

Métodos para determinar la recarga en acuíferos

María Victoria Vélez Otálvaro
Posgrado en Aprovechamiento de recursos Hidráulicos
Universidad Nacional –Medellín
mvvelez@unalmed.edu.co

Lina María Vásquez Ariza

RESUMEN: La recarga a un acuífero puede definirse como el agua que alcanza las reservas subterráneas. Este concepto es importante para estudios de recursos hídricos y para estudios de transporte de contaminantes.

La recarga puede determinarse por varios métodos, y se clasifican en 5 grupos:

1. Medidas directas. La recarga se mide directamente mediante la construcción de lisímetros. Un lisímetro es un bloque de suelo dotado de dispositivos que permiten medir el flujo que drena hasta el acuífero.
2. Balace hídrico. Se determinan los flujos de entrada y de salida de un sistema, y la recarga al acuífero constituye el residuo de la ecuación de balance; hacen parte de este grupo los balances de humedad del suelo, de agua en canales, el método de fluctuaciones del nivel freático, y el que iguala la descarga a la recarga.
3. Trazadores. Su principal uso es determinar fuentes de recarga y zonas de descarga aunque se utilizan para cuantificar la recarga a través de un balance de masa del trazador.
4. Aproximaciones de Darcy. Se encuentran valores de cabezas hidráulicas a partir de las ecuaciones de flujo de Richards y Boussinesq y luego se determina la velocidad de filtración. Si se asumen condiciones estables la recarga se determina directamente de la ecuación de Darcy.
5. Empíricos. Consiste en el desarrollo de ecuaciones empíricas que relacionan la recarga con alguna variable como la precipitación.

La última parte trata la recarga en áreas urbanas.

ABSTRACT: The aquifer recharge can be defined as the water that reaches the groundwater reservoirs. This concept is important for water resource studies and for polluting agent transportation studies.

The recharge can be estimated by various methods, these are classified in 5 groups:

1. Direct measures. The recharge is measured directly through the construction of a lysimeter. A lysimeter is

a soil block with devices that enable to measure the flow that drainages all the way to the aquifer.

2. Water balance. The entrance and exit flows of a system are determined, and the aquifer recharge constitutes the residue of the balance equation; the soil moisture balance, the balance of water in channels, the method of fluctuations of the table level, and the method that balances the recharge to the discharge are all part of this group.
 3. Tracers. Their main use is to determine recharge sources and discharge areas even though these are used to quantify the recharge through a mass balance of the tracer.
 4. Darcy approaches. Values of hydraulic heads are found starting from the Richards and Boussinesq flow equations and then the filtration speed is determined. If stable conditions are assumed the recharge is determined directly by the Darcy equation.
 5. Empirics. It consists in the development of empiric equations that relate the recharge with any variable such as precipitation.
- The last part is about recharge in urban areas.

IMPORTANCIA DE LA RECARGA

Importancia del agua subterránea

El agua subterránea es agua subsuperficial que ocupa vacíos presentes en formaciones geológicas, y constituye una de las fases o etapas del ciclo del agua. La cantidad de agua subterránea almacenada en las formaciones geológicas y la facilidad con la cual puede extraerse depende de dos factores físicos: la porosidad y la permeabilidad.

El agua subterránea es ampliamente utilizada en regiones áridas y en islas, debido a la escasez de fuentes superficiales, pero debido al alto costo de los sistemas de abastecimiento de agua superficial, en los países de clima húmedo se ha comenzado a implementar también este recurso.

El agua subterránea es la mayor fuente de agua dulce disponible, por lo cual más de la mitad de la población mundial la utiliza para su consumo; además posee un gran número de ventajas, ya que tiene excelente calidad natural, pues en general es libre de patógenos, color y turbiedad, y puede ser consumida directamente sin tratamiento, o luego de realizarse un tratamiento sencillo; está ampliamente distribuida y se pueden desarrollar sistemas de abastecimiento en lugares muy próximos a los sitios donde se presenten las necesidades, evitando así la construcción de grandes sistemas de distribución; sus fuentes son confiables y en general no se afectan ante la presencia de sequías cortas; y puede incrementarse su desarrollo con el tiempo, de esta manera se evita la necesidad de almacenar grandes cantidades de agua.

Definición de recarga

La recarga se puede definir como la entrada de agua dentro de la zona saturada donde comienza a hacer parte de las reservas subterráneas, esta entrada puede darse de dos maneras, por un movimiento descendente del agua debido a las fuerzas de gravedad y luego de presentarse un movimiento horizontal del flujo debido a las diferentes condiciones hidráulicas de las capas que constituyen el perfil del suelo (Balek, 1988).

Es importante prestar atención en la estimación de la recarga de los acuíferos, ya que es necesario determinar la cantidad de agua que llega a ellos, su calidad, procedencia y las zonas donde se presenta recarga o descarga del flujo subterráneo, por este motivo su cuantificación es un aspecto incluido dentro de estudios referentes a los recursos de agua subterránea, al transporte de contaminantes, a la subsidencia o al diseño de campos de pozos (Isaar y Passchier, 1990).

Tipos de recarga

La recarga a un acuífero puede darse naturalmente debido a la precipitación, a las aguas superficiales, es decir, a través de ríos y lagos, o por medio de transferencias desde otras unidades hidrogeológicas o acuíferos; pero también puede darse de manera artificial producto de actividades como la irrigación, fugas de redes de abastecimiento o por infiltraciones de embalses y depósitos (Balek, 1988; Custodio, 1997; Simmers, 1990; Lerner, 1990; Samper, 1997).

Lerner (1990) propone una clasificación similar pero un poco más completa sobre las fuentes de recarga:

1. Recarga directa o recarga difusa, proveniente del agua lluvia
2. Recarga concentrada o indirecta, producto de cauces permanentes, estacionales y efímeros
3. Flujos laterales, procedentes de otros acuíferos
4. Retorno de riegos, excesos de riegos o las pérdidas en los canales de distribución
5. Recarga Urbana, producto de fugas de redes de abastecimiento y redes de alcantarillado

Lerner (1990) y luego Simmers (1997) definen la recarga localizada como una categoría intermedia la cual implica un movimiento horizontal del agua antes de que se de el proceso de recarga.

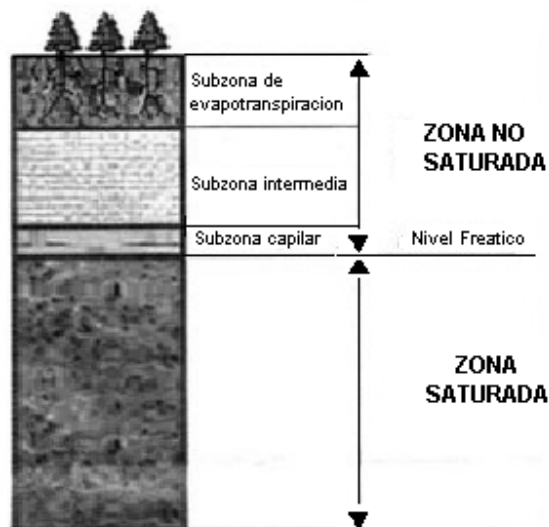
Es importante saber que muchas de las técnicas existentes para determinar la recarga no cuantifican el valor real sino que estiman la recarga potencial, este término fue introducido por Rushton en 1988 y se refiere al agua que se infiltra pero que puede o no alcanzar el nivel freático (Scanlon et al., 2002; Rushton, 1988).

PROCESOS INVOLUCRADOS EN LA RECARGA

Definición de zonas del perfil

Dentro de las zonas húmedas del suelo es posible distinguir dos: la zona saturada y la zona no saturada, ésta última es llamada también, zona vadosa o zona de aireación.

Figura 1. Zonas del perfil del suelo.



Tomado de: VEGA, D. N. (2001). Universidad Tecnológica de Panamá. (En línea).

La zona saturada está limitada en la parte superior por la superficie freática (sometida a la presión atmosférica) en la que el agua llena completamente todos los vacíos existentes entre los materiales del suelo. La zona no saturada, está situada entre la superficie freática y la superficie del terreno. En ella a su vez, se distinguen tres subzonas (Vega, 2001):

- Subzona sometida a evaporación: comprendida entre la superficie del terreno y los extremos de las raíces de la vegetación. Puede tener espesor muy pequeño cuando no hay vegetación, o alcanzar grandes profundidades cuando la vegetación es abundante.
- Subzona intermedia: sus características son totalmente similares a la zona anterior y está situada debajo de ella.
- Subzona capilar: es la región de transición a la zona saturada y su parte inferior está también saturada.

Algunos autores como Samper (1997) definen la zona no saturada como una capa de suelo compuesta por dos subzonas, la primera llamada zona radicular o suelo edáfico donde se da la infiltración del agua lluvia, la evaporación y la transpiración; la segunda es lo que se conoce como zona vadosa, esta sección tiene espesor variable y pueden existir en ella acuíferos colgados los cuales pueden ocasionar flujo horizontal; el flujo descendente que sale de ella es igual a la recarga al acuífero.

Parámetros que intervienen en la recarga

Para tener en cuenta todos los factores que afectan la recarga y que por lo tanto intervienen en su estimación Rushton (1988) hizo una lista de ellos:

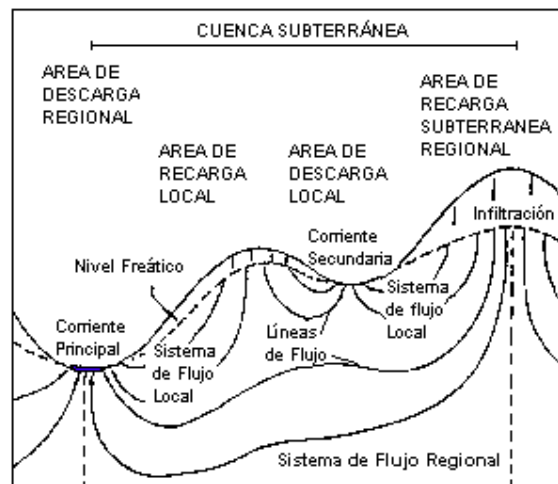
1. De la superficie de la tierra: topografía; precipitación, donde importa la magnitud, intensidad, duración, y distribución espacial de las lluvias; escorrentía; patrón de cosechas y la evapotranspiración real.
2. Irrigación: horario de irrigación; pérdidas que se presenten en canales y cursos de agua; y cantidad irrigada necesaria para la preparación de la tierra.
3. Ríos: cantidad de ríos y el caudal que fluye por los ríos que fluyen dentro del área de estudio, los que salen del área de estudio y los que ganan o pierden agua del acuífero.
4. Zona superior del suelo: naturaleza del suelo, profundidad y propiedades hidráulicas; variaciones de las características del suelo según la extensión lateral y la profundidad; profundidad de la zona de raíces; y capacidad que tiene el suelo de agrietarse al secarse o de hincharse luego de humedecerse.
5. Zona no saturada entre el suelo y el acuífero: mecanismos de flujo a través de la zona no saturada, zonas con diferentes conductividades hidráulicas, etc)
6. Acuífero: características físicas e hidráulicas del acuífero (habilidad del acuífero para aceptar el agua, variación de las condiciones del acuífero con el tiempo, y tipo de acuífero).

GENERALIDADES DE LA RECARGA

Áreas de recarga y descarga

El conocimiento de las áreas de recarga o descarga en una cuenca o en un sistema es de gran importancia para realizar un manejo sostenible de los sistemas acuífero y para determinar zonas de depósitos radioactivos (zonas bajas de recarga), zonas de descarga de desechos (áreas de descarga), o para definir zonas vulnerables a la contaminación (áreas de recarga en lugares de altitud elevada) (Scanlon et al. 2002)

Figura 2. Sistemas locales y regionales de Agua subterránea.



Tomada de Knutsson (1988) y propuesta inicialmente por Tóth (1962) y Gustafsson (1968).

Las áreas de recarga o descarga se pueden determinar mediante la utilización de trazadores o a través del trazado de redes de flujo. Tóth (1963) (En: Freeze y Cherry, 1979) afirma que en la mayoría de redes de flujo, es posible distinguir los sistemas locales, los intermedios y los sistemas regionales de flujo de agua subterránea. El agua en un sistema de flujo local fluye hacia áreas de descarga cercanas. El agua en un sistema de flujo regional viaja mayores distancias y a menudo descarga en ríos principales, grandes lagos o en el océano. Un sistema de flujo intermedio es caracterizado por uno o más crestas y valles localizados entre su recarga y el área de descarga, pero, a diferencia del sistema de flujo regional no ocupa al mismo tiempo los lugares más altos de la topografía y los más bajos de la cuenca. Los sistemas de flujo regional corresponden a la parte más alta de la organización jerárquica; todos los otros sistemas de flujo están contenidos dentro de los sistemas regionales (Sophocleous, 2000).

Para Freeze y Cherry (1979) la única ley inmutable es que las tierras altas son áreas de recarga y las tierras bajas son áreas de descarga. Sin embargo Scanlon et al. (2002) expresa que esto es cierto en regiones húmedas, pero que en valles aluviales áridos la recarga ocurre usualmente en topografías bajas como canales o arroyos efímeros.

Variabilidad espacial y temporal de la recarga

La recarga de agua a un acuífero depende de gran cantidad de variables, las cuales en muchas ocasiones no se determinan de manera exacta y sencilla y aquellas que pueden medirse de manera directa, corresponden a datos puntuales que luego deben extenderse a grandes áreas. Relacionar valores de la recarga sobre un territorio extenso con una o pocas observaciones sobre áreas reducidas o puntuales, o relacionar la distribución temporal de la recarga con observaciones en determinados momentos o en intervalos de tiempo limitados son algunas de las dificultades que aun no se han superado (Custodio et al.,

2000). Además, debido a que la recarga es un proceso no lineal, no es posible usar valores promedios de cada factor para obtener un valor de recarga promedio. (Lerner, 1990)

Variabilidad espacial. Las propiedades del suelo y del acuífero incluyendo el proceso de recarga varían de un lugar a otro lateral y verticalmente (Balek, 1988). La variabilidad espacial de las propiedades de los acuíferos y acuitados es siempre muy elevada, aún aquellos que se consideran más homogéneos, (Custodio, 1997).

Muchos métodos utilizan la regionalización de parámetros para evitar tomar en cuenta esta variabilidad; en la mayoría de los casos las fronteras son trazadas abruptamente y las características de la región en estudio son determinadas mediante el promedio de datos o la generalización de medidas puntuales tomadas en la zona limitada por las fronteras (Balek, 1988).

Un método alternativo para resolver en alguna medida el problema de la variabilidad espacial es el uso de variables regionalizadas pero debe tenerse mucho cuidado de no aplicarse cuando los sitios se encuentran separados por largas distancias.

Variabilidad temporal. Balek (1988) define cuatro tipos de recarga según el tiempo:

Recarga a corto plazo. Ocurre ocasionalmente luego de una fuerte lluvia, se da principalmente en regiones donde no hay estaciones húmedas y secas muy marcadas.

Recarga estacional. Ocurre regularmente, por ejemplo durante el período húmedo en regiones húmedas y secas.

Recarga perenne. Ocurre en ciertos lugares del trópico húmedo donde el flujo de agua descendente es casi permanente y puede ocurrir una recarga continua.

Recarga histórica. Este tipo de recarga se presentó hace mucho tiempo y contribuyó a la formación de los presentes recursos de agua subterránea, está estrechamente relacionada con lo que se conoce como tiempo de residencia, definido como el tiempo que permanece un volumen determinado de agua en las reservas subterráneas desde que se convirtió en recarga hasta que vuelve a hacer parte del ciclo hidrológico activo.

Procedimiento general para estimar la recarga

Para estimar la recarga es indispensable realizar un estudio previo de la zona, teniendo presente los datos que se encuentran disponibles para ser usados en las estimaciones con el fin de escoger el método más apropiado.

Lerner (1990) plantea un procedimiento general para determinar la recarga el cual consiste en una serie de preguntas, Samper (1997) retoma esto mismo con la diferencia de que sintetiza los cuestionamientos 3 y 4:

1. Cuanta recarga puede aceptar el acuífero?
2. Cuanta agua puede transmitir la zona no saturada?
3. Que otro destino hay para la recarga potencial y cuan lejos está?
4. Cuanto potencial de recarga hay?

5. Cuanta es la recarga real?

6. Como se puede comparar con otra estimación?

Siempre que sea posible se debe utilizar más de un método.

Custodio (1997) propone una serie de pasos para estimar la recarga, presentándolos de una manera simplificada:

Evaluación: es la obtención de valores medios. En general para esta evaluación se utilizan fórmulas y modelos que generan grandes incertidumbres.

Observación y medida: la observación de la recarga requiere tiempo, el cual debe ser suficiente para caracterizar las diferentes variables hidrológicas, la medición incluye tomar medidas de variables relacionadas con la recarga.

Calibración: con este procedimiento se ajustan las observaciones disponibles con los parámetros de los métodos de evaluación.

Validación: la validación indica que en las circunstancias observadas el método produce errores razonables.

Según Lerner (1990), todo método de cálculo de la recarga debe tener en cuenta un balance hídrico, identificación de los mecanismos y procesos de la recarga, errores de estimación inherentes al método, que sea fácil de usar y que permita la extrapolación.

Errores al estimar la recarga

Lerner (1990) y luego Simmers (1997) identifican cuatro (4) tipos de error:

1. Modelo Conceptual incorrecto: es el error más común y más serio que se puede cometer, se presenta cuando no se comprendió por completo el proceso de recarga o cuando se realizan demasiadas simplificaciones en las hipótesis del estudio.
2. No tomar en cuenta la Variabilidad espacial y temporal
3. Error de medición: depende del equipo usado y de las habilidades de quien está encargado de tomarlas. Es el tipo de error que generalmente se considera.
4. Error de cálculo: puede evitarse si se verifican cuidadosamente las unidades y la exactitud del programa que se está utilizando.

Comparación entre regiones húmedas y áridas

Regiones húmedas	Regiones áridas
La tasa de recarga es limitada por la habilidad del acuífero para almacenar agua	La tasa de recarga es limitada por la disponibilidad de agua en la superficie
La recarga por precipitación es dominante	La recarga localizada es dominante
El proceso de recarga es más o menos continuo	El proceso de recarga es intermitente
La recarga se da en las partes altas del terreno	La recarga se localiza en las partes bajas del terreno
El movimiento dominante es el descendente y produce	El movimiento dominante es el ascendente dándose un

lixiviación y desgaste de rocas	enriquecimiento de sales
Los cuerpos superficiales de agua constituyen áreas de descarga	Los cuerpos superficiales de agua constituyen áreas de recarga
Los niveles freáticos permanecen cerca de la superficie, por lo tanto la zona no saturada es de poco espesor	Los niveles freáticos son profundos, por lo tanto la zona no saturada es de gran espesor

Clasificación de los métodos para estimar la recarga

Algunos autores (Scanlon et al. 2002) consideran apropiado realizar una clasificación según la procedencia de los datos que utiliza cada técnica incluyendo una clasificación secundaria donde los métodos se subdividen en técnicas físicas, técnicas de trazadores y modelos numéricos; así, el primer grupo incluye los métodos que toman datos del agua ubicada en la superficie, el segundo grupo está constituido por las técnicas que utilizan los datos de la zona no saturada y finalmente el tercer grupo reúne los métodos que utilizan los datos de la zona saturada.

Otros autores como Lerner (1990) y Samper (1997), utilizan otra clasificación para los diferentes métodos de estimación de la recarga subterránea, y será la adoptada en este artículo:

1. Medidas directas.
2. Balance de Agua.
3. Técnicas de Darcy.
4. Técnicas de Trazadores.
5. Métodos Empíricos.

MEDIDAS DIRECTAS

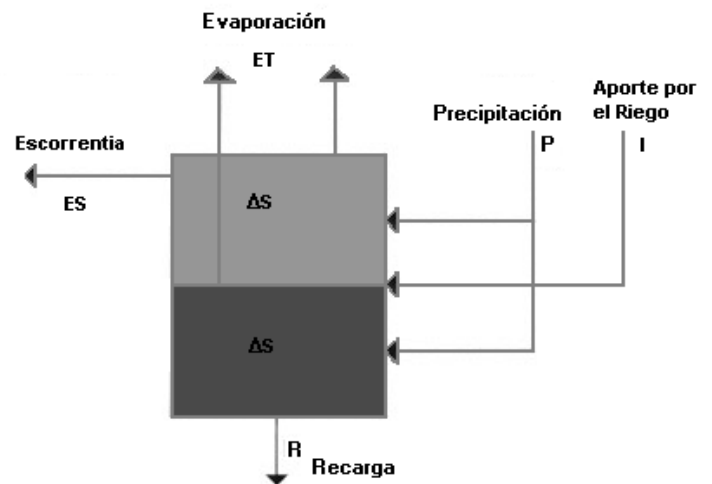
Descripción del método

Las medidas directas tienen la ventaja de un balance de masa implícito (Lerner et al., 1990), sin embargo, los métodos de medición directa son costosos y proporcionan únicamente medidas puntuales. Solamente la recarga producida por la precipitación y aquella que se da por las pérdidas de canales son medidas directamente con alguna frecuencia.

El único método que se puede aplicar en la práctica de medidas directas del flujo de recarga es el lisímetro (Lerner et al., 1990), en el cual los diferentes componentes del balance de agua se miden con exactitud.

Los lisímetros son tanques o bloques instrumentados llenos de suelo alterado o inalterado, con o sin vegetación donde el flujo que circula a través de él puede ser medido; el bloque de suelo es aislado hidrológicamente del suelo que lo rodea, pero es una muestra representativa porque tiene la misma vegetación y está expuesto al mismo clima.

Figura 3. Esquema de Balance hídrico en el suelo.



El balance de agua que realiza un lisímetro se basa en la medida del volumen de todos los componentes del mismo y puede representarse mediante la siguiente expresión

$$I + P = ET + ES + R \pm \Delta S \quad (1)$$

ET = evapotranspiración

P = precipitación

I = aporte debido al riego

R = recarga

ES = escorrentía superficial

ΔS = cambio en el almacenamiento

Donde todos los componentes pueden ser medidos excepto la ET.

Ventajas y desventajas de los lisímetros

El costo de la construcción de un lisímetro es alto y solamente dan medidas puntuales de la recarga, además, por necesitarse un monitoreo en un intervalo grande de tiempo los costos aumentan más. Por lo tanto su uso solo se justifica donde las condiciones permitan extender la medida a toda el área de captación.

El solo hecho de construir un lisímetro altera el suelo, y se necesita humedad y tiempo para retornar a las condiciones naturales.

El uso de lisímetros como herramienta preventiva es común en los trabajos de protección de los recursos de agua subterránea. Es más fácil y menos costoso usar un lisímetro para detectar los contaminantes potenciales antes de que ellos alcancen los recursos que se desean proteger.

Los lisímetros tienen la capacidad de superar el problema del flujo bajo, y si la profundidad es suficiente, las variaciones de año a año, pero los problemas de la variabilidad lateral, el costo y las modificaciones del régimen de humedad del suelo permanecen sin resolver (Allison, 1988).

El intervalo de tiempo en el cual un lisímetro puede arrojar resultados confiables va desde instantáneo hasta estacional o anual, si se busca estimar la recarga a un acuífero en un instante determinado este método es

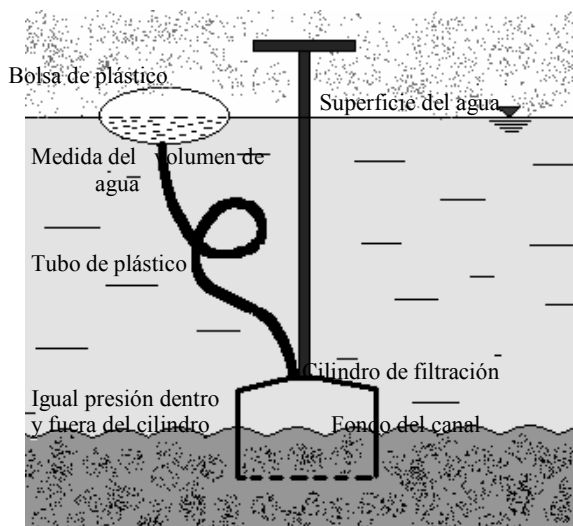
perfectamente aplicable, si por el contrario se busca estimar la recarga en un evento o en un período estacional o anual este método puede utilizarse pero mediante la integración de resultados de escalas menores (Samper F.J., 1997).

Medidores de infiltración

Los medidores de infiltración han sido desarrollados para medir recarga en canales de riego y ríos. Este método consiste en una “campana de filtración” o cilindro el cual es introducido dentro del sedimento en la base de un canal; junto al cilindro está un tanque de agua, la tasa a la cual el agua dentro del cilindro se infiltra es determinada por cambios en el volumen del tanque (Lerner et al., 1990).

El cilindro es insertado mientras la manguera se deja abierta para permitir que escape el aire y el exceso de agua. La bolsa plástica permanece sujeta a la manguera y flota justo bajo la superficie.

Figura 4. Medidor de filtración de cabeza constante para lechos de canales.



Lerner et al (1990)

El volumen de la bolsa es medido luego de que haya pasado un tiempo y la tasa de infiltración se calcula con la siguiente expresión:

$$q = \frac{(V_1 - V_2)}{(\pi \cdot r^2 \cdot t)} \quad (2)$$

donde:

q = tasa de infiltración (L/T)

V1 = volumen inicial (L3)

V2 = volumen luego de un tiempo t (L3)

r = radio interno del cilindro de infiltración

Los medidores de infiltración son livianos y fáciles de transportar, su costo es relativamente bajo, son simples de operar y las mediciones se hacen en corto tiempo.

Un requisito indispensable para el uso de este método es que la base del canal debe ser suave para poder insertar el cilindro, sin embargo se pueden encontrar dificultades en suelos de grava o pedregosos; en suelos arenosos se presenta un inconveniente ya que los remolinos que se crean pueden lavar la zona que rodea el cilindro dando así tasas más altas de infiltración.

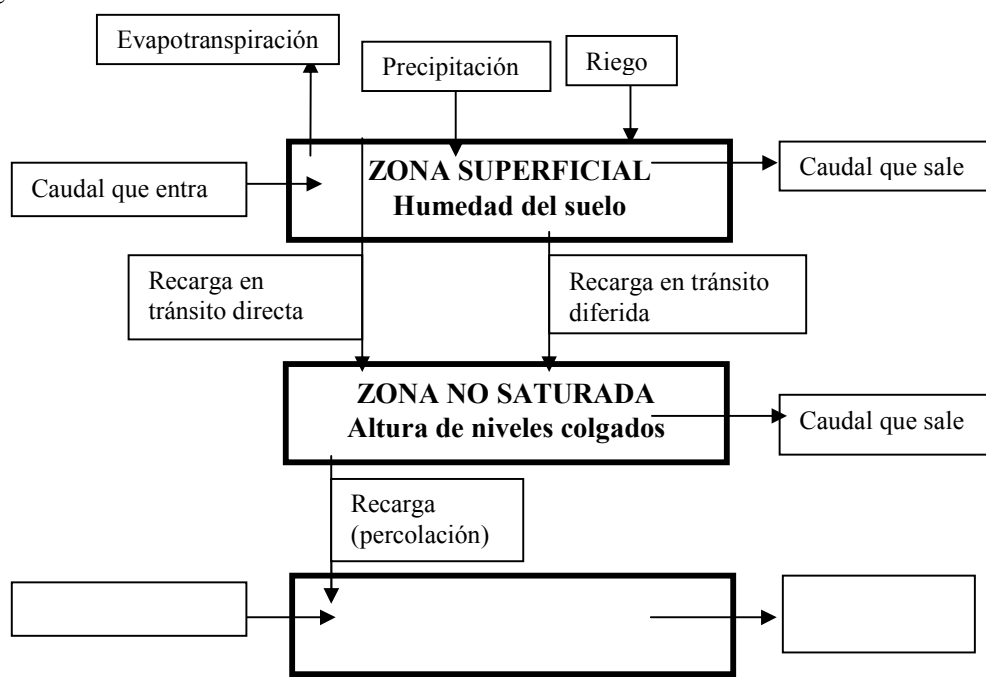
El medidor de infiltración no es la mejor opción para estimar pérdidas por infiltración para el canal completo, sin embargo son excelentes para la localización de áreas de alta infiltración a lo largo de la longitud del canal.

METODO DE BALANCE DE AGUA

Definición del Método

Para hacer el balance hídrico se aplica el principio de la conservación de masa a una cierta región de volumen conocido (volumen de control), definida por unas condiciones de frontera, durante un período de tiempo. La diferencia en las entradas y las salidas debe ser igual al cambio en el almacenamiento de agua. La mayor parte de los métodos de balance de agua determinan la recarga a partir de los demás componentes, este tipo de balances se puede hacer en la zona superficial, en la No saturada y en la saturada (Samper F.J., 1997).

Figura 5. Diagrama de balance hídrico.



Samper F.J. (1997).

Hay diferentes expresiones para calcular la recarga a partir de un balance hídrico según el volumen de control escogido y según las subdivisiones que se hagan a las entradas, salidas o cambios en el almacenamiento. La expresión más sencilla puede ser:

$$R = P - E_s - ET - \Delta S \quad (3)$$

Siendo: R = recarga

P = precipitación

E_s = escorrentía

ET = evapotranspiración

ΔS = cambio en el almacenamiento

Esta ecuación es válida si se asume que la recarga es igual al flujo subterráneo o descarga y si se toma la precipitación (P) como única entrada al sistema, luego de asumir que la divisoria de la cuenca coincide con la divisoria de aguas subterráneas y por lo tanto no hay entrada de flujo desde acuíferos vecinos (Freeze y Cherry, 1979).

Tipos de balance

Lerner et al. (1990) presenta algunos tipos de balance hídrico, y más tarde diferentes autores (Scanlon et al, 2002; Samper, 1997) hacen referencia a este mismo texto:

Balance de humedad del suelo. En el cual la lluvia y la evapotranspiración potencial constituyen los datos de entrada al balance y la evapotranspiración real y la recarga son los datos de salida. Este método corresponde al esquema de balance de la Figura (5).

Un aspecto crítico en el uso de un modelo de balance es el intervalo de tiempo usado. Si se utilizan largos intervalos manteniendo los mismos parámetros se pueden presentar valores de recarga muy bajos o inclusive nulos.

Balance de ríos y canales de agua. Puede realizarse por dos métodos:

1. Medidas de caudal → La manera más sencilla para estimar las pérdidas por transmisión a lo largo de un canal ya sea natural o de irrigación es mediante un balance de agua del flujo. La recarga en un canal se puede expresar con la siguiente ecuación:

$$R = Q_{A.Arriba} - Q_{A.Abajo} + \sum Q_{entra} - \sum Q_{sale} - E - \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (4)$$

donde:

Q: caudal

Q_{A.Arriba} : Flujo aguas arriba

Q_{A.Abajo} : Flujo aguas abajo

Q_{entra} : Flujo que llega de los arroyos tributarios, efluentes urbanos e irrigación

Q_{sale} : Flujo que sale

E: Evaporación de cuerpos superficiales de agua o lechos de río

ΔS: cambio en almacenamiento en el canal y en la zona no saturada

2. Encharcamiento → La recarga se estima midiendo la disminución del nivel del agua luego de haber aislada una sección del canal. Cuando las pérdidas por evaporación y cualquier precipitación que entra han sido tenidas en cuenta, la caída neta en el nivel de agua se atribuye a la infiltración. La tasa de pérdidas por infiltración por unidad de longitud se calcula con la siguiente expresión:

$$q = (d_1 - d_2) \frac{(W_1 + W_2)}{(2t)} \quad (5)$$

donde:

q = tasa de infiltración por unidad de longitud (L³/T/L)

d₁ = profundidad media inicial (L)

d₂ = profundidad media después de un tiempo t (L)

W₁ = ancho promedio inicial (L)

W₂ = ancho promedio para después de un tiempo t (L)

El uso de este método no es muy conveniente debido a que el canal debe estar fuera de servicio por varios días y es más costoso que usar medidores de infiltración.

Aumento del Nivel Freático: El volumen almacenado producto de un aumento del nivel freático es igual a la recarga, luego de tener en cuenta otros flujos de entrada y salida como pozos de bombeo y flujo entre acuíferos.

Este método es quizás el más utilizado para estimar la recarga. Entre sus ventajas, cabe citar su sencillez e independencia respecto al mecanismo de desplazamiento del agua en la zona no saturada (Healy y Cook, 2002).

La recarga se calcula utilizando la siguiente expresión:

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (6)$$

donde:

S_y = rendimiento específico

h = altura del nivel freático

t = tiempo

La altura del nivel freático se determina mediante la construcción de pozos. El nivel freático medido en un pozo de observación es representativo de un área de al menos varios metros cuadrados, por lo que no corresponde a una medida puntual. Sin embargo, el método tiene sus limitaciones (Healy y Cook, 2002):

1. Proporciona mejores resultados si se aplica para niveles freáticos superficiales.
2. Los pozos deben localizarse de manera que los niveles freáticos sean representativos de toda el área de recarga.
3. El método no se puede tener en cuenta para recarga en condiciones estables.
4. Identificar la causa de las fluctuaciones del nivel freático es un asunto complejo así como calcular el valor del rendimiento específico debido a la heterogeneidad del acuífero.

Descarga de la cuenca:

Descarga promedio = Recarga neta promedio + tasa de extracción

Si el acuífero no es explotado, la tasa de extracción es cero, por lo tanto:

Descarga promedio = Recarga neta promedio

Las posibles rutas de descarga de una cuenca incluyen manantiales, ríos, lagos y mares. La descarga de manantiales se puede determinar a partir de afloramientos de aguas abajo, haciendo la corrección por las pérdidas en el canal; la descarga por ríos se estima mediante análisis de la hidrógrafa; y la descarga por lagos y mares se determina a partir de medidas de conductividad hidráulica y permeabilidad (Healy y Cook, 2002).

En cuencas donde hay abundancia de corrientes superficiales de agua, se puede estimar la recarga subterránea a partir de la separación de la hidrógrafa. El uso del flujo base para estimar la recarga se basa en el balance de agua

$$R = Q_{\text{sale}}^{\text{subt}} - Q_{\text{entra}}^{\text{subt}} + Q^{\text{FB}} + ET^{\text{subt}} + \Delta S^{\text{subt}} \quad (7)$$

donde la recarga se iguala a la descarga (Scanlon et al. 2002).

Sin embargo, la descarga del flujo base no necesariamente es igual a la recarga, porque existen otros factores como el bombeo, la evapotranspiración y el flujo hacia acuíferos profundos, los cuales pueden ser significativos (Scanlon et al. 2002). Por lo tanto, si los cálculos de flujo base son usados como indicadores de la recarga promedio, esto podría introducir un error importante porque el flujo base representaría solo una parte pequeña de la descarga total (Sophocleous, 2000).

Ventajas y desventajas

Los métodos de balance ofrecen gran disponibilidad de datos para su aplicación; son fáciles de aplicar, rápidos y de bajo costo; toman en cuenta toda el agua que entra al sistema y están disponibles para todas las fuentes de recarga.

La forma más común para estimar la recarga es el método residual. La mayor limitación es que la exactitud de la estimación depende de la exactitud con la cual fueron medidos los otros componentes (Scanlon et al. 2002).

En algunos casos se realizan grandes simplificaciones a la ecuación de balance con el propósito de utilizar menos

variables pero corriendo el riesgo de añadir mayores incertidumbres al resultado final (Freeze y Cherry, 1979).

Los balances de agua fueron desarrollados inicialmente en zonas húmedas, y por lo tanto su validez en zonas áridas y semiáridas es bastante discutible. Sus resultados pueden llegar a ser más confiables cuando se realiza el balance en suelos más desarrollados, donde se presentan mayores condiciones de humedad (Samper, 1997). En regiones áridas y semiáridas la aplicación de este método es más difícil porque la precipitación en general es solo ligeramente diferente de la evapotranspiración real, errores pequeños en estos dos componentes causan grandes errores en la estimación de la recarga (Hendrickx y Walker, 1997).

Las ventajas asociadas a este método, como el relativo bajo costo de inversión y mantenimiento, la capacidad de múltiples localizaciones, la facilidad de procesamiento de los datos y la aceptable precisión para numerosas aplicaciones, hacen que se compensen las limitaciones, convirtiéndose esta técnica en una de las más aplicadas fundamentalmente en estudios encaminados a la determinación de la evapotranspiración (Hatfield, 1990. En: López, R. 1997).

METODO DE TRAZADORES

Los trazadores son sustancias que se encuentran en el agua y se pueden detectar por medios visuales o analíticos (Lopez R, 1997) y sirven para definir caminos preferenciales de flujo (Hendrickx y Walter, 1997), identificar mecanismos responsables de generación de flujo, identificar fuentes de solutos y sistemas de contaminación, calcular el ciclo biológico de nutrientes dentro de un ecosistema, determinar fuentes de recarga etc. (Kendall y Caldwell, 1998). Los trazadores pueden utilizarse para determinar las fuentes que originan la recarga, donde hacen el papel de señalizadores, o para determinar la cantidad de flujo que alcanza las reservas subterráneas. La técnica de señalizadores consiste en inyectar un trazador y luego rastrearlo en un área determinada (Lerner et al., 1990).

El principio general del método de trazadores es el balance de masa del trazador, en el cual se asume que el agua y el trazador son transportados a la misma tasa.

$$r Tr = p Tp + fd \quad (8)$$

r = tasa de recarga promedio

Tr = concentración promedio del trazador en la recarga

p = precipitación promedio

Tp = concentración promedio del trazador en la precipitación

fd = masa del trazador en la zona vadosa

Para que se presente el caso ideal, la concentración del trazador debería incrementar con la profundidad hasta que se alcance una concentración estable. Esto indica que no se puede presentar evaporación bajo esta profundidad y que la ecuación (8) puede ser aplicada.

Tipos de trazadores

Los trazadores pueden ser añadidos deliberadamente o pueden estar presentes en el ambiente, bien como resultado de la actividad humana o como consecuencia de procesos exclusivamente naturales, los primeros se conocen como trazadores artificiales o aplicados y los últimos como trazadores ambientales. Los isótopos son los trazadores ambientales más utilizados y pueden dar buena cuenta de los procesos hidrológicos que se desarrollan en una cuenca.

Algunos autores (Hendrickx y walter, 1997) definen un tercer tipo de trazador y lo denominan histórico, el cual es depositado en altas concentraciones en la superficie del suelo por algún evento histórico. El principio de los trazadores históricos es el mismo que el de los trazadores artificiales, excepto que fueron depositados por algún evento histórico; estos eventos pueden ser desde un cambio en la práctica de la agricultura, hasta la contaminación de las fábricas, incluyendo los derrames de contaminante (Nativ et al. 1995. En: Scanlon et al., 2002) o las pruebas nucleares en la atmósfera. Un importante subconjunto de los trazadores históricos son los que entraron a la atmósfera como resultado de las pruebas nucleares durante los años 1950s-1960s y son usados para estimar tasas de recarga durante los últimos 50 años (Scanlon et al., 2002).

En la mayoría de los casos el trazador se utiliza para seguir el movimiento del agua, por lo cual debe moverse con el agua y ser soluble, no debe ser reactivo y no se debe transformar durante el transporte, por supuesto necesita ser medible y extraído fácilmente del suelo. Para trazadores artificiales hay restricciones adicionales: bajos niveles naturales del trazador en el ambiente, baja toxicidad y baja radioactividad. Para trazadores ambientales es deseable tener grandes variaciones naturales de las concentraciones del trazador en el paisaje, estas restricciones usualmente indican que solo aniones o moléculas de agua isotópicamente rotuladas se pueden usar.

Principales trazadores

Isótopos. Son átomos del mismo elemento que tienen diferente número de neutrones lo que significa que tienen diferente masa.

Los isótopos pueden ser ambientales o artificiales. Los ambientales se subdividen en estables y radioactivos; los radioactivos o inestables son los que presentan cambios en el número de protones y neutrones que producen una transformación del núcleo del elemento; este proceso se conoce como decaimiento radiactivo, los núcleos se desintegran espontáneamente en el tiempo para formar otros isótopos; los estables son aquellos cuya relación entre el número de neutrones y protones no cambia, son núcleos que no se transforman en otros isótopos en escalas de tiempo geológicas, pero ellos mismos pueden ser producidos por el decaimiento radiactivo de otros isótopos. Los isótopos más importantes desde el punto de vista hidrológico son los siguientes:

- Isótopos del Hidrógeno: ^1H (estable), ^2H (deuterio, estable) y ^3H (tritio, inestable)

- Isótopos del Oxígeno: ^{16}O (estable), ^{17}O (inestable) y ^{18}O (estable)
- Isótopos del carbono: ^{12}C (estable), ^{13}C (estable) y ^{14}C (inestable)

Los isótopos del agua permiten tener información sobre la renovación de las aguas en los acuíferos (recarga), identificación de las aguas antiguas (origen y edad del agua), interconexiones hidráulicas entre varios acuíferos, mezcla de agua de origen diferente, interacciones rocas- CO_2 , hidrodinámica de los acuíferos (flujo y edad), intrusión de aguas marinas en acuíferos costeros, vulnerabilidad de los acuíferos a la contaminación (origen y circulación de los contaminantes), identificación de las aguas termo-minerales, etc.

Los isótopos de un cierto elemento poseen ligeras diferencias en sus propiedades físicas y en mucho menor medida en sus propiedades químicas. Debido a la diferencia de masas sufren un proceso denominado “fraccionamiento”, definido como el fenómeno en el que la composición isotópica de un elemento cambia por la transición desde un estado físico o una composición química a otro. Se distinguen 3 procesos de “fraccionamiento” de isótopos dependientes de la masa: termodinámico, cinético y fraccionamiento de transporte durante procesos de difusión.

Como un resultado de los procesos de “fraccionamiento”, agua y soluto desarrollan a menudo una composición isotópica (relación de isótopos pesados respecto a isótopos livianos) única que puede ser indicativo de la fuente o del proceso que los formó. Los principales isótopos utilizados en la estimación de la recarga son:

- OXIGENO-18 Y DEUTERIO. El Oxígeno (^{18}O) y el Deuterio (^2H) han sido particularmente valiosos para determinar procesos y el origen del agua subterránea debido a que sus contenidos se consideran conservativos una vez que el agua ha entrado en el acuífero. Sin embargo, poseen dificultades en cuantificar las estimaciones de recarga porque estos isótopos no son conservativos en la zona no saturada y están sujetos a fraccionarse y a la evaporación (De Vries y Simmers, 2002). La relación del contenido $\delta^{18}\text{O}$ y δD de la precipitación en muchísimos sitios del planeta se graficó y se obtuvo la siguiente relación:

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (9)$$

La recta definida por la expresión anterior se llama Línea meteórica mundial (Global Meteoric Water Line) (GMWL o MWL) o línea de Craig. Se asume que el agua que cae en la línea ha sido originada en la atmósfera, y las desviaciones que se presenten pueden ser ocasionadas por la interacción agua-roca, las reacciones H_2S , la evaporación de cuerpos de agua y la condensación.

- TRITIO. El tritio ambiental o natural es aquel que se infiltró en el suelo como consecuencia de las pruebas termonucleares llevadas a cabo en la atmósfera durante las décadas de 1950 y 1960, las cuales motivaron el incremento en la concentración de tritio en la lluvia. El contenido de tritio en el agua precipitada está condicionado por la latitud, proximidad al mar y distancia a fuentes artificiales o zonas de ensayos termonucleares. Estos factores, junto a su desintegración radioactiva, permiten

utilizarlo como indicador de la presencia de aguas recientes en los acuíferos y determinar, bajo ciertas condiciones, zonas de recarga aparente.

Existen 3 técnicas para estimar las tasas de recarga a partir de los perfiles de tritio en la zona no saturada (Allison, 1988):

1. A partir de la posición del pico de la precipitación radioactiva
2. A partir de la forma del pico de tritio en el suelo
3. A partir de la cantidad total de Tritio almacenado en el perfil

También se puede utilizar como trazador artificial, sin embargo, su concentración se puede ver afectada por la absorción de las plantas y la evaporación, además requiere un equipo de medición relativamente costoso y su uso puede ser prohibido por las leyes de protección ambientales; su uso como trazador artificial no se recomienda debido a la radioactividad involucrada y a la dificultad en su aplicación (Hendrickx y Walker, 1997).

- **CLORURO.** Es el trazador ambiental más importante que se ha usado para estimar tasas de recarga subterránea bajo un amplio rango de condiciones climáticas, geológicas y de suelo (Hendrickx y Walker, 1997). Tiene la ventaja de que no es volátil, por lo que no se producen pérdidas debido a la evaporación.

La recarga se puede determinar mediante un balance de masa de cloruro (CMB) donde la masa que entra al sistema (P), multiplicada por la concentración de cloruro en la precipitación (C_P), es igual a la masa que sale del sistema (drenaje, D) multiplicado por la concentración de cloruro en el agua drenada en la zona no saturada (C_{NS}), siempre y cuando se asuma que la escorrentía superficial es cero:

$$PC_P = DC_{NS} \quad D = \frac{PC_P}{C_{NS}} \quad (10)$$

El drenaje es inversamente proporcional a la concentración de cloruro en la zona no saturada, por lo tanto el flujo máximo de agua drenada que se puede estimar depende de las incertidumbres presentes en las medidas de las bajas concentraciones de cloruro y de la posible contribución de cloruro proveniente de otras fuentes. Teniendo en consideración lo anterior, el máximo drenaje que puede determinarse es 300mm/año (Scanlon et al. 2002).

Cloruro-36: Se produce de manera natural y también por pruebas nucleares. Su vida media, es decir, el tiempo que tarda un isótopo en perder la mitad de su actividad radiactiva original, es de aproximadamente 3×10^5 años lo que lo hace atractivo para estudiar los sistemas subterráneos que presentan bajas tasas de recarga, sin embargo la concentración pico de ^{36}Cl no es un método apropiado para áreas de baja recarga, porque en estas regiones el pico del trazador aún no ha atravesado la zona de raíces ya que este se introdujo a la atmósfera en la década de los 50s con las pruebas nucleares (Allison, 1988).

- **Carbono-14-13.** El método isotópico tradicional utilizado para determinar el tiempo de tránsito de las aguas subterráneas se basa en la determinación de la actividad del carbono-14. Dicho isótopo tiene una vida media de 5730

años. Los contenidos de C-14 se expresan como porcentaje (pmc, partes de carbono moderno) los valores superiores a 100pmc corresponden a la presencia en las aguas subterráneas de carbono inyectado en la atmósfera durante la época de ensayos termonucleares (1950-1970).

El segundo isótopo de carbono utilizado habitualmente en estudios hidrogeológicos es el carbono-13. Este isótopo es estable y los contenidos de ^{13}C se utilizan en los modelos que corrigen la actividad inicial del ^{14}C y también como indicador de diversas fuentes de carbono en las aguas subterráneas.

- **Otros isótopos.** Existen otros isótopos además de los ya presentados. Para la datación de las aguas recientes se utiliza $^3\text{He}/^3\text{H}$, Clorofluorcarbonados (CFCs) o Hexafluoruro de Azufre (SF_6). Para datación de agua de más de 40000 años, se pueden utilizar ^{81}Kr , ^4He y $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Para los estudios de contaminación del agua se utilizan de isótopos como ^{15}N y ^{18}O de los nitratos, y ^{34}S y ^{18}O de los sulfatos. El boro-11 juega un papel potencial importante en los estudios de contaminación, especialmente en casos de intrusión de agua salada en un acuífero de agua dulce. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se utiliza regularmente para definición del origen de salinización, movimiento de aguas subterráneas e interacciones con las rocas.

Nitrato. Puede usarse para obtener información de la tasa de movimiento de agua en la zona no saturada. En áreas agrícolas sus concentraciones han aumentado desde 1950 por efecto del uso de los fertilizantes nitrogenados, especialmente en áreas de cultivo de manejo intensivo. El Nitrato se ha sugerido como trazador para estimar la recarga debido a su solubilidad y movilidad y porque su concentración se afecta por cambios mayores en el uso de la tierra (Edmunds, et al. 1988). La mayor dificultad que se presenta es que durante su transporte el nitrato se puede reducir a amoníaco o puede ser absorbido por las plantas dentro de la zona de raíces y ser removido del sistema del suelo, condiciones que hacen difícil totalizar la cantidad de trazador (Hendrickx y Walker, 1997).

Bromuro. Este trazador es usado ampliamente porque su concentración antecedente es despreciable en la mayoría de los ambientes, es muy móvil y su comportamiento es muy similar al de los nitratos y los cloruros y es relativamente económico y fácil de detectar. El bromuro se aplica usualmente en la superficie del suelo y se mide su distribución en el perfil del suelo luego de que el agua que llega a través de la precipitación o la irrigación se infiltra. También se ha utilizado para inferir las tasas de recarga producidas por exceso de irrigación (Rice et al., 1986)

La Temperatura. La temperatura puede usarse como trazador con el fin de determinar cuándo el agua fluye por corrientes efímeras (en especial en zonas áridas) y para estimar la infiltración proveniente de cuerpos de agua superficiales. El procedimiento consiste en monitorear la temperatura a varias profundidades, dependiendo de las escalas de tiempo y el tipo de sedimento (Scanlon et al. 2002). La temperatura medida se combina con un código de flujo saturado no isotérmico, cuyo propósito es estimar la conductividad hidráulica de los sedimentos y luego

mediante modelamiento inverso se determina la recarga. Sin embargo la aplicación de los métodos térmicos se limita a acuíferos con gran recarga (Custodio, 1997).

Colorantes. De todos los tipos de trazadores existentes quizás los más simples sean los colorantes, que se aplican como solutos al agua de infiltración detectándose visualmente. Los distintos tipos de colorantes que se han utilizado, interaccionan con el suelo, lo que supone un inconveniente del método. Por otra parte, muchos colorantes orgánicos también están sujetos a degradaciones químicas y biológicas, retardándose así su transporte. El proceso de detección del colorante es destructivo, por lo que resulta más laborioso y difícil cuanto mayor sea la profundidad del suelo a estudiar (López R, 1997). Una alternativa de uso de trazadores ópticos es la utilización de sustancias que sean detectables por medios analíticos.

Uso de trazadores para estimar la recarga

La mayoría de las técnicas de trazadores están basadas en suposiciones simples, mientras más complicadas sean las suposiciones de un modelo más inexacto puede llegar a ser.

Hendrickx y Walker (1997) tratan brevemente las suposiciones más comunes:

1. **Efecto de la exclusión de anión:** Los aniones y otros solutos no se mueven a través del suelo en un camino completamente similar al que se mueve el agua debido a la interacción entre la carga de los iones y la que hay en la superficie de los minerales arcillosos (y materia orgánica) los cuales constituyen la parte superior del suelo. El volumen excluido depende del contenido del agua y de la concentración de la solución en el suelo.
2. **Efecto de la vegetación en el trazador:** Algunos modelos de movimiento asumen que las raíces de las plantas no toman ninguna fracción del trazador durante la captación, sin embargo, hay amplia evidencia de que las raíces de las plantas captan una porción significativa de los solutos del suelo, incluyendo los aniones comúnmente usados como trazadores.
3. **Efecto de los macroporos:** Los caminos preferenciales de flujo generalmente surgen de macroporos y de la inclusión de material más permeable dentro de la matriz del suelo. El problema se origina al interpretar los perfiles de trazadores afectados por caminos preferenciales de flujo ya que dichas vías pueden ocasionar que agua y soluto se desvíen de la matriz del suelo con muy poca o nula interacción entre ellos, por lo que el perfil del trazador no daría información del movimiento del agua en el suelo.
4. **Efecto del movimiento lateral del agua:** La escorrentía superficial y el flujo saturado horizontal debido a acuíferos colgados pueden ocasionar que una porción significativa del flujo del trazador nunca entre a la zona profunda del perfil.

Técnicas para estimar la recarga en canales mediante el uso de trazadores

Las técnicas de trazadores tienen algunas aplicaciones para el análisis de pérdidas por filtración en los lechos de los ríos, estos métodos fueron mencionados por Lerner et al. (1990):

1. Penetración en el lecho
2. Punto de dilución
3. Técnica de los dos pozos

Penetración en el lecho: Fue desarrollada originalmente utilizando sal como trazador, se esparcen los cristales en el lecho y luego se inserta una sonda de conductividad eléctrica en el sedimento del canal. Las medidas de la profundidad, a la cual se presenta el pico de la conductividad, denotan la distancia transcurrida por el agua infiltrada durante el período comprendido entre la inyección y el muestreo, a partir de la cual se puede calcular la tasa de infiltración:

$$q = \frac{d \cdot p}{t} \quad (11)$$

donde:

q: tasa de infiltración

p: porosidad

d: profundidad del pico de la conductividad hidráulica en el tiempo t

t: tiempo comprendido entre la inyección y la toma de las medidas de profundidad y conductividad hidráulica.

Punto de dilución ó método de un pozo: Este método permite calcular la velocidad de filtración a cierta distancia del canal, mediante la adición de una concentración conocida de un trazador a un barreno dentro del estrato adyacente, y luego el monitoreo de la tasa de dilución de este trazador (Halevy et al., 1967. En: Lerner et al., 1990). La concentración se estima indirectamente a través de mediciones de conductividad en el agua.

La velocidad de filtración puede ser calculada a partir de la siguiente expresión:

$$v_f = \frac{\left[\pi r_1 \ln \left(\frac{c_0}{c_t} \right) \right]}{(2at)} \quad (12)$$

donde:

v_f = velocidad de filtración

r_1 = radio interno de la rejilla del pozo

c_0 = concentración original del trazador

c_t = concentración del trazador luego de un tiempo t

a = factor de corrección que permite la distorsión hidrodinámica

Los trazadores radiactivos son muy convenientes porque se pueden medir fácilmente a muy bajas concentraciones, evitando las variaciones en la densidad del agua cuando se inyectan grandes cantidades de trazador (Lerner et al., 1990).

La tasa de pérdidas por filtración por unidad de longitud del canal es dada por la siguiente expresión:

$$q = 2 \sum v_{fi} d_i \quad (13)$$

donde:

q = tasa de filtración por unidad de longitud del canal
 v_{fi} = velocidad de filtración en el punto de medida i
 d_i = longitud del barreno sobre la cual v_{fi} aplica

El multiplicador 2 es necesario si el experimento se lleva a cabo a un solo lado del canal. Sin embargo, es aconsejable realizar esta prueba en ambos lados del canal.

Método de dos pozos: Consiste en introducir un trazador dentro del barreno de inyección y monitorear su llegada en otro barreno ubicado aguas abajo en la dirección del gradiente. La curva de penetración (concentración de trazador contra tiempo) se grafica, y se usa el tiempo de tránsito promedio para calcular la velocidad de filtración (Lerner et al., 1990)

$$v_f = \frac{L}{t_m} p \quad (14)$$

donde:

v_f = velocidad de filtración

L = separación entre barrenos

t_m = tiempo de tránsito promedio

p = porosidad

La velocidad de filtración puede ser luego usada para calcular el flujo de filtración utilizando la ecuación (13).

Ventajas y desventajas

Según Hendrickx y Walker (1997) los métodos de trazadores tiene grandes ventajas, principalmente porque su movimiento es gobernado por el flujo de agua promedio que conduce la recarga en el suelo, no son necesarias visitas al campo frecuentes, es posible estimar flujos más pequeños que con los otros métodos, y además, en muchas ocasiones el método de trazadores es la única alternativa posible de utilizar.

Uno de los principales aspectos positivos del uso de trazadores ambientales es que representan, al menos en una primera aproximación, una entrada uniforme al sistema zona no saturada-acuífero. Sin embargo, el principal inconveniente de los isótopos es que solo pueden ofrecer una medida indirecta de la recarga, lo cual puede ocasionar sobreestimación o subestimación. No obstante, la utilización de múltiples trazadores puede ayudar a superar esta desventaja (Allison et al., 1994. En: López R, 1997). El uso de varios trazadores ofrece probablemente la mejor alternativa para llegar a resultados fiables en estudios locales, en regiones áridas o semiáridas, que requieren información "puntual", sin embargo, muchos estudios indican que este enfoque no es cierto ya que el flujo preferente contribuye en algunos casos al 90% de la recarga estimada total, por lo tanto, los resultados obtenidos con trazadores deben ser interpretados con precaución en áreas con flujo multimodal en la zona no saturada (De Vries y Simmers, 2002).

APROXIMACIONES DE DARCY

Fundamentos del método

La estimación de la recarga con la técnica de Darcy consiste en encontrar valores de cabezas hidráulicas a partir de las ecuaciones de Richards, en la zona no saturada, y Boussinesq, en la zona saturada, contando con datos de conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y contenido de humedad, y mediante el uso de técnicas analíticas o modelos numéricos, según la simplicidad de las condiciones de campo o la cantidad de simplificaciones asumidas.

Con las cabezas hidráulicas se determina la velocidad de filtración o el flujo de agua, teniendo este valor se halla el caudal y con este último se realiza un balance de masa donde se conoce el volumen de agua que entra y sale del sistema y se estima el volumen de agua que queda almacenado en él, el cual equivale a la recarga.

La ley de Darcy relaciona la velocidad de filtración (q) con la conductividad hidráulica (k) y el gradiente hidráulico ($i = \frac{\partial h}{\partial z}$).

$$q = -k \cdot i = -k \frac{\partial h}{\partial z} \quad (15)$$

Siendo z la altura sobre el nivel de referencia

Para obtener las ecuaciones de flujo en la zona no saturada y en la zona saturada es necesario combinar la ecuación de Darcy con la ecuación de continuidad:

- Para la zona no saturada:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - R_w \quad (16)$$

Donde:

$\frac{\partial \theta}{\partial t}$ = variación de la humedad con el tiempo

$\frac{\partial q}{\partial z}$ = variación de q con la distancia recorrida

R_w = extracción de agua por las raíces (este término algunas veces no es tenido en cuenta)

Combinando las ecuaciones (15) y (16) se obtiene la siguiente expresión:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} - R_w \quad (17)$$

La cual se aplica para flujo vertical (porque solo involucra una dirección) en la zona no saturada y se conoce como la ecuación de Richards (1931).

- Para la zona saturada:

Masa que entra = $\rho \cdot q$, siendo ρ la densidad del fluido, en este caso el agua

$$\text{Masa que sale} = \left(\rho \cdot q + \frac{\partial \rho q}{\partial z} \right) \quad (18)$$

Por lo tanto:

$$\text{Diferencia de masa} = -\rho \left(\frac{\partial q}{\partial z} \right) - \left(q \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \quad (19)$$

utilizando la ley de Darcy se tiene:

$$\frac{\partial q}{\partial z} = -k \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad (20)$$

y combinando las ecuaciones (19) y (20) se obtiene la ecuación de Boussinesq o ecuación de flujo en la zona saturada

$$\text{En unidirección} \quad \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} = k \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) = k \nabla^2 h \quad (21)$$

$$\text{Endosdirecciones} \quad S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(T \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right)$$

Esta expresión involucra la transmisividad (T) y el coeficiente de almacenamiento (S).

La ecuación de Richards busca obtener una estimación de la recarga potencial, mientras que la ecuación de Boussinesq busca obtener una estimación de la recarga real.

Las expresiones anteriores se pueden resolver analíticamente o por métodos numéricos. Cuando las suposiciones usadas para derivar una solución analítica se consideran muy simplistas e inapropiadas se puede seleccionar un modelo numérico.

Modelos numéricos

Los modelos numéricos permiten evaluar en detalle los efectos de las propiedades hidráulicas en la zona vadosa en la recarga subterránea (Hendrickx y Walker, 1997).

Hendrickx y Walker (1997) clasifican los modelos disponibles para estimar la recarga en tres grupos, de los cuales 2 corresponden a aproximaciones de Darcy, y el tercero se conoce como modelo numérico de tanque y se fundamenta en el balance hídrico.:

Modelos numéricos en la zona vadosa. Se desarrollaron para simular el flujo de agua y el transporte de solutos a través de la zona vadosa hasta el acuífero. Están basados en la partición del perfil del suelo en un número de capas homogéneas, cada una con características y propiedades hidráulicas propias; así, la ecuación de flujo se resuelve numéricamente para cada capa tomando en cuenta el régimen de flujo de las capas que están por encima y por debajo y las condiciones de frontera en el fondo y en la parte superior del perfil del suelo.

La mayoría de estos modelos numéricos resuelven la ecuación de flujo de agua para medios porosos, sin embargo, algunas versiones recientes tienen sub-rutinas que permiten tomar en cuenta los efectos de flujo por macroporos y/o humedad variable.

Modelos de flujo de agua subterránea. Consiste en dar valores de recarga en un modelo de agua subterránea hasta que este predice correctamente los cambios de nivel observados debido a la descarga natural y al bombeo de pozos (Stephens, 1996) (En: Hendrickx y Walker, 1997).

La recarga estimada con este tipo de modelo presenta errores debido a que siempre hay incertidumbre asociada con la conductividad hidráulica, el espesor y el área de extensión del acuífero, así como con las medidas de las cabezas hidráulicas. Sin embargo, este método puede dar un valor espacialmente integrado de la recarga sobre un acuífero y no depende de la variación espacial de las

observaciones puntuales como le sucede a los flujos de recarga en la zona vadosa.

En general, las principales limitaciones que posee un modelo numérico no son las debidas a los dispositivos de cálculo, sino a la formulación de los modelos conceptuales del proceso, a la obtención de valores representativos de las magnitudes que intervienen en el modelo, y a la definición de las condiciones iniciales y de contorno (Scanlon et al. 2002).

Requerimientos de información

Zona no saturada. Para resolver la ecuación de Richards se requiere la curva de retención de agua en el suelo $\theta(h)$ y la curva de conductividad hidráulica no saturada $K(h)$.

Para determinar las propiedades hidráulicas de manera directa muchos procedimientos ofrecen datos de retención de agua y conductividad hidráulica no saturada en forma tabular. Debido a que estas tablas son ineficientes y ofrecen poca exactitud a menudo se usan funciones algebraicas (Hendrickx y Walker, 1997). Frecuentemente se utilizan dos conjuntos de formas de funciones analíticas: las de Brooks y Corey (1966) y Van Genuchten (1980).

En el caso de la solución de modelos numéricos en la zona vadosa, para simular regímenes de recarga se deben imponer en el modelo, aparte de las propiedades hidráulicas, condiciones de frontera, condiciones iniciales y las propiedades de la vegetación (Hendrickx y Walker, 1997). Para algunos modelos numéricos la *condición de frontera superior* solo se puede especificar como una constante, flujo variable linealmente con el tiempo o cabeza de presión en la superficie del suelo. Estos modelos no son apropiados para estudios de recarga porque no es posible saber como es exactamente la condición de frontera en la superficie del suelo antes de que se lleve a cabo la simulación. En la *frontera inferior* existen tres tipos de condiciones que pueden ocurrir: presión constante del agua del suelo; flujo constante en el perfil del suelo bajo la condición de frontera inferior y flujo en función de la profundidad del nivel freático. La *Condición inicial* para un modelo numérico comprende el contenido de agua en el suelo o la distribución de presión con la profundidad al comienzo de la simulación; pueden estimarse o medirse a partir de muestreo gravimétrico, sonda de neutrón, tensiómetros, termocuplas u otros sensores (Hendrickx y Walker, 1997). La *propiedad de la vegetación* más importante es la relación entre la condición de humedad del suelo y el agua que es tomada por las raíces.

Sin embargo, según las condiciones es posible asumir algunas suposiciones, por este motivo Lerner et al. (1990) presenta tres casos posibles que determinan la información requerida y su utilización:

1. Cuando no hay entrada al perfil del suelo desde la superficie.
2. Cuando hay entrada, pero es insuficiente para saturar el suelo.
3. Cuando hay suficiente entrada para saturar el perfil.

No entrada. Cuando no hay entrada de precipitación al perfil del suelo, el contenido de humedad y la presión cerca de la superficie bajan rápidamente debido a la evaporación. Se desarrolla entonces un plano donde el gradiente hidráulico vertical es cero el cual separa el movimiento ascendente del agua (evapotranspiración) y el descendente (drenaje). Este plano se conoce como Plano de Flujo Nulo (ZFP). Este método fue descrito por primera vez por Richards et al. (1956) y ha sido usado en varios estudios (Referencias de estudios En: Scanlon et al., 2002). Consiste en localizar un plano de gradiente hidráulico nulo en el perfil del suelo, de modo que la recarga en un intervalo de tiempo se obtiene mediante la suma de las variaciones del contenido de agua en el suelo por debajo de dicho plano. Desafortunadamente, el método no funciona durante los períodos prolongados de lluvias donde se presentan persistentemente valores altos de infiltración, y el gradiente hidráulico se hace positivo en el sentido descendente a lo largo de todo el perfil del suelo (López R, 1997), además esta técnica es costosa y requiere de gran cantidad de instrumentos y datos, trabaja mejor en regiones donde existen grandes fluctuaciones en el contenido de agua y donde el NF es siempre más profundo que el plano de flujo nulo (Scanlon et al. 2002). Sin embargo, en los casos donde ha sido posible identificar el plano esta técnica ha proporcionado buenas estimaciones de la recarga.

Entrada insuficiente para saturar el suelo. Las medidas de campo solo se pueden hacer con suficiente exactitud en casos donde se pueden asumir condiciones estables. En la zona cercana a la superficie o en la zona radicular no se pueden asumir, sin embargo, una zona no saturada de gran espesor tiende a amortiguar los pulsos estacionales de la recarga y por lo tanto se puede aproximar a condición estable. En estos casos generalmente se asume que la presión es constante con la profundidad, por lo tanto el gradiente hidráulico es 1. Así:

$$r = k_{\theta} \quad (22)$$

donde:

r = tasa de recarga (L/T)

k_{θ} = conductividad hidráulica no saturada (L/T)

r y k_{θ} deben ser las mismas a cualquier profundidad, esto implica que las capas que tienen diferente conductividad saturada estarán a diferente saturación para que su conductividad no saturada pueda asumirse igual.

Entrada suficiente para saturar el perfil. Si la tasa de infiltración es lo suficientemente alta, el suelo podría llegar a estar saturado, por lo tanto, el agua se movería de manera descendente únicamente debido a las fuerzas gravitacionales, y el gradiente hidráulico será igual a 1, siempre y cuando el encharcamiento en la superficie sea leve para que la presión no se eleve significativamente sobre la atmosférica. En estas circunstancias la tasa de recarga se puede asumir igual a la conductividad hidráulica saturada ($r = k_{sat}$). Aunque este método es aparentemente simple no puede usarse con frecuencia, excepto cuando se hacen aplicaciones continuas de agua, como en los campos de irrigación o en los lechos de los ríos.

Los modelos numéricos que buscan solucionar la ecuación de Richards intentan representar el flujo de agua, sin embargo, a menudo se tienen en cuenta muchas suposiciones con el fin de reducir el trabajo computacional. Muchos modelos numéricos asumen un valor único de porosidad media sin tomar en cuenta la variación espacial de las propiedades. En la práctica el suelo puede tener doble porosidad, con caminos preferenciales de flujo durante períodos de alta saturación, que es cuando se presenta la recarga.

La mínima tasa de recarga que se puede estimar utilizando un modelo numérico que solucione la ecuación de Richards depende de la exactitud de la medida de la conductividad hidráulica y el gradiente hidráulico si este último no es igual a uno (1).

Los modelos basados en la ecuación de Richards se puede usar para un amplio rango de escalas de tiempo. Es posible aplicar este método por todo un año, mientras que el método de plano de flujo nulo (ZFP) puede ser aplicado solo en ciertas épocas del año (Scanlon et al. 2002).

En caso de no utilizar modelos numéricos que solucionen la ecuación de Richards, el flujo se puede determinar mediante medidas separadas del gradiente hidráulico y de la conductividad hidráulica subsaturada, además se puede asumir que la tasa de flujo o la velocidad de filtración medida por debajo de la zona radicular es representativa de la recarga (López R, 1997), es decir,

$$R = -q \quad (23)$$

La complejidad de los modelos numéricos para la zona no saturada radica en la obtención del valor de la conductividad hidráulica, que lejos de ser una constante, varía no sólo con la textura y estructura del suelo, sino también con el contenido de humedad y, por otra parte, está sometida a histéresis. En la zona no saturada, dentro del rango de variación de la humedad del suelo, la conductividad hidráulica puede variar alrededor de seis o más órdenes de magnitud (López R, 1997).

Zona saturada. La ley de Darcy es usada para estimar el flujo a través de una sección transversal de un acuífero confinado o no confinado, asumiendo flujo estable y la inexistencia de extracción de agua. Para aplicar este método es indispensable tener en cuenta que la sección transversal escogida debe estar alineada con una línea equipotencial (Scanlon et al. 2002).

El hecho de tomar medidas bajo el nivel freático evita la dificultad de determinar las relaciones entre conductividad hidráulica, presión y humedad, sin embargo, introduce la posibilidad de flujo tanto en el plano horizontal como en el plano vertical, aunque hay situaciones en las cuales el flujo bajo el nivel freático puede considerarse predominantemente vertical (Lerner et al., 1990).

Ya que el flujo puede variar con el tiempo, es necesario tener mediciones continuas de las cabezas hidráulicas. A pesar de que los flujos calculados no son iguales a la recarga en cualquier instante, debido a los efectos de almacenamiento como los aumentos y caídas del nivel freático, la suma de los flujos sobre un año o más dará una buena estimación de la recarga total (Lerner et al., 1990).

Recarga por ríos

Si se utilizan modelos numéricos, la recarga producida por los ríos puede asumirse como la recarga producto de una condición de frontera de cabeza constante la cual representa una fuente inagotable de agua. El sistema de agua subterránea puede abastecerse del agua de la frontera o puede descargar agua dentro de la frontera.

Para estimar esta recarga es necesario tener información de la conductividad hidráulica de los sedimentos que forman el lecho del río (k), la longitud (L) y el ancho del canal y el espesor de los sedimentos del lecho (M) con el fin de determinar la conductancia.

$$C_{no} = \frac{k \cdot L \cdot W}{M} \quad (24)$$

Teniendo la conductancia se calcula la tasa de goteo entre el río y el acuífero.

Otra forma diferente al uso de modelos numéricos para estimar la recarga producida por los ríos es el uso de ecuaciones de infiltración y redes de flujo, esta técnica asume que no hay caminos de flujo preferencial y que no hay flujo lateral; sin embargo aunque es posible construir una red de flujo para representar el sistema esta solo es fácil de dibujar para flujos en condiciones estables.

Ventajas y desventajas

Aunque el principio físico expresado en la ecuación de Darcy es simple, su implementación para estimar la recarga real es difícil debido a errores inherentes a la mayoría de los métodos para determinar las propiedades hidráulicas, (especialmente en suelos secos) y a su variabilidad espacial.

El principal problema con la solución dada por la aproximación de la ley de Darcy para movimiento de agua en la zona vadosa es que esta técnica requiere el conocimiento de las curvas de retención de agua en el suelo y las curvas de conductividad hidráulica. La determinación directa de estos parámetros es difícil, sin embargo, se han desarrollado métodos indirectos para estimarlos a partir de datos medibles, y estos métodos a menudo dan información suficientemente exacta para muchos usos prácticos sin incrementar los costos (De Vries y Simmers, 2002).

El método que busca solucionar la ecuación de Boussinesq puede aplicarse para grandes regiones (desde 1 hasta $>10\,000\text{ km}^2$), mientras que los modelos basados en la ecuación de Richards son frecuentemente restringidos para evaluar pequeñas áreas ($<100\text{ m}^2$) o para calcular el flujo en zonas donde la subsuperficie es poco profunda ($<15\text{ m}$).

MÉTODOS EMPÍRICOS

Definición del método

Las técnicas empíricas correlacionan la recarga con otras variables hidrológicas que se pueden medir como

precipitación, temperatura, elevación, flujo en canales, etc. Esta relación se usa para extrapolar los registros de recarga en el tiempo y transponer los estimativos a otras áreas de recarga de características similares.

El método más simple para estimar la recarga es el uso de relaciones empíricas entre la recarga y la precipitación:

$$R = f \cdot P \quad \text{ó} \quad R = k_1(P - k_2) \quad (25)$$

donde f , k_1 y k_2 son constantes empíricas que varían probablemente con el terreno y el clima y corresponden a una zona particular.

Estas expresiones tienen algún valor para los investigadores siempre y cuando las constantes se hayan obtenido luego de un estudio cuidadoso, sin embargo, después de tener la correlación se utilizan como modelos de “cajas negras”, haciendo estimaciones de la recarga sin considerar la hidrogeología de la zona y sin tener en cuenta la confiabilidad de los resultados (Lerner et al., 1990). Este tipo de métodos tiene un grado de validez bastante limitado, ya que expresiones para una cuenca se pueden aplicar a otra solo si hay una gran similitud entre ellas (Samper F.J., 1997).

Un problema que se presenta con el uso de este método es el efecto de los niveles de agua subterránea en la recarga, ya que niveles altos o colgados reducirán la tasa de recarga. La profundidad del agua subterránea es el factor más difícil de correlacionar entre diferentes áreas, y por lo tanto los métodos empíricos trabajan mejor cuando el nivel freático es profundo y no ocurren “colgamientos” del nivel. Otro problema adicional se presenta cuando hay explotación de los recursos subterráneos ya que la recarga puede variar pero los métodos empíricos no pueden estimar este cambio debido a que ellos no cuentan con modelos del proceso (Lerner et al., 1990).

Este método ha sido criticado repetidamente en la literatura (e.g. Lerner, et al. 1990; Allison, et al. 1994) afirmando que la recarga no puede ser estimada a partir de la precipitación solamente, ya que esta se afecta por un gran número de factores. Por ejemplo, Beekma, et al. (En: Hendrickx y Walker, 1997) reportan en su estudio como la precipitación de años anteriores afecta la tasa de recarga anual en su área de investigación, ya que a pesar que en 1984 y 1988 la precipitación fue casi la misma, 347 y 328mm respectivamente, las tasas de recarga fueron, 104 y 54mm respectivamente.

Sin embargo una fórmula empírica puede ser el método más útil en estudios de reconocimiento, cuando se pueden aceptar altos márgenes de error; para regiones subexplotadas; para extrapolar a un período de tiempo futuro dentro de la misma área de recarga donde se derivó la fórmula; o para revisar o corregir los resultados de las estimaciones proporcionadas por un modelo numérico a medida que este se construye.

Estimación de la recarga a través del caudal del río

Este método consiste en relacionar la recarga con la tasa de flujo del río. Para desarrollar correlaciones es

indispensable contar con estimaciones precisas de la recarga, para lo cual es fundamental instalar redes que permitan coleccionar los datos necesarios, sin embargo, tal como lo plantea Lerner et al. (1990) si ya se tienen instalados los instrumentos de medición, ¿no es mejor continuar usándolos que utilizarlos para derivar una relación?

Hay muchas fórmulas empíricas usadas para estimar las pérdidas en canales pero pocas son diseñadas para estimar la recarga real. Las fórmulas están usualmente basadas en observaciones prolongadas de los canales dentro de una región, y en general no son válidas para canales en otras regiones con diferentes condiciones de campo.

En general, las fórmulas empíricas relacionan pérdidas por filtración con uno o más de los siguientes factores (Lerner et al., 1990):

1. El tipo y la condición del suelo
2. La profundidad o flujo de agua en el canal
3. El perímetro mojado

Los siguientes parámetros pueden también tener un profundo efecto en las pérdidas por filtración pero son raramente considerados en fórmulas empíricas:

1. Profundidad del nivel freático regional
2. Estratificación dentro del suelo
3. Taponamiento de la base del canal con sedimentos finos
4. variación entre las condiciones de la zona saturada y la zona no saturada

Expresiones empíricas y casos de estudio

Algunas expresiones empíricas basadas en correlaciones entre recarga y precipitación son (presentadas en: Lerner et al., 1990):

- Mander y Shiftan (1981): dan una fórmula para estimar la recarga en clima mediterráneo:

$$r = 0.9(p - 360) \quad 450 < p < 650 \text{ mm/año} \quad (26)$$

r = recarga (mm/año)

p = precipitación (mm/año)

- Cheeturvedi (Sinha y Sharma, 1988): propone una fórmula un poco más compleja para estimar la recarga en India que no preserva la dimensionalidad:

$$r = 50.8 \left(\frac{p}{25.4} - 15 \right)^{0.4} \quad p > 380 \text{ mm/año} \quad (27)$$

r = recarga (mm/año)

p = precipitación (mm/año)

- Turc (1954) propuso una expresión en la que incluye, aparte de la precipitación, la temperatura media anual:

$$r = p \left(1 - \left(0.9 + \frac{p^2}{L^2} \right)^{-0.5} \right) \quad (28)$$

$L = 300 + 25T + 0.05T^2$

r = tasa de recarga promedio anual (mm/año)

p = precipitación anual (mm/año)

T = temperatura media anual (°C)

Así mismo, existen varias expresiones para estimar la recarga proveniente de ríos y canales:

- **Fórmula de Walter** (En: Kruseman, 1997): el propósito de Walter (1990) era desarrollar un procedimiento simplificado aplicado a una región semiárida en el suroeste de Arabia Saudita y comparar los datos derivados con los obtenidos en Estados Unidos.

$$V_1 = 0.0500 V_A \quad (29)$$

V_1 = pérdidas por transmisión (acre-pie)

V_A = volumen del flujo (acre-pie)

- **Fórmula de Abdulrazzak y Morel-Sytoux** (En: Kruseman, 1997): argumentaron que la infiltración por unidad de longitud de un río, $2q_0$, puede ser obtenida a partir de la ecuación de Green y Ampt:

$$q_0 = KW \left[\frac{(H+D)}{D} \right] \quad (30)$$

W = ancho medio del lecho del río

K = (aproximadamente) la conductividad hidráulica saturada (vertical)

D = profundidad del perfil del suelo entre el punto inicial del nivel freático y el fondo del lecho del valle

H = profundidad del agua sobre el lecho del wadi

Lerner et al. (1990) menciona tres de de las seis expresiones presentadas por Kraatz (1977) utilizadas en varias partes del mundo para estimar la recarga producida por canales o ríos:

- Comisión Internacional en Irrigación y Drenaje (1968), derivada a partir de observaciones de varios canales en Punjab, India:

$$S = c a d \quad (31)$$

S = pérdidas totales por filtración (m^3/s)

c = una constante que puede variar entre 1.1 y 1.7 para los canales observados

a = área del perímetro mojado (km^2)

d = profundidad de agua en el canal (m)

- Offengenden (FAO/UNESCO, 1967)

$$S = \frac{A \cdot L}{(100 \cdot Q^{m-1})} \quad (32)$$

S : pérdidas totales por filtración (m^3/s)

Q : descarga (m^3/s)

L : longitud del canal (km)

A, m : constantes empíricas dependientes de la permeabilidad del suelo, que varían entre 0.7 y 3.4; y 0.3 y 0.5 respectivamente a medida que aumenta la permeabilidad.

- Departamento de irrigación de Egipto (Doorenbos, 1963)

$$S = b \cdot P \cdot L \cdot R^{1/2} \quad (33)$$

S = pérdidas totales por filtración (m^3/s)

L = longitud del canal (km)

P = perímetro mojado (m)

R = profundidad hidráulica media (m)

b = coeficiente del suelo, varía desde 0.0015 para arcillas hasta 0.003 para arenas

Es importante resaltar que aunque muchas de las fórmulas empíricas parecen ser promisorias no se ha demostrado que puedan aplicarse para una región de gran extensión (Referencias sobre diversos estudios en Bradbury et al., 2000).

RECARGA URBANA

Esta parte del artículo fue tomada principalmente de Lerner (2002) y se complementó con lo expuesto por otros autores.

Antes se creía que las ciudades reducían la cantidad de recarga debido a las superficies impermeables, sin embargo, hoy en día los hidrogeólogos aceptan que la infraestructura para el abastecimiento de agua y el drenaje de aguas lluvias genera grandes cantidades de recarga debido a las fugas, presentándose tasas de recarga en áreas urbanas iguales o mayores que en las áreas rurales equivalentes.

La recarga urbana es variable en el tiempo, y responde a cambios en el uso del suelo, en la infraestructura de la zona subsuperficial y a los cambios climáticos. La urbanización puede alterar radicalmente y por completo el balance hídrico en un área, debido a que en la mayoría de las grandes áreas urbanas el agua es importada, incrementando todos los ítems del balance. Se puede desarrollar un microclima, particularmente en zonas húmedas, presentándose cambios en temperatura, humedad y velocidad del viento, lo cual puede llevar a cambios en la precipitación y en la evapotranspiración (Hall, 1984; En Lerner, 2002).

El aumento de áreas impermeables cambia la hidrología superficial y subterránea: La infiltración y la recarga directa decrecen y la escorrentía superficial incrementa, sin embargo, gran parte de esta puede llegar a convertirse en recarga indirecta cuando logra alcanzar el cauce de un río.

Fuentes de recarga

Las fuentes y vías de recarga en zonas urbanas son más numerosas y complejas que en medios rurales. Los edificios, carreteras y otras infraestructuras superficiales se combinan con las obras antrópicas de drenaje para modificar las vías de infiltración.

Aunque una parte de la recarga directa se pierde, puede haber contribuciones adicionales a partir de los sistemas de drenaje de aguas pluviales, ya que se importa grandes volúmenes de agua a la mayoría de las ciudades para su abastecimiento, se distribuye luego por medio de tuberías subterráneas, y es recogida de nuevo en alcantarillas o fosas sépticas; todos estos sistemas de redes presentan fugas que alimentan las reservas subterráneas. Adicionalmente se presenta recarga directa de parques y jardines y recarga localizada a lo largo de los lados de calles y vías donde no existe un drenaje de aguas lluvias. Esta situación es común en zonas áridas y semiáridas y en ciudades urbanizadas rápidamente.

La urbanización introduce nuevas fuentes de recarga: goteo de tanques sépticos y de alcantarillas, goteo de acueducto, sobre irrigación de jardines, recarga proveniente de efluentes, de escorrentía de tormenta, etc.

Si en una ciudad no hay alcantarillas para eliminar el agua residual, la ruta de recarga más importante es la

infiltración del agua de tanques sépticos, letrinas y sumideros. En casos donde las alcantarillas son usadas para remover efluentes, gran parte del agua importada es re-exportada y por lo tanto no hay oportunidad para que se convierta en recarga. En ciudades con alcantarillado las fugas de las redes de acueducto son más significativas que las fugas de redes de alcantarillado. Son comunes tasas de goteo de 20-25% e inclusive se han registrado tasas superiores al 50%.

En áreas húmedas la recarga proveniente de fugas de redes de servicio puede balancear las pérdidas de recarga por precipitación causadas por el aumento de áreas impermeables, y en general los efectos causados por la urbanización serán pequeños. Sin embargo en áreas áridas y semiáridas la recarga por goteo será siempre significativamente mayor que la recarga por precipitación.

Como identificar fuentes de recarga

Antes de cuantificar la recarga urbana, los hidrogeólogos deben identificar si están presentes las diferentes fuentes. Esto se puede realizar a escala local, para un estudio de contaminación, o a escala de una gran ciudad, para un estudio de recursos hídricos. A escala local, el proceso involucra identificar cañerías y alcantarillas, drenes de aguas lluvias, sumideros, tanques sépticos, áreas de irrigación y superficies impermeables, y luego encontrar todos los puntos de recarga asociados con ellos. Lo complejo del ambiente urbano es que necesita una gran cantidad de datos para identificar cada posible fuente de recarga; sin embargo, en algunas ciudades, las autoridades municipales han desarrollado un sistema de información geográfica (SIG) que muestra toda la infraestructura de agua. Cuando se estudia la recarga urbana a escala regional este tipo de problemas no se presenta ya que el interés no está en identificar los puntos individuales de la recarga, pues el objetivo es mostrar que existen suficientes fuentes individuales para producir un impacto en la recarga urbana total. La utilización de balances hídricos y la aplicación de trazadores son probablemente los únicos métodos viables a esta escala.

En general las fuentes de recarga en zonas urbanas se pueden identificar mediante tres métodos: piezometría, trazadores químicos y balances de agua, pero los tres presentan problemas.

Piezometría. El flujo constante a través de fugas de cañerías mantiene constante el nivel freático, sin embargo, las fuentes de recarga intermitentes, así como los sistemas de infiltración de tormentas, se ven reflejadas en los niveles piezométricos.

Señalizadores químicos. La concentración de varios solutos en el agua, o la relación entre la concentración de solutos, define el “signo químico” del agua; estas señales son usadas para identificar los orígenes del agua, y pueden utilizarse también como marcadores para identificar fuentes de recarga urbana. Un “marcador ideal”, según Barrett et al. (1999), debe ser un soluto que pueda ser analizado fácilmente, que sea único para una fuente y para una ruta de

flujo, que su concentración permanezca constante en la fuente y que sea no reactivo.

Balance hídrico. Esta técnica es poco confiable cuando la recarga es una pequeña proporción del balance hídrico, cuando los datos tienen alta incertidumbre, o cuando existen destinos alternativos para el agua.

Cuantificar la recarga urbana

Los métodos usuales de estimación de recarga se pueden utilizar también en áreas urbanas, sin embargo, la complejidad de las ciudades y la falta de datos genera grandes incertidumbres.

En la mayoría de los casos la estimación de la recarga urbana se realiza por zonas, las cuales son escogidas de manera que el uso de la tierra, el tipo de suelo y la infraestructura hídrica sean uniformes para cada zona. La recarga puede cuantificarse por dos métodos generales:

Balance Hídrico. Permite determinar de manera independiente la recarga proveniente de cada fuente.

- *Precipitación*
- *Acueducto y aguas residuales*
- *Sobre irrigación.*

El uso de esta técnica permite estimar cada componente de la recarga de manera independiente, sin embargo, la complejidad de los procesos en áreas urbanas y la escasez de datos hace difícil determinar de manera confiable todos los componentes de la recarga.

Técnicas Holísticas. Una técnica alternativa es usar métodos que estimen la recarga total y olvidarse de las subdivisiones, esto se conoce como enfoques holísticos. A pesar de que esta técnica tiene sus propias incertidumbres, el hecho de usar menor cantidad de datos que los métodos por componentes hace que el error final sea similar en ambos casos. Dentro de este grupo de métodos se incluyen los modelos numéricos, los balances de masa de solutos, la piezometría y las fórmulas empíricas. De estas cuatro técnicas el uso de piezómetros es el menos indicado debido a que solo se puede aplicar cuando la recarga no es continua.

CONCLUSIONES

A pesar de las ventajas mencionadas sobre las aguas subterráneas este recurso no ha sido objeto de grandes estudios. La documentación e información encontrada se enfoca principalmente en regiones áridas y semiáridas, por lo tanto, se cuenta con muy poca información sobre aplicaciones prácticas en regiones tropicales. Sin embargo muchas de las técnicas para estimar la recarga proporcionan mejores resultados para este tipo de clima debido a que los flujos son mayores y por lo tanto la incertidumbre propia de los instrumentos de medición no es tan significativa como puede serlo en regiones áridas.

La principal recomendación que se puede sugerir para estimar la recarga, así como lo hacen la mayoría de los autores, es el uso de dos o más técnicas que permitan comparar resultados; tomando una de ellas como método principal y las restantes como técnicas auxiliares, teniendo en cuenta que todas sean aptas para aplicarse en la región de interés, y poniendo especial cuidado en la elaboración del modelo conceptual y en las hipótesis o simplificaciones asumidas. Si la determinación de la recarga se busca para un estudio de recursos hídricos, debe evitarse el uso de técnicas que arrojen valores puntuales, a no ser que los datos proporcionados por ellas se utilicen para calibración o validación de otros métodos. En caso de que sean las únicas técnicas disponibles se debe tratar de tomar el mayor número de registros posible con el fin de evitar utilizar un único dato como valor promedio pues los errores que esto implica, debido a la alta variabilidad espacial y temporal de la recarga, son muy grandes.

Teniendo presente las ventajas y desventajas de cada método, considero apropiado sugerir un grupo de técnicas que pueden ser utilizadas en regiones húmedas. El grupo está compuesto por un modelo de balance hídrico, una o varias expresiones empíricas y si es posible datos arrojados por lisímetros; donde la técnica principal es el modelo de parámetros (balance) y las dos restantes pueden utilizarse como estimaciones iniciales o técnicas de calibración.

Aunque en la actualidad la recarga no es objeto de grandes investigaciones en regiones tropicales las autoridades comienzan a descubrir la importancia de los recursos subterráneos y poco a poco se desarrollarán nuevas técnicas, y modelos enfocados a regiones húmedas que estén basados en modelos conceptuales reales y en suposiciones propias de este tipo de clima, apoyados por sistemas de teledetección, por sistemas de información geográfica y ayudados por los nuevos equipos que hacen más fácil y rápido el cálculo computacional de modelos que involucran gran cantidad de variables.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLISON, G.B.; A review of some of the physical chemical and isotopic Techniques available for estimating groundwater recharge. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston: Ed. Reidel, NATO ASI Series, 1988. p. 49-72.
- ALLISON, H. The principles of inverse modelling for estimation of recharge from hydraulic head. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston: Ed. Reidel, NATO ASI Series, 1988. p. 271-282.
- BALEK, J. Groundwater recharge concepts. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston: Ed. Reidel, NATO ASI Series, 1988. p. 3-9.
- BARDSLEY, E.; SOPHOCLEOUS, M.; MERRIAM, D.; Evaluation of geological weighing lysimeters as a new field method for hectare-scale water budget studies [En línea]. En: Consortium of Universities for the

- Advancement of Hydrologic Science, Inc. (CUAHSI). <<http://www.cuahsi.org/scicomm/Lysimeter.doc>
- BARRET, M.H.; HISCOCK, K.M.; PEDLEY, S.; LERNER, D.N.; TELLAM, J.H.; FRENCH, M.J.; Marker species for identifying urban groundwater recharge sources: A review and case study in Nottingham, UK. En: Water Resources Research, Vol. 33, No. 14: (Dic. 1999). p. 3083–3097.
- BECKER, M.W.; SHAPIRO, A.M. Tracer transport in fractured crystalline rock: Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. En: Water Resources Research, Vol. 36, No. 7: (Jul. 2000). p. 1677-1686.
- BEKESI G.; McCONCHIE, J. The use of aquifer-media characteristics to model vulnerability to contamination, Manawatu region, New Zealand. En: Hydrogeology Journal, No. 10: (2002). p. 322-331.
- BEKESI, G. McCONCHIE, J. Mapping soil sorption capacity as a measure of regional groundwater vulnerability. En: Journal of Hydrology No. 39(1): (2000). p. 1-18.
- BIRKLE, P.; TORRES RODRÍGUEZ, V.; GONZALEZ PARTIDA, E.; Effects of evapotranspiration on the water balance of the Valley of Mexico. En: Geofísica Internacional, Vol. 35, No. 1: (1995). p. 63-72.
- BLACK, P.E.; Watershed hydrology. New Jersey: Ed. Prentice Hall, 1991. 408 p.
- BÖHLKE, J.K.; Groundwater recharge and agricultural contamination. En: Hydrogeology Journal, No. 10: (2002). p. 153-179.
- BOUWER, H.; Artificial recharge of groundwater: hydrogeology and engineering. En: Hydrogeology Journal; (Jul. 2001). (En línea).
- BRADBURY, K.R.; DRIPPS, W.; HANKLEY, C.; ANDERSON, M.P.; POTTER, K.W.; Refinement of two methods for estimation of groundwater recharge rates. Informe final del proyecto. (Sept. 2000).
- BROWN, A.G. (Ed). Geomorphology and Groundwater. John Wiley & Sons. Estados Unidos. 1995. 213 p.
- CARRILLO-RIVERA, J.J. Aguas, Aguas. En: Archipiélago. Año 6. No. 30: (Oct-Dic. 2000). p. 24-26.
- CHAPMAN, T.G.; MALONE, R.W. Comparison of models for estimation of groundwater recharge, using data from a deep weighing lysimeter [En línea]. TEKTRAN, Agricultural Research Service, U.S. 2000. En: <http://www.nal.usda.gov/ttic/tektran/data/000011/17/000111724.html>
- COUGHANOWR, C.; Ground water. Water - Related Issues of the Humid Tropics and Other Warm Humid Regions. En: IHP Humid Tropics Programme. Serie N°8. UNESCO. 1994
- CUSTODIO, E.; 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. TEXTOS DEL SEMINARIO CELEBRADO EN LAS PALMAS DE GRAN CANARIA. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 1997. p. 19-39.
- CUSTODIO, E.; Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. TEXTOS DEL SEMINARIO CELEBRADO EN LAS PALMAS DE GRAN CANARIA. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 1997. p. 83–108.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M.R.; SAMPER, J.; La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. TEXTOS DEL SEMINARIO CELEBRADO EN LAS PALMAS DE GRAN CANARIA. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 1997. 455 p.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M.R.; SAUQUILLO, A.; Retos de la hidrología subterránea. En: Ingeniería del Agua. Vol 7. N°1: (Mar. 2000).
- DE VRIES, J.; SIMMERS, I.; Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. En: Hydrogeology Journal, No. 10: (2002). p. 5-17.
- DE VRIES, J.J. Prediction in hydrogeology: two cases histories. En: Geol Rundsch. No. 86: (1977). p. 354-371.
- EDMUNDS, W.M.; DARLING, W.G.; KINNIBURGH, D.G. Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston: Ed. Reidel, NATO ASI Series, 1988. p. 139-157.
- FETTER, C.W.; Applied hydrogeology. 3ª Edición. New Jersey: Ed. Prentice Hall, 1994. 691p.
- FINCH, J.W. Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model – sensitivity to land surface parameters. En: Journal of Hydrology No. 211: (1998). p. 112-125.
- FREEZE, R.A.; CHERRY, J.A.; Groundwater. New Jersey: Ed. Prentice Hall, 1979. 604 p.
- HENDRICKX, J.M.; WALKER, G.R.; Recharge from precipitation. En: Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. Róterdam: A.A. Balkema, 1997. p. 19-111.
- HEALY, R.W.; COOK, P.G. Using groundwater levels to estimate recharge. En: Hydrogeology Journal, V. 10, No. 1: 2002. p. 91-109.
- ISSAR, A.; PASSHIER, R.; Regional hydrogeological concepts. En: Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. Hannover: Ed. R. van Acken GmbH, 1990. p. 20-98.
- KENDALL, C.; CALDWELL, E.A.; Fundamentals of Isotope Geochemistry [En línea]. En: USGS. 1998. pp. 51-86. <http://wwwrcamnl.wr.usgs.gov/isoig/isopubs/itchch2.html>.
- KHAN, L.; GIL, J.; ACOSTA, R. Diseño y funcionamiento de un lisímetro hidráulico para medición de la evapotranspiración potencial [En línea]. Universidad Centroccidental “Lisandro Alvarado” Vicerrectorado Académico. En: Bioagro 10(1): (1998). p. 11-17. [http://pegasus.ucla.edu/ve/BIOAGRO/Bioagro%2010%20\(1\)/UN%20LISÍMETRO.html](http://pegasus.ucla.edu/ve/BIOAGRO/Bioagro%2010%20(1)/UN%20LISÍMETRO.html)

- KNUTSSON, G. Humid and arid zone groundwater recharge – A comparative analysis. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston: Ed. Reidel, NATO ASI Series, 1988. p. 493-508.
- KRUSEMAN, G.P.; Recharge from intermittent flow. En: Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. Róterdam: A.A. Balkema, 1997. p. 145-184.
- LERNER, D.N.; Identifying and quantifying urban recharge: a review. En: Hydrogeology Journal, No. 10: (2002). p. 143-152.
- LERNER, D.N.; ISSAR, A.S.; SIMMERS, I.; Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. Hannover: Ed. R. van Acken GmbH, 1990. 345p.
- LERNER, D.N.; Techniques. En: Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. Hannover: Ed. R. van Acken GmbH, 1990. p. 99-229.
- LÓPEZ RODRÍGUEZ, J.J.; GIRÁLDEZ CERVERA, J.V.; Evaluación de la modificación de la recarga por cambios en la cobertura vegetal. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. TEXTOS DEL SEMINARIO CELEBRADO EN LAS PALMAS DE GRAN CANARIA. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 1997. p. 209–227.
- LÓPEZ RODRÍGUEZ, J.J.; Medida de la recarga por la lluvia: métodos instrumentales en parcelas y de trazadores. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. TEXTOS DEL SEMINARIO CELEBRADO EN LAS PALMAS DE GRAN CANARIA. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 1997. p. 111-123.
- RUSHTON, K. Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semi-arid zones. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston: Ed. Reidel, NATO ASI Series, 1988. p. 223-237.
- RUSHTON, K.; Recharge from permanent water bodies. En: Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. Róterdam: A.A. Balkema, 1997. p. 215-255.
- SAMPER, F.J.; EVALUACIÓN de la recarga a partir de modelos numéricos de flujo en acuíferos. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. TEXTOS DEL SEMINARIO CELEBRADO EN LAS PALMAS DE GRAN CANARIA. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 1997. p. 153-182.
- SAMPER, F.J.; Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: utilización, calibración y errores. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. TEXTOS DEL SEMINARIO CELEBRADO EN LAS PALMAS DE GRAN CANARIA. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 1997. p. 41-79.
- SAMPER, J.; HUGUET, LL.; ARES, J.; GARCÍA-VERA, M. Modelos interactivos de balance hidrológico. En: Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. ICIA: Tenerife. ISBN 84-699-1258-5: (1999). p. 187-193.
- SCANLON, B.R.; Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an arid unsaturated zone. En: Water Resources Research Vol. 36, No. 2: (Feb. 2000). p. 395-409.
- SCANLON, B.R.; HEALY, P.G.; COOK. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. En: Hydrogeology Journal, No. 10: (2002). p. 18-39.
- SIMMERS, I. (Ed). Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston: Ed. Reidel, NATO ASI Series, 1988. 510p.
- SIMMERS, I.; Aridity, groundwater recharge and water resources management. En: Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. Hannover: Ed. R. van Acken GmbH, 1990. p. 1-20.
- SIMMERS, I.; Groundwater recharge principles, problems and developments. En: Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. Róterdam: A.A. Balkema, 1997. p. 1-18.
- SIMMERS, I.; HENDRICKX, J.M.; KRUSEMAN, G.P.; RUSHTON, K.R. (Ed). Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. Róterdam: A.A. Balkema, 1997. 277p.
- SOPHOCLEOUS, M. A.; Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. En: Hydrogeology Journal, No. 10: (2002). p. 52-67.
- SOPHOCLEOUS, M.A.; SCHLOSS, J.A.; Estimated Annual Groundwater Recharge [En línea]. En: Kansas Geological Survey. KGS High Plains. (Nov. 2000), [Jul. 2003].
<<http://www.kgs.ukans.edu/HighPlains/atlas/atrch.htm>
- UNESCO. GROUND WATER managing the “invisible” resource. Environment and development, BRIEFS. UNESCO No. 12. 1992. 15 p.
- VAN DE GRIEND, A.A.; DE VRIES, J.J.; SEYHAN, E. Groundwater discharge from areas with a variable specific drainage resistance. En: Journal of Hydrology No. 259: (2002). p. 203-220.
- VAN LANEN, H.A.J.; CARRILLO-RIVERA, J.J. Framework for groundwater monitoring in (semi-)arid regions. En: Studies and reports in hydrology. 57. UNESCO. p. 7-20.
- VASQUEZ, L.M.; Estudio de diferentes métodos para estimar la recarga en acuíferos. Medellín 2003, 145p. Trabajo de Grado (Ingeniería Civil), Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas.
- VEGA, D.N.; Flujo de Agua y contaminantes en la zona no saturada [En línea]. Universidad de Panamá. Centro de Investigaciones Hidráulicas e Hidrotécnicas. (Jul. 2001).
<<http://www.utp.ac.pa/universal/78.htm>
- YANG, Y.; LERNER, D.N.; BARRETO, M.H.; TELLAM, J.H.; Quantification of groundwater recharge in the city of Nottingham, UK. En: Environmental Geology, Vol. 38, No. 3: (Sep. 1999). p. 183-198.
- YOUNG, M.H.; KARAGUNDUZ, A.; SIMUNES, J.; PENNELL, K.D.; A modified upward infiltration method for characterizing soil hydraulic properties. En: Soil Science Society of America Journal, No. 66: (2002). p. 57-64.