

ANÁLISIS DE LA INFILTRACIÓN EN LA ZONA NO SATURADA FRACTURADA DEL ACUÍFERO DEL VALLE DE TOLUCA, MÉXICO

H. Llanos Acebo¹, J. Salas Garcia², J. Gárfias Soliz²

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco, 1006 Vitoria-Gasteiz, Email: gpplach@vc.ehu.es

² Centro Interamericano de Recursos del Agua, Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería, C.U. Toluca, Estado de México, C.P.50130, Emails: proyectos@javiersalasg.com; jgarfiass@gmail.com

RESUMEN. Se analiza el proceso de infiltración en un área de fracturas del acuífero del valle de Toluca existente en la localidad de Santiago Tianguistenco a la que afluye un emisario de aguas residuales procedentes de municipios circundantes. El esquema de trabajo combina el desarrollo tecnológico y la modelación, ambos fundamentados en un intenso trabajo de campo, que ha aportado las características litológicas de los materiales involucrados y cuantificado las variables intervinientes en el proceso mediante dispositivos específicos en tiempo real. Esta información se empleó para calibrar y establecer las condiciones iniciales y de frontera de un modelo numérico de flujo y transporte. Las simulaciones efectuadas muestran que un contaminante conservativo podría alcanzar el nivel freático en un rango de dos a cuatro años dependiendo del comportamiento dinámico de las fracturas.

Palabras claves: modelación, zona no saturada, subsidencia.

ABSTRACT. The infiltration process is analyzed in a fractured zone in the aquifer of the valley of Toluca in the Santiago Tianguistenco region, where a pipe discharges wastewater coming from the surroundings. The study combines technological development and modeling, both supported by an intensive field work that has shown the lithological features of the involved materials and helped in quantifying the process variables by real time specific devices. This information was used for establishing the boundary and initial conditions of a flow and transport numerical model. The simulations show that a conservative pollutant could reach the water level in two to four years depending on the dynamical behaviour of fractures.

Keywords: modeling, unsaturated zone, subsidence.

1.- Introducción

La comprensión de los mecanismos de flujo y transporte que tienen lugar en la zona no saturada fracturada es limitada, ya que en este medio intervienen procesos físicos, químicos, térmicos, mecánicos y biológicos (National Research Council, 2001), cuya dependencia, generalmente no lineal, con el contenido de humedad y sus diferentes estados anteriores (efecto de histéresis), plantea numerosos problemas, tanto conceptuales como experimentales. Además, bajo condiciones de saturación parcial, existen relaciones complejas entre la presión, saturación y la conductividad hidráulica, tanto en la matriz como en la red

de fracturas existente. En tal sentido, se puede presuponer en principio que, dependiendo de las condiciones de saturación, las fracturas podrían constituir rutas de flujo preferencial o barreras capilares en la zona no saturada (Cey et al., 2006), y que la variación espacio temporal de las propiedades hidráulicas lleguen a configurar un sistema dinámico en el que la matriz y las fracturas interactúen de manera intensa y continua.

Por ello, el conocimiento exhaustivo de cada uno de los componentes de la zona no saturada resulta fundamental para predecir posibles impactos de origen antrópico que puedan producirse ocasionalmente. Tal es el caso del acuífero del valle de Toluca, donde se han observado en los últimos años desplazamientos del terreno asociados a la aparición de una zona de fracturas con desigual comportamiento dinámico, que constituyen localmente vías preferenciales que favorecen la infiltración de aguas residuales altamente contaminadas (Rudolph *et al.*, 2006).

En este contexto, el presente artículo tiene como objetivo principal la descripción de los diferentes procesos de infiltración que tienen lugar en dicha zona fracturada, mediante la aplicación de un modelo de flujo y transporte de contaminantes, teniendo en cuenta la caracterización litoestratigráfica de la zona no saturada y la cuantificación de las señales de entrada que afectan al sistema acuífero subyacente.

2.- Problemática de la zona de estudio

Desde 1942 el acuífero del valle de Toluca (Fig. 1) ha provisto de agua potable a la ciudad de México, inicialmente mediante captación de sus principales manantiales y, a partir de 1951, con la extracción de agua subterránea a través del sistema Lerma, constituido en la actualidad por un conjunto 236 pozos de bombeo. La excesiva extracción de agua subterránea ha ocasionado el descenso de los niveles piezométricos y el cambio en las pautas del flujo subterráneo, lo que ha traído como consecuencia una clara pérdida del almacenamiento en el acuífero, que ha dado lugar a una subsidencia importante en los últimos 20 años, que se ha materializado en la generación de fracturas y la ocurrencia de fenómenos de colapso en superficie.

Un caso ejemplificante de los mencionados hechos, tiene que ver con las circunstancias que rodean al esquema de tratamiento y eliminación de los residuos domésticos y de saneamiento urbano del municipio de Santiago

Tianguistenco, constituido por un único canal que vehicula la totalidad de las aguas residuales de las poblaciones que componen el municipio, cuyo destino final, al menos de forma visible, es su acumulación en una amplia zona de carácter endorreico afectada por el desarrollo de importantes fracturas (Fig. 2).

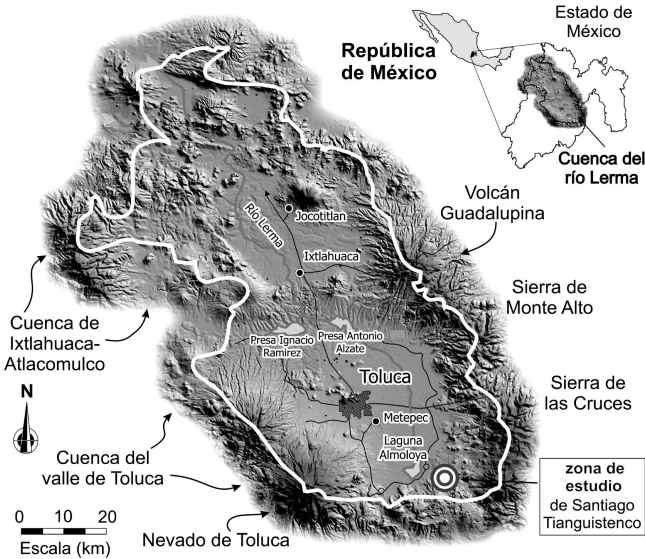


Fig. 1. Contexto estatal y nacional del área de estudio y su localización en el valle de Toluca, México.

Dicho esquema representa un grave peligro para la calidad de los recursos hídricos subterráneos que constituyen la única fuente de abastecimiento a los núcleos poblacionales inmediatos, tanto más por cuanto a tan solo 900 m de la mencionada zona opera un sondeo de explotación de agua potable, y tanto peor por cuanto se ha puesto de manifiesto la naturaleza dinámica de las fracturas en superficie.

3.- Metodología

La consecución de los objetivos propuestos ha requerido la aplicación de una metodología estructurada en dos etapas principales. La primera etapa estuvo orientada a definir las características geológicas y la curva de retención de humedad del suelo $K(\theta)$, así como a establecer las señales de entrada al sistema acuífero, lo que supuso la puesta en marcha de cinco dispositivos para la generación de los datos necesarios. En la segunda etapa, la configuración de un modelo conceptual previo permitió la adaptación de un modelo numérico para la simulación de flujo y transporte a través de la zona no saturada.

3.1.- Caracterización hidrogeológica

Para definir las características geológicas del área objeto de estudio se abordó una campaña de geofísica en su modalidad de sondeos eléctricos verticales (SEV), cuya localización, orientación y aperturas interelectródicas A-B se muestran en la Fig. 2. El ajuste, con ayuda del programa *Qwseln* (Tabbagh, 2003) de las curvas de resistividad aparente obtenidas, permitió establecer la resistividad real

de cada uno de los niveles existentes e indirectamente su naturaleza litológica y profundidad, las cuales se contrastaron y validaron con las secuencias estratigráficas obtenidas a partir del análisis petrológico de las muestras extraídas durante la perforación de un pozo de monitoreo, cuya localización se muestra en la Fig. 2.

La curva de retención de humedad del suelo $K(\theta)$ se definió a partir de un dispositivo constituido por un conjunto de bloques de yeso, que permiten medir la resistividad eléctrica y asociarla a un determinado contenido de humedad mediante la aplicación del método gravimétrico (Sanders, 1998). El dispositivo se calibró en el laboratorio en estado estacionario y transitorio con muestras de suelo de la zona de estudio y posteriormente se instaló en el campo. Los valores de resistividad transformados a datos de saturación se utilizaron para ajustar la ecuación de van Genuchten (1980) y así obtener la curva característica de la humedad del suelo.

Así mismo, se instaló un sensor de presión en el pozo para el registro del nivel freático, y otros tres equipos fueron necesarios para cuantificar las impulsiones al sistema, como son pluviógrafo, evaporímetro y limnógrafo, este último para determinar las aportaciones en el canal de aguas residuales que se descargan en la zona de fracturas.

3.2.- Modelación de flujo y transporte en la ZNS

La última etapa en la metodología propuesta tiene que ver con la aplicación de un modelo para cuyo desarrollo, además de la información previa, se ha tenido en cuenta la totalidad de los datos obtenidos mediante la instrumentación y las técnicas ya descritas. Así mismo, de las distintas opciones actualmente existentes en la modelación, en la presente investigación se optó por considerar la zona de estudio como compuesta por un conjunto múltiple de horizontes asimilables a un medio poroso continuo pero desigualmente permeables.

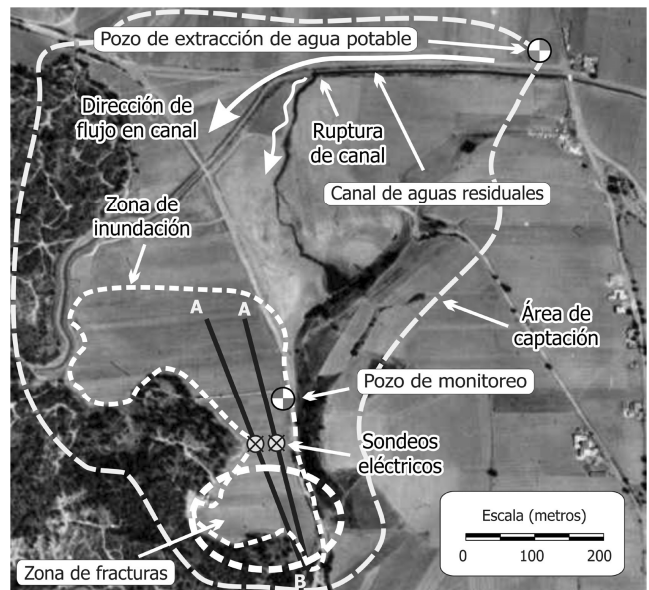


Fig. 2. Panorámica global de la zona de estudio con indicación de los principales elementos intervinientes en la investigación

Bajo estas especiales condiciones, es posible aplicar el enfoque del medio poroso equivalente para simular el flujo y transporte de contaminantes en la zona no saturada de un acuífero (Berkowitz *et al.*, 1988; Finsterle, 2000; Royer *et al.* 2002; Xiang, 2005).

La forma convencional de la ley de Darcy no describe adecuadamente el flujo de agua en la zona no saturada, debido al rápido decrecimiento del valor de la conductividad hidráulica cuando el contenido de agua disminuye. En esta línea, Tindall (1999) muestra el desarrollo del procedimiento utilizado en esta investigación a partir de la modificación de la ecuación de Buckingham-Darcy (Buckingham, 1907) en su forma de tensor, tal que:

$$q = -K(\theta)\nabla H \quad \text{o} \quad q = -K(\theta)\nabla(h+z) \quad (1)$$

donde q es la densidad de flujo o descarga específica ($m.s^{-1}$), $K(\theta)$ la conductividad hidráulica en función del contenido de humedad ($m.s^{-1}$), ∇H el gradiente hidráulico y H ($h+z$) es igual al potencial de matricial (ψ) más el potencial gravitacional ($J.m^{-3}$). Para una dimensión y sistema coordenado vertical dicha ecuación toma la forma:

$$q = -K(\theta)\left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1\right) \quad \text{o} \quad q = -K(\theta)\left(1 - \frac{\partial \psi}{\partial z}\right) \quad (2)$$

si se utiliza la succión ψ en lugar de θ . Además, si se considera que ψ es una función de θ se obtiene:

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{d\theta}{dz} \quad (3)$$

cuyo primer término es el inverso del cambio de contenido de humedad por el cambio unitario en la succión, y, el segundo, es el gradiente del contenido de humedad con respecto a la profundidad. Sustituyendo (3) en (2), se tiene:

$$q = -K(\theta) - K(\theta)\left(-\frac{\partial \psi}{\partial \theta}\right)\frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (4)$$

con lo que se llega a la ecuación de Richards (1931), en la que la conductividad hidráulica, $K(\theta)$, se expresa como una función del contenido de humedad, θ , tal que:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x_j} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad \forall i, j = 1, 2, 3 \quad (5)$$

donde $D(\theta)$ representa la difusividad del agua (Guymon, 1994). Cabe señalar que describir la conductividad hidráulica en términos de la humedad es mejor que en función de la succión, reduciendo así el efecto de histéresis que suele presentar esta última (Tindall, 1999). Pese a ello, no hay una única relación universal con la que establecer en un medio no saturado la conductividad hidráulica *versus* succión o contenido de humedad, existiendo numerosos procedimientos empíricos a este respecto (Baver y Gardner, 1972; Childs y Collins-George, 1950; Brooks y Corey, 1964; Mualem, 1976; van Genuchten, 1980).

En este sentido, para aplicar adecuadamente la ecuación 5 a la zona de estudio, se requirió definir la curva de retención de humedad $K(\theta)$ ya comentada, lo que justificó la instalación del medidor de contenido de humedad (bloques de yeso).

A su vez, para obtener la solución de la ecuación 5, se

utilizó el programa *UNSAT* (Lappala *et al.*, 1987) que constituye uno de los modelos actualmente existentes que permiten simular el flujo y transporte de contaminantes en la zona no saturada una vez establecidas las condiciones iniciales y de frontera. La ecuación que gobierna el transporte de contaminantes está representada por la advección y la dispersión, tal que:

$$\frac{\partial (\theta c)}{\partial t} = \nabla \cdot \theta \overline{D}_h \cdot \nabla c - \nabla \cdot \theta \overline{v} c + SS \quad (6)$$

donde θ representa el contenido volumétrico del agua (adimensional), c la concentración de la fuente de contaminación [ML^{-3}] (masa por unidad de volumen de agua), t el tiempo [T], ∇ un operador diferencial [L^{-1}], \overline{D}_h el tensor de dispersión hidrodinámica [L^2T^{-1}], \overline{v} el vector de velocidad de flujo [LT^{-1}] y SS las fuentes/sumideros [$ML^{-3}T^{-1}$]. Para el caso en estudio, y al objeto de simular la afección de la fuente contaminante proveniente del canal de aguas residuales, se consideró la variable c como una concentración normalizada de un contaminante conservativo sin reacciones (Bear, 1972).

4.- Resultados

Los resultados obtenidos se han estructurado en dos epígrafes. En el primero se tratan las cuestiones concernientes a la caracterización hidrogeológica de la zona, y en el segundo se describen las condiciones asumidas para el desarrollo del modelo y la integración de los datos previos en la modelación.

4.1.- Caracterización hidrogeológica

Tanto la localización de los sondeos eléctricos verticales como los resultados de la campaña se muestran en la Fig. 2 y en la Tabla 1. En la primera se ha representado la localización, orientación y amplitud interelectrónica A-B máxima alcanzada en cada ensayo, en tanto que en la segunda se incluye el resultado de la interpretación, que en ambos sondeos coincide con la presencia de cinco capas de desigual resistividad y espesor.

Tabla 1. Interpretación de los sondeos eléctricos verticales.

Capa	Sondeo-1		Sondeo-2	
	$\rho(\Omega m)$	$h(m)$	$\rho(\Omega m)$	$h(m)$
1	800	1,8	427	0,96
2	142,1	10,5	164	7,94
3	111,5	15,3	305	18,8
4	1094	4,2	796	7
5	707,9		850	

Los sondeos se realizaron en febrero de 2005, antes de la época de lluvias, para evitar posibles alteraciones debido al alto contenido de humedad en el terreno, y, posteriormente, en enero de 2006 se perforó un pozo de monitoreo de 80,35 m de profundidad a fin de hacer un seguimiento temporal del nivel freático, efectuar una testificación continua para establecer la columna estratigráfica tipo y obtener otros datos complementarios para la calibración del modelo numérico.

La interpretación obtenida con los sondeos eléctricos resulta casi coincidente con la información del pozo de monitoreo, como se puso de manifiesto al correlacionar los datos de los sondeos con la estratigrafía del pozo, que, en conjunto, estaría representada por cinco niveles agrupados en tres tipos básicos de materiales todos ellos integrantes de la zona no saturada. De acuerdo con ello, y a excepción de la primera capa correspondiente a un recubrimiento de reducido, aunque de variable espesor ($\approx 1-2$ m), asimilable a un suelo parcialmente encostrado por mecanismos de rubefacción, lo que justifica sus altos valores de resistividad, le sigue un segundo nivel de relleno de unos 10-12 metros de espesor compuesto por acumulación de limos y arenas finas con variable proporción de arcillas procedentes de la alteración de basaltos y acarreados hasta la zona de estudio.

A continuación, se encuentran los materiales basálticos en desigual proceso de alteración si bien con una mayor intensidad los más superficiales hasta unos 28 metros de profundidad, en que la presencia de un nivel de material piroclástico altamente compactado, de 6 metros de potencia y elevada resistividad para este tipo de litologías, da paso nuevamente a basaltos en proceso de alteración al menos hasta los 35-40 metros correspondientes a la zona de fluctuación de nivel freático. Las litologías descritas coinciden con las encontradas en la columna estratigráfica del pozo de abastecimiento perforado a 0.9 km (Fig. 2).

Para el periodo del 11 de junio al 9 de septiembre del 2006, en la Fig. 3 se muestran los datos de precipitación que, junto a los de la evaporación, se validaron comparándolos con los de dos estaciones meteorológicas ubicadas a 20 y 30 km, obteniéndose valores muy cercanos, con tan solo un margen de error menor al 6% de variación. Así mismo, se incluyen las aportaciones de agua residual y la variación del nivel en el pozo, que muestran un comportamiento ascendente antes del día 4 de agosto, tras el cual el nivel freático desciende aun cuando la precipitación continúa.

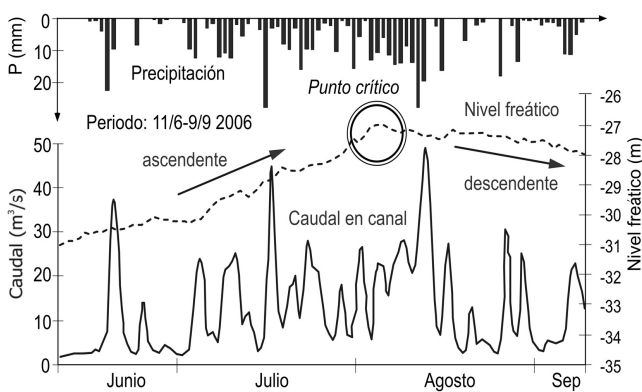


Fig. 3. Comparación entre la precipitación, el nivel freático medido en el pozo de monitoreo y el caudal en el canal de aguas residuales.

En cuanto al caudal de aguas residuales, se observa que su respuesta a la precipitación es rápida en el sentido de que tras una lluvia intensa el canal drena el agua resultante entre ese día y parte del siguiente, regresando a su caudal base.

Teniendo en cuenta que en la zona de estudio, situada en

un área de recarga, la sobreexplotación no tiene un efecto relevante en el nivel freático, dicho desfase es debido al tiempo de tránsito del agua desde que se infiltra en la superficie hasta su incorporación a la zona saturada del acuífero, lo que indica que la conectividad existente entre las fracturas no condiciona una conductividad hidráulica suficiente tal que permita la infiltración en un orden de un cierto número de meses, si no de varios años.

4.2.- Modelo de flujo y transporte

Con la información descrita se diseñó el modelo conceptual de la Fig. 4, que incluye cinco capas de características hidrodinámicas variables: las dos primeras de porosidad intergranular restringida y las otras tres de porosidad mixta, por fracturación e intergranular, dada la moderada alteración de los basaltos.

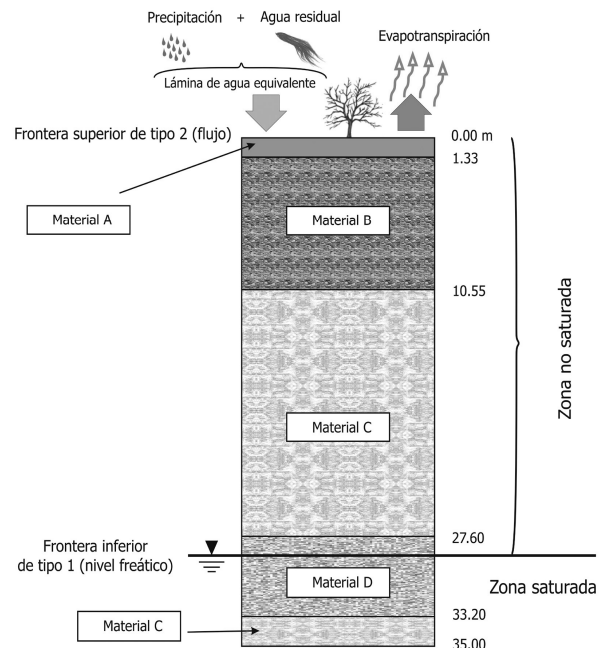


Fig. 4. Representación del modelo conceptual de la zona de estudio. Los materiales indicados aparecen consignados en la Tabla 2

Además, fue necesario indicar qué niveles podían verse afectados por las fracturas, dado que aumentan en número y apertura en época de estiaje y tienden a reducirse en época de lluvias. En la Tabla 2 se incluyen las características que pueden mostrar los materiales de cada nivel considerando a su vez diferentes escenarios en función del grado de fracturación que pueden presentar. Como se ve para los distintos escenarios, los cambios introducidos al esquema general ya descrito corresponden a cambios en el tipo de material en las dos primeras capas, con lo que se consigue el efecto de simular un mayor o menor número de fracturas.

Tabla 2. Diferentes litologías consideradas para los niveles involucrados en los tres escenarios de simulación analizados

Escenario	Intermedio	Severo	Conservador
litología A	arenas	arenas	arcillas
litología B	limos-arcillas	arenas	limos-arcillas
litología C	basalto fract.	basalto fract.	basalto fract.
litología D	piroclastos	piroclastos	piroclastos

Todas las simulaciones se calibraron con los registros obtenidos durante el periodo comprendido entre marzo y septiembre de 2006. En la Fig. 5 se comparan los resultados del modelo de simulación, en términos de saturación en función del tiempo (línea continua), con los datos de resistividad eléctrica obtenidos con el dispositivo de bloques de yeso, transformados igualmente a datos de saturación (rombos). La curva de retención de humedad del suelo $K(\theta)$ se ha establecido en base a la ecuación de van Genuchten (1980) mediante el ajuste de los datos de humedad del suelo obtenidos en el campo de acuerdo con la metodología ya descrita. Es de reseñar el buen resultado del modelo de simulación que se ajusta de manera aceptable a la distribución de saturación obtenida en el campo, lo que pone de manifiesto que el modelo conceptual asumido y los valores de las impulsiones describen adecuadamente el mecanismo de la infiltración en la zona no saturada. Posteriormente la información se sustituyó por datos de 15 años correspondientes a la estación de Santiago Tianguistenco.

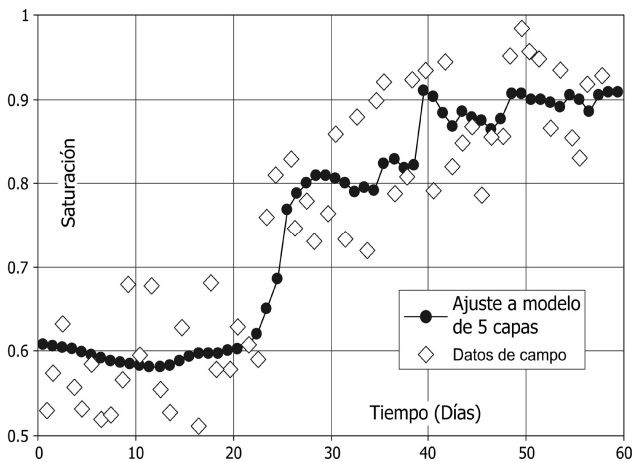


Fig. 5. Calibración del modelo empleando la ecuación de van Genuchten (1980). Los rombos corresponden a las lecturas medidas y la línea continua representa la respuesta del modelo calibrado.

En la siguiente fase, se procedió a la modelación de flujo y transporte, cuyos resultados para dos de los escenarios, designados como severo y conservador, se incluyen en la Fig. 6. La diferencia entre ambos radica en que en el primero se considera el conjunto de materiales como un medio equivalente que permite una conductividad hidráulica mucho mayor. En dicha figura se muestra la variación del grado de saturación de los niveles involucrados en función de la profundidad para diferentes periodos mensuales (A), junto con la simulación de transporte (B) y su perfil estratigráfico asociado.

Respecto al grado de saturación se constata para los dos escenarios, y en especial para el conservador, que los valores más altos se alcanzan en los dos primeros niveles con una conductividad hidráulica menor que los inferiores. La baja saturación de estos últimos indica que son capaces de drenar con suficiente rapidez el agua procedente de los superiores, de tal modo que su saturación no se incrementa sustancialmente.

A partir de las medidas de la conductividad hidráulica en superficie, se determinó que la infiltración máxima es de unos 20 m/año (≈ 5.5 cm/d), por lo que se acumula agua en superficie cuando la precipitación y las descargas de agua residual menos la evapotranspiración aportan un flujo unitario mayor a ese valor. Esto ocurre aun cuando los tres estratos inferiores tienen una baja saturación.

De este modo, los índices de saturación indican que los primeros dos niveles determinan la tasa de infiltración con relativa independencia de los inferiores.

Los resultados de la simulación de transporte para un escenario severo o de alto riesgo se obtuvieron considerando un mayor número de fracturas activas, o lo que es lo mismo, aumentando la conductividad en los dos primeros estratos. En la Fig. 6 puede apreciarse el papel de barrera que, incluso en estas adversas condiciones, presentan los dos primeros estratos a pesar de que muestran una considerable disminución en la saturación.

Este aspecto no debe interpretarse en el sentido de que la cantidad de agua que ha ingresado en el medio es menor, más bien al contrario, indica que el agua es capaz de pasar más rápidamente por estos niveles, impidiendo que la matriz porosa alcance una mayor saturación. Este incremento en la velocidad tiene implicaciones en lo que respecta al transporte de contaminantes, como queda reflejado en la Fig. 6, en la que se visualiza la diferencia temporal, de dos años, respecto del escenario conservador, en el momento de llegada de un potencial frente contaminante al nivel estático del acuífero subyacente.

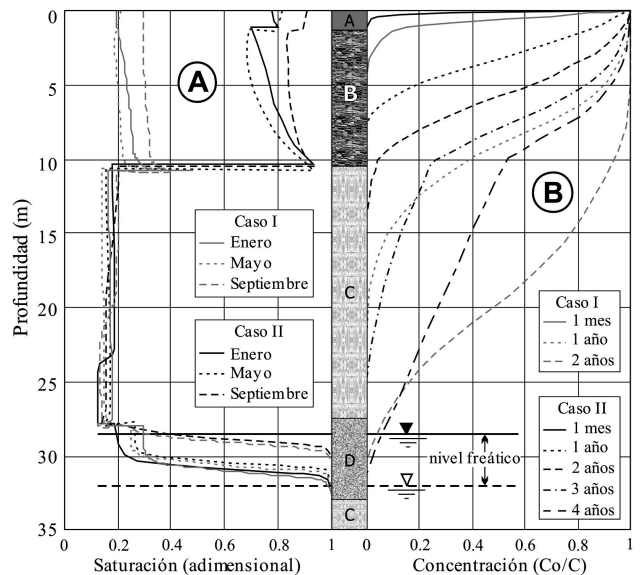


Fig. 6. Resultados de la modelación de flujo (A) y transporte (B) de los escenarios severo (caso I) y conservador (caso II), reflejando cómo el contaminante alcanza el nivel freático en dos y cuatro años respectivamente. Se incluye la columna estratigráfica asociada.

En el otro extremo tendríamos el escenario conservador que se alcanzaría si tuviera lugar el relleno y colmatación de las fracturas por efecto de los arrastres de sólidos en suspensión. En este sentido, en la Fig. 6 se muestra el resultado de la simulación efectuada, asimilando la matriz

de los dos primeros niveles a un conjunto de naturaleza limoarcillosa y baja conductividad hidráulica, lo que da lugar a un aumento de la saturación del medio, y, en consecuencia, a una mayor ralentización del transporte.

De este modo, un contaminante que no experimente una atenuación o retardo a su paso por la zona no saturada alcanzaría el nivel freático en unos cuatro años. Por tanto, entre los escenarios planteados existe una diferencia temporal de dos a cuatro años para que un contaminante sin reacciones se incorpore al flujo subterráneo del acuífero subyacente.

5.- Conclusiones

La contaminación del acuífero subyacente a un área endorreica polifracturada integrante del municipio de Santiago Tianguistenco, parece estar asociada a las descargas de aguas residuales que se vierten en dicha zona. Entre los principales factores condicionantes cabe señalar la época del año, la apertura y conectividad de las fracturas, las características geológicas del medio fracturado, y el posible grado de evolución en el tiempo de dichas características.

Por ello, en el presente estudio se centró la atención en la caracterización de la zona no saturada al objeto de determinar bajo qué condiciones el acuífero subyacente pudiera mostrar un mayor riesgo de contaminación. En virtud de lo anterior, se obtuvieron las siguientes conclusiones.

En lo que concierne a la dinámica de la infiltración, las simulaciones de flujo indican que los niveles integrantes de los primeros doce metros del terreno son determinantes en la tasa de infiltración. Además, en las simulaciones de transporte, considerando una fuente de contaminación puntual constante situada en la superficie, se ha podido establecer que el tiempo que tarda un contaminante de carácter conservativo en alcanzar el nivel freático del acuífero sin procesos de absorción o retardo oscila entre dos y cuatro años. Dado que las fracturas se empezaron a manifestar en el año 2001, actualmente los potenciales contaminantes presentes en las aguas residuales se estarían incorporando al flujo subterráneo del acuífero subyacente.

Por otra parte, y puesto que la topografía local favorece el drenaje hacia la zona de fracturas, ubicada en el punto más bajo de una pequeña cuenca endorreica, un proyecto alternativo de interés sería su aprovechamiento como emplazamiento para la instalación de un sistema de recarga artificial. La principal ventaja, al margen de los lógicos gastos derivados del tratamiento del agua para reducir la concentración de contaminantes y el contenido de sólidos en suspensión, de modo que su calidad se encuentre dentro de la norma, sería el bajo costo de la infraestructura necesaria para la captación y conducción del agua.

Agradecimientos. Los autores agradecen al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y a la Universidad Autónoma del Estado de México (proyecto UAEM-2229) por la participación en la financiación del

estudio, así como a la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) y al Ministère des Relations Internationales de Québec, por las facilidades para consulta de información y el gran apoyo recibidos.

6.- Bibliografía

- Bear, J. 1972. *Dinamics of fluids in porous media*. Dover Publications, New York. American Elsevier Publishing Co., 764 p.
- Berkowitz, B., Bear, J. y Braester, C. 1988. Continuum models for contaminant transport in fractured formations. *Water Resour. Res.*, 24(8):1225-1236.
- Baver, L.D., Gardner, W.H. y Gardner, W.R. 1972. *Soil physics*. John Wiley and Sons. New York. 498 p.
- Brooks, R.H. y Corey, A.T. 1964. *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology Paper N-3. Fort Collins, Colorado State University.
- Buckingham, E. 1907. Studies on the movement of soil moisture. Washington D.C., U.S. Department of Agriculture. *Bureau of Soil Bulletin*, 38:29-61.
- Cey, E., Rudolph, D. y Therrien, R. 2006. Simulation of groundwater recharge dynamics in partially saturated fractured soils incorporating spatially variable fracture apertures. *Water Resources Research*, Vol. 42:1-15.
- Childs, E.C. y Collis-George, N. 1950. Movement of moisture in unstaaturated soils. *Trans. Int. Congr. Soil Sci. Amsterdam*, 1:1-4.
- Finsterle, S. 2000. Using the continuum approach to model unsaturated flow in fractured rock. *Water Resources Research*, 36(8):2055-2066.
- Guymon, G.L. 1994. *Unsaturated zone hydrology*. Prentice Hall Inc., New Jersey, 210 p.
- Lappala, E.G., Healy, R.W. y Weeks, E.P. 1987. *Documentation computer program VS2D to solve the equations of fluid flow variably saturated porous media*. United States Geological Survey Water Resources Investigations Report 83-4099.
- Mualem, Y. 1976. Hysteretical models for prediction of the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12:1248-54.
- National Research Research Council. 2001. *Conceptual Models of flow and Transport in the fractured vadose zone*. In Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose Zone, pp. 9-44, Natl. Acad. Press, Washington, D.C.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *J. Physics*, (1):318-333.
- Royer, P., Aurialt, J.L., Lewandowska, J. y Serres, C. 2002. Continuum modelling of contaminant transport in fractured porous media. *Transport in Porous Media*, 333-359
- Rudolph, D.L., Sultan, R., Garfias, J. y McLaren, R.G. 2006. Significance of enhanced infiltration due to groundwater extraction on the disappearance of a headwater lagoon system: Toluca Basin, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 14(12):115-130.
- Salas-García, Javier. 2008. Diseño construcción e instalación de equipo de monitoreo hidrológico a un bajo costo. *Mem. XX Congreso Nacional de Hidráulica*. Toluca, Edo. de México.
- Sanders, L. 1998. *A manual of field hydrogeology*. Prentice Hall. New Jersey. U.S.A., 381 p.
- Tabbagh, J. 2003. *Documentation Qwseln, programme de sondage électrique*. Département de Géophysique Appliquée, Université Paris 6 (Informe interno, 20 p.).
- Tindall, J.A., Kunkel, J.R. y Anderson, D.E. 1999. *Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers*. Prentice Hall. U.S.A. 624 p.
- van Genuchten, M. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soils Sci. Soc. Am. L.*, 44:892-898.
- Xiang, Y.Y. 2005. Generalized equivalent-continuum method for modeling variably saturated seepage flow in fractured porous media. *Yantu Lixue/Rock and Soil Mechanics*, 26(5):750-754.