

## **Estimación de caudales mínimos usando un modelo distribuido de tanques**

Marcela Jaramillo U.

*Geóloga, MSc. Recursos Hidráulicos, [marce@epm.net.co](mailto:marce@epm.net.co)*

Jaime Ignacio Vélez U.

*Profesor Asociado Universidad Nacional de Colombia – Sede Medellín, [jivelezu@unalmed.edu.co](mailto:jivelezu@unalmed.edu.co)*

María Victoria Vélez O.

*Profesora Asociada Universidad Nacional de Colombia – Sede Medellín, [mvvelez@unalmed.edu.co](mailto:mvvelez@unalmed.edu.co)*

**RESUMEN:** La estimación de los caudales mínimos es crucial para el manejo de calidad y planificación del suministro del agua. La magnitud, frecuencia y duración de ellos están definidas, en última instancia, por la dinámica del agua subterránea y su interacción con las corrientes superficiales durante períodos secos prolongados.

En este trabajo se estudió dicha interacción usando un modelo distribuido de tanques que calcula las componentes de la producción de escorrentía y su transferencia en el cauce para cada una de las celdas en las que se divide la cuenca. Este modelo se aplicó a la quebrada Chorrillos, ubicada al oriente de Antioquia, con una cuenca de 4km<sup>2</sup> y con 30 años de registro de caudales diarios.

Se encontró que en la zona se presenta una interacción desde el almacenamiento de agua gravitacional del suelo hacia las corrientes superficiales en épocas de lluvias escasas comprobando que es la componente subterránea de la escorrentía la que controla las recesiones en la serie de caudales. Estas recesiones fueron reproducidas de manera satisfactoria por el modelo.

Quedan pendientes trabajos más detallados, que incluyan ensayos de campo y laboratorio que permitan un acercamiento real a los parámetros del suelo que el programa requiere para la simulación. Además, se recomienda incluir en la modelación caudales de extracción de aguas subterráneas y trabajar con el modelo no lineal de producción y transferencia de la escorrentía y comparar los resultados con aquellos obtenidos al aplicar, como en este caso, el modelo lineal.

**ABSTRACT:** The estimation of low streamflows is crucial for the planning of water supply and the management of the resource quality. The magnitude, frequency and duration of these flows are defined, in last instance, by the dynamics of the groundwater and its interaction with the superficial currents during prolonged dry periods.

In this work this interaction was studied by using a distributed tank model that calculates the components of the run-off production and their transference in the channel for each one of the cells in which the river basin is divided. This model was applied to the Chorrillos stream, located at the east of Antioquia, with a basin of 4km<sup>2</sup> and 30 years of daily flows registry.

It was found that in the area there is an interaction from the gravitational water storage towards the superficial currents at times of little rains verifying that it is the underground component of the run-off the one that controls the recessions in the flow series. The model reproduced these recessions in a satisfactory way.

It is necessary to have more detailed works, that include field and laboratory test that allow a real approach to the parameters of the ground that the program requires for the simulation. In addition, it is recommended to include in the modeling the rate of groundwater extraction and to work with the nonlinear model of production and transference of the run-off and to compare the results with those obtained when applying, like in this case, the linear model.

## 1. INTRODUCCIÓN

Para el manejo adecuado del recurso agua, en lo que tiene que ver con su explotación y protección, es necesario contar con ciertas herramientas que sirvan de orientación en la toma de decisiones. Un elemento importante para tal objetivo es el estudio de los caudales mínimos en cuanto a su frecuencia y magnitud se refiere.

El término caudal mínimo puede tener diferentes significados dependiendo del grupo de trabajo que lo use, sin embargo el glosario internacional de hidrología (WMO, 1974) define el término como “flujo de agua en una corriente durante un período seco prolongado”.

Los factores naturales que influyen el régimen de caudales mínimos de un río incluyen: la distribución y las características de la infiltración de los suelos, las características hidráulicas y extensión de los acuíferos, la tasa, la frecuencia y la cantidad de recarga, las tasas de evapotranspiración desde la cuenca, la distribución de los tipos de vegetación, la topografía y el clima (Smakhtin, 2001).

La mayor parte de la ganancia natural a las corrientes de agua durante períodos de caudales mínimos se deriva de la liberación de agua desde los acuíferos. Esto ocurre cuando la superficie de nivel freático intercepta el canal de la corriente. Para que el caudal mínimo se mantenga es necesario que el acuífero sea recargado estacionalmente con cantidades adecuadas de humedad, que el nivel freático sea lo suficientemente somero para ser interceptado por el canal, y que el tamaño del acuífero y sus propiedades hidráulicas sean las necesarias para mantener el flujo durante la estación seca. Aportes a los caudales mínimos también pueden provenir del drenaje de áreas superficiales donde el agua se concentra durante, y poco tiempo después de, los eventos de precipitación o de lagos con los cuales la corriente superficial tenga una conexión hidráulica directa.

El régimen de caudales mínimos puede ser analizado en diferentes formas dependiendo del tipo de información disponible y del tipo de información requerida. Smakhtin (2001) presenta una breve descripción de algunos de los métodos existentes para la estimación de los caudales mínimos bien sea en sitios con suficiente información (curvas de duración de flujo, análisis de frecuencia, eventos continuos de flujo mínimo y déficit en los volúmenes, flujo base y mediciones del flujo base, y análisis de recesión) o en aquellos donde la información existente es insuficiente o nula (aproximación de regresión regional, curvas de predicción regional, mapeo regional y otros métodos de interpolación espacial y estimación de caudales mínimos a partir de series sintéticas de tiempo).

Con un modelo de precipitación - escorrentía es posible simular los caudales y los niveles en los cauces ante distintos escenarios de precipitación, humedad antecedente o de intervención antrópica sobre la cuenca.

Como se mencionó anteriormente, un factor importante en el régimen de los caudales mínimos es la tasa, la frecuencia y la cantidad de recarga. Muchos autores (Bradbury, *et al.*, 2000; Balek, 1988; Scanlon, *et al.*, 2002; De Vries y Simmers, 2002) la definen como la entrada de agua dentro de la zona saturada, donde comienza a hacer parte de las reservas subterráneas de agua. Esta entrada se da de dos maneras, la primera por un movimiento descendente del agua debido a las fuerzas de gravedad y la segunda comprende la entrada de agua al acuífero luego de presentarse un movimiento horizontal del flujo debido a las diferentes condiciones hidráulicas de las capas que constituyen el perfil del suelo (Balek, 1988).

Otros autores, como Simmers (1990), la definen de manera similar como el flujo descendente de agua que alcanza el nivel freático y que comienza a formar parte de las reservas subterráneas de agua. La recarga puede definirse también como el volumen de agua que penetra en un cierto período de tiempo en las reservas subterráneas o como el flujo unitario que alcanza el nivel freático (Custodio, 1997).

La recarga a un acuífero puede darse naturalmente debido a la precipitación, a las aguas superficiales o por medio de transferencias desde otras unidades hidrogeológicas o acuíferos; pero también puede darse de manera artificial producto de actividades como la irrigación, fugas de redes de abastecimiento o por infiltraciones de embalses y depósitos (Balek, 1988; Custodio, 1997; Simmers, 1990; Lerner, 1990; Samper, 1997). En general, la recarga por lluvia es la más importante, mientras que la recarga producida por ríos y lagos es importante en climas poco lluviosos y la debida a fugas en redes de abastecimiento es de gran importancia en zonas urbanas.

El modelo hidrológico utilizado, denominado SHIA (Simulación Hidrológica Abierta) (Vélez, 2001), corresponde como esquema general a un modelo hidrológico conceptual distribuido que se apoya en la física de los procesos teniendo en cuenta las características morfológicas de la cuenca. Los procesos determinantes de la producción y transferencia de escorrentía se presentan mediante la ecuación de continuidad y unas expresiones conceptuales o empíricas para cada uno de los procesos. Para ello se divide la cuenca en celdas cuadradas en las que los procesos se representan por el flujo y el almacenamiento de la escorrentía en varios tanques interconectados.

Como parte del trabajo de tesis de Maestría en Recursos Hidráulicos de la Universidad Nacional de Colombia – Sede Medellín de Jaramillo (2003), se aplicó este modelo en la cuenca de la quebrada Chorrillos (áreas de 4km<sup>2</sup>), localizada al oriente del departamento de Antioquia, afluente de la quebrada Piedras Blancas y que cuenta con 30 años de registros de caudales diarios.

En términos generales se encontró que el modelo reproduce de manera confiable los caudales mínimos, haciéndose evidente que la componente subterránea es la que controla las recesiones, mientras que las componentes subsuperficial y superficial se encargan de los caudales medios y máximos, respectivamente. Además, se encontró

que la recarga en la zona corresponde en promedio a un 30% de la precipitación media anual.

Si bien es cierto que para la cuenca estudiada, por tratarse de una cuenca de montaña, no se habla de formaciones acuíferas en todo el sentido de la palabra, se encontró que el almacenamiento de agua gravitacional en el suelo es suficiente para mantener caudales mínimos firmes en épocas de sequía.

En general las técnicas de balance aplicadas a evaluación de recursos de agua subterránea tratan la recarga como el residual de otros flujos en la ecuación de balance (Recarga = Precipitación – Escorrentía – Evapotranspiración - cambios en el almacenamiento) (Arismendy y Salazar, 2003). Sin embargo, por medio del modelo de tanques es posible estimar la cantidad de recarga por precipitación de manera directa y con base en parámetros físicos que pueden ser determinados bien sea en campo o en laboratorio.

Este modelo distribuido presenta una gran ventaja sobre el agregado, ya que además de permitir conocer el caudal en cualquier parte de la cuenca, es posible simular la producción y transferencia de la escorrentía bien sea de una forma lineal o no lineal. En el caso particular que se presenta en este trabajo, se encontraron buenos resultados empleando condiciones lineales por lo que no se consideró necesario implementar las no lineales. Este paso importante se deja como inquietud para trabajos futuros.

## **2. ZONA DE ESTUDIO**

### **2.1. Localización**

La cuenca de la quebrada Chorrillos, afluente de la quebrada Piedras Blancas, está localizada en la parte norte de la Cordillera Central de Colombia, enmarcada entre las coordenadas E: 839,000, N: 1,189,000 y E: 842,000, N: 1,185,500, origen Bogotá, (Fig. 2-1), al oriente del departamento de Antioquia.



Figura 2-1. Localización de la zona de estudio.

## 2.2. Clima

La región presenta un régimen de precipitación bimodal con dos períodos mayores de lluvia entre abril – mayo y septiembre – noviembre, intercalados con dos períodos menos húmedos entre diciembre – marzo y junio – agosto. La precipitación media anual varía entre 1550 y 1800 mm.

## 2.3. Geología Regional

Desde el punto de vista geológico regional, el área está conformada por rocas metamórficas que afloran esencialmente al occidente y sur de la zona de estudio y corresponden a las Anfibolitas de Medellín. Los principales cuerpos ígneos son el Batolito Antioqueño que aflora al oriente y la Dunita de Medellín al occidente. Se presentan además terrazas aluviales asociadas al río Negro y a las quebradas La Mosca, La Marinilla y La Cimarrona (Hoyos et al, 2001) y depósitos de vertiente y de cenizas volcánicas que recubren concordantemente la topografía, constituyendo la formación superficial más importante (Vera, 2001) (Fig. 2-2).

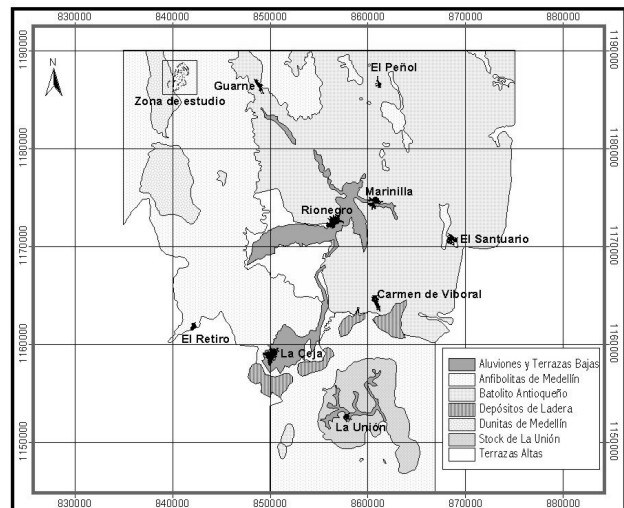


Figura 2-2. Mapa geológico regional simplificado.

## 2.4. La cuenca de la quebrada Chorrillos

La quebrada Chorrillos nace en la cota 2530 y recorre 4km aproximadamente para desembocar en la represa de Piedras Blancas a la altura de la cota 2340 (Fig. 2-3 y 2-4). Una pequeña porción de la cuenca está sobre la Dunita de Medellín, mientras que la mayor parte está sobre las Anfibolitas de Medellín, lo que permite hablar de productos de meteorización tipo arena a limos y arcillas. Algunos de los principales parámetros morfométricos de la cuenca, obtenidos con el HIDROSIG 1.8, se resumen en la Tabla 2-1. (Jaramillo, 2003)

Tabla 2-1. Parámetros morfométricos de la cuenca de la quebrada Chorrillos.

Parámetro	Valor
Área (km <sup>2</sup> )	3.58
Orden de Horton (adimensional)	3
Magnitud (adimensional)	19
Longitud total de la red de drenaje (km)	13.63
Longitud del canal principal (km)	3.64
Cota máxima en la cuenca (msnm)	2560
Cota en la salida (msnm)	2346
Perímetro (km)	10.33
Pendiente media (%)	20.41

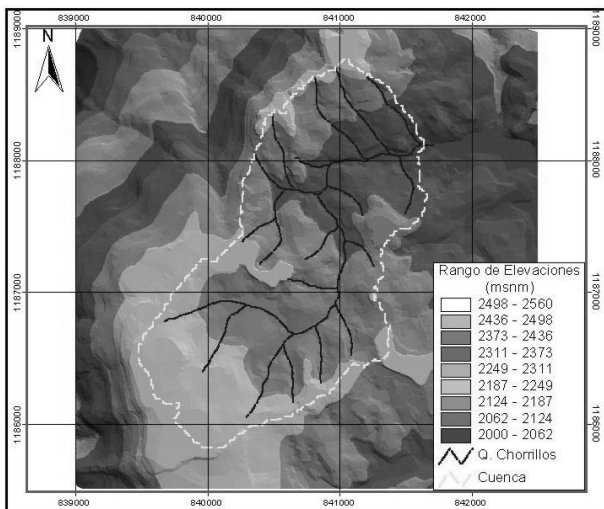


Figura 2-3. Mapa de elevaciones de la cuenca de la quebrada Chorrillos.

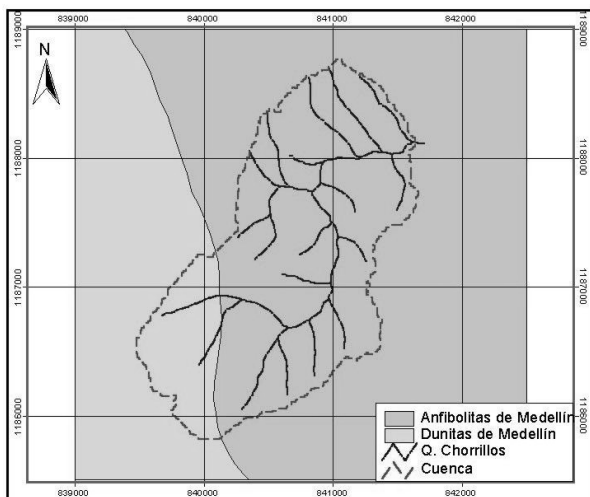


Figura 2-4. Geología de la cuenca de la quebrada Chorrillos.

### 3. MODELO DISTRIBUIDO DE TANQUES

Como producción de escorrentía se considera al conjunto de procesos que ocurren para que la precipitación que cae sobre el terreno se incorpore al flujo en la red de drenaje superficial. En el modelo empleado (SHIA: Simulación Hidrológica Abierta. Vélez, 2001), que corresponde a un modelo hidrológico conceptual distribuido donde la cuenca se divide en celdas cuadradas, se considera que los procesos

determinantes en la producción y transferencia de escorrentía (intercepción, detención, infiltración, evaporación y evapotranspiración, recarga del acuífero, escorrentía superficial y subsuperficial, retorno del flujo base y flujo en los cauces de la red de drenaje) se pueden representar por un sistema de cinco tanques o elementos de almacenamiento conectados entre sí y con los de otras celdas (Fig. 3.1). Estos elementos están dispuestos jerárquicamente de arriba hacia abajo y cada uno tiene un significado en la representación del proceso de escorrentía:

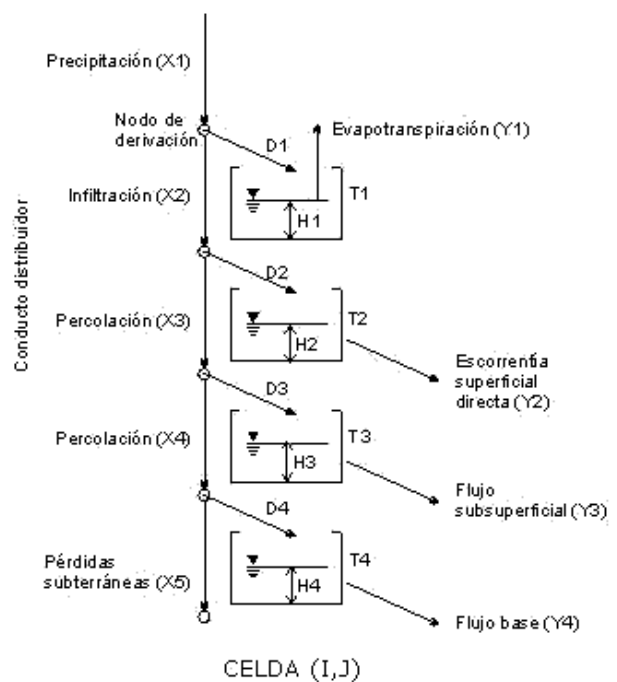


Figura 3-1. Esquema de conexión de los elementos de la celda (i, j).

Primer tanque (T1): agua capilar que se almacena en la capa superior del suelo. De este elemento sólo es posible la salida del agua mediante la evapotranspiración.

Segundo tanque (T2): agua que se aloja en la superficie de la ladera mientras fluye sobre ella como escorrentía superficial directa hasta su ingreso a un cauce en la red de drenaje.

Tercer tanque (T3): agua gravitacional que se almacena en la zona saturada de la capa superior

del suelo mientras fluye como flujo subsuperficial.

Cuarto tanque (T4): agua gravitacional almacenada en la parte inferior del suelo que produce el flujo base.

Quinto tanque (T5): almacenamiento de agua mientras fluye por un canal equivalente o representativo de los elementos de la red de drenaje en la celda.

El agua lluvia se conduce por el conducto distribuidor y va saliendo hacia los tanques a través de los nodos de derivación dependiendo de la cantidad de agua disponible, del estado del almacenamiento del tanque o de la capacidad del conducto distribuidor aguas abajo del nodo. En función del volumen almacenado en cada uno de los tanques, se determina su contribución a la escorrentía. Ésta puede pasar a las celdas aguas abajo 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 realiza el balance para actualizar el volumen almacenado en cada uno de los tanques y realiza el mismo proceso en las celdas de aguas abajo, hasta cubrir toda la cuenca. Luego se repite toda la operación para un nuevo intervalo de tiempo. Como resultado de este modelo se pueden obtener los caudales en todos aquellos sitios de la cuenca que sean de interés para el analista.

### 3.1. El almacenamiento capilar y la evapotranspiración

Para la representación del tanque  $T1$  (Fig. 3-2) se consideran los siguientes valores:

$X1_t$ : lámina de lluvia en el intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  
 $X2_t$ : lámina de agua excedente del almacenamiento capilar,  $D1_t$ : lámina de agua que se deriva hacia  $T1$  durante el intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $H1_t$ : lámina de agua en  $T1$  al final del intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $H1_{t-\Delta t}$ : lámina de agua  $T1$  al inicio del intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $Hu1$ : capacidad máxima de almacenamiento en  $T1$ ,  $Y1_t$ : lámina de agua evaporada.

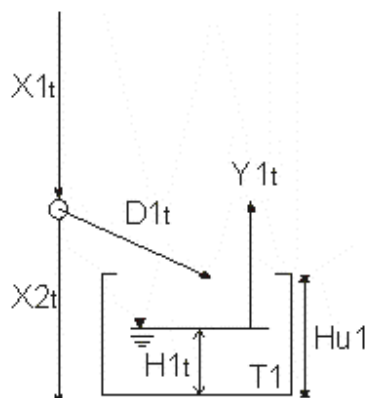


Figura 3-2. Esquema del almacenamiento capilar.

De acuerdo con la configuración del modelo, la precipitación  $X1_t$  se estima según los registros de las estaciones más cercanas empleando el método de interpolación espacial del inverso de la distancia. El valor obtenido de lluvia entra a un conducto del que se deriva una cantidad  $D1_t$  para el tanque  $T1$  y depende del contenido de humedad en el suelo (cantidad de agua almacenada en el tanque), de las características del suelo (capacidad máxima del tanque y 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).

Este tanque tiene una capacidad máxima  $Hu1$  igual a la suma de la capacidad de almacenamiento de "agua útil" en el suelo (humedad a capacidad de campo menos humedad a punto de marchitez) y la capacidad de la cobertura de la superficie (asociada por lo general a la cobertura vegetal) para almacenar agua.

La cantidad de agua que se deriva  $D1_t$  y entra al almacenamiento estático, corresponde al mínimo entre el agua existente en el conducto distribuidor, el que se requiere para llenar el tanque de almacenamiento capilar, y el máximo que puede ingresar al suelo durante un intervalo de tiempo. Así, a menos que se llene el almacenamiento capilar, no se deja pasar nada a la escorrentía. En la realidad puede haber

escorrentía sin que necesariamente se haya llenado el almacenamiento capilar en el suelo. Entonces se utiliza un coeficiente  $\phi$  para lograr que la cantidad de agua que se deje pasar corresponda a una fracción de la lluvia, que está relacionada con el estado del almacenamiento capilar tal que, cuando este almacenamiento esté muy lleno deje pasar mucho, y cuando está muy vacío deje pasar poco. En este caso  $DI_t$  y  $\phi$  corresponden a (Ec. 3.1 y 3.2):

$$DI_t = \text{Min}\{\phi * X_{1t}, Hu_1 - H_{1t-\Delta t}\} \quad 3.1$$

$$\phi = 1 - \left( \frac{Hu_1}{H_{1t-\Delta t}} \right)^a \quad 3.2$$

Este esquema ha sido utilizado por varios modelos conceptuales agregados. Es el caso del modelo HBV (Bergström, 1995) en el que  $a$  puede tomar valores entre 1 y 3 y el de los modelos GR-3J y GR-3H (Arnaud y Lavabre, 1996) en los que  $a$  es igual a 2. Este valor fue el que se utilizó para la cuenca de la quebrada Chorrillos.

La cantidad de agua que representa la evapotranspiración  $YI_t$  es función del agua disponible en el tanque  $H_{1t}$  y la evapotranspiración potencial (ETP). Varios autores han utilizado una expresión en la que se obtiene un estimado de la evapotranspiración real (ETR) a partir de la ETP y de la relación entre la humedad del suelo y la humedad del suelo a la capacidad de campo. En el modelo, esta relación equivale a la existente entre el agua que se encuentra en el almacenamiento estático y la capacidad máxima para ese almacenamiento (Ec. 3.3), así:

$$YI_t = ETP \left( \frac{H_{1t}}{Hu_1} \right)^b \quad 3.3$$

En los modelos GR-2 y GR-3 del CEMAGREF (Michel, 1989)  $b$  tiene un valor de 0.5, en el modelo HBV (Bergström, 1995)  $b = 1$  y Singh y Dickinson (1975) trabajan con  $b$  igual a 0.7. Para

el caso particular de este trabajo, se obtuvieron buenos resultados con un  $b = 0.5$

En el modelo se tiene en cuenta además que el valor de la evapotranspiración real no puede ser mayor que el agua disponible para evaporación en este almacenamiento estático (Ec. 3.4), así:

$$YI_t = \text{Min}\left\{ETP \left( \frac{H_{1t}}{Hu_1} \right)^b, H_{1t}\right\} \quad 3.4$$

De acuerdo con lo propuesto en el modelo, el agua que no ingresa al almacenamiento estático  $T1$ , sigue su camino por la zona capilar del suelo hacia abajo (Ec. 3.5):

$$X_{2t} = X_{1t} - DI_t \quad 3.5$$

### 3.2. El almacenamiento superficial (respuesta rápida)

Para la representación del tanque  $T2$  (Fig. 3-3) se consideran las siguientes variables:

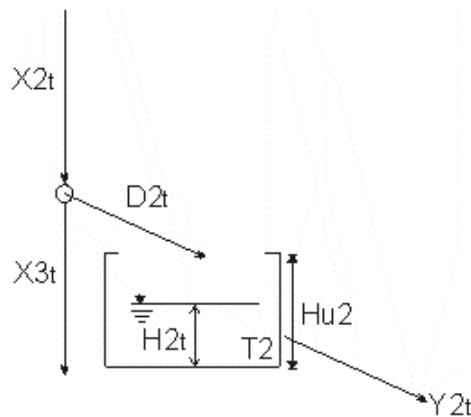


Figura 3-3. Esquema del almacenamiento superficial.

Donde  $\rightarrow X_{2t}$ : lámina de agua excedente del almacenamiento capilar,  $X_{3t}$ : lámina de agua excedente del almacenamiento superficial,  $D_{2t}$ : lámina de agua que se deriva hacia  $T2$  en el intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $H_{2t}$ : lámina de agua en  $T2$  al final del intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $H_{2t-\Delta t}$ : lámina

de agua en  $T2$  al inicio del intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $Hu2$ : capacidad máxima de almacenamiento en  $T2$ ,  $Y2_t$ : cantidad de agua que sale por escorrentía superficial.

La capacidad para dejar pasar agua gravitacional se puede asociar a la conductividad hidráulica saturada en la capa superior del suelo  $Ks$  (primaria y secundaria).

La cantidad de agua que entra al almacenamiento  $T2$ , está relacionada con  $Ks$  y  $X2_t$  (Ec. 3.6 y 3.7), así:

$$X3_t = \text{Min}\{X2_t, Ks\Delta t\} \quad 3.6$$

$$D2_t = X2_t - X3_t \quad 3.7$$

Para el flujo superficial en la cuenca, suponiendo velocidad constante y aplicando la ecuación de continuidad, la escorrentía directa se puede representar mediante un embalse lineal (Ec. 3.8 y 3.9):

$$Y2_t = \alpha \times H2_t \quad 3.8$$

$$\alpha = \frac{1}{\text{tiempo residencia agua en el suelo}} \quad 3.9$$

### 3.3. El almacenamiento subsuperficial (respuesta intermedia)

Para la representación del tanque  $T3$  (Fig. 3-4) se consideran las siguientes variables:

$X3_t$ : lámina de agua excedente del almacenamiento superficial,  $X4_t$ : lámina de agua que puede percolar o seguir hacia la zona inferior del suelo,  $D3_t$ : lámina de agua que se deriva hacia  $T3$  en el intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $H3_t$ : lámina de agua en  $T3$  al final del intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $H3_{t-\Delta t}$ : lámina de agua en  $T3$  al inicio del intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $Hu3$ : capacidad máxima de almacenamiento en  $T3$ ,  $Y3_t$ : cantidad de agua que sale por escorrentía subsuperficial.

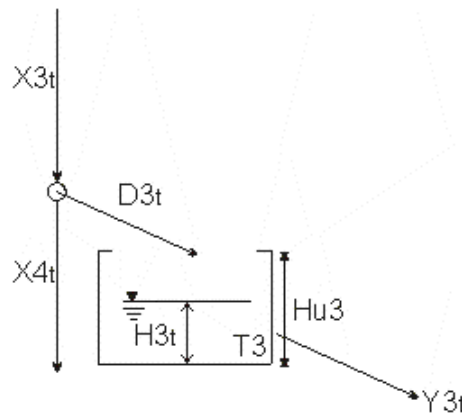


Figura 3-4. Esquema del almacenamiento subsuperficial.

Se supone que la capa inferior del suelo tiene una capacidad de precolación  $Kp$  representativa que se asocia al tipo de subsuelo y su estructura (Ec. 3.10 y 3.11). Al igual que lo supuesto para la capa superior, esta capacidad de precolación incluye tanto la porosidad primaria como la secundaria.

$$X4_t = \text{Min}(R2_t, kp\Delta t) \quad 3.10$$

$$D3_t = X3_t - X4_t \quad 3.11$$

Para la producción de escorrentía subsuperficial en la ladera se hace una formulación análoga a la presentada en el almacenamiento  $T2$  para obtener la siguiente relación lineal (Ec. 3-12):

$$Y3_t = \alpha \times H3_t \quad 3-12$$

### 3.4. El almacenamiento subterráneo (respuesta lenta)

Para la representación del tanque  $T4$  (Fig. 3-5) se consideran las siguientes variables:

$X4_t$ : lámina de agua excedente del almacenamiento subsuperficial,  $X5_t$ : lámina de agua que entra a formar parte de las pérdidas subterráneas,  $D4_t$ : lámina de agua que se deriva hacia  $T4$  en el intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $H4_t$ : lámina



de agua en  $T4$  al final del intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $H4_{t-\Delta t}$ : lámina de agua en  $T4$  al inicio del intervalo de tiempo  $\Delta t$ ,  $Hu4$ : capacidad máxima de almacenamiento en  $T4$ ,  $Y4_t$ : cantidad de agua que sale como flujo base.

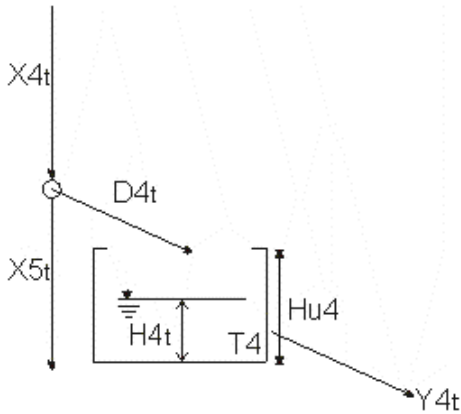


Figura 3-5. Esquema del almacenamiento subterráneo.

La cantidad de agua que se deriva del conducto distribuidor para el flujo subterráneo depende de la cantidad de agua que ha percolado y de la cantidad que pasa a las pérdidas subterráneas (Ec. 3.13), así:

$$D4_t = X4_t - X5_t \quad 3.13$$

En la mayoría de las cuencas naturales, las pérdidas por precolación profunda  $X5_t$  son una parte muy pequeña del agua que circula a través de la cuenca y, por lo tanto, se pueden asumir como nulas.

Para la representación del flujo a través del almacenamiento subterráneo se utiliza la ecuación de continuidad y una ecuación que relaciona la tasa de flujo que sale de este almacenamiento con la cantidad de agua almacenada (Ec. 3.14):

$$Y4_t = \alpha \times H4_t \quad 3.14$$

Finalmente el caudal en la celda para cada intervalo de tiempo  $QC_t$  es la suma del flujo producido en cada tanque (Ec. 3.15) y el caudal

total a la salida de la cuenca para cada intervalo de tiempo  $QT_t$  es la suma del caudal producido en cada una de las celdas (n) (Ec. 3.16):

$$QC_t = (Y2_t + Y3_t + Y4_t) \quad 3.15$$

$$QT_t = \sum_{i=1}^n QC_t \quad 3.16$$

## 4. METODOLOGÍA

### 4.1. Información hidrológica

Para la calibración y validación del modelo de precipitación - escorrentía se utilizaron los datos de precipitación diaria de las estaciones cercanas a la cuenca de la quebrada Chorrillos (Tabla 4-1).

Tabla 4-1. Estaciones de precipitación diaria.

Nombre	Código	Coordenadas	
		N	E
La Severa	2308022	1184608	850324
Chorrillos	2701035	1188314	842954
Planta Villa Hermosa	2701045	1184642	837409

### 4.2. Implementación del modelo

Varios son los pasos que deben seguirse antes de correr el modelo de tanques. A continuación se mencionan algunos de los principales.

Modelos digitales de terreno: Los modelos digitales de terreno (MDT) son modelos de malla rectangular (o raster) en los cuales se subdivide el terreno en áreas rectangulares regulares (celdas o pixeles) y a cada una de ellas se le asigna un único valor de elevación.

A la cuenca se le generó el MDT en tres programas diferentes (Arcview3.1, Idrisi32 e Ilwis3.0) con el objetivo de comparar y seleccionar el MDT que mejor quedara. Se escogieron celdas cuadradas de 10m dividiendo la

cuenca en 350 filas y 350 columnas. Al final se trabajó con el MDT generado en Idrisi32 ya que cuenta con la posibilidad de exportar sus archivos a formato Grass (.dtm) necesario para generar el archivo de topología.

Topología: Una vez se tuvo listo el MDT en formato Grass se procedió a correr el programa DTMCUENCA escrito en lenguaje Fortran 90. Este programa corrige en el MDT los sumideros y zonas planas y genera además cuatro archivos importantes: de direcciones de flujo, de pendientes en reales y en enteros y de la red de drenaje. Con los archivos de direcciones de flujo y de pendientes en enteros se generó el archivo de topología con el programa PREPA3, también en Fortran 90.

Calibración y validación: El propósito de la calibración es establecer que el modelo pueda reproducir caudales medidos en campo. Este proceso se logra al encontrar un conjunto de parámetros que producen caudales simulados similares a aquellos medidos, dentro de un rango de error preestablecido. Una vez obtenido un resultado favorable con la calibración se procede a verificar o validar el modelo para la misma cuenca pero para un período de tiempo distinto. Si el modelo es consistente debe reproducir con el mismo grado de precisión la serie de caudales para el período de tiempo en cuestión.

En este proyecto se escogió la quebrada Chorrillos para los procesos de calibración y validación ya que cuenta con 30 años de registros diarios de caudales repartidos en tres intervalos de tiempo: 1958 – 1976, 1978 – 1982 y 1992 – 1997.

El programa con el que se trabajó lleva el nombre de SIMDIS3 y fue escrito en Fortran 90. Este programa fue levemente modificado para adaptarlo mejor a las necesidades del proyecto.

Antes de correr el programa fue necesario preparar los archivos que se mencionan a continuación:

- Escenario.esc: contiene el nombre de la cuenca y la ruta de los demás archivos requeridos por el programa.
- Artop.txt: archivo de topología.
- Arh.txt: capacidad máxima de almacenamiento en la capa superior del suelo.
- Arks.txt: conductividad hidráulica saturada de la capa superior del suelo.
- Arkp.txt: conductividad de percolación de la capa inferior del suelo.
- Arpar.txt: parámetros de modelación y las condiciones iniciales.
- Evento.evt: información de precipitación y caudales observados.

Los caudales simulados se graficaron con los observados y visualmente se decidió si el ajuste era bueno. Para tomar esta decisión se usaron también las curvas de duración. Si los resultados no eran satisfactorios se cambiaban uno o varios parámetros en el *Arpar* y se procedía a correr de nuevo el programa. Este procedimiento se repitió hasta que los resultados fueran adecuados.

## 5. RESULTADOS

### 5.1. Parámetros de entrada

Como punto de partida en la calibración, debido a que no se contaba con valores reales producto de trabajos de campo y/o laboratorio, se utilizaron los valores encontrados por Arias, *et al.* (2001) quienes emplearon el modelo distribuido de tanques para calibrar la quebrada Chorrillos.

Otros ajustes se hicieron tomando como base los trabajos de Herrera (2003) y Tobón (2003), quienes hicieron sus tesis de maestría en zonas con características geológicas e hidrológicas similares a las de la quebrada Chorrillos.

En la Tabla 5-1 se muestran los parámetros de entrada del modelo y en la Tabla 5-2 se presentan las condiciones iniciales de almacenamiento. Todos estos valores son el resultado de la calibración manual.

Tabla 5-1. Parámetros de entrada en la calibración.

r	Parámetro	Valor	ir
1	Almacenamiento capilar (mm)	100	2
2	Evapotranspiración potencial (mm/día)	3.2	2
3	Infiltración capa superior del suelo (mm/día)	20	2
4	Escurrentía superficial (1/día)	1	1
5	Percolación capa inferior del suelo (mm/día)	5	2
6	Flujo subsuperficial (1/día)	0.15	1
7	Pérdidas subterráneas (mm/día)	0.0	2
8	Flujo base (1/día)	0.007	1
9	Flujo en canales (m/s)	1	1

r: parámetro, ir: tipo de ecuación empleada.

Tabla 5-2. Condiciones iniciales en la calibración.

<b>Déficit</b>	Déficit de almacenamiento capilar (mm)	50
<b>acui1</b>	Agua almacenada en la capa superior del suelo (mm)	0.25
<b>acui2</b>	Agua almacenada en la capa inferior del suelo (mm)	175

En la calibración se encontró que el tiempo de residencia del flujo superficial es de 1 día, el del flujo subsuperficial es de casi 7 días y el del flujo subterráneo es de aproximadamente 143 días.

Entre los archivos que deben prepararse antes de correr el modelo están los de capacidad máxima de almacenamiento del suelo (arh.txt), conductividad hidráulica saturada de la capa superior del suelo (arks.txt) y conductividad hidráulica saturada o conductividad de percolación de la capa inferior del suelo (arkp.txt). Estos archivos corresponden a mapas generados en Idrisi32, exportados a formato Grass y luego guardados como archivos de texto.

Los valores consignados en estos mapas no son reales sino que son el producto de una reclasificación hasta en 10 categorías (0 – 9) de acuerdo a la variación espacial a lo largo y ancho de la cuenca de cada uno de los parámetros. El programa realiza una serie de operaciones

matemáticas con esos valores reclasificados y con los parámetros de entrada al modelo con el objetivo de calcular la lámina de agua excedente de cada tanque.

En el caso particular de la quebrada Chorrillos, con base en la información disponible, no fue posible diferenciar el suelo y su cobertura en categorías sensiblemente distintas, por lo tanto todos los mapas de todas las cuencas tuvieron un único valor igual a 1. Esto es posible hacerlo si se tiene en cuenta que se trata de una cuenca pequeña ( $\approx 4\text{km}^2$ ), situada en su mayor parte sobre una misma unidad litológica.

El uso de un solo valor, sin embargo, genera errores ya que no considera el hecho de que, a pesar de tratarse de la misma litología, la roca nunca se meteoriza de forma homogénea, lo que da lugar a permeabilidades primarias diferentes. Además, la permeabilidad secundaria generada por la vegetación, estructuras geológicas, entre otros, nunca será igual a lo ancho y largo de una cuenca por pequeña que esta sea.

Para hacer una clasificación más fina del suelo y su cobertura en los distintos aspectos requeridos por el modelo, es necesario hacer un trabajo de campo con ensayos o pruebas que arrojen resultados cuantitativos que permitan construir mapas para su posterior clasificación en categorías. Este tipo de ensayos queda fuera del alcance de este trabajo y es el paso a seguir en futuras investigaciones.

## 5.2. Precipitación

El programa SIMDIS3 requiere de la preparación de un archivo de evento en el que se consigna la información de la precipitación diaria (mm) para cada estación. Con estos datos, y para cada intervalo de tiempo, el modelo lleva a cabo la interpolación de la lluvia en el sitio de interés ( $XI_t$ ) mediante el método del inverso de la distancia.

Esta interpolación es relativamente buena y reproduce de manera confiable el

comportamiento de la precipitación, con respecto a las series históricas, cuando se trata de períodos largos de tiempo como es el caso de la quebrada Chorrillos donde se tienen más de 30 años de registro (Figura 5-1).

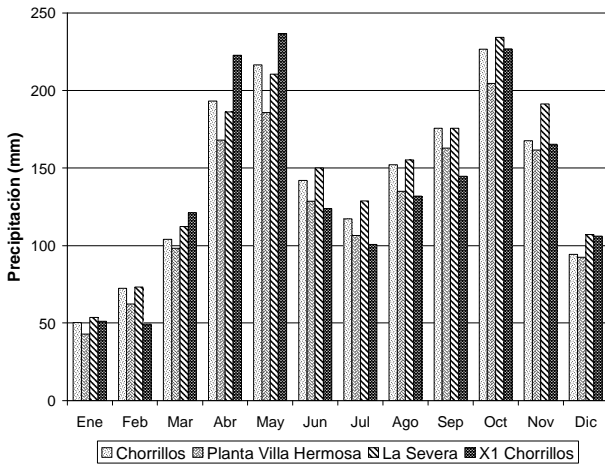


Figura 5-1. Comparación entre la lluvia real y la interpolada para Chorrillos.

En la Figura 5-1 se observa el comportamiento bimodal de la precipitación, con dos períodos mayores entre abril – mayo y septiembre – noviembre, intercalados con dos períodos menores entre diciembre – marzo y junio – agosto. La precipitación media anual varía entre 1550 mm en la estación Planta Villa Hermosa y 1780 mm en La Severa, para un promedio de 1680 mm.

### 5.3 Caudales mínimos

La estación Chorrillos de caudales tiene información correspondiente en total a 30 años de registro dividido en tres períodos de tiempo diferentes: 1958 – 1976, 1978 – 1982 y 1992 – 1997. Para la calibración se emplearon los datos del segundo de ellos (1978 – 1982) y luego se validó el modelo con los otros dos períodos. La Figura 5-2 muestra los resultados de la calibración y las curvas de duración para cada caso.

La Figura 5-3, por otra parte, está mostrando el aporte de cada una de las componentes de la escorrentía (flujo superficial = Y2, flujo subsuperficial = Y3 y flujo subterráneo = Y4) al caudal total (en este caso el caudal simulado).

El modelo de precipitación – escorrentía aquí empleado fue diseñado pensando en la necesidad de estimar de forma confiable los caudales mínimos y como se puede apreciar en la Figura 5-2, tanto en la gráfica de caudales como en las curvas de duración que acompañan a cada tramo, esto se cumple de manera satisfactoria.

Como se puede apreciar en la Figura 5-3, la componente subterránea (Y4) es la que controla las recesiones y caudales mínimos, la componente subsuperficial (Y3) es importante en la simulación de caudales medios y máximos y la componente superficial (Y2) sólo se manifiesta cuando se trata de picos bruscos en los caudales diarios.

Las Figuras 5-4 y 5-5, presentan los valores promedio de cada una de las componentes de la escorrentía y su porcentaje con respecto al caudal total simulado. De acuerdo con estos valores, en el caso de la quebrada Chorrillos, el mayor aporte al caudal total proviene del almacenamiento subterráneo (66.06%) y en menor proporción de los almacenamientos subsuperficial (31.53%) y superficial (2.41%), respectivamente.

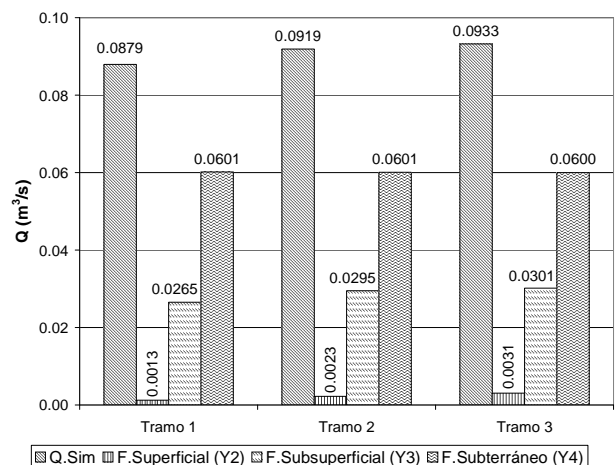


Figura 5-4. Aporte (m³/s) de las componentes de la escorrentía en la quebrada Chorrillos.

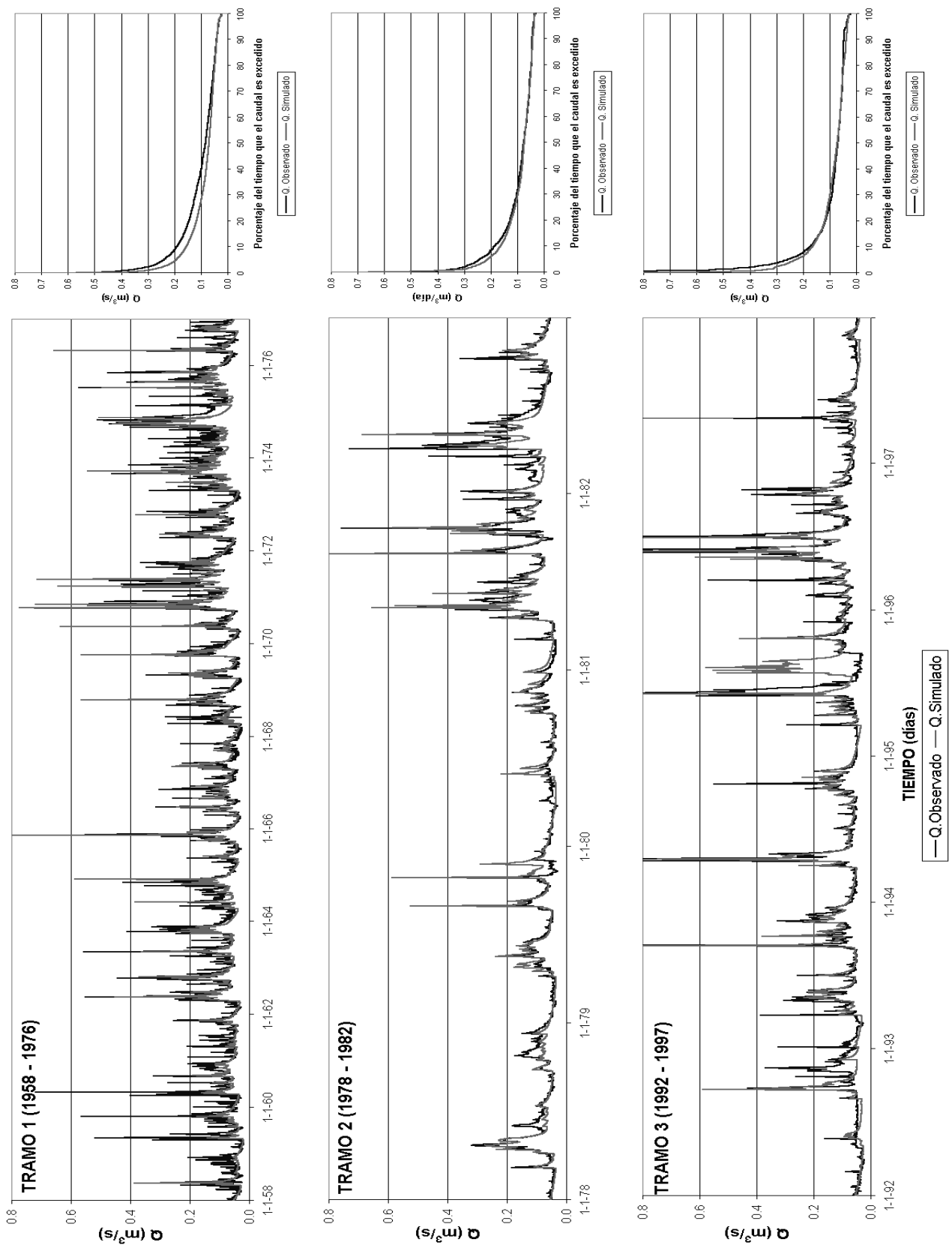


Figura 5-2. Resultados de la calibración y la validación en la cuenca de la quebrada Chorrillos.

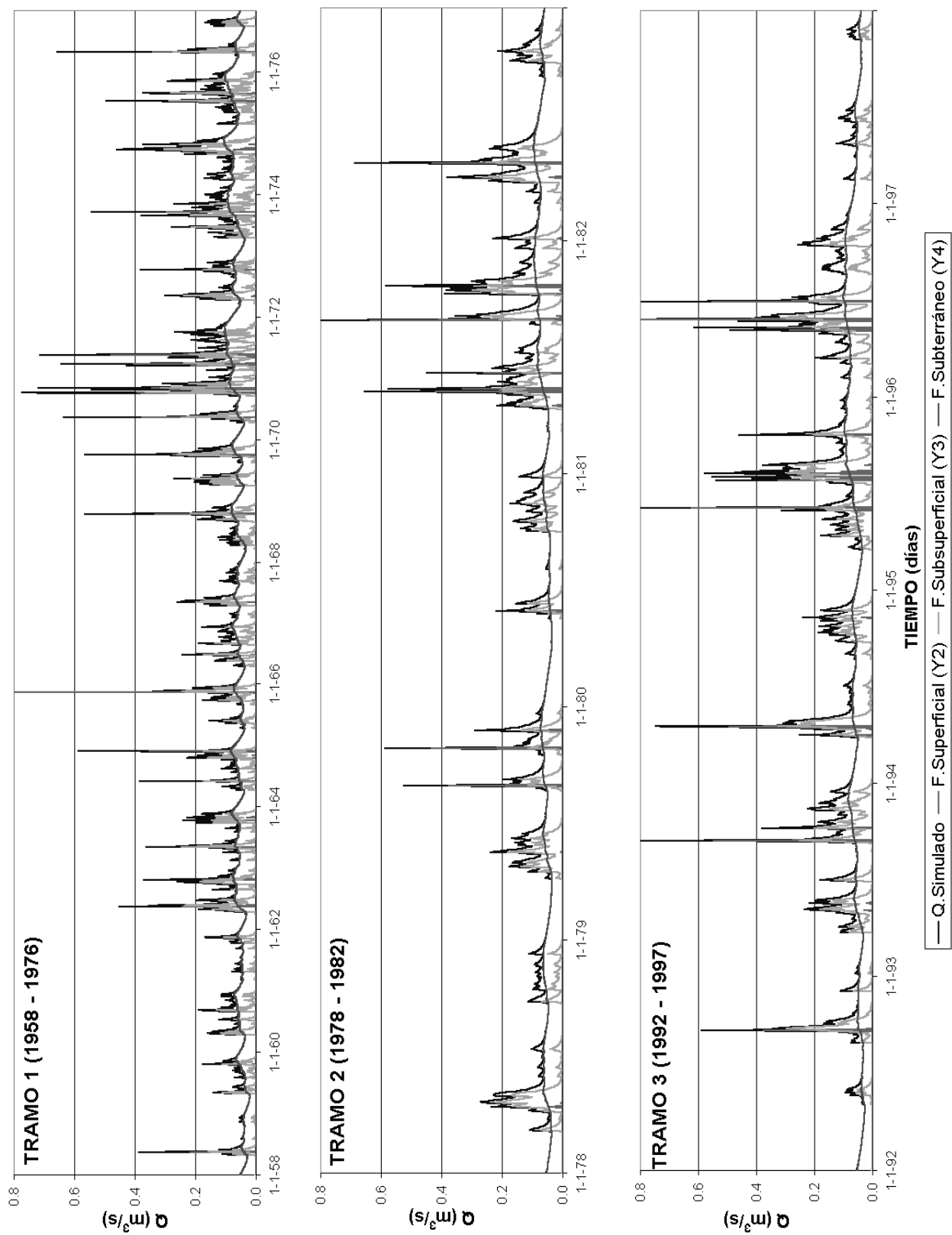


Figura 5-3. Aporte de las diferentes componentes de la escorrentía al caudal total simulado en la cuenca de la quebrada Chorrillos.

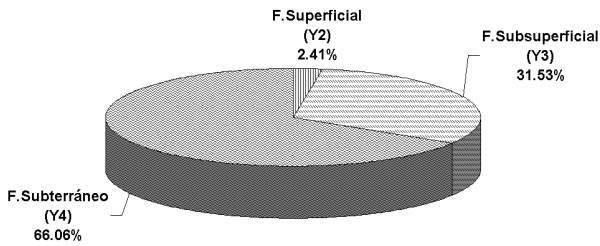


Figura 5-5. Aporte (en %) de las componentes de la escorrentía en la quebrada Chorrillos.

### 5.4. Recarga

En el caso del modelo de tanques se considera que la cantidad de agua que entra al tanque 4  $T_4$  en cada intervalo de tiempo  $D_4$  es igual a la que viene bajando por el conducto distribuidor  $X_4$  ya que las pérdidas subterráneas  $X_5$ , se consideran nulas. Por lo tanto, la recarga o infiltración efectiva está representada por  $X_4$ .

En la zona la recarga promedio anual es igual a 512.5mm, mientras que la precipitación media anual tiene un valor de 1680.7mm, lo que significa que aproximadamente el 30% de la precipitación anual se convierte en recarga (Fig. 5-6). Este valor está dentro del rango dado por Rushton y Ward (1979) quienes afirman que la recarga anual, en las zonas húmedas, corresponde entre el 15% y el 30% de la precipitación anual.

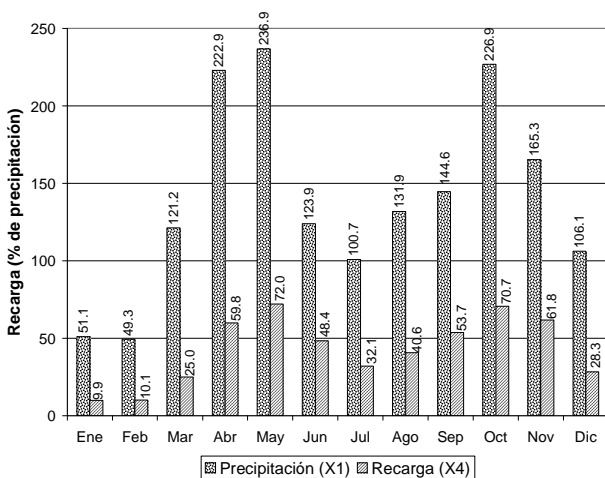


Figura 5-6. Precipitación y recarga media mensual.

### 5.5. Evapotranspiración

Como se mencionó en el numeral 3, varios autores han obtenido un estimado de la evapotranspiración real (ETR) a partir de la evapotranspiración potencial (ETP) y de la relación entre la humedad del suelo y la humedad del suelo a la capacidad de campo. En el modelo, dicha relación equivale a la existente entre el agua que se encuentra en el tanque 1  $T_1$  y la capacidad máxima para ese tanque.

El modelo de precipitación – escorrentía que se usó en este trabajo requiere un sólo valor de la ETP. En la calibración este parámetro se varió entre 2.5 y 3.5mm/día obteniéndose mejores resultados con un valor de 3.2 mm/día, lo que demuestra que los métodos más adecuados en la zona son los de Cenicafé y Turc Modificado. La utilización de un único valor de ETP se debe al hecho de que la variación mensual de dicho parámetro en la zona no es significativa (del orden de 8 mm, Jaramillo (2003)).

La Figura 5-7 presenta los resultados de la ETR (Y1) media mensual (mm) calculados por el modelo y los valores de la precipitación  $X_1$  media mensual (mm). Según estos valores, para la cuenca de la quebrada Chorrillos, del total de la precipitación media anual (1680.7 mm), un 52.8% se convierte en evapotranspiración.

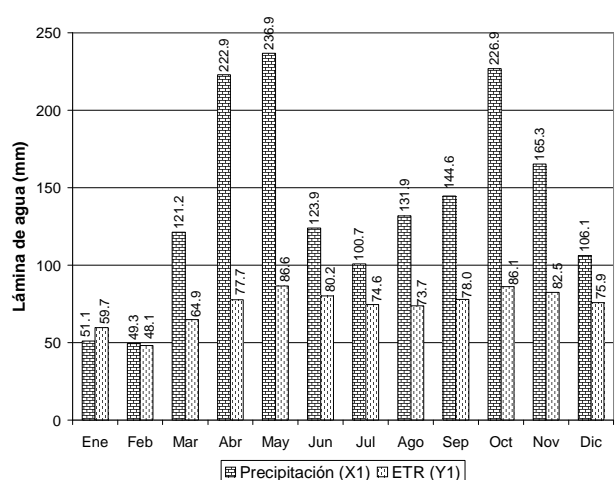


Figura 5-7. Precipitación y ETR media mensual.

De acuerdo a los resultados, para el mes de enero la ETR es mayor que la precipitación, lo cual es debido a que el modelo calcula la ETR en función de la cantidad de agua almacenada en el tanque 1  $T1$  y no exclusivamente de la cantidad de lluvia que cae en el período modelado. Así, la ETR media anual es de 887.9mm y la precipitación media anual es de 1680.7mm, lo que significa que un 52.8% de la lluvia anual se convierte en evapotranspiración.

## 6. CONCLUSIONES

Una aproximación para la estimación de caudales mínimos es la aplicación de algún modelo de precipitación – escorrentía. El usado en este trabajo, corresponde a un modelo hidrológico conceptual distribuido donde los procesos determinantes en la producción y transferencia de escorrentía se representan por un sistema de cinco tanques o elementos de almacenamiento conectados entre sí y con los de otras celdas. Estos elementos están dispuestos jerárquicamente de arriba hacia abajo y cada uno tiene un significado en la representación del proceso de escorrentía. Este modelo ha sido diseñado, principalmente, para simular recesiones en series de caudales.

El modelo empleado interpola la lluvia en el sitio de interés mediante el método del inverso de la distancia, reproduciendo de manera satisfactoria el comportamiento bimodal y los valores de la precipitación media anual.

Debido a que la variación anual de la evapotranspiración potencial en la zona no es muy significativa, es confiable utilizar un solo valor de dicho parámetro para todo el tiempo de simulación. En la calibración, se encontró que el uso de los métodos de Turc Modificado y Cenicafé en el cálculo de la ETP garantizan un buen estimativo de la misma, la cual se varió en la calibración entre 2.5 y 3.5mm/día obteniéndose mejores resultados con un valor de 3.2mm/día.

El modelo de precipitación – escorrentía aquí empleado fue diseñado pensando en la necesidad de estimar de manera confiable los caudales mínimos, lo cual se cumple de manera satisfactoria para el caso de la quebrada Chorrillos.

En cuanto a las diferentes componentes de la escorrentía, al evaluar los resultados del modelo se encontró que efectivamente la componente subterránea (Y4) es la que controla las recesiones y caudales mínimos, la componente subsuperficial (Y3) es importante en la simulación de caudales medios y máximos y la componente superficial (Y2) sólo se manifiesta cuando se trata de picos bruscos en los caudales diarios.

En el caso de la quebrada Chorrillos, el mayor aporte al caudal total proviene del almacenamiento subterráneo (66.06%) y en menor proporción de los almacenamientos subsuperficial (31.53%) y superficial (2.41%), respectivamente.

En el modelo, la recarga o infiltración efectiva está representada por  $X4_t$ , encontrándose que la recarga media anual es del orden del 30% de la precipitación, lo cual está de acuerdo con los valores que Rushton y Ward (1979) encontraron en zonas húmedas.

Al analizar la evapotranspiración real simulada por el modelo  $YI_t$  se puede apreciar que ésta fue del orden del 50% de la precipitación media anual y presentó un comportamiento bimodal al igual que la lluvia. Además, se encontró que para el mes de enero, la ETR es mayor que la precipitación, lo cual es debido al hecho de que el modelo calcula la ETR en función de la cantidad de agua almacenada en el tanque 1 y no exclusivamente de la cantidad de lluvia que cae en el delta de tiempo empleado, en este caso 1 día.

El modelo es bastante sensible a los datos de precipitación y la evapotranspiración potencial. Debido a esto, se obtendrán mejores resultados



mientras más largos sean los períodos de registro y mejor sea la calidad en su obtención.

En el proceso de calibración se encontró que los caudales medios y máximos responden sensiblemente a cambios en el parámetro de permeabilidad hidráulica saturada de la capa superior del suelo y los tiempos de residencia de los flujos subsuperficial y superficial, mientras que las recesiones o caudales mínimos se ven afectados por cambios en la conductividad hidráulica saturada de la capa inferior del suelo y el tiempo de residencia del flujo subterráneo.

Una de las ventajas principales del modelo de tanques distribuido, en comparación con el agregado, es que es posible conocer el valor del caudal en cualquier punto de la cuenca ya que el modelo calcula este valor para cada celda. Además es importante resaltar la posibilidad que presenta el modelo distribuido para simular condiciones no lineales tanto de producción de escorrentía como la transferencia de la misma a lo largo de la cuenca. Otra ventaja que presenta el modelo distribuido sobre el modelo agregado es que con el primero es más sencillo simular cuencas complejas desde el punto de vista de usos del suelo y geología, donde parámetros como capacidad máxima de almacenamiento, conductividades hidráulicas y tiempos de residencia varían espacialmente.

En el caso que se presenta en este artículo, con base en la información disponible, no fue posible diferenciar el suelo y su cobertura en categorías sensiblemente distintas, por lo tanto todos los mapas tuvieron un valor único. Esto funciona bien cuando se trata de cuencas pequeñas, con pocas variaciones litológicas. Sin embargo, el uso de un solo valor genera errores ya que no considera las diferencias en los usos del suelo y ni en las permeabilidades primaria y secundaria que nunca serán homogéneas por más pequeña que sea la cuenca.

Un aspecto importante a tener en cuenta es que para la simulación de los caudales el modelo requiere de parámetros físicos que hacen dicha estimación mucho más cercana a la realidad. Esta

puede llegar a ser una desventaja si se considera que la mayoría de las veces no es fácil conseguir financiación para realizar los ensayos de campo y laboratorio necesarios para obtener valores confiables de dichos parámetros.

Sería recomendable aplicar el modelo de tanques distribuido a una cuenca que no sólo contara con buenos registros de caudales y de precipitación diarios, sino donde además se contara con los recursos económicos y humanos para poder realizar ensayos en campo y laboratorio de capacidad de campo, punto de marchitez, permeabilidad hidráulica saturada de la capa superior del suelo y permeabilidad hidráulica saturada de la capa inferior del suelo para alimentar el modelo con datos reales y poder entonces conocer las verdaderas ventajas y desventajas del modelo. Por otra parte, se recomienda hacer el ejercicio de la modelación para una cuenca donde se tenga información de caudales de extracción de aguas subterráneas para entender cómo el modelo incluye dicha información y la forma más adecuada de manejarla.

Para hacer una clasificación más fina del suelo y su cobertura en los distintos aspectos requeridos por el modelo, es necesario hacer un trabajo de campo con ensayos o pruebas que arrojen resultados cuantitativos que permitan construir mapas para su posterior clasificación en categorías. Este tipo de ensayos queda fuera del alcance de este trabajo y es el paso a seguir en futuras investigaciones.

Otro aspecto que queda pendiente para futuras investigaciones es evaluar la respuesta del modelo al considerar los tanques como embalses no lineales al momento de efectuar los cálculos de los caudales producidos en cada uno de ellos.

## **7. AGRADECIMIENTOS**

Un agradecimiento especial a las Empresas Públicas de Medellín por suministrar la información de precipitación y caudales diarios.

A la Universidad Nacional, Sede Medellín, por proporcionar los recursos computacionales y de software necesarios para la modelación de la cuenca.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- Arias, M.S., Marín, H.A., Mendoza, Z.A., Montoya, J.I., Osorio, B.O. y Salazar, C.D., 2002. Estudio de prefactibilidad de una microcentral hidroeléctrica en el corregimiento de Santiago, Municipio de Santo Domingo (Antioquia). Tesis de grado, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas, Sede Medellín. 119p.
- Arismendy, R. y Salazar, J.F., 2003. Evaluación del potencial de los acuíferos de Puerto Berrío y Puerto Nare. Tesis de Grado, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas, Sede Medellín.
- Arnaud, P. y Lavabre, J., 1996. Simulation du fonctionnement hydrologique d'une retenue d'eau. Cemagref.
- Balek, J. 1988. Groundwater recharge concepts. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Editado por: Simmers, I. Pp. 3 - 9.
- Bergström, S., 1995. The HBV Model. En: Computer models of watershed hydrology. Editado por: V.P. Singh. Water Resource Publications. Colorado, USA.
- Bradbury, K.R., Dripps, W., Hankley, C., Anderson, M. y Potter, K. 2000. Refinement of Two Methods for Estimation of Groundwater Recharge Rates. University of Wisconsin, USA. 84p.
- Custodio, E., 1997. Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. Editado por: Custodio E., Llamas M. R. y Samper J.. Asociación Internacional de Hidrogeólogos Grupo Español e Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 455p.
- De Vries, J. y Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. Hydrogeology Journal 10: 5-17.
- Herrera, J., 2003. Carso de alta montaña en Santa Elena, implicaciones hidrológicas e hidrogeológicas en el Valle de Aburrá. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. 81p.
- Hoyos, F., Vélez, M.V., Múnera, J.C. y Arias, D.E., 2001. Investigación de aguas subterráneas región valles de San Nicolás, Fase II. Convenio de cooperación en ciencia y tecnología CORNARE - Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. 85 p.
- 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. Medellín. 73 p.
- Lerner, D. N., 1990. Techniques. En: Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. Editado por: Lerner, D. N., Issar, A. S. y Simmers, I.
- Michel, C., 1989. Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux. Cemagref Antony. 530 p.
- Rushton, K. y Ward, C., 1979. The estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology. 41: 341 – 361.
- Samper, C. J., 1997. Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: utilización, calibración y errores. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Editado por: Custodio E., Llamas M. R. y Samper J.. Asociación Internacional de Hidrogeólogos Grupo Español e Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 455p.

Scanlon, B.R., Healy, R.W. y Cook, P.G.. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10: 18-39

Simmers, I. 1990. Groundwater recharge principles, problems and developments. En: *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas*. Editado por: Simmers, I.

Singh, V.P. y Dickinson, W.T., 1975. An analytical method to determine daily soil moisture. *Proceedings of the Second World Congress on Water Resources, Delhi, India*. 4: 355 – 365.

Smakhtin, V.U., 2001. Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*. 240: 147 – 186.

Tobón, J.I. 2003. Hidrología de la zona vadosa en la terraza de Llanogrande (Ríonegro – Antioquia). Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. 160p.

Vélez, J.I., 2001. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente.

Vera, C.A., 2002. Variación en la permeabilidad y en las condiciones de infiltración de las cenizas volcánicas de los valles de San Nicolás. Tesis de Maestría. Universidad Eafit, Medellín.

WMO: World Meteorological Organization, 1974. *International Glossary of Hydrology*, Geneva.