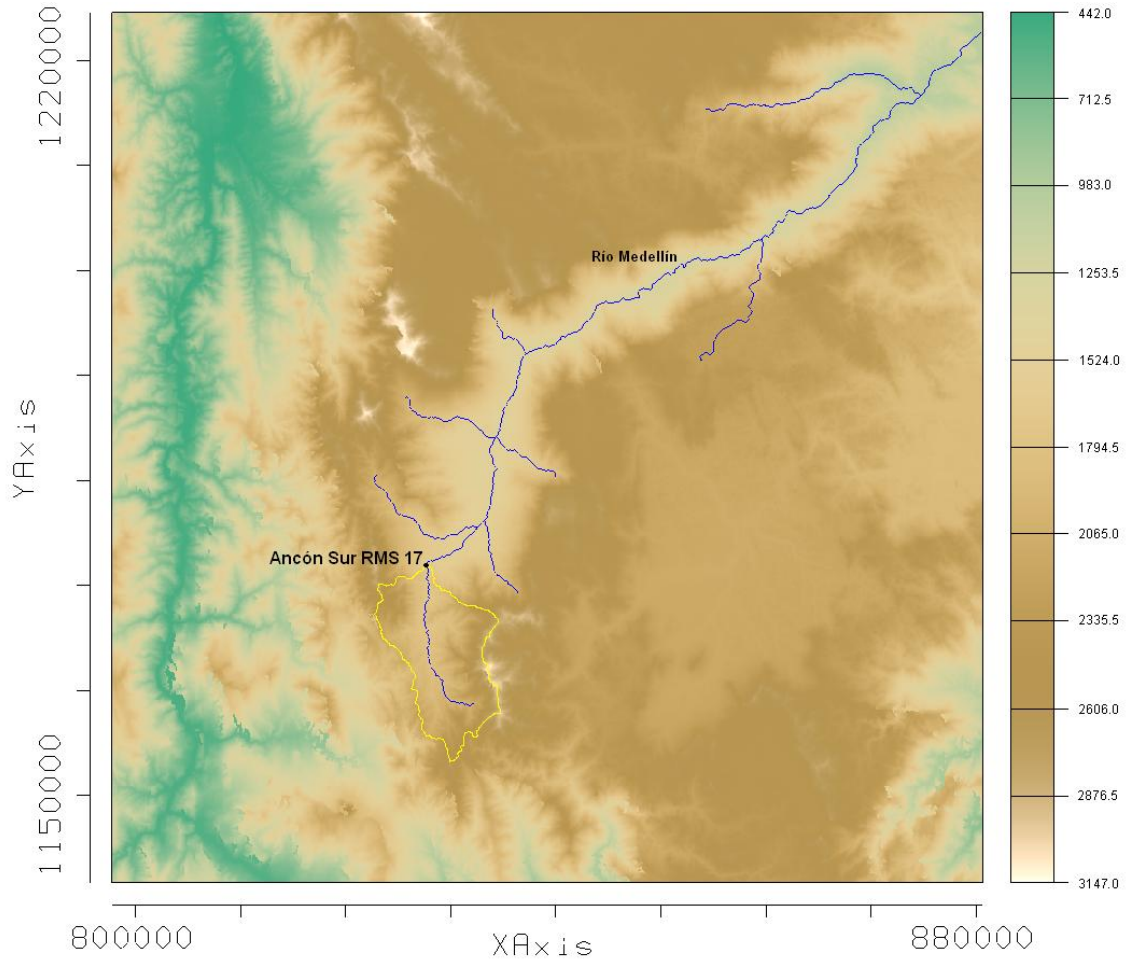


Figura 7.1. Ubicación general de la cuenca y MDE [$m.s.n.m$].

De la cuenca del río Medellín se tiene un MDE elaborado con imágenes de radar de la SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de pixeles rectangulares de 92,17m de lado aproximadamente (CGIAR-CSI, 2004), el cual es procesado con un mapa de líneas azules (UdeA et al., 2004) en HidroSIG v3.1 y cuyo resultado se observa en la figura 7.1.

Además se tiene el mapa de evapotranspiración anual potencial (figura 7.2) estimada con la metodología propuesta por Cenicafé (Barco y Cuartas, 1998).

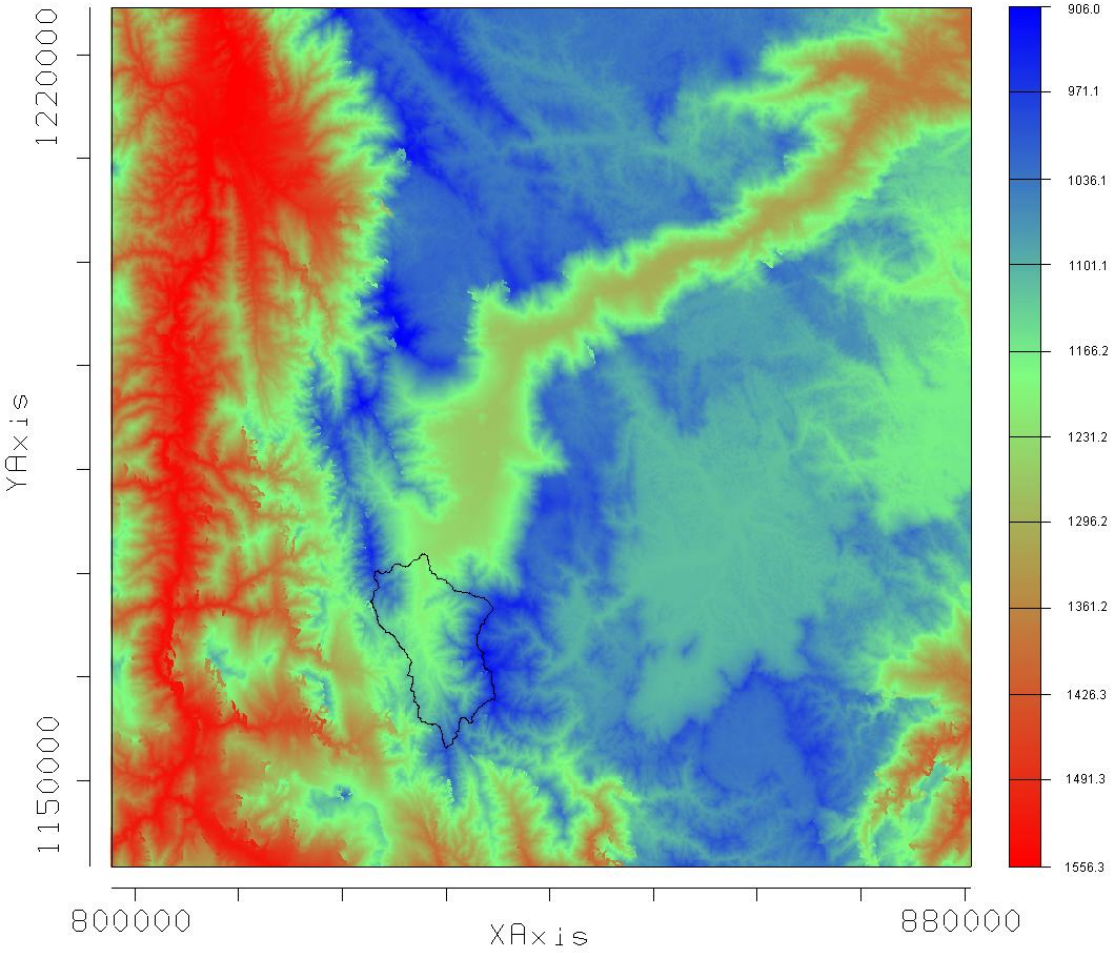


Figura 7.2. Evapotranspiración potencial por el método de Cenicafe [$mm/año$].

Igualmente se cuenta con la información de las estaciones de precipitación de la tabla 7.1 con resolución temporal diaria, con los cuales se construye el mapa de triángulos que se muestra en la figura 7.3 utilizando el método de Delaunay incorporado en el modelo "*UCASS*" como se muestra en la figura 7.4. En la tabla 7.1 se observa que la estación de caudal Ancón Sur RMS 17, solo tiene información disponible en los periodos comprendidos entre Ene/1980 a Dic/1983 y Ene/1988 a Dic/1995, así que para la calibración del modelo se utilizan estos dos periodos, y no se consideran los datos faltantes para el cálculo de la función objetivo a minimizar.

En la figura 7.5 se muestra el ciclo anual de la precipitación en las estaciones utilizadas, en este se observa un ciclo bimodal en todas las estaciones, caracterizado por dos meses de precipitaciones mas altas (mayo y octubre) y dos meses de precipitaciones mas bajas (enero y julio).

Tabla 7.1. Estaciones de caudal y precipitación utilizadas.

CÓDIGO	TIPO	NOMBRE	Y (m)	X (m)	PERÍODO
2701716	LG	Ancón Sur RMS 17	1171834	827702	Ene/1980 - Dic/1983
2701716	LG	Ancón Sur RMS 17	1171834	827702	Ene/1988 - Dic/1995
2701038	PG	San Antonio de Prado	1175253	824640	Ene/1980 - Dic/1995
2701093	PG	Ayurá	1173830	835380	Ene/1980 - Dic/1995
2701507	SP	Aeropuerto	1179127	831858	Ene/1980 - Dic/1995
2701036	PG	Caldas	1160510	828568	Ene/1980 - Dic/1995
2701526	AM	La Salada	1160694	829960	Ene/1980 - Dic/1995
2620502	PG	El Rosario	1149819	818847	Ene/1980 - Dic/1995
2308023	PG	Las Palmas	1172290	838550	Ene/1980 - Dic/1995
2618009	PG	El Buey	1145820	848000	Ene/1980 - Dic/1995
2701077	PG	El Chuscal	1177708	820518	Ene/1980 - Dic/1995

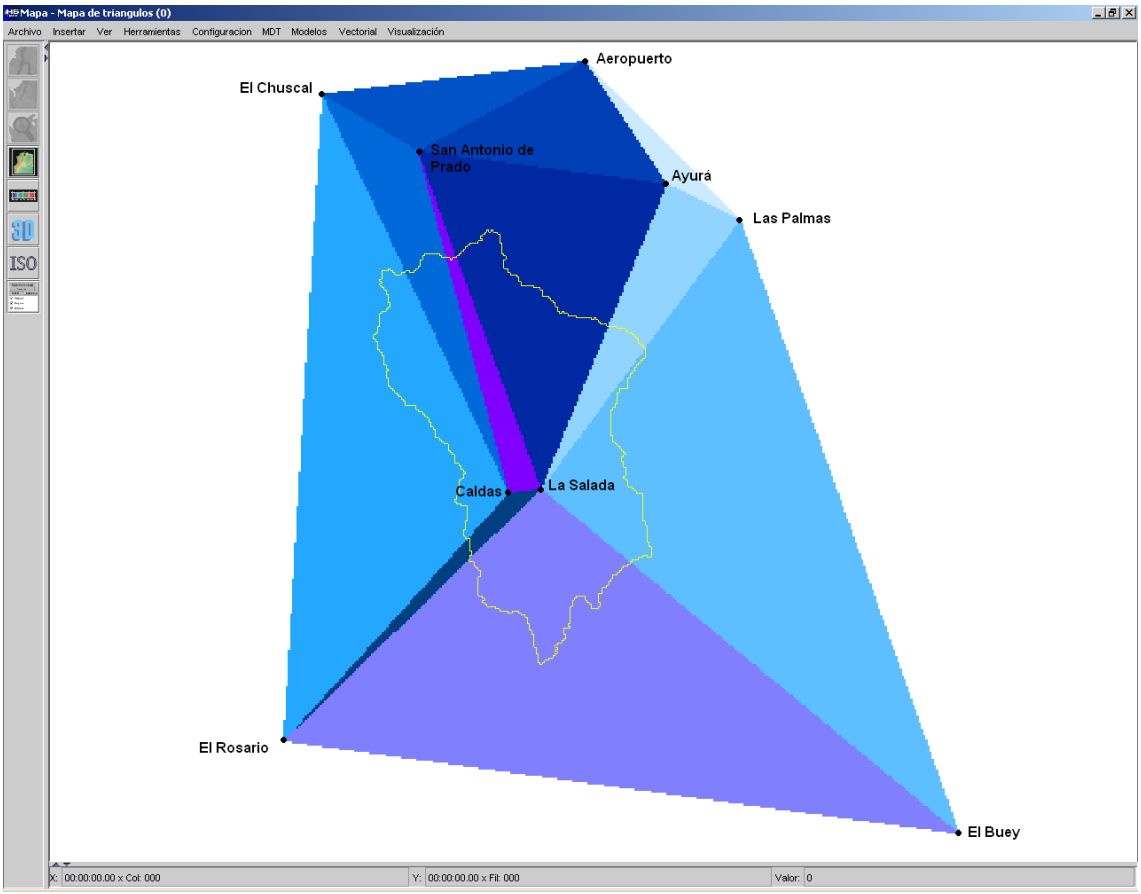


Figura 7.3. Mapa de triángulos utilizando el método de Delaunay.

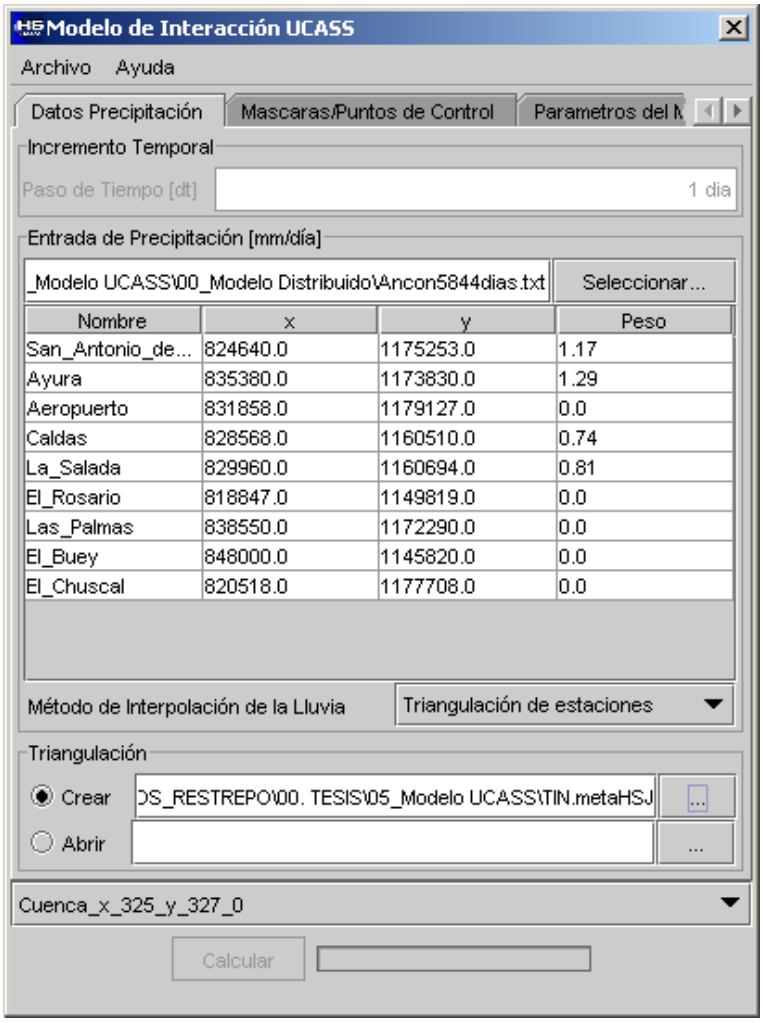


Figura 7.4. Interface de precipitación para el caso de aplicación.

Se tienen además los datos presentados en la tabla 7.2 de la calibración previa del modelo de 4 tanques descrito por UNAL (2003) para la cuenca definida por la estación Ancón Sur RMS 17, el cual fue calibrado utilizando las estaciones de precipitación de Caldas (2701036), Ayurá (2701093), La Salada (2701526) y San Antonio de Prado (1175253) usando los factores de ponderación de lluvia presentados en la tabla 7.3, y utilizando el método de cálculo de la evapotranspiración de Turc (Barco y Cuartas, 1998).

7.3. Calibración del modelo "*UCASS*"

Se realizaron las calibración del modelo bajo las siguientes condiciones:

- La distribución espacial y temporal de la lluvia es conocida y está dada por el método de triangulación de Delaunay.

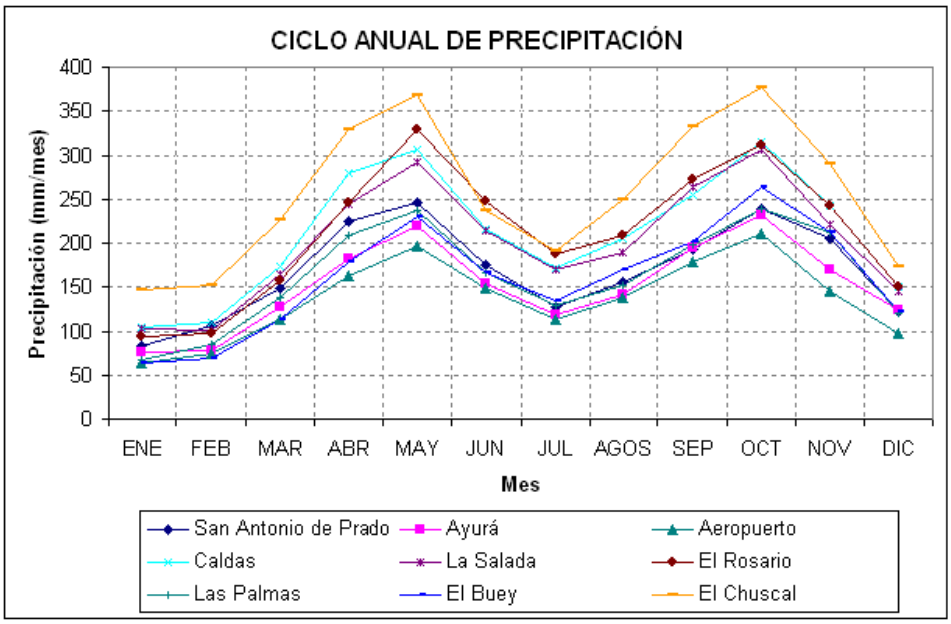


Figura 7.5. Ciclo anual de precipitación en las estaciones utilizadas.

Tabla 7.2. Parámetros del modelo de tanques agregado - UdeA et al. (2004).

Área de la cuenca $[km^2]$	121.93
Almacenamiento capilar $[mm]$	200
Permeabilidad capa superior $[mm/dia]$	20
Permeabilidad capa inferior $[mm/dia]$	6
Tiempo de residencia del flujo superficial $[dias]$	1
Tiempo de residencia del flujo subsuperficial $[dias]$	5
Tiempo de residencia del flujo en el acuífero $[dias]$	100
Almacenamiento inicial capilar $[mm]$	153
Almacenamiento inicial flujo superficial $[mm]$	0
Almacenamiento inicial capa superior $[mm]$	6.2
Almacenamiento inicial capa inferior $[mm]$	248

Tabla 7.3. Parámetros de ponderación de la lluvia - UdeA et al. (2004).

Código	**Nombre**	**Factor de ponderación**
2701038	San Antonio de Prado	1.17
2701093	Ayurá	1.29
2701036	Caldas	0.74
2701526	La Salda	0.81

- La distribución espacial de la evapotranspiración potencial es conocida y se supone constante en el tiempo.
- La distribución espacial y temporal de la evapotranspiración real la calcula el modelo con los datos de evapotranspiración potencial y lluvia ingresados.
- Como no se cuenta con una red de drenaje de cauces permanentes, esta se supone igual a la red de drenaje de cauces incisados.
- Se calibran de manera agregada (valor único para toda la cuenca) los siguientes parámetros:
  - Capacidad máxima de almacenamiento capilar $[mm]$, $S_{m,1}$.
  - Permeabilidad del estrato superior $[mm/dia]$, K_s.
  - Permeabilidad del estrato inferior $[mm/dia]$, K_p.
  - Velocidad del flujo superficial $[m/s]$, v_2.
  - Velocidad del flujo subsuperficial $[m/s]$, v_3.
  - Velocidad del flujo en el acuífero $[m/s]$, v_4.
- Se utilizan las condiciones iniciales de almacenamiento de los tanques obtenidas por UdeA (2004) presentados en la tabla 7.2
- Se utiliza el error cuadrático medio como función objetivo para optimizar. El periodo de calibración considerado es entre enero de 1980 y diciembre de 1995.

7.3.1. Calibración del modelo acuífero en alta pendiente

Los parámetros de calibración del modelo para las condiciones descritas suponiendo que el acuífero sigue las direcciones de drenaje superficiales se presentan en la tabla 7.4.

Tabla 7.4. Calibración del modelo distribuido - acuífero en alta pendiente.

Capacidad máxima de almacenamiento capilar $[mm]$, $S_{m,1}$	102.5
Permeabilidad del estrato superior $[mm/dia]$, K_s	77.5
Permeabilidad del estrato inferior $[mm/dia]$, K_p	4.875
Velocidad del flujo superficial $[m/s]$, v_2	0.775
Velocidad del flujo subsuperficial $[m/s]$, v_3	0.00015
Velocidad del flujo en el acuífero $[m/s]$, v_4	0.000001

La figura 7.6 muestra el proceso de calibración del GenOpt 2.0 en su interface gráfica, en esta se observa la variación de los parámetros calibrados y el valor de la función objetivo para cada iteración.

Figura 7.6. Proceso de calibración del modelo usando GenOpt 2.0.

El error cuadrático medio calculado es $F1(\theta) = 1{,}85m^3/s$, las figuras 7.7 y 7.8 muestran la comparación de las series históricas y las curvas de duración de las series simulada y observada en la cuenca en el periodo comprendido entre Ene/1980 a Dic/1983. La figura 7.9 muestra las series real y simulada agregadas a nivel mensual, donde se puede observar los resultados de la calibración en todo el intervalo de tiempo a esta escala temporal.

En las figuras 7.7, 7.8 y 7.9 se observa como la serie calibrada subestima los caudales máximos medios diarios y los mínimos, esto desde el punto de vista de la gestión del recurso hídrico es conservador, pues se tendría menos agua disponible para el aprovechamiento, aunque esta situación puede ser corregida dándole alguna importancia relativa en la función de objetivo a minimizar a los errores que involucran los caudales máximos y mínimos, y de esta forma se tendría una mejor aproximación a la serie real.

La media de la serie de caudales reales en el periodo comprendido entre enero de 1980 a diciembre de 1995 es de $4{,}8m^3/s$, mientras la media de la serie simulada en el mismo periodo es de $4{,}54m^3/s$.

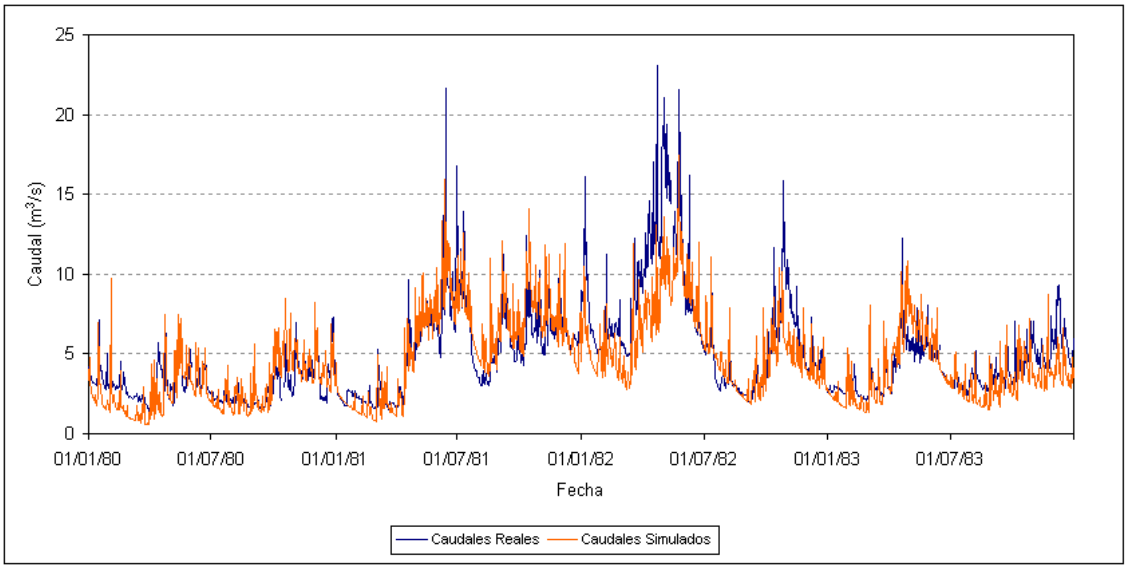


Figura 7.7. Series históricas diarias real y simulada - calibración para acuífero en alta pendiente.

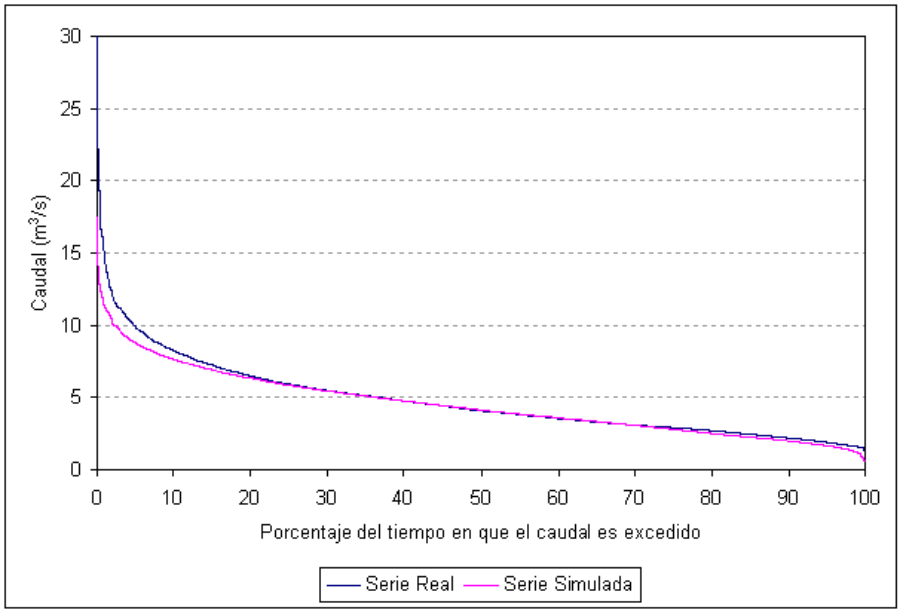


Figura 7.8. Curva de duración real y simulada - calibración para acuífero en alta pendiente.

7.3.2. Calibración del modelo acuífero en zonas planas

Para la realización de este ejercicio de calibración se utilizó un recuadro a la salida de la cuenca (parte baja de la misma) de $3950m$ de ancho (dirección este-oeste) y $7000m$ de largo (dirección norte-sur), como se muestra en la figura 7.10.

Los parámetros de calibración del modelo suponiendo que el flujo subterráneo sigue las direcciones determinadas por los gradientes hidráulicos, se presentan en la tabla 7.5.

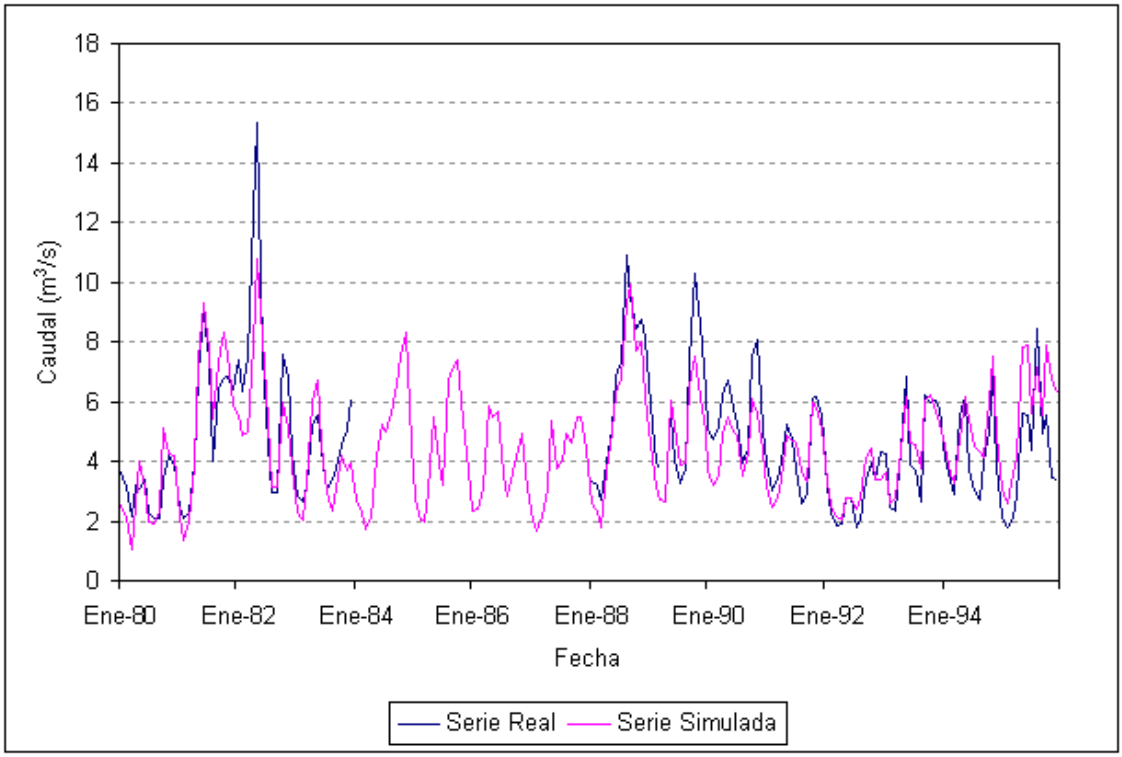


Figura 7.9. Series históricas mensuales real y simulada - calibración para acuífero en alta pendiente.

Tabla 7.5. Calibración del modelo distribuido - acuífero en zonas planas.

Capacidad máxima de almacenamiento capilar $[mm]$, $S_{m,1}$	90
Permeabilidad del estrato superior $[mm/dia]$, K_s	80
Permeabilidad del estrato inferior $[mm/dia]$, K_p	8
Velocidad del flujo superficial $[m/s]$, v_2	0.75
Velocidad del flujo subsuperficial $[m/s]$, v_3	0.00015
Velocidad del flujo en el acuífero $[m/s]$, v_4	0.00000375

El error cuadrático medio calculado es $F1(\theta) = 1{,}90 m^3/s$. Las figuras 7.11 y 7.12 muestran la comparación de las series históricas y las curvas de duración de las series simulada y observada en la cuenca, en las que se observa como la serie de caudales simulada subestima los caudales máximos y mínimos al igual que cuando se consideró que el acuífero seguía las direcciones de flujo superficiales, lo cual puede ser solucionado minimizando los errores que involucran los caudales máximos y mínimos.

Las tablas 7.4 y 7.5 muestran como el calibrador automático busca aumentar la permeabilidad global y la velocidad en el estrato inferior del suelo cuando se considera el acuífero en las zonas planas, respecto a los obtenidos cuando se consideran las direcciones de drenaje superficial. Esto es de esperarse, pues matemáticamente el método de trasfe-

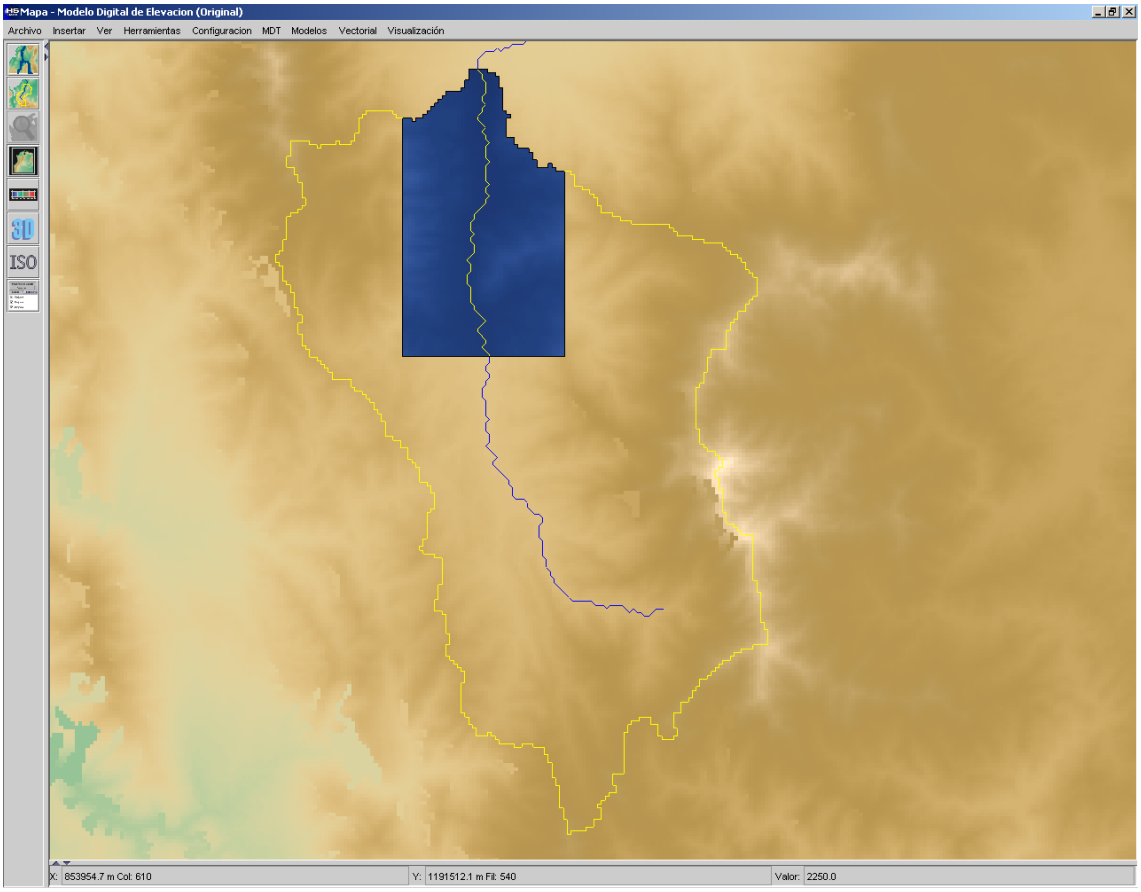


Figura 7.10. Cuenca calibrada y acuífero rectangular supuesto.

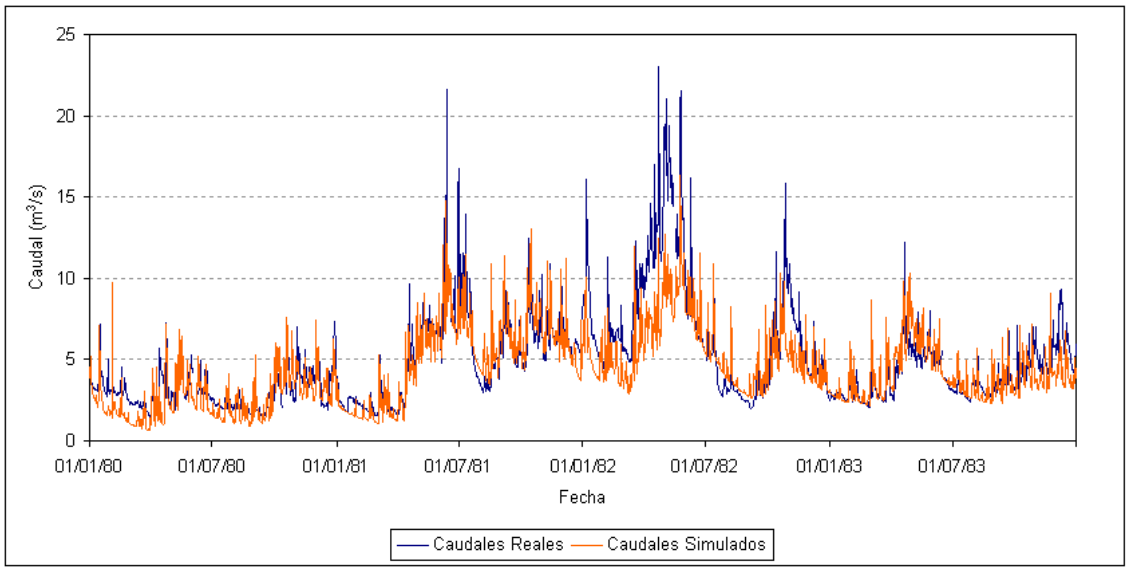


Figura 7.11. Series históricas diarias real y simulada - calibración para acuífero en zonas planas.

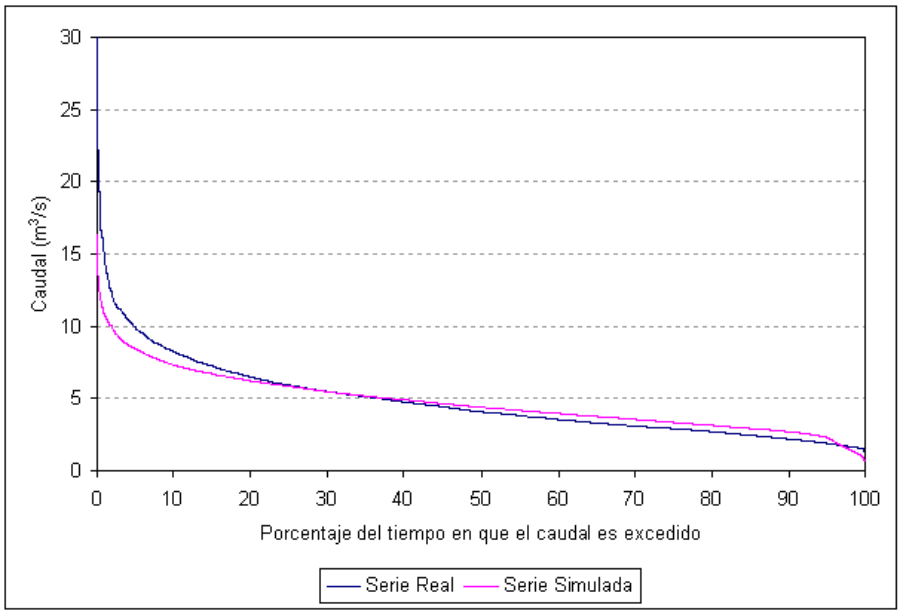


Figura 7.12. Curva de duración real y simulada - calibración para acuífero en zonas planas.

rencia en las zonas planas está basado en diferencias piezométricas que son muy pequeñas comparadas con la longitud horizontal, razón por la cual las permeabilidades deben ser mayores a las consideradas para acuífero en zonas de alta pendiente y que de esta manera los volúmenes transferidos sean comparables.

La figura 7.13 muestra el aporte del acuífero al caudal total, el cual puede ser determinado en cualquier punto de la cuenca. El comportamiento creciente del aporte del acuífero se debe a que las condiciones iniciales de almacenamiento del tanque T4 utilizadas son muy bajas, y se muestra también como el aporte del acuífero es casi constante en todo el periodo de tiempo.

7.4. Modelamiento de intervenciones en la cuenca

7.4.1. Captaciones superficiales

Se realiza el modelamiento de una serie de captaciones superficiales distribuidas en diferentes puntos de la cuenca demandando diferentes caudales y en diferentes épocas. Por simplicidad se han simulado solo 100 días. La figura 7.14 muestra el formato del archivo de texto plano para el ingreso al modelo "*UCASS*" de las captaciones superficiales, en este se especifica el numero de datos, seguido por unas columnas separadas por tabulaciones en las que se especifica las coordenadas X y Y, el caudal demandado en m^3/s, el día de inicio y el día final de captación. Este formato es idéntico para los vertimientos puntuales y los pozos.

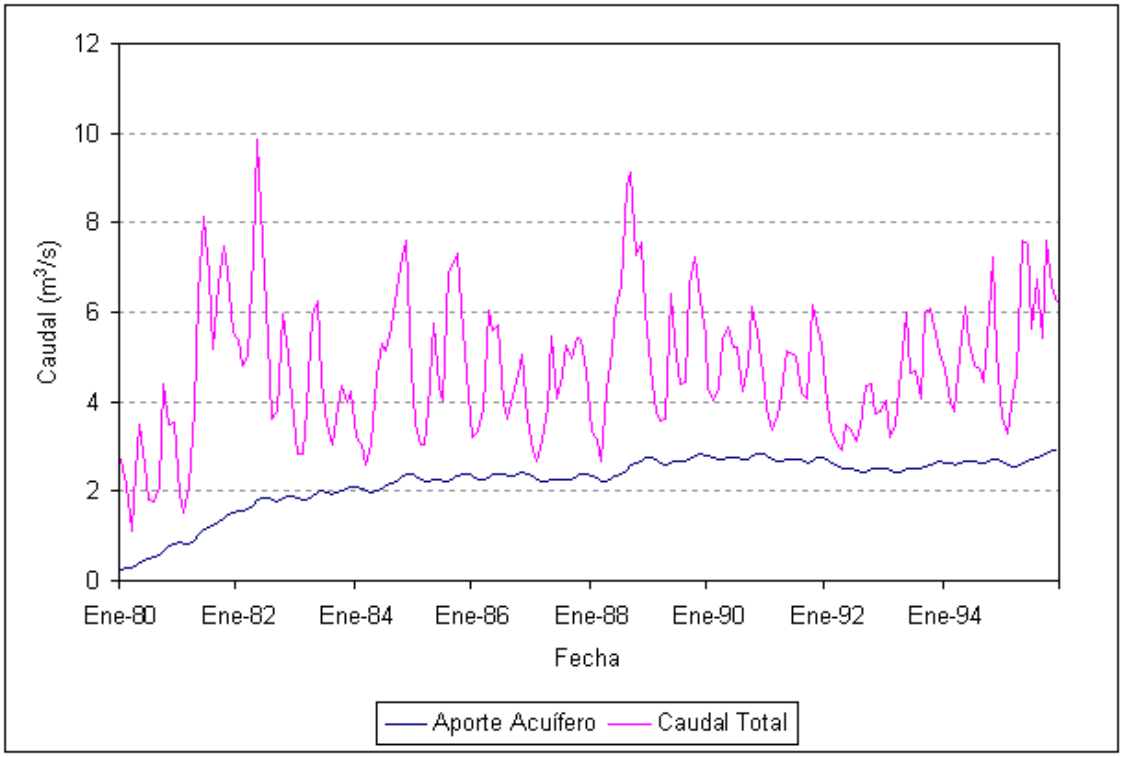
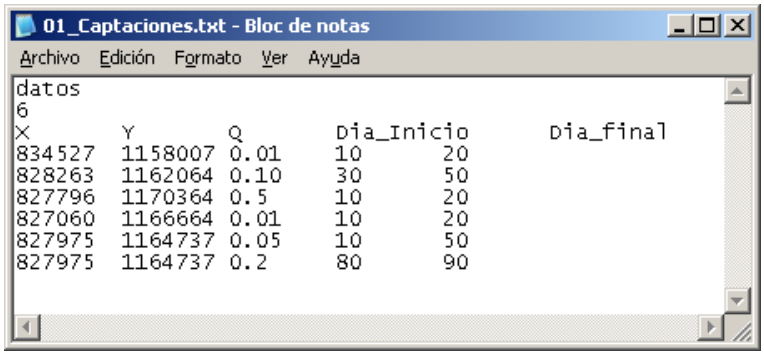


Figura 7.13. Series históricas mensuales simulada y aporte del acuífero.



01_Captaciones.txt - Bloc de notas

Archivo Edición Formato Ver Ayuda

```
datos
6
X       Y       Q       Dia_Inicio      Dia_final
834527  1158007 0.01    10      20
828263  1162064 0.10    30      50
827796  1170364 0.5     10      20
827060  1166664 0.01    10      20
827975  1164737 0.05    10      50
827975  1164737 0.2     80      90
```

Figura 7.14. Datos de entrada al modelo - captaciones superficiales.

La figura 7.15 muestra la interface del modelo "*UCASS*" para el ingreso de las captaciones superficiales.

Las captaciones modeladas son las que se presentan en la tabla 7.6, y para ello se simulan los caudales considerando el acuífero en zonas planas descrito en la sección 7.3.2.

En la figura 7.16 se observa como el modelo "*UCASS*" descuenta del caudal natural los caudales captados en diferentes puntos de la red de drenaje para diferentes periodos, y como una vez terminadas las intervenciones, el resultado vuelve a ser nuevamente el presentado como caudal natural.

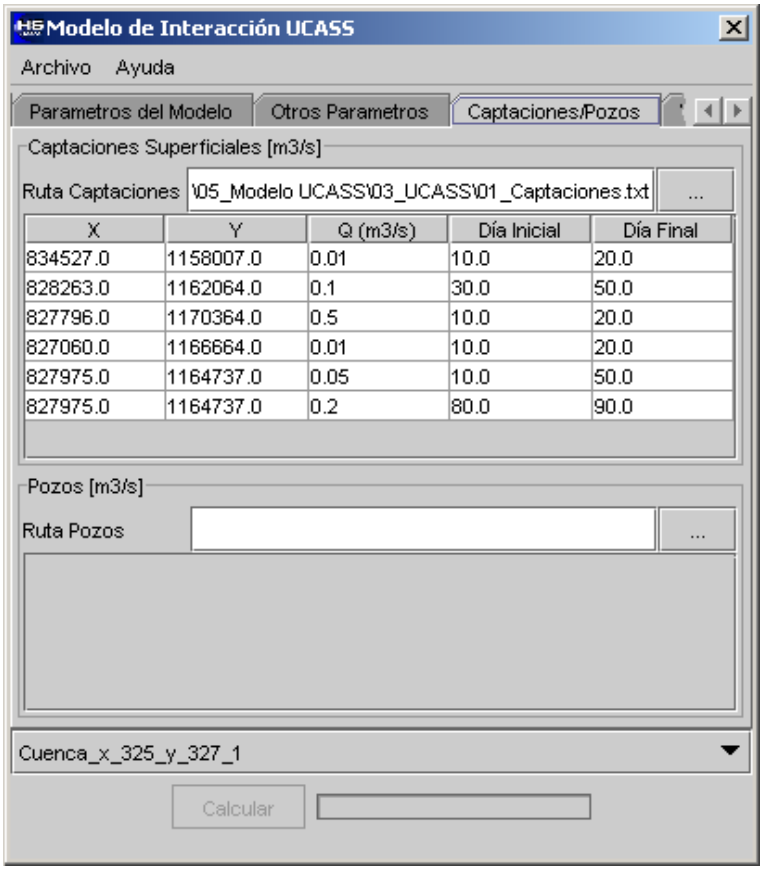


Figura 7.15. Interface para ingreso de captaciones superficiales.

Tabla 7.6. Captaciones superficiales.

ID	X	Y	$Q[m^3/s]$	Inicio	Final	Observaciones
1	834527	1158007	0.01	10	20	Cuenca tributaria muy pequeña
2	828263	1162064	0.10	30	50	Sobre red de drenaje en la ladera
3	827796	1170364	0.50	10	20	Sobre red de drenaje en zona plana
4	827060	1166664	0.01	10	20	No está sobre la red de drenaje
5	827975	1164737	0.05	10	50	Igual a 6, diferente caudal y periodo
6	827975	1164737	0.05	80	90	Igual a 5, diferente caudal y periodo

Igualmente para este caso de aplicación en el que hay una captación localizada por fuera de la red de drenaje y otra con un área tributaria pequeña, el modelo "*UCASS*" arroja el archivo de errores correspondiente (figura 7.17).

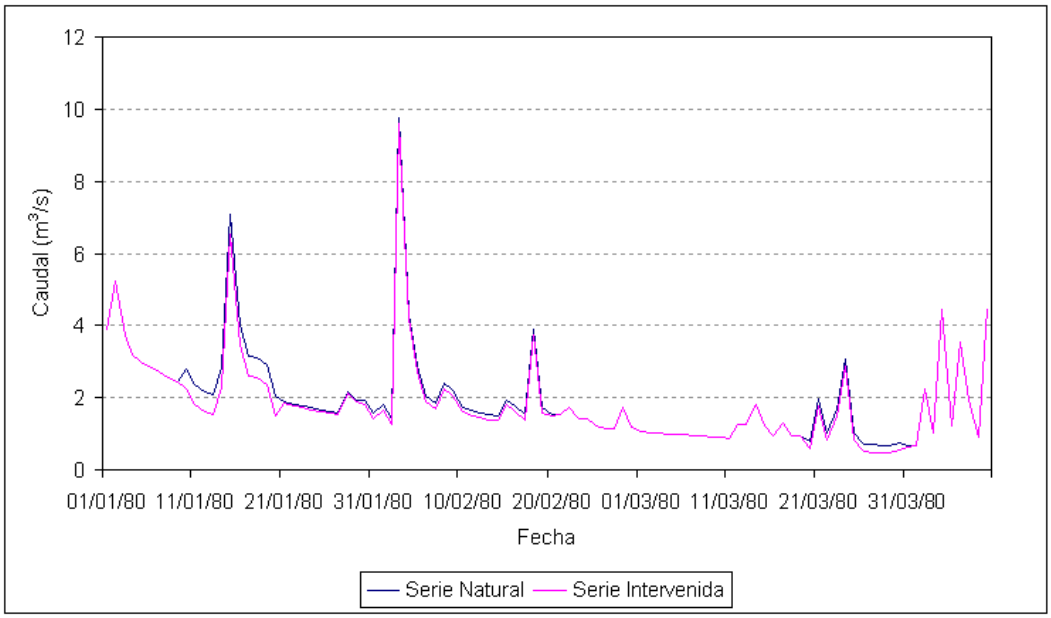
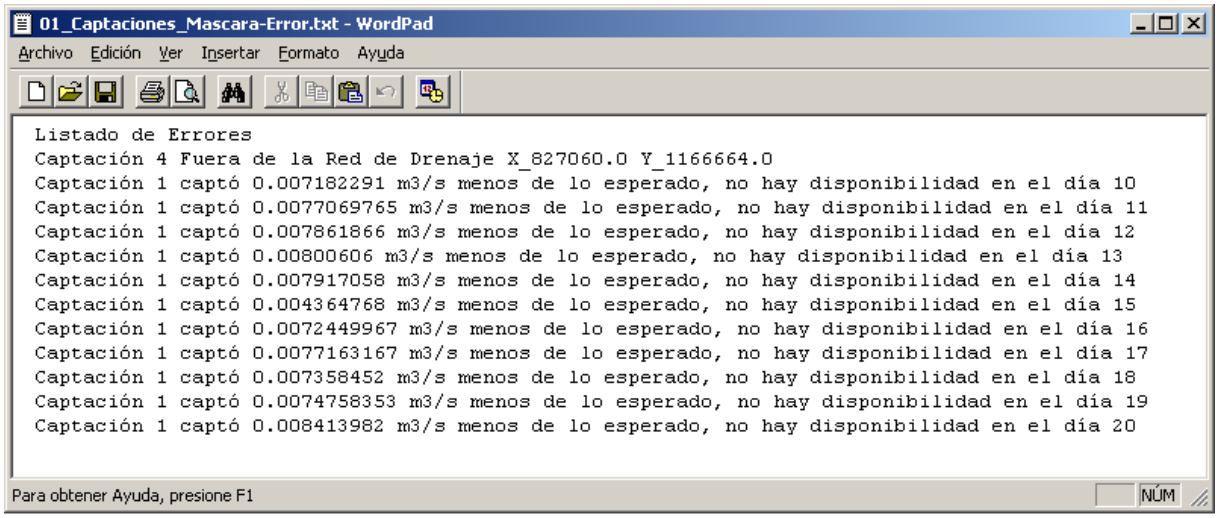


Figura 7.16. Series de caudales simuladas natural e intervenida por captaciones superficiales.



01_Captaciones_Mascara-Error.txt - WordPad

Archivo Edición Ver Insertar Formato Ayuda

```
Listado de Errores
Captación 4 Fuera de la Red de Drenaje X_827060.0 Y_1166664.0
Captación 1 captó 0.007182291 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 10
Captación 1 captó 0.0077069765 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 11
Captación 1 captó 0.007861866 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 12
Captación 1 captó 0.00800606 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 13
Captación 1 captó 0.007917058 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 14
Captación 1 captó 0.004364768 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 15
Captación 1 captó 0.0072449967 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 16
Captación 1 captó 0.0077163167 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 17
Captación 1 captó 0.007358452 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 18
Captación 1 captó 0.0074758353 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 19
Captación 1 captó 0.008413982 m3/s menos de lo esperado, no hay disponibilidad en el día 20
```

Para obtener Ayuda, presione F1 NÚM

Figura 7.17. Errores y novedades en la consideración de las captaciones superficiales.

7.4.2. Vertimientos superficiales

Se modelan dos vertimientos puntuales, uno sobre la ladera y el otro sobre la red de drenaje, tal como se muestra en la tabla 7.7. El archivo de entrada tiene el mismo formato del archivo de entrada de captaciones (figura 7.14).

En la figura 7.18 se observa como el modelo "*UCASS*" aumenta el caudal natural a causa de los vertimientos superficiales. En el caso del vertimiento directo sobre la red de drenaje, el caudal natural se ve alterado solamente en el periodo en el que actúa el

Tabla 7.7. Vertimientos superficiales.

ID	X	Y	$Q[m^3/s]$	Inicio	Final	Observaciones
1	831459	1160568	1.0	1	10	Sobre la red de drenaje
2	827036	1163416	0.1	20	50	Sobre la ladera

vertimiento. El vertimiento que se realiza en la ladera altera los caudales en la red de drenaje en un periodo mas amplio al del vertimiento, dado que los primeros dias parte del caudal sale a la red de drenaje como flujo sobre la ladera y flujo subsuperficial, y después de unos días como flujo subterráneo.

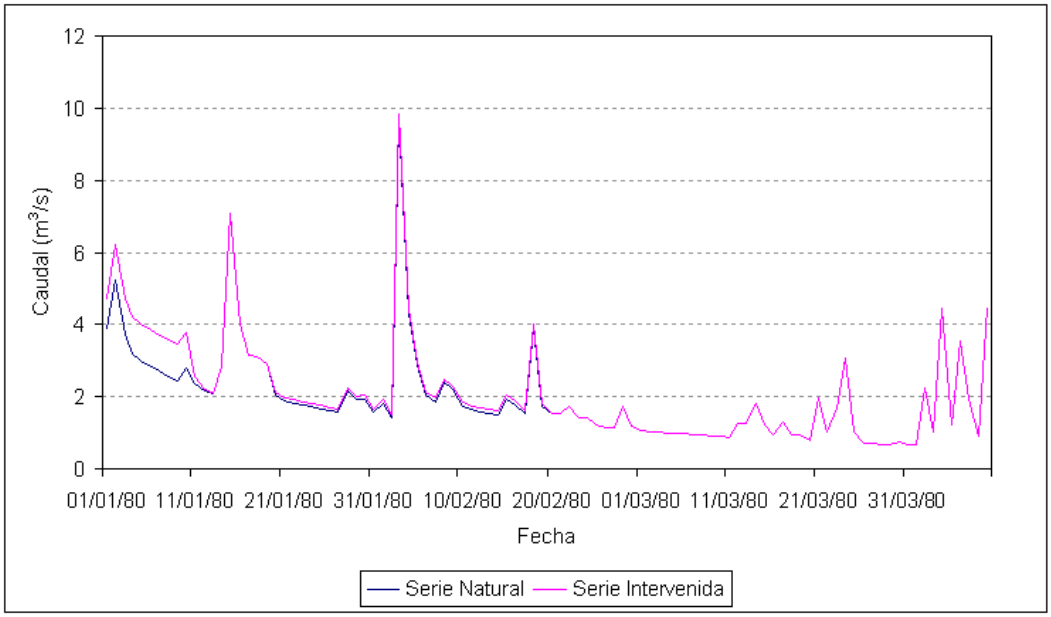


Figura 7.18. Series de caudales simuladas natural e intervenida por vertimientos superficiales.

7.4.3. Pozos de bombeo

Se toma $H_a = 10m$ como el valor medio de la profundidad del acuífero bajo el nivel del río, aunque este parámetro no es conocido, razón por la cual los resultados pueden diferir a los que en realidad se presentan.

Se consideran diferentes condiciones de bombeo localizando un pozo en la coordenada $X = 828070m$ y $Y = 1167539$, retirado $450m$ del río. Para un caudal bombeado de $0{,}5m^3/s$ y $1m^3/s$, y para diferentes tiempos de bombeo se obtienen los resultados de la tabla 7.8.

Los valores de caudal disminuido presentados en la tabla 7.8 son los máximos encontrados en la serie. Si estos fueran agregados a nivel mensual o si se comparan los datos

Tabla 7.8. Disminución de caudales en río debido a los caudales bombeados en el acuífero.

Caudal bombeado (m^3/s)	Tiempo de bombeo (días)	Caudal disminuido (m^3/s)
0.5	100	0.10
0.5	500	0.40
0.5	1000	0.48
1.0	100	0.3
1.0	500	0.82
1.0	1000	0.97

uno a uno, las diferencias suelen ser mínimas, pues están estrechamente ligadas con la cantidad de agua que ingresa por la precipitación, además la velocidad de propagación de las perturbaciones en el acuífero son muy lentas.

Capítulo 8

Conclusiones, Limitaciones y Recomendaciones

8.1. Conclusiones

Se desarrolló un modelo teórico y conceptual en el que se tratan de representar las diferentes componentes del ciclo hidrológico, basado en conceptos y modelos existentes en la literatura. El modelo es distribuido y se encuentra en el entorno de los sistemas de información geográfica.

El carácter distribuido del modelo "*UCASS*" permite conocer la serie de caudales naturales en cualquier punto de la red de drenaje para el periodo de simulación considerado. Igualmente, permite considerar de una manera muy simple la afectación que sufren los caudales superficiales y el almacenamiento subterráneo cuando se ingresan captaciones, vertimientos y pozos.

El modelo "*UCASS*" es una herramienta útil para la estimación de la recarga real en el acuífero, pues permite estimar su variabilidad espacial y temporal, a partir de ecuaciones de base física y datos climáticos reales.

El tránsito de caudales sobre la red de drenaje se realiza por medio de un modelo de embalse lineal simple, que a la escala temporal de modelación empleada y para los objetivos propuestos, permite representar adecuadamente la traslación de caudales sin que se presenten errores considerables.

Con el modelo "*UCASS*" se ha realizado un avance significativo en la elaboración de herramientas de libre distribución que permiten representar de una forma simple los procesos de interacción aguas superficiales y subterráneas. El modelo "*UCASS*" es una herramienta técnica cuyo uso puede estar involucrado en una metodología macro que genere lineamientos para la gestión conjunta del recurso en Colombia.

Paralelamente al desarrollo del modelo "*UCASS*", se implementó un método de cali-

bración que utiliza programación no-lineal para la búsqueda de los parámetros óptimos del modelo. Esta herramienta se convierte en un gran pasó para la aplicabilidad del modelo, pues de esta forma el analista cuenta con una herramienta automática que permitirá hallar los parámetros de la cuenca de una forma más simple, sin dejar a un lado el control que este puede hacer sobre los valores de los parámetros y los resultados deseados.

Las calibraciones realizadas en el caso de aplicación son satisfactorios, pues tanto las métricas del error de calibración, así como las comparaciones gráficas de las series históricas diarias y mensuales, y las curvas de duración, han arrojado resultados aceptables respecto a la calidad de la información real.

Los resultados obtenidos para el caso de aplicación considerando intervenciones antrópicas han mostrado coherencia temporal y en magnitud en la afectación de los caudales naturales por causa de éstas, aunque esta coherencia deberá ser comprobada con casos de aplicación reales.

Es preciso anotar que el caso de aplicación propuesto obedece a una condición ficticia, pues no existe sustentación teórica que permita aproximar el acuífero sobre el río Medellín a la altura de la estación Ancón Sur RMS 17, a un acuífero rectangular, además las captaciones y vertimientos propuestos son supuestos. Sin embargo, pudo observarse como es posible calibrar el modelo para estas condiciones, y como los parámetros de calibración obtenidos poseen coherencia física.

8.2. Limitaciones y Recomendaciones

En el modelamiento hidrológico no fueron considerados las capacidades máximas de almacenamiento de los tanques que representan el flujo superficial, subsuperficial y subterráneo, esto puede ser un factor importante a tener en cuenta en el modelamiento de caudales máximos, ya que si se alcanzan niveles de almacenamiento iguales a las capacidades máximas, el exceso de agua pasaría al flujo superficial pues se considera que el suelo está saturado. Aunque, la inclusión de estas capacidades máximas agregaría al modelo tres parámetros más.

El modelo "*UCASS*" no permite estimar la recarga inducida ocasionada por el bombeo del acuífero, dado que cuando se bombea se generan gradientes verticales que trasladan parte del agua del flujo subsuperficial al flujo subterráneo.

El modelo deberá estar en capacidad de considerar el aporte de otras cuencas al almacenamiento subterráneo en la cuenca de análisis, cuando se tengan bombeos que generen gradientes piezométricos favorables para que se presente esta situación, o cuando las características geológicas de la cuenca lo indiquen (el modelo "*UCASS*" solo permite estimar la recarga del acuífero por infiltración en la misma cuenca).

Deben implementarse rutinas que permitan ingresar la variabilidad temporal de la evapotranspiración potencial en el periodo de simulación. Como primera aproximación

puede ingresarse una rutina que incluya el ciclo anual de la evapotranspiración potencial.

Es claro que se requiere validar el modelo con casos reales. Para lograrlo se ha venido trabajando en la consecución de información que permita realizar un plan piloto de gestión de utilización conjunta agua superficial y subterránea.

Para la gestión del recurso hídrico en diferentes condiciones hidrológicas e hidráulicas, es necesario implementar otros tipos de conectividades entre el sistema acuífero-río, como es el caso de los cauces parcialmente penetrantes.

Bibliografía

Alvarez, O. D., 2007. *"Cuantificación de la Incertidumbre en la Estimación de Campos Hidrológicos. Aplicación al Balance Hídrico de Largo Plazo"*. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. Medellín, Colombia.

Andreu, J., 1993. *"Conceptos y Métodos para la Planificación Hidrológica"*. Editorial CIMME. Valencia, España. 49-54 y 137-170.

Andreu, J., Capilla, J., y Sanchís, E., 1996. *"AQUATOOL, a Generalized Decision-Support System for Water-Resources Planning and Operational Management"*. Journal of Hydrology. Vol. 177 (1996). 269-291.

Barco, O. J., Cuartas, A., 1998. *"Estimación de la Evaporación en Colombia"*. Trabajo Dirigido de Grado. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. Medellín, Colombia.

Bradbury, K., Dripps, W., Hankley, C., Anderson, M. P., y Potter, K., 2000. *"Refinement of Two Methods for Estimation of Groudwater Recharge Rates"*. University of Wisconsin. EEUU.

Burrough, P. A. y McDonnell, R. A., 1998. *"Principles of Geographical Information Systems"*. Oxford University Press.

CGIAR-CSI, 2004. *"SRTM 90m Digital Elevation Data"*. En internet http://srtm.csi.cgiar.org/. Consultado en Mayo de 2007.

Geoff, L., 1992. *"Improving Worst-Case Optimal Delaunay Triangulation Algorithms"*. Department of Computer Science. Royal Melbourne Institute of Technology. Melbourne, Australia.

Jaramillo, M., 2003. *"Estudio de la Interacción Acuífero-Río como Soporte Metodológico en la Estimación de Caudales Mínimos"*. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. Medellín, Colombia.

Kreyszig, E., 1988. *"Advanced Engineering Mathematics"*. John Wiley & Sons. New York, United States of America.

Mesa, O. J., G. Poveda, y L. F. Carvajal, 1997. *"Introducción al Clima de Colombia"*. Imprenta Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

Pulido, M., Sahuquillo, A., Ochoa, C., y Pulido, D., 2005. *"Modeling of Stream - Aquifer Interaction: The Embedded Multireservoir Model"*. Journal of Hydrology. Vol. XX (2005). 1-16.

Pulido, M., Andreu, J., y Sahuquillo, A., 2004. *"Optimización Económica del Uso Conjunto de Aguas Superficiales y Subterráneas en Sistemas de Recursos Hídricos. Aplicación a la Directiva Marco Europea del Agua"*. Actas del IV Congreso Ibérico Sobre Gestión y Planificación del Agua. Tortosa, España.

Quintero, F., 2004. *"Evaluación de la Cuenta Física de Agua Usando un Modelo Hidrológico Distribuido"*. Trabajo Dirigido de Grado. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. Medellín, Colombia.

Ramírez, J. M., 2002. *"Extracción Automática de Redes de Drenaje a Partir de Modelos Digitales de Terreno"*. Trabajo Dirigido de Grado. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. Medellín, Colombia.

Sahuquillo, A., 1985. *"Criterios Actuales para la Gestión Conjunta de Aguas Superficiales y Subterráneas"*. Revista de Obras Públicas. España. 231-250.

Singh, V. P., 1989. *"Hydrologic Systems - Volumen II: Watershed Modeling"*. Prentice Hall. New Jersey, EEUU.

Sloan, W. T., 2000. *"A Physics-Based Function for Modeling Transient Groundwater Discharge at the Watershed Scale"*. Water Resources Research. Vol. 36 (1). 225-241. 2000.

Smith, R. A., G. Poveda, O. J. Mesa, C. A. Pérez, y C. Ruiz, 1996. *" En Búsqueda de Señales de Cambio Climático en Colombia"*. IV Congreso Colombiano de Meteorología, Sociedad Colombiana de Meteorología, Bogotá.

Tebbutt, T.H.Y., 1985. *"Advances in Water Engineering"*. Elsevier Applied Science Publishers. 94-100.

Universidad de Antioquia (UdeA), Universidad Nacional de Colombia sede Medellín (UNAL), Universidad de Medellín y Universidad Pontificia Bolivariana, 2004. *"Diseño y Puesta en Marcha de la Red de Monitoreo Ambiental en la Cuenca Hidrográfica del río Medellín en Jurisdicción del Área Metropolitana del Valle de Aburrá"*. Medellín, Colombia. 109p.

Universidad Nacional de Colombia sede Medellín (UNAL), 2003. *"Manual de Usuario de HidroSIG - Versión 3.0 Beta"*. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Medellín, Colombia. 109p.

Universidad Nacional de Colombia (UNAL) y Centro de Ciencia y Tecnología de Antioquia (CTA), 2001. *"Balances Hidrológicos y Atlas Digital de Antioquia"*. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Medellín.

Universidad Nacional de Colombia sede Medellín (UNAL), Instituto Mi Río y CORANTIOQUIA, 2003. *"Aplicación de la Metodología de Formulación de Planes Integrales de Ordenamiento y Manejo de Microcuencas en la Parte Baja de la Cuenca de la Quebrada la Iguana, PIOM"*. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Medellín, Colombia.

Universidad Nacional de Colombia (UNAL) y Unidad de Planeación Minero - Energética (UPME), 2000. *"Atlas Hidrológico de Colombia"*. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Medellín.

Universidad Politécnica de Valencia (UPV), 2004. *"Breve Resumen e Historia de AQUATOOL"*. En internet http://www.upv.es/aquatool/. Consultado en Abril de 2006.

University of California, 2004. *"GenOpt 2.0 - Generic Optumization Program"*. En internet http://simulationresearch.lbl.gov/GO/support.html/. Consultado en Julio de 2007.

Vélez, M. V., 2004. *"Hidráulica de Aguas Subterráneas"*. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Tercera Edicion. Medellín, Colombia.

Vélez, M. V., Botero, V., Salazar, J. F., y Gómez, J., 2005. *"Estimación de la Recarga en una Región Colombiana Mediante un Modelo Iterativo"*. Ingeniería Hidráulica de México. Vol. XX, Núm. 2 (Abril-Junio de 2005). 61-77.

Vélez, J. I., 2001. *"Desarrollo de un Modelo Hidrológico Conceptual y Distribuido Orientado a la Simulación de Crecidas"*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Valencia. Valencia, España.

Wetter, M., 2004. *"Simulation - Based Building Energy Optimization"*. Tesis Doctoral. University of California. Berkeley, EEUU.