

**MODELACIÓN ACOPLADA DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS  
PARA LA GESTIÓN CONJUNTA DEL RECURSO HÍDRICO**

**OSCAR ANDRÉS ESTRADA RESTREPO, I.C.**

**Trabajo de investigación presentado como requisito para optar al título de:**

**Magíster en Ingeniería – Recursos Hidráulicos**



**UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
DE COLOMBIA  
SEDE MEDELLÍN**

**POSGRADO EN INGENIERÍA – RECURSOS HIDRÁULICOS**

**ESCUELA DE GEOCIENCIAS Y MEDIO AMBIENTE**

**FACULTAD DE MINAS**

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA, SEDE MEDELLÍN**

**2009**

---

**MODELACIÓN ACOPLADA DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS  
PARA LA GESTIÓN CONJUNTA DEL RECURSO HÍDRICO**

**OSCAR ANDRÉS ESTRADA RESTREPO, I.C.**

**Director:**

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

**Co-Directora:**

**I.C. Maria Victoria Vélez O., D.E.A.**

**Tesis cofinanciada por:**



**POSGRADO EN INGENIERÍA – RECURSOS HIDRÁULICOS**

**ESCUELA DE GEOCIENCIAS Y MEDIO AMBIENTE**

**FACULTAD DE MINAS**

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA, SEDE MEDELLÍN**

**2009**

---

**Dirección del autor / Author address**

Oscar Andrés Estrada Restrepo

Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos

Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín

Medellín - Colombia

E-mail: [oaestrad@gmail.com](mailto:oaestrad@gmail.com), [oaestrad@unal.edu.co](mailto:oaestrad@unal.edu.co)

---

## ÍNDICE GENERAL

|           |   |            |
|-----------|---|------------|
| <b>1.</b> | <b>GENERALIDADES</b>  | <b>1-1</b> |
| 1.1       | INTRODUCCIÓN  | 1-1        |
| 1.2       | JUSTIFICACIÓN   | 1-2        |
| 1.3       | OBJETIVOS   | 1-4        |
| 1.3.1     | Objetivo General  | 1-4        |
| 1.3.2     | Objetivos Específicos   | 1-4        |
| <b>2.</b> | <b>INTERACCIÓN DE AGUAS SUPERFICIALES Y AGUAS SUBTERRÁNEAS</b>      | <b>2-1</b> |
| 2.1       | INTRODUCCIÓN  | 2-1        |
| 2.2       | INTERACCIÓN DE CORRIENTES SUPERFICIALES Y AGUAS SUBTERRÁNEAS        | 2-1        |
| 2.3       | ANÁLISIS CUANTITATIVO DE LA INTERACCIÓN RÍO-ACUÍFERO                | 2-5        |
| <b>3.</b> | <b>MODELOS DE INTERACCIÓN DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS</b> | <b>3-1</b> |
| 3.1       | INTRODUCCIÓN  | 3-1        |
| 3.2       | MODELOS ANALÍTICOS  | 3-1        |
| 3.2.1     | El Modelo de Glover – Jenkins                                       | 3-2        |
| 3.2.2     | El Modelo de Hantush  | 3-4        |
| 3.2.3     | El Modelo de Hunt   | 3-5        |
| 3.2.4     | El Modelo del Embalse Lineal o Modelo Unicelular                    | 3-6        |
| 3.2.5     | Modelos Pluricelulares Englobados                                   | 3-7        |
| 3.3       | MODELOS NUMÉRICOS   | 3-10       |
| 3.4       | MODELOS HIDROLÓGICOS  | 3-11       |
| 3.5       | MODELOS ACOPLADOS DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS             | 3-13       |
| <b>4.</b> | <b>DESCRIPCIÓN CONCEPTUAL DE LOS MODELOS</b>                        | <b>4-1</b> |
| 4.1       | INTRODUCCIÓN  | 4-1        |
| 4.2       | MODELO HIDROLÓGICO  | 4-1        |
| 4.2.1     | Descripción Conceptual del Modelo de Tanques Agregado               | 4-2        |
| 4.3       | MODELO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS  | 4-8        |
| 4.3.1     | Descripción Conceptual del Paquete de Recarga                       | 4-10       |
| 4.3.2     | Descripción Conceptual del Paquete Stream (STR1)                    | 4-11       |
| <b>5.</b> | <b>METODOLOGIA DE MODELACIÓN ACOPLADA</b>                           | <b>5-1</b> |
| 5.1       | INTRODUCCIÓN  | 5-1        |
| 5.2       | DESCRIPCIÓN DE LA METODOLOGIA DE MODELACIÓN                         | 5-2        |

---

|           |   |            |
|-----------|---|------------|
| <b>6.</b> | <b>CASOS TEÓRICOS DE APLICACIÓN</b>                       | <b>6-1</b> |
| 6.1       | INTRODUCCIÓN  | 6-1        |
| 6.2       | DESCRIPCIÓN DE LOS CASOS DE APLICACIÓN                    | 6-2        |
| 6.3       | INFORMACIÓN UTILIZADA                                     | 6-3        |
| 6.4       | MODELACIÓN HIDROLÓGICA                                    | 6-3        |
| 6.4.1     | Calibración del Modelo Hidrológico                        | 6-3        |
| 6.4.2     | Simulación de Caudales                                    | 6-6        |
| 6.5       | MODELO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS                              | 6-7        |
| 6.6       | ESCENARIOS DE SIMULACIÓN                                  | 6-9        |
| 6.7       | RESULTADOS  | 6-10       |
| 6.7.1     | Simulación para diferentes ubicaciones del pozo de bombeo | 6-10       |
| 6.7.2     | Simulación para diferentes caudales de bombeo             | 6-13       |
| <b>7.</b> | <b>CONCLUSIONES, LIMITACIONES Y RECOMENDACIONES</b>       | <b>7-1</b> |
| 7.1       | CONCLUSIONES  | 7-1        |
| 7.2       | LIMITACIONES Y RECOMENDACIONES                            | 7-3        |
| <b>8.</b> | <b>REFERENCIAS</b>  | <b>8-1</b> |

## LISTA DE FIGURAS

|              |  |      |
|--------------|--|------|
| Figura 2-1.  | Esquema conceptual en un sistema río-acuífero de a) corrientes ganadoras y b) corrientes perdedoras (Modificado de Winter <i>et al.</i> , 1998)  | 2-2  |
| Figura 2-2.  | a) Corriente desconectada del sistema de agua subterránea por una zona no-saturada y b) Zona de almacenamiento en la interfaz río-acuífero (Modificado de Winter <i>et al.</i> , 1998)   | 2-3  |
| Figura 2-3.  | a) Bombeo cerca del cauce intercepta parte del agua subterránea que descarga en el río y b) Tasas mayores de bombeo cerca del río inducen recarga del acuífero (Modificado de Winter <i>et al.</i> , 1998)                         | 2-4  |
| Figura 2-4.  | Algunos mecanismos que describen el intercambio de flujo entre el río y el acuífero en función de la diferencia de cabezas (Rushton y Tomlinson, 1979 en Sophocleous, 2002)  | 2-7  |
| Figura 3-1.  | Esquema del problema considerado por Theis (1941) (Hunt, 1999)   | 3-2  |
| Figura 3-2.  | Esquema del problema considerado por Hantush (1965) (Hunt, 1999)   | 3-4  |
| Figura 3-3.  | Esquema del problema considerado por Hunt (1999) (Hunt, 1999)  | 3-5  |
| Figura 4-1.  | Esquema general del modelo de tanques agregado (Vélez, 2001)   | 4-3  |
| Figura 4-2.  | Sistema acuífero hipotético discretizado (Modificado de Harbaugh, 2005)  | 4-9  |
| Figura 4-3.  | Idealización de la conductancia del lecho de un río en una celda individual (Modificado de Harbaugh, 2005)   | 4-14 |
| Figura 4-4.  | Secciones transversales en un tramo de río y los niveles en el acuífero en una celda (Modificado de Harbaugh, 2005)  | 4-15 |
| Figura 5-1.  | Conceptualización de la recarga en el último tanque del modelo hidrológico   | 5-3  |
| Figura 5-2.  | Esquema conceptual de la cuenca con su respectivo acuífero en la parte baja  | 5-3  |
| Figura 6-1.  | Esquema del acuífero rectangular atravesado por un río   | 6-2  |
| Figura 6-2.  | Serie de caudales simulados en la estación El Dos sobre el río Turbo   | 6-5  |
| Figura 6-3.  | Curva de duración de la estación de caudal El Dos (1202706)  | 6-5  |
| Figura 6-4.  | Serie de caudales simulados para la cuenca del río Turbo (1202706)   | 6-6  |
| Figura 6-5.  | Condiciones de frontera del modelo hidrogeológico conceptual   | 6-8  |
| Figura 6-6.  | Caudales mínimos a lo largo del río en régimen natural, para diferentes ubicaciones del pozo con un caudal de bombeo de 60 l/s y captación superficial de 60 l/s   | 6-11 |
| Figura 6-7.  | Zona de captura para las diferentes ubicaciones del pozo en el acuífero para un caudal de bombeo de 60 l/s   | 6-12 |
| Figura 6-8.  | Flujos río-acuífero en el tramo 1000 m aguas arriba del eje del pozo (a y b), en el tramo adyacente al eje del pozo (c y d), y en el tramo 1000 m aguas abajo del eje del pozo (e y f)   | 6-13 |
| Figura 6-9.  | Caudales mínimos a lo largo del río en régimen natural, para todos los caudales de bombeo y captaciones superficiales  | 6-14 |
| Figura 6-10. | Caudales mínimos a lo largo del río en régimen natural, para el pozo de bombeo y captación superficial de 240 l/s, y caudales ecológicos   | 6-16 |
| Figura 6-11. | Zona de captura para diferentes caudales de bombeo en un pozo ubicado a 500 m del río  | 6-17 |
| Figura 6-12. | Flujos río-acuífero para caudales de bombeo de 60 l/s y 240 l/s en el tramo 1000 m aguas arriba del eje del pozo (a y b), en el tramo adyacente al eje del pozo (c y d), y en el tramo 1000 m aguas abajo del eje del pozo (e y f) | 6-18 |

## LISTA DE TABLAS

|            |  |     |
|------------|--|-----|
| Tabla 6-1. | Estaciones hidroclimáticas de la zona de estudio                       | 6-3 |
| Tabla 6-2. | Precipitación media en la cuenca del río Turbo                         | 6-4 |
| Tabla 6-3. | Rangos establecidos para los parámetros del modelo de tanques agregado | 6-4 |
| Tabla 6-4. | Parámetros de calibración en la estación de caudal El Dos (1202706)    | 6-4 |
| Tabla 6-5. | Parámetros del método numérico para la solución del modelo             | 6-9 |

# 1. GENERALIDADES

## 1.1 INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presenta el desarrollo de una metodología de modelación acoplada de aguas superficiales y subterráneas a partir de la integración de un modelo hidrológico (Modelo de Tanques Agregado) y un modelo de aguas subterráneas (MODFLOW), para tener una aproximación cuantitativa de la interacción río-acuífero. Esta metodología pretende considerar de forma conjunta el régimen de caudales, la variabilidad temporal de la recarga, las características del acuífero, la hidrología local en la zona de recarga y las intervenciones antrópicas que se presentan en la cuenca como captaciones superficiales, vertimientos y pozos de explotación o inyección.

Se pretende entonces con este trabajo generar una herramienta de modelación para entender de forma cuantitativa las dinámicas presentes en la interacción río-acuífero, e igualmente apoyar una metodología práctica que permita tomar decisiones eficientes para la gestión del recurso agua. Los resultados de la modelación permiten cuantificar los impactos que tiene la explotación de agua subterránea sobre los caudales de los ríos, los volúmenes de agua adicionales que resultan de utilizar el acuífero como un embalse subterráneo en comparación con el aprovechamiento del agua superficial, y en general la afectación de todas las intervenciones antrópicas en el intercambio de flujo entre las corrientes superficiales y las aguas subterráneas.

Para el desarrollo de este trabajo se propone utilizar un modelo hidrológico agregado, como una primera aproximación a la metodología de modelación acoplada que de cuenta de la producción de escorrentía de la cuenca y la recarga del acuífero. El modelo de aguas subterráneas permite simular de forma precisa la dinámica del agua subterránea, las perturbaciones externas que se presentan en el acuífero como pozos de extracción o inyección, y es capaz de representar adecuadamente la interacción río-acuífero a partir de una rutina de tránsito hidráulico para las corrientes superficiales. De esta forma, los caudales simulados en el modelo hidrológico son transitados en el modelo de aguas subterráneas para cuantificar el intercambio de flujo entre ambos sistemas (superficial y subterráneo).

La metodología de modelación acoplada fue implementada en casos teóricos de aplicación, ya que a la fecha del desarrollo del trabajo ha sido difícil obtener información hidrogeológica de calidad suficiente para tener una aplicación en un caso real. Estos casos teóricos fueron implementados con el objetivo de poner a prueba el desempeño de la modelación, generar diferentes escenarios de simulación y evaluar la capacidad de la modelación acoplada para abordar algunos procesos que ocurren a la escala de cuenca.

En este informe se presentan los conceptos y mecanismos básicos de la interacción entre corrientes superficiales y aguas subterráneas, así como una revisión completa de los modelos que se encuentran disponibles en la literatura para abordar el problema de la interacción río-acuífero (Capítulo 2 y Capítulo 3). En el Capítulo 4 se presenta la descripción conceptual de los modelos utilizados y posteriormente en el Capítulo 5 se realiza una descripción de la metodología de modelación acoplada propuesta. En el Capítulo 6 se presentan los casos teóricos de aplicación y los diferentes escenarios de simulación, y en el Capítulo 7 se presentan las conclusiones de este trabajo, así como las limitaciones y recomendaciones.

## 1.2 JUSTIFICACIÓN

El agua es objeto de demanda al ser un recurso imprescindible para la vida y la satisfacción de necesidades domésticas, urbanas, de riego, producción de energía, usos industriales, navegación, etc. Para el manejo sostenible de este recurso no solo se debe considerar su sostenibilidad físico-biótica en el largo plazo, sino también la sostenibilidad social e institucional que se obtiene como resultado de la disminución de conflictos y del mejoramiento de la calidad de vida de las personas.

El incremento en la población, las necesidades básicas insatisfechas y el aumento en coberturas de servicios básicos genera una presión creciente sobre la disponibilidad del recurso hídrico, que en la mayoría de los casos es limitada ó se encuentra en condiciones críticas para atender nuevas demandas (Restrepo, 2007). El manejo eficiente y racional del agua en una cuenca hidrográfica requiere en algunos casos de la utilización conjunta de recursos superficiales y subterráneos, lo cual es un elemento clave en la gestión integral del agua. En muchos casos, la gestión del recurso hídrico en Colombia ha considerado las aguas superficiales y subterráneas como recursos distintos e independientes, omitiendo la conectividad física presente entre ambos sistemas, y generando una reglamentación desarticulada para el aprovechamiento del mismo.

Aunque la interacción entre aguas superficiales y subterráneas presenta dinámicas complejas, en general la explotación irresponsable de un acuífero puede provocar el agotamiento de los caudales en los ríos por el bombeo inducido, lo cual se convierte en algo crítico por sus implicaciones administrativas, económicas, legales y ambientales (Pulido *et al.*, 2005). 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 del recurso superficial, 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. Sin embargo, es importante considerar que en muchos casos el aprovechamiento eficiente de un acuífero presenta ventajas adicionales, en términos de calidad y cantidad, sobre el aprovechamiento del agua superficial mediante embalses o estructuras de captación, debido a que el almacenamiento del recurso es gratuito, se puede utilizar el suelo que esta sobre el embalse subterráneo, y el sistema acuífero se puede operar responsablemente, para lo cual es útil entender las dinámicas que tienen ambos sistemas a partir de herramientas de modelación.

La simulación en los modelos de gestión de un sistema de recursos hidráulicos debe ser capaz de reproducir o generar, en su caso mas general, los caudales de los ríos, los niveles piezométricos de los acuíferos, los flujos de entradas y salidas en estos, y mas concretamente las transferencias de caudal entre ríos y acuíferos (Sahuquillo en Andreu, 1993). Además, para abordar la complejidad que tiene la interacción de aguas superficiales y subterráneas, son necesarios modelos prácticos y acoplados que representen adecuadamente los procesos relevantes del sistema hidrológico, y sean lo suficientemente simples para permitir aplicaciones a la escala de cuenca. Por ejemplo, en los modelos de aguas subterráneas algunos procesos hidrológicos como la recarga, la evapotranspiración, y los caudales superficiales no son resultados de la simulación, sino que son especificados como parámetros que deben ser determinados por calibración, por lo tanto esa estrategia de modelación de un acuífero no tiene impacto en la gestión del agua superficial.

En nuestro medio el avance es incipiente con respecto a modelos y metodologías para la gestión y el manejo de los recursos hídricos, por estas razones es necesario que las autoridades ambientales cuenten con estrategias metodológicas adecuadas para la gestión eficiente del agua, ya que las dinámicas de flujo entre acuíferos y ríos han sido estudiadas usando modelos y metodologías generalmente inapropiadas para representar estos sistemas. De esta forma se presenta este trabajo, como una propuesta que permita entender de forma cuantitativa la interacción entre aguas

superficiales y subterráneas, e igualmente apoyar una metodología práctica que permita hacer una gestión adecuada del recurso hídrico.

## **1.3 OBJETIVOS**

### **1.3.1 Objetivo General**

Desarrollar una metodología de modelación acoplada que sirva como herramienta de apoyo para la gestión de la utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas.

### **1.3.2 Objetivos Específicos**

- Hacer una revisión del estado del arte sobre modelos de interacción de aguas superficiales y subterráneas, así como de herramientas de apoyo para la gestión conjunta del recurso hídrico.
- Desarrollar una metodología de modelación a partir de la integración de un modelo hidrológico y un modelo de aguas subterráneas, que permita simular coherentemente las aguas superficiales, subterráneas y la interacción río-acuífero.
- Entender a partir de la modelación de aguas superficiales y subterráneas algunos procesos que ocurren en la cuenca y los efectos del aprovechamiento del recurso hídrico en ambos sistemas.
- Evaluar el desempeño de la modelación acoplada en casos teóricos de aplicación, en problemáticas reales para diferentes escenarios de modelación y mostrar coherencia en los resultados para largos periodos de simulación (superior a la escala mensual).

## **2. INTERACCIÓN DE AGUAS SUPERFICIALES Y AGUAS SUBTERRÁNEAS**

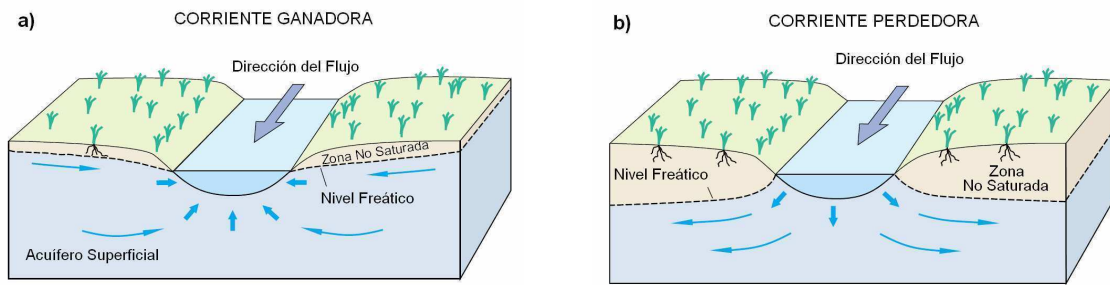
### **2.1 INTRODUCCIÓN**

En este capítulo se presentan algunos de los principales aspectos y mecanismos de la interacción de aguas superficiales y subterráneas. El entendimiento de las interacciones entre ambos sistemas es un aspecto fundamental para la gestión y el manejo del agua, debido a que la utilización de un recurso afecta directamente al otro, tanto en términos de cantidad como de calidad.

En la naturaleza todos los cuerpos de agua superficial (ríos, lagos, embalses, humedales, ciénagas, estuarios, entre otros) interactúan de alguna forma con el agua subterránea, por lo tanto es importante desarrollar y utilizar modelos prácticos, así como tener un marco hidrogeológico adecuado para entender estas interacciones en relación con factores climáticos, geológicos, geomorfológicos y bióticos (Sophocleous, 2002).

### **2.2 INTERACCIÓN DE CORRIENTES SUPERFICIALES Y AGUAS SUBTERRÁNEAS**

Las corrientes superficiales (ríos, quebradas, arroyos, etc.) interactúan con las aguas subterráneas en diferentes lugares a través de paisajes montañosos, glaciares, kársticos, fluviales y costeros. La interacción toma lugar de tres formas básicas: las corrientes pueden ganar agua desde el acuífero a través del lecho del río (corriente ganadora, Figura 2-1a), pierden agua hacia el acuífero a través del lecho del río (corriente perdedora, Figura 2-1b), o pueden hacer ambas cosas, ganar en algunos tramos y perder en otros (Winter *et al.*, 1998). Para que se produzca una descarga de agua subterránea en una corriente, la posición del nivel de agua en el acuífero debe ser mayor que el nivel del río. Por el contrario, para que la corriente drene hacia el acuífero, la elevación del nivel del agua en el acuífero debe ser menor que la altura de la superficie del agua en el río.

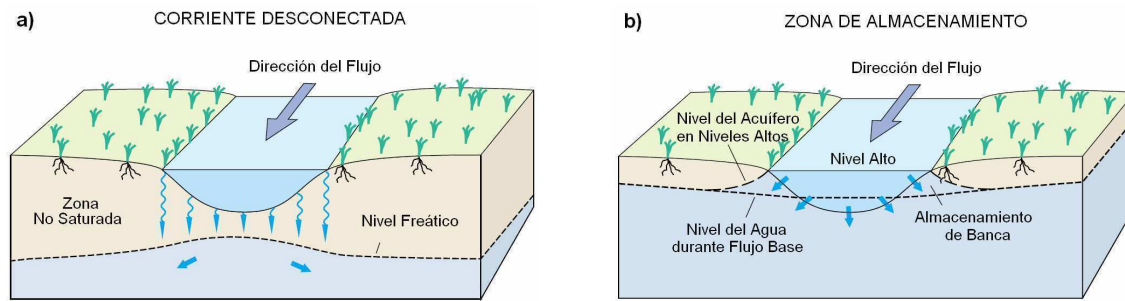


**Figura 2-1.** Esquema conceptual en un sistema río-acuífero de a) corrientes ganadoras y b) corrientes perdedoras (Modificado de Winter *et al.*, 1998).

Las corrientes perdedoras pueden estar conectadas al sistema de agua subterránea por una zona saturada continua (Figura 2-1b), o bien pueden estar desconectadas del sistema de agua subterránea por una zona no saturada (Figura 2-2a). Cuando la corriente está desconectada del sistema de agua subterránea por una zona no saturada, el nivel freático podría tener un montículo por debajo de la corriente si la tasa de recarga a través del lecho del río y la zona no saturada es mayor que la tasa de flujo lateral de agua subterránea fuera del montículo del nivel freático (Figura 2-2a). Una característica importante de las corrientes que están desconectadas del acuífero es que el bombeo de agua subterránea cerca del cauce no afecta el flujo del río.

Otro tipo de interacción entre aguas subterráneas y corrientes superficiales está dada por el rápido incremento en los niveles del río, lo cual causa que el agua se mueva desde el canal hacia las bancas (Figura 2-2b). El agua superficial se infiltra en un acuífero hidráulicamente conectado durante un aumento del nivel en el río, y posteriormente, su marcha atrás durante la recesión de caudales recarga la corriente; el volumen de agua que es almacenado y liberado después de la inundación es conocido como almacenamiento de banca (Bank Storage). Este proceso usualmente es causado por tormentas, deshielos, o por la descarga de un embalse aguas arriba (Winter *et al.*, 1998).

El almacenamiento de banca puede atenuar considerablemente la onda de crecida, disminuye el pico de descarga, extiende el tiempo base de la hidrógrafa y recarga el acuífero. La magnitud de las tasas de infiltración y los volúmenes de agua almacenada dependen de varios parámetros geológicos e hidrológicos del sistema río-acuífero, así como de la transmisividad y capacidad de almacenamiento del acuífero.

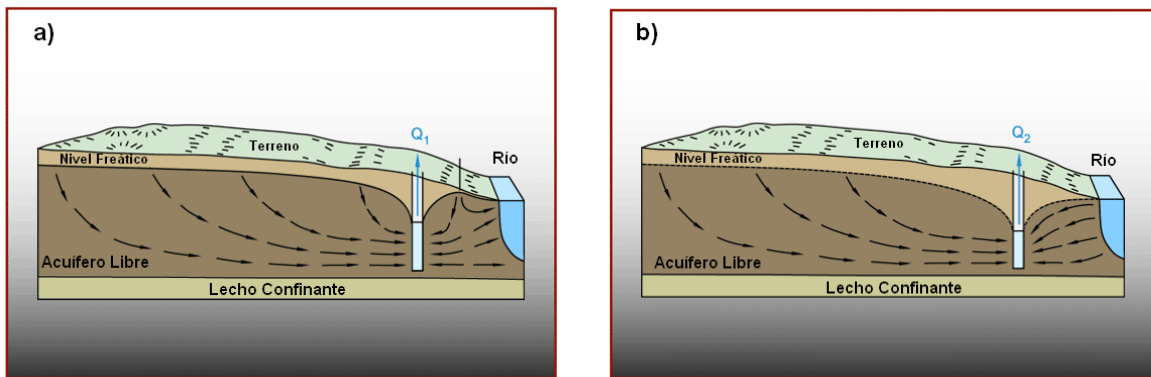


**Figura 2-2.** a) Corriente desconectada del sistema de agua subterránea por una zona no-saturada y b) Zona de almacenamiento en la interfaz río-acuífero (Modificado de Winter *et al.*, 1998).

Si el aumento del nivel del río es suficiente para sobrepasar las bancas y alcanzar grandes zonas de inundación en la llanura aluvial, puede presentarse una recarga generalizada en toda la zona inundada. En este caso, el tiempo que tarda la recarga por inundación para regresar a la corriente debido al flujo de agua subterránea puede ser del orden de semanas, meses o años, debido a que las longitudes de las rutas que debe tomar el agua subterránea para este caso, son mucho mayores que aquellas resultantes del almacenamiento de banca local.

En algunos tramos de ríos, el agua liberada al río de las zonas de almacenamiento excede la descarga de agua subterránea bajo condiciones de flujo base. Así, la descarga y recarga sucesiva del acuífero tiene un efecto memoria (Buffering Effect) en el régimen de escorrentía de los ríos (Brunke y Gonder, 1997 en Sophocleous, 2002).

Además del almacenamiento de banca, otros procesos podrían afectar el intercambio local de agua entre ríos y acuíferos someros adyacentes. Los cambios en los caudales del río entre condiciones ganadoras y perdedoras pueden ser causados también por el bombeo de agua subterránea cerca de las corrientes. La captación de aguas subterráneas en acuíferos que están directamente conectados a cuerpos de agua superficiales tiene un efecto significativo sobre la dinámica del agua en el sistema. Los efectos del bombeo de un pozo individual o un pequeño grupo de pozos sobre el régimen hidrológico, son de escala local. Sin embargo, los efectos de muchos pozos explotando un acuífero con altas tasas de bombeo, podría tener impactos a escala regional (Winter *et al.*, 1998). Además, los cambios en la dirección del flujo en el sistema de aguas superficiales y subterráneas puede afectar el transporte de contaminantes por advección. Esta situación aplica para todos los cuerpos de agua superficial, incluidos lagos y humedales.



**Figura 2-3.** a) Bombeo cerca del cauce intercepta parte del agua subterránea que descarga en el río y b) Tasas mayores de bombeo cerca del río inducen recarga del acuífero (Modificado de Winter *et al.*, 1998).

Un sistema de agua subterránea bajo condiciones previas de explotación se encuentra en un estado de equilibrio dinámico, donde la recarga es igual a la descarga de agua subterránea a la corriente. Si se instala un pozo y bombea continuamente a una tasa  $Q_1$ , se alcanza un nuevo estado de equilibrio dinámico, donde el flujo de entrada al sistema de agua subterránea por recarga será igual a la descarga hacia el río más la captación del pozo (Figura 2-3). En este nuevo equilibrio, una parte del agua subterránea que hubiera sido descargada a la corriente es interceptada por el pozo, y se establece localmente una divisoria de aguas subterránea entre el pozo y el río, la cual es una línea que separa las direcciones de flujo (Figura 2-3a). Si el pozo bombea a una tasa  $Q_2$  mucho mayor, después de cierto tiempo se alcanza un nuevo estado de equilibrio. Para esta condición, la divisoria de agua subterránea entre el pozo y el río desaparece, y el bombeo de agua subterránea induce el movimiento del agua del río hacia el acuífero (Figura 2-3b). De esta forma, el bombeo reversa la condición hidrológica de la corriente en ese tramo, pasando de recibir la descarga del agua subterránea a recargar el acuífero (Winter *et al.*, 1998).

El planteamiento anterior para un acuífero que es explotado cerca de un río es una conceptualización de que el agua superficial y el agua subterránea son el mismo recurso. En el largo plazo, la cantidad de agua subterránea explotada es aproximadamente igual a la reducción del caudal en el río, el cual potencialmente debería estar disponible para usuarios aguas abajo.

El intercambio hidrológico de aguas superficiales y subterráneas, a escalas mayores en un paisaje esta controlado principalmente por: (1) la distribución y magnitud de las conductividades hidráulicas dentro del canal y los sedimentos asociados de la llanura aluvial; (2) la relación del nivel

del río con el nivel del acuífero adyacente; y (3) la geometría y posición del canal del río dentro de la llanura aluvial (Woessner, 2000).

La dirección de los procesos de intercambio varía con la cabeza hidráulica, mientras la magnitud de los caudales depende de la conductividad hidráulica de los sedimentos. Los eventos de precipitación y los patrones estacionales alteran la cabeza hidráulica, y de esta forma inducen cambios en la dirección del flujo. Se pueden distinguir dos direcciones netas del flujo en el sistema: (1) la condición de influencia, donde el agua superficial contribuye con el flujo subsuperficial; y (2) la condición de efluente, donde el agua subterránea drena hacia la corriente. Por otro lado, cuando se tienen regímenes variables de flujo se puede alterar la conductividad hidráulica de los sedimentos debido a procesos de erosión y depositación, y por lo tanto esto afecta directamente la intensidad de la interacción de aguas superficiales y subterráneas.

Bajo condiciones de baja precipitación, el flujo base en muchas corrientes constituye la descarga para la mayoría del año (condición efluente). En contraste, bajo condiciones de alta precipitación, la escorrentía superficial y el interflujo se incrementan gradualmente, generando presiones hidráulicas más altas en tramos bajos de las corrientes, lo cual permite al río cambiar de condición efluente a influente, infiltrando sus bancas y recargando el acuífero (Sophocleous, 2002).

### **2.3 ANÁLISIS CUANTITATIVO DE LA INTERACCIÓN RÍO-ACUÍFERO**

Como se había mencionado anteriormente, para sistemas río-acuífero hidráulicamente conectados el intercambio de flujo resultante es una función de la diferencia entre el nivel del río y la cabeza del acuífero adyacente. Un enfoque práctico y que ha sido ampliamente utilizado para estimar la transferencia de caudales entre ambos sistemas es considerar que el flujo entre el río y el acuífero es controlado por un mecanismo de filtración a través de un estrato semipermeable en una dimensión (Rushton y Tomlinson, 1979 en Sophocleous, 2002). Este mecanismo, basado en la Ley de Darcy, donde el flujo es una función directa de la conductividad hidráulica y la diferencia de cabeza, puede ser expresado como:

$$(2.1) \quad q = C_{riv} (h_r - h_a)$$

donde  $q$  es el flujo entre el río y el acuífero (positivo para descarga del río hacia el acuífero, y negativo para flujo del acuífero hacia el río),  $h_r$  es el nivel del río,  $h_a$  es la cabeza del acuífero, y  $C_{riv}$  es la conductancia hidráulica de la interconexión río-acuífero, definida como:

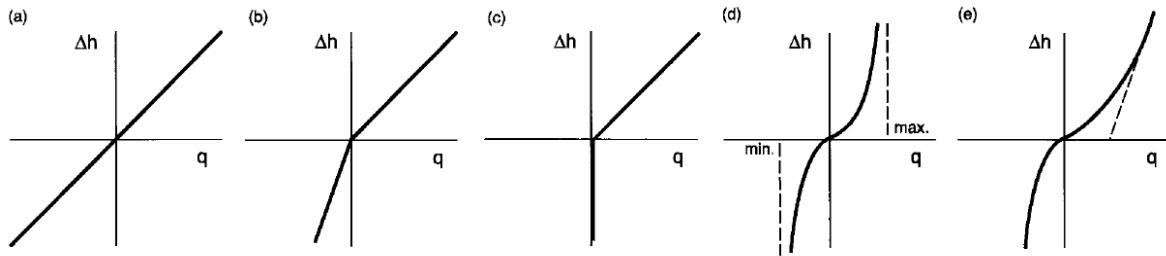
$$(2.2) \quad C_{riv} = \frac{K_{riv} L_{riv} W}{M}$$

donde  $K_{riv}$  es la conductividad hidráulica de los sedimentos del lecho,  $L_{riv}$  es la longitud de la corriente,  $W$  es el ancho del canal, y  $M$  es el espesor del material del lecho del río. Por lo tanto el mecanismo descrito por la ecuación 2.1 puede ser usado para representar tanto el flujo base como la descarga del río al acuífero, dependiendo del signo de  $q$ .

En la Figura 2-4 se presentan algunos mecanismos que describen el flujo entre río-acuífero ( $q$ ) como una función de la diferencia entre la cabezas del río y el acuífero ( $\Delta h = h_r - h_a$ ). La Figura 2-4a implica que los mecanismos de flujo del río al acuífero (descarga río-acuífero) y del acuífero al río (flujo base) son siempre los mismos, aunque en la práctica, los mecanismos que representan estos procesos pueden ser diferentes. La Figura 2-4b muestra la situación donde la tasa de flujo desde el río hacia el acuífero es mas lenta que la tasa de flujo del acuífero hacia el río, y la Figura 2-4c muestra la situación donde no puede ocurrir flujo desde el río hacia el acuífero.

Para algunos autores la hipótesis de una relación lineal entre  $q$  y  $\Delta h$  es muy simple, y en varios trabajos han concluido por ejemplo, que la descarga total (flujo base) durante el periodo de recesión de caudales en el río, es en gran medida independiente del coeficiente de goteo,  $C_{riv}$ . También, que cuando se tiene una recarga muy alta, el goteo calculado con la ecuación 2.1 es mucho mayor que el caudal que podría ocurrir en la práctica, y no tiene en cuenta el aumento de la resistencia al paso del agua cuando su volumen aumenta. Así, Rushton y Tomlinson (1979 en Sophocleous, 2002) proponen que una relación no lineal representada en la Figura 2-4d podría entregar una solución más apropiada de ese aumento de resistencia en flujos altos, a partir de la siguiente expresión:

$$(2.3) \quad q = C_1 [1 - \exp(-C_2 \Delta h)]$$



**Figura 2-4.** Algunos mecanismos que describen el intercambio de flujo entre el río y el acuífero en función de la diferencia de cabezas (Rushton y Tomlinson, 1979 en Sophocleous, 2002)

donde  $C_1$  y  $C_2$  son constantes. Esta relación permite un rápido incremento en el flujo para pequeños cambios de cabeza, cuando la diferencia de cabeza es pequeña, pero sugiere unos flujos máximos que no pueden ser excedidos, siempre y cuando la diferencia de cabeza se vuelva más grande.

La relación lineal descrita por la ecuación 2.1 y la relación no lineal de la ecuación 2.3 tienen diferentes ventajas. Sin embargo, en caso de que la propuesta de que existe una tasa máxima de flujo no sea aceptable, Rushton y Tomlinson (1979 en Sophocleous, 2002) proponen la combinación de una relación lineal y no lineal, a partir de la siguiente expresión:

$$(2.4) \quad q = C_1 \Delta h + C_2 [1 - \exp(-C_3 \Delta h)]$$

Donde  $C_1$ ,  $C_2$ , y  $C_3$  son constantes. Esta relación se presenta en la Figura 2-4e. Debido a que el término exponencial es relativamente grande para pequeños valores de  $\Delta h$ , la relación no lineal domina para pequeñas diferencias de cabeza, mientras la relación lineal adquiere importancia para grandes diferencias de cabeza. No obstante, cuando la cabeza del acuífero es menor que el nivel del río, se recomienda usar la relación exponencial con flujo máximo (Figura 2-4e).

## **3. MODELOS DE INTERACCIÓN DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS**

### **3.1 INTRODUCCIÓN**

Se han desarrollado numerosas metodologías y modelos para tratar de representar adecuadamente las dinámicas presentes en la interacción río-acuífero, lo cual es necesario para un manejo eficiente del agua. En esta revisión de literatura acerca de los modelos de interacción de aguas superficiales y subterráneas se incluyen, según su naturaleza, los modelos que en la literatura pueden aparecer como analíticos, numéricos, hidrológicos y acoplados. Teniendo en cuenta esta denominación, se han agrupado para su revisión y análisis algunos de estos modelos, los cuales han sido utilizados como herramientas de apoyo para la gestión del recurso hídrico en diferentes partes del mundo.

### **3.2 MODELOS ANALÍTICOS**

En los modelos analíticos, las ecuaciones diferenciales parciales que gobiernan el flujo de agua subterránea son solucionadas exactamente, siendo estos métodos muy útiles para obtener soluciones simples de los problemas, con poco requerimiento de información. Sin embargo, las hipótesis necesarias para simplificar los problemas de flujo, en una o dos dimensiones, pierden mucha validez en la realidad, por lo tanto los modelos analíticos son considerados en investigaciones preliminares y para validar otros esfuerzos de modelación (Brodie *et al.*, 2007).

El desarrollo inicial de las soluciones analíticas estuvo enfocado en la disminución del caudal de un río debido al bombeo de agua subterránea, para acuíferos ideales de extensión infinita o semi-infinita, perfectamente o parcialmente conectados a la corriente. Theis (1941), y luego Glover y Balmer (1954) desarrollaron una solución analítica para un río perfectamente conectado y totalmente penetrante en un acuífero homogéneo, isotrópico y semi-infinito. Posteriormente Hantush (1965) incorporó el efecto de la conexión hidráulica imperfecta entre acuífero y río debido



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:

$$(3.1) \quad Q_r(t) = Q \cdot \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{d^2 S}{4Tt}} \right)$$

donde  $\operatorname{erfc}$  es la función error complemento, que se encuentra tabulada.

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

$$(3.2) \quad s.d.f. = \frac{d^2 S}{T}$$

La ecuación 3.1 se convierte en:

$$(3.3) \quad Q_r(t) = Q \cdot \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{s.d.f.}{4t}} \right)$$

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

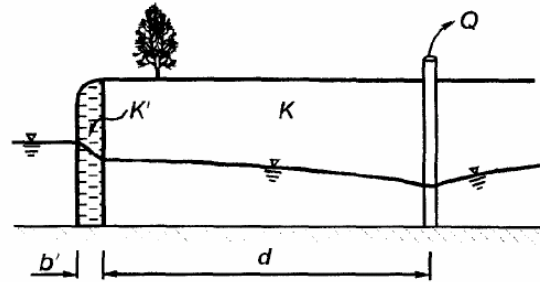
- Se determina el parámetro  $s.d.f.$  con la ecuación 3.2 para un pozo determinado.
- Se calcula la disminución en el caudal del río por el bombeo  $Q$ , con la ecuación 3.3.
- Se aplica la ley de superposición si hay cambio de caudal de  $Q_1$  a  $Q_2$  en el tiempo  $t$ , así:

$$(3.4) \quad Q_r(t) = Q_1 \cdot \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{s.d.f.}{4t}} \right) + (Q_2 - Q_1) \cdot \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{s.d.f.}{4(t-t_1)}} \right)$$

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

### 3.2.2 El Modelo de Hantush

Un segundo problema fue solucionado por Hantush (1965) incorporando al esquema inicialmente propuesto por Theis (1941) el efecto de la conexión hidráulica imperfecta entre río y acuífero debido a una capa vertical semipermeable en la solución analítica, como se muestra en la Figura 3-2.



**Figura 3-2.** Esquema del problema considerado por Hantush (1965) (Hunt, 1999)

De esta forma, la solución analítica esta dada por:

$$(3.5) \quad \frac{Q_r}{Q} = \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{Sd^2}{4Tt}}\right) - \exp\left(\frac{Tt}{SL^2} + \frac{d}{L}\right) \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{Tt}{SL^2}} + \sqrt{\frac{Sd^2}{4Tt}}\right)$$

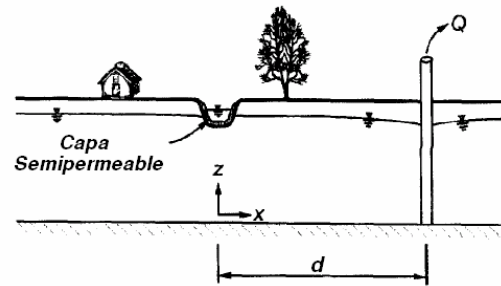
Donde  $L$  es un goteo de la corriente que tiene dimensiones de longitud y es definido como una combinación de la permeabilidad del acuífero  $K$ , la permeabilidad  $K'$  y el espesor  $b'$  de la capa semipermeable, de la siguiente forma:

$$(3.6) \quad L = \frac{K}{K'} b'$$

La ecuación (3.5) se reduce a la ecuación (3.4) cuando  $L \rightarrow 0$ , lo cual es equivalente a que  $b'$  sea igual a cero para un valor fijo de  $K/K'$ . Hantush (1965) sugiere además que los efectos de la penetración parcial de la corriente podrían aproximarse usando un valor “efectivo” para  $d$  que exceda su valor medido en el problema físico.

### 3.2.3 El Modelo de Hunt

Los trabajos de Spalding y Khaleel (1991) y Sophocleous *et al.* (1995) usando modelos numéricos para evaluar los resultados de la solución analítica de Glover y Balmer demostraron que esta tiende a sobreestimar los efectos de la disminución del caudal en el río, debido a que en la realidad, la mayoría de los ríos están conectados parcialmente al acuífero. Para abordar estos problemas, la solución analítica propuesta por Hunt (1999) permite tener en cuenta la obstrucción del lecho del río y la penetración parcial de la corriente (Figura 3-3), ya que no considerar estos efectos se convierte en una causa de errores significativos en las aplicaciones de estos métodos analíticos (Hunt, 1999).



**Figura 3-3.** Esquema del problema considerado por Hunt (1999) (Hunt, 1999)

La ecuación presentada por Hunt (1999) es similar a la presentada por Glover y Balmer (1954), y esta dada por la siguiente expresión:

$$(3.7) \quad \frac{Q_r}{Q} = \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{Sd^2}{4Tt}} \right) - \exp \left( \frac{\lambda^2 t}{4ST} + \frac{\lambda d}{2T} \right) \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{\lambda^2 t}{4ST}} + \sqrt{\frac{Sd^2}{4Tt}} \right)$$

La solución analítica de Hunt (1999) esta basada en las siguientes hipótesis:

- El acuífero es de extensión infinita y es homogéneo e isotrópico en todas las direcciones horizontales.
- La relación de la componentes verticales y horizontales de la velocidad es pequeña (aproximación de Dupuit).
- Los abatimientos son suficientemente pequeños comparados con el espesor del acuífero saturado para permitir la linealización de las ecuaciones gobernantes.

- La sección transversal del lecho tiene dimensiones horizontales y verticales que son pequeñas comparadas con el espesor del acuífero saturado, y la corriente se extiende desde  $y = -\infty$  hasta  $y = \infty$  a lo largo de  $x = 0$ .
- La tasa de bombeo del pozo,  $Q$ , es constante para  $0 < t < \infty$ .
- Los cambios en la elevación de la superficie del agua en el río creados por el bombeo son pequeños comparados con los cambios creados en la elevación del nivel del agua en el lado del acuífero de la capa semipermeable.
- Las tasas de caudal de goteo desde el río hacia el acuífero son linealmente proporcionales al cambio en la cabeza piezométrica a lo largo de la capa semipermeable.

### 3.2.4 El Modelo del Embalse Lineal o Modelo Unicelular

El modelo de un embalse lineal o modelo unicelular es el modelo agregado más utilizado para aguas subterráneas, el cual simula la descarga del acuífero al río como una función matemática lineal (Pulido *et al.*, 2005) de la forma:

$$(3.8) \quad Q(t) = \alpha V(t)$$

donde  $\alpha$  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:

$$(3.9) \quad \frac{dV(t)}{dt} = E(t) - Q(t)$$

Reemplazando 3.8 en 3.9 y solucionando la ecuación diferencial lineal de primer orden (suponiendo  $E(t) = E$ ,  $E$  constante), se obtiene la solución expresada en la ecuación 3.10.

$$(3.10) \quad V(t) = \frac{E}{\alpha} (1 - e^{-\alpha t}) + V_0 e^{-\alpha t}$$

donde  $V_0$  es el volumen inicial en el acuífero.

La ecuación 3.10 puede presentarse en términos del caudal como:

$$(3.11) \quad Q(t) = E(1 - e^{-\alpha t}) + Q_0 e^{-\alpha t}$$

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:

$$(3.12) \quad Q_r(t) = q(1 - e^{-\alpha t})$$

El parámetro  $\alpha$  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 y en este caso se requiere de un mayor número de embalses para representar de manera adecuada la interacción río-acuífero como lo demuestra Pulido *et al.* (2005) en el modelo de los embalses pluricelulares englobados.

### 3.2.5 Modelos Pluricelulares Englobados

Este modelo surge a partir de la solución de la ecuación general del movimiento del agua en el suelo, 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).

$$(3.13) \quad \left( \frac{\partial}{\partial x} \right) \left( T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \left( \frac{\partial}{\partial y} \right) \left( T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + Q(x, y) = S(x, y) \frac{\partial h}{\partial t}$$

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:

$$(3.14) \quad Q(x, y) = Q_D(x, y) + \sum_{i=1}^{\infty} Q_i \delta(x - x_i, y - y_i)$$

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 3.13 se resuelve como la suma de un problema permanente y otro transitorio. 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:

$$(3.15) \quad Q_r(t) = \sum_{i=0}^{\infty} Q_{r,i,0} e^{-\alpha_i t} + Q \sum_{i=0}^{\infty} b_i (1 - e^{-\alpha_i t})$$

donde:

$$(3.16) \quad Q_{r,i,0} = \alpha_i F_i I_{i,0}$$

$$(3.17) \quad b_i = \frac{\int_{\Omega=\text{Acuífero}} Q(x, y) A_i(x, y) d\Omega}{Q} F_i$$

$$(3.18) \quad F_i = \int_{\Omega} S(x, y) A_i(x, y) d\Omega$$

$$(3.19) \quad \sum_{i=0}^{\infty} b_i = 1$$

donde  $\alpha_i$  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:

$$(3.20) \quad h(x, y, t) = \sum_{i=0}^{\infty} l_i A_i(x, y)$$

$$(3.21) \quad l_i(t) = \frac{1 - e^{-\alpha_i t}}{\alpha_i} \int_{\Omega} Q(x, y) A_i(x, y) d\Omega + l_{i,0} e^{-\alpha_i t}$$

$$(3.22) \quad l_{i,0} = \int_{\Omega} Q(x, y) A_i(x, y) d\Omega$$

Las ecuaciones 3.21 y 3.22 son las funciones de influencia de las perturbaciones externas (Pulido *et al.*, 2005). La ecuación 3.15 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  $\alpha_i$  y  $\beta_i$  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.

### 3.3 MODELOS NUMÉRICOS

Las ecuaciones diferenciales parciales que describen el flujo de agua subterránea pueden ser resueltas usando, tanto soluciones analíticas como métodos numéricos. En general, obtener la solución analítica de la ecuación diferencial parcial requiere de hipótesis que simplifican el problema para condiciones ideales de sistemas río-acuífero. De esta manera, los modelos analíticos son muy poco utilizados para abordar problemas prácticos en acuíferos heterogéneos, y la solución para las ecuaciones diferenciales parciales debe aproximarse numéricamente.

En términos generales, en un modelo numérico se resuelven un conjunto de ecuaciones algebraicas generadas por la aproximación de las ecuaciones diferenciales parciales (Ecuación gobernante, condiciones de frontera y condiciones iniciales), las cuales constituyen el modelo matemático. El conjunto de ecuaciones algebraicas resultantes son expresadas como una ecuación matricial, las cuales se resuelven usando técnicas matriciales, y esta aproximación constituye un modelo numérico. Por lo tanto, el proceso de solución tiene dos pasos generales, aplicar un método numérico al modelo matemático original y resolver la ecuación matricial resultante. Los métodos numéricos más utilizados para solucionar la ecuación de flujo de agua subterránea son el método de elementos finitos y el método de diferencias finitas (Anderson y Woessner, 1992). Una descripción completa de la aplicación de estos métodos numéricos a problemas de aguas subterráneas es presentada en los trabajos de Wang y Anderson (1982) y Remson *et al.* (1971).

El método de elementos finitos es una técnica de análisis numérico para obtener soluciones aproximadas en una variedad de problemas en física e ingeniería. El dominio del problema, que en este caso es la extensión del acuífero simulado, es dividido en un conjunto de elementos o piezas. En teoría, los elementos pueden ser de diferente forma y tamaño, pero la mayoría de los métodos usan elementos de una sola forma, más comúnmente triangulares o cuadriláteros. En el modelo de aguas subterráneas MODFE (Cooley, 1992 en Konikow, 1996) son usados elementos triangulares, mientras que el modelo SUTRA (Voss, 1984 en Konikow, 1996) emplea elementos cuadriláteros. Otro modelo de elementos finitos para aguas subterráneas es el FEFLOW (Diersch, 2002a en Massmann *et al.*, 2006), el cual ha sido ampliamente usado para simular procesos físicos relacionados con flujo subsuperficial, transporte de calor y contaminantes. En el trabajo de Massmann *et al.* (2006) usaron el FEFLOW para determinar el papel que cumple la densidad variable del flujo en la interacción de aguas superficiales y subterráneas en una interfaz estratificada de agua dulce superficial y agua salada subterránea.

El método de diferencias finitas tiene relativa sencillez conceptual, requiere de pocos datos de entrada para construir la malla del modelo y tiene un procedimiento eficiente para resolver la ecuación general del movimiento de agua subterránea (Anderson y Woessner, 1992).

El MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988) es un modelo para aguas subterráneas de diferencias finitas y de dominio público desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), el cual ha sido ampliamente utilizado en estudios hidrogeológicos. El modelo tiene una estructura modular que consiste de un programa principal y una serie de subrutinas en paquetes. Cada paquete representa alguna característica específica del sistema hidrológico como recarga, evapotranspiración, ríos y drenes. Además, desde su desarrollo original, han sido incorporados al programa un amplio rango de módulos adicionales, tales como anisotropía variable en el espacio y re-humedecimiento de celdas.

Este modelo ha sido muy utilizado para estudiar las interacciones de aguas superficiales y aguas subterráneas (Vionnet y Maddock, 1992; Sophocleous y Perkins, 1993; Osman y Bruen, 2002; Chen y Chen, 2003), utilizando algunos módulos que han sido desarrollados para lograr este objetivo, tales como los paquetes RIVER y DRAIN (McDonald y Harbaugh, 1988), y STREAM (Prudic, 1989), los cuales permiten obtener una representación mas realista de los ríos en el sistema. En algunas aplicaciones del MODFLOW, las corrientes superficiales son simuladas como niveles constantes sobre todo el periodo de simulación, lo cual en efecto considera los ríos como fuentes inagotables de agua. En el Capítulo 4 de este trabajo se presenta una descripción completa de este modelo numérico de diferencias finitas para aguas subterráneas.

### **3.4 MODELOS HIDROLÓGICOS**

Los modelos hidrológicos se han convertido en herramientas cada vez más importantes para la gestión del recurso hídrico en cuencas hidrográficas. Aunque en muchos casos no representan adecuadamente la dinámica de las aguas subterráneas en el acuífero, los modelos hidrológicos permiten simular y entender algunos procesos determinantes en la hidrología de la cuenca como la recarga, la evapotranspiración y el tránsito de caudales sobre la red de drenaje.

Para representar los procesos que se presentan en una cuenca, al transformar precipitación en escorrentía se pueden utilizar modelos físicos basados en simplificaciones conceptuales de los

mismos, o modelos tipo caja negra. En general, según la distribución espacial de los datos los modelos pueden clasificarse en agregados o distribuidos. Los modelos agregados emplean para determinar la respuesta de la cuenca, en cada intervalo de tiempo, valores medios en toda la zona de estudio, mientras que los modelos distribuidos tienen la información y parámetros variables en el espacio.

En el trabajo desarrollado por Vélez (2001) se puede encontrar una revisión del estado del arte sobre los modelos precipitación-escorrentía, 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 (Restrepo, 2007).

Sin embargo, para el desarrollo de este trabajo se pretende utilizar un modelo hidrológico agregado, como una primera aproximación a la metodología de modelación acoplada que de cuenta de la producción de escorrentía de la cuenca y la recarga del acuífero.

En nuestro medio ya han sido desarrollados modelos hidrológicos orientados a la realización de cuentas de agua superficial empleando modelos precipitación-escorrentía como los descritos por Vélez (2001). En el trabajo realizado por Jaramillo (2003) se 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). Quintero (2004) desarrolló un modelo hidrológico distribuido que utiliza información topográfica y de red de drenaje para la simulación de la escorrentía superficial. De forma similar, Restrepo (2007) desarrollo un modelo hidrológico distribuido para la utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas, en el cual se pretende considerar de manera simplificada los procesos que intervienen en la conformación de la escorrentía superficial directa, la recarga de los acuíferos y la interacción de los acuíferos con las aguas superficiales debido a perturbaciones externas. Este modelo desarrollado por Restrepo (2007) tiene escala temporal de modelación diaria y esta basado principalmente en el modelo SHIA propuesto por Vélez (2001). El trabajo de Becerra (2008) presenta una herramienta de gestión integral del agua (cantidad y calidad), para facilitar el aprovechamiento y uso sostenible del recurso, soportado en un sistema de información que incluye herramientas de modelación para la simulación de escenarios.

### 3.5 MODELOS ACOPLADOS DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS

La modelación acoplada de aguas superficiales y subterráneas puede entenderse como la integración de un modelo de aguas superficiales, el cual puede ser un modelo hidrológico de cuenca o un modelo hidráulico, con un modelo de aguas subterráneas.

Tradicionalmente, los modelos hidrológicos han sido aplicados a los problemas de manejo de aguas superficiales sin tratar con mucho detalle las aguas subterráneas. Similarmente, los modelos de aguas subterráneas han sido implementados para el manejo de acuíferos, sin considerar adecuadamente las aguas superficiales en la modelación. Por ejemplo, en modelos de aguas subterráneas como el MODFLOW, algunos procesos hidrológicos como la recarga, la evapotranspiración y los caudales sobre la red de drenaje no son resultados de la simulación, sino que son especificados como entradas conocidas o parámetros determinados por calibración, por lo tanto esta metodología no tiene impacto en la gestión del agua superficial.

Para tratar de abordar estos problemas, algunos autores proponen realizar una modelación acoplada a partir de un modelo hidrológico de cuenca y un modelo de aguas subterráneas. Sophocleous *et al.* (1999) presentan el modelo SWATMOD, a partir de la integración del modelo hidrológico de cuenca SWAT (Arnold *et al.*, 1993) y el MODFLOW, para estudiar las interacciones río-acuífero en una cuenca de Kansas, USA. De forma similar, Markstrom *et al.* (2008) desarrollaron el modelo acoplado GSFLOW, integrando el modelo precipitación-escorrentía PRMS (Leavesley *et al.*, 2005) del USGS con el MODFLOW. El modelo acoplado FHM permite simular un balance de agua completo para los sistemas de aguas superficiales y subterráneas, el cual tiene dos modelos de dominio público: el modelo hidrológico HSPF y el modelo de aguas subterráneas MODFLOW. El modelo integrado ECOFLOW (Sokrut, 2005) está formado a partir del modelo hidrológico distribuido ECOMAG y el modelo de aguas subterráneas MODFLOW, sobre un ambiente de sistema de información geográfico (SIG). El modelo ECOMAG tiene una estructura dual, en la cual una cuenca de drenaje puede ser modelada tanto como un conjunto de Áreas Elementales Representativas (REA) o como una malla regular.

Como se había mencionado inicialmente, también se han desarrollado modelos acoplados a partir de la integración de modelos hidráulicos y modelos de aguas subterráneas. El MODBRANCH (Swain y Wexler, 1993) es un modelo acoplado que simula la interacción entre el flujo de corrientes

superficiales y el flujo subsuperficial en sistemas río-acuífero, a partir de la integración del MODFLOW con el modelo hidráulico BRANCH, el cual simula flujo transitorio y variado resolviendo las ecuaciones de St. Venant. Similarmente, DAFLOW (Jobson y Harbaugh, 1999) es un modelo hidráulico que simula caudales a través de un sistema interconectado de canales resolviendo para flujo transitorio la ecuación de onda difusiva, el cual fue también acoplado con el MODFLOW para representar la interacción de aguas superficiales y subterráneas. En el trabajo de Rodriguez *et al.* (2008) se presenta una integración completa del modelo hidráulico HEC-RAS con MODFLOW para simular las interacciones río-acuífero en una cuenca hidrográfica en Argentina.

## 4. DESCRIPCIÓN CONCEPTUAL DE LOS MODELOS

### 4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta una descripción conceptual de los modelos utilizados en la metodología acoplada de modelación de aguas superficiales y subterráneas. Para la modelación de la hidrología de la cuenca se propone utilizar el Modelo de Tanques Agregado (Vélez, 2001), el cual da cuenta de la producción de escorrentía de la cuenca y la recarga del acuífero. El modelo de aguas subterráneas (MODFLOW) permite simular de forma precisa la dinámica del agua subterránea en la zona del acuífero, así como perturbaciones externas como pozos de extracción o inyección que se presentan en el acuífero. El MODFLOW ha sido además ampliamente utilizado para estudiar la interacción río-acuífero, con paquetes que permiten obtener una representación realista de las corrientes superficiales en el sistema hidrogeológico.

### 4.2 MODELO HIDROLÓGICO

Uno de los métodos que se han venido implementando en los últimos años para la estimación de caudales en cuencas con información escasa, es el modelo de tanques agregado estudiado por Vélez (2001), desarrollado por la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín y descrito en trabajos como UNAL *et al.* (2004), el cual reproduce valores de escorrentía superficial directa a una resolución temporal diaria en un lapso de tiempo dado por los periodos de precipitación que se tengan en la cuenca.

Un modelo es la conceptualización de un sistema real que trata de preservar sus características esenciales. El modelo busca representar por medio de un sistema de tanques interconectados entre sí los procesos determinantes de la producción de la escorrentía: interceptación, detención, infiltración, evaporación y evapotranspiración, recarga del acuífero, escorrentía superficial y subsuperficial, retorno del flujo base y flujo en los canales de la red de drenaje.

La representación de cada uno de estos procesos, que determinan la producción de escorrentía, se puede realizar desde un punto de vista físico, mediante las ecuaciones de conservación de masa, conservación de la cantidad de movimiento y/o conservación de la energía, y algunas relaciones empíricas obtenidas de mediciones en el laboratorio o de mediciones puntuales en el campo. Estas ecuaciones son acopladas para definir las cantidades de agua que cada elemento transfiere a sus vecinos (horizontal y verticalmente) en un intervalo de tiempo (Vélez, 2001).

El modelo de tanques que se usará en el presente trabajo se ha programado en una hoja de cálculo; las series de caudales simuladas incluyen caudales máximos y mínimos, aunque en la realidad estos últimos son reproducidos con buena confiabilidad.

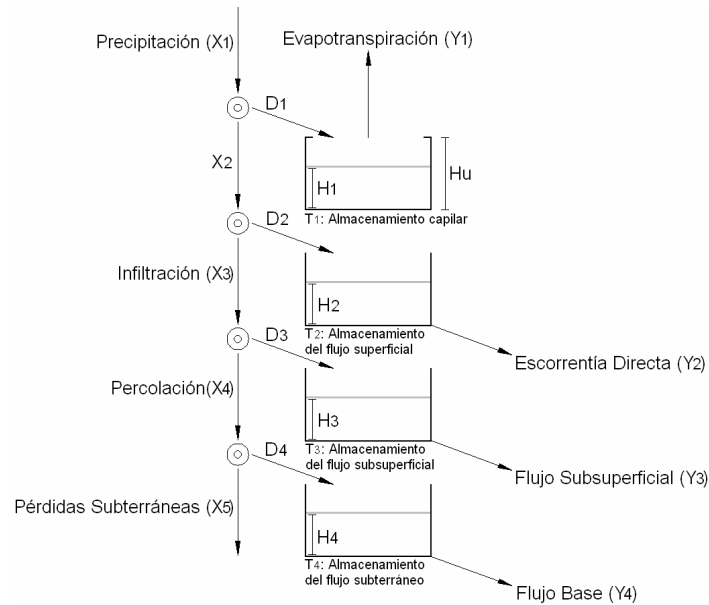
#### **4.2.1 Descripción Conceptual del Modelo de Tanques Agregado**

En el modelo empleado para la simulación de caudales y la producción de escorrentía se basa en el balance hídrico en la cuenca, asumiendo que el agua se distribuye en cuatro tanques o niveles de almacenamiento conectados entre sí, como puede observarse en la Figura 4-1.

En cada intervalo de tiempo, la precipitación  $X_i$ , se distribuye a los distintos almacenamientos, donde en función del volumen almacenado en cada uno de ellos  $H_i$ , se determina su contribución a la escorrentía  $Y_i$ . El modelo realiza el balance de agua en cada tanque y actualiza los volúmenes almacenados en cada uno.

La cantidad de agua que se deriva en cada nodo  $D_i$  y la que continua hacia los niveles inferiores  $X_i$  por el conducto distribuidor depende de la cantidad de agua disponible, el estado del almacenamiento del tanque y de la capacidad del conducto distribuidor aguas abajo del nodo, la cual se puede relacionar con la conductividad hidráulica en el subsuelo.

La descarga  $Y_i$  en cada uno de los tanques está en función del volumen almacenado y de las características de la cuenca que se pueden asociar con el tiempo de permanencia del agua en un elemento de almacenamiento temporal.



**Figura 4-1.** Esquema general del modelo de tanques agregado (Vélez, 2001)

### - Tanque 1: Almacenamiento Capilar en el Suelo

Este almacenamiento representa el agua que transita por la cuenca y que sólo sale de ella por evapotranspiración, por lo tanto no hace parte de la escorrentía. Este almacenamiento se refiere a la interceptación de agua por parte de las plantas, la detención de agua en charcos y el agua que se retiene en el suelo debido a fuerzas capilares.

De acuerdo con la configuración del modelo, la precipitación  $X_1$  se estima según los registros de las estaciones más cercanas, empleando un método de interpolación espacial.

El valor obtenido de lluvia entra a un conducto del que se deriva una cantidad  $D_1$  para el almacenamiento o tanque  $T_1$ . Se supone que este tanque tiene una capacidad máxima ( $H_u$ ) 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. La capacidad de almacenamiento de “agua útil” está relacionada con la cantidad de agua que hay que agregar a una columna de suelo muy seco hasta alcanzar el mayor almacenamiento capilar posible, sin que el agua fluya por la acción de la gravedad. La capacidad de la cobertura de la superficie por lo general está relacionada con la cobertura vegetal.

La cantidad de agua que se deriva  $D_1$  y que entra al almacenamiento estático, corresponde de una forma muy elemental al mínimo entre el agua existente en el conducto distribuidor ( $X_1$ ), el que se requiere para llenar el tanque de almacenamiento capilar ( $H_u - H_1$ ), y el máximo ( $H_u$ ) 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  $D_1$  corresponde a:

$$(4.1) \quad D_1 = \text{Min}\{\phi \cdot X_1, H_u - X_1\}$$

$$(4.2) \quad \phi = 1 - \left(\frac{H_1}{H_u}\right)^a$$

Este esquema ha sido utilizado por varios modelos conceptuales agregados. Es el caso del modelo HBV (Bergström, 1995, en Vélez, 2001) en el que  $a$  puede tomar valores entre 1 y 3 y es un parámetro que define el analista. 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 cantidad de agua que representa la evapotranspiración  $Y_1$  es función del agua disponible en el tanque  $H_1$  y la evapotranspiración real ETR.

La ETR depende de la cantidad de agua disponible, 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 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, así:

$$(4.3) \quad Y_1 = ETP \cdot \left( \frac{H_1}{H_u} \right)^b$$

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  $b$  tiene un valor de 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  $b$  igual a 0,7.

Además, en el modelo se tiene en cuenta que el valor de la evapotranspiración real no puede ser mayor que el agua disponible para evaporación en este almacenamiento estático, así:

$$(4.4) \quad Y_1 = \text{Min} \left\{ ETP \cdot \left( \frac{H_1}{H_u} \right)^b, H_1 \right\}$$

Para estimar la evapotranspiración potencial se recomienda utilizar la ecuación de Turc Modificado (Barco y Cuartas, 1998; Vélez, 2002; UNAL-CTA, 2001).

De acuerdo con lo propuesto en el modelo, el agua que no ingresa al almacenamiento estático  $T_1$ , sigue su camino por la zona capilar del suelo hacia abajo.

$$(4.5) \quad X_2 = X_1 - D_1$$

### - Tanque 2: Almacenamiento del Flujo Superficial

En este almacenamiento se representa el agua que es susceptible a infiltrarse a un nivel inferior o que fluye por la ladera (escorrentía directa). Se supone que la capa superior del suelo tiene una conductividad hidráulica  $K_s$  representativa o característica y que se asocia al tipo de suelo y a su estructura, lo cual está relacionando la cobertura vegetal, el uso y el manejo del suelo.

Por lo tanto, la cantidad de agua que entra al almacenamiento  $T_2$ , está relacionada con la capacidad del suelo para dejar pasar el agua a su interior  $K_s$  (una conductividad hidráulica de la capa superior del suelo asociada a la cobertura en condiciones de saturación) y con el flujo excedente del almacenamiento capilar  $X_2$  según la siguiente relación:

$$(4.6) \quad D_2 = \text{Max} \{ 0, X_2 - K_s \}$$

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:

$$(4.7) \quad Y_2 = \alpha \cdot H_2$$

En donde el coeficiente de descarga  $\alpha$  es función del tiempo de la residencia del agua en el interior del suelo.

$$(4.8) \quad \alpha = \frac{1}{t_{residencia}}$$

El agua que no ingresa al almacenamiento estático  $T_2$ , sigue su camino por la zona de la capa superior del suelo hacia la capa inferior.

$$(4.9) \quad X_3 = X_2 - D_2$$

### - Tanque 3: Almacenamiento de Agua Gravitacional en la Capa Superior del Suelo

Este almacenamiento representa el agua almacenada en la capa superior del suelo mientras fluye lentamente hacia la red de drenaje, se desarrolla inicialmente sobre una capa delgada que fluye lateralmente hacia abajo por el interior de esta capa hasta que sale a los elementos de la red de drenaje.

De acuerdo con lo propuesto en el modelo, durante el intervalo de tiempo, se tiene una cantidad de agua gravitacional  $X_3$  que se mueve verticalmente hacia el interior del suelo. De esta cantidad, una parte  $X_4$ , podrá percolar o seguir hacia la zona inferior del suelo, mientras que el resto del agua se deriva al almacenamiento superior del suelo donde se convertirá en flujo subsuperficial.

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.

La cantidad de agua que ingresa al almacenamiento durante el intervalo de tiempo se puede asociar con el flujo excedente del almacenamiento del flujo superficial en ladera  $X_3$  y la conductividad hidráulica en la capa inferior del suelo (subsuelo) en condiciones de saturación que se conoce como capacidad de percolación  $K_p$  y que se expresa:

$$(4.10) \quad D_3 = \text{Max}\{0, X_3 - K_p\}$$

Para la producción de escorrentía subsuperficial en la ladera se hace una formulación análoga a la presentada en el almacenamiento  $T_2$  para obtener la siguiente relación lineal:

$$(4.11) \quad Y_3 = \alpha \cdot H_3$$

#### - Tanque 4: Almacenamiento Subterráneo

Se representa por un tanque donde se considera el almacenamiento del agua gravitacional mientras fluye a través del interior del suelo hacia la red de drenaje, en lo que se podría considerar como el acuífero, y donde sale a formar el flujo base. El volumen de agua que durante el intervalo de tiempo ingresa por percolación  $X_4$  tiene la posibilidad de que una cantidad de agua siga hacia las pérdidas subterráneas  $X_5$  y que el resto sea derivado hacia el almacenamiento subterráneo  $T_4$ .

La cantidad de agua que se deriva para el flujo subterráneo depende de la cantidad de agua que ha percolado y de la cantidad que pasa a las pérdidas.

$$(4.12) \quad D_4 = \text{Max}\{0, X_4 - K_{pp}\}$$

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:

$$(4.13) \quad Y_4 = \alpha \cdot H_4$$

La importancia de la representación del flujo subterráneo en la modelación está en reproducir adecuadamente las recesiones del flujo en los cauces y que esto sea coherente con el volumen de agua que ha ingresado al almacenamiento subterráneo.

Finalmente el caudal total en la cuenca para cada intervalo de tiempo es la suma del flujo producido en cada tanque o almacenamiento:

$$(4.14) \quad Q = Y_2 + Y_3 + Y_4$$

### 4.3 MODELO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

Para el desarrollo de este trabajo se propone utilizar el MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988), el cual es un modelo para aguas subterráneas de diferencias finitas y de dominio público desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), ampliamente utilizado y validado en estudios hidrogeológicos. El modelo tiene una estructura modular que consiste de un programa principal y una serie de subrutinas en paquetes. Cada paquete representa alguna característica específica del sistema hidrológico como recarga, evapotranspiración, ríos y drenes. Además, desde su desarrollo original han sido incorporados al programa un amplio rango de módulos adicionales, tales como anisotropía variable en el espacio y re-humedecimiento de celdas. La información detallada de este modelo y sus respectivos paquetes se puede consultar en McDonald y Harbaugh (1988), Harbaugh (2005), y en documentos técnicos de libre acceso desarrollados por el USGS para MODFLOW.

La forma general de la ecuación diferencial parcial gobernante para describir el flujo de agua subterránea bajo condiciones de tiempo variables en un acuífero heterogéneo y anisotrópico es:

$$(4.15) \quad \frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

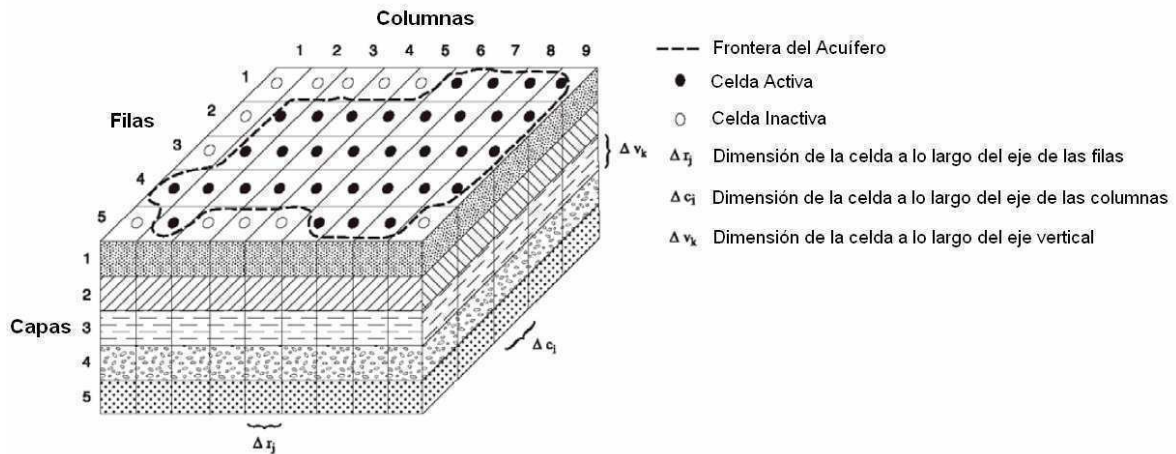
donde  $x$ ,  $y$ , y  $z$  son las coordenadas cartesianas alineadas a lo largo de los ejes principales de los valores de conductividad hidráulica  $K_{xx}$ ,  $K_{yy}$ , y  $K_{zz}$ ,  $h$  es la cabeza en el acuífero,  $W$  es el flujo por unidad de volumen que representa fuentes y/o sumideros de agua,  $S_s$  es el almacenamiento específico y  $t$  es el tiempo.

La ecuación (4.15), junto con las condiciones de cabeza y/o flujo en las fronteras del acuífero, y la especificación de las condiciones de cabeza inicial, constituyen una representación matemática del sistema de flujo de agua subterránea. En caso de sistemas muy simples, la ecuación (4.15) puede

resolverse analíticamente definiendo  $h(x, y, z, t)$ , y sustituyendo las derivadas de  $h$  con respecto al espacio y el tiempo.

En general, un método numérico como el de diferencias finitas debe aplicarse para lograr soluciones aproximadas de un problema, teniendo en cuenta la complejidad de los sistemas de flujo en casos reales de aplicación. Para cambiar del sistema continuo descrito por la ecuación (4.15), este es reemplazado por un conjunto finito de puntos discretos espacial y temporalmente, y términos calculados a partir de las diferencias en los valores de las cabezas en el acuífero; la solución de este sistema de ecuaciones lineales algebraicas simultaneas produce distintas distribuciones aproximadas de cabeza que varían con el tiempo (McDonald y Harbaugh, 1988).

La discretización espacial en MODFLOW se logra considerando acuíferos reales como un sistema de malla conformado por celdas, las cuales son caracterizadas en términos de filas ( $i$ ), columnas ( $j$ ), y capas ( $k$ ) (Figura 4-2). Cada celda se considera uniforme con respecto a sus propiedades. Hay un punto por celda denominado nodo, en el cual es calculada la cabeza; dependiendo de la ubicación de los nodos se pueden tener dos configuraciones: bloque central (los nodos están en el centro de las celdas) y punto central (los nodos están en la intersección de las celdas); el flujo de agua subterránea es simulado por MODFLOW usando solo la configuración de bloque central de diferencias finitas (McDonald y Harbaugh, 1988).



**Figura 4-2.** Sistema acuífero hipotético discretizado (Modificado de Harbaugh, 2005)

La discretización temporal esta basada en pasos de tiempo, los cuales se agrupan en periodos de stress. Un periodo de stress es un periodo de tiempo en el cual una serie de parámetros específicos (condiciones de frontera, tasas de bombeo, etc.) permanecen constantes en el sistema. En muchos casos, los datos obtenidos en una zona de estudio no están sincronizados en términos de periodos de stress, para lo cual MODFLOW puede acoplar automáticamente los horarios en las diferentes condiciones de frontera y pozos de bombeo, con el fin de determinar la longitud de cada periodo de stress durante una simulación transitoria. Cada periodo de stress puede ser discretizado en uno o más pasos de tiempo. La selección del paso de tiempo y la construcción de la malla son pasos críticos en el diseño del modelo debido a que los valores de la discretización espacial y temporal tienen una influencia importante en los resultados numéricos (Anderson y Woessner, 1992).

En MODFLOW se pueden realizar tanto corridas de un modelo en estado permanente, así como simulaciones en estado transitorio. Las simulaciones en estado permanente son generalmente realizadas para obtener aproximaciones de las condiciones de equilibrio o promedias en el largo plazo. Las simulaciones en estado transitorio se realizan desde de un tiempo inicial ( $t_0$ ) hasta un tiempo final ( $t_f$ ), a partir de una serie de pasos de tiempo. Los niveles del acuífero cambian durante el periodo de simulación dependiendo de las variaciones que se presentan en las condiciones de frontera, las perturbaciones externas, la transmisividad del acuífero y las propiedades de almacenamiento del acuífero.

#### **4.3.1 Descripción Conceptual del Paquete de Recarga**

La recarga natural de los acuíferos comprende la que produce la lluvia a través del suelo, la que se produce en corrientes superficiales y la que procede de transferencias desde otras unidades hidrogeológicas (Custodio en Custodio *et al.*, 1997). En el caso de la recarga por lluvia, la cual es la situación mas común y regionalmente mas importante, es quizás unos de los procesos mas difíciles de estimar. La cantidad de recarga que ingresa al acuífero por precipitación depende de variables como la evapotranspiración, la humedad del suelo y su capacidad de almacenamiento, el espesor de la zona no saturada, el tipo de suelo, la pendiente de la cuenca, y la intensidad y duración de la lluvia (McDonald y Harbaugh, 1988). Existen en la literatura algunos métodos de diferentes características para estimar la recarga, por lo tanto es importante emplear modelos que estén en capacidad de representar adecuadamente los procesos hidrológicos que ocurren en una cuenca para determinar de forma precisa la cantidad de recarga que llega al acuífero. Para este trabajo la recarga

del acuífero es estimada en el modelo de tanques agregado e ingresa al MODFLOW como una serie de datos conocidos, y no como un parámetro de calibración.

El paquete de recarga en MODFLOW (RCH) simula la recarga distribuida en toda el área del acuífero, y se presenta como la recarga neta por unidad de área que es aplicada en una celda. Es importante anotar que no es posible calcular la recarga neta por precipitación en MODFLOW o dentro de alguno de los módulos estándar adicionales. Además, en el modelo no se permite que ocurra simultáneamente recarga en diferentes profundidades en la columna vertical de una celda, debido a que la recarga natural entra al sistema de aguas subterráneas por la parte superior del suelo (superficie del terreno). En caso de que sea necesario representar la recarga mas de una vez en la columna vertical de una celda, el paquete de pozos (WEL) puede ser utilizado para agregar agua al sistema (recarga artificial o pozos de inyección). Durante cada iteración, la tasa de recarga será sumada a la ecuación de flujo de agua subterránea.

### **4.3.2 Descripción Conceptual del Paquete Stream (STR1)**

El paquete Stream (STR1) (Prudic, 1989) es una modificación del paquete River (RIV), descrito por McDonald y Harbaugh (1988), para el tránsito de caudales en una corriente, el cual ha sido desarrollado para ser usado con MODFLOW. El paquete STR1 esta diseñado para transitar caudales a través de uno o más ríos, y calcular el intercambio de flujo entre las corrientes superficiales y el acuífero. En la mayoría de las aplicaciones de MODFLOW, las corrientes superficiales son simuladas como niveles constantes, lo cual en efecto considera los ríos como fuentes inagotables de agua. Con la introducción del paquete STR1 se puede lograr una representación un poco más realista de los ríos en el sistema.

El tránsito de caudales dentro del paquete STR1 esta basado en la ecuación de continuidad y la hipótesis de flujo permanente en el río (invariante en periodos discretos de tiempo), uniforme (invariante en el espacio), y densidad constante, tal que durante todo el tiempo, las tasas volumétricas de caudales de entrada y salida son iguales, y ninguna cantidad de agua es agregada o removida del almacenamiento en los canales superficiales. El programa esta diseñado para transitar caudales a través de una red de drenaje (la cual puede incluir ríos, corrientes, canales, y zanjas, los cuales serán referenciados como ríos en este informe). El caudal de los ríos se presenta siempre en la misma dirección a lo largo de los canales, y es constante para cada paso de tiempo usado en el modelo de aguas subterráneas.

En caso de que se presenten cambios importantes durante cada paso de tiempo en el almacenamiento del canal, deberían utilizarse modelos hidráulicos para flujo no permanente, los cuales han sido acoplados a MODFLOW y pueden emplearse para simular interacciones río-acuífero (MODBRANCH de Swain y Wexler, 1996; DAFLOW de Jobson y Harbaugh, 1999). Por lo tanto, el paquete STR1 está diseñado para la modelación de cambios de largo plazo (meses a décadas) para flujo de aguas subterráneas usando caudales medios en los ríos, y no es recomendado para la modelación del intercambio de agua entre río y acuífero cuando el objetivo es analizar efectos de corto plazo (minutos a días) causados por la alta variabilidad de los caudales en los ríos (Prudic *et al.*, 2004).

Desde el punto de vista conceptual, el paquete STR1 no es un modelo hidráulico como tal sino una rutina que realiza un balance de los flujos en uno o más ríos que interactúan con el sistema de agua subterránea. La red de drenaje definida en el modelo está dividida en tramos y segmentos. Un tramo es una sección del río asociada con una celda particular de diferencias finitas usada para simular flujo de aguas subterráneas. Un segmento es un grupo de tramos que tiene características semejantes (elevación del lecho del río, espesor y conductividad hidráulica, y profundidad y ancho del río), y con los cuales se pueden configurar desviaciones, ramificaciones y ríos tributarios.

El balance de agua para cada tramo de río, así como la tasa de goteo entre el tramo de río y la correspondiente celda del modelo, son calculados en MODFLOW durante cada paso de tiempo. Estos cálculos son realizados independientes del balance de agua en el modelo de aguas subterráneas. El procedimiento para calcular los caudales en cada tramo de río, a partir del caudal de entrada en un tramo de río determinado, se realiza a partir de la siguiente expresión:

$$(4.16) \quad Q_{i+1} = Q_i \pm Q_t$$

donde  $Q_i$  es el caudal de entrada en el tramo aguas arriba,  $Q_{i+1}$  es el caudal en el tramo aguas abajo, y  $Q_t$  es el caudal de transferencia entre el río y el acuífero (positivo para descarga del río hacia el acuífero, y negativo para flujo del acuífero hacia el río).

De esta forma, el balance de agua del primer tramo en un segmento es calculado determinando todos los flujos de entrada y/o salida. El caudal de salida en el primer tramo es por lo tanto llevado al tramo aguas abajo, donde se realiza un nuevo balance de flujo. Este procedimiento es efectuado en todos los tramos de río que conforman un segmento. El caudal de salida del último tramo de un segmento es guardado y usado como caudal de entrada para el próximo segmento aguas abajo, o

podría abandonar el área de modelación si el último tramo en el segmento termina (sale) del área de modelación, o si el segmento no está conectado a ningún otro segmento. Este esquema de balance usado asume que el caudal de los ríos que entran a la capa modelada está disponible instantáneamente para los tramos aguas abajo en cada segmento. Esta hipótesis es generalmente razonable debido a las tasas relativamente lentas del flujo de agua subterránea (Prudic *et al.*, 2004).

Los balances de flujo realizados en cada tramo de río son usados para determinar el caudal disponible para gotear hacia o desde el acuífero durante cada paso de tiempo. Por ejemplo, si el flujo hacia el tramo desde todas las fuentes es cero (el río está seco), entonces no ocurrirá goteo desde el tramo de río hacia el acuífero subyacente. No obstante, si la cabeza en el acuífero subyacente es mayor que el lecho del río, entonces el flujo de agua subterránea hacia un tramo con caudal cero es calculado, y por lo tanto el río comienza a fluir en ese tramo durante el paso de tiempo.

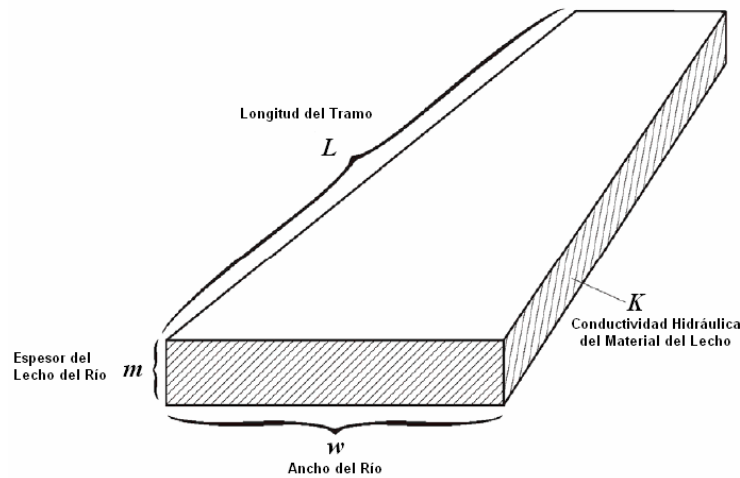
#### - Cálculo del Flujo entre Río y Acuífero

Conceptualmente, el flujo entre ríos y acuíferos en el modelo de aguas subterráneas es calculado a partir de la ley de Darcy, asumiendo flujo uniforme entre el río y el acuífero sobre una sección de la corriente superficial y el correspondiente acuífero. Este flujo de transferencia es calculado como:

$$(4.17) \quad Q_t = \frac{KwL}{m}(h_r - h_a)$$

donde  $Q_t$  es el flujo entre el río y el acuífero (positivo para descarga del río hacia el acuífero, y negativo para flujo del acuífero hacia el río),  $K$  es la conductividad hidráulica de los sedimentos del lecho,  $L$  es la longitud del tramo de río,  $w$  es el ancho del canal,  $m$  es el espesor del material del lecho del río,  $h_r$  es el nivel del río, y  $h_a$  es la cabeza del acuífero.

En la Figura 4-3 se presenta un esquema de las propiedades usadas en los cálculos del goteo del río, hacia o desde el acuífero. La ecuación 4.17 normalmente da una aproximación aceptable de la interacción río-acuífero sobre cierto rango de valores de cabeza del acuífero. Sin embargo, en muchos casos, si los niveles de agua caen por debajo de un cierto punto, el goteo del río deja para depender de la cabeza en el acuífero. La Figura 4-4a muestra la situación descrita por la ecuación 4.17, donde el nivel del agua en el acuífero está por encima del fondo del lecho del río, y el flujo a través de esa capa es proporcional a la diferencia de cabeza entre el río y el acuífero.



**Figura 4-3.** Idealización de la conductancia del lecho de un río en una celda individual (Modificado de Harbaugh, 2005)

En la Figura 4-4b, el nivel del agua en el acuífero ha caído por debajo del fondo del lecho del río, dejando un intervalo no saturado bajo esta capa; si se asume que la capa del lecho del río permanece saturada, la cabeza en la base será simplemente la elevación en ese punto. Si esta elevación es designada como  $h_f$ , el flujo a través de la capa del lecho estará dado por:

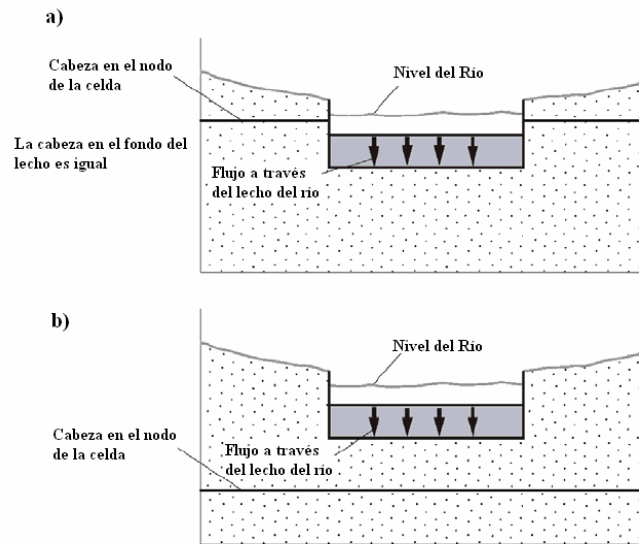
$$(4.18) \quad Q_t = \frac{KwL}{m} (h_r - h_f)$$

La conceptualización de la interacción acuífero – río presentada asume que esta interacción es independiente de la localización del tramo del río dentro de la celda, y que el nivel de agua en el río es uniforme sobre el tramo y constante para cada periodo de stress.

#### - Cálculo de los Niveles en el Río

La profundidad de la corriente es usada en el programa para calcular el nivel del río en cada tramo, sumando la elevación de la lámina de agua a la cota que tiene el fondo del lecho del río. Una opción que se encuentra disponible en el paquete STR1 para calcular el nivel en el río en cada tramo asume flujo permanente a profundidad constante usando la ecuación de Manning:

$$(4.19) \quad Q = \frac{C}{n} (AR^{2/3} S^{1/2})$$



**Figura 4-4.** Secciones transversales en un tramo de río y los niveles en el acuífero en una celda (Modificado de Harbaugh, 2005)

donde  $Q$  es el caudal del río,  $n$  es el coeficiente de rugosidad de Manning,  $A$  es el área de la sección hidráulica,  $R$  es el radio hidráulico,  $S$  es la pendiente del canal y  $C$  es una constante, la cual es igual 1.486 para el sistema ingles, o 1.0 para el sistema internacional.

Asumiendo un canal rectangular ancho, en el cual el ancho de la corriente es mucho mayor que la profundidad del canal, la ecuación de Manning puede simplificarse a:

$$(4.20) \quad Q = \left( \frac{C}{n} \right) w y^{5/3} S^{1/2}$$

donde  $y$  es la profundidad del flujo en el río, y  $w$  es el ancho del canal.

Despejando  $y$  de la ecuación (4.18) se tiene:

$$(4.21) \quad y = \left[ \frac{Qn}{CwS^{1/2}} \right]^{3/5}$$

La ecuación 4.21 es usada para calcular el nivel del río en cada tramo usando el paquete STR1. El nivel del río en cada tramo es calculado antes de calcular el goteo hacia o desde el acuífero. Para la primera iteración, el nivel para cada tramo es calculado usando el caudal de entrada dado para el segmento de río. Si no se especifica un caudal de entrada para el segmento, el nivel para todos los

tramo será igual a la elevación de la parte superior del lecho del río. Los términos para el goteo son entonces calculados con base en el nivel del río calculado, la conductancia del lecho, y la cabeza inicial del acuífero en la celda correspondiente. Estos términos son agregados a la ecuación de diferencias finitas usadas para calcular una nueva cabeza en la celda del modelo.

## 5. METODOLOGIA DE MODELACIÓN ACOPLADA

### 5.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta la metodología de modelación de aguas superficiales y subterráneas propuesta, orientada a cuantificar la interacción río- acuífero, y en la cual se describe el enfoque conceptual para acoplar ambos sistemas a partir de las herramientas que ofrece la modelación hidrológica y de aguas subterráneas. Esta metodología de modelación acoplada pretende considerar de forma conjunta el régimen de caudales en la cuenca, la variabilidad temporal de la recarga, las características del acuífero y de las corrientes superficiales, e intervenciones antrópicas como pozos de explotación o inyección, captaciones superficiales y vertimientos, las cuales pueden presentarse tanto en el acuífero como en la parte alta de la cuenca.

Esta metodología de modelación puede ser usada para los siguientes fines:

- Para la simulación del agua subterránea en un acuífero, donde la recarga por lluvia y los caudales de las corrientes superficiales son datos de entrada obtenidos de la modelación hidrológica de la cuenca.
- Para cuantificar la interacción río-acuífero a partir de los caudales de transferencia entre ambos sistemas, superficial y subterráneo.
- Para generar escenarios de gestión y evaluar los impactos que genera la explotación del recurso hídrico sobre el río y el acuífero.
- Como herramienta de apoyo para la gestión del recurso en una cuenca hidrográfica con parámetros conocidos y con información sobre captaciones superficiales, pozos de extracción e inyección, y vertimientos.

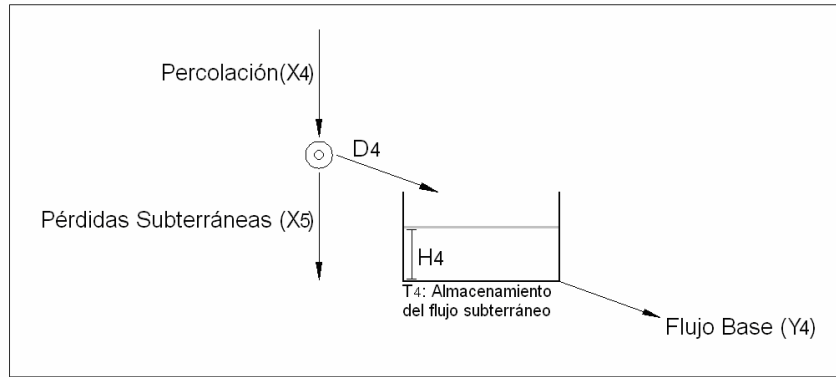
## 5.2 DESCRIPCIÓN DE LA METODOLOGÍA DE MODELACIÓN

El enfoque general propuesto para el desarrollo de esta metodología consiste básicamente en acoplar los resultados obtenidos en la simulación hidrológica con el modelo de tanques agregado (caudales en el río a la salida de la cuenca y recarga del acuífero) al modelo de aguas subterráneas (MODFLOW) como condiciones de frontera del acuífero, los cuales son ingresados como datos de entrada y no como parámetros que son posteriormente calibrados en el modelo numérico.

Implementar una metodología de modelación acoplada con base en este enfoque conceptual debe considerarse como una primera aproximación para tratar de abordar coherentemente las dinámicas que se presentan entre los sistemas superficiales y subterráneos, así como la variabilidad espaciotemporal de los procesos hidrológicos que ocurren en la cuenca y en los acuíferos. La idea de cuantificar las interacciones río-acuífero, y en general entre las aguas superficiales y subterráneas, permite entender que son el mismo recurso, lo cual se convierte en algo fundamental para el aprovechamiento del agua y la afectación que pueden sufrir ambos sistemas cuando se realizan intervenciones antrópicas como embalses superficiales, estructuras de captación en ríos, pozos de bombeo, entre otras.

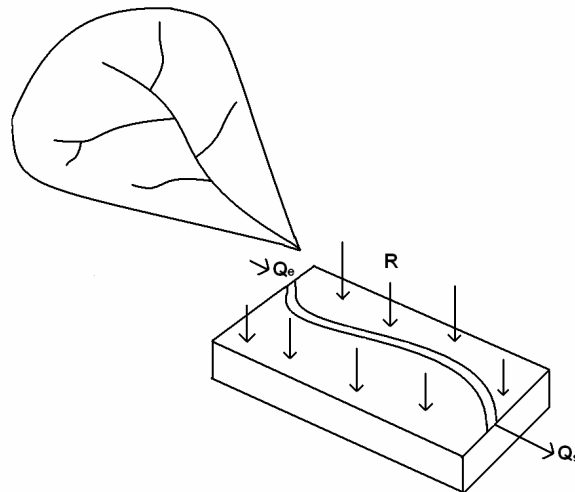
El modelo de tanques agregado permite de forma práctica y sencilla, simular caudales para una cuenca de área conocida, en la cual se conoce el valor de la temperatura media y se tienen series continuas con periodos en común para las diferentes estaciones de lluvia que se usarán como entrada para la simulación de escorrentía. De esta forma, la simulación de caudales se puede realizar para cuencas que tengan estaciones con registros (calibración del modelo), así como para puntos donde no se tienen registros pero en los cuales se conocen los parámetros del modelo, lo que implica suponer los datos de entrada al modelo basándose en otras calibraciones realizadas.

Como se había mencionado en el Capítulo 4, en el modelo hidrológico el almacenamiento subterráneo se representa por un tanque donde se considera el almacenamiento del agua gravitacional mientras fluye a través del interior del suelo hacia la red de drenaje, en lo que se podría considerar como el acuífero, y donde sale a formar el flujo base. El volumen de agua que durante el intervalo de tiempo ingresa por percolación  $X_4$  tiene la posibilidad de que una cantidad de agua siga hacia las pérdidas subterráneas  $X_5$  y que el resto ( $D_4$ ) sea derivado hacia el tanque de almacenamiento subterráneo, lo cual es considerado como la recarga por lluvia del acuífero (Figura 5-1).



**Figura 5-1.** Conceptualización de la recarga en el ultimo tanque del modelo hidrológico

Esta conceptualización del problema es válida si consideramos que en la parte baja de la cuenca se tiene un acuífero que recibe de forma distribuida los aportes de flujo subterráneo de la cuenca, lo cual es una característica que comúnmente se presenta en la naturaleza. Esta aproximación conceptual de ambos sistemas ofrece una ventaja importante para la modelación del agua subterránea en el acuífero a partir de un modelo numérico distribuido como MODFLOW, en el cual las dinámicas del flujo son simuladas de forma precisa. Por su parte, la serie de caudales superficiales de la cuenca ingresan al acuífero en su parte superior como caudales de entrada, tal y como se muestra en la Figura 5-2, los cuales posteriormente son transitados en el modelo de aguas subterráneas teniendo en cuenta su interacción con el acuífero, y en donde las transferencias de agua entre ambos sistemas permiten cuantificar el flujo base y las descargas río-acuífero.



**Figura 5-2.** Esquema conceptual de la cuenca con su respectivo acuífero en la parte baja

Por lo tanto, del modelo hidrológico se obtiene para el periodo de simulación una serie para la recarga con la cantidad de agua que se deriva para el almacenamiento del flujo subterráneo (acuífero) durante cada paso de tiempo, y de igual forma son obtenidos en la salida de la cuenca los caudales simulados en la corriente principal. Estas series simuladas para los caudales superficiales y la recarga del acuífero con el modelo hidrológico poseen una resolución temporal diaria, y son posteriormente ingresadas al acuífero como condiciones de frontera.

Para el modelo de aguas subterráneas en MODFLOW se deben definir las propiedades del acuífero, la discretización espacial de la malla, las condiciones de frontera del modelo (ríos, recarga, pozos de bombeo, zonas impermeables, etc.), y las propiedades de los ríos que atraviesan el acuífero (espesor y conductividad hidráulica del lecho, rugosidad y pendiente del tramo). La serie de caudales simulados es un dato de entrada para realizar el tránsito de caudales en el río usando el paquete STR1 para MODFLOW descrito en el Capítulo 4, y la serie de recarga difusa estimada es ingresada al modelo de aguas subterráneas como un dato de entrada distribuido en el espacio. La idea subyacente con esta forma de asumir la recarga en el modelo de aguas subterráneas, como una serie de entrada conocida y no como un parámetro de calibración en el modelo transitorio, permite considerar su variabilidad temporal, así como los procesos hidrológicos que ocurren en la cuenca.

De esta manera se podrían acoplar temporal y espacialmente ambos sistemas, superficial y subterráneo. El objetivo para la modelación es de largo plazo (superior a 10 años), y no la simulación de eventos de corto plazo (horas a días) en los cuales se presentan cambios considerables de los caudales de los ríos; esto dado que el objeto de estudio se encuentra dirigido al entendimiento del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas el cual es crítico en épocas de escasez donde la variabilidad horaria de los caudales es menor. Los resultados de la modelación entregan un balance de flujos entre el río y el acuífero para cada paso de tiempo en todos los tramos del río, con el cual es posible cuantificar el intercambio de flujo entre ambos sistemas (superficial y subterráneo).

## 6. CASOS TEÓRICOS DE APLICACIÓN

### 6.1 INTRODUCCIÓN

A la fecha del desarrollo de este trabajo no se cuenta con información hidrogeológica de calidad suficiente que permita aplicar y validar en casos reales la metodología de modelación propuesta para cuantificar la interacción entre corrientes superficiales y aguas subterráneas, por lo tanto se han diseñado casos teóricos de aplicación con el objetivo de evaluar los resultados obtenidos, basados en la información hidrológica de una cuenca instrumentada y un acuífero rectangular idealizado ubicado en la parte baja de la cuenca.

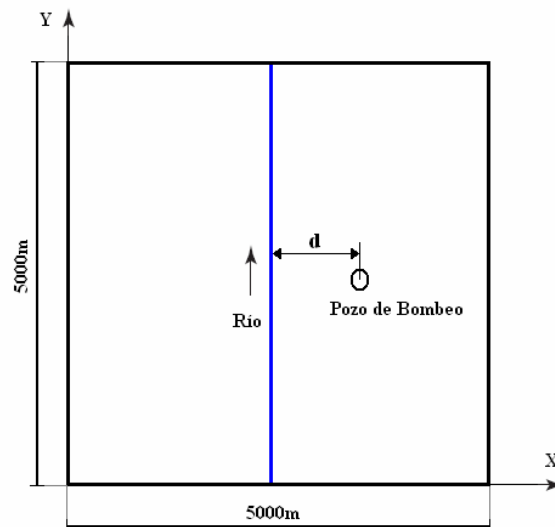
En términos generales, la metodología de aplicación y verificación de consistencia de los resultados para el caso teórico de aplicación es la siguiente:

- Se escoge una cuenca instrumentada con una estación de caudal y estaciones de precipitación diaria que permitan simular caudales en un periodo de tiempo largo (superior a diez años).
- Se calibra el modelo hidrológico, utilizando las herramientas y estrategias diseñadas para este objetivo.
- Se realiza la simulación de caudales y de la recarga en la cuenca de estudio, suponiendo que en la parte baja de la cuenca hay un acuífero que recibe estos aportes.
- Se diseña el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero, y los resultados de la simulación hidrológica son ingresados como datos de entrada y condiciones de frontera al modelo de aguas subterráneas.
- Se cuantifica la interacción río-acuífero y la afectación que tiene sobre ambos sistemas el aprovechamiento del recurso, a partir de la transferencia de caudales entre el sistema superficial y subterráneo.

Las captaciones superficiales y subterráneas son supuestas, por lo tanto los datos reales no están influenciados por la presencia de estas intervenciones antrópicas, y solo se utilizan para observar la coherencia de los resultados obtenidos en la modelación.

## 6.2 DESCRIPCIÓN DE LOS CASOS DE APLICACIÓN

Para este trabajo se ha desarrollado un problema teórico con base en la información hidrológica de una cuenca instrumentada, y un acuífero idealizado ubicado en la parte baja de la cuenca, el cual es atravesado por un río como se muestra en la Figura 6-1. El enfoque propuesto para este caso de aplicación consiste en suponer que se tiene un acuífero libre, rectangular, homogéneo e isotrópico, que tiene 50 m de espesor, y una longitud de 5000 m en cada uno de sus lados. La malla del modelo numérico esta dividida en celdas uniformemente espaciadas cada 100 m. Los valores para las conductividades hidráulicas y el coeficiente de almacenamiento del acuífero libre fueron tomados a partir de valores registrados en la literatura, suponiendo que se trata de un acuífero aluvial compuesto principalmente por gravas y arenas. Este tipo de representación conceptual del sistema, así como otras configuraciones río-acuífero similares han sido utilizadas por diferentes autores como casos teóricos de aplicación para validar y evaluar los resultados de modelos desarrollados (Prudic, 1989; Sophocleous *et al.*, 1995; Pulido *et al.*, 2005, Spanoudaki *et al.*, 2005).



**Figura 6-1.** Esquema del acuífero rectangular atravesado por un río

## 6.3 INFORMACIÓN UTILIZADA

Para los casos teóricos de aplicación se escogió una cuenca definida por la estación de caudal “El Dos” localizada sobre el río Turbo, en la región del Uraba Antioqueño (Tabla 6-1). Se escogió esta cuenca dado que en estudios previos se realizó la calibración del modelo hidrológico (UNAL, 2009), con resultados satisfactorios. Igualmente se cuenta con información de las estaciones de precipitación de la zona con resolución temporal diaria, las cuales fueron utilizadas para la calibración del modelo de tanques agregado.

**Tabla 6-1.** Estaciones hidroclimáticas de la zona de estudio

| <b>Código</b> | <b>Tipo</b> | <b>Nombre</b> | <b>Norte</b> | <b>Este</b> | <b>Periodo</b>    |
|---------------|-------------|---------------|--------------|-------------|-------------------|
| 1202706       | LM          | El Dos        | 1389932      | 713076      | Ene/1987-Dic/2003 |
| 1201011       | PM          | Prado Mar     | 1371447      | 718478      | Ene/1987-Dic/2003 |
| 1202001       | PM          | Pueblo Bello  | 1406367      | 740753      | Ene/1987-Dic/2003 |
| 1202503       | CO          | El Mellito    | 1434228      | 711531      | Ene/1987-Dic/2003 |
| 1202504       | CO          | Turbo         | 1391813      | 707572      | Ene/1987-Dic/2003 |

Las propiedades hidráulicas y parámetros del acuífero, así como del río (ancho, coeficiente de rugosidad, espesor y conductividad del lecho) fueron supuestas para el caso de aplicación, asumiendo que se trata de un acuífero libre en un depósito aluvial compuesto principalmente por gravas y arenas.

## 6.4 MODELACIÓN HIDROLÓGICA

### 6.4.1 Calibración del Modelo Hidrológico

La calibración del modelo se hizo con la información de la estación de caudal localizada en el río Turbo presentada en la Tabla 6-1. El periodo de calibración se define con base en la calidad de los datos de la estación de caudal, teniendo en cuenta además los periodos en común de las estaciones de precipitación que mejor representan la variabilidad espacial de la lluvia en la cuenca (Tabla 6-1).

Se determinan los factores de ponderación de manera tal que la precipitación del modelo sea igual a la precipitación media real de la cuenca, por lo tanto se estima la precipitación media (Tabla 6-2) en la cuenca a partir del estudio realizado por UNAL (2009).

**Tabla 6-2.** Precipitación media en la cuenca del río Turbo

| <b>Código</b> | <b>Nombre</b> | <b>Precipitación Media (mm/año)</b> |
|---------------|---------------|-------------------------------------|
| 1202706       | El Dos        | 1566.5                              |

Los parámetros del modelo se varían manualmente entre rangos establecidos a criterio (Tabla 6-3), ajustándolos a lo que cualitativamente se espera de cada uno. En este punto se compara la serie gráfica real con la simulada (Figura 6-2). Se construye además una curva de duración real y simulada (Figura 6-3). La simulación se finaliza cuando la serie gráfica simulada represente de forma aceptable la serie real, haciendo especial énfasis en la simulación de las recesiones de los caudales, y además, cuando la curva de duración simulada sea similar a la curva real, al menos desde el 30% del porcentaje de caudal excedido.

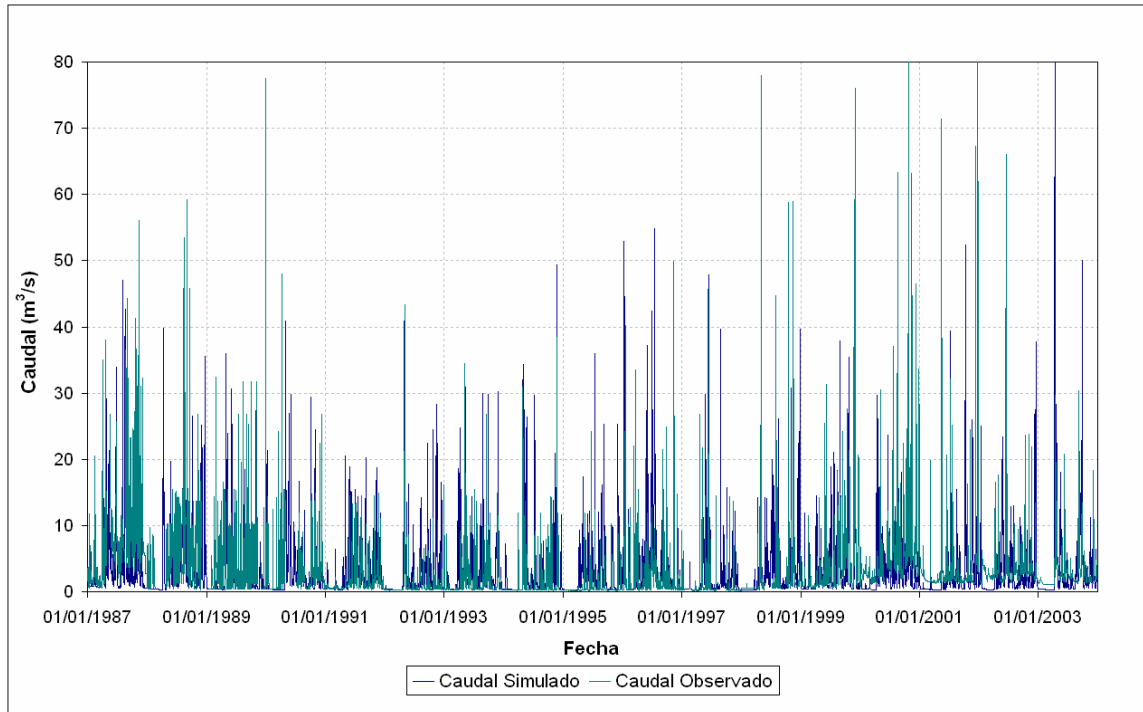
**Tabla 6-3.** Rangos establecidos para los parámetros del modelo de tanques agregado

| <b>Parámetro</b>   | <b>Mínimo</b> | <b>Máximo</b> |
|--|---------------|---------------|
| Almacenamiento Capilar   | 20            | 600           |
| Conductividad Capa Superior (mm/día)                           | 1             | 100           |
| Conductividad Capa Inferior (mm/día)                           | 0,01          | 10            |
| Perdidas Subterráneas (mm)                                     | 0             | 10            |
| Tiempo Medio de Residencia Flujo Superficial (días)            | 1             | 10            |
| Tiempo Medio de Residencia Flujo Subsuperficial (días)         | 1             | 10            |
| Tiempo Medio de Residencia Flujo Base (días)                   | 50            | 200           |
| Exponente Infiltración   | 2             | 2             |
| Exponente Evaporación  | 0.6           | 0.6           |
| Radiación Global Incidente Promedia (cal/cm <sup>2</sup> )/día | 350           | 350           |

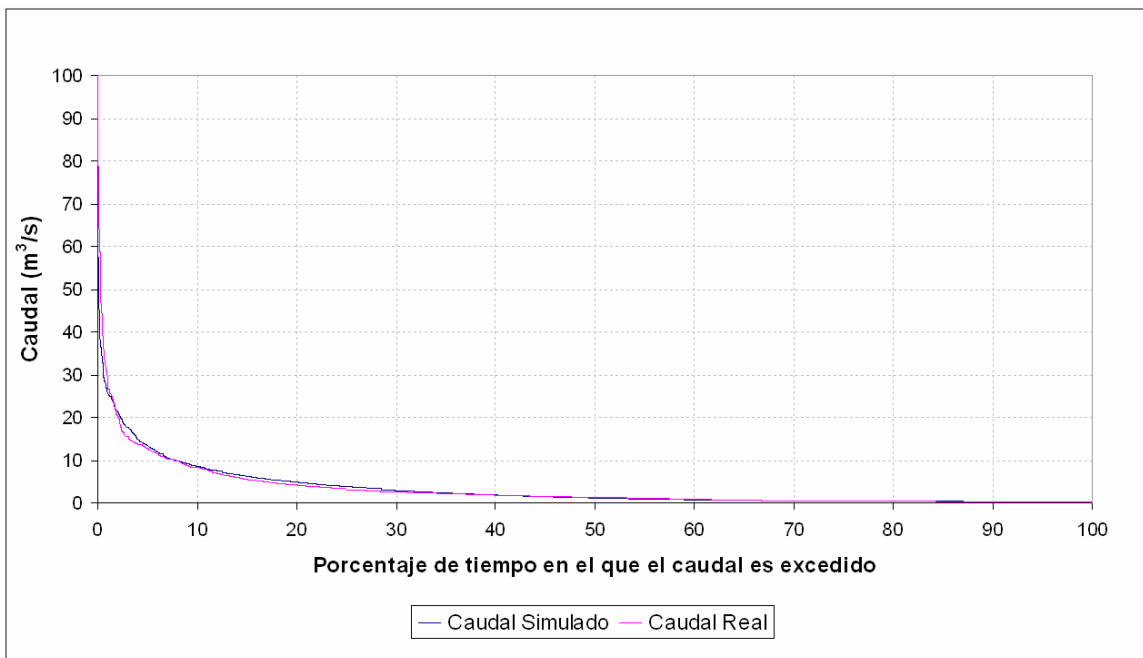
Los resultados de la calibración del modelo para la estación de caudal El Dos (1202706), se presentan en la Tabla 6-4.

**Tabla 6-4.** Parámetros de calibración en la estación de caudal El Dos (1202706)

|  |        |
|--|--------|
| Área de la Cuenca en Km <sup>2</sup>                   | 149.25 |
| <b>Parámetros</b>                                      |        |
| Almacenamiento Capilar                                 | 40     |
| Conductividad Capa Superior (mm/día)                   | 2      |
| Conductividad Capa Inferior (mm/día)                   | 0.45   |
| Perdidas Subterráneas (mm)                             | 0      |
| Tiempo Medio de Residencia Flujo Superficial (días)    | 2      |
| Tiempo Medio de Residencia Flujo Subsuperficial (días) | 2      |
| Tiempo Medio de Residencia Flujo Base (días)           | 200    |



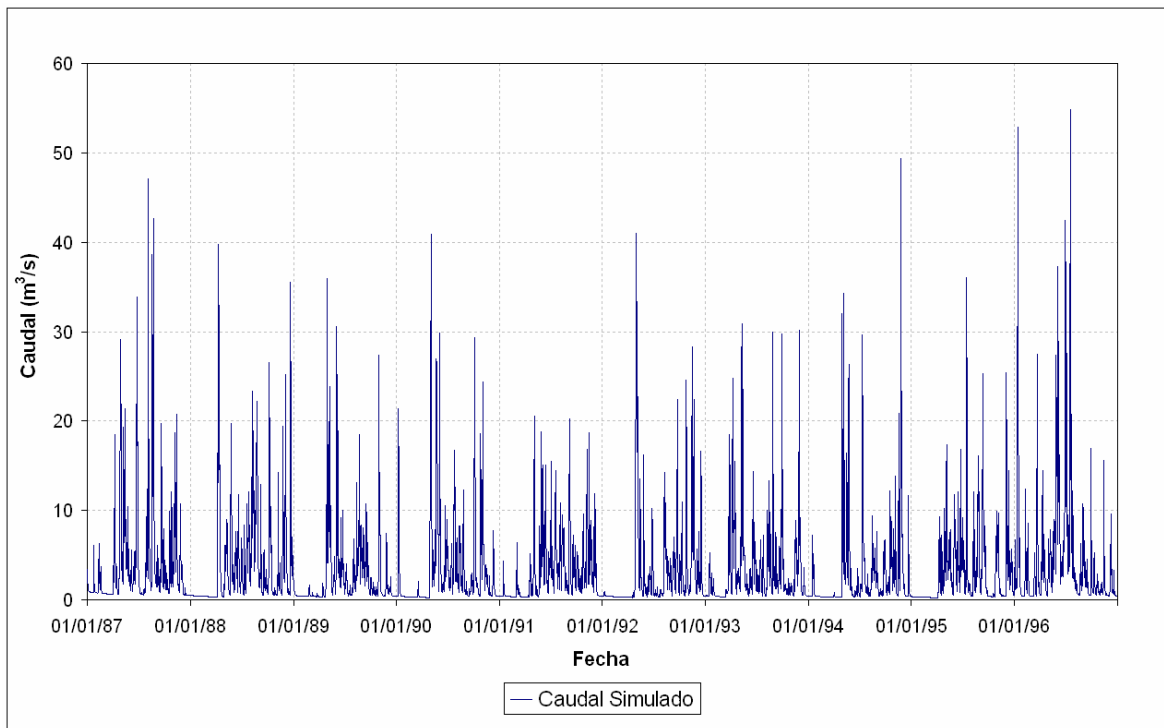
**Figura 6-2.** Serie de caudales simulados en la estación El Dos (1202706) sobre el río Turbo



**Figura 6-3.** Curva de duración de la estación de caudal El Dos (1202706)

## 6.4.2 Simulación de Caudales

Una vez llevada a cabo la calibración del modelo hidrológico, se supone que los parámetros obtenidos son aplicables a toda la cuenca de análisis, y que a partir de estos se pueden simular caudales y recarga por lluvia para periodos definidos por la información de precipitación disponible. La simulación de caudales se hace también necesaria debido a que en muchos casos la calidad de la información en muchas estaciones no permite obtener series completas de variables hidroclimáticas como caudales, lluvia, entre otras. De esta forma se simuló caudales y recarga por lluvia para toda la cuenca del río Turbo, para un periodo de 10 años (1987-1996). La Figura 6-4 muestra las series de caudales y recarga por lluvia simulados para toda la cuenca.



**Figura 6-4.** Serie de caudales simulados para toda la cuenca del río Turbo

Como se había mencionado en el capítulo anterior, el objetivo de la modelación es de largo plazo y no la simulación de eventos de corto plazo como crecidas (horas a días). Esto permite analizar la variabilidad climática de la zona de estudio a diferentes escalas temporales, el impacto de fenómenos macro-climáticos como el ENSO (El Niño-Oscilación del Sur) sobre la hidrología local, haciendo especial énfasis en las épocas de sequía en las cuales se presentan los conflictos y problemáticas del aprovechamiento del recurso.

## 6.5 MODELO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

El modelo numérico se elaboró usando el programa modular tridimensional (MODFLOW) de diferencias finitas para la solución de problemas de flujo de aguas subterráneas, compilado en la adaptación comercial de Schlumberger Water Services llamado Visual MODFLOW, versión 4.2, del cual posee licencia la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín. Se diseñó el caso teórico de aplicación para un acuífero libre de 50 m de espesor, y una longitud en cada uno de sus lados de 5000 m (Figura 6-1), con una malla dividida en celdas uniformemente espaciadas cada 100 m. Se asumieron valores de 20 m/d y 1 m/d para las conductividades hidráulicas del acuífero y del lecho del río respectivamente, y un valor de 0.20 para el coeficiente de almacenamiento.

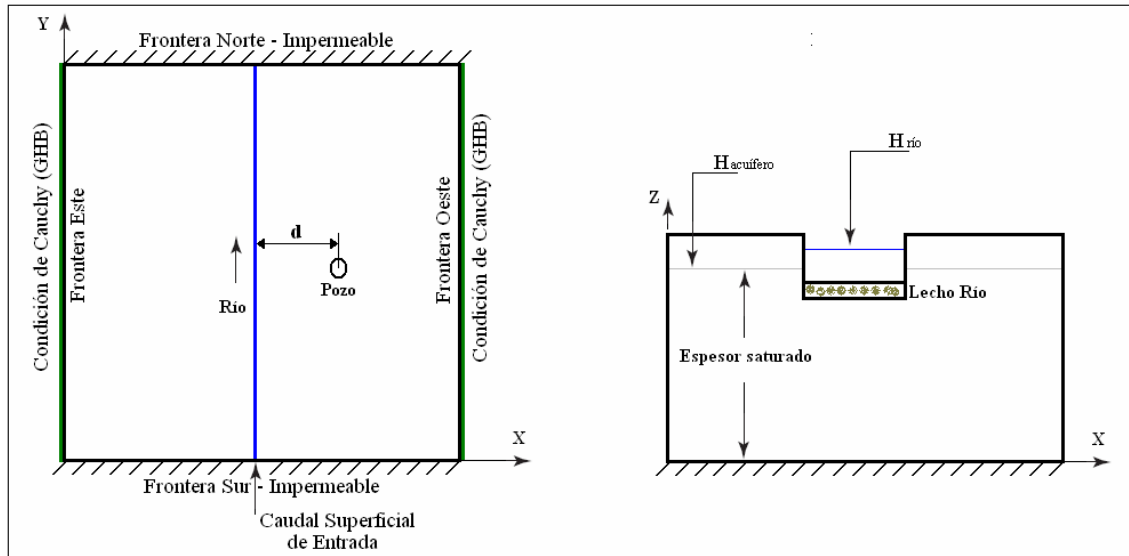
La serie de caudales superficiales es ingresada como condición de frontera en el paquete STR1, en el cual se definen las características del río en el acuífero. Para este caso teórico de aplicación se asumió un ancho de canal de 50 m, con un espesor del lecho de 1 m, una pendiente del 0.02%, y un coeficiente de rugosidad de 0.03. Con estos datos, el MODFLOW calcula los niveles de flujo en el canal para todo el segmento del río. La serie de recarga por lluvia obtenida en la modelación hidrológica de la cuenca es aplicada en la celda superior de la malla.

El modelo se calculó en estado permanente, usando como condiciones de frontera la recarga media anual y el caudal medio del río, los cuales se pueden asumir razonablemente como condiciones permanentes en el largo plazo. La distribución de cabezas hidráulicas obtenidas del modelo en estado permanente es ingresada como condición inicial del modelo en estado transitorio. No se introdujo bombeo durante la simulación en estado permanente. En caso de disponer de información de campo de niveles de agua subterránea en un acuífero, se propone considerar los niveles promedio y los caudales medios de los ríos para correr el modelo en estado permanente.

El modelo de aguas subterráneas se corrió en estado transitorio para los 3655 periodos de stress, los cuales resultan de las series con resolución temporal diaria del modelo de tanques agregado, y un paso de tiempo para cada periodo de stress. Al finalizar las simulaciones en estado permanente y transitorio se comprueba que el balance de masas en el acuífero tenga porcentajes de errores alrededor del 1%, rango dentro del cual puede considerarse admisible (Anderson y Woessner, 1992).

En la Figura 6-5 se presenta el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero. Para las fronteras este y oeste del acuífero se asumieron condiciones de borde mixtas o de Cauchy, en la cual el flujo a

través de esta frontera depende de la diferencia entre unas cabezas dadas y las calculadas por el modelo, las cuales son del tipo General Head Boundary (GHB) en MODFLOW. Asumir estas condiciones de borde permite considerar flujos de entrada y salida en el acuífero, lo cual se presenta comúnmente en la realidad.



**Figura 6-5.** Condiciones de frontera del modelo hidrogeológico conceptual

Para el rastreo de partículas se utilizó el programa MODPATH (Pollock, 1989), desarrollado también por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) para calcular la trayectoria de partículas a partir de los resultados obtenidos con MODFLOW para una modelación de flujo de aguas subterráneas en estado permanente y transitorio. MODPATH utiliza un esquema semi-analítico para el rastreo de partículas. El método se basa en la hipótesis de que cada componente direccional de la velocidad varía linealmente dentro de una celda de la malla en su propia dirección. Esta hipótesis permite obtener una expresión analítica que describe el camino de flujo dentro de la celda. Dada la posición inicial de una partícula en cualquier lugar de la celda, pueden calcularse las coordenadas de cualquier otro punto a lo largo de su trayectoria dentro de la celda y el tiempo de viaje entre ellas.

El método de interpolación utilizado para la solución de la ecuación matricial es el método de Waterloo Hydrogeological Software (WHS), que fue ejecutado por ser el más rápido y tener una convergencia mucho más suave que los otros métodos. El método WHS se basa en la bi-conjugada estabilizada del gradiente (Bi-Conjugate Gradient Stabilized, Bi-CGSTAB), la cual es una rutina de aceleración de las condiciones límites en las ecuaciones de flujo de agua subterránea. Este método

de solución es iterativo, y aproxima el gran arreglo de ecuaciones diferenciales parciales a través de una solución aproximada (Donado, 2002). Este procedimiento trabaja con una aproximación de dos filas, para dar la solución en un menor tiempo. Esta aproximación se realiza mediante iteraciones externas e internas. En las primeras, los parámetros hidrogeológicos del sistema son actualizados (transmisividad, espesor saturado, almacenamientos) en un arreglo factorizado de matrices. Las iteraciones internas dan solución iterativa a las matrices creadas en las iteraciones externas. Los parámetros utilizados por este sistema se presentan en la Tabla 6-5.

**Tabla 6-5.** Parámetros del método numérico para la solución del modelo

| Parámetro   | Valor |
|---|-------|
| Máximo numero de iteraciones externas                   | 75    |
| Máximo numero de iteraciones internas                   | 50    |
| Criterio de convergencia en el cambio de cabeza         | 0,001 |
| Criterio de convergencia en el error residual           | 0,01  |
| Factor de amortiguamiento para las iteraciones externas | 0.75  |
| Criterio relativo residual                              | 0     |
| Nivel de factorización                                  | 0     |

## 6.6 ESCENARIOS DE SIMULACIÓN

Para este caso teórico de aplicación se implementaron escenarios que comúnmente se presentan en el campo de la hidrogeología, como es el caso de un pozo de bombeo o una batería de pozos cerca de un río, así como la captación de agua superficial. El objetivo con esta primera aproximación es cuantificar el impacto que tiene la explotación del agua subterránea sobre los caudales mínimos en el río, el flujo base y las descargas del río al acuífero, teniendo en cuenta la distancia del pozo con respecto al río para un mismo caudal de bombeo, y la variación de los caudales de extracción para un mismo sitio de bombeo.

Se escogieron como caudales de bombeo los correspondientes al flujo base del río en el periodo de simulación (240 l/s), el 50 % de ese caudal mínimo (120 l/s) y el caudal correspondiente a la recarga media anual sobre el acuífero (60 l/s). El orden de magnitud de estos caudales de bombeo es correspondiente a los que se pueden presentar en casos reales para atender la demanda de algunas poblaciones, distritos de riego, etc. El pozo de bombeo fue ubicado en la mitad del acuífero sobre la margen derecha del río que lo atraviesa (Figura 6-5), correspondiente a la abscisa 2500 m sobre el eje del cauce.

## 6.7 RESULTADOS

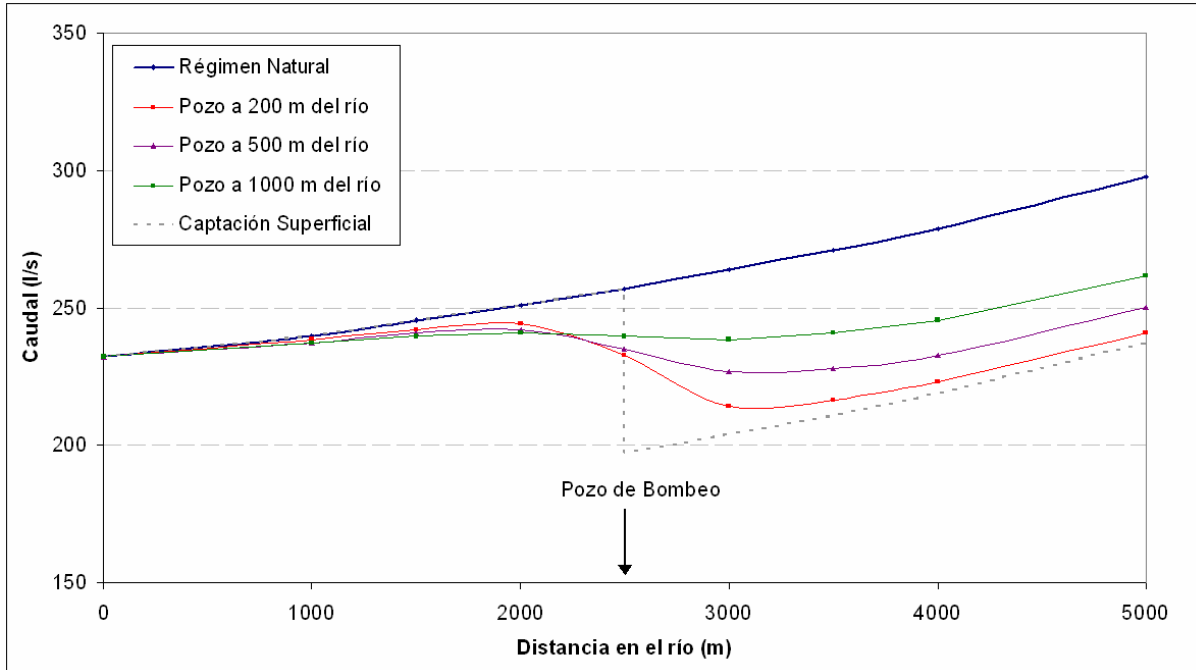
### 6.7.1 Simulación para diferentes ubicaciones del pozo de bombeo

Se realizaron simulaciones del sistema en estado natural (sin bombeo) y los respectivos casos de simulación para un pozo de explotación ubicado a 200 m, a 500 m y a 1000 m del río, con un caudal de bombeo constante de 60 l/s, el cual corresponde a la recarga media anual sobre el acuífero. Se presentan también los efectos sobre el río que tendría una captación superficial que esta aprovechando un caudal de 60 l/s (igual al caudal de bombeo). Para todos los casos simulados se identificaron los caudales mínimos en diferentes tramos del río para analizar la evolución de estos a lo largo del río, así como los caudales involucrados en la interacción río-acuífero y un rastreo de partículas para definir la zona de captura del pozo de bombeo.

#### - Caudales mínimos a lo largo del río

En la Figura 6-6 se presentan los caudales mínimos a lo largo del río, para el régimen natural y los caudales mínimos resultantes como consecuencia de la explotación de agua subterránea en las diferentes ubicaciones del pozo de bombeo. También se presentan los caudales mínimos a lo largo del río que resultan del aprovechamiento de agua superficial con una captación ubicada en la mitad del río, a la altura del eje del pozo (2500 m).

En la Figura 6-6 se puede observar la afectación sobre los caudales mínimos a lo largo del río que tiene la explotación de agua subterránea para las diferentes ubicaciones del pozo de bombeo, tanto en el tramo aguas arriba del eje de bombeo, como en el tramo aguas abajo del mismo. En el tramo aguas arriba del eje de bombeo se observa que los pozos que se encuentran más alejados del río tienen un mayor impacto sobre los caudales superficiales (pozos de bombeo a 1000 m y a 500 m del río). La tendencia de esta afectación sobre los caudales superficiales presenta un cambio cerca del tramo adyacente al eje de bombeo, en la abscisa 2300 m aproximadamente, en la cual el pozo de bombeo ubicado a 200 m del río comienza a tener impactos mayores sobre los caudales mínimos en el río hacia aguas abajo. De esta manera, se puede observar que la afectación sobre los caudales mínimos, desde el tramo adyacente al eje de bombeo hacia los tramos aguas abajo, es mayor dependiendo de la cercanía que tiene el pozo de explotación con respecto al río, lo cual podría indicar que a partir de ese punto los pozos están extrayendo directamente del río parte del caudal explotado.

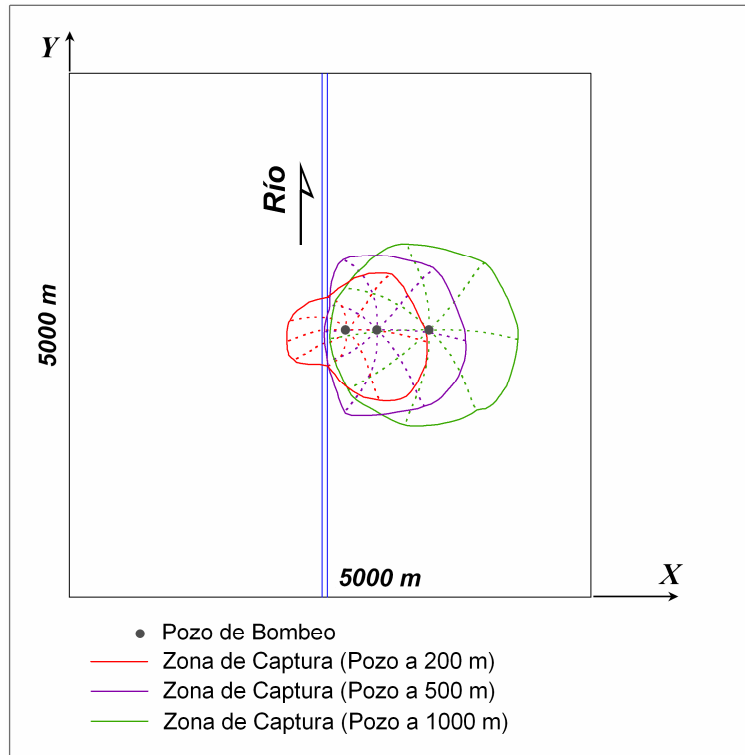


**Figura 6-6.** Caudales mínimos a lo largo del río en régimen natural, para diferentes ubicaciones del pozo con un caudal de bombeo de 60 l/s y captación superficial de 60 l/s

### - Zonas de captura

En la Figura 6-7 se presentan las zonas de captura para las diferentes ubicaciones del pozo de bombeo, las cuales fueron determinadas a partir de un rastreo hacia atrás de partículas (Backward Traking) usando MODPATH. La trayectoria de cada una de estas partículas fue calculada para todo el periodo de simulación. Los resultados para las zonas de captura en los distintos sitios de bombeo permiten observar como a medida que el pozo se encuentra mas alejado del río, la zona de captura es mayor, teniendo en cuenta que el caudal de bombeo es el mismo para todos los casos. Lo anterior se presenta debido a los efectos que causa el río como condición de frontera en el acuífero sobre la trayectoria de las partículas, y se puede observar como para el pozo ubicado a 200 m, la zona de captura presenta un evidente distorsión en su forma, la cual posiblemente puede explicarse debido a su cercanía con el río.

La estimación de las zonas de captura permite inferir indirectamente el radio de influencia o afectación que tiene el pozo de bombeo durante todo el periodo de simulación, tanto en el acuífero como en el tramo del río. Teniendo en cuenta lo anterior, se puede explicar de forma intuitiva los resultados mostrados en la Figura 6-6, en la cual se observa como el pozo que se encuentra mas alejado del río tiene mayores impactos sobre el tramo aguas arriba del eje de bombeo.

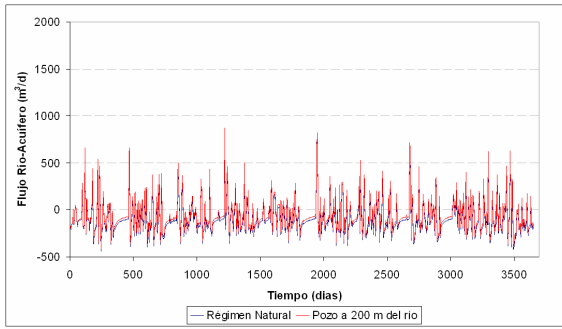


**Figura 6-7.** Zona de captura para las diferentes ubicaciones del pozo en el acuífero para un caudal de bombeo de 60 l/s

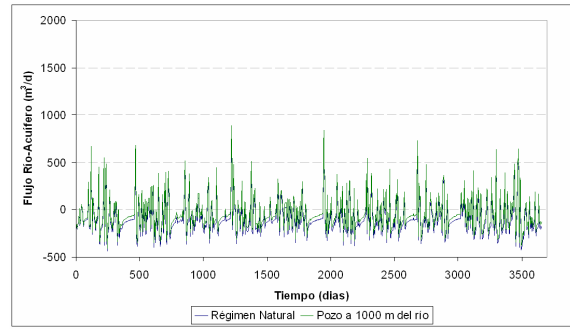
### - Caudales río-acuífero

En la Figura 6-8 se presentan los caudales de transferencia río-acuífero calculados sobre el eje de ubicación del pozo en el acuífero (Abscisa 2500 m), 1500 m aguas arriba y aguas abajo de ese tramo (Abscisas 1000 m y 4000 m), para los casos de simulación en régimen natural, y de los pozos que se encuentran ubicados a 200 m y a 1000 m del río, con el fin de analizar los efectos que tiene la distancia de bombeo sobre la dinámica natural de estos flujos.

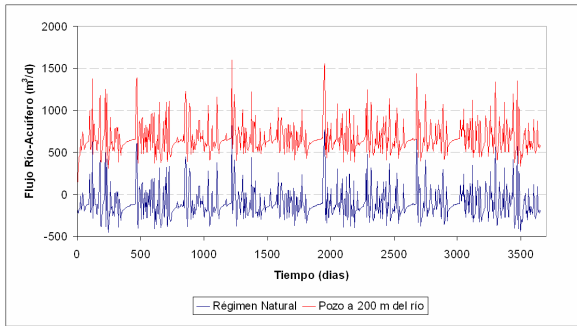
En los resultados presentados en la Figura 6-8 se puede observar el comportamiento de los flujos río-acuífero a lo largo del río, y claramente se observa la recarga inducida por la explotación del acuífero, la cual es mucho mayor en el tramo adyacente al pozo de bombeo. Tanto en el tramo aguas arriba como aguas abajo del eje de bombeo se puede observar la afectación que tiene la explotación de aguas subterráneas sobre el régimen natural de estos caudales involucrados en la interacción río-acuífero. También se puede observar como para el pozo de bombeo ubicado a 200 m en el periodo de simulación no se presentan descargas del acuífero al río en el tramo adyacente, debido a que bombeo ha alterado completamente la dinámica natural los caudales entre ambos sistemas.



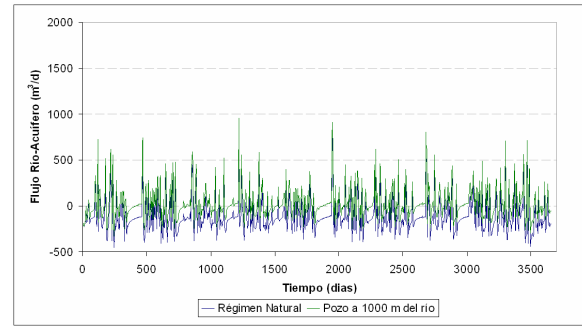
(a)



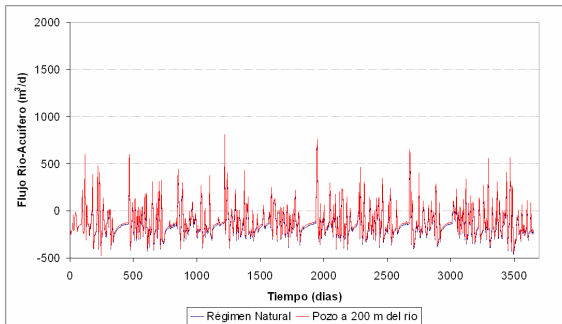
(b)



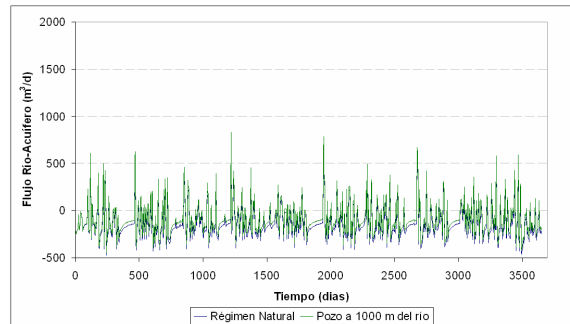
(c)



(d)



(e)



(f)

**Figura 6-8.** Flujos río-acuífero en el tramo 1000 m aguas arriba del eje del pozo (a y b), en el tramo adyacente al eje del pozo (c y d), y en el tramo 1000 m aguas abajo del eje del pozo (e y f).

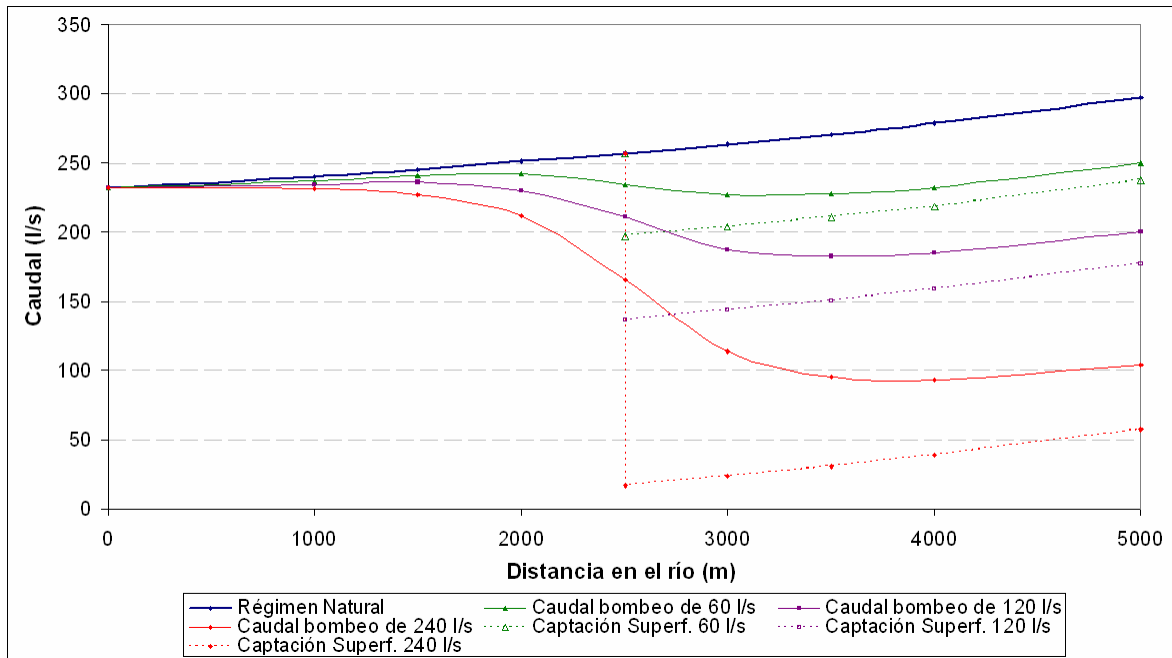
### 6.7.2 Simulación para diferentes caudales de bombeo

Para los caudales de bombeo escogidos (60 l/s, 120 l/s y 240 l/s) se realizaron escenarios de simulación para un pozo ubicado a 500 m del río, teniendo en cuenta que esta ubicación del pozo en el acuífero permite estimar los impactos sobre los caudales en el río para las diferentes tasas de bombeo. Se presentan también los efectos que sobre el río tendría una captación superficial con un caudal igual a cada uno de los caudales de bombeo en el pozo ubicado a 500 m. Para todos los casos

simulados se identificaron los caudales mínimos en diferentes tramos del río para analizar la evolución de estos a lo largo del río, así como los caudales involucrados en la interacción río-acuífero y un rastreo de partículas para definir la zona de captura del pozo de bombeo.

**- Caudales mínimos a lo largo del río**

En la Figura 6-9 se presentan los caudales mínimos a lo largo del río, para el régimen natural y los caudales mínimos resultantes como consecuencia de la explotación de agua subterránea para los diferentes caudales de bombeo. También se presentan los caudales mínimos a lo largo del río que resultan del aprovechamiento de agua superficial con una captación ubicada en la mitad del río, a la altura del eje del pozo (2500 m), en la cual se están captando los caudales correspondientes a los extraídos por el pozo de bombeo (60 l/s, 120 l/s, y 240 l/s).



**Figura 6-9.** Caudales mínimos a lo largo del río en régimen natural, para todos los caudales de bombeo y captaciones superficiales

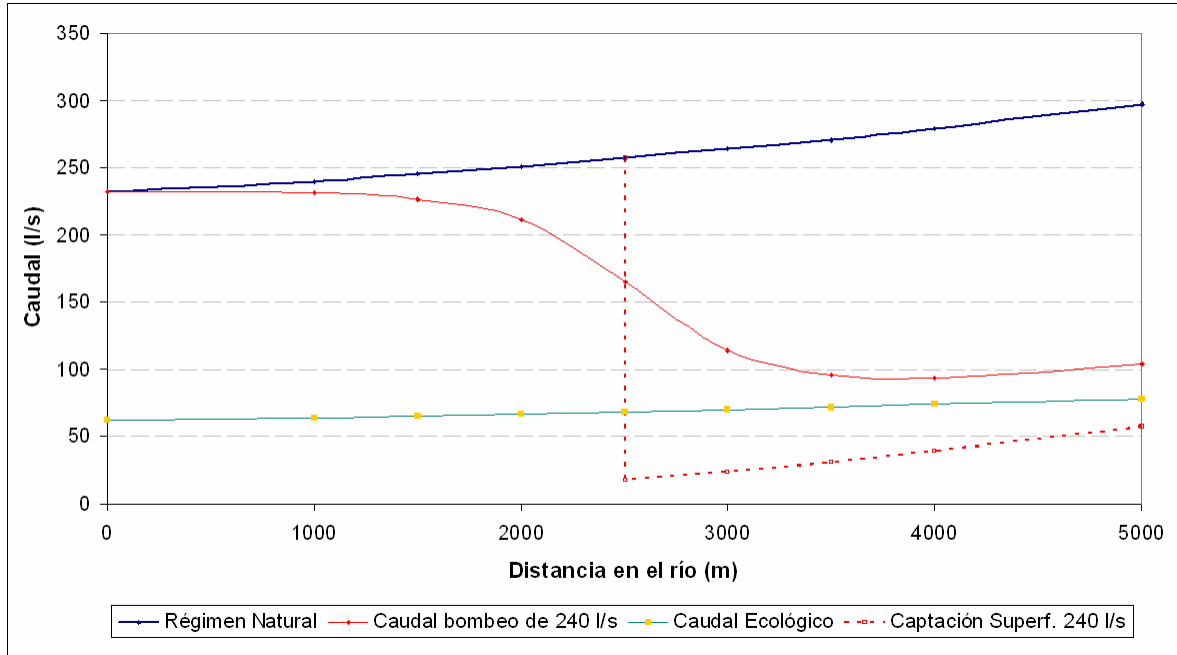
Los resultados presentados en la Figura 6-9 muestran de forma cuantitativa que la disminución de los caudales en el río depende directamente de la tasa de explotación de agua subterránea en el acuífero. También se puede observar como el aprovechamiento del agua subterránea presenta una disponibilidad adicional del recurso frente a la utilización de agua superficial, ya que en todos los casos, los caudales mínimos resultantes del aprovechamiento subterráneo son mayores, a lo largo del río, que los caudales mínimos remanentes debido a la captación superficial.

En la Figura 6-10 se presentan los caudales mínimos en el río para el escenario de explotación del acuífero para un caudal de bombeo de 240 l/s, así como los caudales mínimos resultantes a partir de la captación superficial de 240 l/s ubicada en el río sobre eje del pozo de bombeo. También se presentan los caudales ecológicos a lo largo de todo el río.

Para la estimación de los caudales ecológicos se empleó la metodología propuesta en la Resolución 0865 del 22 de Julio de 2004 publicada por el Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial de Colombia, la cual cita el Estudio Nacional de Aguas (IDEAM, 2000). La metodología permite estimar el caudal ecológico de una corriente, como el 25% del caudal mensual multianual mas bajo de la misma. Este tipo de metodología es netamente hidrológica y no contiene los aspectos ecológicos propios de cada cauce. Es importante aclarar que la estimación y metodología para estimar caudales ecológicos no es parte de los objetivos de este trabajo, y estos han sido calculados para tener un marco de referencia que permita analizar los impactos que tiene sobre el río la explotación del recurso superficial y subterráneo.

A partir de los resultados que se presentan en la Figura 6-10 se puede observar como la explotación del acuífero con un caudal de bombeo igual al flujo base (240 l/s) afecta considerablemente los caudales mínimos a lo largo del río, y se presenta una disminución del 55% en el tramo adyacente al río (abscisa 2500 m) y del 80% al finalizar el tramo de río en el acuífero.

Para este caso de simulación también se puede observar como el aprovechamiento del agua subterránea ofrece una disponibilidad adicional del recurso sobre la captación superficial, y aunque es critica la disminución de los caudales mínimos por el bombeo en todo el tramo del río, no alcanza a impactar sobre los caudales ecológicos estimados. Así mismo, se muestra como para el caso de un aprovechamiento de agua superficial son afectados los caudales ecológicos aguas abajo del sitio de captación, lo cual tiene graves consecuencias sobre la disponibilidad del recurso para posibles usuarios que se encuentran aguas abajo, y algunos ecosistemas que habitan el río y la interfaz acuífero-río.



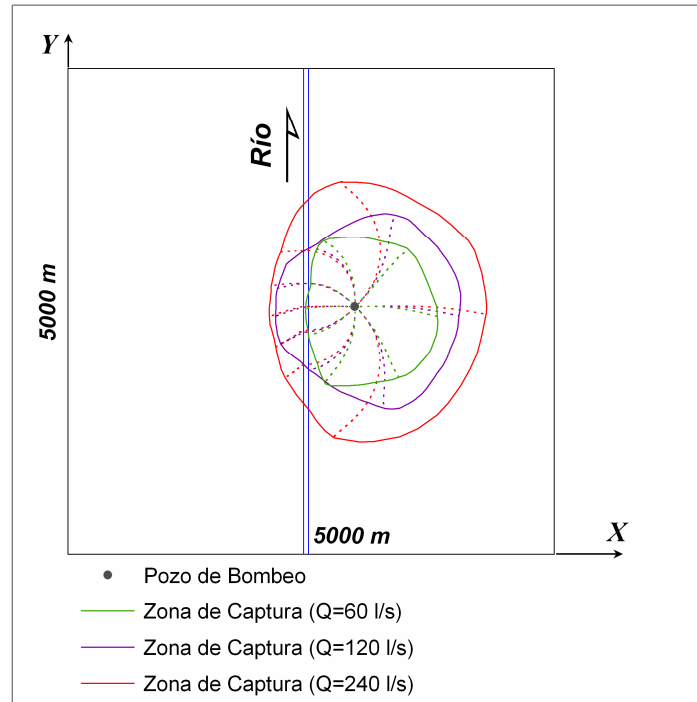
**Figura 6-10.** Caudales mínimos a lo largo del río en régimen natural, para el pozo de bombeo y captación superficial de 240 l/s, y caudales ecológicos

**- Zonas de captura**

En la Figura 6-11 se presentan los resultados para el rastreo de partículas ubicadas en el pozo para los diferentes caudales de bombeo, en las cuales se puede observar la zona de captura para los casos de explotación. La trayectoria de cada una de estas partículas fue calculada para todo el periodo de simulación. Al igual que en la Figura 6-7, se puede observar el impacto que tiene la extracción de agua subterránea cerca del río sobre los caudales superficiales, tanto en el tramo aguas arriba y aguas abajo del eje de ubicación del pozo, y en el tramo adyacente. Las zonas de captura estimadas para cada tasa de bombeo muestran claramente como esa afectación es directamente proporcional al caudal explotado por el pozo ubicado a 500 m del río.

Los resultados obtenidos con esta herramienta para el rastreo de partículas pueden ayudar a entender los impactos, desde el punto de vista espacial en el acuífero y a lo largo del río, generados por la explotación de agua subterránea, ya que no solamente se presenta una afectación del recurso en el sitio adyacente al pozo de bombeo sino también aguas arriba y aguas abajo de este. Estos resultados deben ser analizados, no solamente en términos del problema de cantidad del recurso hídrico, sino también como un problema de calidad, teniendo en cuenta que en caso de presentarse un aprovechamiento intensivo de agua subterránea cerca de un río altamente contaminado, muy

probablemente la recarga inducida del río al acuífero por el bombeo termina afectando la calidad del recurso disponible en el acuífero.



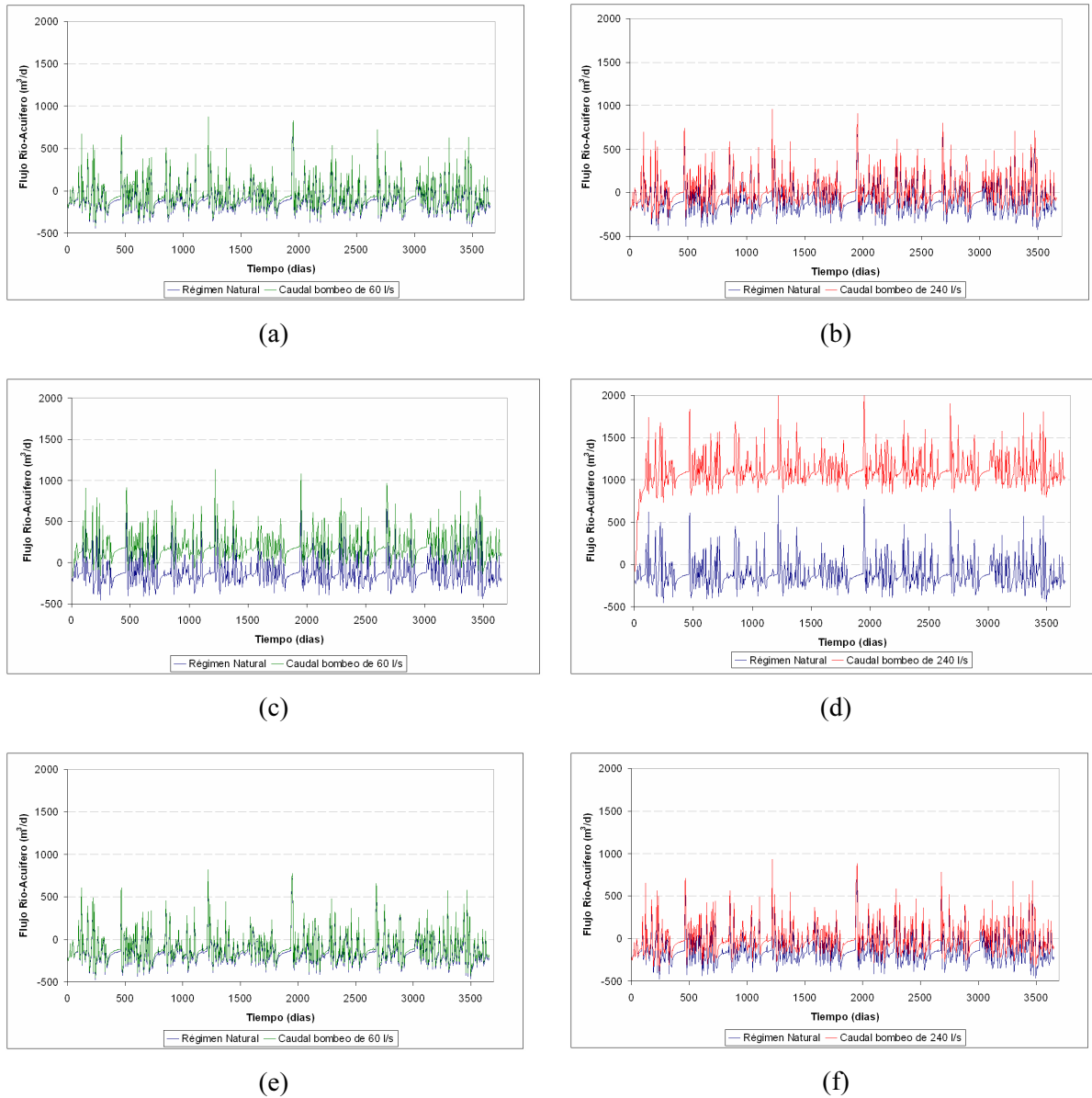
**Figura 6-11.** Zona de captura para diferentes caudales de bombeo en un pozo ubicado a 500 m del río

### - Caudales río - acuífero

En la Figura 6-12 se presentan los caudales de transferencia río-acuífero calculados sobre el eje de ubicación del pozo en el acuífero (Abscisa 2500 m), 1500 m aguas arriba y aguas abajo de ese tramo (Abscisas 1000 m y 4000 m), para los casos de simulación en régimen natural, y para los caudales de bombeo de 60 l/s y 240 l/s, con el fin de analizar los efectos que tiene el régimen de explotación del acuífero sobre la dinámica natural de estos flujos. Se puede observar como en el tramo adyacente al eje de bombeo se presenta para ambos caudales de explotación una evidente alteración de los caudales río-acuífero naturales, así como un impacto menor sobre estos en los tramos aguas arriba y aguas abajo del sitio de bombeo.

En la Figura 6-12d se puede observar que la recarga inducida por el caudal de bombeo de 240 l/s con el pozo ubicado a 500 m del río, ha alterado completamente el régimen natural de las descargas entre ambos sistemas ya que no se presenta flujo base del acuífero al río. Para el caso del caudal de

bombeo correspondiente a 60 l/s, es evidente que se presenta una recarga adicional al acuífero por parte del río como consecuencia del bombeo, pero en algunos periodos de tiempo se presenta aporte del acuífero al río, aunque de menor magnitud con respecto al flujo base que entrega el acuífero al río en régimen natural.



**Figura 6-12.** Flujos río-acuífero para caudales de bombeo de 60 l/s y 240 l/s en el tramo 1000 m aguas arriba del eje del pozo (a y b), en el tramo adyacente al eje del pozo (c y d), y en el tramo 1000 m aguas abajo del eje del pozo (e y f).

## **7. CONCLUSIONES, LIMITACIONES Y RECOMENDACIONES**

### **7.1 CONCLUSIONES**

Este trabajo presenta una metodología de modelación acoplada de aguas superficiales y subterráneas, a partir de la integración de un modelo hidrológico (modelo de tanques agregado) y el modelo de aguas subterráneas MODFLOW, para tener una aproximación cuantitativa de la interacción río-acuífero en un caso teórico de aplicación.

La propuesta metodológica de modelación permite considerar de forma conjunta los procesos hidrológicos que ocurren en la cuenca, la variabilidad temporal de la recarga, las características hidrogeológicas del acuífero e hidráulicas de las corrientes superficiales, el aprovechamiento del agua superficial y subterránea, y los impactos que tiene el uso del recurso hídrico sobre ambos sistemas.

El modelo de tanques agregado permite simular la producción de escorrentía de la cuenca y de la recarga del acuífero, de una forma coherente y práctica. Se propone para la modelación del sistema acoplado que la recarga por lluvia, obtenida con el modelo de tanques agregado, ingrese al acuífero en el modelo de aguas subterráneas como un resultado de la simulación hidrológica de la cuenca y no como un parámetro de calibración.

El tránsito de los caudales superficiales en el acuífero realizado con el paquete Stream (STR1), desarrollado para MODFLOW, permite calcular los niveles de flujo con la ecuación de Manning, y estima el intercambio de flujo entre los ríos y el acuífero a partir de la Ley de Darcy. Esta conceptualización permite representar de forma realista y coherente el comportamiento de las corrientes superficiales en el acuífero, ya que en muchos casos estos son simulados como niveles constantes, lo cual en efecto considera los ríos en el sistema como fuentes inagotables de agua.

La metodología de modelación propuesta fue implementada en casos teóricos de aplicación, con base en la información hidrológica de una cuenca instrumentada y un acuífero idealizado ubicado en la parte baja de la cuenca. El objetivo para la modelación es de largo plazo (superior a 10 años), y no la simulación de eventos de corto plazo (horas a días), así como el énfasis sobre los caudales mínimos ya que el objeto de estudio se encuentra dirigido al entendimiento del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas, donde la disponibilidad del recurso hídrico es crítica en épocas de escasez.

Se generaron casos de simulación para un pozo de explotación cerca del río, para evaluar los efectos que tienen los caudales de bombeo y la distancia del pozo con respecto al río sobre los caudales mínimos superficiales.

Los resultados obtenidos en la modelación muestran como para un acuífero que tiene unas características geométricas e hidrogeológicas determinadas, la disminución en los caudales superficiales debida a la extracción de aguas subterráneas tiene una alta dependencia con la distancia del pozo respecto al río y con el caudal explotado. Además fue posible cuantificar la interacción río-acuífero, así como la recarga inducida del río al acuífero por el bombeo a partir de los caudales de transferencia entre ambos sistemas.

Para los escenarios de simulación implementados, los resultados de la modelación permiten cuantificar el impacto que tiene la explotación del acuífero sobre los caudales superficiales, y han mostrado coherencia espacial, temporal y en magnitud de la afectación, aunque estas respuestas del sistema río-acuífero deberán ser comprobadas con casos reales de aplicación.

En los resultados obtenidos se evidencia las ventajas que ofrece el aprovechamiento del acuífero, en términos de cantidad, con respecto al agua superficial. También es importante decir que el almacenamiento del recurso hídrico en el embalse subterráneo es gratuito, permite utilizar el suelo que esta sobre este, y en la mayoría de casos el acuífero funciona como una planta de tratamiento del agua, lo cual es una ventaja adicional en términos de calidad.

Aunque la modelación acoplada del sistema presenta resultados cuantitativos de la interacción río-acuífero, tanto en régimen natural como para condiciones de explotación superficial y subterránea, estos deben ser analizados no solo en términos de cantidad del recurso hídrico, sino también como un problema de calidad del agua. En el caso de una sobre-explotación del acuífero con pozos

ubicados cerca de un río con problemas de contaminación, probablemente la recarga inducida del río al acuífero por el bombeo termina afectando la calidad del recurso disponible en el acuífero.

Los casos de aplicación presentados son una primera aproximación en el desarrollo de una metodología de modelación, la cual debe convertirse en una herramienta que permita cuantificar el impacto que tiene el aprovechamiento del agua sobre ambos sistemas, y entender las dinámicas presentes en la interacción río-acuífero.

Con el desarrollo de este trabajo se demuestra la importancia que tiene el entendimiento de la interacción entre las aguas superficiales y subterráneas en una cuenca hidrográfica para la planificación y el aprovechamiento del recurso hídrico, así como la importancia que demuestra invertir esfuerzos de modelación como una herramienta de apoyo para la gestión.

## 7.2 LIMITACIONES Y RECOMENDACIONES

Se deberían implementar modelos de recarga adicionales, ya que la estimación de la recarga a partir del modelo de tanques agregado tiene un enfoque conceptual orientado a procesos hidrológicos que ocurren en la parte alta de la cuenca. En las zonas planas donde se encuentran ubicados los acuíferos se presentan procesos y condiciones hidrológicas diferentes en los procesos involucrados en la recarga, los cuales pueden desarrollarse conceptualmente para el modelo hidrológico implementado.

La modelación hidrológica puede ser realizada usando un modelo hidrológico distribuido, el cual puede acoplarse directamente en la zona del acuífero con el modelo de aguas subterráneas MODFLOW. Este modelo acoplado permitiría simular los procesos hidrológicos y la producción de escorrentía en la parte alta de la cuenca con un modelo de tanques distribuido, y acoplarse en la parte baja de la cuenca, de forma distribuida también, con el modelo de diferencias finitas para simular el flujo de aguas subterráneas y las interacciones río-acuífero.

Algunas limitaciones que presenta el paquete Stream STR1 (Prudic, 1989) desarrollado para MODFLOW pueden ser consideradas implementado el paquete SFR1 (Prudic *et al.*, 2004), el cual no se encuentra disponible actualmente en la versión comercial utilizada, pero podría acoplarse a una versión propia de MODFLOW, ya que los códigos de estos modelos son de libre acceso y distribución. Desarrollar y programar completamente un modelo de aguas subterráneas como

MODFLOW y sus paquetes ofrecería importantes ventajas desde el punto de vista de la modelación, ya que por ejemplo en algunas versiones comerciales se presentan limitaciones con respecto al tamaño de los acuíferos y el número máximo de periodos de stress en una simulación transitoria.

La metodología de modelación acoplada propuesta es un primer paso para entender las dinámicas presentes en los sistemas río-acuífero, y por lo tanto es importante continuar realizando esfuerzos para avanzar y asumir la modelación como una herramienta de apoyo clave en la gestión del recurso hídrico. Es importante además la validación de esta metodología de modelación en casos reales de aplicación, para lo cual es fundamental contar con información hidrogeológica de calidad aceptable en una zona de estudio.

## 8. REFERENCIAS

- Anderson, M.P., Woessner, W.W., 1992. “Applied Groundwater Modeling”. Academic Press, San Diego: 381 pp.
- Andreu, J., 1993. “Conceptos y Métodos para la Planificación Hidrológica”. Editorial CIMME. Valencia, España. 49-54 y 137-170.
- Arnold, J.G., Allen, P.M., Bernhardt, G., 1993. “A comprehensive surface-groundwater flow model”. *Journal of Hydrology* 142 (1– 4), 47–69.
- Barco, O. J., Cuartas, A., 1998. “Estimación de la Evaporación en Colombia”. Trabajo Dirigido de Grado. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. Medellín, Colombia.
- Becerra, A., 2008. “Herramienta para la Gestión Integral del Agua (Calidad-Cantidad)”. Tesis de Maestría en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín. Medellín, Colombia.
- Brodie, R., Sundaram, B., Tottenham, R., Hostetler, S., and Ransley, T., 2007. “An adaptive management framework for connected groundwater-surface water resources in Australia”. Bureau of Rural Sciences, Canberra.
- Butler, J.J., Zlotnik, V.A., Tsou, M.-S., 2001. “Drawdown and stream depletion produced by pumping in the vicinity of a partially penetrating stream. *Ground Water* 39 (5), 651–659.
- 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.
- Chen, X., Chen, X., 2003. “Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations”. *Journal of Hydrology* 246-264

- Donado, L.D., 2002. “Aplicación de Visual MODFLOW para el modelamiento numérico de flujo de agua subterránea en el acuífero Morroa (Sucre-Cordoba)”. IV Congreso Colombiano de Elementos Finitos y Modelamiento Numérico. Bogota, Colombia.
- Glover, R.E., Balmer, G.G., 1954. “Stream depletion resulting from pumping a well near a stream”. *Eos Trans. AGU* 35 (3), 468–470.
- Hantush, M.S., 1965. “Wells near streams with semipervious beds”. *J. Geophys. Res.* 70 (12), 2829–2838.
- Harbaugh, A.W., 2005. “MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey modular ground-water model”. *The Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16*, variously p.
- Hunt, B., 1999. “Unsteady stream depletion from groundwater pumping”. *Ground Water* 37 (1), 98–102.
- IDEAM, 2000. “Estudio Nacional del Agua”. 39p.
- 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.
- Jenkins, C.T., 1968. Techniques for computing rate and volume of stream depletion by wells. *Ground Water* 6 (2), 37–46.
- Jobson, H.E., and Harbaugh, A.W., 1999. “Modifications to the diffusion analogy surface-water flow model (DAFLOW) for coupling to the modular finite-difference ground-water flow model (MODFLOW)”. U.S. Geological Survey Open-File Report 99-217, 107 p.
- Konikow, L.F., 1996. “Use of numerical models to simulate groundwater flow and transport”. US Geological Survey, Reston, Virginia, USA
- Leavesley, G.H., Markstrom, S.L., Viger, R.J., and Hay, L.E., 2005. “USGS Modular Modeling System (MMS) — Precipitation-Runoff Modeling System (PRMS) MMS-PRMS”, in Singh, V., and Frevert, D., eds., *Watershed Models*: Boca Raton, Fla., CRC Press, p. 159-177.
- Markstrom, S.L., Niswonger, R.G., Regan, R.S., Prudic, D.E., and Barlow, P.M., 2008. “GSFLOW—Coupled ground-water and surface-water flow model based on the integration

- of the Precipitation-Runoff Modeling System (PRMS) and the Modular Ground-Water Flow Model (MODFLOW-2005)". U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-D1, 240 p.
- McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. "A modular three-dimensional finite-difference ground-water model". US Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6, Chapter A1, 586pp.
- Massmann, G., Simmons, C., Love, A., Ward, J., James-Smith, J., 2006. "On variable density surface water-groundwater interaction: A theoretical analysis of mixed convection in a stably-stratified fresh surface water – saline groundwater discharge zone". Journal of Hydrology. 329, 390-402p.
- Osman, Y., Bruen, M., 2002. "Modelling stream-aquifer seepage in an alluvial aquifer: an improved loosing-stream package for MODFLOW". Journal of Hydrology. 264, 69-86p.
- Pollock, D., 1989. "Documentation of Computer Programs to Compute and Display Pathlines Using Results from the U.S. Geological Survey Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Model". USGS Open File Report 89-381.
- Prudic, D.E., 1989. "Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite difference, ground-water flow model". U.S. Geological Survey Open-File Report 88-729, 113 p.
- Prudic, D.E., Konikow, L.E., Banta, E.R., 2004. "A new stream flow routing (SFR1) package to simulate stream-aquifer with MODFLOW 2000". US Geological Survey Open-File Report 2004-1042, 104 pp.
- Pulido, M., Sahuquillo, A., Ochoa, C., y Pulido, D., 2005. "Modeling of Stream – Aquifer Interaction: The Embedded Multireservoir Model". Journal of Hydrology. Vol. XX. 1-16.
- 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.
- Remson, I., Hornberger, G.M., Molz, F.J., 1971. "Numerical Methods in Subsurface Hydrology". Wiley, New York: 389 pp.
- Restrepo, C.A. 2007. "Modelo Hidrológico Distribuido Orientado a la Gestión de la Utilización Conjunta Agua Superficial y Subterránea". Tesis Magíster en Aprovechamiento de

- Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín. Medellín, Colombia.
- Rodríguez, L., Cello, P., Vionnet, C., Goodrich, D., 2008. "Fully conservative coupling of HEC-RAS with MODFLOW to simulate stream-aquifer interactions in a drainage basin". *Journal of Hydrology*. 353, 129-142p.
- Sahuquillo, A., 1986. "Quantitative characterization of the interaction between groundwater and surface water". *Conjunctive Water Use, IAHS Publication No. 156*.
- 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.
- Sokrut, N., 2005. "The integrated distributed hydrological model, ecoflow- a tool for catchment management". PhD. Thesis. Swedish Water Management Research Programme.
- Sophocleous, M., Perkins, S., 1993. "Calibrated models as management tools for stream-aquifer systems: The case of central Kansas, USA". *Journal of Hydrology*. 152, 31-56p.
- Sophocleous, M., Koussis, A., Martin, J.L., Perkins, S., 1995. "Evaluation of simplified stream-aquifer depletion models for water rights administration". *Ground water*. Vol.33, No 4.
- Sophocleous, M.A., Koelliker, J.K., Govindaraju, R.S., Birdie, T., Ramireddygari, S.R., Perkins, S.P., 1999. "Integrated numerical modeling for basin-wide water management: the case of the Rattlesnake Creek Basin in south-central Kansas". *Journal of Hydrology* 214 (1-4), 179-196.
- Sophocleous, M., Perkins, S.P., 2000. "Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas". *Journal of Hydrology* 236, 185-201.
- Sophocleous, M., 2002. "Interactions between groundwater and surface water: the state of the science". *Hydrogeology Journal* 10 (1), 52-67.
- Spalding, C.P., Khaleel, R., 1991. "An evaluation of analytical solutions to estimate drawdowns and stream depletions by wells". *Water Resource Research*. 27 (4): 597 - 609.
- Spanoudaki, K., Nanou, A., Stamou, A.I., Christodoulou, G., Sparks, T., Bockelmann, B., Falconer, R.A., 2005. "Integrated surface water-groundwater modeling". *GlobalNEST Journal*, Vol.7, No3., pp281-295.

- Swain, E.D., and Wexler, E.J., 1996. “A coupled surface-water and ground-water flow model (MODBRANCH) for simulation of stream-aquifer interaction”. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6, Chapter A6, 125 p.
- Theis, C.V., 1941. “The effect of a well on the flow of a nearby stream”. Am. Geophys. Union Trans. 22 (3), 734–738.
- Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín (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), Universidad de Antioquia, Universidad Pontificia Bolivariana y Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2004. “Diseño y Puesta en Marcha de la Red de Monitoreo Ambiental en la Cuenca Hidrográfica del Río Medellín en Jurisdicción del Área Metropolitana”. Medellín.
- Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín (UNAL), 2009. “Estudio de uso combinado de fuentes de agua superficial y subterránea para el municipio de agua potable para el municipio de Turbo, Antioquia”. Medellín.
- 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.
- Vélez, M. V., 2002. Hidrología para Ingenieros. Posgrado en Aprovechamiento de los Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 377p.
- Wang, J.F., Anderson, M.P., 1982. Introduction to Groundwater Modelling. Freeman, San Francisco, CA: 237 pp.
- Winter, TC, Judson, WH, Franke, OL and Alley WM. 1998. Groundwater and surface water a single resource. Circular 1139, U.S. Geological Survey, Denver.
- Woessner WW (2000) Stream and fluvial plain groundwater interactions: rescaling Hydrogeologic thought. Ground Water 38(3): 423–429

# 1. GENERALIDADES

## 1.1 INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presenta el desarrollo de una metodología de modelación acoplada de aguas superficiales y subterráneas a partir de la integración de un modelo hidrológico (Modelo de Tanques Agregado) y un modelo de aguas subterráneas (MODFLOW), para tener una aproximación cuantitativa de la interacción río-acuífero. Esta metodología pretende considerar de forma conjunta el régimen de caudales, la variabilidad temporal de la recarga, las características del acuífero, la hidrología local en la zona de recarga y las intervenciones antrópicas que se presentan en la cuenca como captaciones superficiales, vertimientos y pozos de explotación o inyección.

Se pretende entonces con este trabajo generar una herramienta de modelación para entender de forma cuantitativa las dinámicas presentes en la interacción río-acuífero, e igualmente apoyar una metodología práctica que permita tomar decisiones eficientes para la gestión del recurso agua. Los resultados de la modelación permiten cuantificar los impactos que tiene la explotación de agua subterránea sobre los caudales de los ríos, los volúmenes de agua adicionales que resultan de utilizar el acuífero como un embalse subterráneo en comparación con el aprovechamiento del agua superficial, y en general la afectación de todas las intervenciones antrópicas en el intercambio de flujo entre las corrientes superficiales y las aguas subterráneas.

Para el desarrollo de este trabajo se propone utilizar un modelo hidrológico agregado, como una primera aproximación a la metodología de modelación acoplada que de cuenta de la producción de escorrentía de la cuenca y la recarga del acuífero. El modelo de aguas subterráneas permite simular de forma precisa la dinámica del agua subterránea, las perturbaciones externas que se presentan en el acuífero como pozos de extracción o inyección, y es capaz de representar adecuadamente la interacción río-acuífero a partir de una rutina de tránsito hidráulico para las corrientes superficiales. De esta forma, los caudales simulados en el modelo hidrológico son transitados en el modelo de aguas subterráneas para cuantificar el intercambio de flujo entre ambos sistemas (superficial y subterráneo).

La metodología de modelación acoplada fue implementada en casos teóricos de aplicación, ya que a la fecha del desarrollo del trabajo ha sido difícil obtener información hidrogeológica de calidad suficiente para tener una aplicación en un caso real. Estos casos teóricos fueron implementados con el objetivo de poner a prueba el desempeño de la modelación, generar diferentes escenarios de simulación y evaluar la capacidad de la modelación acoplada para abordar algunos procesos que ocurren a la escala de cuenca.

En este informe se presentan los conceptos y mecanismos básicos de la interacción entre corrientes superficiales y aguas subterráneas, así como una revisión completa de los modelos que se encuentran disponibles en la literatura para abordar el problema de la interacción río-acuífero (Capítulo 2 y Capítulo 3). En el Capítulo 4 se presenta la descripción conceptual de los modelos utilizados y posteriormente en el Capítulo 5 se realiza una descripción de la metodología de modelación acoplada propuesta. En el Capítulo 6 se presentan los casos teóricos de aplicación y los diferentes escenarios de simulación, y en el Capítulo 7 se presentan las conclusiones de este trabajo, así como las limitaciones y recomendaciones.

## 1.2 JUSTIFICACIÓN

El agua es objeto de demanda al ser un recurso imprescindible para la vida y la satisfacción de necesidades domésticas, urbanas, de riego, producción de energía, usos industriales, navegación, etc. Para el manejo sostenible de este recurso no solo se debe considerar su sostenibilidad físico-biótica en el largo plazo, sino también la sostenibilidad social e institucional que se obtiene como resultado de la disminución de conflictos y del mejoramiento de la calidad de vida de las personas.

El incremento en la población, las necesidades básicas insatisfechas y el aumento en coberturas de servicios básicos genera una presión creciente sobre la disponibilidad del recurso hídrico, que en la mayoría de los casos es limitada ó se encuentra en condiciones críticas para atender nuevas demandas (Restrepo, 2007). El manejo eficiente y racional del agua en una cuenca hidrográfica requiere en algunos casos de la utilización conjunta de recursos superficiales y subterráneos, lo cual es un elemento clave en la gestión integral del agua. En muchos casos, la gestión del recurso hídrico en Colombia ha considerado las aguas superficiales y subterráneas como recursos distintos e independientes, omitiendo la conectividad física presente entre ambos sistemas, y generando una reglamentación desarticulada para el aprovechamiento del mismo.

Aunque la interacción entre aguas superficiales y subterráneas presenta dinámicas complejas, en general la explotación irresponsable de un acuífero puede provocar el agotamiento de los caudales en los ríos por el bombeo inducido, lo cual se convierte en algo crítico por sus implicaciones administrativas, económicas, legales y ambientales (Pulido *et al.*, 2005). 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 del recurso superficial, 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. Sin embargo, es importante considerar que en muchos casos el aprovechamiento eficiente de un acuífero presenta ventajas adicionales, en términos de calidad y cantidad, sobre el aprovechamiento del agua superficial mediante embalses o estructuras de captación, debido a que el almacenamiento del recurso es gratuito, se puede utilizar el suelo que esta sobre el embalse subterráneo, y el sistema acuífero se puede operar responsablemente, para lo cual es útil entender las dinámicas que tienen ambos sistemas a partir de herramientas de modelación.

La simulación en los modelos de gestión de un sistema de recursos hidráulicos debe ser capaz de reproducir o generar, en su caso mas general, los caudales de los ríos, los niveles piezométricos de los acuíferos, los flujos de entradas y salidas en estos, y mas concretamente las transferencias de caudal entre ríos y acuíferos (Sahuquillo en Andreu, 1993). Además, para abordar la complejidad que tiene la interacción de aguas superficiales y subterráneas, son necesarios modelos prácticos y acoplados que representen adecuadamente los procesos relevantes del sistema hidrológico, y sean lo suficientemente simples para permitir aplicaciones a la escala de cuenca. Por ejemplo, en los modelos de aguas subterráneas algunos procesos hidrológicos como la recarga, la evapotranspiración, y los caudales superficiales no son resultados de la simulación, sino que son especificados como parámetros que deben ser determinados por calibración, por lo tanto esa estrategia de modelación de un acuífero no tiene impacto en la gestión del agua superficial.

En nuestro medio el avance es incipiente con respecto a modelos y metodologías para la gestión y el manejo de los recursos hídricos, por estas razones es necesario que las autoridades ambientales cuenten con estrategias metodológicas adecuadas para la gestión eficiente del agua, ya que las dinámicas de flujo entre acuíferos y ríos han sido estudiadas usando modelos y metodologías generalmente inapropiadas para representar estos sistemas. De esta forma se presenta este trabajo, como una propuesta que permita entender de forma cuantitativa la interacción entre aguas

superficiales y subterráneas, e igualmente apoyar una metodología práctica que permita hacer una gestión adecuada del recurso hídrico.

## **1.3 OBJETIVOS**

### **1.3.1 Objetivo General**

Desarrollar una metodología de modelación acoplada que sirva como herramienta de apoyo para la gestión de la utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas.

### **1.3.2 Objetivos Específicos**

- Hacer una revisión del estado del arte sobre modelos de interacción de aguas superficiales y subterráneas, así como de herramientas de apoyo para la gestión conjunta del recurso hídrico.
- Desarrollar una metodología de modelación a partir de la integración de un modelo hidrológico y un modelo de aguas subterráneas, que permita simular coherentemente las aguas superficiales, subterráneas y la interacción río-acuífero.
- Entender a partir de la modelación de aguas superficiales y subterráneas algunos procesos que ocurren en la cuenca y los efectos del aprovechamiento del recurso hídrico en ambos sistemas.
- Evaluar el desempeño de la modelación acoplada en casos teóricos de aplicación, en problemáticas reales para diferentes escenarios de modelación y mostrar coherencia en los resultados para largos periodos de simulación (superior a la escala mensual).