

Relación entre las aguas superficiales y las subterráneas en una cuenca

Carlos Cruickshank Villanueva

Instituto de Ingeniería, UNAM

En este trabajo se quiere resaltar la estrecha dependencia entre los recursos de agua superficial y subterránea. Se hacen notar situaciones muy comunes en las que el líquido pasa de un medio a otro, como son por ejemplo, los manantiales, en un sentido, y los cauces que desaparecen, en otro. La consecuencia es que el aprovechamiento del agua en un medio afecta su disponibilidad en el otro, como se manifiesta en muchos lugares de la República Mexicana; de ahí la conveniencia de planificar el aprovechamiento conjunto del recurso, para lo que es necesario cuantificar los flujos de uno a otro medio. Se dan métodos para hacer esa cuantificación en diversas situaciones y se describen tres casos específicos en los que se utilizaron para evaluar la disponibilidad del agua subterránea. La evaluación se hizo mediante la simulación numérica del comportamiento de los acuíferos, procedimiento en el cual se incluyeron los métodos descritos; se determinan con ello los efectos recíprocos del aprovechamiento del agua en los dos ambientes.

Es común identificar al agua subterránea de una cuenca como independiente de la superficial y como recurso adicional al que puede aprovecharse en superficie. Para salir de este error basta pensar en la existencia de manantiales, que son descargas naturales del flujo subterráneo hacia la superficie, o en la desaparición de corrientes superficiales en cuencas altas y áridas, a consecuencia de su infiltración en estratos permeables.

Para que el agua subterránea sea un recurso aprovechable, es evidente que debe cumplir con normas de calidad; esto significa que debe ser agua de infiltración relativamente reciente y ser renovada por medio de un flujo ágil en el medio permeable en que se encuentra (acuífero). La infiltración ocurre, la mayoría de las veces, en las partes altas de las cuencas, a lo largo de cauces de arroyos, ríos o canales con niveles de agua superiores al de la capa freática y, en los casos de formaciones muy permeables (ígneas extrusivas, calizas arrecifales, etc.), en forma casi directa durante la lluvia.

Por el contrario, en los cauces profundos de las partes bajas de las cuencas, suele suceder que el

acuífero descargue hacia el cauce a través de llo-raderos y manantiales, o bien, en planicies, donde se alternan épocas con flujo del acuífero hacia el cauce y viceversa. Esto último se evidencia al analizar los hidrogramas de los ríos con flujo base. La importancia de la interconexión entre éstos, que se consideran recursos diferentes, reside en el hecho de que si se altera el comportamiento natural de uno de ellos, se cambia necesariamente el del otro. Hoy en día, hay gran cantidad de ejemplos al respecto: la desecación de lagunas y desaparición de manantiales en el nacimiento del río Lerma en los valles de Ixtlahuaca y Toluca, por sobreexplotación del acuífero; situaciones similares en el valle de México, la región lagunera de Torreón y el valle de Oriental en Puebla y la disminución de la recarga a los acuíferos de la región lagunera y del valle de Mexicali debido al recubrimiento de canales de riego, por citar sólo algunos.

El aprovechamiento de escurrimientos superficiales mediante su regulación en almacenamientos, en general no implica consecuencias negativas para los acuíferos situados aguas abajo del

embalse, si se prevén los efectos y no se toman medidas unilaterales que consideren sólo una de las partes. De hecho, pueden diseñarse políticas que mejoren el aprovechamiento global del agua, al utilizar el acuífero como un embalse adicional, con las ventajas de que entonces es un filtro purificador y evita la evaporación.

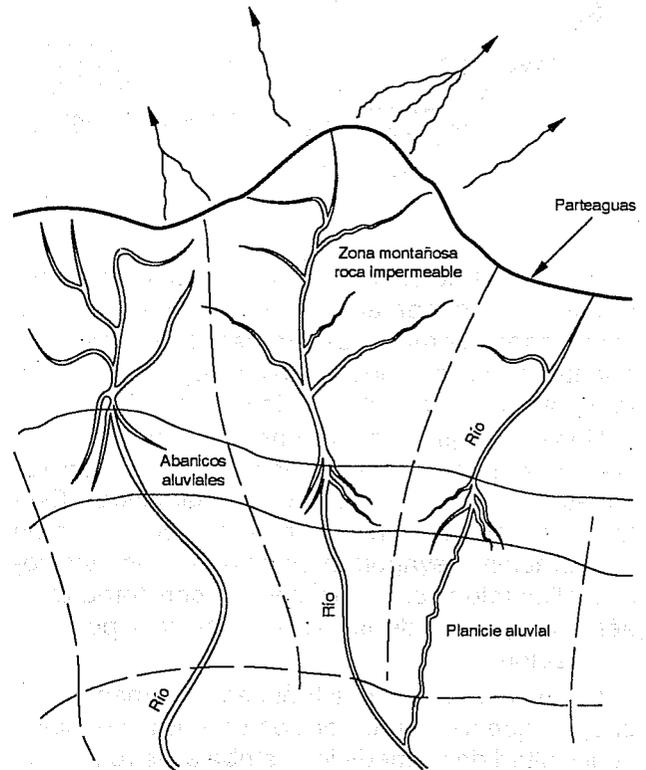
A fin de anticipar las consecuencias de acciones sobre cualquier fuente de agua, es necesario cuantificar los flujos. Para el hidrólogo de superficie, la cuantificación se basa principalmente en mediciones de escurrimientos mediante aforos, o de lluvias, para relacionarlas con los escurrimientos; su principal problema es la aleatoriedad de estos eventos naturales que obliga a usar registros extensos para dar confiabilidad a sus estimaciones. El geohidrólogo tiene en el acuífero, en la mayoría de los casos, un filtro que suaviza la variabilidad del flujo, pero con una mayor dificultad en su medición.

Flujos en un acuífero

En geohidrología, la cuantificación de los componentes de flujo se apoya en gran medida en la ecuación de balance aplicada a un acuífero o a una parte del mismo, en determinado intervalo de tiempo. Expresada en palabras, dicha ecuación es: lo que se tiene ahora es igual a lo que se tenía antes más las entradas y menos las salidas en el intervalo. Si se logra cuantificar las entradas y salidas, es posible establecer políticas racionales de aprovechamiento, con la flexibilidad de variar temporalmente la explotación, al utilizar el almacenamiento en las épocas de mayor necesidad del fluido y dejando que se almacene de nuevo en otros momentos.

Los flujos de entrada a un acuífero son muy diversos y, en general, de difícil evaluación. Por una parte, se tiene la infiltración. A veces, en las formaciones muy permeables, ésta se debe directamente a la lluvia; en las zonas de pie de monte, es más frecuente que se deba al escurrimiento superficial proveniente de las zonas montañosas con altas pendientes y superficies impermeables (véanse ilustraciones 1 y 2). También proviene, como ya se mencionó, de cauces de ríos no revestidos con un nivel superior al freático (muchos de los cuales escurren sólo en época de lluvia) y de canales de riego (véase ilustración 3). La dificultad para determinar estos flujos hace que normalmente se dejen como incógnitas en la ecuación de balance.

1. Recarga en zonas de montaña

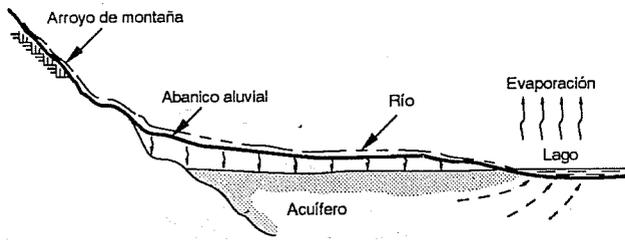


Otro tipo de entradas son las de flujo subterráneo horizontal, para las que la geohidrología sí tiene medios de definición. Una actividad equivalente a la de aforar corrientes en hidrología superficial es, en geohidrología, la de cuantificar flujos subterráneos en las fronteras de la zona de balance. Esto se efectúa con la medición de los gradientes piezométricos y transmisividades del acuífero y con la aplicación de la ley de Darcy. En algunos casos, la interpretación de las pruebas de bombeo deja algunas dudas respecto al valor de la transmisividad, que deben ser tomadas en cuenta al evaluar la confiabilidad de los resultados.

La infiltración artificial, que en la actualidad se hace por medio de pozos o de lagunas de infiltración, es una entrada que por su misma naturaleza, es perfectamente medible.

Como salidas de la zona de balance se tienen las de flujo subterráneo horizontal por sus fronteras, que se cuantifican de manera similar a la indicada para las entradas debidas a dicho flujo. Otras salidas del acuífero son sus descargas a zonas superficiales con un nivel inferior al piezométrico, como canales de drenaje, cauces naturales, lagos (véase ilustración 4) y manantiales.

2. Sistema cerrado de montaña a planicie aluvial



(véanse ilustraciones 5 y 6). En estos últimos, el caudal se puede aforar, y en los tres primeros, si se conocen gradientes y transmisividades, para cuantificarlos se puede aplicar la Ley de Darcy con la hipótesis de Dupuit de flujo horizontal.

Una salida que ocasionalmente cobra importancia es la debida a la evapotranspiración en las zonas cubiertas de vegetación freatofítica. Este factor puede estimarse si se cuenta con datos de evaporación o evapotranspiración en las estaciones climatológicas de la zona y con fotografías aéreas o planos de las áreas cubiertas por esta vegetación.

Por último, una salida teóricamente medible es el agua que se extrae por bombeo. En este caso, la dificultad de su medición estriba en la renuencia que muestra el usuario del pozo a realizarla, situación que sólo puede salvarse haciéndolo partícipe y consciente de la importancia de conocer este término de la ecuación del balance para cuantificar la potencialidad del acuífero que disfruta.

De lo anterior se desprende que, aun en las regiones donde se han hecho mediciones confiables de campo sobre transmisividades, niveles piezométricos, descarga de manantiales, bombeo e infiltración artificial, en caso de haberla, quedan como incógnitas la infiltración y, una característica hasta ahora no mencionada, el coeficiente de almacenamiento del acuífero. En algunos casos, este último se puede determinar haciendo balances locales en áreas donde haya certeza sobre todos los términos de la ecuación y se conozca la evolución del nivel piezométrico. Una vez definido el coeficiente de almacenamiento, si se cuenta con información de otros periodos, pueden determinarse las infiltraciones. Sin embargo, a la larga esto resulta laborioso y de extrapolación dudosa si no se explica la causa de los resultados. En este sentido, la formación de un modelo numérico del acuífero que considere sus conexiones con los cuerpos de agua superficiales, es una herramienta que puede aclarar algunas situaciones, además de facilitar los cálculos de flujos y balances.

Tipos de conexiones y su cuantificación

Para incluir las relaciones entre aguas superficiales y subterráneas en el modelo numérico de un acuífero, conviene identificarlas claramente y definir la ley numérica con la que se cuantificarán los flujos intercambiados. A continuación se hace un resumen de lo dicho antes sobre las posibles interacciones y formas de cuantificación.

Manantiales

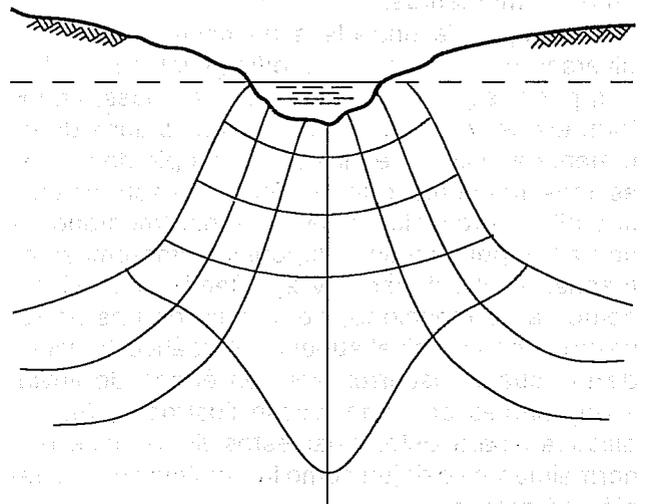
Cuando el nivel piezométrico del acuífero sube sobre el nivel del terreno, el agua tiende a aflorar y alimentar cuerpos de agua superficiales. Una manifestación de esto son los manantiales. Los aislados (ojos de agua) se dan por lo general en acuíferos semiconfinados, por fisuras o partes débiles de la capa confinante, como se esquematiza en la ilustración 1. En este caso, la descarga corresponde a la de un orificio con flujo lineal, que se expresa con la fórmula:

$$Q_m = K A \frac{(H_a - H_m)}{L}$$

donde:

- Q_m = caudal del manantial [L^3/T]
- K = conductividad hidráulica del acuífero [L/T]
- A = área de comunicación con la superficie [L^2]
- L = longitud de comunicación con la superficie [L]

3. Cauce influente



H_a = carga hidráulica en el acuífero [L]
 H_m = carga hidráulica en el manantial [L]

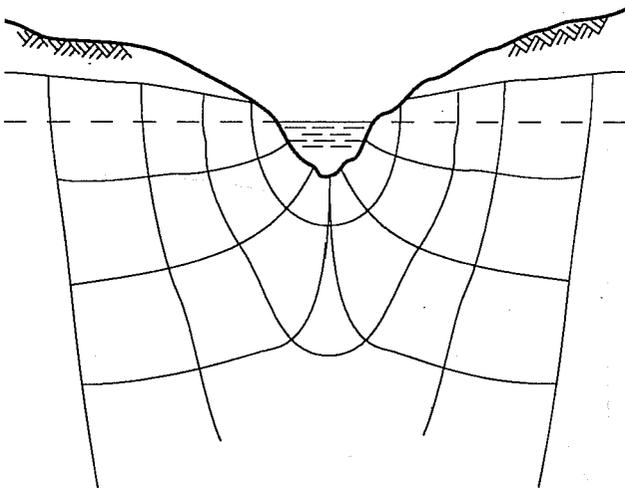
Ante la dificultad de definir ya sea el área o la longitud de comunicación con la superficie, conviene reunirlos con la conductividad para formar un solo coeficiente de descarga con dimensiones $[L^2/T]$:

$$Q = C_d(H_a - H_m) \quad (1)$$

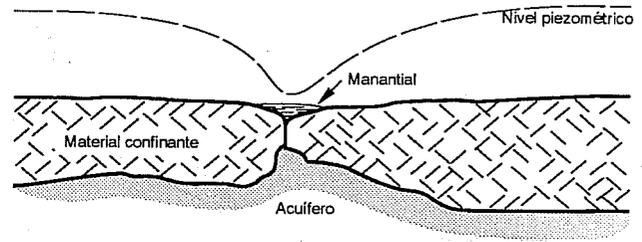
Es necesario determinar este coeficiente con mediciones tanto del caudal como de las cargas hidráulicas.

Por otra parte, en los acuíferos freáticos donde el flujo se topa con algún obstáculo (véase ilustración 2), tiende a salir formando líneas de manantiales, es decir, una serie alineada a lo largo del contacto entre el acuífero y la formación que representa el obstáculo. En ese caso podría pensarse en aplicar la hipótesis de Dupuit para calcular el flujo descargado como se ha establecido para las descargas a ríos y lagos. Sin embargo, puede no cumplirse cabalmente la hipótesis debido a los altos gradientes en la descarga, o bien, a que existan bifurcaciones del flujo hacia partes confinadas del acuífero. Al trabajar con un modelo numérico, se presenta otra opción de cálculo para estos casos, que consiste en resolver el sistema de ecuaciones de balance durante el intervalo de tiempo de integración; esto naturalmente produce niveles piezométricos por arriba del nivel del terreno; la descarga del manantial se calcula como la necesaria para que el nivel piezométrico quede al nivel del terreno. Esto constituye en realidad

4. Cauce efluente



5. Manantial en acuífero confinado



un balance explícito *a posteriori* en los elementos donde se realiza, que puede corregirse con iteraciones en la solución del sistema. El caudal del manantial en este caso es:

$$Q_m = A S \frac{(H_a - cota)}{t} \quad (2)$$

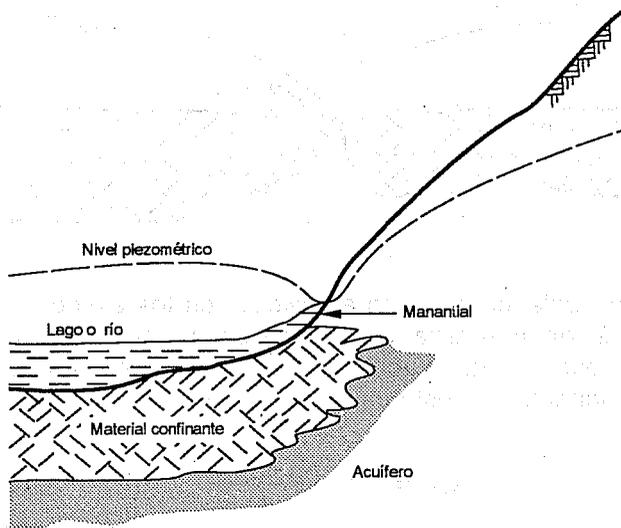
donde:

- A = área del elemento de la malla bidimensional $[L^2]$
- S = coeficiente de almacenamiento del acuífero [adimensional]
- $Cota$ = cota del terreno en el elemento de la malla [L]
- t = intervalo de tiempo de integración del modelo [T]

Descargas del acuífero a cuerpos de agua superficiales: ríos, lagos y embalses

Existen dos posibilidades para la formación de cuerpos de agua del tipo de lagos o embalses: una se debe a la existencia de una depresión en terreno impermeable que reciba aportación de algún tipo de escurrimiento; otra es porque la depresión tenga liga directa con un acuífero al que normalmente drena. En el primer caso, la conexión del agua superficial con la subterránea es poca, salvo por posibles fugas del embalse hacia niveles piezométricos más bajos; en el segundo, la liga normal es como la que se muestra en la ilustración 4, es decir, se trata de un drenado del acuífero hacia el lago. La cuantificación del flujo se puede hacer si se conocen las transmisividades y los gradientes piezométricos, aceptando que el flujo es horizontal en el perímetro del lago (hipótesis de Dupuit), aunque después las líneas de flujo se curven hacia su fondo. La misma situación y cálculo son válidos para un tramo de río efluente, que drena al acuífero.

6. Manantial en acuífero freático



Infiltración de lagos, embalses, ríos y canales hacia el acuífero

Esta situación se presenta principalmente en los acuíferos freáticos y se esquematiza en la ilustración 3. El cálculo del flujo es menos sencillo que en los casos anteriores. Si se quiere relacionar el caudal de infiltración con la diferencia entre el nivel del cuerpo de agua en superficie y el del acuífero "inalterado", o sea, medido a una distancia de la margen a la que la curvatura de la superficie del nivel freático no sea ya notable, se encuentra una relación de tipo no lineal como la que se muestra en la ilustración 7. En su primera parte, cuando la diferencia de niveles no es muy grande comparada con el ancho del cuerpo de agua, la relación es de tipo lineal y proporcional a su perímetro y a la diferencia de cargas.

Al aumentar la diferencia de niveles se produce una transición con una relación menos directa, hasta llegar a un límite en el que el caudal de infiltración se mantiene constante, aunque aumente la diferencia de niveles; en ese rango de valores, la infiltración depende básicamente del ancho del cuerpo de agua.

Existen varias investigaciones que proporcionan fórmulas como las de Vedernikov (1934), Pavlovsky (1956) y otras para el tipo de flujo que no depende de la diferencia de cargas, o como la de Hooghoudt-Ernest (Crebas *et al.*, 1984) para la parte que sí lo hace. En otras se emplean procedimientos gráficos (Dachler, 1933, resumido por Muskat, 1937) o gráficas adimensionales (Bouwer, 1976); este último construyó sus curvas con base en resultados obtenidos con modelos analógicos

que cubren prácticamente toda la gama de flujos descrita arriba. Con objeto de facilitar su cálculo, aquí se intentó ajustar una sola ecuación a las curvas de Bouwer y se llegó a la siguiente fórmula:

$$Q_i = 0.1594 R_1 R_2 K (B + 2h) \frac{L_o}{M} \quad (3)$$

Para $R_1 > 20$ usar $R_1 = 20$ y para $R_2 > 5$ usar $R_2 = 5$

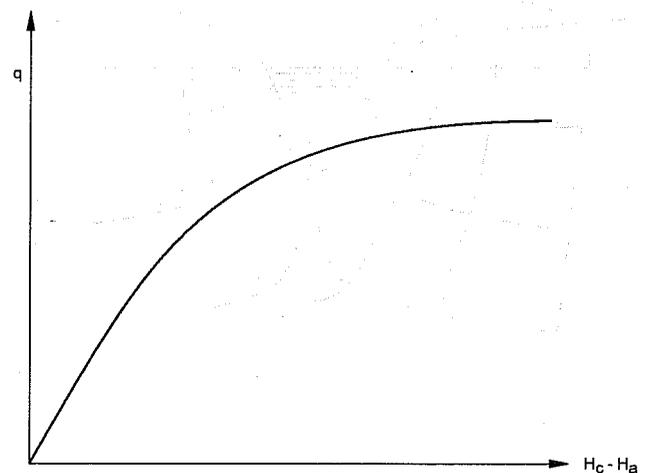
donde:

- Q_i = Caudal de infiltración [L^3/T]
- R_1 = Relación D/B [adimensional]
- D = Distancia desde el fondo del cuerpo de agua hasta el basamento impermeable [L]
- B = Ancho del fondo del cuerpo de agua [L]
- R_2 = Relación $(H_c - H_a)/(B + h)$ [adimensional]
- H_c = Elevación de la superficie libre del agua en el cuerpo de agua [L]
- h = Profundidad del agua en el canal [L]
- H_a = Elevación de la superficie freática "inalterada" [L]
- K = Permeabilidad del medio [L/T]
- L_o = Longitud media del cuerpo de agua [L]
- M = Factor adimensional [adimensional]:

$$M = (1 + 0.06809 R_1^{1.315})(1 + 0.05431 R_2^2)$$

Las experiencias de Bouwer fueron hechas para un medio isótropo, por lo que esta fórmula es aplicable a esa situación. Si se quiere aplicar a medios con una permeabilidad vertical menor que

7. Relación entre el caudal de infiltración y la diferencia de niveles



la horizontal, convendrá escoger un valor intermedio entre ambas, dependiendo de la componente principal del flujo, horizontal o vertical.

Infiltración en áreas de recarga

Se indicó ya que las áreas que más comúnmente reciben recarga de la superficie son las de pie de monte en las que éste es de alta pendiente y de material impermeable. En estos lugares se forman abanicos aluviales a la salida de las cañadas que traen el escurrimiento de la montaña y que muchas veces se pierde en el propio abanico para alimentar al acuífero en el sedimento aluvial. Si se quiere tener una idea de la magnitud de estos flujos, conviene acudir a la hidrología superficial, que utiliza estimaciones basadas en las características físicas de la cuenca y de la lluvia que recibe (Springall, 1970; Domínguez, 1980; Aparicio, 1989). Si no se infiltra en su totalidad, esa agua escurre por los cauces de la planicie y en su parte superior, normalmente continúa alimentando al acuífero freático.

Cuando se trabaja con un modelo matemático del acuífero, conviene utilizar las cantidades determinadas con métodos de hidrología de superficie, como infiltraciones de prueba, en las áreas donde se estime que ocurran (zonas de cauces como los que aparecen en los planos del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática); esos valores se pueden considerar como límites superiores de la infiltración y se pueden variar durante la calibración del modelo.

Descripción de aplicaciones

Las ideas expuestas se desarrollaron al simular numéricamente casos específicos de acuíferos en la República Mexicana, como se describe de manera breve a continuación.

Acuífero de la ciudad de México

El principal aspecto de la comunicación entre el agua superficial y subterránea en el sur del valle de México fue la existencia de manantiales que alimentaban un sistema de lagos que cubría una gran parte de la ahora zona conurbada metropolitana. Todos los intentos de calibración de un modelo del acuífero que no tomaban en cuenta esas manifestaciones superficiales, no tuvieron éxito. En cambio, al incluirlas (Domínguez *et al.*; 1982, Cruickshank, 1982) se obtuvieron con facilidad configuraciones iniciales de niveles piezométricos

razonables (ya que de hecho, sólo pueden inferirse), configuraciones de los niveles actuales y evoluciones de niveles y hundimientos del suelo muy similares, así como una historia de descarga de manantiales parecida a la observada.

La necesidad de incluir la descarga de manantiales y de flujo ascendente, resulta evidente si se piensa que la condición de equilibrio del acuífero antes de ser explotado, era de recarga en zonas permeables y de descarga a la superficie, como únicos términos de la ecuación de conservación de masa. Así, se aplicaron los criterios implícitos en la ecuación (1) en zonas donde el acuífero era semiconfinado, si la diferencia de carga entre el acuífero y la atmósfera era mayor que 0.20 veces el espesor de la capa confinante y sólo hasta espesores de 20 m; para espesores mayores, se consideró que el flujo sería muy pequeño. En las zonas de acuífero freático, se aplicó el criterio de la ecuación (2).

Como comprobación de que los criterios explicados tienen una base real, las mediciones recientes de presión en la arcilla confinante, en los lugares donde tiene gran espesor (> 50 m), indican un flujo ascendente en su parte superficial (Herrera, 1991); esto se explica ya que la baja permeabilidad de la arcilla ha evitado que los abatimientos del nivel piezométrico en profundidad, provocados por el bombeo, tengan algún efecto sobre la parte superior de la capa de arcilla, que mantiene aún las condiciones de hace cientos de años.

Acuífero del Valle de Oriental

Este es otro caso de una cuenca cerrada en superficie con presencia de manantiales y, principalmente, con la descarga del acuífero hacia un lago y varios xalapascos (lagunas en conos volcánicos). Aquí también, el equilibrio antes del bombeo se establecía entre las infiltraciones de pie de monte y los cauces altos, por una parte, y las descargas a lagos y manantiales, por la otra; estas últimas, tras su utilización como fuente de agua potable y abrevadero, terminaban evaporándose. Como descarga adicional, en este ejemplo, se tienen salidas subterráneas hacia cuencas más bajas; en el norte, a través del puerto entre el Cofre de Perote y la Caldera de Los Humeros y en el sur, por la Sierra de Soltepec de formación calcárea permeable.

La modelación de este acuífero (Cruickshank, 1988), para el que se logró el equilibrio en condiciones iniciales y de evolución posterior, sirvió

fundamentalmente para comprobar que en estudios anteriores se habían sobreestimado el flujo subterráneo y la evaporación en las lagunas. La simulación incluye, además de los manantiales, la liga del acuífero con las lagunas principales y el balance superficial de las mismas. Fue así como, al simular su funcionamiento, se detectó que, debido a su poca profundidad, la superficie de la Laguna del Carmen se extiende a su máximo, sólo luego de alguna lluvia, y que el flujo subterráneo que también la alimenta, no es capaz de mantener una lámina de evaporación mayor de 1.50 m al año. El modelo sirvió también para hacer ver que sería muy costoso evitar las salidas subterráneas, debido a los grandes abatimientos de nivel necesarios al efecto.

Acuífero del valle de Villa Juárez

El valle aguas abajo de la presa Francisco Zarco, por el que escurre el río Nazas antes de salir a la planicie de la Laguna de Mayrán, tiene un acuífero en material no consolidado, cuya característica principal es su clara comunicación con el cauce del río. Está formado por estratos de arenas finas a gruesas y gravas. El cauce del río se ha acorazado por lo que sólo se ven cantos rodados. La comunicación entre el río y el acuífero se evidencia en que los niveles piezométricos cercanos a aquél no han cambiado notablemente en más de 10 años de observaciones, gracias, en parte, a la comunicación mencionada y a que el bombeo no ha sido excesivo.

Esta característica del acuífero facilitó la calibración del modelo numérico de simulación que se le hizo (Mendoza y Cruickshank, 1991). En él se incluyeron conexiones del tipo dado por las ecuaciones (2) y (3), las que, para el bombeo actual, establecieron los niveles observados, simplemente al definir la cota del cauce del río. Para bombeos futuros, de mayor magnitud, los niveles del acuífero en las cercanías del río, sí sufrirán abatimientos de importancia. El modelo determina el caudal que puede extraerse por bombeo, por unidad de longitud de cauce, para determinado abatimiento de niveles, de acuerdo con las características locales del cauce y del acuífero. Por supuesto, se trata de agua inducida del cauce del río y, por lo tanto, restada a su escurrimiento; no se trata de un nuevo recurso, pero tiene la ventaja de hacer funcionar al acuífero como un almacenamiento adicional al de la presa y de representar un sistema natural de tratamiento del agua.

Conclusiones

En todos los acuíferos, la conexión con el agua superficial, y muchas veces, con cuerpos de este tipo de agua, juega un papel muy importante en su funcionamiento. Entender y cuantificar estas conexiones es indispensable para determinar el recurso hidrológico aprovechable en su conjunto.

Existen formas confiables de cuantificar la magnitud de los flujos de interconexión; para ello, es necesaria alguna información de campo del tipo usual en el estudio de acuíferos (niveles piezométricos, transmisividades), además de algunas pruebas especiales como las de infiltración, para medir permeabilidades verticales, o la instalación de piezómetros para la detección de gradientes verticales.

Como ejemplo, se trataron aquí algunos criterios de cuantificación, que dieron buenos resultados. Es obvio que no son los únicos; en nuevas aplicaciones puede surgir otro tipo de relaciones que será necesario probar e investigar.

Referencias

- Aparicio J. *Hidrología de Superficie*, Edit. Limusa, 143 p., México, 1989.
- Bouwer H. "Theory of Seepage from Open Channels", en *Advances in Hydroscience* No. 7, Edit. Ven-Te-Chow, pp. 121-172, McGraw Hill, Nueva York, 1976.
- Crebas J. I., Giding B. H. y Wesseling J. W. "Coupling of Groundwater and Open Channel Flow", *Journal of Hydrology*, No. 72, pp. 307-330, Elsevier, Amsterdam, 1984.
- Cruickshank C. "Modelos matemáticos del acuífero", en *El sistema hidráulico del Distrito Federal*, Cap. 6, Departamento del Distrito Federal (DDF), México, 1982.
- Cruickshank C. "Revisión de estudios geohidrológicos y modelación del acuífero del Valle de Oriental, en los estados de Puebla, Tlaxcala y Veracruz", I de I, realizado para La Sociedad Civil para la Protección de los Recursos Naturales de los Valles Orientales de los estados de Puebla, Tlaxcala y Veracruz, 73 p., México, 1988.
- Dachler R. *El flujo de infiltración de canales de drenaje sobre una superficie freática somera*, (en alemán), Die Wasserwirtschaft, Berlín, 1933.
- Domínguez R., Fuentes O., Cruickshank C., Domínguez E. y García A. *Manual de hidráulica urbana*, Departamento del Distrito Federal, 350 p., México, 1982.
- Domínguez R. "Hidrología superficial", en *Manual de Diseño de Obras Civiles de la Comisión Federal de Electricidad (CFE)*, Cap. 1, Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE), CFE, 48 p., México, 1980.

Herrera I. Comunicación personal, 1991.

Mendoza R. y Cruickshank C. "Modelo matemático de simulación de flujo en el acuífero de Villa Juárez, estados de Coahuila y Durango", I de I, realizado para la Comisión Nacional del Agua (CNA), (en prensa), México, 1991.

Muskat M. *The flow of Homogeneous Fluids through Porous Media*, J. W. Edwards Inc., segunda edición, Ann Arbor, Michigan.

Pavlovsky, N. N. *Collected Works*, 2 vols., Leningrado Akad., Nauk, URSS, 1956.

Polubarinova-Kochina P. Ya., 1952, "Theory of Ground Water Movement", Edit. MIR, Moscú, 1937.

Springall R. *Hidrología*, I de I, No. D-7, 188 p., México, 1970.

Vedernikov V. V. *Infiltración en canales*, (en alemán), *Wasserkraft und Wasserwirtschaft*, No.11-12, Berlín, 1934.