

Evaluación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del arroyo Napostá Grande, provincia de Buenos Aires

Jorge C. CARRICA¹ y Claudio LEXOW^{1,2}

¹ Dpto. de Geología. UNS. San Juan 670. B8000ICN Bahía Blanca. E-mail: jcarrica@criba.edu.ar

² CIC-PAID. E-mail: lexow@criba.edu.ar

RESUMEN. La cuenca superior del arroyo Napostá Grande constituye un área de interés para la explotación del recurso hídrico subterráneo como fuente alternativa de abastecimiento de agua a núcleos urbanos de la región entre los que se encuentra la ciudad de Bahía Blanca. El acuífero freático del sector recibe recarga directa de la lluvia a través de la zona no saturada, recarga localizada en el piedemonte serrano y, en mucha menor cuantía, la indirecta por almacenamiento de banco durante las crecidas del arroyo. El objetivo del estudio es determinar cuantitativamente el valor de la recarga y cuales de los mencionados mecanismos son los más importantes, mediante el empleo de distintos métodos: balances hidrológicos diarios a escala de cuenca (programa Visual Balan) y de suelo (programa Balshort), balance de cloruros entre el agua de lluvia y el agua de la capa freática y análisis de la curva de recesión de hidrogramas fluviales. Se concluye que la recarga pluvial, localizada en el piedemonte serrano, es la principal fuente de alimentación del acuífero y que, según el método de estimación empleado, la recarga total al acuífero se cifra entre un 7 y un 9% de la precipitación anual media.

Palabras clave: Agua subterránea, Recarga, Balance hidrológico, Balance de cloruros, Curva de recesión

ABSTRACT. Natural recharge evaluation of the aquifer in the upper Arroyo Napostá Grande basin, province of Buenos Aires. The upper river basin of Napostá Grande creek constitutes an area of interest for ground water exploitation as an alternative source of water supply to Bahía Blanca city and other urban nuclei of the region. The phreatic aquifer in this area receives direct rain recharge through the unsaturated zone, recharge located in the piedmont area and indirect recharge from bank storage during the streamflow peak in smaller quantity. The objective of the study is to determine quantitatively the recharge and the ranking of the mentioned mechanisms through different methods: daily hydrologic balance both on basin scale (Visual Balan program) and soil (Balshort program); chloride balance between rainwater and groundwater and analysis of the hydrograph recession curve. The main mechanism of groundwater recharge occurred in the piedmont area. According to the used method of estimation, the total groundwater recharge is about 7 and 9% of the annual precipitation average.

Key words: Groundwater, Recharge, Water balance, Chloride balance, Recession curve

Introducción

La recarga es el proceso de incorporación de agua a un acuífero producido a partir de diversas fuentes: de la precipitación, de las aguas superficiales y por transferencias de otro acuífero o de un acuitardo. Los métodos para estimarla son de variada naturaleza entre los que se destacan los balances hidrológicos, el seguimiento de trazadores ambientales ó artificiales (químicos e isotópicos), las mediciones directas en piezómetros, la cuantificación del flujo subterráneo y las fórmulas empíricas entre los más comunes. Los resultados son inseguros debido a la incertidumbre de las componentes consideradas en las ecuaciones, la naturaleza empírica o semiempírica de las fórmulas utilizadas, la simplificación de las variables y de los procesos y errores en las mediciones de calibración. El

empleo de distintas técnicas, especialmente aquéllas que utilizan parámetros independientes de otras, es de gran interés para contrastar resultados y minimizar los errores de cuantificación (Lerner *et al.* 1990; Custodio 1997a; Simmers 1997; Hendrickx y Walker 1997; Scanlon *et al.* 2002).

El objetivo de este estudio es estimar la recarga del acuífero freático en la cuenca superior del arroyo Napostá Grande mediante distintos métodos de cálculo y determinar la participación relativa de los mecanismos identificados en la misma. La implementación de la mayoría de las técnicas de cálculo en el área de estudio, se ve dificultada por la falta de información hidrométrica histórica, situación muy común en los países en vías de desarrollo. Los antecedentes de trabajos sobre la temática se limitan a cálculos de la recarga mediante balances hidrológicos

globales y balances del ión cloruro realizados por Bonorino (1991) y Carrica (1998) y el análisis de las curvas de recesión de hidrogramas fluviales efectuado por Carrica y Bonorino (2000) y Carrica y Robledo (2002). La importancia aplicada del estudio, radica en la factibilidad de explotación de este acuífero para suplementar el abastecimiento de agua a las ciudades de Bahía Blanca, Punta Alta y alrededores.

Características generales del área de estudio

La cuenca superior del arroyo Napostá Grande forma parte de la vertiente sudoccidental de las Sierras Australes y abarca un área de 195 km². Está delimitada al norte y este por el faldeo sudoccidental de las sierras, al oeste por la cuenca del río Sauce Chico y al sur por la cuenca media del mismo curso (Fig. 1).

El clima de la zona es de transición entre los tipos templado húmedo de la Llanura Pampeana y de estepa, dominante en la Patagonia. La precipitación anual media en la cuenca superior, alcanza 727 mm, para un período de 111 años de registros (1888-1998) en la estancia Cerro Manitoba (Fig. 1). El balance hidrológico global es levemente deficitario, condición que se acentúa durante el verano.

Los suelos son someros en general y excepcionalmente superan el metro, puesto que su desarrollo en profundidad está limitado por la presencia de tosca o rocas del sistema serrano. Se trata de Hapludoles líticos, Haplustoles típicos y petrocálcicos y Argiudoles típicos (INTA 1989), de textura limo-arcillosa cuya capacidad de almacenaje de agua promedio es de unos 220 mm, con variaciones locales desde unas decenas de milímetros en los más someros, hasta cerca de 350 mm en suelos potentes que ocupan los valles.

La morfología de la cuenca presenta en mayor proporción (70%), un ambiente de llanura de suave pendiente hacia el sur, mientras que el resto de área corresponde a los afloramientos rocosos de las Sierras Australes, que conforman un relieve abrupto con crestas que alcanzan 1.200 m s.n.m. La red de drenaje está integrada por cursos permanentes y semipermanentes de densidad moderada, bien integrada en el sistema serrano, pero no en el piedemonte, donde los cursos de vertiente pierden definición por infiltración en los materiales coluviales y aluviales modernos.

El arroyo Napostá Grande posee en el cierre hidrológico de la cuenca superior (estación de aforo Cerro del Águila), un régimen permanente con módulo anual de 0,4 m³.s⁻¹ y un coeficiente de escurrimiento de 0,11 (período 1936-1944). Las características del régimen fluviométrico denotan la trascendencia de la condición de humedad antecedente de la cuenca en los procesos hidrológicos, tanto para lapsos relativamente cortos como prolongados (Carrica 1998). Las fuertes pendientes y mayor densidad de drenaje en el sector serrano, favorecen al escurrimiento superficial de carácter torrencial, por lo que el área es considerada generadora de avenidas, calificación que

concuerda con los pronunciados caudales pico y corto tiempo de base en los hidrogramas de crecidas.

En síntesis, las sierras y los valles de vertiente favorecen el escurrimiento superficial de tipo torrencial; el piedemonte se relaciona con el área de recarga localizada regional y los valles extraserranos actúan como zonas de recarga local y descarga regional.

Aspectos hidrogeológicos

A excepción de los afloramientos de rocas cuarcíticas paleozoicas, que constituyen el núcleo de las sierras y el basamento hidrogeológico de la región, el resto del área de estudio está cubierto por una potente pila sedimentaria cenozoica. Dentro de ésta interesan, por su significado hidrogeológico, los denominados “sedimentos pampeanos” (Fidalgo *et al.* 1975) o Formación La Norma, Mioceno superior - Plioceno (De Francesco 1992) y los sedimentos fluviales de la Secuencia Agua Blanca, Pleistoceno medio - Holoceno (Zavala y Quattrocchio 2001) que rellenan los valles extraserranos.

Los sedimentos pampeanos se encuentran ampliamente distribuidos en toda la cuenca en posición aflorante o subaflorante y contienen el acuífero libre y la mayor porción de la zona no saturada de la región. Litológicamente son sedimentos loésicos integrados por limolitas, de color castaño rojizo, sin estratificación, con frecuentes niveles calcáreos que los tipifican. Dada la complejidad de los procesos sedimentarios que les dieron origen, son frecuentes las anisotropías y heterogeneidades locales, dando lugar a una alternancia de niveles acuíferos-acuitardos (sistema multicapa) cuyo hidroapoyo, de morfología irregular, está constituido por las formaciones cuarcíticas paleozoicas. En el área estudiada se detectaron espesores máximos de unos 180 m, mientras que en el sector pedemontano se acuñan hacia los afloramientos serranos. La transmisividad promedio es de 150 m².d⁻¹ para los primeros 100 m de espesor, con conductividades hidráulicas que varían, localmente entre 0,5 y 3 m.d⁻¹ y coeficientes de almacenamiento entre 0,12 a 0,08 decreciendo en profundidad (Carrica 1998). Los valores de permeabilidad son superiores a los esperados a granulometría y grado de cementación, debido a la presencia de porosidad secundaria (macroporos, microfisuras, etc.). Localmente, en el piedemonte, los niveles superiores de la Formación La Norma presentan intercalaciones psefiticas y psamíticas que alojan al acuífero freático y le confieren condiciones locales de alta permeabilidad.

El relleno sedimentario de los valles extraserranos está compuesto por una secuencia de origen fluvial, de 6 a 7 m de espesor, de psefitas y psammitas con intercalaciones sabulíticas, que gradan hacia arriba a limos arenosos friables correspondientes a la Secuencia Agua Blanca, cuya sección inferior conforma el acuífero freático en ese sector. La relativamente alta permeabilidad de estos sedimentos y de los suelos que los cubren se evidencia por la casi ausencia de escurrimiento superficial dentro del valle.

La morfología de la superficie freática (Fig. 1) denota

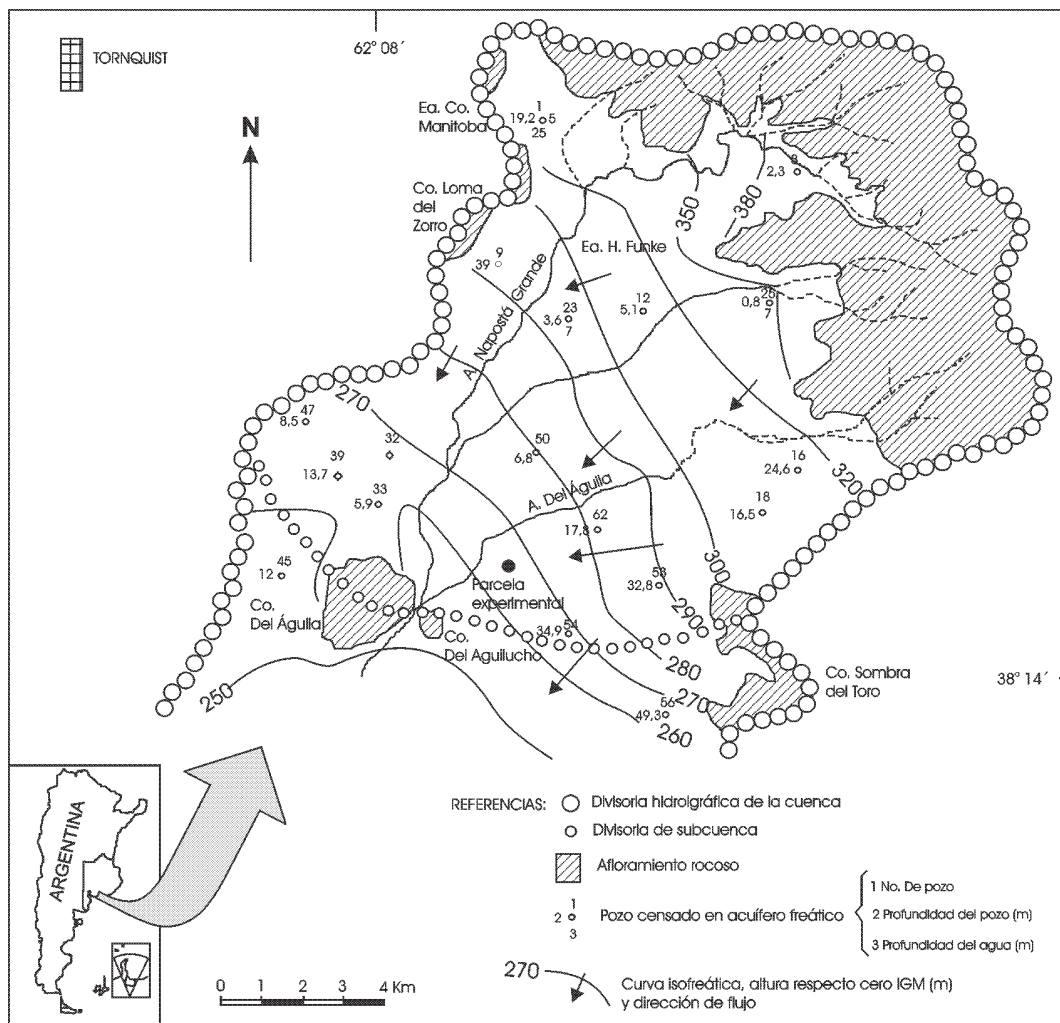


Figura 1: Mapa de ubicación e isopiezas de la cuenca superior del arroyo Napostá Grande.

una relación directa con la geología y geomorfología de la cuenca evidenciando la continuidad hidráulica existente entre aguas superficiales y subterráneas. Los cursos en el piedemonte son carácter intermitente e influentes con respecto a la capa freática, aunque esta última característica no se manifiesta en el mapa (Fig. 1) debido a la escala de trabajo. Al ingresar en la llanura los cursos cambian su relación con el acuífero, con fuerte predominio de la efluencia. A excepción del sector serrano donde aflora el basamento hidrogeológico, los límites de la cuenca hidrogeológica se corresponden con las divisorias de agua subterránea de la capa freática, manteniéndose la continuidad hidráulica en las cuencas vecinas.

El acuífero freático recibe recarga de la lluvia en toda la cuenca, destacándose la localizada en el piedemonte serrano y en los valles y, en mucha menor cuantía, la indirecta por almacenamiento de banco durante las crecidas (Carrica 1998). La recarga directa puede producirse como difusa y/o preferencial a microescala (macroporos, microfisuras, bioturbación, etc.) a través de los suelos y los sedimentos pampeanos aflorantes en toda la cuenca (Lexow 2002).

Las consecuencias directas de la recarga quedan evidenciadas por la morfología de la capa freática, las oscilaciones piezométricas y por la composición química e isotópica del agua subterránea en los principales sectores donde sucede: el piedemonte y los valles extraserranos (Carrica 1998; Carrica y Bonorino 2000; Lexow 2002). La mayor parte del volumen que la compone tiene en la cuenca superior como punto de descarga común el propio arroyo en forma de caudal base (Q_b). Sin embargo, dado que el límite sur de la cuenca (Fig. 1) no constituye una divisoria hidrogeológica, a los efectos del balance hidrológico de la cuenca superior, se debe considerar la existencia de un flujo subterráneo saliente (Q_{ss}).

Metodología

La estimación de la recarga del acuífero se realizó mediante el empleo de los métodos tradicionales de balance hidrológico modular anual de la cuenca, el balance hidrológico de intervalo diario a escala de cuenca median-

te el programa Visual Balan V.1.0. (Samper *et al.* 1999) y en los principales suelos de la cuenca con el programa Balshort V.3. (modificado de Carrica 1993), el balance de cloruros entre el agua de lluvia y la capa freática y el análisis de la curva de recesión de hidrogramas fluviales mediante el desarrollo de un método basado en las fórmulas de Meyboom (1961, en Rutlege y Daniel 1994) y Rorabough (1964).

Balance hidrológico modular anual

El balance hidrológico de un área o región constituye un medio simple e idóneo para la comprensión de su funcionamiento hidrológico global (Lerner *et al.* 1990; Simmers 1997). La implementación del balance modular para un período largo de tiempo, se basa en la existencia de un régimen estacionario; los ingresos de agua al sistema se equiparan con los egresos ($\Delta S \rightarrow 0$). Esta presunción y la posibilidad de cometer errores en la cuantificación de los principales parámetros considerados pueden conducir a valoraciones erróneas de la recarga, por lo que sus resultados deben tomarse con precaución, especialmente en zonas áridas y semiáridas (Hendrickx y Walker 1997).

La falta de series prolongadas de datos hidrométricos del área de estudio impide efectuar un balance hidrológico modular ajustado, no obstante se puede plantear conceptualmente que el único ingreso de agua al sistema lo constituye la precipitación (P) y los egresos están dados por la evapotranspiración real (ETR), el escurrimiento fluvial (E_f) y el escurrimiento subterráneo saliente (Q_{ss}).

$$P - ETR - E_f - Q_{ss} = \pm \Delta S \quad (1)$$

Las diferencias entre ingresos y egresos provocarán variaciones en el almacenamiento de agua (ΔS) sólo en el suelo y en el acuífero, ya que a excepción del arroyo no existen cuerpos de agua superficial.

A partir de los datos fluviométricos diarios completos correspondientes a 12 años (1936-1944 y 1988-1990) de la estación de aforo Cerro del Águila pudo establecerse una relación entre las medias anuales de P y E_f , resultando: $E_f = 0,231 P - 74,286$ con un coeficiente de correlación de 0,81. Considerando el período de 111 años (1888 - 1998) con $P = 727$ mm se obtiene $E_f = 94$ mm, de los cuales 43 mm (45,5% de E_f) corresponderían al caudal básico (Q_b), valor obtenido en base a la separación gráfica de hidrogramas fluviales diarios (Carrica 1998).

Para la cuantificación de Q_{ss} se consideraron: las secciones hidrogeológicas esquemáticas definidas por CFI (1991) a través de las cuales drenaría Q_{ss} , los gradientes hidráulicos y las conductividades hidráulicas (K) promedio determinadas para distintos niveles por Carrica (1998), en base al análisis de las superficies piezométricas y ratificadas por Bonorino *et al.* (2000) a través de ensayos de bombeo. Así, para la sección correspondiente a la isopieza de 260 m (Fig. 1), entre los cerros del Aguilucho y Sombra de Toro (6.000 m de longitud y 180 m de espesor

Cuadro 1: Principales parámetros de entrada – Visual Balan V.1.0. y Balshort V.3.⁽¹⁾

| Parámetro | Valor o método de resolución |
|---------------------------|---|
| Interceptación | Herbáceas 30 cm de altura, 70% cobertura |
| ETP | Blaney-Criddle |
| ETR/ETP | Penman-Grindley - textura limosa ⁽¹⁾ |
| Reserva de agua útil | 216 mm ^(*) |
| K_v (Suelo) | $5,0 \times 10^{-4}$ cm.s ⁻¹ ^(**) |
| R en tránsito directa | Método por fisuras |
| Escorrentía superficial | Zona serrana, N = 90, cobertura 30% |
| | Zona pedemontana, N = 81, cobertura 20% |
| | Zona llana, N = 71, cobertura 50% |
| R en tránsito diferida | Curva logística |
| Porosidad total del suelo | 0,53 ^(**) |
| α_h | 0,005 |
| K_v (ZNS) | 300 mm.d ⁻¹ |
| α_p | 0,25 |
| α | 0,0015 |
| S | 0,11 ^(*) |

^(*) según Carrica (1988); ^(**) según Lexow y Bonorino (1998)

máximo de acuífero), se determinó $K = 2,6$ m.d⁻¹ para los 65 metros superiores de acuífero y $K = 1,2$ m.d⁻¹ para los sedimentos inferiores a esa profundidad y un gradiente hidráulico promedio de 8×10^{-3} , por lo que Q_{ss} alcanzaría los 3,2 hm³ anuales. Un cálculo similar puede efectuarse a través de la isopieza de 270 m entre los cerros del Águila y Loma de Zorro (Fig. 1). La sección de flujo aquí es menor y consecuentemente el caudal drenado sólo alcanza unos 0,5 hm³.año⁻¹. Sumados ambos valores y expresados como lámina de agua se obtiene $Q_{ss} = 19$ mm.año⁻¹. Este flujo subterráneo saliente sería más o menos constante, pues las oscilaciones anuales y plurianuales de los niveles piezométricos de la cuenca no modifican significativamente ni las áreas de drenaje ni los gradientes hidráulicos regionales. Reemplazando P, E_f y Q_{ss} en (1) y con $\Delta S \rightarrow 0$ para un período de 111 años, la evaporación real sería de 614 mm (84% de P).

Para el mismo período la recarga anual media (R), se expresa $R = Q_b + Q_{ss}$ que totalizando 62 mm.año⁻¹ (8,5 % de P), equivalentes a 12 hm³.año⁻¹. De este modo se obtiene una primera aproximación de la magnitud de R en el área estudiada.

Balance hidrológico de intervalo diario

Autores como Forte Lay y Villagra (1983), Lerner *et al.* (1990), Samper (1997), Simmers (1997) y Scanlon *et al.* (2002), entre otros, coinciden en que el cálculo de la recarga a través de los modelos de balances hidrológicos deben realizarse a intervalos cortos de tiempo, en lo posible diarios, mediante un proceso iterativo y sus resultados deben ser ajustados con mediciones hidrométricas

Cuadro 2: Totales anuales ponderados – Balshort V.3.

| Año | P | I | ETR | Ex ⁽¹⁾ | ΔS_s | $E_d^{(1)}$ | $Q_b^{(1)}$ | Q_{ss} | ΔS_a | R |
|----------|-----|------|-------|-------------------|--------------|-------------|-------------|----------|--------------|------|
| 1936 | 592 | 65,5 | 467,0 | 52,6 | +6,9 | 9,2 | 21,9 | 19,2 | +2,3 | 43,4 |
| 1937 | 521 | 43,3 | 441,5 | 56,9 | - 20,8 | 15,6 | 24,6 | 19,2 | - 2,5 | 41,3 |
| 1938 | 336 | 42,9 | 284,8 | 15,1 | - 6,9 | 3,7 | 13,3 | 19,2 | -21,1 | 11,4 |
| 1939 | 715 | 57,3 | 543,6 | 111,1 | +3,0 | 49,8 | 29,7 | 19,2 | +12,4 | 61,3 |
| 1940 | 802 | 79,6 | 533,6 | 134,9 | +53,9 | 71,3 | 41,9 | 19,2 | +2,5 | 63,6 |
| 1941 | 705 | 69,1 | 553,3 | 101,2 | -18,6 | 62,7 | 33,5 | 19,2 | -14,2 | 38,5 |
| 1942 | 517 | 55,8 | 446,7 | 41,4 | -26,9 | 15,6 | 23,3 | 19,2 | -16,7 | 25,8 |
| 1943 | 580 | 56,3 | 466,2 | 69 | -11,5 | 47,4 | 21,5 | 19,2 | -19,1 | 21,6 |
| 1944 | 718 | 70,4 | 487,7 | 161,9 | + 5,5 | 81,4 | 32,4 | 19,2 | +28,9 | 80,5 |
| Promedio | 609 | 60 | 469,4 | 82,7 | - 1,7 | 39,6 | 26,9 | 19,2 | -3,0 | 43,0 |

⁽¹⁾ Ex: Exceso; ⁽¹⁾ según Carrica (1998)

confiables y contrastados por otros métodos de estimación independientes de los anteriores.

En este caso se usó el código interactivo Visual Balan V.1.0. (Samper *et al.* 1999) para la realización de balances hidrológicos diarios a escala de cuenca y el programa de cálculo del balance hidrológico diario del suelo Balshort V.3. (modificado de Carrica 1993).

Los balances diarios se plantearon para un período de 9 años (1936-1944) del cual se disponen registros continuos de: pluviometría (Estancia Cerro Manitoba), representativos de la lámina media precipitada (Carrica 1998); fluviometría (Estación de aforo Cerro del Águila) y termometría de la localidad de Tornquist, distante unos 11 km al oeste de la cuenca. Los principales métodos y parámetros de ingreso para el cálculo del balance hidrológico diario se resumen en el cuadro 1.

En ambos programas la intercepción vegetal fue calculada por el método de Horton (1919, en Samper *et al.* 1999). En el programa Balshort la intercepción se limitó a un máximo de 5 mm diarios, considerando que alcanza un valor final dependiente de la capacidad de almacenamiento del dosel vegetal e independiente de la cantidad de precipitación (López Rodríguez y Giraldez Cervera 1997).

La evapotranspiración potencial (ETP) se calculó mediante las fórmulas de Blaney – Criddle (Samper *et al.* 1999) considerando los coeficientes de cultivos propuestos para cereales según Paoloni y Vázquez (1985).

Los procedimientos de cálculo y parámetros expuestos en el cuadro 1 fueron utilizados para el cálculo del balance. La mayoría de los valores fueron determinados a partir de trabajos previos de Lexow y Bonorino (1997, 1998), Carrica (1998) y Lexow (2002).

Para la aplicación del programa Balshort V.3., el área de estudio se dividió en dos sectores, uno el serrano (30% del área de la cuenca) al que se le adjudicó un suelo Hapludol lítico muy somero (INTA 1989) y una cobertura vegetal de pastos del 50%, y otro sector correspondiente al piedemonte y a la llanura pedemontana (70% del área de la cuenca) con predominancia de suelos Argiudoles y Haplustoles de textura limosa y una cobertura vegetal de herbáceas de 30 cm de altura.

El cuadro 2 muestra los totales anuales ponderados para

los suelos de la cuenca (en milímetros de lámina de agua) y el promedio para la serie analizada calculados por el programa Balshort V.3., los excesos de agua en el suelo (Ex), la evaporación real y las variaciones de almacenamiento de agua en el suelo (ΔS_s). Además se incluyen datos comparativos de escurrimiento superficial (E_d), Q_{ss} y estimaciones de variaciones de almacenamiento en el acuífero (ΔS_a) y el cálculo de la recarga obtenido indirectamente asumiendo que $R = Ex - E_d$.

El cuadro 3 compara los resultados de los balances para el período, expresados como módulo anual de lámina de agua, con registros medidos. Los valores calculados de evaporación real y de la recarga estimada por ambos programas son altamente coincidentes, cifrándose ésta última en algo más del 7% de la precipitación. Considerando que el módulo pluviométrico del período está por debajo del promedio de la serie centenaria (727 mm), este valor de la recarga anual debe ser considerado inferior con respecto a las condiciones medias de la cuenca.

El escurrimiento total medio anual calculado por Visual Balan V.1.0 es levemente menor que el medido (66,5 mm), y los valores de caudal directo y básico muestran una gran similitud con los estimados a partir de la separación gráfica de los hidrogramas anuales.

Método del balance del ión cloruro entre el agua de lluvia y de la capa freática

Diversos autores (Schoeller 1962; Custodio 1997b; Hendrickx y Walker 1997; Iglesias *et al.* 1997) han aplicado el método químico para estimar la recarga de la capa freática a partir de la concentración que sufre el ión cloruro como resultado de la evapotranspiración, que expresa la relación entre la precipitación y la recarga. El cloruro es considerado un ión conservativo dado su elevada solubilidad y estabilidad y trazador natural del movimiento del agua ya que el terreno generalmente lo aporta en ínfima proporción. Además, la determinación analítica del ión cloruro es sencilla, precisa y económica.

Este método, basado en el transporte de masa, es alternativo a los hidrodinámicos y en buena medida indepen-

Cuadro 3: Resultados del balance hidrológico del período 1/1/1936 al 31/12/1944

| Parámetros | Visual Balan | Balshort | Medido |
|-----------------------|--------------|----------|--------|
| P | 610,1 | 610 | 610 |
| R en tránsito | 45,3 | | |
| Flujo preferente | 20,2 | | |
| ETP | 1173,0 | 1173 | |
| ETR | 467,1 | 469 | |
| Exceso | | 82,7 | |
| Escurrimiento directo | 37,2 | | 39,6 |
| Flujo hipodérmico | 0,9 | | |
| Caudal subterráneo | 25,5 | | 26,9 |
| Caudal total | 63,6 | | 66,5 |
| Recarga | 44,3 | 43 | |
| Intercepción | 74,4 | 60 | |

diente de ellos, por lo que resulta de interés para contrastar resultados (Custodio 1997b). Es de carácter regional y las estimaciones resultan un promedio de la recarga ocurrida en un lapso mas o menos prolongado, dependiendo de cada región.

La recarga (R) se determina a partir del balance de cloruros entre la concentración en la lluvia (C_p) y en la capa freática (C_R) según Custodio (1997b) es:

$$R = C_p / C_R (P - E_s) \quad (2)$$

Donde E_s es el escurrimiento superficial directo cuya concentración en cloruros se asume igual a la de la lluvia (P).

Como E_s equivale al 55% de E_f (cfr. balance hidrológico modular anual) resulta $E_s = 51$ mm anuales. Si se considera en (2) $C_p = 3,73$ mg.L⁻¹, correspondiente a 30 tormentas del período 1987-1988 en la Ea. Loma de Zorro (Bonorino 1991) y $C_R = 40,45$ mg.L⁻¹, a partir de 26 puntos de agua subterránea de la capa freática muestreados durante 1987, se obtiene $R = 62$ mm, equivalente a 8,5 % de P. Este valor es similar a los calculados mediante los métodos de balances hidrológicos e inferior al obtenido por Bonorino (1991) usando la misma metodología, pero seleccionando sólo los pozos ubicados en el pie de las sierras, cuyas muestras representarían la recarga localizada en ese sector.

Estimación de la recarga por medio del análisis de la curva de recesión de hidrogramas fluviales

En cuencas drenadas por cursos efluentes, la recarga del acuífero que los alimenta puede estimarse a partir de la separación del caudal básico de hidrogramas fluviales con extensos registros de aforos asumiendo, que el volumen (V) correspondiente al caudal básico (Q_b) es o está en relación directa de la recarga (R) (Meyboom 1961 en Rutledge y Daniel 1994; Rorabough 1964). Sin embargo puede suceder que $R > Q_b$ debido a: la explotación del

Cuadro 4: Recarga (hm³) del acuífero aluvial en la cuenca superior del arroyo Napostá Grande (1936-1944)

| Año | P | E_f | E_d | Q_b | R_b | R_d | R_i |
|----------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1936 | 115,46 | 6,07 | 1,20 | 4,47 | 0,20 | 0,94 | 3,33 |
| 1937 | 101,59 | 7,85 | 2,84 | 5,01 | 0,21 | 0,81 | 3,99 |
| 1938 | 65,44 | 3,32 | 0,72 | 2,60 | 0 | 0 | 2,60 |
| 1939 | 139,69 | 15,53 | 8,35 | 7,18 | 1,38 | 1,85 | 3,95 |
| 1940 | 158,05 | 22,11 | 12,25 | 9,86 | 1,68 | 3,64 | 4,54 |
| 1941 | 137,54 | 18,79 | 10,30 | 8,49 | 1,95 | 3,44 | 3,10 |
| 1942 | 100,42 | 7,60 | 2,45 | 5,15 | 0,60 | 1,30 | 3,25 |
| 1943 | 113,31 | 14,46 | 8,94 | 5,52 | 1,32 | 1,18 | 3,02 |
| 1944 | 140,08 | 22,23 | 13,68 | 8,55 | 2,23 | 3,10 | 3,22 |
| Promedio | 119,06 | 13,10 | 6,75 | 6,31 | 1,06 | 1,81 | 3,44 |
| % de P | | 11,0 | 5,67 | 5,30 | 0,89 | 1,52 | 2,88 |

Dónde: P: Precipitación, E_f : escurrimiento fluvial, E_d : escurrimiento directo, Q_b : escurrimiento básico, R_b : recarga por almacenamiento de banco, R_d : recarga por lluvia en el valle, R_i : recarga indirecta

acuífero, la evapotranspiración desde acuíferos someros, la presencia de flujos subterráneos profundos, y a otros factores (Halford y Mayer 2000).

Estos métodos expresan el volumen de la descarga subterránea a un curso como una función compleja del tiempo después del evento de recarga. Luego de un tiempo crítico (T_c) después del pico de crecida, la curva de recesión puede asumirse como una función lineal entre el logaritmo de la descarga subterránea y el tiempo. El T_c es una función lineal del índice de recesión (K_r) que indica el tiempo en días requerido para que la recta que representa Q_b disminuya un ciclo logarítmico, y se relacionan (Rorabough 1964):

$$T_c = 0,2144 K_r \quad (3)$$

El volumen potencial total de descarga subterránea (V) es una función lineal del caudal inicial (Q_0) -al comienzo de la curva de recesión- y de K_r , según Meyboom (1961, en Rutledge y Daniel 1994):

$$V = Q_0 \times K_r / 2,3026 \quad (4)$$

Los resultados de estos métodos son aceptables en cuencas con superficies menores de 1.300 km², que generan hidrogramas simples con $K_r < 300$ días (Rutledge y Daniel 1994; Mau y Winter 1997; Arnold *et al.* 2000; Scanlon *et al.* 2002). Además, el análisis debe realizarse a escala diaria por varios años y en cuencas hidrogeológicamente bien conocidas (Martí Vallbona 1997; Halford y Mayer 2000; Ketchum *et al.* 2000). Sin embargo, el caso de un curso alimentado por dos acuíferos de características distintas, genera hidrogramas fluviales compuestos, situación que limita el uso de métodos tradicionales -desarrollados para hidrogramas simples- y el cálculo del caudal básico requiere de complejas técnicas de separación gráfica de la curva de recesión para cada acuífero (Linsley *et al.* 1982).

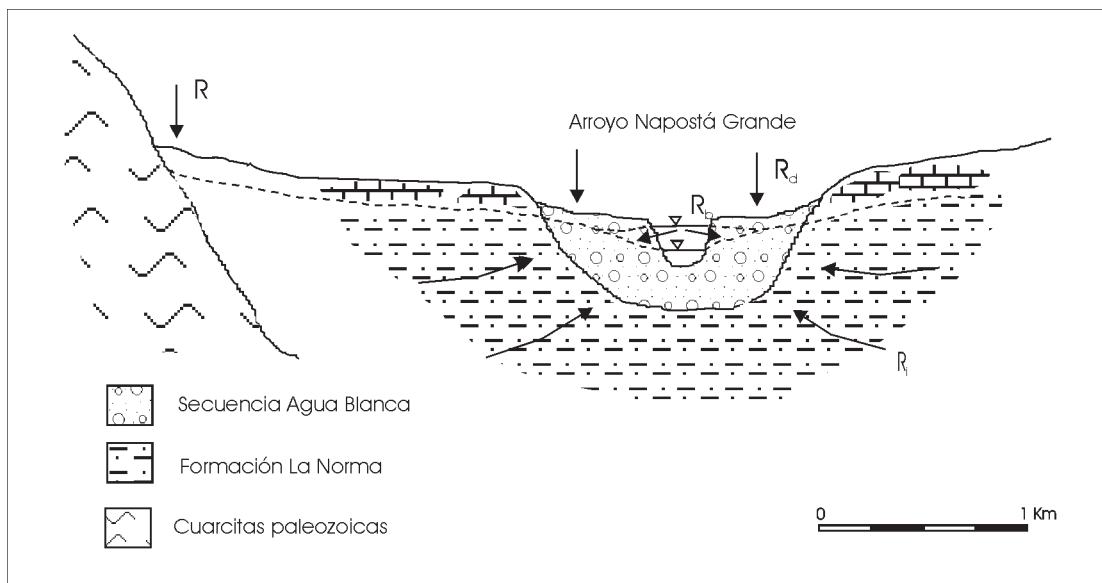


Figura 2: Perfil hidrogeológico esquemático transversal del valle del arroyo Napostá Grande.

A partir del análisis de una serie de curvas de recesión de hidrogramas fluviales del arroyo Napostá Grande, Carrica y Bonorino (2000) determinaron que se trata de hidrogramas compuestos y que presentan una vinculación entre distintos mecanismos de recarga que recibe el acuífero aluvial que rellena el valle (Secuencia Agua Blanca) y la forma de las curvas de recesión de dichos hidrogramas. El acuífero aluvial recibe recarga mediante tres mecanismos (Fig. 2): a) recarga indirecta (R_i), resultante de la descarga subterránea del acuífero freático alojado en los sedimentos pampeanos, que es más o menos constante en el tiempo y se manifiesta en el mapa de isopiezas por la convergencia del flujo subterráneo regional de la capa freática hacia los valles; b) recarga por agua de lluvia (R_d) a través de su zona no saturada y que se evidencia por las oscilaciones estacionales de los niveles freáticos y las características hidroquímicas e isotópicas de las aguas subterráneas dentro del valle (Carrica 1998; Lexow 2002); y c) recarga localizada por almacenamiento de banco o ribera (R_b) producto de las crecidas del arroyo. Este último es el más difícil de identificar y cuantificar por carecerse de registros piezométricos seriados en las riberas y las evidencias de su existencia surgen a partir de observaciones hidrogeológicas del valle e hidrológicas del arroyo (Carrica 1998). Tanto R_d como R_b son de naturaleza estocástica y pueden actuar de manera simultánea o independiente, según sea la magnitud de la tormenta y la condición de humedad antecedente de la cuenca. El volumen total de recarga merced a los tres mecanismos de aporte mencionados tienen como punto de descarga en común el propio arroyo y constituyen Q_b .

Carrica y Bonorino (2000) observaron que luego de una tormenta de cierta magnitud y sin alteración del régimen no influido por un tiempo suficiente, las curvas de recesión de los hidrogramas ($\log(Q)$ vs. t), conforman cronológicamente tres tipos de rectas, frecuentemente

bien marcadas, que representan el predominio temporal de la descarga subterránea debida al almacenamiento por cada uno de los mecanismos de recarga señalados (Fig. 3). Las rectas se identifican como Tipo I, II y III, y sus índices de recesión se relacionan de la siguiente manera: $K_{rI} < K_{rII} < K_{rIII}$, respectivamente. La primera representa una descarga rápida y de corta duración que respondería principalmente al almacenamiento de banco; la siguiente señalaría el predominio de la descarga producto del volumen recargado por agua de lluvia en el valle y la tercera sería la respuesta de la descarga del acuífero loésico regional. La recta Tipo III se logra definir si las condiciones de régimen no influido perduran en el tiempo, condición donde el acuífero aluvial del valle actuaría como simple transmisor.

El índice de recesión (K_r) es aproximadamente constante para hidrogramas simples de una misma estación de aforo. En los de cerro del Águila se han definido a partir del análisis de 42 curvas de recesión $K_{rI} = 21$ días para la curva Tipo I; $K_{rII} = 125$ días para la Tipo II y K_{rIII} variable según la estación del año y el almacenamiento del acuífero, durante los meses invernales se cuantifica en 240 días (Carrica y Bonorino 2000).

Carrica y Robledo (2002) determinaron que el volumen de agua drenado merced a cada mecanismo puede estimarse a partir de la ecuación (4) restando el volumen calculado para cada curva de recesión. De esta forma, el volumen total de la descarga adjudicada al almacenamiento de banco (V_1) sería la resta de la curva de recesión Tipo I de la Tipo II entre t_0 y t_1 (Fig. 3) resultando:

$$V_1 = 1/2,3026 [(K_{rII} - K_{rI}) Q_I(t_1) + K_{rI} Q_I(t_0) - K_{rII} Q_{II}(t_0)] \quad (5)$$

Análogamente puede calcularse el volumen de agua drenado adjudicado a la recarga por agua de lluvia (V_2) y

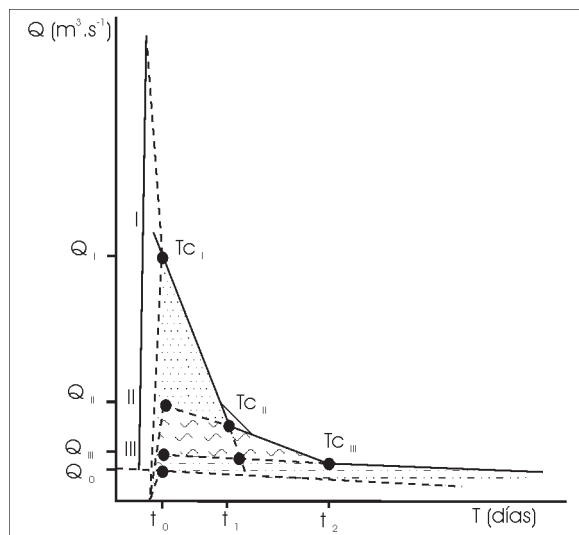


Figura 3: Hidrograma semilogarítmico esquemático de una crecida del arroyo Napostá Grande

el que sería aportado por el acuífero loésico regional (V_3), obteniéndose:

$$V_2 = 1/2,3026 [(K_{r,III} - K_{r,II}) Q_{II}(t_2) + K_{r,II} Q_{II}(t_2) - K_{r,III} Q_{III}(t_0)] \quad (6)$$

$$V_3 = K_{r,III}/2,3026 [Q_{III}(t_0) - Q_0(t_0)] \quad (7)$$

En las ecuaciones (5), (6) y (7), t_0 , t_1 y t_2 indican el comienzo de cada curva de agotamiento. En la curva Tipo III $Q_0(t_0)$ es el caudal básico antes del pico de crecida extrapolado después del mismo conforme el método de Rorabough (1964). El estudio de casos realizado por Carrica y Bonorino (2000) permitió establecer una muy buena aproximación entre t_0 y T_c calculado mediante la ecuación (3), de tal modo que T_c puede asumirse como el tiempo a partir del cual la totalidad del caudal drenado es descarga subterránea al curso y marca, aproximadamente, el comienzo del predominio de cada curva de recesión. En el caso de los hidrogramas de Cerro del Águila, el T_c I, T_c II y T_c III corresponden a aproximadamente 5, 27 y 54 días respectivamente (Fig. 4).

Asumiendo que $V \cong R$ producida por cada uno de los mecanismos descritos, la recarga que recibe el acuífero aluvial por almacenamiento de banco (R_b) y la aportada por agua de lluvia en el valle (R_d) se calculó aplicando las ecuaciones (5) y (6) a los hidrogramas diarios del período 1936-1944 de la estación Cerro del Águila. La recarga indirecta (R_i) aportada por el acuífero loésico se estimó por diferencia ($R_i = Q_b - R_b - R_d$) (Cuadro 4).

El escurrimiento directo o superficial en la cuenca superior es alto (51,5% de E_p), valor que se justifica por la presencia de los afloramientos rocosos, las fuertes pendientes y una mayor y mejor integrada red de drenaje.

Se observa que $R_i > R_d > R_b$ aunque los sedimentos que rellenan el valle presentan mejores características intrínsecas para la recarga. Estas diferencias de volumen dependen

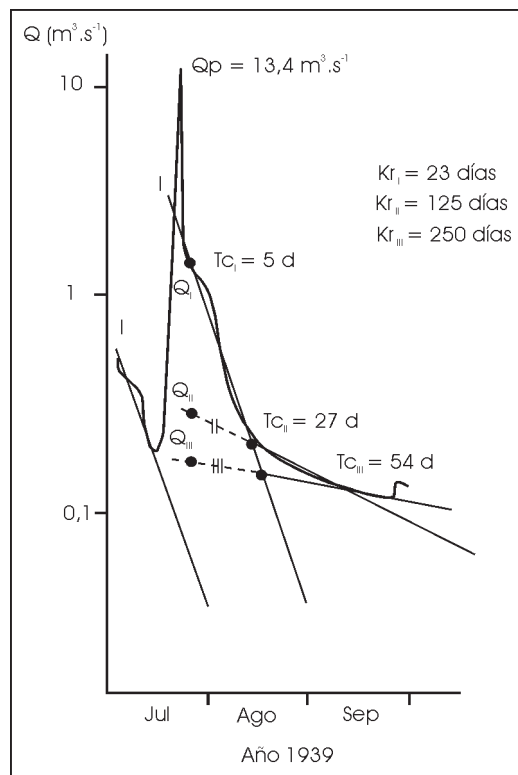


Figura 4: Hidrograma fluvial típico en la estación de aforo Cerro Del Águila - invierno de 1939

de la magnitud de las áreas de recarga involucradas y de la presencia del piedemonte serrano en contacto directo con los acuíferos del pampeano.

La recarga directa en el valle en relación con su área (36 km²), alcanza los 50 mm (8,2 % de P) y resulta algo inferior a la obtenida por Lexow (2002), que fue de 11% de P aunque referida a un período de mayor pluviometría.

La recarga anual media que habría recibido el acuífero loésico en el período mencionado sería $R = R_i + Q_{ss} = 7$ hm³ anuales. En términos de explotación de los recursos hídricos subterráneos potenciales de la cuenca superior, al valor anterior habría que sumarle la R_d por agua de lluvia en el valle, lo que totaliza 8,9 hm³ anuales (7,5 % de la P). A los efectos de una referencia, este volumen equivale a un 12% del consumo anual medio de agua potable de la ciudad de Bahía Blanca.

Conclusiones

El método del balance hidrológico, ya sea en términos modulares anuales como diarios (programas Visual Balan V.1. y Balshort V.3.) aplicados para el cálculo de la recarga en la cuenca superior del Napostá Grande arrojó resultados similares y equiparables a los estimados mediante el método hidroquímico del balance del ión cloruro y se cifran, en términos porcentuales, entre un 7 y 8,5 % de la precipitación anual media.

El método de cálculo basado en el análisis de hidro-

gramas compuestos acusó valores similares (7,5 % de la precipitación) resultando una herramienta apropiada para estimar la recarga al acuífero drenante y determinar sus mecanismos de alimentación. Este último método puede resultar particularmente útil en cuencas con escasa información sobre oscilaciones piezométricas, siempre y cuando se cuente con un acabado conocimiento del modelo conceptual de funcionamiento del sistema hidrológico en el área de estudio.

La recarga localizada en el piedemonte serrano es el principal mecanismo de incorporación de agua al acuífero freático del sector en términos de volumen.

Agradecimientos

Al Dr. A.G. Bonorino en calidad de Director de los proyectos de investigación financiados por CONICET y CIC involucrados en este trabajo. A la Mg. Silvia Castro del Dpto. de Computación de la UNS por las sugerencias realizadas para la realización del mismo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arnold, J.G., Muttiah, R.S., Srinivasan, R. and Allen, P.M., 2000. Regional estimation of baseflow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. *Journal of Hydrology*, 227: 21-40.
- Bonorino, A.G., 1991. Evaluación de la recarga de agua subterránea en el área de la vertiente occidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 46(1-2): 93-102.
- Bonorino, A.G., Carrica, J.C., Albouy, E.R. y Lexow, C., 2000. Estudio hidrogeológico de la cuenca del Arroyo Napostá Chico. Etapas I, II y III, Convenio Azurix-FUNS, 109 p. y Anexos. (Inédito).
- Carrica, J.C., 1993. Balshort: Un programa de balance hidrológico diario del suelo aplicado a la región sudoccidental pampeana. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (4): 243-248. Mendoza.
- Carrica, J.C., 1998. Hidrogeología de la cuenca del Arroyo Napostá Grande, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. Argentina. 215 p. y anexos. (Inédita).
- Carrica, J.C. y Bonorino, A.G., 2000. Estimación de la recarga mediante el análisis de las curvas de recesión de hidrogramas fluviales. I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Resumen 272 p. y Actas CD. Fortaleza, Brasil.
- Carrica, J.C. y Robledo, C., 2002. Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas de recesión de hidrogramas fluviales compuestos. *Geoacta*, 27: 16-29.
- C.F.I., 1991. Prospección geoelectrica en las cuencas superiores de los Arroyos Napostá Grande, Chasicó y Río Sauce Chico. Convenio CFI-AGOSBA-UNS. La Plata. (Informe inédito).
- Custodio, E., 1997a. Recarga de acuíferos: Aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE, p. 19-39. Las Palmas de Gran Canaria.
- Custodio, E., 1997b. 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. AIH-GE, p. 83-109. Las Palmas de Gran Canaria.
- De Francesco, F.O., 1992. Estratigrafía del cenozoico en el flanco occidental de las Sierras de Curamalal. Sierras Australes Bonaerenses. III Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 3-12. La Plata.
- Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Pascual, R., 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. VI Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 103-138. Bahía Blanca.
- Forte Lay, J. y Villagra, M.M., 1983. El balance hidrológico de Thornthwaite y Mather (1955) aplicado bajo diferentes unidades de tiempo. Verificación con valores observados y comparación de resultados. XI Congreso Nacional del Agua. Aguas Superficiales (1): 89-119. Córdoba.
- Halford, K.J. y Mayer, G.C., 2000. Problems associated with estimating ground water discharge and recharge from streams-discharge records. *Ground Water*, 38: 331-342.
- Hendrickx, J. y Walker, G., 1997. Recharge from precipitation. In: Recharge of phreatic aquifers in (Semi-) arid areas. IAH, A.A. Balkema / Rotterdam / Brookfield, (19): 19-111.
- Iglesias, M., Lambán, J., Cardoso, G. y Custodio, E., 1997. El balance de cloruros como indicador de la recarga: ejemplos recientes. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE, p. 357-366. Las Palmas de Gran Canaria.
- INTA, 1989. Mapa de suelos de la Provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000. Buenos Aires.
- Ketchum, J.N., Donovan, J.J. y Avery, W.H., 2000. Recharge characteristics of a phreatic aquifer as determined by storage accumulation. *Hydrogeology Journal*, 8 (6): 579-593.
- Lerner, D.N., Issar, A.S. and Simmers, I., 1990. Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. International contributions to hydrogeology. Vol 8. IAH, Heisse, Hannover, 345 p.
- Lexow, C., 2002. Hidrodinámica de la zona no saturada aplicada al estudio del balance hidrológico y de contaminantes de los recursos hídricos subterráneos (Cuenca del A° Del Águila). Tesis Doctoral. UNS. Bahía Blanca. 174 p. y anexos. (Inédita).
- Lexow, C. y Bonorino, A.G., 1997. Hidrodinámica de la zona no saturada en una parcela experimental, cuenca del Arroyo Del Águila, Partido de Tornquist, Provincia de Buenos Aires. III Seminario Hispano Argentino sobre temas actuales de hidrología subterránea. Actas, 73-83. Bahía Blanca.
- Lexow, C. y Bonorino, A.G., 1998. Análisis de los parámetros hidráulicos de la zona no saturada en la cuenca del Arroyo Del Águila, provincia de Buenos Aires, Argentina. IV Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea (3): 1246-1259. Montevideo, Uruguay.
- Linsley R.K., Kohler, M.A. and Paulhus, J.L., 1982. *Hydrology for Engineers* (3ed. Ed.). Ed. McGraw Hill. New York. 508 p.
- López Rodríguez, J.J. y Giráldez Cervera, 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. AIH-GE, p. 209-227. Las Palmas de Gran Canaria.
- Martí Vallbona, B., 1997. Métodos de la evaluación de la recarga utilizados en España para la planificación hidrológica: Precisión y Comparabilidad. Seminario sobre "La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica". AIH-GE-ITGE, p. 287-295. Las Palmas de Gran Canaria.
- Mau, D.P. and Winter, T.C., 1997. Estimating ground water recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a temperate humid climate, New Hampshire, USA. *Ground Water*, 35 (2): 291-304.
- Paoloni, J.D. y Vázquez, R., 1985. Necesidades teóricas de agua de los cereales de invierno y probabilidad de ocurrencia de las precipitaciones como base para el balance hídrico. *Anales de Edafología y Agrobiología*, (43): 1545-1556.
- Rorabaugh, M. I., 1964. Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to streamflow. *International Assoc. of Scientific Hydrology. Publication 63*: 432-44.
- Rutledge, A. and Daniel III, C., 1994. Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. *Ground Water*, 32 (2): 180-189.
- Samper, J., 1997. Métodos de la evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: Utilización, calibración y errores. En: La evalua-

- ción de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE, p. 41-81. Las Palmas de Gran Canaria.
- Samper, J., Huguet, Ll., Ares, J. y García-Vera, M.A., 1999. Programa Visual Balan V.1.0. Código interactivo para la realización de balances hidrológicos. Universidad de la Coruña. 124 p. España.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 18-39.
- Schoeller, H., 1962. *Les eaux sauterrains*. Ed. Masson, Paris, 642 p.
- Simmers, I., 1997. Groundwater recharge principles, problems and developments. In: *Recharge of phreatic aquifers in (Semi-) arid areas*. IAH, A.A. Balkema / Rotterdam / Brookfield, (19): 1-18.
- Zavala, C. y Quattrocchio, M., 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 56(1): 25-37.

Recibido: 6 de noviembre, 2002

Aceptado: 16 de marzo, 2004