

MÉTODOS PARA DETERMINAR LA RECARGA EN ACUÍFEROS

María Victoria Vélez y Lina María Vásquez
Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos
Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas
Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín
mvvelez@unalmed.edu.co

Recibido para evaluación: 07 de Julio de 2004 / Aceptación: 03 de Septiembre de 2004 / Recibida versión final: 17 de Septiembre de 2004

RESUMEN

La estimación precisa de la recarga es de vital importancia para el manejo sostenible de los acuíferos. La recarga de un acuífero puede darse naturalmente debido a la precipitación, a través de ríos o lagos, por irrigación, fugas de redes de acueducto o alcantarillado o infiltraciones de embalses. Existen diversas técnicas para estimarla y su escogencia depende de parámetros como la confiabilidad, los intervalos de tiempo y la disponibilidad de recursos, tanto logísticos como económicos. Lo ideal es utilizar diversas metodologías, que generalmente proporcionan valores diferentes, ya que de esta manera se tiene alguna idea de la confiabilidad de los resultados. En este trabajo se presentará una revisión de los diferentes métodos para estimar la recarga, con sus ventajas y desventajas.

PALABRAS CLAVES: Acuífero, Recarga, Ley De Darcy, Balance Hídrico

.

ABSTRACT

The precise estimation of the aquifer recharge is of vital importance in water resource studies and in pollution agent transportation studies. The recharge can occur naturally due to precipitation, through rivers or lakes, by irrigation, by sewage or water supply networks, or from reservoirs. Diverse techniques are used to consider aquifer recharge, their selection depends on parameters like of the method itself, the time intervals for calculations and the availability of logistic and economic resources. The ideal situation would be to obtain different values by diverse techniques, so a detailed comparison can be done among them. A review of the different methods will be presented in this paper to consider the recharge, with their advantages and disadvantages.

KEY WORDS: Ground Water Reservoir, Recharge, De Darcy Law, Water Balance.

.

.

1. GENERALIDADES SOBRE LA RECARGA

El agua subterránea, que ocupa vacíos presentes en formaciones geológicas, constituye una de las fases o etapas del ciclo del agua. Su utilización se ha venido incrementando, y cada día gana en importancia debido al agotamiento o no existencia de fuentes superficiales. Se estima que más de la mitad de la población mundial depende del agua subterránea como fuente de agua potable. Grandes ciudades como Bangkok, Mombasa, Buenos Aires, Miami y Calcuta usan el agua subterránea para el abastecimiento de su población (Coughanowr, 1991).

La recarga se puede definir como la entrada de agua dentro de la zona saturada donde comienza a hacer parte de las reservas subterráneas. En los estudios referentes a los recursos de agua subterránea, al transporte de contaminantes, a la subsidencia o al diseño de campos de pozos es fundamental su estimación, su calidad y su procedencia (Isaar y Passchier, 1990).

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). Es importante anotar que muchas de las técnicas existentes para determinar la recarga no cuantifican su 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).

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 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).

Las zonas húmedas del suelo se pueden dividir en dos partes: la zona saturada y la zona no saturada, ésta última es llamada también, zona vadosa o zona de aireación, Figura 1.

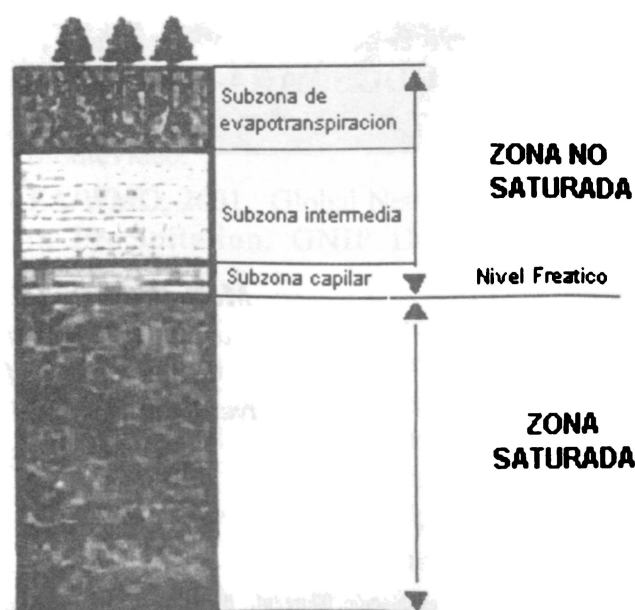


FIGURA 1. Zonas del perfil del suelo. Tomado de: VEGA, D. N. (2001). Universidad Tecnológica de Panamá. (En línea).

La zona saturada está limitada en la parte superior por la superficie freática (sometida a la presión atmosférica); en ella 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 y se subdivide a su vez en tres subzonas: 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, sometida a altas tensiones capilares y su parte inferior también está saturada.

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, ver Figura 2. 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.

Las propiedades del suelo y del acuífero incluyendo el proceso de recarga varían de un lugar a otro lateral y verticalmente. En la mayoría de los casos las fronteras de las zonas de trabajo son trazadas abruptamente y sus características son determinadas mediante el promedio de datos o la generalización de medidas puntuales (Balek, 1988). Esto a pesar de que la variabilidad espacial de las propiedades de los acuíferos y acuitardos es siempre muy elevada, aún en aquellos que se consideran más homogéneos (Custodio, 1997).

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 promedio. (Lerner, 1990).

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.

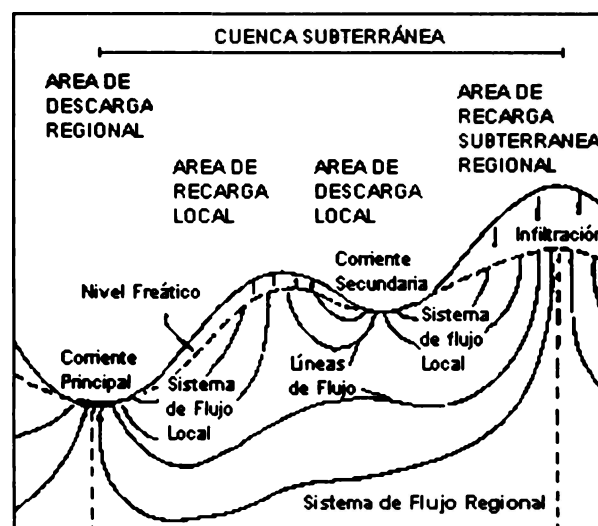


FIGURA 2. Sistemas locales y regionales de agua subterránea. (Tomada de Knutsson (1988) y propuesta inicialmente por Tóth (1962) y Gustafsson (1968)).

Recarga perenne. Ocurre en ciertos lugares del trópico húmedo donde el flujo de agua descendente es casi permanente y continuo.

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. Para empezar a estimar la recarga un hidrogeólogo debe hacerse las siguientes preguntas

Lerner (1990):

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. Hay varios métodos para estimarla y se pueden comparar?

Siempre que sea posible se debe utilizar más de un método. Existen también diferencias en la estimación de la recarga en zonas húmedas y áridas que pueden sintetizarse como se muestra en la Tabla 1.

TABLA 1. 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 lixiviación y desgaste de rocas	El movimiento dominante es el ascendente dándose un 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

2. 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. Samper (1997) y otros autores utilizan la siguiente clasificación para los diferentes métodos de estimación de la recarga subterránea, la cual será la adoptada en este artículo:

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

3. METODOS DE BALANCE

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 dado. Un balance hídrico ya sea global, ya sea a nivel de

una cuenca o de una zona más reducida (un acuífero por ejemplo) se establece siempre sobre la base de la ecuación de continuidad:

$$\text{Entradas} = \text{Salidas} + \text{Variación de almacenamiento}$$

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 que determinan la recarga a partir de los demás componentes se pueden hacer en la zona superficial, en la no saturada y en la saturada. 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. la lluvia constituye los datos de entrada al balance y la evapotranspiración real y la recarga son los datos de salida. 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 en ríos y canales de agua. Puede realizarse por dos métodos:

- 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 aguas arriba y aguas debajo de un sitio determinado así:

$$R = Q_{A.Arriba} - Q_{A.Abajo} + \sum Q_{entra} - \sum Q_{sale} - E - \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (1)$$

donde:

QA.Arriba: Flujo aguas arriba

QA.Abajo: Flujo aguas abajo

Qentra: Flujo que llega de los arroyos tributarios, efluentes urbanos e irrigación

Qsale: 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.

- 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:

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

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: Este método está basado en la premisa que dice que el aumento en los niveles de agua subterránea es debido a la recarga de agua que llega al nivel freático (Scanlon et al., 2002). 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:

$$R = S_Y \frac{dh}{dt} = S_Y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (3)$$

donde:

SY = rendimiento específico

h = altura del nivel freático

t = tiempo

Sin embargo, el método tiene sus limitaciones (Healy y Cook, 2002): proporciona mejores resultados si se aplica para niveles freáticos superficiales; los piezómetros de medición deben localizarse de manera que los niveles freáticos sean representativos de toda el área de recarga; el método no se puede tener en cuenta para recarga en condiciones estables; 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: Las posibles rutas de descarga de una cuenca incluyen manantiales, ríos, lagos y mares. La descarga de manantiales se puede determinar a partir de aforos aguas abajo, haciendo la corrección por la 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). Así, una estimación de la descarga sobre las fronteras del acuífero da una estimación de la recarga neta. Se puede plantear entonces, la siguiente ecuación:

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

En cuencas donde hay abundancia de corrientes superficiales de agua, se puede estimar la recarga subterránea a partir de la separación de la hidrógrafa. 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).

Para la aplicación de los métodos de balance generalmente se tiene gran disponibilidad de datos; 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 recarga en el método de balances se halla como un residual de los otros componentes, por lo que su confiabilidad descansa en la precisión con que estos fueron medidos. 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 mas confiables cuando se aplican en suelos mas 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.

4. MEDIDAS DIRECTAS

Solamente, la recarga producida por la precipitación y aquella que se da por las pérdidas de canales son medidas directamente con alguna frecuencia. Una manera de estimar la recarga directamente es por medio de los llamados lisímetros. Son tanques o bloques instrumentados llenos de suelo alterado o inalterado, con o sin vegetación donde se pueden medir todas las variables que intervienen en el ciclo hidrológico, ver figura 3.; el bloque de suelo es aislado del suelo que lo rodea, pero es una muestra representativa porque tiene la misma vegetación y está expuesto al mismo clima.

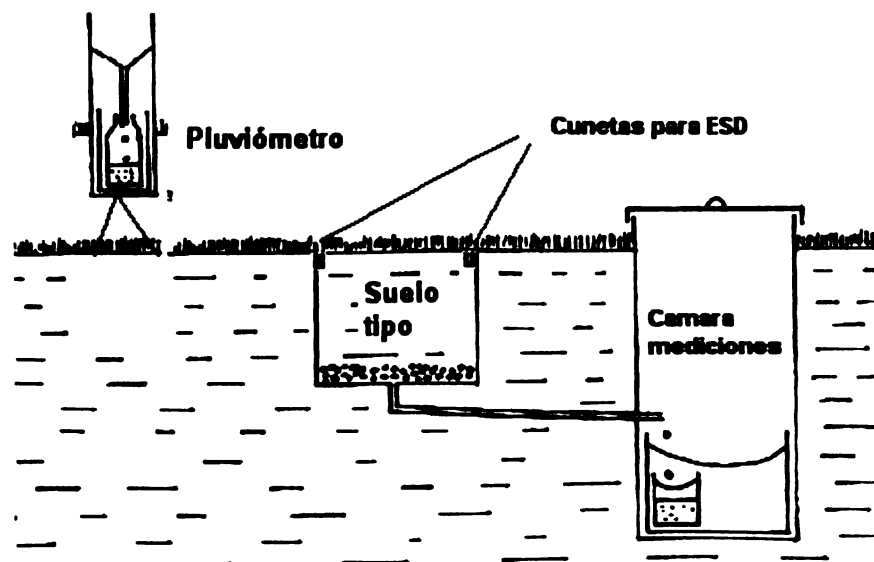


FIGURA 3. Esquema de un lisímetro

La ecuación de balance para el lisímetro será entonces:

$$P = ET + ES + R \pm \Delta S \quad (4)$$

ET = evapotranspiración

P = precipitación

R = recarga

ESD = escorrentía superficial

ΔS = cambio en el almacenamiento

En un principio los lisímetros se utilizaron en aplicaciones

hidrológicas para estimar la velocidad y la cantidad de agua percolada, así como en la evaluación de la composición química de este agua. Posteriormente su uso se generalizó en la ingeniería de regadío para la determinación de la evapotranspiración potencial y las necesidades hídricas de los cultivos (López R, 1997), y hoy en día se utiliza también para estimar de manera directa la cantidad de agua que logra alcanzar las reservas subterráneas.

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

El costo de la construcción de un lisímetro es alto, altera el suelo y solamente se obtienen medidas puntuales. Además, se necesita un intervalo grande de monitoreo lo que hace aumentar los costos. Recuperar las condiciones naturales del suelo puede requerir intervalos largos de tiempo.

En ríos y canales se utilizan medidores de infiltración. 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 y 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).

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 pedregoso.

5. METODO DE TRAZADORES

Los trazadores son sustancias que se encuentran en el agua y se pueden detectar por medios visuales o analíticos, permiten 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.

El principio general del método de trazadores es el balance de masa así:

$$r \text{ Tr} = P \text{ Tp} + fd \quad (5)$$

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

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. 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 agua termo-minerales, etc.

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.

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 un 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.

El 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:

$$PC_p = DC_{NS} \quad D = \frac{PC_p}{C_{NS}} \quad (6)$$

El Carbono-14. 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.

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).

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).

Los 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).

6. APROXIMACIONES DE DARCY

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 resolver estas ecuaciones mediante el uso de técnicas analíticas o modelos numéricos, según la simplicidad de las condiciones de campo o la cantidad de simplificaciones asumidas.

La ecuación de Richards es:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} - R_w \quad (7)$$

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)

La ecuación de Boussinesq en una o dos dimensiones puede escribirse como:

$$\begin{aligned} \text{En una dirección} \quad & \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} = k \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) = k \nabla^2 h \\ \text{En dos direcciones} \quad & S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(T \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) \quad (8) \end{aligned}$$

donde T es la transmisividad (T) y el coeficiente de almacenamiento (S).

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 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).

Con un modelo numérico para resolver la ecuación de Boussinesq se trata, con valores de la recarga, reproducir los niveles piezométricos históricos debidos a la descarga natural y al bombeo de pozos (Stephens, 1996). Antes de que un modelo pueda ser usado para estimar la recarga debe ser calibrado. La calibración se usa para predecir tasas de recarga utilizando información de cabezas hidráulicas, conductividad hidráulica y otros parámetros (Sanford 2002), siendo la conductividad hidráulica el más influyente debido a la alta correlación entre esta y la recarga.

La recarga estimada con este tipo de modelo presenta errores debido a que siempre hay incertidumbre asociada con el espesor, la conductividad hidráulica 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.

En general, las principales limitaciones que posee un modelo numérico no son las debidas a los dispositivos de cálculo, sino las inherentes a la formulación de los modelos conceptuales del proceso que ocurre en el campo, 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; además, muchas veces la cantidad de datos históricos para calibrar el modelo es insuficiente, por lo tanto es indispensable verificar la confiabilidad de las estimaciones con la información de campo así como con datos de lisímetros, trazadores, contenido de agua, y temperatura

7. METODOS EMPÍRICOS

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:

$$R = f \cdot P \quad \text{ó} \quad R = k_1(P - k_2) \quad (9)$$

donde f, k₁ y k₂ 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, la utilización de estas como modelos de “cajas negras”, sin considerar la hidrogeología de la zona puede generar resultados muy poco confiables. 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.

8. CONCLUSIONES

La documentación e información encontrada se enfoca principalmente a regiones áridas y semiáridas, 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, se sugiere 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 obtenidos directamente (lisímetros).

9. BIBLIOGRAFIA

- Allison, G.B., 1988. 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, p. 49-72.
- Balek, J., 1988. Groundwater recharge concepts. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston: Ed. Reidel, NATO ASI Series, p. 3-9.
- Bouwer, H.; 2001. Artificial recharge of groundwater: hydrogeology and engineering. En: Hydrogeology Journal; (July). (En línea).
- Coughanowr, C., 1994. Ground water. Water - Related Issues of the Humid Tropics and Other Warm Humid Regions. En: IHP Humid Tropics Programme. Serie N°8. UNESCO.
- Custodio, E., 1997. Recarga a los acuíferos: Aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Textos Del Seminario Celebrado En Las Palmas De Gran Canaria. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. p. 19-39.
- Custodio, E., 1997. 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. p. 83-108.
- Custodio, E., Llamas, M.R. y Samper, J., 1997. 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. 455 p.
- Custodio, E., Llamas, M.R. y Sauquillo, A., 2000. Retos de la hidrología subterránea. En: Ingeniería del Agua. Vol 7. N°1: (Marzo).
- De Vries, J. y Simmers, I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. En: Hydrogeology Journal, No. 10. p. 5-17.
- Edmunds, W.M., Darling, W.G. y Kinniburgh, D.G., 1988. Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston: Ed. Reidel, NATO ASI Series, p. 139-157.
- Fetter, C.W., 1994. Applied hydrogeology. 3ª Edición. New Jersey: Ed. Prentice Hall, 691p.
- Freeze, R.A. y Cherry, J.A., 1979. Groundwater. New Jersey: Ed. Prentice Hall, 604 p.
- Hendrickx, J.M. y Walker, G.R., 1997. Recharge from precipitation. En: Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. Róterdam: A.A. Balkema, p. 19-111.
- Healy, R.W. y Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. En: Hydrogeology Journal, V. 10, No. 1: p. 91-109.
- Issar, A. y Passhler, R., 1990. Regional hydrogeological concepts. En: Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. Hannover: Ed. R. van Acken GmbH, p. 20-98.
- Kendall, C. y Caldwell, E.A., 1998. Fundamentals of Isotope Geochemistry [En línea]. En: USGS. pp. 51-86. <http://www.wr.camnl.wr.usgs.gov/isoig/isopubs/itchch2.html>.
- Knutsson, G., 1988. Humid and arid zone groundwater recharge – A comparative analysis. En: Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston: Ed. Reidel, NATO ASI Series, p. 493-508.
- Lerner, D.N., 2002. Identifying and quantifying urban recharge: a review. En: Hydrogeology Journal, No. 10: (2002). p. 143-152.
- Lerner, D.N., Issar, A.S. y Simmers, I., 1990. Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. Hannover: Ed. R. van Acken GmbH, 345p.
- Lerner, D.N., 1990. En: Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. Hannover: Ed. R. van Acken GmbH, p. 99-229.
- López J.J. y Giráldez J.V., 1997. 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. p. 209-227.
- López J.J., 1997. 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. p. 111-123.
- Rushton, K., 1988. 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, p. 223-237.
- Rushton, K., 1997. Recharge from permanent water bodies. En: Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. Róterdam: A.A. Balkema, p. 215-255.
- Samper, F.J., 1997. 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. p. 153-182.
- Samper, F.J., 1997. Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: utilización, calibración y errores. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Textos del Seminario Celebrado en las Palmas de Gran Canaria. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. p. 41-79.

- Samper, J., Huguet, LL., Ares, J. y García-Vera, M., 1999. Modelos interactivos de balance hidrológico. En: Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. ICIA: Tenerife. ISBN 84-699-1258-5. p. 187-193.
- Sanford, W., 2002. Recharge and groundwater models: an overview. Hydrogeology Journal 10:110-120.
- Scanlon, B.R., 2000. 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. y Healy, P.G., 2002. Cook. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. En: Hydrogeology Journal, No. 10: p. 18-39.
- Sophocleous, M. A., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. En: Hydrogeology Journal, No. 10: p. 52-67.
- Sophocleous, M.A. y Schloss, J.A., 2003. Estimated Annual Groundwater Recharge [En línea]. En: Kansas Geological Survey. KGS High Plains. (Nov. 2000), <<http://www.kgs.ukans.edu/HighPlains/atlas/atrch.htm>
- UNESCO., 1992. Ground water managing the “invisible” resource. Environment and development, Briefs. UNESCO No. 12. 15 p.
- Vasquez, L.M., 2003. Estudio de diferentes métodos para estimar la recarga en acuíferos. Trabajo de Grado, Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas. Medellín. 145p.
- Vega, D.N., 2001. 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>