

Análisis de la dinámica del agua en la zona no saturada en un suelo sujeto a prácticas de conservación: implicaciones en la gestión de acuíferos y adaptación al cambio climático

Ramón Aguilar-García¹ y M. Adrián Ortega-Guerrero^{2,*}

¹ *Campo Experimental Norte de Guanajuato, Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias, km 67 carretera Querétaro-San Luis Potosí, n-a, San Luis de la Paz, Guanajuato, México.*

² *Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus UNAM Juriquilla, Blvd. Juriquilla no. 3001, C.P. 76230, Querétaro, Qro., México.*

* maog@geociencias.unam.mx

RESUMEN

Se estima que entre el 80 y el 85 % del agua que se extrae de los acuíferos en México se destina a producción agropecuaria y, en general, existe una gestión inadecuada que causa diferentes impactos al ambiente, destacando el abatimiento y contaminación del agua subterránea, entre otros. El propósito de este trabajo es cuantificar el balance y dinámica del agua en la zona no saturada por medio de mediciones diarias de diferentes parámetros meteorológicos y de los perfiles de humedad, en un lote permanente sujeto a prácticas de conservación, en el Acuífero de la Independencia (Cuenca Alta del Río La Laja tributaria de la Cuenca Lerma-Chapala). La estratigrafía del sitio se obtuvo por medio de registros continuos de conductividad eléctrica y granulometría en muestras inalteradas, a las que se determinaron propiedades físicas y contenido de materia orgánica, en sus primeros 2.5 m de profundidad; las variaciones del contenido de humedad a 0.15, 0.30, 0.60, 0.90 y 1.20 m se controlaron por Refractometría en el Dominio del Tiempo (RDT); la permeabilidad saturada se cuantificó con el Permeámetro de Guelph, complementadas con pruebas de infiltración. Se calibró un modelo numérico unidimensional para desarrollar herramientas predictivas. Los resultados indican la captura progresiva de carbón y que se ha alcanzado una conductividad hidráulica saturada de hasta $K_f=5 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$, en los primeros 0.60 m de profundidad, que contrasta hasta en dos órdenes de magnitud con suelos de manejo tradicional; esto permite infiltrar progresivamente una lámina total de agua de 6,753 mm durante tres días, que cubriría cualquier secuencia de eventos máximos de lluvia registrados en la región. Los sensores de RDT mostraron un rápido incremento en los contenidos de humedad a lo largo del perfil, indicando que las características logradas en el suelo, permiten el ingreso inmediato y almacenamiento del agua de lluvia, con una mínima proporción de evaporación y cero escorrentimientos. El presente trabajo demuestra que es factible favorecer la infiltración de agua de lluvia suficiente para la producción de cultivos básicos y forrajeros y reducir impactos de siniestralidad ante el cambio climático. Esto se aplica a cultivos de riego, lo cual permitiría disminuir progresivamente la extracción de agua subterránea, en más de un 50%, a través de prácticas adecuadas de conservación, aspecto fundamental en la gestión del acuífero.

Palabras clave: Acuífero de la Independencia; Cuenca Lerma-Chapala; zona no saturada; agricultura de conservación; lote permanente; balance hídrico; reducción de siniestralidad; producción de básicos y forraje; temporal; análisis numérico; adaptación cambio climático; captura de carbono.

ABSTRACT

It is estimated that 80–85% of the water extracted from aquifers in Mexico is used for agricultural production, and in general, there is an inadequate management that causes different damages to the environment, highlighting the depletion and contamination of groundwater, among others. The purpose of this work is to quantify the water balance and dynamics in the unsaturated zone by means of daily measurements of different meteorological parameters and the moisture profiles of a soil that was treated to conservation practices in the Independence Aquifer (Upper La Laja River Basin tributary of the Lerma-Chapala). The stratigraphy of the site was obtained through continuous records of electrical conductivity and granulometry in unaltered soil samples - to which physical properties and organic matter content were determined - in their first 2.50 m depth. The changes in moisture content at 0.15, 0.30, 0.60, 0.90 and 1.20 m were controlled by Time Domain Refractometry (TDR). The saturated permeability was quantified with the Guelph Permeameter, complemented with infiltration tests. A one-dimensional numerical model was used to develop predictive tools. The results indicate that progressive capture of carbon occurred and that a saturated hydraulic conductivity of up to $K_f = 5 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ has been reached, in the first 0.60 m of depth, which contrasts up to two orders of magnitude with traditional soil management; allowing the gradual filtering of a total water sheet of 6,753 mm for three days, which would cover any sequence of maximum rainfall events recorded in the region. The RDT sensors showed a rapid increase in moisture content along the profile, indicating that the characteristics obtained in the soil allow the immediate input and storage of rainwater, with a minimum evaporation rate and zero runoff. The present work demonstrates that it is feasible to favor the infiltration of sufficient rainwater for the production of staple and fodder crops and to reduce the impacts of negative incidents because of climate change. This applies to irrigation crops, which would

allow the progressive reduction of groundwater extraction, by more than 50%, through adequate conservation practices, a fundamental aspect in the management of the aquifer.

Key words: Independence Aquifer; Lerma-Chapala basin; unsaturated zone; conservation agriculture; water balance; loss reduction; basic and forage production; temporal; numerical analysis; adaptation to climate change; carbon capture.

INTRODUCCIÓN

Uno de los temas centrales en el estudio de los sistemas de flujo de agua subterránea es el de la interacción del ciclo hidrológico y la dinámica del agua en la zona no saturada o zona vadosa, a través de la capa superficial de suelo (Freeze y Banner, 1970; Tóth, 1963; Freeze, 1971; Tóth, 1999). Esta interacción está determinada, en parte, por las condiciones del clima, el agua en la superficie y las características del medio granular superficial. El análisis y predicción del comportamiento de dicha interacción, está controlado principalmente por propiedades del suelo como la textura, estratigrafía, propiedades hidráulicas, contenidos de humedad y materia orgánica, incluidos diferentes aspectos de migración de solutos (Kung, 1990; Rudolph *et al.*, 1996; Yazaki *et al.*, 2006; McMahon *et al.*, 2006; Segal *et al.*, 2008; Thomas *et al.*, 2017). Recientemente, el estudio del comportamiento del ciclo del agua en la zona no saturada se orienta a la predicción de los efectos del cambio climático y sus impactos en el agua subterránea, producción de alimentos y permanencia de ecosistemas (Maxwell y Kollet, 2008; Bell *et al.*, 2010; Heinlein *et al.*, 2017).

Los suelos, que dependen de la evolución geológica de una región, son extremadamente complejos y variables; éstos constituyen la primera capa para la percolación y posterior almacenamiento de agua subterránea en los acuíferos, son un medio de crecimiento para las plantas y desarrollo de ecosistemas, por lo que en conjunto apoyan la mayor parte de la vida terrestre en su interacción con el ciclo del agua (Freeze y Cherry, 1979). Los suelos se desarrollan lentamente a lo largo de cientos o miles de años, pero se dañan fácilmente con la aceleración de la erosión, la compactación, la labranza y la contaminación, reduciendo su capacidad de interactuar con el ciclo del agua (Landers, 2007; Hunt y Ewing, 2009).

La erosión de suelos principalmente y su compactación, son un problema ambiental muy importante que amenaza la sustentabilidad y capacidad productiva de la agricultura; en la década de 1990 se estimaba que aproximadamente un tercio de la tierra arable en el mundo se había perdido por erosión en 40 años, y continuaba perdiéndose a una tasa de más de 10 millones de hectáreas por año, al mismo tiempo que la demanda de alimentos se incrementaba. Todo esto fue ocasionado por prácticas agrícolas no sustentables (Ervin y Ervin, 1982; Pimentel *et al.*, 1995), situación que se agrava con las incertidumbres del cambio climático (Heinlein *et al.*, 2017).

Para detener y reducir la erosión, y recuperar su función natural de intercambio de agua en el ciclo, se han desarrollado tecnologías de control de erosión, entre las que destacan las prácticas de conservación en sistemas agropecuarios y forestales (Carter, 1993; Ervin y Ervin, 1982; Young, 1989). De ellas, las prácticas de conservación en lotes permanentes han demostrado la mejora de las propiedades de los suelos, incrementando su capacidad de infiltración y almacenamiento del agua de lluvia, secuestro de carbón y fertilidad (Rothamsted, 2016). La estación experimental de Rothamsted, en el Reino Unido, tiene más de 150 años continuos de investigación en lotes permanentes, mientras que en el mundo son pocos los estudios en lotes permanentes por más de 10 años con prácticas de conservación (Rothamsted, 2016).

En México, aproximadamente el 97% del agua es subterránea y solo el 3% es superficial (agua en ríos, lagos, presas, etc.); la importancia del agua subterránea es tal que representa prácticamente la única fuente de agua para el consumo de agua potable y doméstico de más de 75 millones de habitantes y el 60% del agua de riego para producción agropecuaria, que representa entre el 80–85% del agua que se extrae del subsuelo (Domínguez y Carrillo-Rivera, 2007). A pesar de esta importancia, se le ha dado poca atención para entender su funcionamiento, lo que ha dado lugar a una explotación inadecuada y en otros casos excesiva que supera la capacidad segura del acuífero, reduciendo la percolación y la recarga de los acuíferos, y provocando severos daños ambientales, tales como: hundimiento y agrietamiento del terreno, abatimientos del nivel freático y contaminación por fuentes puntuales, difusas e inducidas (Garduño-Monroy *et al.*, 2001; Ortega-Guerrero 2009; Ortiz-Zamora y Ortega-Guerrero *et al.*, 2010; Salas-García *et al.*, 2011).

Los suelos en México, se encuentran, en general, limitados para permitir los procesos de percolación de agua de lluvia por efectos de compactación por labranza mecánica, y con ello propiciando una mayor extracción de agua subterránea con los efectos negativos ya mencionados anteriormente. En contraste, la conservación de suelos propicia una mayor capacidad de percolación y fertilidad, por lo que su implementación podría reducir los niveles de explotación de los acuíferos e incrementar la producción agrícola (Landers, 2007). Sin embargo, son pocas las investigaciones que evalúan estos procesos en períodos mayores de 10 años.

En este estudio, detallamos la estratigrafía y propiedades del medio granular en los primeros 2.50 m de profundidad y examinamos los efectos de la distribución de la precipitación en el balance de agua y respuesta transitoria de los contenidos de humedad en el perfil de suelo a profundidades de 0.15, 0.30, 0.60 0.90 y 1.20 m, considerando los diferentes estratos, en un lote permanente sujeto a conservación por 12 años. Adicionalmente, se midieron parámetros físicos fundamentales del suelo de muestras inalteradas, que fueron incorporados a la calibración de un modelo numérico en condiciones transitorias de flujo, en el Acuífero de la Independencia (Cuenca Alta del río La Laja), perteneciente a la Cuenca Lerma-Chapala. Finalmente, se muestra: a) la importancia de la infiltración y el almacenamiento de agua para reducir siniestralidad; b) una alternativa para enfrentar los efectos por lluvias atípicas inherentes al cambio climático, captura de carbono; c) la producción de forraje susceptible de transformarse en varios derivados (carne, pies de cría, etc.) y cílicos de temporal (maíz, frijol y algunos cereales) y, sobre todo, d) la posibilidad de reducir la extracción de agua subterránea capturando y almacenando agua de lluvia.

DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El Campo Experimental Norte de Guanajuato (CENGUA) perteneciente al Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP), se localiza dentro de la Cuenca de la Independencia (CI), también conocida como Cuenca Alta del Río Laja. Esta cuenca tiene un área de 7,000 km² (700,000 ha), incluye ocho municipios (Figura 1) y se ubica en la porción noreste del estado de Guanajuato; a su vez, esta cuenca es tributaria de la Cuenca Lerma-Chapala. El CENGUA se ubica en el kilómetro 67 de la carretera no. 57, en el tramo Querétaro - San Luis Potosí; geográficamente está a 21°06'51.2" de Latitud Norte y 100°32'40" de Longitud Oeste, a una altura de 2,022 metros sobre el nivel del mar. En cuanto al clima, la temperatura media anual es de 16.6 ± 2.5 °C, la precipitación anual es de 477.6 ± 119.9 mm, la evaporación promedio anual es de 1,906.6 ± 167 mm y el índice de aridez es de 0.2547 ± 0.0747.

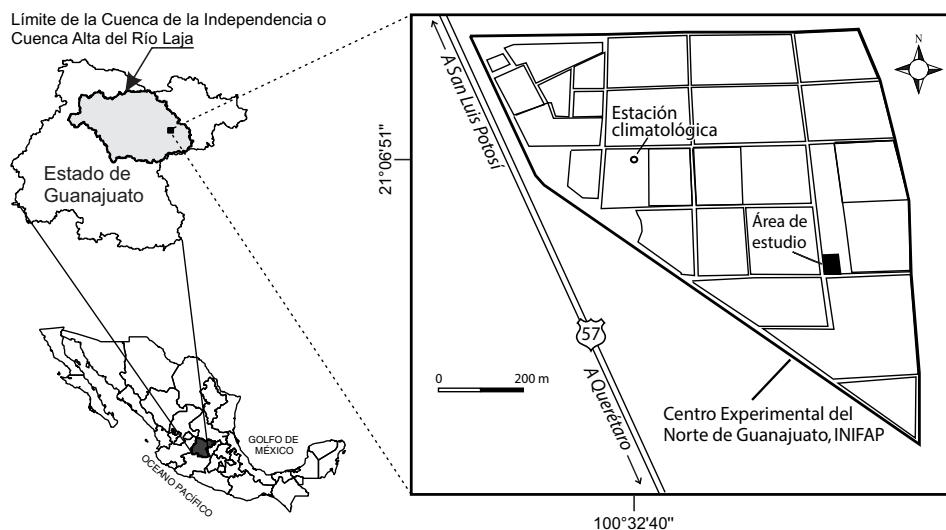


Figura 1. Ubicación del Centro Experimental del Norte de Guanajuato del INIFAP en el interior de la Cuenca de la Independencia (Cuenca Alta del Río La Laja). Se muestran los límites del Estado de Guanajuato.

El CENGUA se ubica en una región agropecuaria de alta siniestralidad, con impactos económicos y sociales importantes. En el norte de Guanajuato, que abarca 13 de los 46 municipios del estado, se han dedicado 1'395.691 ha para uso agropecuario (Braojos *et al.*, 2001; Aguilar-García *et al.*, 2009), las cuales se dividen de la siguiente manera: agricultura de riego, 80,218 ha (5.75%); agricultura de temporal, 247,135 ha (17.71%) y otros usos, donde prevalece la aptitud pecuaria con 1'068,339 ha (76.55%). La siniestralidad, atribuible a la sequía, para dos cultivos básicos en condiciones de temporal tiene las siguientes cifras:

- frijol: se siembran 62,897 ha/año, de las cuales se siniestra el 47.25%; el rendimiento es de 254 kg/ha, a un precio medio rural de \$5,355.34/ton, por lo que la pérdida económica es de \$31.13 millones/año.

- maíz: se siembran 86,361 ha/año, de las cuales se siniestra el 47%, con un rendimiento de 551 kg/ha, con un precio medio para el ambiente rural de \$1,589.31/ton, y una pérdida económica de \$25.35 millones/año. La siniestralidad por sequía es recurrente, atribuible a lo aleatorio de la lluvia y a la degradación edáfica, aunque también ocurre por heladas y granizo, pero en menor magnitud.

El lote donde está enclavado este experimento (1.775 ha) data de 1990, centrado en intensidades de labranza, principalmente para maíz y frijol en condiciones de temporal; en abril de 1994 se instaló dentro de dicho lote, un ensayo (0.1599 ha) con pastos sembrados aleatoriamente y en surco. Conforme transcurrió el tiempo los pastos menos aptos se perdieron (banderita, navajita y *buffel* (*nunbank* y *tarewinnabar*)). La mezcla de pastos que demostró una excelente adaptación fue *klein*, *rhodes* y *buffel biloela*, que además son de buena aceptación como alimento para rumiantes.

Entre las diversas prácticas de conservación aplicadas, se han incluido: residuos de cultivos en la tierra después de la cosecha; rotura vertical o cinceleo (aflojar el suelo de arriba abajo, pero sin voltearlo y sin exponerlo a la radiación solar); siembra de nuevos cultivos por debajo de la capa protectora de materia orgánica formada de residuos en descomposición (cobertura) con aperos especialmente diseñados; siembra de cultivos de "cubierta", para proteger los suelos, aportación de elementos nutritivos y materia orgánica a los suelos, condicionar el desarrollo de raíces fuertes y profundas que a la vez que aflojan los suelos compactos, permiten el ingreso del agua de lluvia, más

rápidamente y a mayor profundidad. Las ventajas de la labranza de conservación han sido discutidas ampliamente, en contraste con las prácticas tradicionales de labranza, donde la producción de cultivos consiste en la manipulación mecánica del suelo que progresivamente lo compactan y deterioran, lo exponen a erosión hídrica y eólica con una drástica reducción en la capacidad de almacenar agua y materia orgánica (Landers, 2007). Los contrastes entre las propiedades de los sistemas de labranza de conservación y los tradicionales se harán evidentes en el desarrollo de este trabajo.

Previo a la siembra directa y después del diagnóstico *in situ*, se ha propuesto la técnica de rotura vertical como alternativa de labranza de conservación, la cual se puede realizar de manera motorizada o con tracción animal. Al adoptarse dicha técnica se alcanzan varios propósitos, entre los que se encuentran un menor consumo de combustible, más durabilidad de los tractores, se mitiga la erosión y hay mayor actividad meso- y microbiológica, entre otros beneficios. Lo más trascendente desde el punto de vista hídrico, especialmente en una región semiárida con desmesurada extracción de agua subterránea, es la captación progresiva de agua de lluvia. Esta condición se puede conservar siempre y cuando se monitoree el suelo (con personal entrenado) para volver a realizar la rotura vertical cuando así se requiera (Aguilar-García *et al.*, 2009).

En la CI se desarrolla una amplia actividad agrícola de riego con agua subterránea, cuya superficie se ha incrementado progresivamente de 9,970 ha en 1976, a 40,668 ha en 2002 (Palacios-Vélez y López-López, 2004) y a 56,000 ha en 2008 (Ortega-Guerrero, 2009). Aunado al aumento del área de riego, se ha documentado un incremento progresivo del número de pozos y de los volúmenes de extracción, que se estiman en la actualidad del orden de 3,000 pozos que extraen cerca de 1,000 millones de m³/año, más de tres veces la recarga que existía de manera natural en dicho acuífero y que actualmente es prácticamente nula (Ortega-Guerrero, 2009).

Como consecuencia de esta excesiva extracción se han desarrollado conos de abatimientos piezométricos regionales de más de 200 metros de profundidad y 200 km² de extensión, con descensos anuales entre 2 y 7 metros (Ortega-Guerrero, 2009). Desde el punto de vista de calidad química del agua, existe una degradación progresiva, principalmente por los incrementos de sodio, limitando su aplicación a riego (Castellanos *et al.*, 2002; Ortega-Guerrero *et al.*, 2002) y la aparición

de elementos químicos nocivos a la salud humana, entre los que destacan el arsénico y el flúor, con efectos cancerígenos, neuronales y de infertilidad, entre otros, dañando a varios miles de habitantes de la cuenca (Ortega-Guerrero, 2009).

Las labores agrícolas descritas anteriormente, sujetas a incrementos de materia orgánica y prácticas de conservación a lo largo de doce años, permitieron modificar progresivamente las propiedades físicas del suelo existente (*Phaeozem háplico*); por un lado, coadyuvaron a la infiltración de volúmenes importantes de agua de lluvia, y por el otro, propiciaron un incremento importante en la productividad del suelo en más del 100%. El presente documento cuantifica la estratigrafía y las propiedades del suelo, y describe los resultados de la instrumentación para determinar la movilidad del agua en el subsuelo, utilizando pruebas de infiltración y la respuesta a la precipitación, aplicando modelos numéricos para desarrollar herramientas de predicción, en un lote permanente de pasto, en condiciones de temporal.

METODOLOGÍA

Propiedades físicas del suelo

Se tomaron muestras inalteradas, compuestas de suelo para la determinación de textura por el método Bouyoucos (Gee and Bauder, 1986), densidad aparente por el método del cilindro de volumen conocido (Blake, 1965) y contenido de materia orgánica por el método de Walkley-Black (Nelson y Sommers, 1996). Las determinaciones se realizaron en laboratorios acreditados de INIFAP-Bajío en Celaya, Guanajuato. Las muestras se obtuvieron a distancias de 2–3 m del punto de infiltración y de sensores para la medición de los contenidos de humedad en el suelo por Refractometría en el Dominio del Tiempo (RDT), cuyo principio de operación se describe más abajo. La porosidad se obtuvo a partir del contenido de humedad en condiciones de saturación con los sensores de RDT. Las características de retención del agua en suelo se estimaron a partir de los métodos basados en la textura, densidad aparente y contenido de materia orgánica (Gupta y Larson, 1979; Rawls *et al.*, 1982) y en las ecuaciones empíricas de Brooks y Corey (1966), Van Genuchten (1980) y Clapp y Hornberger (1978).

Registros de Conductividad Eléctrica

La Conductividad Eléctrica (CE) es la propiedad natural, característica de cada material de permitir el paso de la corriente eléctrica a través de sí mismo; es el inverso de la resistividad. El principio consiste en enviar una corriente eléctrica a través del suelo entre dos contactos ubicados en un electrodo de acero inoxidable. Esta corriente es medida simultáneamente con el voltaje que resulta en contactos intermedios. La conductividad es la relación entre la corriente y el voltaje, multiplicada por una constante. La lectura de CE es en milisiemens por metro ($\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$).

Esta propiedad ha sido utilizada por mucho tiempo como herramienta para clasificar suelos. El poder de ésta reside en el hecho de que altas conductividades eléctricas representan sedimentos de grano fino, como limos y arcillas, mientras que conductividades distintivamente bajas, caracterizan arenas y gravas. Los registros de conductividad eléctrica pueden ser correlacionados a lo largo del sitio de investigación para determinar cambios de espesor y variación granulométrica (Schulmeister *et al.*, 2003).

Con este propósito, se utilizó un sistema hidráulico para el empuje continuo de un electrodo de 0.05 m de diámetro y 0.90 m de longitud, con conexiones adicionales de acero de 1.20 m de longitud, montado en un vehículo tipo "van express" y conectado a un sistema denominado "Direct Image® Electrical Conductivity (EC) System", que permite

obtener una interpretación en tiempo continuo de la estratigrafía en el subsuelo. Se realizaron siete registros continuos de conductividad eléctrica hasta una profundidad de 2.5 m, separados 5 m entre sí, con el arreglo tipo Wenner (Figura 2a), con información a intervalos promedio de 0.025 m, por lo que cada registro cuenta con al menos un total de 100 puntos de medición de CE.

Permeámetro de Guelph

El permeámetro de Guelph (PG) está basado en el Principio de Marlotte, para obtener la conductividad hidráulica saturada en campo (Reynolds and Elrick, 1985). El método consiste en obtener el valor de la recarga de agua en condiciones estacionarias o de equilibrio en un suelo inicialmente no saturado, en el interior de un agujero de forma cilíndrica (pozo) donde se establece una carga constante de agua. Como resultado se forma un bulbo estable de suelo saturado y su forma depende del tipo de suelo, el radio del pozo y la columna de agua en el pozo. La forma del bulbo saturado es única y permite obtener la conductividad hidráulica saturada del suelo a partir del análisis de Richard que considera el flujo tridimensional del agua en suelos, el empuje hidráulico del agua en el suelo, el empuje gravitacional del líquido a través del fondo del pozo y el empuje capilar del agua fuera del pozo a través del suelo que le rodea; se utilizó un permeámetro de Guelph modelo 2800; se aplicaron cargas de $H_1 = 0.05 \text{ m}$ y $H_2 = 0.10 \text{ m}$, necesarias para el cálculo de la conductividad hidráulica saturada (Elrick y Reynolds, 1992).

Pruebas de infiltración

Las pruebas de infiltración se realizaron en un cilindro individual de 0.278 m de diámetro interior y 0.27 m de longitud. El cilindro se instaló en el suelo, a una profundidad de 0.10 m y fue llenado parcialmente con agua. Durante la prueba, la profundidad del agua se mantuvo constante en el infiltrómetro, añadiendo agua a un nivel fijo a intervalos de tiempo adecuados con una fluctuación de 0.01 m (Chowdary *et al.*, 2006).

Las pruebas de infiltración se realizaron durante tres días consecutivos, con una duración de 5 a 6 horas por día, dejando reposar durante la noche. En general, se estableció infiltrar un volumen de 10 litros de agua y registrar los tiempos de ingreso al subsuelo, repitiendo este procedimiento durante cada día. Se consideró que, dada la ausencia

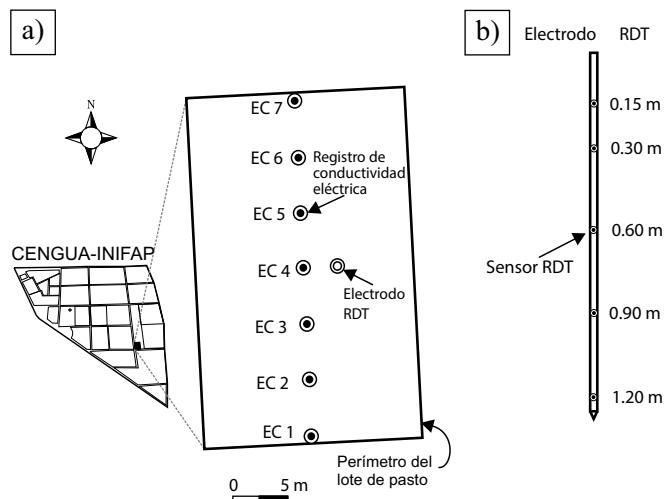


Figura 2. a) Localización en planta de los siete registros de Conductividad Eléctrica y del electrodo Refractometría en el Dominio del Tiempo (RDT). b) Posición de los cinco sensores en la varilla de RDT a 0.15, 0.30, 0.60, 0.90 y 1.20 m.

de estratificación en los primeros centímetros de espesor del suelo, se estableció flujo dominante vertical.

Refractometría en el Dominio del Tiempo (RDT)

La Refractometría en el Dominio del Tiempo (RDT o TDR por sus siglas en inglés) se basa en la determinación de la permitividad o constante dieléctrica de un material a la propagación de ondas electromagnéticas que se mueven a lo largo de una línea de transmisión o sensor. Existe una fuerte relación entre la permitividad de un material y su contenido de humedad (θ) en un suelo.

Se instaló una varilla (PRB-A, Environmental Sensors[®]) de 1.425 m de longitud junto al infiltrómetro (Figura 2b), con cinco sensores individuales que permiten obtener mediciones del contenido volumétrico de humedad en perfil a profundidades de 0.15, 0.30, 0.60, 0.90 y 1.20 m. La varilla se instaló en el año 2002, de acuerdo con las recomendaciones del fabricante; las lecturas del contenido volumétrico de humedad fueron comparadas periódicamente con el sistema de toma de muestras de suelo y mediciones volumétricas. Los contenidos de humedad en cada uno de los sensores, se realizó por medio de un instrumento de operación y comunicación denominado MIP-917 Environmental Sensors[®]. Las mediciones se realizaron de manera manual tomando el promedio de tres lecturas continuas, con una frecuencia que varió entre uno y ocho días, y ocasionalmente cada hora durante un día completo.

Datos climatológicos

En el CENGUA existe una estación climatológica llamada "híbrida" porque en su inicio (1985) fue de tipo A, es decir, de lecturas manuales (temperaturas al abrigo y a la intemperie, precipitación, evaporación, entre otros); desde 2007 se incluyó una estación Davis Vantage Pro2. Sin embargo, ésta es problemática y con frecuencia se pierden datos, razón por la que la de tipo A nunca ha dejado de operar y sigue vigente. También se ha hecho acopio de datos de otras estaciones de la región e incluso de otros estados de la República Mexicana. Se ha trabajado de manera numérica (probabilidades y ecuaciones de comportamiento), particularmente con la precipitación evaporación y temperaturas.

Análisis numérico

Se utilizó el modelo VS2DT (Variably Saturated 2-D Flow and Transport Model), que permite simular el movimiento de agua en medios granulares con saturación variable, en dos dimensiones (Lappala *et al.*, 1987; Healy, 1990). La ecuación que define este comportamiento es:

$$v[\rho(c_m+sS_s)] \frac{\partial H}{\partial t} - \rho \sum_{k=1}^m A_k K K_r(h) \frac{\partial H}{\partial n_k} - \rho q v = 0 \quad (1)$$

donde: $c_m = \frac{\partial H}{\partial h}$; $\alpha_c = \frac{\partial \theta}{\partial P}$; $\beta_c = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial P}$; $S_s = \rho g (n \beta_c + \alpha_c)$

donde: v es el volumen del medio poroso (L^3); ρ es la densidad del fluido (ML^{-3}); s es la saturación (L^3); n es la porosidad (L^3); θ es el contenido de humedad; t es el tiempo (T); S_s es el coeficiente de almacenamiento (L^{-1}); H es la carga hidráulica total (L); h es la carga de presión (L); K es la conductividad hidráulica saturada del medio poroso (LT^{-1}); $K_r(h)$ es la conductividad hidráulica relativa en función de la carga de presión (h) (L^0); β_c es la compresibilidad del fluido ($M^{-1}LT^2$); c_m es la capacidad de contenido de humedad relativa, que es la pendiente de la curva de retención de humedad (L^{-1}) y α_c es compresibilidad de la matriz del suelo ($M^{-1}LT^2$).

Para suelos parcialmente saturados, la saturación disminuye a medida que la carga de presión es progresivamente más negativa. La curva que relaciona la saturación de un suelo en particular con res-

pecto a la carga de presión, es comúnmente denominada como curva característica de humedad y es determinada empíricamente (Lappala *et al.*, 1987).

Tres ecuaciones algebraicas diferentes pueden ser utilizadas en el modelo VS2D para representar las curvas características de humedad (Lappala *et al.*, 1987): 1) Brooks y Corey, 2) Gardner y 3) van Genuchten.

Las derivadas espaciales de la ecuación (1) se aproximan por medio de un esquema de diferencias finitas regulares, centradas en el bloque, definido por una malla en coordenadas rectangulares (x, y) o cilíndricas (r, z) (Lappala *et al.*, 1987).

Las condiciones iniciales se determinan proporcionando los contenidos volumétricos de humedad iniciales a partir de un perfil de equilibrio o los valores iniciales de la carga de presión. Las condiciones de frontera incluyen aquellas de tipo Newman o de flujo especificado, y de tipo Dirichlet o de potencial especificado. El modelo permite considerar que durante el proceso de infiltración puede darse el fenómeno de encharcamiento. La evaporación se calcula como un flujo ascendente de agua generado por el gradiente de presión entre el suelo y la atmósfera, considerando tres elementos: (a) demanda evaporativa de la atmósfera, (b) presión potencial de la atmósfera y (c) resistencia de la superficie (Lappala *et al.*, 1987). Finalmente, la evapotranspiración, requiere de la evapotranspiración potencial, la carga de presión en las raíces de las plantas, la profundidad de las raíces y la actividad de las raíces en su parte superior e inferior.

El análisis numérico consistió, primero, en la calibración del modelo y el análisis de sensibilidad de parámetros; en una segunda etapa, los parámetros que mejor representaron las condiciones de infiltración fueron utilizados para determinar la respuesta a los eventos de lluvia del periodo comprendido entre 200 y 300 días julianos de 2004 (18 de julio al 26 de octubre). Se realizó un análisis unidimensional en esta etapa del modelado matemático, debido a que solo se contó con una varilla de RDT.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Perfil del suelo

La textura dominante en las muestras analizadas se presenta en la Tabla 1. Un suelo arenoso-arcilloso con humus domina en los primeros 0.30 m de profundidad con un contenido de materia orgánica (MO) de 2.42% y densidad aparente (D_{ap}) de 1.057 g·cm⁻³; el suelo entre 0.30 y 0.90 m de profundidad, se ubica en el límite arenoso-arcilloso-humus con el arenoso- humus, ya que el 20% de la fracción arcillosa es común para ambas capas; para el intervalo 0.30–0.60 m, el contenido de MO = 1.34% y $D_{ap} = 1.075$ g·cm⁻³, mientras que para el intervalo de 0.60 a 0.90 m, los valores son MO = 0.79% y $D_{ap} = 1.217$ g·cm⁻³. Finalmente, entre 0.9 y 1.20 m de profundidad, domina la arena con humus, con MO = 0.34% y $D_{ap} = 1.378$ g·cm⁻³.

El contenido de MO es mayor en el primer estrato y disminuye progresivamente con la profundidad; mientras que, en el caso de la D_{ap} , ésta aumenta con respecto a la profundidad del perfil. Ambas propiedades son resultado de la práctica de conservación de este lote permanente en los primeros 0.60 m del perfil, con efectos a profundidad con el desarrollo de raíces.

El contenido de humedad residual (θ_r) representa una cierta cantidad de agua que es retenida en los poros y que no se puede drenar del suelo, aunque se incremente la carga de tensión. Para fines prácticos, los contenidos de humedad en el suelo ocurren entre la porosidad (n) y θ_r definido por la porosidad efectiva (θ_e), donde $\theta_e = n - \theta_r$.

La Figura 3a muestra el perfil de CE de los siete registros realizados a una profundidad entre 1.8 y 2.5 m cada uno. Los datos de cada perfil

Tabla 1. Propiedades físicas del suelo de acuerdo con los intervalos de profundidad analizados.

Granulometría	Intervalo 1 (0.0–0.30 m)	Intervalo 2 (0.3–0.60 m)	Intervalo 3 (0.6–0.90 m)	Intervalo 4 (0.9–1.20 m)	Intervalo 5 (1.2–1.50 m)
Arena (%)	46.7	58.76	62.76	70.76	
Limo (%)	25.24	21.24	17.24	11.24	
Arcilla (%)	28.0	20.0	20.0	18.0	
Clasificación ⁽¹⁾	Ar-Arc-H	Límite Ar-Arc-H con Ar-H	Límite Ar-Arc-H con Ar-H	Ar-H	
Materia orgánica (%)	2.42	1.34	0.79	0.34	<0.2
Densidad aparente (g cm ⁻³)	1.057	1.075	1.217	1.378	1.409
Humedad a Capacidad de Campo, θ_{cc} (%)	21.22	17.01	16.46	14.71	

⁽¹⁾ONUAA (2009) Ar: Arenas; Arc: Arcillas; H: Humus.

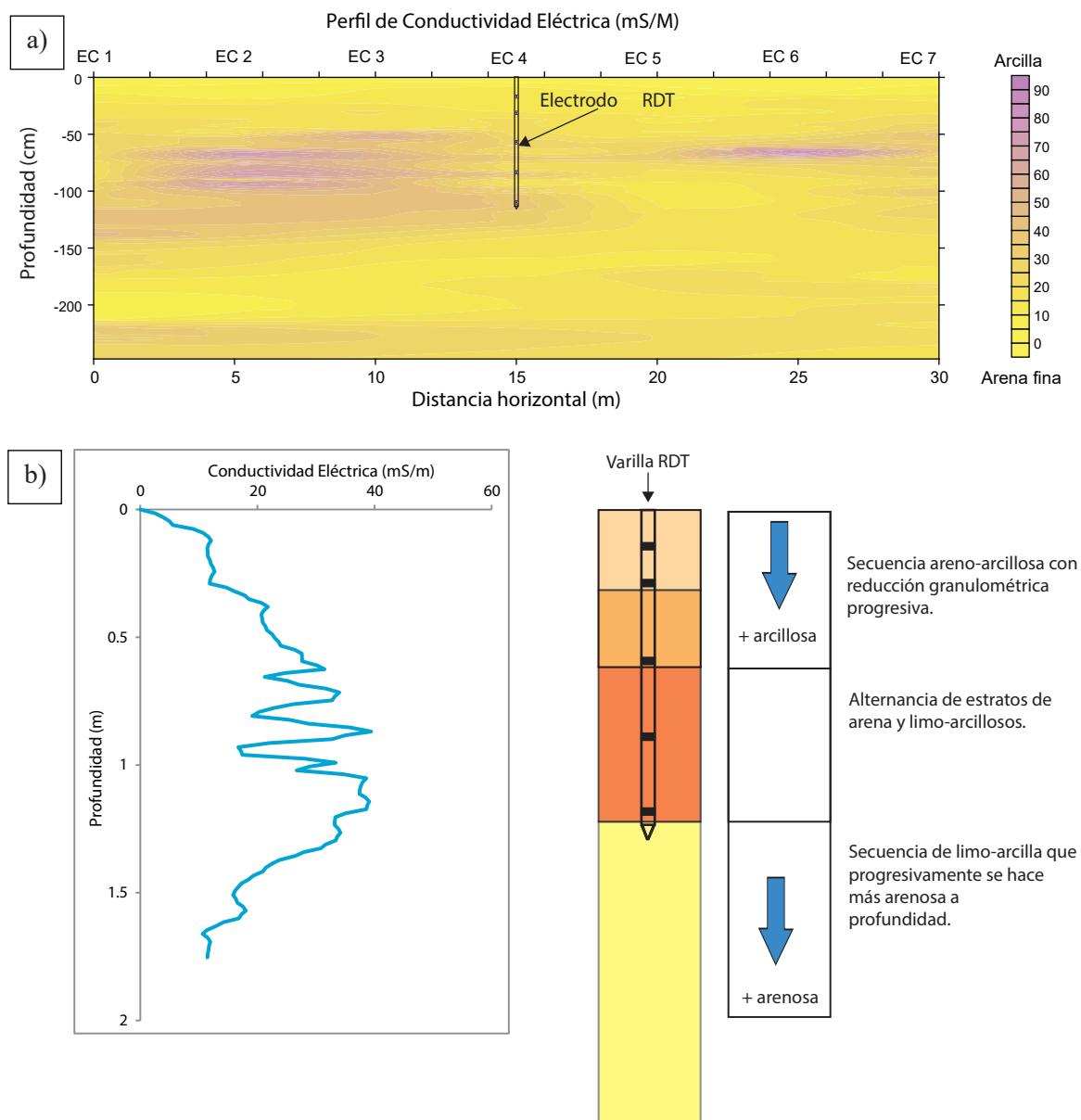


Figura 3. (a) Interpretación de la textura del suelo a partir de los siete registros de Conductividad Eléctrica (CE) en el lote permanente de pastos. Se presenta la ubicación del electrodo de Refractometría en el Dominio del Tiempo (RDT). (b) Perfil de CE más cercano al sitio de infiltración, con la interpretación del perfil de suelo.

fueron interpolados (método de *kriging*) con el programa SURFER®. En general, los valores de CE varían entre $0.01 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$ y $90 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$. Los valores entre 0.01 y $10 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$ corresponden a arenas finas con bajo porcentaje de limos y arcillas, mientras que, los valores mayores a $50 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$ corresponden con dominancia de fracción arcillosa; los valores entre 10 y $50 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$ corresponden a limos. De acuerdo con esta relación, pueden identificarse tres estratos principales: a) el primero ubicado entre 0 y 0.65 m de profundidad, donde dominan las arenas, y arenas con limos y arcillas, y puede apreciarse un contenido progresivo de material fino hacia la base de este estrato; b) el segundo, en el intervalo de 0.65 a 1.30 m , donde se observa una secuencia de estratos muy delgados de arena fina con estratos de composición limosa-arcillosa y, c) el tercer estrato, ubicado entre 1.25 y 2.50 m de profundidad, donde progresivamente dominan nuevamente las fracciones de arena hacia su base. Los rangos de CE son consistentes con la aplicación de este sistema de electrodos en medios granulares (Schulmeister *et al.*, 2003). Puede observarse que los tres estratos no presentan una continuidad lateral ni espesor constantes, lo que indica la importancia de entender a detalle la heterogeneidad y la anisotropía del medio granular para análisis y predicciones que consideren estas variaciones del movimiento del agua (Woodbury y Sudicky, 1991). Esta investigación indica la necesidad de incrementar la extensión de la caracterización de propiedades hidráulicas de suelos a diferentes zonas del lote.

La Figura 3b muestra el registro de CE más cercano al sitio de infiltración, con la interpretación del perfil de suelo. En este caso, los incrementos progresivos de CE en los primeros 0.60 m del perfil se interpretan con un incremento progresivo de arcilla; mientras que por debajo de la profundidad de 1.20 m , el medio granular estaría incrementando su contenido de arena. En el intervalo de 0.60 – 1.00 m , se identifica un horizonte granular donde alternan estratos delgados (0.05 – 0.10 m) de arenas con limos y arcillas. Esta estratigrafía corresponde, de manera general, a los resultados granulométricos inalterados, descritos anteriormente, con la diferencia que el sistema utilizado para de CE detalla esta propiedad cada 0.025 m .

Conductividad hidráulica

Los resultados de las cuatro pruebas con el Permeámetro de Guelph (PG), realizadas a una distancia de un metro del punto de medición de RDT, a profundidades entre 0.30 y 0.60 m , se ilustran en la Tabla 2. La conductividad hidráulica en ambos sitios varía entre $K_{sf} = 2.439 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ ($0.1016 \text{ m}\cdot\text{h}^{-1}$) y $K_{sf} = 4.988 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ ($0.208 \text{ m}\cdot\text{h}^{-1}$). Estos valores de conductividad hidráulica son consistentes con la composición dominante arenosa del suelo y permitirían la infiltración máxima teórica de láminas de agua de $101 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ a $208 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Los valores de K_{sf} para el tipo de textura del sitio de estudio, basados en análisis de

1,845 suelos (Clapp y Hornberger, 1978), varían entre 0.545 y $3.0 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$; por lo que, considerando que se trata de un suelo que ha estado sujeto a prácticas de conservación y con un contenido de materia orgánica superior a los suelos reportados, es factible alcanzar valores de $5 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ (Gupta y Larson, 1979).

Las magnitudes obtenidas permiten valorar la alta capacidad que tiene el material granular de permitir el ingreso del agua al subsuelo y estimar su respuesta a lluvias en la región. La lluvia máxima registrada en el CENGUA, fue el 25 de julio de 2004, con un total de 72.6 mm (tiempo = 119 min , probabilidad = 9.1% y retorno = 11 años) en 6 horas ($12.1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ó $0.0121 \text{ m}\cdot\text{h}^{-1}$), lo que representaría entre el 6% y el 12% de la conductividad hidráulica saturada. Lluvias de esta magnitud pueden ocurrir una vez cada 11 años en el norte de Guanajuato y en el CENGUA, una vez cada 22 años . Fuera del CENGUA también se han registrado lluvias de 90 , 96.7 , 99.5 mm e incluso hasta de 120 mm , en el mismo orden. Las probabilidades de ocurrencia son: 3.1 , 2 , 1.7 y 0.5% ; tiempos de 135 , 141 , 143 y 160 min ; y retorno de 32 , 49 , 58 y 202 años . Estos datos son de suma importancia para asimilar los efectos de incremento de lluvia por el cambio climático y almacenar esa agua en el subsuelo.

Pruebas de infiltración

La Figura 4a presenta la relación de las láminas acumuladas de agua que se filtraron en función de los diferentes intervalos de tiempo, a lo largo de seis horas para cada uno de los tres días. La lámina acumulada al final del primer día fue de $2,609 \text{ mm}$, de $2,149 \text{ mm}$ en el segundo y de $1,995 \text{ mm}$ en el tercer día.

La velocidad de infiltración durante los primeros intervalos de tiempo disminuyó del primero al tercer día. En el primer día la velocidad de infiltración inicial fue de $76 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, mientras que para el segundo día se redujo a $9.59 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ y el tercero, a $6.40 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$; con una tendencia a estabilizarse en $6.4 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ ($9.216 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$) y $5.12 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ ($7.373 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$) al final del primer y tercer días (Figura 4b). Estos resultados contrastan notablemente con la velocidad de infiltración en suelos sujetos a manejo de labranza tradicional que han sido progresivamente compactados, y donde se han medido velocidades de infiltración de 0.0298 – $0.238 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, con las mismas metodologías, en un radio mayor a 1 km del CENGUA. Estos suelos con manejo tradicional limitan la infiltración de agua de lluvia provocando encarcamiento y erosión, además de que el agua de riego se aplica con menor eficiencia, exponiendo el agua a evaporación.

La importancia de la capacidad de este suelo, mejorado a través de las prácticas de conservación, radica en que la precipitación máxima registrada en la zona permitiría ser infiltrada al subsuelo sin causar ningún problema de inundación y erosión; lluvias de más de 25 mm

Tabla 2. Estratos y propiedades consideradas en las simulaciones numéricas.

Propiedades	Estrato 1 (0.0 – 0.30 m)	Estrato 2 (0.30 – 0.65 m)	Estrato 3 (0.65 – 1.25 m)	Estrato 4 (1.25 – 2.50 m)
Conductividad hidráulica saturada (K_{sf}) ($\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$)	2.5-5.0	2.5-5.0	2.5	5.0*
Porosidad, n (%) $n = \theta_s$	$n_{0.15}=37$ $n_{0.30}=49.4$	49.4	44.4	40*
Almacenamiento Específico, S_s (m^{-1})	1.0E-04	1.0E-04	1.0E-04	1.0E-04*
Contenido de humedad residual (θ_r) (%)	11.72	9.07	8.72	7.62

* Valores estimados a partir de su textura.

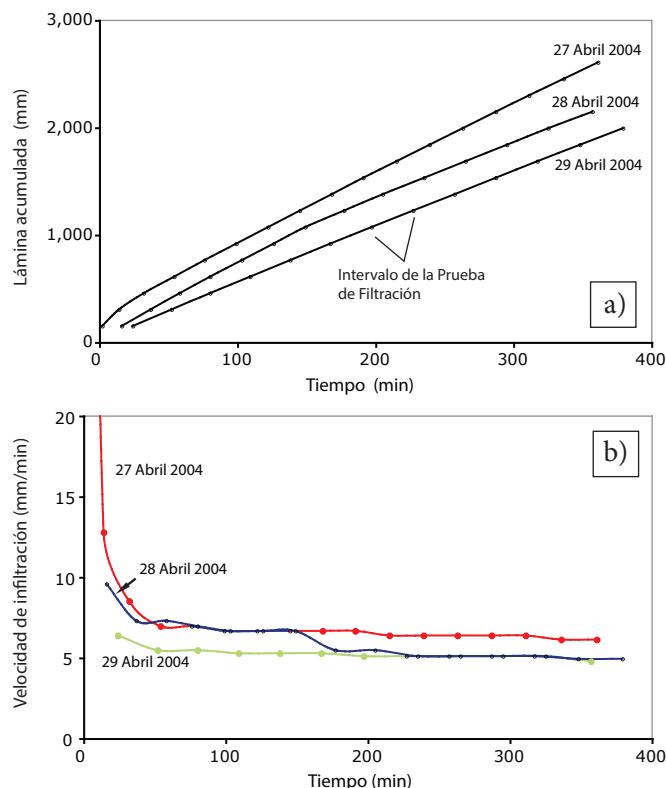


Figura 4. (a) Lámina acumulada de agua en función de los intervalos de tiempo entre el 27 y 29 de abril de 2004. (b) Velocidad de infiltración en función del tiempo durante el periodo de pruebas.

se consideran erosivas (Palacios-Vélez, López-López, 2004). La lluvia máxima en el interior de la CI ocurrió en 1974, en las proximidades de Dolores Hidalgo (Estación Cañada de González) con un registro de 132 mm, en un lapso de 162.47 minutos ($0.812 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$); esta lluvia tendría una probabilidad de ocurrencia de 0.24% y un tiempo de retorno de 408 años. La prueba de infiltración demuestra una capacidad de casi ocho veces más que este valor extremo de lluvia ocurrido en la zona. Esta información es de gran importancia para asimilar los incrementos de lluvia asociados al cambio climático (Bell *et al.*, 2010) y almacenar temporalmente esa agua en el subsuelo, sin que represente un riesgo de erosión.

Con el fin de mostrar la evolución que ha tenido la capacidad de infiltración del suelo en función del tiempo, asociados a los efectos que han tenido las prácticas de conservación en los puntos de medición, se compararon mediciones realizadas entre 1990 y 1996, y las realizadas en 2004, con el mismo tipo de infiltrómetros. Las pruebas de infiltración de agua realizada en el mismo lote, entre 1990 y 1996, mostraron valores en el rango de 0.220 a $0.570 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, por lo que las prácticas de conservación incrementaron la capacidad de infiltración entre 11 y 29 veces más que durante la década de 1990.

Refractometría en el Dominio del Tiempo (RDT)

Los resultados de la respuesta de los sensores de RDT se divide en dos partes: 1) La primera para la prueba de infiltración de tres días (del 27 al 29 de abril de 2004) y 2) la segunda para evaluar la respuesta de variación de los contenidos de humedad con respecto a la precipitación durante los días julianos del 200 al 365. Ambas respuestas son utilizadas posteriormente en el análisis numérico. La porosidad (n) del suelo se estimó a partir de los valores de los contenidos de humedad en condiciones de saturación (θ_s) medidos en cada uno de los sensores de RDT.

Respuesta de θ a la prueba de infiltración de tres días

La respuesta a la infiltración medida en los cinco sensores de RDT se presenta en la Figura 5 para cada uno de los tres días de pruebas. La Figura 5a presenta los perfiles de contenido de humedad (%) con la profundidad (cm), para el 27 de abril de 2004. En esta figura se observa el perfil inicial ($t = 8:55 \text{ h}$) de θ previo a las pruebas de infiltración; donde θ en el sensor de 0.15 m es de 8%, incrementándose progresivamente a la profundidad de 1.20 m hasta 23%. Cabe mencionar que este perfil fue similar a días previos con una diferencia menor al 5%, por lo que pueden considerarse como los valores de θ en equilibrio a la profundidad en la que se encuentra cada uno de los cinco sensores en ese momento (Tabla 2).

Después de 50 minutos, θ se incrementó en los cinco sensores y después de 1:35 horas prácticamente se alcanzó una saturación de los primeros 0.90 m de profundidad del perfil de suelo; y no fue sino hasta después de cinco horas, cuando los cinco sensores indicaron condiciones de saturación hasta 1.20 cm de profundidad (Figura 5a). La respuesta del subsuelo en los primeros 50 minutos puede indicar una rápida conectividad de la superficie hasta 1.20 m de profundidad, que pudiese estar controlado por flujo del agua a través de macro-poros, por ejemplo, conductos de raíces (Cey *et al.*, 2009). Este aspecto se considera en la sección del análisis numérico.

La respuesta de θ en el subsuelo durante el 28 de abril (segundo día de la prueba) se muestra en la Figura 5b. En esta figura puede observarse un comportamiento similar al primer día, con la diferencia del perfil inicial de θ medido a las 8:45 de la mañana, que se encuentra en una posición transitoria al proceso drenado del suelo. El perfil de saturación se alcanzó prácticamente dos horas después de reiniciar las pruebas. Condiciones similares ocurrieron para el 29 de abril, desde la medición del perfil de θ al principio del día y sus condiciones de saturación después de 2 horas (Figura 5c).

Los contenidos de humedad en condiciones de saturación (θ_s) son similares para los tres días de pruebas, con lo cual se estimó la porosidad del medio granular en donde se encuentran ubicados cada uno de los cinco sensores. El contenido de humedad del suelo (θ_s) es igual a la porosidad (n) cuando el suelo se encuentra saturado. La porosidad del suelo se muestra en la Tabla 2. Estos valores de porosidad son consistentes con los resultados basados en análisis de 1,845 suelos que varían entre 42% y 43.5%, con una desviación estándar de 5.9% y 8.6% respectivamente (Clapp y Hornberger, 1978).

Respuesta de θ a la precipitación-evapotranspiración

La distribución de la precipitación durante 2004 se muestra en la Figura 6. La evapotranspiración potencial (ET_o) (Figura 6) se calculó a partir del coeficiente del tanque evaporímetro (K_p) y de la evaporación medida en el tanque (ET_{pan}), Clase A, y de la velocidad diaria del viento (Allen *et al.*, 1998) medidos en la estación climatológica del CENGUA-INIFAP:

$$ET_o = K_p ET_{pan}$$

La evapotranspiración se lleva a cabo cuando la superficie del suelo soporta cubierta vegetal, y es similar a la evaporación, excepto que la humedad del suelo puede ser removida por la raíz de la planta a través de la profundidad de las raíces. La Figura 7a muestra la variación de θ para los días julianos de 200 a 365, para los sensores localizados a 0.15, 0.30 y 0.60 m de profundidad; mientras que la Figura 7b, muestra la respuesta de θ en los sensores localizados a 0.90 y 1.20 m. Cabe mencionar que no se cuenta con las lecturas diarias del sistema de RDT, ya que las mediciones se realizaron principalmente después de los eventos de lluvia, aunque existen mediciones esporádicas entre eventos. Es visible el incremento del θ en los sensores ubicados a 0.15 y 0.30 m para los eventos principales de lluvia mayores a 10 mm; mientras que los

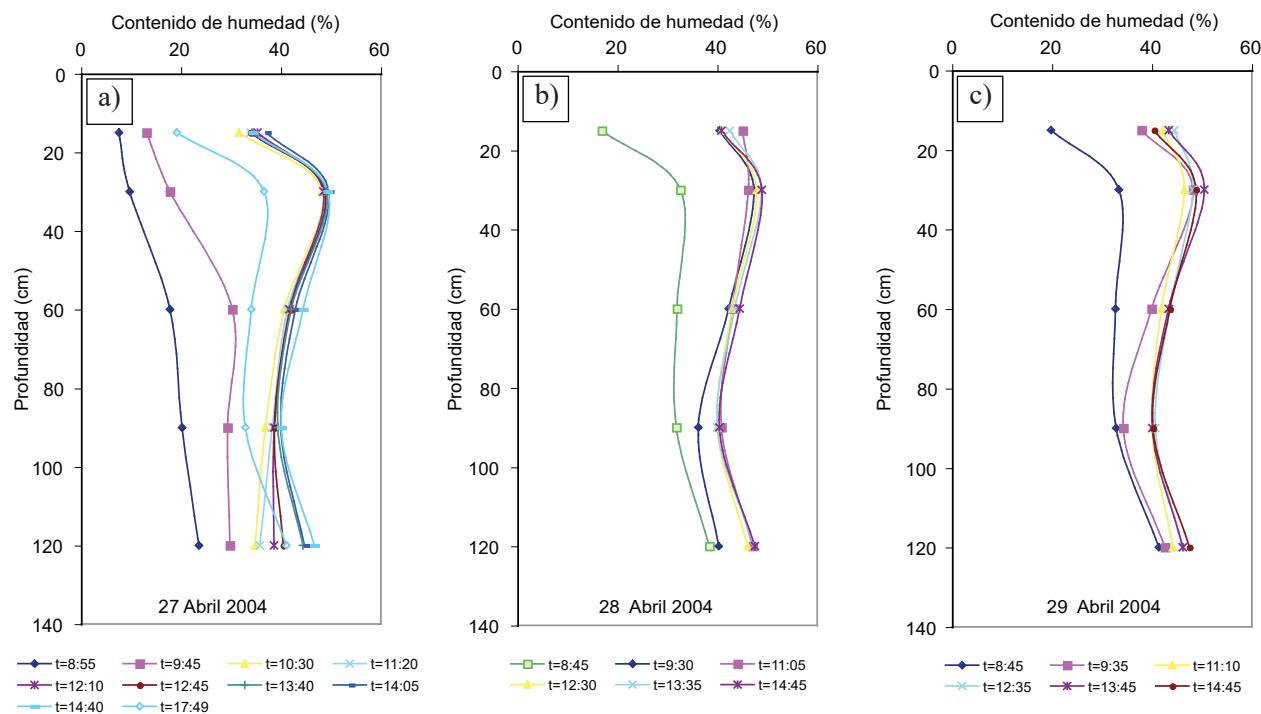


Figura 5. Respuesta en el contenido de humedad de los cinco sensores del electrodo de Refractometría en el Dominio del Tiempo (RDT) a las pruebas de infiltración, con la función de la Figura 4. Respuesta en los días a) 27 de abril, b) 28 de abril y c) 29 de abril de 2004.

sensores localizados entre 0.60 y 1.20 m responden a lluvias mayores a 30 mm (Figura 6). El sensor de 0.90 m muestra un descenso progresivo en el θ de 0.042-d^{-1} , después de la lluvia ocurrida el día juliano 207 con 74 mm, y solo presenta ligeros pulsos con lluvias mayores a 30 mm. Situación que difiere con el sensor de 1.20 m, el cual se mantiene en un valor promedio de $\theta = 23\%$, con ligeras oscilaciones de $\pm 2\%$.

La variación del θ se atribuye principalmente al efecto de evapotranspiración del pasto, entre la superficie y los 0.60 m de profundidad principalmente; mientras que en el sensor de 0.90 m pudiera estar asociado a la presencia de raíces hasta dicha profundidad.

Análisis numérico

El modelo conceptual, parámetros físicos y condiciones iniciales se presentan en la Tabla 2. Las condiciones de frontera para la parte superior del perfil de suelo fueron de Tipo 2, de Newman o de Flujo; mientras que en su parte inferior, fueron de Tipo 1, de Dirichlet o carga de presión definida. La estratigrafía del suelo se definió a partir de los registros de CE, las propiedades medidas en campo y laboratorio, y los valores de porosidad con $n = \theta_s$.

El proceso de calibración consistió en dos etapas: La primera, a partir de las pruebas de infiltración (27–29 de abril); y la segunda, con la respuesta del periodo de lluvias principal (días julianos 200–365). En el primer caso se realizaron simulaciones con los valores de conductividad hidráulica saturada (K_{sf}) medidos en campo; y un análisis de sensibilidad de este parámetro, con valores hasta un orden de magnitud mayor y un orden de magnitud menor. También se hizo variar el coeficiente de almacenamiento (S_s) del suelo dentro de un orden de magnitud.

Calibración con las pruebas de infiltración

La Figura 8a muestra los resultados de las simulaciones numéricas con la distribución de parámetros medidos en campo (Tabla 2), con las láminas de infiltración aplicadas según la Figura 4 y descritas en la

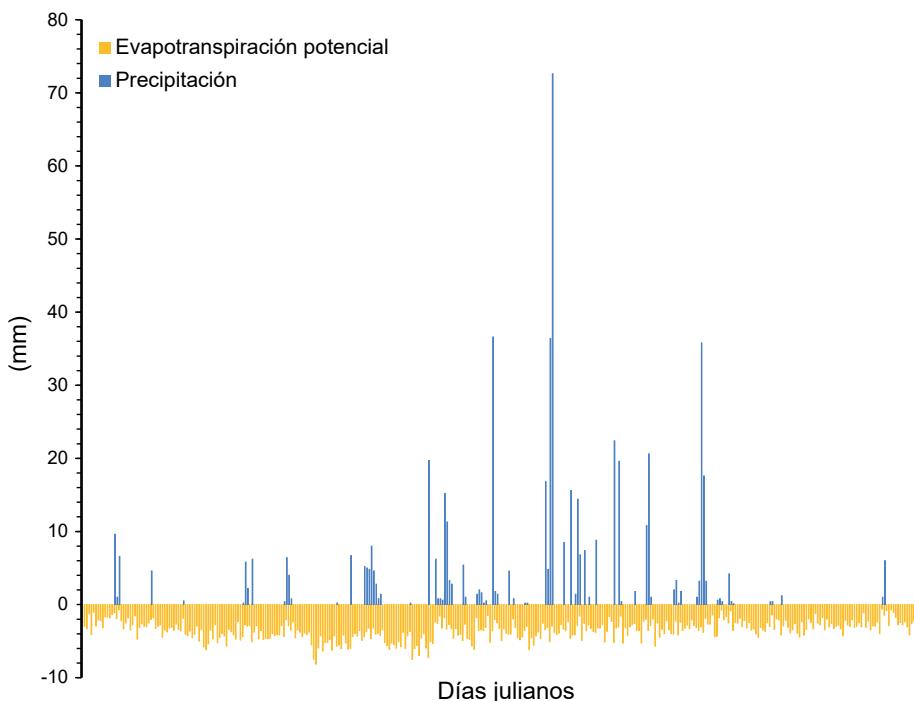
sección de prueba de infiltración. Los resultados muestran una respuesta muy rápida en la distribución de θ con la profundidad, de tal manera que después del lapso de una hora, el perfil de suelo prácticamente alcanza el nivel de saturación a 1.00 m. Lapsos posteriores, de 2 y 3 horas, muestran una saturación progresiva a mayor profundidad. Esta simulación es consistente con la respuesta observada en los sensores de RDT que muestran una saturación del perfil de suelo desde la primera hora de la prueba.

Con el fin de mostrar la sensibilidad de K_{sf} en la respuesta de θ en el perfil de suelo, se disminuyó un orden de magnitud a los medidos en campo, con la respuesta simulada en la Figura 8b. En ella se puede apreciar que los frentes de humedad después de 1 a 6 horas no alcanzan a saturar el perfil de suelo hasta 1.20 m de profundidad, situación que no reproduce la respuesta de RDT durante la prueba. En una tercera simulación, en la que se incrementaron los valores de K_{sf} en un orden de magnitud a los medidos en campo, se obtiene la respuesta observada en la Figura 8c; después de 20 minutos, prácticamente se satura el perfil de suelo hasta 1.20 m. Esta situación tampoco corresponde a la respuesta observada en los sensores de RDT durante la prueba. De igual manera se hizo variar el S_s del suelo en un orden de magnitud mayor y menor a los utilizados en la Tabla 2, sin identificarse cambios importantes en la respuesta de θ en más de un 3%.

Estos resultados numéricos muestran que, existe consistencia entre los resultados de la prueba de infiltración, con los parámetros hidráulicos medidos en campo y la respuesta de los contenidos de humedad del sistema RDT, con la teoría del movimiento de agua en medios granulares con saturación variable.

Simulación de la respuesta de θ a eventos de lluvia

En esta segunda parte del análisis numérico, se cambió la condición de frontera en la parte superior que alimenta la superficie del suelo, sustituyéndose con la distribución de la precipitación para los días julianos 200 a 212; se utilizaron los parámetros de la Tabla 2. Este

Figura 6. Distribución de la precipitación y evapotranspiración (ET_{pan}) en 2004.

periodo es importante ya que considera una lluvia de 72.6 mm (día juliano 207), precedida por tres días con lluvias de 36.4, 4.8 y 16.8 mm (días 204–206); esto representa una oportunidad excelente para mostrar el movimiento del agua de lluvia en el interior del suelo a partir de la respuesta de los contenidos de humedad y su análisis con el modelo numérico.

El primer conjunto de simulaciones consideró los valores diarios de precipitación y de evapotranspiración (ET_o) entre los días julianos 200 a 212. En la Figura 9a se observa una respuesta de θ de la simulación a las lluvias ocurridas; las medidas de θ en el RDT se indican para los días 200, 207 y 2012. La respuesta del suelo a la lluvia del día

207 queda bien definida por la simulación; después de esta lluvia, se observa una disminución progresiva de θ con el tiempo, mostrando el efecto de la evapotranspiración, en este caso sin aproximarse al valor de θ medido el día 212, indicando que la evapotranspiración simulada es demasiado alta. Un segundo grupo de simulaciones no consideró el efecto nulo de la evapotranspiración; los resultados se muestran en la Figura 9b. En esta figura se observa una mejor aproximación de θ simulado con el observado, aún con diferencias de θ entre 3–5% a las profundidades de 0.30–0.60 m.

Las diferencias entre los resultados simulados a partir de lluvias individuales y los observados se explican en función de un lote per-

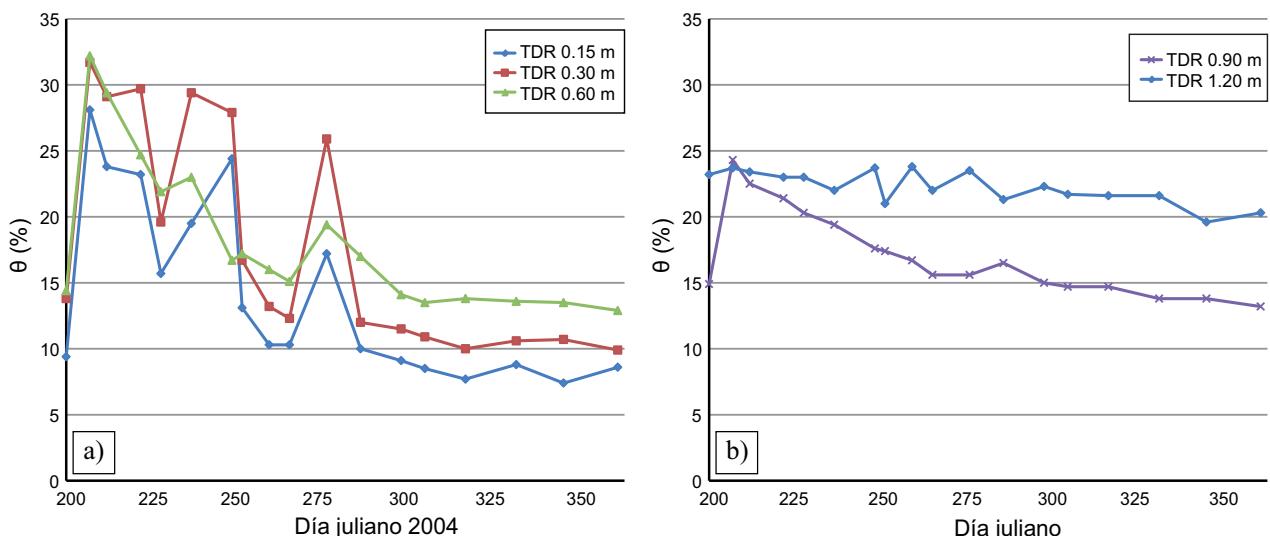


Figura 7. Respuesta de los cinco sensores de RDT para el periodo 200–365 días julianos de 2004. (a) Sensores a la profundidad de 0.15, 0.30 y 0.60 m. (b) Sensores a la profundidad de 0.90 y 1.20 m.

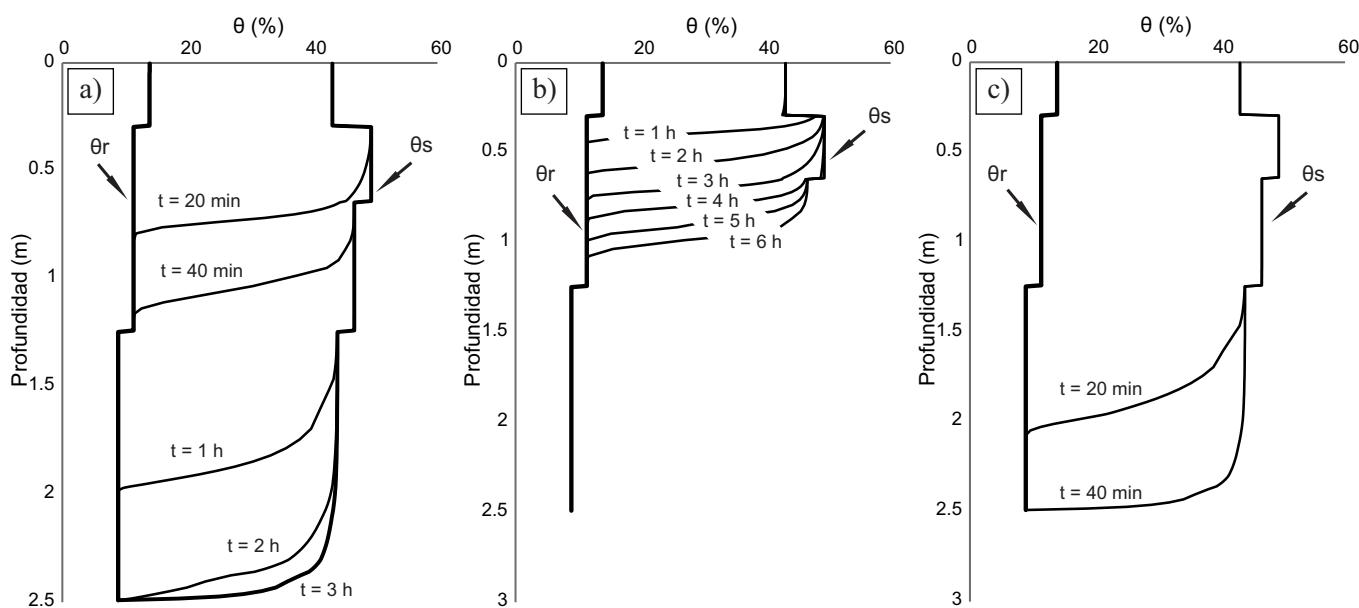


Figura 8. Resultados del análisis numérico. Sensibilidad de la conductividad hidráulica (K_{sf}): (a) K_{sf} medida en campo: $2.5-5 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$; (b) K_{sf} un orden de magnitud menor ($0.25-0.5 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$); (c) K_{sf} de un orden de magnitud mayor ($25-50 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$).

manente con suelo que ha sido modificado a partir de prácticas de conservación a lo largo de 12 años, donde las propiedades físicas de conductividad hidráulica, porosidad y capacidad de retención del agua se han incrementado notablemente. Esto es consistente con el incremento de materia orgánica en el suelo en los primeros 0.60 m de profundidad y, además el desarrollo de raíces y actividad biológica en el suelo que ha propiciado conductos preferenciales de flujo, que se manifiestan en una rápida respuesta de los sensores RDT en las pruebas de infiltración y a eventos de lluvias individuales mayores a 10 mm. Hay cada vez más evidencia de que existe flujo preferencial en los suelos naturales por la presencia de macro-poros por intemperismo, plantas, fauna en el suelo y micro-fracturamiento (Beven y Germann, 1982; Kulli *et al.*, 2003; Cey *et al.*, 2009; Hendrix y Flury, 2001; Dyck y Kachanoski, 2009). Es pues de esperarse que el suelo en el área de estudio presente flujo preferencial en macro-poros, por las prácticas de conservación a las que ha estado expuesto (Allison, 1973; Van Genuchten, 1980), lo cual representa desde luego, aspectos benéficos para el sistema.

En esta primera aproximación unidimensional del análisis numérico quedan varios aspectos de medición e instrumentación que se encuentran, unos en proceso y otros en planeación a corto plazo. El primero es el de extender la instrumentación de RDT para medir contenidos de humedad e incrementar las mediciones de permeabilidad a lo largo de la sección de la Figura 3. Una estación automatizada está instrumentada para registrar eventos de intensidad y duración de la lluvia. La obtención de curvas características del suelo en sus diferentes estratos es importante para los diferentes análisis y experimentos. Se está instrumentando un sistema de medición, también automatizado, para medir el contenido de humedad horaria a lo largo del día y la noche, con el fin de cuantificar la evaporación y transpiración; igualmente, se harán pruebas de infiltración y transporte de solutos en la zona no saturada. El objetivo es aplicar modelos de flujo y transporte en 2-D o 3-D que permitan una mayor precisión en el análisis numérico y en las predicciones; este análisis deberá contemplar la aplicación de modelos mucho más complejos que permitan la incorporación de macro-poros.

Si bien, el análisis y los resultados se enfocaron a condiciones de temporal que representan un caso extremo de presencia de agua, estos

pueden aplicarse perfectamente a lotes de riego con agua superficial o subterránea, donde el agua de lluvia puede aprovecharse prácticamente en su totalidad y el agua restante utilizarse como auxilio. Se estima que la práctica de agricultura de conservación y otra tecnología, como la rotura vertical, generada en el CENGUA permitirá, además de incrementar la producción, reducir progresivamente, hasta en un 25–50%, la extracción del agua en el acuífero, lo que representa un ahorro de hasta 400 millones de metros cúbicos por año en la Cuenca de la Independencia. Este ahorro podría controlar el descenso piezométrico en los pozos y la atenuación de los procesos de contaminación de flujos regionales asociados. Estos son elementos fundamentales en la gestión de acuíferos, la reducción de siniestralidad por sequía e inundaciones vinculadas al cambio climático. Además, garantizaría la producción de alimentos y forraje de temporal, y evitaría la explotación excesiva de agua subterránea con propósito agropecuario.

La importancia en la captura de agua de lluvia, carbono e incremento de la productividad agropecuaria como consecuencia de las prácticas de conservación, hace necesario apoyar urgentemente estas actividades en el campo. Los apoyos oficiales deben considerar estos beneficios, para incluirlos como instrumentos de política pública en el sector agropecuario, que permitiría disminuir progresivamente el uso y extracción de agua subterránea y enfrentar el cambio climático. Las leyes y reglamentos necesarios deberán generarse e implementarse.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en esta investigación destacan la importancia de las prácticas de conservación y aportes de materia orgánica a lo largo de 12 años en un lote permanente ubicado en la Cuenca de la Independencia (Cuenca Alta del Río La Laja). Los valores de infiltración de agua en dicho lote, medidos en el periodo 1990–1996, estuvieron en el rango de 0.220 a $0.570 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, y un contenido de materia orgánica (MO) de 0.3%; mientras que en 2004 se incrementó el rango de infiltración entre 5.12 y $6.4 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ y la MO hasta 1.34–2.42% en los primeros 0.60 m del perfil de suelo. La conductividad hidráulica saturada cuantificada en 2004 fue de $2.5-5.0 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$. De igual manera,

la porosidad y la densidad aparente del suelo han sufrido transformaciones que reducen la erosión y permiten infiltrar agua de lluvia de cualquier evento ocurrido en la región.

Estos resultados contrastan notablemente con suelos sujetos a manejo tradicional que se realizan en los alrededores del CENGUA, y que poseen valores hasta órdenes de magnitud inferiores a los reportados en esta investigación, y desafortunadamente sujetos a erosión e inundación por baja capacidad de infiltración.

El modelo numérico calibrado y aplicado a las condiciones del sitio de estudio confirma la magnitud de las propiedades físicas observadas, con la respuesta de θ a las pruebas de infiltración. Sin embargo, en futuras investigaciones será necesario considerar para eventos de lluvias individuales, los efectos de escala, la presencia de macro-poros y el desarrollo de raíces en la estructura del medio granular. Igualmente, se deberá tomar en cuenta las variaciones laterales de textura del suelo para análisis bidimensionales y tridimensionales de la dinámica del agua en el sub suelo.

La lámina de agua de lluvia máxima registrada en 2004 representa entre 6 y 12% de la conductividad hidráulica saturada máxima desarrollada con estas prácticas; láminas de agua mayores a 10 mm, se infiltran en más de un 95%, reduciendo considerablemente las pérdidas

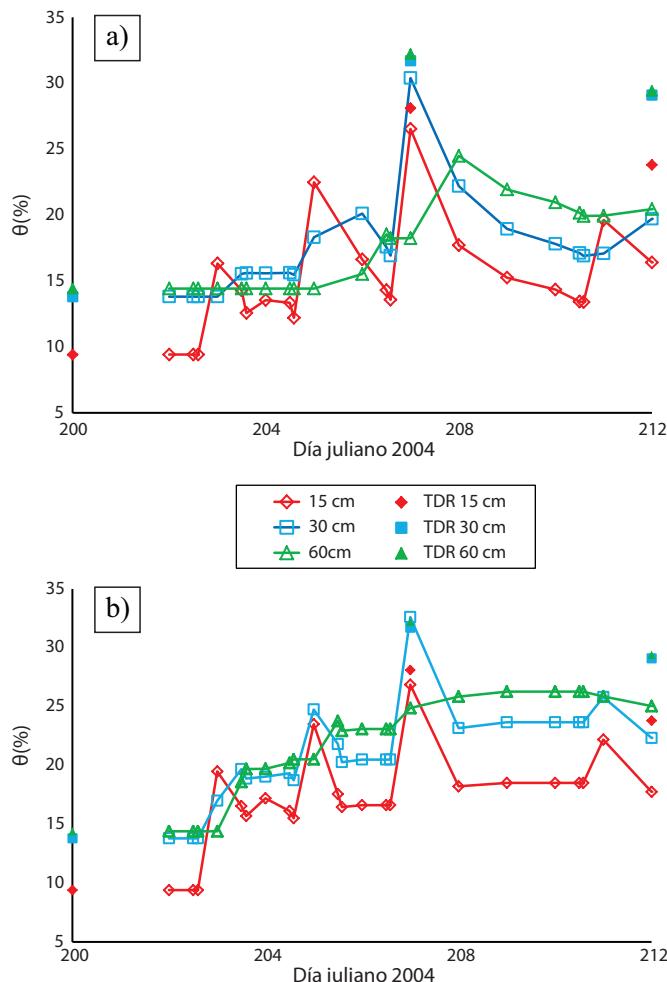


Figura 9. Resultados del modelo numérico para la distribución de lluvia diaria en el periodo de 200 a 212 días Julianos de 2004. Se presentan los contenidos de humedad para profundidades similares a los sensores de RDT ubicados a 0.15, 0.30 y 0.60 m. (a) Considerando evapotranspiración. (b) Sin evapotranspiración.

por evaporación y escorrimiento. La capacidad de infiltración de agua en el subsuelo de lote permanente, permite que el agua sea utilizada por las raíces por períodos considerables, reduciendo la necesidad de aplicar agua adicional y disminuyendo los riesgos por sequía y erosión hídrica, que son frecuentes en el norte de Guanajuato y, en general, en el ambiente semiárido de México. Todo esto tiene impacto en diferentes procesos asociados como son: el incremento de la producción agrícola, la posibilidad de reducir la extracción de agua subterránea y aminorar los diferentes aspectos negativos de la explotación excesiva del acuífero. Además, esta metodología permitiría enfrentar los efectos negativos del cambio climático, ya que las propiedades del suelo generado, garantizan la presencia de agua en el subsuelo ante fenómenos de sequía y el de infiltrar potencialmente la lluvia máxima registrada en la cuenca.

El secuestro de carbono es otro factor asociado a la adaptación al cambio climático. Se reduce la siniestralidad ante sequías, por la cantidad de agua almacenada en el subsuelo. Esta agua permitiría la producción de cultivos perennes cíclicos de temporal y forraje para los animales.

Los resultados, sugieren cambiar las políticas de apoyo al campo en México, donde se promueva el manejo por técnicas adecuadas de conservación y se estimule el incremento de materia orgánica en la estructura del suelo y el ingreso de agua de lluvia.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer el financiamiento a Ramón Aguilar a través de Fundación Guanajuato Produce A.C. y del Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP). El financiamiento proporcionado de asignaciones anuales y de recursos extraordinarios por el Centro de Geociencias de la UNAM a Adrián Ortega, son ampliamente agradecidas. Se extiende el agradecimiento a los revisores anónimos cuyas observaciones permitieron mejorar el contenido de este trabajo. Este documento está dedicado a la memoria de Jaime Arturo Ocampo Sánchez, gran amigo y defensor de las especies nativas en México.

REFERENCIAS

- Aguilar-García, R., García-Leaños M.L., Paredes-Melecio R., 2009, Manejo agronómico de una microcuenca en el norte de Guanajuato, México. Reflexiones y propuestas: Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias, Folleto Técnico, 42 pp.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998, Crop evapotranspiration, Guidelines for computing crop water requirements: FAO Irrigation and drainage paper, 56, 322 p. <www.fao.org/docrep/x0490e00.htm#Contents>, última visita 28 febrero 2017.
- Allison, F.E., 1973, Soil organic matter and its role in crop production: New York, Elsevier, 634 pp.
- Bell, J.E., Sherry, R., Luo, Y., 2010, Changes in soil water dynamics due to variation in precipitation and temperature: An ecohydrological analysis in a tallgrass prairie: Water Resources Research, 46, W03523, doi:10.1029/2009WR007908.
- Beven, K., Germann, P., 1982, Macropores and water flow in soils: Water Resources Research, 18, 1311-1325.
- Blake, G.R., 1965, Bulk density, in Blak, C.A. (ed.), Methods of soil analysis, Part 1, Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling: Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, Agronomy Monograph Series, 374-390.
- Braojos G. F.R., Hernández S.A., Aguilar H. O.A., Aguilar G., R., Morales H., J., Tapia N., C.A., Bustos C., D.E. Salinas C., 2001, Diversidad rural en el Norte de Guanajuato, Problemas, necesidades y tendencias de desarrollo de los sistemas de producción agropecuarios y los productores: San Luis de la

- Paz, Gto., México, Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación, Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias, Campo Experimental Norte de Guanajuato, Publicación Especial 1, 162 pp.
- Brooks, R.H., Corey, A.T., 1966, Properties of Porous Media Affecting Fluid Flow: *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, 92(IR2), 61-88.
- Carter, M.R., 1993 Conservation tillage in temperate agroecosystems: Florida, USA. CRC Press, 390 pp.
- Castellanos, J.Z., Ortega-Guerrero, M.A., Grajeda, O.A., Vázquez-Alarcón, A., Villalobos, S., Badillo, V., Muñoz-Ramos, J.J., Zamudio, B., Hurtado, J.G., Hurtado, B., Vargas, P., Enríquez, S.A., 2002, Changes in the quality of groundwater for agricultural use in Guanajuato: *Terra*, 20(2), 161-170.
- Cey, E.E., Rudolph, D.L., Passmore J., 2009, Influence of macroporosity on preferential solute and colloid transport in unsaturated field soils: *Journal of Contaminant Hydrology*, 107, 45-57.
- Clapp, R.B., Hornberger, G.M., 1978, Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties: *Water Resources Research*, 14, 601-604.
- Chowdary, V.M., Damodhara, R.M., Jaiswal C.S., 2006, Study of infiltration process under different experimental conditions: *Agricultural Water Management*, 83, 69-78.
- Domínguez, J., Carrillo-Rivera J.J., 2007, El agua subterránea como elemento de debate en la historia de México, *en* Mayer, A. (coord.), México en Tres Momentos 1810-1910-2010: Instituto de Investigaciones Históricas, Universidad Nacional Autónoma de México, Vol. 2, 177-199.
- Dyck, M.F., Kachanoski, R.G., 2009, Measurement of Transient Soil Water Flux Across a Soil Horizon Interface: *Soil Science Society of America Journal*, 73(5), 1604-1613.
- Elrick, D.E., Reynolds W.D., 1992, Methods for Analyzing Constant-Head Well Permeameter Data: *Soil Science Society of America Journal*, 56, 320-323.
- Ervin, C.A., Ervin D.E., 1982, Factors Affecting the Use of Soil Conservation Practices: Hypotheses, Evidence, and Policy Implications: *Land Economics*, 58(3), 277-292.
- Freeze, R.A., 1971, Three dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin: *Water Resources Research*, 7, 929-941.
- Freeze, R.A., Banner, J., 1970, The mechanism of natural ground-water recharge and discharge laboratory column experiment and field measurements: *Water Resources Research*, 7(1), 138-155.
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979, Groundwater: United States of America, Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall, 604 pp.
- Garduño-Monroy, V.H., Arreygue-Rocha E., Israde-Alcántara I., Rodríguez-Torres, G., 2001, Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(1), 37-54.
- Gee, G.W., Bauder J.W., 1986, Particle-size analysis *in* Klute, A. (ed.), Methods of soil analysis, Physical and mineralogical methods: Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 2nd ed., Agronomy, 9 (Part 1), 28 p.
- Gupta, S., Larson, W., 1979, Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density: *Water Resources Research*, 15, 1633-1635.
- Healy, R.W., 1990, Simulation of solute transport in variably saturated porous media with supplemental information on modifications to the United States Geological Survey's computer program VS2D: Denver Colorado, United States Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 90-4025, 130 pp.
- Heinlein, F., Biernath, C., Klein, C., Thieme, C., Priesack, E., 2017, Evaluation of Simulated Transpiration from Maize Plants on Lysimeters: *Vadose Zone Journal*. doi:10.2136/vzj2016.05.0042.
- Hendrix, J.M.H., Flury, M., 2001, Uniform and preferential flow mechanisms in the vadose zone, *en* National Research Council (ed.), Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose Zone: Washington, D.C., National Academy Press, 149-187.
- Hunt, A., Ewing, R., 2009, Percolation Theory for Flow in Porous Media: Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 2nd Edition, 334 pp.
- Kulli, B., Stamm, C., Papritz, A., Flühler, H., 2003, Discrimination of flow regions on the basis of stained infiltration patterns in soil profiles: *Vadose Zone Journal*, 2, 338-348.
- Kung, K.J.S., 1990, Preferential flow in a sandy soil: 2. Mechanism and implications: *Geoderma*, 46(1-3), 59-71.
- Landers, J.N., 2007, Sistemas tropicales de agricultura-ganadería en la agricultura de conservación. La experiencia en Brasil: Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Manejo Integrado de Cultivos, 5, 123 pp.
- Lappala, E.G., Healy, R.W., Weeks, E.P., 1987, Documentation of computer program VS2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media: United States Geological Survey, Water-Resources Investigation Report, 83-4099, 184 pp.
- McMahon, P.B., Dennehy, K.F., Bruce, B.W., Böhlke, J., Michel, R.L., Gurdak, J.J., Hurlbut, D.B., 2006, Storage and transit time of chemicals in thick unsaturated zones under rangeland and irrigated cropland, High Plains, United States: *Water Resources Research*, 42, W03413, doi:10.1029/2005WR004417.
- Maxwell, R.M., Kollet, S.J., 2008, Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change: *Nature Geoscience*, 1, 665-669. doi:10.1038/ngeo315.
- Nelson D.W., Sommers L.E., 1996, Total carbon, organic carbon, and organic matter, *en* Sparks, D.L., Page, A.L., Helmke, P.A., Loepert, R.H., Soltanpour, P.N., Tabatabai, M.A., Johnston, C.T., Sumner, M.E. (eds.), Methods of soil analysis, Part 3, Chemical methods: Soil Science Society of America, Inc./American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin: Book Series, 5, . 961-1010.
- ONUAA (Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación), 2009, Guía para la descripción de suelos. Roma, 111 pp.
- Ortega-Guerrero, M.A., 2009, Origen de arsénico, fluoruro y otros elementos traza disueltos en agua subterránea: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 143-161.
- Ortega-Guerrero, M.A., Castellanos, J.Z., Aguilar, G.R., Vázquez-Alarcón, A., Alanís, R.E., Vargas, C.C., Urrutia, E.F., 2002, A conceptual model for increases of sodium, sar, alkalinity and pH at the Independence aquifer in Guanajuato, Mexico: *TERRA*, 20(2), 199-207.
- Ortiz-Zamora, D.C., Ortega-Guerrero, M.A., 2010, Evolution of long-term land subsidence near Mexico City: Review, field investigations and predictive simulations: *Water Resources Research*, 46, W01513. DOI: 10.1029/2008WR007398
- Palacios-Vélez, E., López-López, C., 2004, La sobreexplotación de las cuencas hidrológicas: el caso de la cuenca del Río de La Laja, Guanajuato, *en* Cotler, H. (compilador), El Manejo Integral de Cuencas en México: México, Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales, Instituto Nacional de Ecología, 117-131.
- Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., Crist, S., Shpritz, L., Fitton, L., Saffouri, R., Blair, R., 1995, Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits: *Science*, 267, 1117-1123.
- Rawls, W., Brakensiek, D., Saxton, K., 1982, Estimation of soil water properties: *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, Vol. 25, No. 5, 1316- 1328.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E., 1985, *In situ* measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the α - parameter using the Guelph permeameter: *Soil Science* 140(4), 292-302.
- Rothamsted, 2016, Rothamsted Research. <http://www.rothamsted.ac.uk/> (Último acceso agosto 2016).
- Rudolph, D.L., Kachanoski, R.G., Celia, M.A., LeBlanc, D.R., Stevens, J.H., 1996, Infiltration and solute transport experiments in unsaturated sand and gravel, Cape Cod, Massachusetts: Experimental design and overview of results: *Water Resources Research*, 32(3), 519-532.
- Salas-García, J., Garfias, J., Llanos, H., Martel, R., 2011, Modelo numérico 1-D de la dinámica de infiltración en la zona no saturada, acuífero del Valle de Toluca: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 147-160.
- Schulmeister, M.K., Butler, J.J., Jr., Healey, J.M., Zheng, L., Wysocki, D.A., McCall, G.W., 2003, Direct-push electrical conductivity logging for high-resolution hydrostratigraphic characterization: *Groundwater Monitoring and Remediation*, 23(3), 52-62.
- Segal, E., Bradford, S.A., Shouse, P., Lazarovitch, N., Corwin, D., 2008, Integration of hard and soft data to characterize field-scale hydraulic properties for flow and transport studies: *Vadose Zone Journal*, 7(3), 878-889.

- Thomas, N., Schilling, K.E., Arenas-Amado, A., Streeter, M., Weber, L., 2017, Inverse modeling of soil hydraulic properties in a two-layer system and comparisons with measured soil conditions: Vadose Zone, DOI: 10.2136/vzj2016.08.0072.
- Tóth, J., 1963, A theoretical analysis of groundwater flow in small basins: *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4795-4812.
- Tóth, J., 1999, Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes and manifestations: *Hydrogeology Journal*, 7(1), 1-14.
- Van Genuchten, M.T., 1980, A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils: *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898.
- Woodbury, A.D., Sudicky, E.A., 1991, The geostatistical characteristics of the border aquifer: *Water Resources Research*, 27(4), 533-546.
- Yazaki, T., Uranoa, S., Yabeb, K., 2006, Water balance and water movement in unsaturated zones of Sphagnum hummocks in Fuhrengawa Mire, Hokkaido, Japan: *Journal of Hydrology*, 319, 312-327.
- Young, A., 1989, Agroforestry for soil conservation: Exeter United Kingdom, CAB International Council for Research in Agroforestry, 318 pp.

Manuscrito recibido: octubre 20, 2016

Manuscrito corregido recibido: mayo 4, 2017

Manuscrito aceptado: mayo 4, 2017