

Cálculo del flujo de agua en la zona no saturada a partir de la aplicación de un trazador conservativo

Sebastián Dietrich¹, Pablo Weinzette² y Marcelo Varni³

¹ CONICET – UNCPBA - Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA) (Rep. de Italia 780, (B7300) Azul, Buenos Aires, Argentina).

² CIC – UNCPBA - IHLLA.

³ UNCPBA - IHLLA

Mail de contacto: sebadietrich@faa.unicen.edu.ar

RESUMEN

El objetivo de esta investigación fue obtener valores de flujo de agua en la zona no saturada mediante la utilización de bromuro como trazador conservativo y contrastar los resultados obtenidos con otros métodos de cálculo como ser el plano de flujo cero. La extracción de las muestras del medio no saturado se realizó mediante cápsulas de succión, para lo cual se instalaron cinco de ellas a las profundidades de 30, 60, 90, 120 y 150 cm, en forma adyacente a una parcela experimental. Los cálculos se realizaron utilizando el avance del pico de concentración y por otro lado, mediante el cálculo de la velocidad de desplazamiento del centro de gravedad (o centro de masa) de las concentraciones. La recarga obtenida desde el inicio del ensayo hasta que el pico alcanzó los 120 cm fue de 301 mm, lo cual representa un 44 % de la precipitación.

Palabras claves: trazadores, flujo de agua, recarga

ABSTRACT

The objective of this work was to obtain water flow velocities in the unsaturated zone by means of the application of bromide as a conservative tracer. The results were compared with other independent methods such zero flow plane. Ceramic cups were installed in order to obtain soil samples at 30, 60, 90, 120 and 150 cm depth. These samplers were located besides an experimental plot where hydrological variables are measured. Calculations were done by applying both the concentration tracer peak advance and the displacement of tracer mass center. The recharge from 30 cm up to 120 cm was 301 mm which represents 44 % of precipitation.

Keywords: tracers, water flow, recharge.

Introducción

La utilización de trazadores en la zona no saturada es una metodología que ha sido muy utilizada en la estimación de la recarga y las velocidades de infiltración (Butters et al., 1989; Sharma, 1989; Sophocleous et al., 1990). En este sentido, Lexow et al. (1998) hicieron uso de esta metodología para la estimación de las velocidades de infiltración en suelos similares al aquí estudiado.

Se muestran aquí los resultados obtenidos mediante la aplicación de bromuro en un ensayo realizado en un sector de la cuenca media del arroyo del Azul, ubicada en el centro de la provincia de Buenos Aires (Usunoff, et al., 1999).

En la aplicación de trazadores en el medio no saturado se realiza la asunción de que el flujo es de tipo pistón, el cual es un modelo conceptual sencillo que permite explicar el flujo de agua y solutos. El mismo establece que el agua que desciende por la zona no saturada

empuja hacia abajo el agua ya presente en el medio, sin que se produzca mezcla entre ellas (Healy, 2010). Equivale a un flujo puramente advectivo, con un frente de avance plano (Radcliffe y Simunek, 2010). Si bien este tipo de flujo no existe en la naturaleza, es un término comúnmente utilizado para referirse a un flujo uniforme con poca dispersión. En contraposición, existe el flujo preferencial que se refiere a un flujo más rápido que el que caracteriza a la velocidad promedio del medio poroso y que se desplaza por una pequeña fracción del volumen de suelo denominada, en términos genéricos, vía preferencial (Gerke et al., 2010).

Si se asume que no hay efectos de adsorción ni ninguna fuente o sumidero para el trazador, la ecuación de transporte para el medio no saturado sólo en la dirección vertical puede escribirse como

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_r \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial(qC)}{\partial z} \quad (1)$$

donde θ es la humedad volumétrica y D_e el coeficiente de dispersión efectiva y representa en forma conjunta los efectos de la difusión molecular y la dispersión hidrodinámica. Si se desprecian los gradientes laterales de concentración en un flujo unidimensional a través de la zona no saturada, la dispersión D_e se da sólo en el sentido de movimiento del flujo, reduciéndose a la expresión:

$$D_e = \alpha_L v + T(\theta) D_m \quad (2)$$

en la que $T(\theta)$ es la tortuosidad que depende del contenido de humedad. Si los términos θ y q se mantienen constantes, es decir, que el flujo es estacionario y el coeficiente D_e también lo es, se obtiene:

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} = \theta D_e \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - q \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3)$$

Luego, dividiendo por el contenido de humedad, la ecuación se reduce a:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_e \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v \frac{\partial C}{\partial z} \quad (4)$$

donde

$$v = \frac{q}{\theta} \quad (5)$$

La Ec. 4 se conoce en la literatura como la ecuación de convección – dispersión (ECD), dado que el primer término del lado derecho considera el efecto de la dispersión y el segundo el transporte advectivo o convectivo (Parker y van Genuchten, 1984).

El desplazamiento del trazador normalmente se mide con el cambio de posición del pico de máxima concentración en función del tiempo, de modo que

$$v = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (6)$$

donde Δz es precisamente dicho cambio de posición. Para sistemas dispersivos, sin embargo, puede ser dificultoso determinar la posición de estos picos, por lo que es conveniente utilizar el cambio de posición del centro de gravedad de la distribución de concentraciones (Sharma, 1989).

Metodología

El estudio se realizó sobre un suelo Argiudol. En los primeros 18 cm presenta un horizonte A de estructura granular abierta. Por debajo, se encuentra el horizonte Bt, de textura arcillosa con prismas medios fuertes y barnices.

Después de los 66 cm aparece el horizonte Ck, franco limoso, masivo y muy firme. Finalmente, aparece el horizonte Ckm, con mayor tenacidad que el anterior. Todo el suelo descansa sobre los sedimentos pampeanos.

Como trazador se eligió el anión Br^- ya que su interacción con el medio es prácticamente nula, no siendo adsorbido ni precipitado. Si bien puede ser capturado por las raíces de las plantas, lo es en mucho menor grado que el NO_3^- . Para el ensayo se utilizó una solución de KBr , con una concentración de 6 g l^{-1} . Se prepararon 60 l de dicha solución que fueron regados sobre un área circular de 2 m^2 de superficie. La fecha de aplicación fue el 9 de setiembre de 2011.

La extracción de las muestras del medio no saturado se realizó mediante cápsulas de succión, para lo cual se instalaron cinco de ellas a las profundidades de 30, 60, 90, 120 y 150 cm en forma adyacente a una parcela experimental. Esta ubicación permitió tener control de la humedad volumétrica que se requiere para los cálculos de la velocidad de flujo (Ec. 6). En la Figura 1 se muestra la ubicación de las mismas.

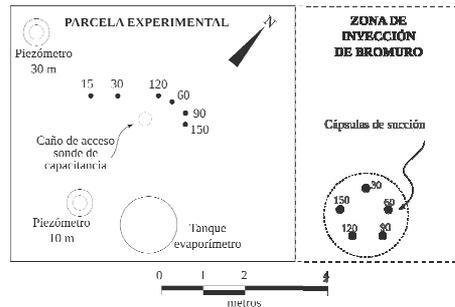


Figura 1. Ubicación y profundidad de las cápsulas de succión instaladas junto a una parcela experimental.

Con el objeto de obtener un gran volumen de muestra, se utilizaron cápsulas de succión de cerámica porosa de 2" de diámetro.

Los tensiómetros ubicados en la parcela experimental permitieron tener noción de cuál era la tensión que debían tener las cápsulas para vencer la retención del suelo y extraer parte de la solución poral. Cada vez que se realizaba una extracción de muestras se procedía también a medir la humedad correspondiente en la parcela experimental, mediante una sonda de capacitancia.

El muestreo en campo se efectuó periódicamente intentando, en la medida de lo posible, aumentar la frecuencia de muestreo en

los momentos posteriores a una precipitación. En total se recuperaron 123 muestras.

Las determinaciones analíticas se llevaron a cabo mediante un electrodo de ion selectivo Orion 94-35 conectado a un milivoltímetro Orion 720A. Esta técnica analítica, realizando las calibraciones adecuadas, otorga resultados sumamente confiables, especialmente si se trabaja con concentraciones por encima de 1 ppm, como en este caso.

Resultados

En la Figura 2 se exhiben perfiles verticales para diferentes fechas que muestran el avance del pico del trazador.

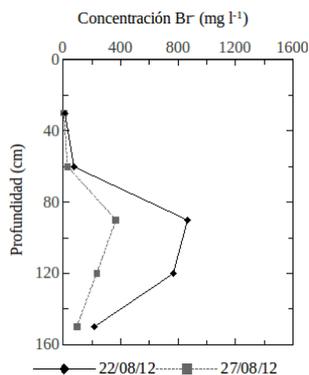
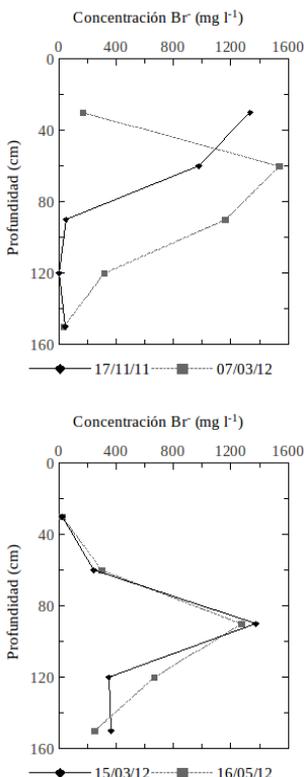


Figura 2. Avance del trazador para distintas fechas.

El mismo es más evidente hasta los 90 cm, ocurriendo un rápido desplazamiento entre 60 y 90 cm coincidente con las recargas de marzo de 2012 (Fig. 3). Hacia junio, comienza a incrementarse la concentración a 120 cm acompañado por una disminución en 90 cm, indicando un avance del trazador. Este último periodo, comprendido entre fines de mayo y los primeros días de agosto, coincide con meses en que la precipitación fue muy escasa, sin registros para el mes de julio (Fig. 3).

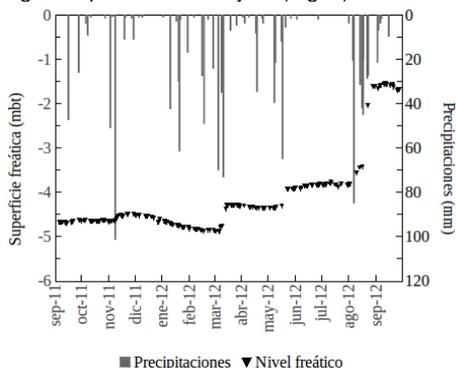


Figura 3. Evolución del nivel freático en respuesta a las precipitaciones para el periodo correspondiente al ensayo de trazadores.

A partir de principios de agosto, sobrevienen grandes eventos de precipitación, que significaron importantes recargas al acuífero. En total, se produjeron dos recargas, la primera no tan significativa en lo que respecta al ascenso del nivel y la segunda, que culminó con el nivel freático a 1,5 m bajo el terreno (Fig. 3). Tal volumen de agua precipitada, que alcanzó sólo en agosto los 300 mm, produjo un

rápido lavado del trazador, no alcanzándose a desarrollar un pico de concentraciones como los anteriores a 120 ni a 150 cm. En resumen, se pudieron identificar claramente el pasaje del pico de concentraciones por las profundidades de 30, 60 y 90 cm, mientras que a 120 cm no se alcanzó a desarrollar completamente. Las precipitaciones de agosto de 2012 produjeron abruptamente el final del ensayo, con un rápido y prácticamente total lavado del perfil.

Una observación interesante es que a partir de marzo se detectó la presencia del trazador a 150 cm, en momentos en que el pico del mismo se encontraba a 90 cm. Esto ha sido interpretado como un flujo *bypass* hacia zonas más profundas. Lexow et al. (1998) también evidenciaron este fenómeno en un ensayo de similares características.

Cálculos de flujo

Para el cálculo de flujo se asumió el modelo de flujo pistón, que permite explicar en términos generales el comportamiento del trazador. Este cálculo asume un contenido de humedad constante por lo que las velocidades de flujo también lo son, es decir, que asume flujo estacionario. Por otra parte, la aplicación de la Ec. (6) se utilizó tanto para el avance del pico del trazador como para el del centro de masa de la distribución de concentraciones.

En general, son velocidades de flujo bajas y que por tratarse de un flujo no saturado dependen del contenido de humedad. Las magnitudes medias son del orden de 1 mm d^{-1} .

En la Tabla 1 se incluyen las velocidades medias, entre intervalos de profundidad y en la Figura 4 se grafican los flujos calculados según la velocidad del pico de concentraciones. Vale aclarar que se tomó como punto de partida la llegada del trazador a los 30 cm y no la fecha de inyección (Sharma, 1989).

Tabla 1. Velocidades de flujo medias (\bar{q} , en mm d^{-1}) calculadas entre intervalos de profundidad (en cm). Se indican las humedades medias ($\bar{\theta}$) y los intervalos de tiempo (Δt , en días) utilizadas en los cálculos

Intervalo	$\bar{\theta}$	\bar{q}	Δt
30 - 60	0,299	0,808	111
60 - 90	0,401	8,024	15
90 - 120	0,333	0,459	92

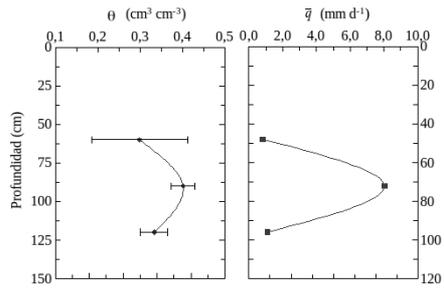


Figura 4. Flujos calculados según la velocidad del pico de concentraciones, entre intervalos de profundidad. Se muestran las humedades medias para cada intervalo y las barras de error corresponden a un desvío estándar hacia cada lado.

Por otra parte en la Tabla 2 se incluyen las velocidades medias, con respecto a la llegada del pico del trazador a los 30 cm de profundidad, como punto inicial.

Tabla 2. Velocidades de flujo medias (\bar{q} , en mm d^{-1}) tomando como referencia la llegada del pico del trazador a los 30 cm.. Se indican las humedades medias ($\bar{\theta}$) y los intervalos de tiempo (Δt , en días) utilizadas en los cálculos

Intervalo	$\bar{\theta}$	\bar{q}	Δt
30 - 60	0,299	0,808	111
30 - 90	0,316	1,503	126
30 - 120	0,335	1,382	218

Las heterogeneidades texturales y estructurales dentro del mismo perfil pueden ejercer un fuerte control sobre la velocidad de flujo. También, la presencia de las raíces de la vegetación pueden modificar el flujo haciendo que los datos se aparten de lo que predice el modelo de flujo pistón (Sharma, 1989). En este caso particular, donde el suelo presenta un perfil con horizontes bien definidos, se observa que la humedad media hasta alcanzar el nivel de 120 cm es más elevada que en el intervalo superior y sin embargo las velocidades de flujo son más bajas. Esto puede asociarse a la presencia del horizonte petrocálcico, en el que el CaCO_3 que cementa las partículas puede provocar una disminución de la conductividad hidráulica (Elbersen, 1982).

En sistemas dispersivos es posible que los picos de concentraciones no queden bien definidos, hecho que aumenta con la profundidad. Esto sucedió aquí hacia los 120 cm. Para estos casos, y según se mencionó

más arriba, es conveniente utilizar la velocidad de desplazamiento del centro de gravedad de las concentraciones. Para el cálculo de los flujos medios se consideraron dos intervalos, el primero comprende desde la fecha correspondiente a la posición más elevada del centro de gravedad hasta el final del periodo, de modo de tener un valor medio para todo el ensayo. Y el segundo se extiende desde mediados de mayo hasta el final, por tratarse de un avance más gradual. Los resultados se consignan en la Tabla 3.

Tabla 3. Velocidades de flujo medias (\bar{q} , en mm d^{-1}) según la velocidad de avance del centro de masa de las concentraciones. Se indican las humedades medias ($\bar{\theta}$) y los intervalos de tiempo (Δt , en días) utilizadas en los cálculos

Intervalo	$\bar{\theta}$	\bar{q}	Δt
37 – 117	0,326	0,783	335
94 – 117	0,353	0,658	127

Recarga

Con las velocidades de flujo calculadas según ambos métodos se obtuvieron estimaciones de las recargas. En el caso del pico del trazador, corresponde al tiempo de tránsito entre los 30 y los 120 cm de profundidad, y en el caso del centro de masa, desde los 37 a los 117 cm de profundidad. Ambos cálculos se comparan en forma separada con los obtenidos mediante el método del PFC (Lerner, 1990), considerando en cada caso el periodo respectivo (Tabla 5).

Tabla 5. Comparación entre la recarga calculada según el método de plano de flujo cero (PFC) y las velocidades de avance del trazador, centro de masa (CM) y pico del trazador (Pico). Los valores entre paréntesis indican los porcentajes respecto de la precipitación.

Intervalo	CM	Pico	PFC	P
28/10/11 al 27/09/12	262,3 (22,2 %)	---	303,2 (25,7 %)	1181,2
17/11/11 al 22/06/12	---	301,3 (44,5 %)	235,7 (34,8 %)	676,9

Se advierte una gran similitud entre la recarga calculada con el método del PFC y aquella estimada con la velocidad de avance del centro de las distribuciones. En cambio, si se utiliza la velocidad de avance del pico del

trazador se observa una sobreestimación con respecto al PFC.

Discusión

Según se comentó anteriormente, en sistemas con alta dispersión es conveniente utilizar la posición del centro de gravedad para estimar la velocidad de avance del trazador. A juzgar por la similitud con respecto a otro método totalmente independiente, resultaría más apropiado para este tipo de suelos.

Para el cálculo de las velocidades de flujo se utilizaron dos métodos, la velocidad de avance del pico del trazador y el desplazamiento del centro de gravedad de la distribución de concentraciones. En el primer caso, el valor medio de flujo hasta alcanzar los 120 cm fue de 1,382 cm d^{-1} , mientras que de acuerdo al segundo método, el flujo medio hasta los 117 cm fue de 0,783 cm d^{-1} . Al respecto, puede decirse que el primer método es más apropiado para cuantificar el flujo ya que los picos en las zonas más profundas son difíciles de identificar.

La recarga calculada por el avance del pico del trazador desde los 30 cm hasta la detección a 120 cm fue de 301 mm lo que significa un 44 % de la precipitación. Por otra parte el cálculo realizado mediante el centro de masa arroja un resultado de 22,2 % de la precipitación, es decir, 262,3 mm.

La buena frecuencia de datos permitió tener indicios de la existencia de flujo preferencial, donde parte de la masa del trazador saltea las cápsulas situadas a menor profundidad. Se detectó la presencia de Br⁻ a los 150 cm cuando el pico de máxima concentración se encontraba hacia los 90 cm.

Conclusiones

Por medio de la realización de un ensayo de trazadores fue posible estimar las velocidades de flujo al atravesar el suelo y la zona no saturada. En este caso se utilizó el anión Br⁻ como trazador dado que posee una serie de ventajas para su aplicación.

Las recargas obtenidas según el avance del pico del trazador y el desplazamiento del centro de masa fueron comparadas con los calculados según el método del plano de flujo cero, para igual periodo en cada caso. La similitud fue mayor al utilizar el método del centro de masa de las concentraciones. El pico del trazador evidenció una sobreestimación de la recarga.

Agradecimientos

Los ensayos del presente trabajo fueron realizados gracias al apoyo de la Agencia

Nacional de Promoción Científica y Tecnológica a través del PICT 1988/06 y a subsidios de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC).

Referencias

- Butters, G.L., Jury, W.A. y Ernest, F.F., 1989. Field scale transport of bromide in an unsaturated soil. 1. Experimental methodology and results. *Water Resources Research*. 25(7):1575-1581.
- Elbersen, G.W.W., 1982. Mechanical replacement processes in mobile soft calcic horizons: their role in soil and landscape genesis in an area near Mérida, Spain. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen.
- Gerke, H.H., Germann, P. y Nieber, J., 2010. Preferential and unstable flow: from the pore to the catchment scale. *Vadose Zone J.*, 9, 207-212.
- Healy, R.W., 2010. Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press, Reino Unido.
- Lerner, D., 1990. General principles of techniques for estimating recharge. En: Lerner, et al. (Eds). *Groundwater Recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge*. IAH, Hannover, 111-147.
- Lexow, C., Albouy, E.R., y A.G. Bonorino, 1998. "Ensayo de infiltración con un trazador conservativo en la zona no saturada", 4^o Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Montevideo, Uruguay. Actas, 1260-1269.
- Parker, J.C. y van Genuchten, M. Th., 1984. Flux-averaged and volume-averaged concentrations in a continuum approaches to solute transport. *Water Resour. Res.*, 20, 866-872.
- Radcliffe, D.E. y Simunek, J., 2010. Soil physics with HYDRUS. Modeling and applications. CRC Press.
- Sharma, M.L., 1989. Use of applied tracers in studies of natural groundwater recharge. En: Sharma, M.L. (Ed). *Groundwater recharge*. A.A. Balkema, Rotterdam, 11-23.
- Sophocleous, M., Towsend, M.A y Whittemore, D.O., 1990. Movements and fate of atrazine and bromide in central Kansas croplands. *Journal of Hydrology* 115:115-137
- Usunoff, E., Varni, M., Weinzettel, P y Rivas, R. 1999. Hidrología de grandes llanuras: la pampa húmeda argentina. *Boletín Geológico y Minero* 110(4):391-406.