

APLICACIÓN DE VARIAS METODOLOGÍAS PARA ESTIMAR LA RECARGA AL ACUÍFERO PAMPEANO, ARGENTINA

• Marcelo R. Varni •
Instituto de Hidrología de Llanuras, Argentina

Resumen

En este trabajo se intenta evaluar la recarga vertical por precipitación al acuífero del Azul, centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina, con varias metodologías. En primer lugar, se evalúa la variación espacial de la recarga y luego se analiza su variación temporal en una estación ubicada en la zona central del área estudiada. Se han aplicado varios métodos independientes para evaluar la recarga: el método de balance de masas de cloruro, el método de fluctuación del nivel freático, y un modelo de flujo de aguas subterráneas en condiciones estacionarias y transitorias. Los resultados obtenidos muestran que la variación temporal de la recarga (medida en periodos anuales) es para todos los métodos aplicados y todos los periodos analizados considerablemente mayor que la variabilidad de la precipitación que la genera. La recarga media anual varía entre más del 20% de la precipitación media anual en la cuenca superior a menos del 10% en la llanura (cuenca baja), con valores intermedios para la subcuenca media. Se propone un modelo conceptual del sistema hídrico subterráneo y su relación con las recargas en cada sector de la cuenca. Este modelo identifica un sistema de flujo regional y sistemas locales de diferentes escalas.

Palabras clave: recarga del agua subterránea, balance de masas de cloruro, método de fluctuación del nivel freático, modelo de flujo de aguas subterráneas, modelo conceptual del sistema hídrico subterráneo.

Introducción

El área de estudio se ubica en la pampa húmeda argentina. Es el territorio argentino más importante desde el punto de vista económico debido a las características de su clima y sus suelos. Es una zona de excelentes cualidades para el desarrollo de actividades agrícolas y ganaderas. La economía agrícola se basa en el cultivo de trigo, maíz, soja, cebada, centeno, lino, girasol y papa. También se desarrollan en la región actividades de cría de ganado (bovino y ovino), así como la lechería.

En las últimas décadas ha habido cambios importantes en el uso de la tierra. El sistema ha sido fuertemente alterado debido al avance de la agricultura y la ganadería, que ha llevado al reemplazo de los pastizales originales por

cultivos anuales y/o por pasturas implantadas. El crecimiento del área agrícola ha sido acompañado por un sostenido crecimiento en el uso de tecnología (químicos, labranza mínima y riego). Los avances tecnológicos en el desarrollo de agroquímicos, equipos mecánicos y cultivos transgénicos han incrementado la producción agrícola (Marelli *et al.*, 2006), así como la presión productiva sobre la tierra y la dinámica del agua en el paisaje. Los recursos naturales más afectados por estos procesos son los suelos y el agua, por lo que deben incrementarse los esfuerzos para su conservación en la región.

El arroyo del Azul nace en las proximidades de Chillar, una pequeña población, y desarrolla su curso hacia el norte, hasta perderse en la llanura antes de alcanzar el río Salado. El curso, unos 80 km al norte de la localidad de Azul

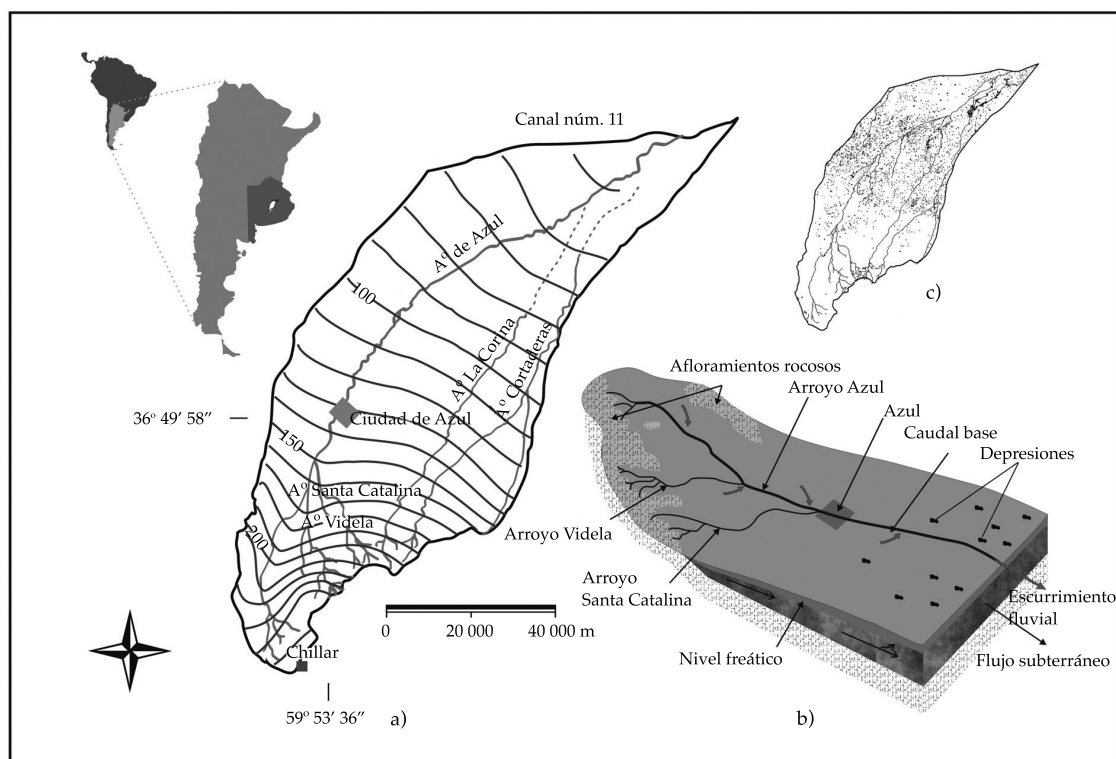


Figura 1. (a) Ubicación de la cuenca del arroyo del Azul y cuenca con cursos de agua y curvas isofreáticas; (b) esquema de la cuenca con flujos de agua principales; (c) imagen binaria obtenida a partir de una imagen de satélite, donde pueden verse numerosas depresiones con agua en la cuenca baja.

(figura 1), es atravesado y drenado de forma parcial por un canal artificial, que se adopta en este trabajo como límite norte del área de estudio. La cuenca está compuesta por una gran planicie (subcuenca baja) y un área más pequeña de suaves serranías (subcuenca alta). Ambas están conectadas a través del piedemonte (subcuenca intermedia). La pendiente media del terreno es del 5% en la zona superior y 0.2% en la inferior, mientras que varía entre 0.5 y 0.8% en la intermedia. El comportamiento global de la región es el de una llanura (Sala *et al.*, 1987).

En las serranías ubicadas al sur existen afloramientos rocosos compuestos por rocas metamórficas, tonalitas, migmatitas y cuarcitas (González-Bonorino *et al.*, 1956). Dichas rocas se profundizan hacia el norte, constituyendo la base del sistema hidrológico, y alcanzando una profundidad de alrededor de 800 m al

noreste del área de estudio. Por encima del basamento cristalino hay sedimentos de tipo loésico, compuestos por limos arenosos y arcillosos, que contiene el acuífero pampeano de características freáticas (Sala *et al.*, 1983). En la ciudad de Azul, el basamento se ha detectado a unos 120 m de profundidad. La formación post-pampeana (Fidalgo *et al.*, 1975) se ubica por encima de los limos del pampeano. En la figura 2 se muestra el perfil de una perforación en la ciudad de Azul que no ha alcanzado el basamento (que está unos 10 m más profundo), pero muestra los materiales sedimentarios que constituyen el pampeano: arenas limosas o limos arcillosos con más o menos presencia de arcillas que muestran cierta heterogeneidad vertical, pero con poca continuidad espacial. Las exploraciones geoelectricas realizadas han permitido detectar el basamento hidrogeológico hacia el norte hasta la equipotencial de 70

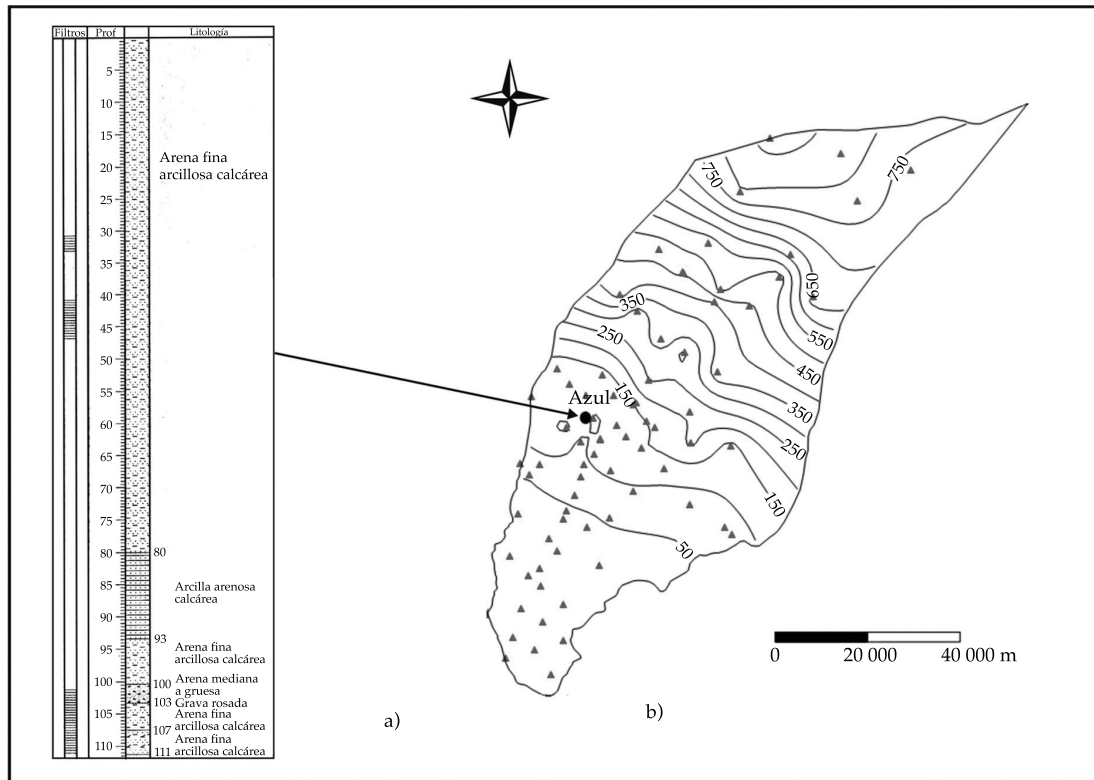


Figura 2. (a) Perfil de una perforación en la localidad de Azul; (b) profundidad del basamento desde la superficie del terreno en m, obtenida mediante 77 sondeos eléctricos verticales (SEV). Los triángulos indican la ubicación de los SEV.

msnm. La determinación de la profundidad de este límite es clara debido al alto contraste entre resistividades del material sedimentario ubicado por encima del basamento con este mismo, aunque podría haber cambios litológicos por encima del basamento que no es posible detectar sin el apoyo de perforaciones profundas, que no existen aguas abajo de la ciudad de Azul.

En el sector sur de la cuenca hasta la ciudad de Azul, el acuífero freático pampeano es heterogéneo verticalmente. Sin embargo, según Sala *et al.* (1987), su funcionamiento regional sugiere que debe ser considerado como un único sistema, sin importantes variaciones en los niveles piezométricos en profundidad y, por lo tanto, debe tratarse como un acuífero multiunitario. Ello se debe a que, aunque exista recarga, cuando el acuífero tiene cierto espesor, la recarga vertical por precipitación se produce

a través de la zona no saturada, pero no afecta de manera sensible la dirección del flujo subterráneo preponderante, que es horizontal, excepto en la parte superior del acuífero.

En las cuencas superior e intermedia, la conductividad de las aguas subterráneas presenta valores menores a $750 \mu\text{S}/\text{cm}$. No obstante, pueden observarse leves incrementos en algunos sectores aledaños a los cursos de agua, donde se produce la descarga parcial de las aguas subterráneas. En la cuenca inferior existe un gradual aumento hasta valores de $3\,000 \mu\text{S}/\text{cm}$. Desde el punto de vista químico, las aguas son preponderantemente bicarbonatadas, con predominio cálcico en cabeceras, pasando a dominar al norte las sódicas. El anión cloruro muestra un incremento desde cabeceras hasta la cuenca baja.

La precipitación (P) media anual en Azul es de 911 mm (1901-2011), y la temperatura media

anual es de 14.4 °C (1966-2011). De acuerdo con la clasificación climática de Thornthwaite, el clima de la región se clasifica como subhúmedo-húmedo, mesotermal, con pequeña a nula deficiencia de agua.

El objetivo de este trabajo es evaluar la recarga vertical por precipitación al acuífero freático pampeano en la región con varias metodologías, una cuestión relevante para el manejo de los recursos hídricos. Pueden citarse los trabajos de Carrica y Lexow (2004), y Alcalá *et al.* (2011), como ejemplos de aplicación de estimación de recarga vertical por precipitación por medio de varios métodos. En primer lugar se evalúa la variación espacial de la recarga, luego se analiza su evolución temporal en una estación ubicada en la zona central del área estudiada.

Modelo hidrogeológico conceptual

Los conceptos vertidos en este apartado han sido extraídos principalmente de Varni (2005). En la parte superior de la cuenca, constituida por lomadas con basamento hidrogeológico cercano a la superficie del terreno (espesores sedimentarios máximos de 10 m, aproximadamente), el material sedimentario es de granulometría más gruesa que en la llanura, con importantes permeabilidades. Las velocidades efectivas del agua subterránea se estiman en unos 10 m/d. La mayoría del agua que infiltra fluye hacia los cursos de agua sobre el basamento y se manifiesta en éstos como caudal base. La mayoría del área se comporta como de recarga, mientras que las zonas de descarga se restringen a los cursos de agua y su zona aledaña. El aporte de agua de la cuenca superior a la de transición se produce a través de los cursos de agua y, de manera subterránea, por los valles que alojan a estos cursos (figura 1).

En la zona de transición, las pendientes disminuyen de forma progresiva y el paisaje pasa a ser suavemente ondulado. El basamento hidrogeológico se profundiza de manera gradual hasta llegar a unos 100

m de profundidad en el extremo norte de esta zona, poco aguas arriba de la ciudad de Azul. El agua recargada verticalmente por precipitación al acuífero freático aporta al flujo regional subterráneo y al flujo base de los cursos de agua. El flujo subterráneo regional es el que está fuera de la zona de influencia de los cursos de agua y el que se produce dentro de esta zona, pero que circula por debajo de los cursos y no descarga en ellos. La velocidad efectiva media del agua subterránea es de 1.5 m/d, aproximadamente, y la profundidad de los niveles freáticos tiene valores medios entre 2.5 y 4 m. En el último siglo, el acuífero freático nunca ha dejado de aportar agua al arroyo del Azul y sus afluentes, aunque con variaciones de magnitud que obedecen a las fluctuaciones de los niveles freáticos.

La zona llana se ubica inmediatamente al norte de la zona de transición y podría a su vez subdividirse en varias zonas de acuerdo con su pendiente topográfica, ya que a medida que nos desplazamos hacia el norte, ésta disminuye de manera progresiva. En tal zona, el área de influencia de los cursos de agua es de poco alcance, debido a la prácticamente nula pendiente en sentido transversal al eje de la cuenca. Los niveles freáticos están muy cercanos a la superficie del terreno (menos de 2 m) e intercambian agua con cuerpos de agua temporarios que se alojan en pequeñas depresiones que abundan en el paisaje (ver figura 1b y 1c). Las velocidades efectivas de flujo varían entre 0.1 y 0.01 m/d, a medida que se avanza hacia el norte. En esta zona, el basamento sigue profundizándose, alcanzando unos 800 m de profundidad en el extremo norte de la cuenca, lo cual puede verse en la figura 2, donde se muestran las profundidades del basamento obtenidas mediante 77 sondeos eléctricos verticales.

El modelo conceptual del flujo de agua subterránea puede asimilarse al descrito por Tóth (1995). En primer lugar, se tiene un sistema regional de flujo en el que pueden distinguirse las zonas de recarga, conducción y descarga. Estas zonas están caracterizadas

por flujos preponderantemente descendente, lateral y ascendente, de manera respectiva. Al poseer este sistema regional gradientes hidráulicos muy leves, pequeñas variaciones en la topografía producen alteraciones en la parte superior del sistema de flujo, constituyendo así un sistema de flujo compuesto. En este sistema compuesto pueden diferenciarse sistemas de flujo locales, intermedios y regionales, que están asociados con zonas de recarga y descarga locales, intermedias y regionales. Por ello, en la cuenca baja existen áreas de recarga y también de descarga de las aguas subterráneas, que se dan en el contexto de sistemas locales de flujo más o menos influenciados por sistemas de mayor alcance. De todas maneras, hasta donde abarca este estudio, predomina la recarga por sobre la descarga, aunque más al norte esto se invertiría.

En la cuenca del arroyo del Azul, la importancia relativa e incluso la existencia de alguno de los distintos sistemas de flujo depende del sector de la cuenca considerado. En la cuenca alta no existe un sistema regional de flujo, solamente se dan sistemas locales de recarga en las zonas altas y descarga en los cursos de agua cercanos. En la zona de transición, el basamento se profundiza, y se inicia aquí el sistema de flujo regional, con sistemas locales e intermedios de importante influencia en el sistema total debido a que las variaciones topográficas que generan estos sistemas subordinados son de cierta importancia. En el sistema regional preponderan en este sector los flujos descendentes. En la zona llana, el sistema de flujo ha alcanzado espesores de importancia y las geoformas son leves, por lo que adquiere relevancia el sistema regional frente a los sistemas locales, en lo que se refiere a la magnitud de los volúmenes de agua transportados. Aquí comienzan a manifestarse evidencias de flujos ascendentes, a través de indicios hidroquímicos e isotópicos (Zabala *et al.*, 2011), aunque existe recarga y el flujo preponderante es horizontal. Además existen indicios indirectos de la presencia en profundidad de formaciones marinas

pertenecientes al Terciario a través de sondeos eléctricos, aunque el contraste de resistividades con el pampeano es mucho menor que en el caso del basamento, por lo que no se tiene certeza al respecto, ya que no hay ninguna perforación en la cuenca que lo avale. La zona de descarga propiamente dicha del sistema se da aún más al norte del límite arbitrario de la cuenca, para lo cual merece mencionarse que la descarga final del flujo subterráneo se da en la cuenca de un río denominado Salado.

La cuenca no intercambia agua con sectores externos, según puede deducirse de las líneas equipotenciales (figura 1a), que son perpendiculares a los límites.

Metodología

Los métodos a utilizar son de naturaleza variada y sus resultados presentan cierto grado de incertidumbre asociados con cada método. Esta incertidumbre depende de las simplificaciones que se han incorporado en el proceso, en cuántos parámetros son utilizados y en cómo han sido medidos, en la naturaleza de las ecuaciones usadas en la estimación de los valores de los parámetros y en los errores de los métodos. Por lo tanto, siempre existen errores asociados con los métodos y, en la medida de lo posible, se debe intentar minimizarlos. Por ello, es altamente recomendado el uso de varios métodos para el contraste de los resultados (Simmers, 1997). A continuación se describen los métodos utilizados que cumplen con la condición adicional de ser de bajo costo.

Balance de masas de cloruro (BMC)

Si se cumplen las condiciones de flujo pistón en un suelo sujeto a pérdidas de agua por evapotranspiración, cuando infiltra agua conteniendo cloruro disuelto, la concentración de cloruro debería incrementarse a través de la zona de raíces (Gardner, 1967). En ausencia de fuentes y sumideros, la masa de cloruro debiera ser aproximadamente constante. Si se utilizan valores medios de flujo de agua y sus

concentraciones, y si el balance se establece en un lapso prolongado en un sistema sin excesiva explotación o cambio climático, y considerando que el flujo de agua horizontal es despreciable frente al vertical, puede plantearse la conocida ecuación (Eriksson y Khunakasem, 1969):

$$P \cdot Cl_P + DS = R \cdot Cl_R \quad (1)$$

donde P es la precipitación; Cl_P , la concentración de cloruro de la precipitación; DS , la masa de cloruro de la deposición seca; R , la recarga de agua subterránea, y Cl_R es la concentración de cloruro de la recarga del agua subterránea. Para el muestreo de la precipitación, se ha utilizado un colector ubicado en el nivel del suelo, de manera que la muestra incorpore la deposición seca, o sea:

$$P \cdot Cl'_P = R \cdot Cl_R \quad (2)$$

donde Cl'_P es la concentración de cloruro de la muestra, que incluye la masa de cloruro en el agua de lluvia y la de la deposición seca. Esta última ecuación permite obtener la recarga.

El contenido de cloruro de la recarga puede determinarse de agua extraída de la zona vadosa (Ruiz, 2003) o de la parte superior del acuífero freático (Edmunds y Gaye, 1994). En este trabajo se ha utilizado esta última opción. Las perforaciones en las que se aplicó el método forman parte de una red de monitoreo del Instituto de Hidrología de Llanuras, en ubicaciones seleccionadas fuera de zonas afectadas por actividades antropogénicas. De todas maneras, de los fertilizantes comúnmente utilizados en la cuenca, ni la urea ni las fuentes fosfatadas convencionales contienen cantidades apreciables de cloruros y, puesto que no se fertiliza con potasio por la provisión adecuada del mismo a través del complejo de cambio del suelo, no deberían esperarse valores elevados de cloruros en el suelo de esta procedencia.

Este método ha sido aplicado en la provincia de Buenos Aires por Bonorino y Torrente (1992), y Quiroz-Londoño *et al.* (2012), entre otros.

Método de fluctuación del nivel freático

El método es aplicable sólo a acuíferos freáticos. Se requiere un registro del nivel freático al menos diario y una estimación del almacenamiento específico (Sy) de la zona de fluctuación del nivel freático (Healy y Cook, 2002). Sy puede asimilarse como la diferencia entre la porosidad total y la capacidad de campo, es decir, el almacenamiento en poros en los que se produce flujo de agua gobernado por la gravedad. El método es atractivo, porque suele haber información asequible sobre niveles. Sin embargo, pueden cometerse errores en el caso de confundir fluctuaciones debidas a la recarga y descarga del acuífero con aquellas producidas por bombeos, fluctuaciones barométricas u otras causas. Por lo general, un cuidadoso análisis de los registros permite identificar diferentes fuentes de fluctuaciones de nivel. La estimación de Sy es la parte más compleja del método.

Si se acepta que el ascenso del nivel freático se debe al agua de recarga que llega al acuífero freático, la recarga se calcula como:

$$R(t_j) = Sy \cdot DH(t_j) \quad (3)$$

donde $R(t_j)$ (L) es la recarga ocurrida entre los tiempos t_0 y t_j (tiempos al inicio y al pico del ascenso de nivel, respectivamente); Sy es el almacenamiento específico (adimensional), y $DH(t_j)$ es el ascenso del nivel freático hasta el pico atribuido a la recarga (L). La respuesta del nivel freático a los eventos de recarga es muy rápida debido a su poca profundidad, a la existencia de vías preferenciales de flujo (Weinzettel *et al.*, 2002), y al proceso de flujo pistón que se produce en la matriz porosa (el agua que arriba al nivel freático no es la misma que acaba de infiltrarse; es agua que está previamente en los poros y es empujada por el agua que ingresa, por lo que ésta no debe recorrer el trayecto desde la superficie del terreno hasta el nivel freático para que se aprecie un ascenso en éste) (Mathias *et al.*, 2005).

Para obtener un valor máximo aproximado de S_y puede utilizarse un procedimiento gráfico que consiste en volcar en un sistema de ejes coordenados (ascensos en ordenadas y precipitaciones en abscisas) todos los eventos de recarga debidos a una precipitación o a varias muy próximas en el tiempo, con la condición de que produzcan un ascenso continuo del nivel freático. Esas precipitaciones proveen agua para el escurrimiento superficial, aumento de la humedad almacenada en la zona no saturada y, finalmente, la recarga al acuífero. En varios de los eventos analizados, la contribución se distribuirá en los tres ambientes que se mencionaron antes. Sin embargo, en algunos pocos casos, la precipitación se producirá con la zona no saturada en condiciones de capacidad de campo debido a lluvias recientes y, entonces, toda el agua de la precipitación recargará el acuífero. Así, si se traza una recta por el origen que contenga a todos los puntos medidos, la inversa de la pendiente de esta recta es un valor máximo de S_y . Es un valor máximo debido a que no podemos asegurar que en alguno de los eventos registrados, el perfil de humedad se hallara en capacidad de campo. Ésta es una variante gráfica del método de obtención de S_y mediante la relación entre precipitación y ascensos del nivel freático (Crosbie *et al.*, 2005).

Para tener otro valor de S_y para contrastar, se tomará también el reportado por Weinzettel *et al.* (2002), obtenido en una parcela de medición de la zona no saturada, a una centena de metros del pozo analizado, con el mismo tipo de suelo y también en el Campus Universitario Azul. Este valor se obtuvo relacionando precipitación y ascensos del nivel freático, pero con un buen control de la humedad en todo el perfil no saturado mediante mediciones con tensiómetros.

Modelación del flujo de agua subterránea

Los modelos de flujo de aguas subterráneas pueden usarse para estimar tasas de recarga a partir de información de niveles piezométricos, conductividades hidráulicas y otros parámetros (Sanford, 2002) y han sido utilizados para

este fin en numerosas ocasiones, como en Muñoz-Pardo *et al.* (2004). Como la recarga y la conductividad hidráulica están altamente correlacionadas, la calibración del modelo en condiciones estacionarias con sólo información de niveles piezométricos se limita a establecer la relación entre recarga y transmisividad. Si la simulación se realiza en condiciones transitorias, entra en juego el coeficiente de almacenamiento. Se ha dicho en este trabajo que en la cuenca baja existen tanto zonas de recarga como de descarga de aguas subterráneas. Estas últimas son de pequeña extensión, como lo muestran las pequeñas depresiones que pueden verse en la figura 1c, por lo que no pueden incluirse en el modelo, dado el tamaño de la malla de diferencias finitas. Por ello, se simulará esta zona como una zona de recarga y el resultado significará el promedio ponderado de las recargas y descargas que se producen en la zona.

En la provincia de Buenos Aires, Argentina, el método ha sido aplicado pocas veces para estimar la recarga. En Vives *et al.* (2005), la recarga se estima mediante un modelo de flujo de aguas subterráneas, con densidad variable, calibrando la posición de la interfase entre agua dulce y salobre en Salliqueló, en el oeste de la provincia de Buenos Aires. También Albouy *et al.* (2010) calibran la recarga, entre otros parámetros, en el interfluvio entre las cuencas medias del río Sauce Grande y el arroyo Napostá Chico (SO de la provincia), mediante un modelo de flujo de aguas subterráneas.

Resultados

Balance de masas de cloruro

El muestreo de precipitación se llevó a cabo en la estación Azul, ubicada en el centro de la cuenca, donde se muestrearon 192 precipitaciones (algunas reunían varias precipitaciones diarias, pero básicamente eran un mismo evento), totalizando 6 232 mm desde enero de 1995 hasta el fin del año 2000. El contenido medio de cloruro (incluida

la deposición seca) fue de 4.6 mg/l. Debe mencionarse que durante los años 1995 y 1996 se muestreó la lluvia en otras dos estaciones: una en la zona sur y otra en la zona norte, y se verificaron concentraciones medias de cloruro muy similares a la de la estación Azul, por lo que se decidió proseguir solamente con esta última por cuestiones operativas.

Se determinó el contenido de cloruro en la zona superior del acuífero freático en 12 ubicaciones de la cuenca (figura 3). En estos lugares se ubican pozos someros (profundidades entre 5 y 7 m), que integran una red de control de niveles freáticos y características químicas del agua subterránea, operada por el Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA). Se utilizó el contenido medio de cloruro en cada pozo de muestras trimestrales tomadas desde comienzos de 1997 hasta el primer semestre de 2002.

Con las concentraciones de cloruro de la lluvia y del sector superior del acuífero freático se aplicó la ecuación (2) para obtener la relación porcentual entre recarga y precipitación. Estos valores se muestran en el cuadro 1. Si dichos valores se interpolan en un mapa de la cuenca, se obtiene la figura 3. La distribución espacial muestra una disminución de los valores de recarga hacia el N (dirección del flujo subterráneo), variando desde valores superiores al 30% de la precipitación a menores al 5%. El esquema de variación espacial está de acuerdo con los resultados de Varni y Usunoff (1999). Debe resaltarse el hecho de que los resultados de los pozos ubicados al norte (pozos 4, 6 y 9, figura 3) muestran recargas extremadamente pequeñas debido a su alto contenido de cloruro, el cual puede provenir de otros procesos que no sean el aporte vertical de la recarga, tales como aportes de descarga

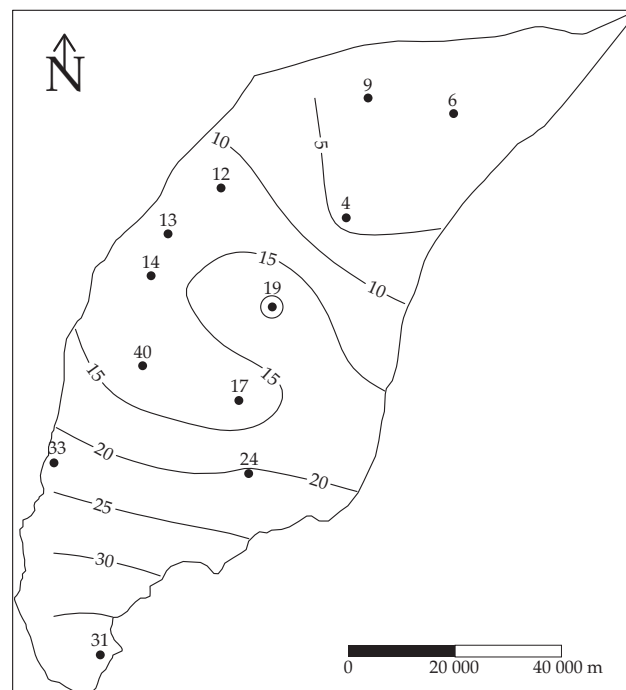


Figura 3. Distribución espacial de la recarga según el BMC. Se muestra la ubicación de los pozos con su número de identificación (ver cuadro 1), a partir de los cuales se calculó la recarga. Las isolíneas expresan la recarga vertical por lluvia como porcentaje de la precipitación.

Cuadro 1. Número de pozo, concentración de cloruro en la parte superior del acuífero freático (Cl_c), y recarga (R) calculada con la ecuación (1).

Pozo	Cl_c (mg/l)	R (%P)	Subcuenca
40	44.1	11.7	Media
33	57.5	22.7	Alta
31	13.2	38.7	Alta
17	11.3	11.3	Media
19	22.5	21.3	Media
4	155.8	3.1	Baja
6	235	2	Baja
9	265	3.3	Baja
12	92	12.6	Media-baja
13	29.3	12.1	Media
14	37.4	15	Media
24	38.1	20.7	Alta

desde niveles profundos o procesos de evaporación debido a la poca profundidad del nivel freático.

Método de fluctuación del nivel freático

Los niveles analizados han sido registrados en un pozo ubicado en cercanías de la ciudad de Azul, en el Campus Universitario de la ciudad, en el centro de la cuenca (figura 1). El pozo tiene 7.7 m de profundidad y registra las fluctuaciones del nivel freático en un acuífero que tiene 120 m de espesor en la zona.

La figura 4 muestra el gráfico precipitaciones-ascensos y la línea recta que contiene todos los puntos. Esta línea corresponde a un $Sy = 9\%$, que es un valor máximo de Sy . Por otra parte, Weinzettel *et al.* (2002) proponen un valor de $Sy = 7\%$ para una parcela de estudio de la zona no saturada ubicada en el mismo Campus Universitario. Como el valor obtenido con el método gráfico es igual o mayor al valor real de Sy , parece razonable asignarle un valor de 7% .

En el cuadro 2 se tienen las precipitaciones y los ascensos acumulados correspondientes a la década 1992-2001. También se muestran las recargas anuales estimadas, en mm y

en porcentaje de la precipitación anual, considerando $Sy = 0.07$.

La recarga anual media estimada para la década es de 190.6 mm o 16.7% de P . Las recargas anuales estimadas varían entre 9.8 y 28.5% de P . Debe mencionarse que las recargas de los años 1992, 1993 y 2001 pueden calificarse de extraordinarias. De hecho, las precipitaciones de la década analizada, con 1 140.9 mm como valor medio anual, excede con creces los valores del siglo pasado.

En la figura 5 se observa la distribución mensual de las recargas medias. La variación de dichas recargas muestra una distribución bimodal, presentando las mayores recargas en otoño y, en segundo lugar, durante la primavera. Estos valores máximos están asociados con la producción de importantes eventos de precipitación de tipo frontal debido al cambio de masas de aire de diferente temperatura (aire frío por cálido en otoño y a la inversa en primavera). Los coeficientes de variación de las recargas mensuales alcanzan sus mayores valores en verano, lo cual es lógico, dada la alta variabilidad de las precipitaciones en este periodo.

Los eventos de recarga más importantes ocurren al final del verano y en primavera, mientras que en invierno se dan eventos de recarga de menor importancia.

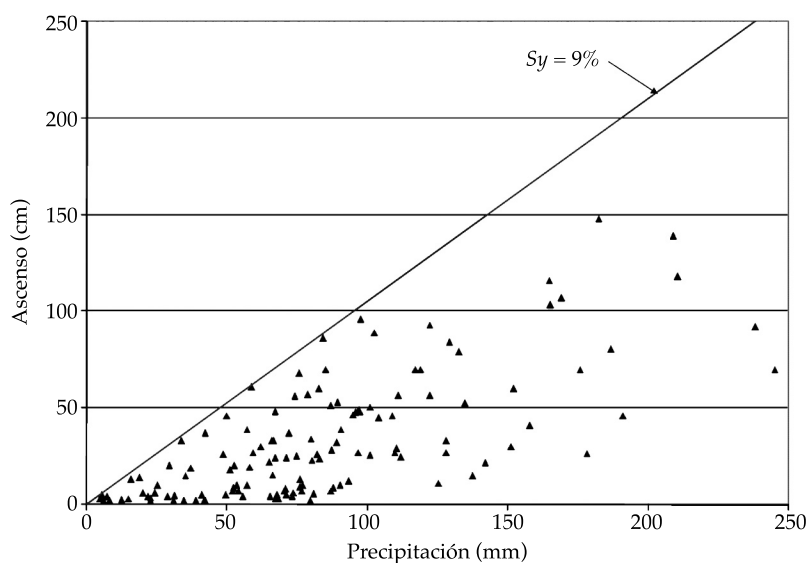


Figura 4. Ascensos de nivel freático-precipitación en Azul.

Cuadro 2. Año, precipitaciones (P), ascensos acumulados anuales (Asc) y recarga (R) para $Sy = 0.07$ en mm y como porcentaje de P en Azul.

Año	P (mm)	Asc (mm)	R (mm)	R (% P)
1992	1 054	4 290	300.3	28.5
1993	1 024	3 375	236.2	23.1
1994	816	1 430	100.1	12.3
1995	736	1 710	119.7	16.3
1996	1 151	1 615	113.1	9.8
1997	1 102	2 987	186.2	16.9
1998	1 087	2 109	147.6	13.6
1999	1 253	1 919	134.3	10.7
2000	1 268	3 000	210.0	16.6
2001	1 918	5 125	358.7	18.7

Modelación del flujo de aguas subterráneas

Se ha llevado a cabo la simulación del flujo de aguas subterráneas en el acuífero pampeano, en correspondencia con la cuenca del arroyo del Azul, con el objeto principal de estimar la recarga al acuífero. Para ello, se utilizó el código *MODFLOW* (McDonald y Harbaugh, 1988).

El área modelada no incluye la zona de serranías debido a la alta variabilidad espacial de los niveles freáticos, espesores

sedimentarios, niveles del terreno y del basamento cristalino, y la presencia de varios cursos de agua permanentes y temporarios. Por todo ello, es imposible asignar un valor medio representativo de las variables mencionadas a celdas de 1 km², que se han utilizado en la malla de diferencias finitas del modelo. El límite aguas abajo se adoptó en coincidencia con la línea equipotencial de 70 msnm (condición de borde de nivel fijo); los límites este y oeste (flujo nulo) fueron adoptados en coincidencia con divisorias de aguas (zona

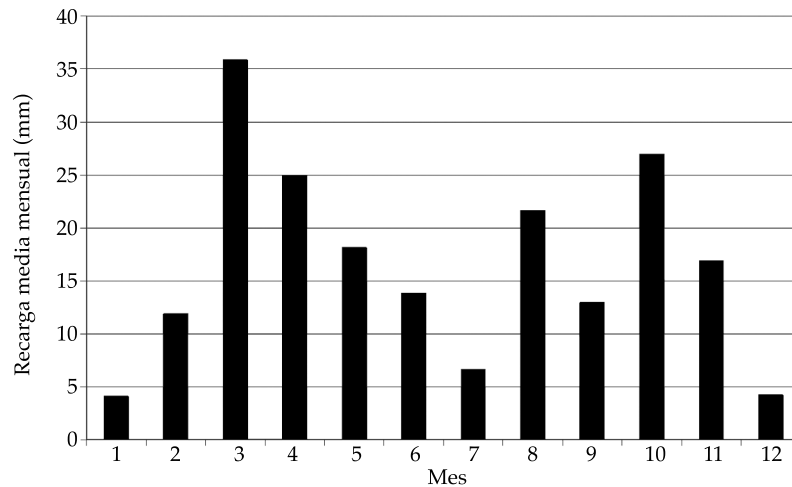


Figura 5. Recargas medias mensuales en Azul, estimadas mediante el método de fluctuación del nivel freático.

serrana y piedemonte) o con líneas de flujo subterráneo (zona llana), mientras que en el límite sur se adoptó una condición de borde de caudal constante (figura 6). Estos caudales fueron estimados aplicando la ley de Darcy, a partir del conocimiento del espesor del acuífero (mediante métodos geofísicos), gradientes hidráulicos (de mapas equipotenciales) y conductividades hidráulicas (de ensayos de bombeo e información antecedente). En la zona modelada se incluyeron los cursos de agua presentes, caracterizados por los niveles del agua y del fondo del cauce, y de un parámetro denominado conductancia (figura 6). La conductancia es un parámetro que expresa la resistencia al flujo entre el cuerpo de agua superficial y el agua subterránea. Se calcula como:

$$C = \frac{KLW}{M} \quad (4)$$

donde C es la conductancia (L^2/T); K , la conductividad hidráulica del material del lecho del cauce (L/T); L , la longitud del tramo de río en la celda (L); W , el ancho del río en la celda (L), y M es el espesor del material en el lecho del cauce (L).

En el extremo aguas abajo del modelo (equipotencial de 70 msnm), la profundidad del basamento alcanza unos 600 m.

Los parámetros calibrados fueron la recarga del acuífero freático y la conductancia de los cursos de agua, y se permitió una leve variación de los caudales especificados en el límite sur de la zona modelada. Cabe mencionar que si para la simulación estacionaria se cuenta sólo con información de niveles piezométricos, se podrá calibrar únicamente la relación entre recarga y transmisividad: sólo si se conoce con suficiente certeza uno de los dos, podrá estimarse el valor del otro. La simulación transitoria, donde entra en juego el almacenamiento, permite ajustar la calibración estacionaria.

Simulación estacionaria

La calibración se realizó ajustando los niveles medidos y simulados en 21 pozos de una red de monitoreo operada por el IHLLA en febrero de 1997. Debido a que los niveles a calibrar corresponden al final de un periodo seco (fin del verano), las recargas obtenidas serán relativamente bajas. La calibración se llevó a

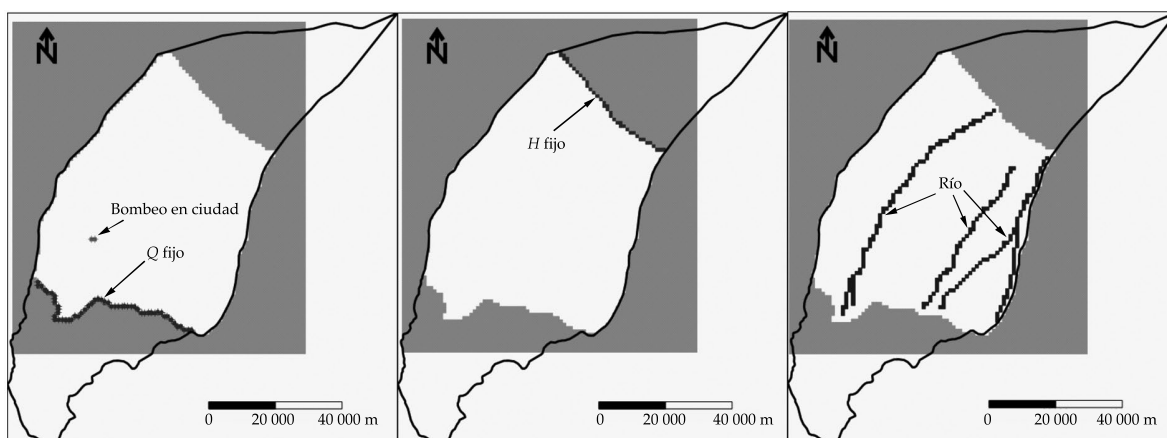


Figura 6. Condiciones de frontera: caudal fijo (izquierda), nivel fijo (centro) y río (derecha). En la figura de la izquierda también se muestran dos pozos que simulan la extracción de agua en la ciudad de Azul. El rectángulo gris indica el tamaño de la malla en diferencias finitas utilizada en la simulación.

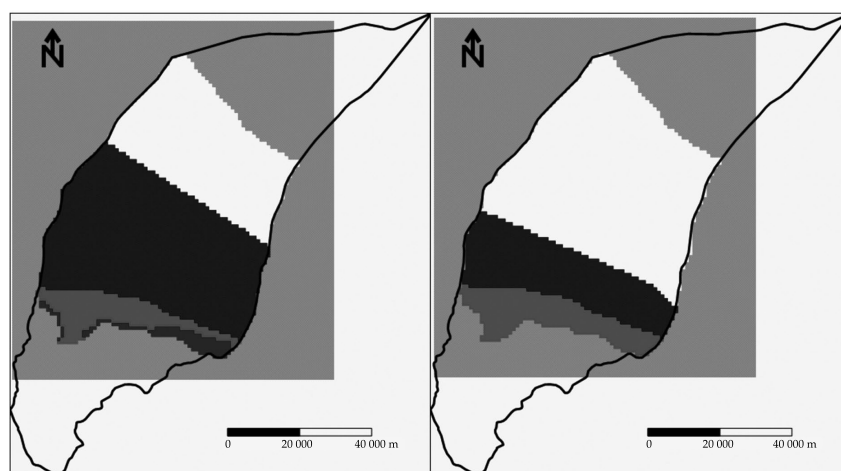


Figura 7. Zonas de recarga para la simulación estacionaria (izquierda) y transitoria (derecha). En ambas pueden verse los límites de la cuenca y la zona modelada.

cabo mediante el procedimiento de prueba y error, obteniéndose las áreas de recarga que se muestran en la figura 7. Las recargas estimadas fueron 33 mm/año para la zona blanca, 82 mm/año para la negra, 87 mm/año para zona gris claro y 165 mm/año para la gris oscura, en el extremo sur. El error medio fue de 0.05 m; el error medio absoluto, 1.24 m, y el error medio cuadrático fue de 1.54 m.

Simulación transitoria

La calibración se realizó ajustando los niveles simulados con aquellos observados trimestralmente (excepto un pozo con datos diarios) en veinte pozos de la red de observación desde 1997 hasta 2000, completando tres años de simulación. La función temporal de recarga que debe imponerse al modelo

fue adoptada de la usando del método de fluctuación del nivel freático a los niveles registrados en las afueras de la ciudad de Azul. Esta función de recarga se aplicó a la totalidad de la cuenca, ajustando su magnitud en diferentes zonas, aplicando coeficientes de ponderación, para tratar de reproducir lo mejor posible la fluctuación de niveles en cada zona.

Se ajustaron cuatro áreas de S_y , que varían desde 8% (sur) hasta 3% (norte), con zonas intermedias de 7 y 5%. También se determinaron tres zonas de recarga (figura 7). En el cuadro 3 se muestran los valores ajustados para los tres años de simulación. La magnitud de la recarga disminuye desde el límite sur de la zona modelada hacia el borde de nivel constante al norte.

El modelo ajusta los niveles de forma aceptable en la mayoría de los pozos. Las líneas equipotenciales medidas y simuladas al fin de los tres años de simulación se presentan en la figura 8.

La zona de recarga ubicada más al norte (figura 7) tiene valores de recargas anuales mayores que los que indica el método de balance de masas de cloruro, y esto se debe a la necesidad de reproducir las fluctuaciones de nivel observadas en la zona. De manera evidente, estas fluctuaciones indican que existe recarga local, aunque la proximidad del borde de nivel constante disminuye la sensibilidad de los niveles del modelo a las variaciones de la recarga en sus cercanías, por lo cual debe reconocerse que en esa zona, la incertidumbre en la recarga calibrada es mayor.

Cuadro 3. Recargas calibradas en las tres zonas definidas en los tres años de simulación transitoria (ver figura 7).

Año	Blanca		Negra		Gris	
	mm	% P	mm	% P	mm	% P
1997	117.7	10.7	158.8	14.4	226.5	20.6
1998	88.3	8.1	119.2	11.0	170.0	15.6
1999	80.4	6.4	108.5	8.7	154.7	12.3

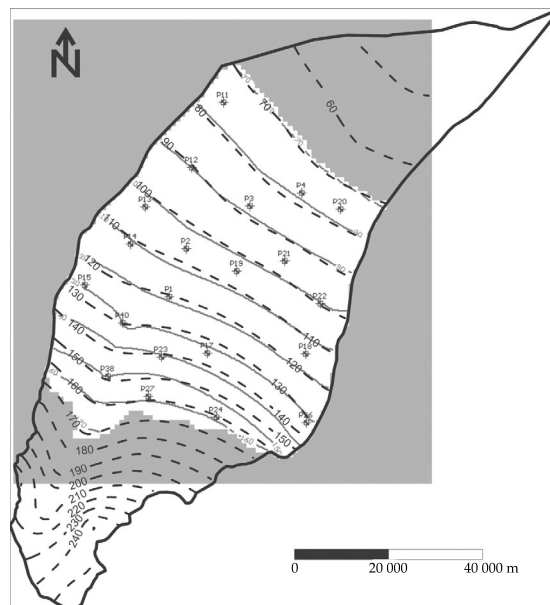


Figura 8. Líneas equipotenciales medidas (líneas a trazos) y simuladas (líneas continuas) para el día de simulación 1095 (final de la simulación transitoria).

Discusión

Variación temporal en la cuenca central

El cuadro 4 muestra las recargas anuales en cercanías de la ciudad de Azul, ubicada en el centro de la cuenca, obtenida con la aplicación de los distintos métodos. Las recargas anuales calculadas mediante simulación numérica en condiciones transitorias son algo menores que las obtenidas mediante el método de fluctuación de niveles, aunque significativamente similares. Por otra parte, debe recalcar que las recargas obtenidas mediante el balance de masas de cloruro y la modelación estacionaria no corresponden a un año específico, sino que indican valores medios de un plazo más prolongado: en el balance de masas de cloruro comprende al menos el lapso necesario para que el flujo matricial en la zona no saturada arribe al nivel freático y en la modelación estacionaria es el resultado de un balance en condiciones de equilibrio para los niveles que se utilizaron (fin del verano).

Si se analiza el periodo 1992-2001, las recargas estimadas mediante el método de

fluctuación del nivel freático alcanzan un valor medio anual de 190.6 mm, con un coeficiente de variación (CV) de 45.3%, mientras que la precipitación para el mismo periodo alcanza un valor medio de 1 140.9 mm, con un CV de 28.1%. La variación temporal de la recarga (medida como valores anuales) es considerablemente mayor que la variabilidad de la precipitación que la genera.

En las condiciones de funcionamiento del sistema hidrológico en las subcuencas media y baja no pueden contrastarse las recargas con las descargas a los cursos de agua en forma de caudal de base. Esto es porque, como se ha expuesto en el apartado referido al modelo conceptual, la recarga no sólo aporta al flujo base sino también al escurrimiento subterráneo regional.

Variación espacial

De acuerdo con los resultados del BMC y el modelo de flujo de aguas subterráneas, pueden determinarse las siguientes zonas de recarga:

- La cuenca superior, con recargas superiores al 20% de P .

Cuadro 4. Precipitación y estimaciones de recargas anuales con el método de fluctuación del nivel freático (FNF), balance de masas de cloruro (BMC) y modelo de flujo de aguas subterráneas (modos estacionario y transitorio). Todos los valores en mm.

La estimación del modelo estacionario correspondería a una estimación de un periodo seco prolongado, así como el BMC correspondería a un periodo más prolongado que el anual.

Año	P	FNF	BMC	Modelo estacionario	Modelo transitorio
1992	1 054	28.5	-	-	-
1993	1 024	23.1	-	-	-
1994	816	12.3	-	-	-
1995	736	16.3	-	-	-
1996	1 151	9.8	-	-	-
1997	1 102	16.9	-	-	14.4
1998	1 087	13.6	-	-	11.0
1999	1 253	10.7	-	-	8.7
2000	1 268	16.6	-	-	-
2001	1 918	18.7	-	-	-
Largo plazo			11.7	9.2	

- El piedemonte, con recargas del 15 al 20% de P .
- La zona central (10 a 15%).
- En la zona llana, recargas medias menores al 10% de P ; disminuirían hacia el norte, evolucionando hacia una zona de descarga de aguas subterráneas. Esta es el área con mayor incertidumbre en los valores de recarga debido a la falta de certeza del origen de los cloruros en los pozos en el BMC y a la pérdida de sensibilidad en la calibración del modelo en dicho lugar debido a la proximidad de un borde de nivel fijo. Como se ha dicho, aquí existen zonas de recarga y de descarga, por lo que el valor de recarga mencionado sería el resultado de compensar ambos procesos, con leve predominio de la recarga.

Los valores de recarga hallados por Carrica y Lexow (2004) al sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina, varían entre un 7% de P mediante el balance de agua en el suelo para el periodo 1936-1944 y un 8.5% de P para un BMC para 1987-1988. Estos valores se dan en una región con valores de precipitación anual media (727 mm) considerablemente menores que en la considerada en este trabajo y, además, con un escurrimiento superficial más importante debido a pendientes del terreno mayores, al menos que en las subcuencas media y baja de la cuenca del Azul. Por otra parte, Alcalá *et al.* (2011) obtienen recargas anuales por medio del BMC y el balance de agua en el suelo de 35 a 40% de P en el periodo 2003-2004 en la sierra de Gádor, España. En el periodo seco 2004-2005, R varía desde 5% de P para elevaciones medias (desde 800 a 1 200 msnm) hasta 20% a grandes alturas (más de 1 700 msnm). Lo expresado antes reafirma las grandes variaciones en los valores de recarga, dependiendo de la precipitación anual media y de circunstancias geográficas tales como la altitud.

De acuerdo con los resultados obtenidos por el BMC (figura 3), la variación de la recarga a lo largo del eje longitudinal de la cuenca sería

sumamente importante: 340 mm a lo largo de 100 km; esto es, para una precipitación media anual de 950 mm, un 36% de variación. La variación de la precipitación a lo largo de este eje es inversa, es decir, mientras que la recarga disminuye hacia el norte, la precipitación se incrementa levemente. A continuación, a través de una propuesta de modelo de funcionamiento del sistema hidrológico, se tratará de explicar esta aparente contradicción.

Los tres factores que controlan la recarga son el clima, el suelo y el marco geológico (Winter, 2001). La precipitación abastece a la superficie terrestre de agua. A través del suelo, el agua infiltra y alcanza el nivel freático, y el medio geológico por debajo provee la transmisividad necesaria para el flujo subterráneo. Si el acuífero puede transmitir más agua que la recarga provista por el clima y el suelo, entonces estos dos últimos factores son los que controlan la recarga. Esta situación se equilibra con un nivel freático relativamente profundo. Por otra parte, si la precipitación y el suelo permiten que el agua infiltrada alcance el nivel freático a una tasa mayor que la que puede drenar el acuífero, entonces la transmisividad del acuífero controlará la tasa de recarga. Estas condiciones llevan a un nivel freático somero, donde con frecuencia el almacenamiento de la zona no saturada se colmata, y entonces el exceso de infiltración escurre superficialmente si hay pendiente suficiente o anega la superficie del terreno.

En el caso del área estudiada, en la cuenca superior (pendiente media, medio poroso de buena permeabilidad e importante descarga de caudal básico por la alta densidad de drenaje), el acuífero puede transmitir toda el agua que la precipitación y el suelo le proveen. El basamento cristalino está a poca profundidad y la gran mayoría del flujo subterráneo se produce hacia cursos de agua cercanos que drenan con rapidez el agua que les entrega el acuífero. En este caso no existe un sistema de flujo subterráneo regional, pero sí sistemas locales de pequeñas subcuencas que proveen de agua a los cursos.

En la cuenca intermedia comienza a haber un sistema regional de flujo; esto es, parte de la recarga alimenta a un flujo subterráneo no somero que no descarga en arroyos (hay mucha menor densidad de drenaje) y fluye más profundo (el basamento se profundiza de manera significativa), y la tasa de recarga disminuye debido a que el acuífero regional está evacuando agua cerca de su capacidad (3-4 m de espesor de zona no saturada); la posibilidad de descargar a los cursos de agua como caudal básico existe, pero queda restringida a las zonas medianamente cercanas al arroyo y los suelos tienen una capacidad de drenaje intermedia.

La cuenca baja se caracteriza por sus gradientes topográficos extremadamente bajos, y una profundidad del nivel freático entre 1 y 1.5 m. En esta zona, el flujo subterráneo pertenece casi por completo al sistema regional de flujo subterráneo; piénsese que si la pendiente en el sentido del escurrimiento (paralelo al arroyo) es extremadamente baja, la pendiente hacia el arroyo desde sus laterales es prácticamente nula, de manera que a pocos cientos de metros de las márgenes del curso de agua el flujo subterráneo es paralelo a éste, e inclusive el agua superficial queda detenida en suaves depresiones o se mueve de forma muy lenta, conectando depresiones, generando un flujo paralelo al arroyo y desconectado de éste. En tal caso, la tasa de recarga es controlada por la transmisividad del sistema acuífero. Con frecuencia, las precipitaciones exceden la capacidad de transmisión del sistema regional y extensas áreas permanecen anegadas por periodos prolongados, cuya evacuación se produce por evaporación. Por lo tanto, este proceso explicaría las bajas tasas de recarga en la cuenca baja, a pesar de que las precipitaciones superen a las de la cuenca alta.

Conclusiones

La variación temporal de la recarga (medida sobre valores anuales) en la zona central de la cuenca es —para todos los métodos

aplicados y todos los periodos analizados— considerablemente mayor que la variabilidad de la precipitación que la genera. La variación mensual de la recarga muestra una distribución bimodal a lo largo del año, con máximos en otoño en primer lugar y en luego en primavera.

Desde el punto de vista espacial, la recarga anual varía desde más del 20% de P en la subcuenca superior hasta menos de 10% de P en la llanura (subcuenca baja), con valores entre 10 y 20% en la subcuenca intermedia. En general, los resultados de las diferentes metodologías aplicadas muestran coherencia y avalan la consistencia de estas conclusiones.

Se propone un modelo conceptual de funcionamiento del sistema hidrológico y se le relaciona con las recargas en cada sector de la cuenca. En el sector superior de la cuenca, en la zona de serranías, no existe un sistema regional de flujo subterráneo, pero sí sistemas locales de corto alcance, que transportan el agua hacia el curso de agua más cercano. En los sectores medio y bajo, este modelo reconoce un sistema subterráneo de flujo regional y sistemas locales de diferentes escalas. El sistema regional transporta agua prácticamente a su máxima capacidad en forma permanente y los sistemas locales evacúan los excesos de la recarga por sobre la capacidad de flujo del sistema regional.

La metodología utilizada y el modelo conceptual propuesto son aplicables a todas las cuencas de los arroyos que nacen en el faldeo norte de las sierras de Tandilia y desaguan hacia el río Salado, en la provincia de Buenos Aires, Argentina.

Recibido: 11/04/11

Aceptado: 27/09/12

Referencias

- ALBOUY, R., CARRICA, J. y LAFONT, D. *Crisis hídrica en la ciudad de Bahía Blanca: sustentabilidad de la explotación del recurso hídrico subterráneo para abastecimiento humano*. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Varni, M., Entraigas, I. y Vives, L. (editores). Tomo II, Azul, Argentina, 2010, pp. 449-456.

- ALCALÁ, F.J., CANTÓN, Y., CONTRERAS, S., WERE, A., SERRANO-ORTIZ, S., PUIGDEFÁBREGAS, J., SOLÉ-BENET, A., CUSTODIO, E., and DOMINGO, F. Diffuse and concentrated recharge evaluation using physical and tracer techniques: results from a semiarid carbonate massif aquifer in southeastern Spain. *Environment Earth Sciences*. Vol. 62, 2011, pp. 541-557.
- BONORINO, A.G. y TORRENTE, R.H. *Balance iónico aplicado al cálculo de la infiltración eficaz en áreas de relieve medanoso*. Actas 3as. Jornadas Geológicas Bonaerenses, La Plata, Argentina, 1992, pp. 189-194.
- CARRICA, J.C. y LEXOW, C. Evaluación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del arroyo Napostá Grande, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 59, núm. 2, 2004, pp. 281-290.
- CROSBIE, R.S., BINNING, P. y KALMA, J.D. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*. Vol. 41, 2005, W01008, doi:10.1029/2004WR003077.
- EDMUNDS, W.M. y GAYE, C.B. Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *Journal of Hydrology*. Vol. 156, 1994, pp. 47-59.
- ERIKSSON, E. y KHUNAKASEM, V. Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. *Journal of Hydrology*. Vol. 7, 1969, pp. 178-197.
- FIDALGO, F., PASCUAL, R. y DE FRANCESCO, F. *Geología superficial de la llanura Bonaerense (Argentina)*. Actas VI. Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca, Argentina, 1975, pp. 103-138.
- GARDNER, W.R. Water uptake and salt distribution patterns in saline soils. *Proceedings of Symposium Isotope and Radiation Techniques on Soil Physics and Irrigation Studies*. IAEA, Vienna, 1967, pp. 335-340.
- GONZÁLEZ-BONORINO, R., ZARDINO, R., FIGUEROA, M. y LIMOUSIN, T. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Buenos Aires). *LEMIT*. Serie II, núm. 63, 1956, pp. 5-22.
- HEALY, R.W. y COOK, P.G. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*. Vol. 10, No. 1, 2002, pp. 91-109.
- HOGAN, J.F., PHILLIPS, F.M., and SCANLON, B.R. (editors). *Groundwater recharge in a desert environment*. Washington, D.C.: The Southwestern United States, 2004.
- LERNER, D.N., ISAAR, A.S., and SIMMERS, I. Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge. *International Contributions to Hydrogeology*. Vol. 8. Hannover: Verlag, 1990.
- MATHIAS, S.A., BUTLER, A.P., McINTYRE, N., and WHEATHER, H.S. The significance of flow in the matrix of the Chalk unsaturated zone. *Journal of Hydrology*. Vol. 310, No. 1-4, 2005, pp. 62-77.
- McDONALD, M.G. and HARBAUGH, A.W. *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model*. Book 6, chapter A1. Reston, USA: US Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, 1988, 586 pp.
- MUÑOZ-PARDO, J.F., ORTIZ-ASTETE, C.A., MARDONEZ-PÉREZ, L. y VIDTS-SABELLE, P. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero del núcleo del salar de Atacama, Chile. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. XIX, núm. 3, julio-septiembre de 2004, pp. 69-81.
- QUIROZ-LONDOÑO, O.M., MARTÍNEZ, D.E., and MASSONE, H.E. Comparative assessment of recharge estimation methods in plain environments. The Intermountainous plain (Argentina) as a case study. *Dyna*. No. 171, 2012, pp. 239-247.
- RUIZ, J.M. Utilización del balance de cloruros en la zona no saturada en la estimación de la recarga natural a un acuífero detrítico. *Estudios de la Zona no Saturada del Suelo*. Vol. VI. Álvarez-Benedí, J. y Marinero, P. (editores). Valladolid, España: Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León, 2003, pp. 403-408.
- SALA, J.M., GONZÁLEZ, N. y KRUSE, E. Generalización hidrológica de la Provincia de Buenos Aires. *Hidrología de las Grandes Llanuras*. Fuschini-Mejía, M.C. (editor). Buenos Aires-París: UNESCO-CONAPI, Vol. 2, 1983, pp. 973-1010.
- SALA, J.M., KRUSE, E. y AGUGLINO, R. *Investigación hidrológica de la Cuenca del Arroyo del Azul, Provincia de Buenos Aires*. Informe 37. CIC, 1987, 235 pp.
- SIMMERS, I. Groundwater recharge principles, problems and developments. In: *Recharge of phreatic aquifers in (Semi-) arid areas*. Vol. 19. Rotterdam: IAH, Balkema, 1997, pp. 1-18.
- TÓTH, J. Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*. Vol. 3, No. 4, 1995, pp. 4-16.
- VARNI, M. Algunos aspectos de un modelo conceptual del acuífero del arroyo del Azul, provincia de Buenos Aires. *Actas IV Congreso Argentino de Hidrogeología*. Blarasín, M., Cabrera, A. y Matteoda, E. (compiladores), Río Cuarto, Argentina, 2005, pp. 109-118.
- VARNI, M. y USUNOFF, E. Simulation of regional-scale groundwater flow in the Azul River basin, Buenos Aires province, Argentina. *Hydrogeology Journal*. Vol. 7, 1999, pp. 180-187.
- VIVES, L., VARNI, M., and USUNOFF, E. Behavior of the fresh- and saline-water phases in an urban area in Western Buenos Aires Province, Argentina. *Hydrogeology Journal*. Vol. 13, 2005, pp. 426-435.
- WEINZETTEL, P., USUNOFF, E., and VIVES, L. Groundwater recharge estimations from studies of the unsaturated zone. In: *Groundwater and Human Development*. Bocanegra, E., Martínez, D., and Massone, H. (editors) [CD]. Mar de Plata: International Association of Hydrogeologists, 2002.

WINTER, T.C. The concept of hydrologic landscapes. *Journal of American Water Resources Association*. Vol. 37, 2001, pp. 335-349.

ZABALA, M.E., MANZANO, M., VARNI, M., and WEINZETTEL, P. *On the sources of salinity in groundwater*

under plain areas. Insights from $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and hydrochemistry in the Arroyo del Azul basin, Argentina. International Symposium on Isotopes in Hydrology, Marine Ecosystems, and Climate Change Studies, International Atomic Energy Agency, Monaco, 2011.

Abstract

VARNI, M.R. *Application of several methodologies to estimate groundwater recharge in the Pampeano Aquifer, Argentina*. Water Technology and Sciences (in Spanish). Vol. IV, No. 3, July-August, 2013, pp. 67-85.

This work used several methodologies to evaluate the vertical groundwater recharge from precipitation in the Azul aquifer, central Buenos Aires province, Argentina. Firstly, the spatial variation of the recharge was evaluated and then the temporal variation in the recharge was analyzed in a station located in the center region of the study area. Several independent methods were applied to evaluate recharge: chloride mass balance method, water-table fluctuation method, and groundwater flow modeling in steady-state and in transient conditions. The results obtained show that the temporal variation in the recharge (measured in annual periods) was considerably greater than the variability in the precipitation that generated it, for all the applied methods and all the analyzed periods. The annual mean groundwater recharge varied from over 20% of the annual mean precipitation in the upper basin to less than 10% of the precipitation in the plains (lower basin), with intermediate values in the middle sub basin. A conceptual model of the groundwater system is proposed and its relationship to the recharges in each sector of the basin. This model identifies a regional flow system and local systems of different sizes.

Keywords: groundwater recharge, chloride mass balance method, water-table fluctuation method, groundwater flow modeling, groundwater system conceptual model of a groundwater system.

Dirección institucional del autor

Dr. Marcelo R. Varni

Instituto de Hidrología de Llanuras
Campus Universitario Azul, República de Italia 780
7300 Azul, ARGENTINA
Teléfono y fax: +54 (228) 1432 666
varni@faa.unicen.edu.ar