

Investigación experimental y numérica de la interacción río-agua subterránea: dinámica de infiltración y mecanismos de recarga. Estudio de caso: Huerta Mayu

Experimental and numerical investigation of river-groundwater interaction: infiltration dynamics and recharge mechanisms. Study case: Huerta Mayu

Galo Osvaldo Muñoz Vásquez^{1, *}, David Mauricio Rojas², Andrés Gonzales Amaya³

*Correo de correspondencia : g.muñoz@umss.edu

Resumen

Este trabajo estudia la infiltración de agua de río en la matriz del suelo utilizando un modelo experimental a pequeña escala, modelado numérico y el análisis de datos colectados. El objetivo principal es evaluar la concordancia de los modelos matemáticos al simular tasas de infiltración en comparación con valores medidos. El modelo experimental utiliza suelo proveniente de Huerta Mayu, una localidad de particular interés en el Valle de Cochabamba. El modelo experimental es construido como un recipiente de vidrio llenado con suelo, que representan el lecho del río Rocha y los horizontes del suelo subyacentes. Sensores de registro automático fueron dispuestos dentro del suelo del modelo midiendo niveles de agua y el contenido de humedad del medio poroso a diferentes profundidades. Se proporcionan diferentes caudales al río del modelo para el análisis de escenarios de infiltración. Las tasas de infiltración medidas se comparan con los valores simulados por los modelos numéricos Hydrus 2D y ModFlow bajo las diferentes condiciones de flujo del río. Se ha observado que la infiltración aumenta a medida que aumenta el tirante de agua en el río, tal como se esperaba debido al incremento del gradiente de presión que impulsa el flujo hacia abajo. Por otra parte, los perfiles del contenido de humedad del suelo obtenidos del experimento muestran niveles más altos de humedad cerca del lecho del río pero que disminuyen con la profundidad. Esto refleja la influencia de la evaporación de la capa superior del suelo. El modelo numérico Hydrus 2D demuestra una buena concordancia con las tasas de infiltración medidas, simulando con precisión el flujo de agua a través de las zonas saturadas y no saturadas del suelo. ModFlow, por otro lado, muestra menos concordancia con los datos medidos. Esto se atribuye a su hipótesis de flujo saturado en el subsuelo y el modelo conceptual de conductancia del lecho del río en el modelo, por lo que una calibración de este parámetro fuera siempre recomendable realizar.

Palabras clave: *Zona no saturada, interacción río-acuífero, Hydrus 2D, ModFlow.*

Abstract

This study investigates the dynamics of river water infiltrating into soil, using a small-scale experimental model, numerical simulations, and data analysis. The primary goal is to evaluate the accuracy of mathematical models in predicting infiltration rates compared to measured values. The experimental model employs soil from Huerta Mayu, a location of interest within the Cochabamba Valley. The experimental setup consists of a glass container filled with soil layers, representing a riverbed and the underlying soil horizons. Automated sensors embedded within the model soil measure water levels and the depths. Different flow rates are introduced to the model river to analyze infiltration scenarios. These measured infiltration rates are then compared with the values simulated by the numerical models Hydrus 2D and ModFlow under different river flow conditions. Observations indicate that infiltration increases as the river water level rises, as anticipated due to the enhanced pressure gradient driving downward flow. Moreover, soil moisture content profiles obtained from the experiment exhibit higher moisture levels near the riverbed, gradually decreasing with depth. This reflects the influence of evaporation from the topmost soil layer. The numerical model Hydrus 2D demonstrates remarkable agreement with the measured infiltration rates, accurately simulating the movement of water through both saturated and unsaturated zones of the soil. ModFlow, on the other hand, displays less concordance with the measured data. This discrepancy is attributed to its assumption of saturated flow, which may not fully capture the unsaturated conditions near the riverbed, and limitations of the riverbed conductance parameter in the model. Consequently, calibration of this parameter is recommended to improve the model's performance.

Keywords: *Unsaturation zone, river – aquifer interaction, Hydrus 2D, ModFlow.*

¹Laboratorio de Hidráulica, Facultad de Ciencias y Tecnología, Universidad Mayor de San Simón, Cochabamba, Bolivia. <https://orcid.org/0009-0008-2232-0562>

²Laboratorio de Hidráulica, Facultad de Ciencias y Tecnología, Universidad Mayor de San Simón, Cochabamba, Bolivia. <https://orcid.org/0009-0003-8948-4880>

³Laboratorio de Hidráulica, Facultad de Ciencias y Tecnología, Universidad Mayor de San Simón, Cochabamba, Bolivia. <https://orcid.org/0000-0002-6292-7587>

Recibido: 15 de julio de 2024. Aceptado: 12 de diciembre de 2024

1. Introducción

El movimiento de agua en la zona no saturada del suelo es un proceso complejo pero muy importante para la recarga de acuíferos (Freeze & Cherry, 1979). Generar conocimiento de cómo este proceso se desarrolla es esencial para la gestión sostenible de los recursos hídricos, especialmente en regiones áridas y semiáridas típicas del Valle de Cochabamba donde la recarga natural es limitada (Renner & Velasco, 2000).

En las últimas décadas, ha habido un progreso significativo en la comprensión del flujo de agua en la zona no saturada (ZNS) del suelo y su relación con la recarga de acuíferos. Algunos de los avances más importantes incluyen: desarrollo de modelos hidrológicos más sofisticados que incorporan una mejor representación de los procesos físicos que controlan el flujo de agua en la ZNS tales como la infiltración, la percolación (Ecuación de Richards) (Richards, 1931), la evapotranspiración y el flujo preferencial. Estos modelos permiten una simulación más precisa de la recarga de acuíferos bajo diferentes condiciones climáticas y de constitución del suelo. Se han desarrollado nuevas técnicas de medición para cuantificar el flujo de agua en la ZNS, como lisímetros de tensión, sondas de humedad y técnicas geofísicas. Estas técnicas permiten una mejor comprensión de la distribución espacial y temporal del agua en el subsuelo, y mayor conocimiento de los factores que controlan la recarga de acuíferos como la precipitación, la evapotranspiración, la geología, la topografía y las prácticas de uso del suelo.

Los avances teóricos en la comprensión de los mecanismos del flujo del agua en la zona no saturada o vadosa son implementados en modelos hidrológicos de potencialidad creciente para representar este flujo (Troch, y otros, 2013). Algunos modelos como el Hydrus 1D y el Hydrus 2D (Šejna, Simunek, & van Genuchten, 2014) son modelos conceptuales determinísticos que resuelven la ecuación de Richards (Richards, 1931) en una o dos dimensiones para simular el flujo de agua, el transporte de solutos y el transporte de calor en el suelo. Otro modelo es el SWAT (Neitsch, Arnold, Kinirv, & Williams, 2013) que incorpora la ecuación de Richards para simulación del flujo de agua en la ZNS pero a gran escala, como parte de un modelo hidrológico completo a nivel de cuenca. Otros modelos basados en enfoques de almacenamiento conceptual como el ModFlow-UZF (Niirwotieet, Prudic, & Repair, 2006) que acopla ModFlow con UZF, un paquete que simula el flujo de agua en la ZNS y su interacción con el acuífero saturado. Existen también modelos basados en enfoques probabilísticos como el ParFlow (Mawell, y otros, 2024). Este modelo utiliza un enfoque probabilístico para simular el flujo de agua en la zona vadosa considerando la incertidumbre en los parámetros hidrológicos, o el modelo SWAP (Mawell, y otros, 2024) que simula el flujo de agua, el transporte de solutos y el crecimiento de cultivos en la ZNS, incorporando variabilidad espacial y temporal.

El presente trabajo es parte de la investigación “Estudio del intercambio de agua y contaminantes del río Rocha con el acuífero freático de Huerta Mayu, empleando modelación matemática” que es desarrollado por el Laboratorio de Hidráulica de la Universidad Mayor de San Simón. Huerta Mayu es una zona agrícola de 19 ha que resiste la presión por su urbanización. Huerta Mayu se halla en la jurisdicción del Municipio de Sacaba, en el Distrito 3. La Figura 1 muestra la ubicación y su contexto. En el subsuelo de Huerta Mayu existe un acuífero freático cuyos niveles de agua varían en profundidad entre 1 a 4 m a lo largo del año.

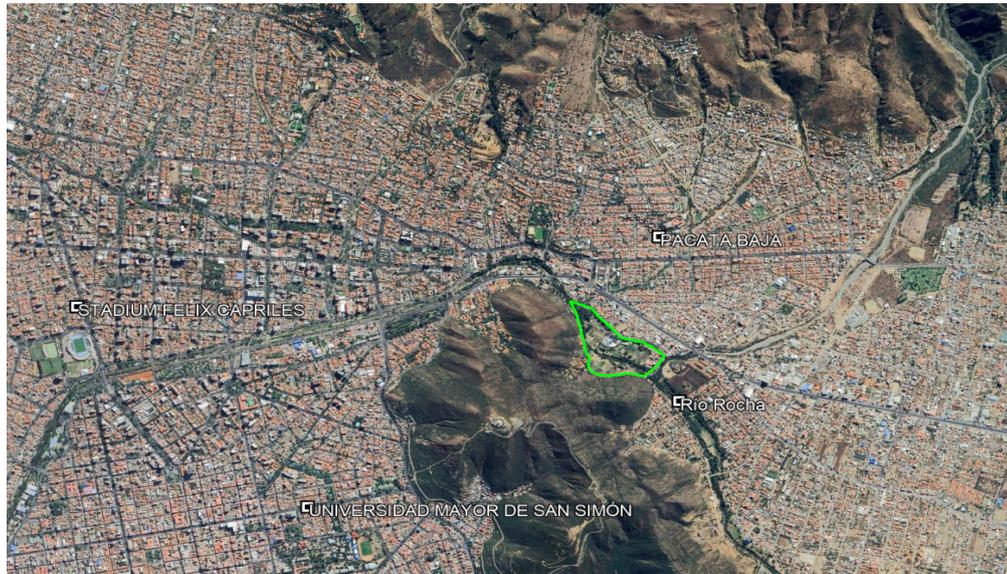


Figura 1. Vista aérea de Huerta Mayu. La zona de estudio se halla situada al pie de la serranía del Cristo de la Concordia en su flanco nororiental. Biseca Huerta Mayu el río Rocha. Jurisdiccionalmente, pertenece al Distrito 3 del Municipio de Sacaba.

Durante esa investigación se realizan campañas de monitoreo de variables de calidad y cantidad de agua del acuífero y río a fin de identificar la posibilidad de contacto entre ambas fuentes, la influencia mutua y si acaso estimar el impacto de esa interacción. En apoyo a ello y para interpretar los datos se emplearán modelos numéricos para simular el comportamiento del agua en el subsuelo. Los modelos seleccionados son Hydrus 2D (Šejna, Simunek, & van Genuchten, 2014) y ModFlow (McDonald & Harbaugh, 1983) que replican el flujo de agua. El Laboratorio de Hidráulica tiene adquirida las licencias de ambos modelos, sin embargo, no se disponen de antecedentes de similares aplicaciones realizadas en la zona de estudio quedando en interrogante la adaptabilidad de los modelos al caso de Huerta Mayu, más aún si se tiene presente la heterogeneidad espacial de la textura del suelo, la escala a la que ocurren los procesos de flujo de agua en el subsuelo y la propia incertidumbre en la variabilidad natural de los factores que controlan el flujo subterráneo.

El propósito de este artículo es estudiar el desempeño y aplicabilidad de los algoritmos matemáticos de transporte de agua en la zona vadosa y saturada de Huerta Mayu, aplicando los modelos matemáticos Hydrus 2D y ModFlow. Para este propósito se construyó un modelo experimental de laboratorio como émulo del sistema subterráneo de la zona de estudio. En él que se registraron niveles de agua y contenidos de humedad del suelo para diferentes condiciones. Los datos medidos en el modelo experimental fueron contrastados con los resultados de ambos modelos numéricos.

2. Métodos

La investigación tiene carácter cuantitativa, experimental y descriptiva y tiene propósito de estudiar si las tasas de infiltración calculadas por los modelos matemáticos son concordantes con los valores medidos en los horizontes de suelo de un modelo experimental.

El modelo experimental está constituido por un receptáculo de paredes laterales de vidrio con dimensiones de 180 cm de largo, 80 cm de ancho y 80 cm de alto (ver Figura 2), descansando sobre una mesa de soporte.



Figura 2. Fotografía del modelo experimental construido en el Laboratorio de Hidráulica de la UMSS. Consta de un receptáculo de vidrio, el material granular de la zona de estudio, los piezómetros instalados (P1 a P6) y la instrumentación para medir niveles de agua y humedad del suelo a distintas profundidades.

El receptáculo de vidrio fue relleno con suelo de Huerta Mayu, extraído a 40 cm de profundidad. El suelo no fue compactado si no dispuesto tratando de preservar las condiciones encontradas in situ. Se efectuaron dos análisis texturales de 0.7 m^3 de volumen de suelo, reportando ser un suelo arenoso de datos siguientes: contenido de arcilla 4%, contenido de limo 2%, contenido de arena de 94%; densidad aparente de 1.75 gr/cc ; capacidad de campo de 5.4 y punto de marchitez de 1.56. En el fondo del receptáculo de vidrio se dispone de una tubería horizontal de PVC de 4" para el drenaje de agua y la medición de los volúmenes infiltrados durante los períodos deseados (Figura 3).

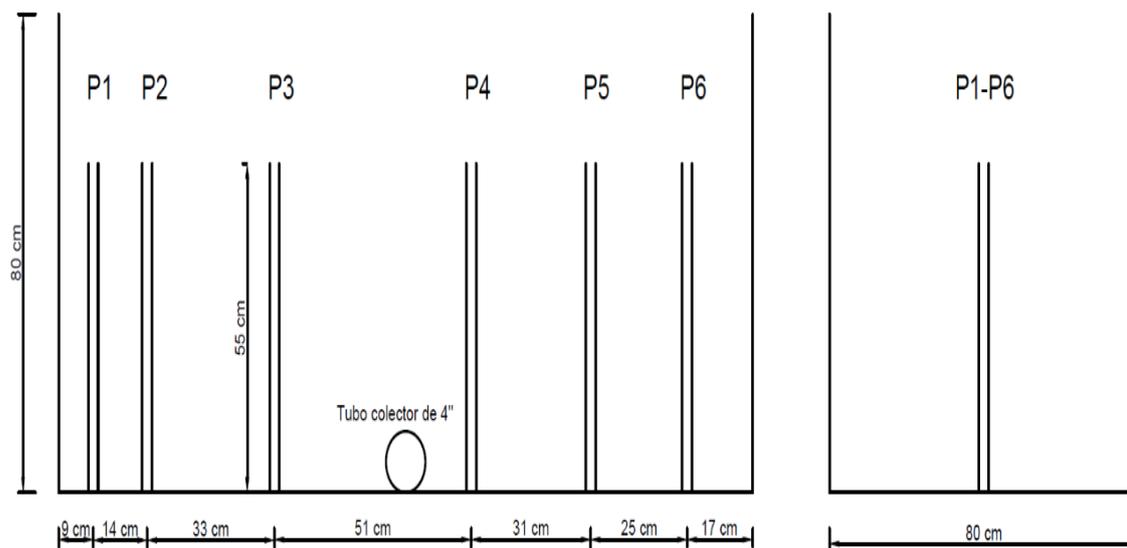


Figura 3. Dimensiones del receptáculo de vidrio y del modelo donde se aprecia los piezómetros P1 al P6, así como el tubo colector para el drenaje de agua. Lado derecho vista frontal y lado izquierdo vista lateral.

En la parte central del suelo del modelo se ha formado una depresión en el suelo que emula la presencia de un río. En la parte de la depresión se dispuso un sensor de distancia para conocer en todo momento la lámina de agua existente en el río. Lateralmente a él, a la izquierda y derecha se han situado tres tuberías verticales de PVC de 3/4" ranurado a modo de piezómetros en los que se puede medir los ascensos y descensos de la napa freática según sean las condiciones de borde. Las fluctuaciones de agua en los piezómetros fueron registradas por medio de seis sensores Levellogger modelo 3001 de la marca Solinst (Solinst, 2024) de procedencia canadiense y que gozan de una precisión de ± 0.5 cm. Por otra parte, se han dispuesto cuatro sensores de registro de contenido de humedad de suelo a profundidades de 0.01; 0.04; 0.14 y 0.24 m, en la vertical, por debajo de lecho del émulo de río. Los sensores de humedad son de marca ECH₂O – EC 5 de industrias Decagon Devices de procedencia norteamericana, con precisión de lectura de ± 0.031 m³/m³ ($\pm 3.1\%$) (Devices, 2024) instrumentos que fueron conectados a un HOBO OnSet datalogger para el almacenamiento de las lecturas de humedad de suelo.

Para comparar la cantidad de agua del lecho del río que se infiltra hacia el fondo del modelo, se aplicaron los modelos numéricos Hydrus 2D (Šejna, Šimunek, & van Genuchten, 2014) y ModFlow (McDonald & Harbaugh, 2003). Hydrus 2D es un software que permite simular el movimiento del agua y otras sustancias como contaminantes en medios parcialmente saturados y parcialmente saturados. Este programa resuelve numéricamente la ecuación de Richards (Richards, 1931) mediante el método de elementos finitos:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[k \left(k_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + k_{iz}^A \right) \right] - S \quad (1)$$

Dónde θ es el contenido volumétrico de agua [m³/m³], h es la altura de presión o succión [m], S es la fuente que representa otros procesos como entrada o salida de agua en el dominio [1/s], x_i ($i=1,2$) son las coordenadas espaciales [m], t es el tiempo [s], k_{ij}^A son componentes de un tensor adimensional de anisotropía k_{ij}^A (Šejna et al., 2014), y k es la función de conductividad hidráulica no saturada [m/s] dada por:

$$k(h, x, y, z) = k_s(x, y, z) \times k_r(h, x, y, z) \quad (2)$$

Dónde k_r es la conductividad hidráulica relativa y k_s la conductividad hidráulica saturada [cm/s]. Las propiedades hidráulicas del suelo no saturado $\theta(h)$ y $k(h)$ son en general funciones altamente no lineales. Hydrus 2D permite escoger entre cinco modelos analíticos diferentes para definir estas funciones siendo los más conocidos los modelos de Brooks & Corey y Van Genuchten (van Genuchten, 1980). Para este estudio se utilizan las propiedades hidráulicas del suelo según la ecuación constitutiva de van Genuchten. Esta aproximación utiliza el modelo de distribución estadística del tamaño de poros de Mualem (1976) (van Genuchten, 1980), con porosidad simple y sin considerar histéresis:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (3)$$

$$k(h) = k_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (4)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n}, \quad n > 1 \quad (5)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (6)$$

Donde θ (h) es el contenido volumétrico de agua [m^3/m^3] y h la succión. Los parámetros θ_s y θ_r representan el contenido de agua en saturación y residual [m^3/m^3]. S_e es la saturación efectiva [-], α es el valor de entrada de aire [1/m]. l es un parámetro empírico que representa la conectividad de poros y normalmente se asume como 0.50; k_s es la aproximación correspondiente al punto de saturación [cm/s] finalmente m y n son constantes empíricas del modelo de van Genuchten.

El segundo modelo numérico utilizado fue Visual ModFlow que permite el modelado tridimensional de aguas subterráneas en distintas condiciones. Visual ModFlow es una interfaz gráfica creada por la empresa Waterloo Hydrogeologic del Canadá para el motor de modelación de aguas subterráneas ModFlow, de código abierto, creado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (McDonald & Harbaugh, 2003). El movimiento en tres dimensiones del agua subterránea a través del medio poroso en el suelo, puede ser descrito por la ecuación diferencial parcial:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] + w = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (7)$$

Donde k_{xx}, k_{yy} , y k_{zz} son los valores de la conductividad hidráulica saturada a lo largo de los ejes x, y, z los cuales se asumen paralelos a los ejes principales de la conductividad hidráulica (cm/s); h es la carga Hidráulica (m); w es el flujo volumétrico por unidad de volumen representada por las fuentes y/o sumideros de agua, con $w < 0.0$ para el flujo entrante al sistema (1/s); S_s es el almacenamiento específico del material poroso (1/m); y t es el tiempo (s) (Bravo & Montoya, 2016).

ModFlow implementa módulos en el proceso del flujo de agua subterránea que simula los requerimientos hidrológicos de un sistema de agua subterránea. Estos módulos agregan términos a la ecuación de flujo que representa entradas y salidas del flujo. El módulo utilizado en el presente estudio fue el de *River* y está dada por la siguiente expresión:

$$Q_{riv} = c_{riv}(H_{riv} - B_{riv}) \quad (8)$$

Donde:

- Q_{riv} : Caudal de infiltración (m^3/s)
- c_{riv} : Conductancia del lecho del río (m^2/s)
- H_{riv} : Tirante de agua en el río (m)
- B_{riv} : Nivel del lecho del río (m)

La conductancia del lecho del río es calculada usando:

$$c_{riv} = \frac{k_{riv} w_{riv} l_{riv}}{d_{riv}} \quad (9)$$

Donde:

- k_{riv} : Conductividad hidráulica del lecho del río (LT^{-1})
- w_{riv} : Ancho del río (L)
- l_{riv} : Longitud del río en la celda que se modela (L)
- d_{riv} : Espesor de la capa de sedimentos

Ambos modelos numéricos Hydrus 2D y ModFlow requieren datos de conductividad hidráulica; inicialmente el valor adoptado fue el calculado por el software Rosetta (Schaap & Bouten, 1996) que estima los parámetros hidráulicos del suelo en base a funciones de pedotransferencia a partir de los datos de suelo determinados para Huerta Mayu cotejándolos con información de una base de datos de suelos a nivel mundial.

En el caso de Hydrus 2D, en la depresión que emula al río se aplica una condición de flujo vertical variable, numéricamente igual al caudal horizontal en el río dividido por el área mojada de la sección transversal por donde transita el agua. La expresión para determinar el flujo se detalla a continuación:

$$q = \frac{Q}{A} \quad (10)$$

Donde:

Q : Caudal circundante en el río

A : Superficie por donde circula el agua

Para el caso de ModFlow, las condiciones de borde se establecen mediante la asignación de niveles de agua en el río.

3. Resultados y Discusión

El desempeño de los dos modelos en el cálculo de la infiltración a través del suelo frente a los datos medidos se ha estudiado haciendo variar el caudal que transita por el río, y con ello, el espesor de la lámina de agua impuesta en él. La variación de caudales conforma cinco escenarios, escenarios que abarcan un caudal de 1.17 l/min hasta 1.77 l/min. Estos escenarios se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1

Definición de los escenarios de análisis para el cálculo de la recarga acumulada en el fondo del modelo físico

Parámetro	Escenario				
	1	2	3	4	5
Caudal (l/min)	1.17	1.23	1.6	1.66	1.77
Tirante de agua (cm)	1	2	3	4	5
Recarga acumulada (l)	44.25	50.85	55.91	60.52	53.9

Se puede observar que la recarga acumulada en el fondo del modelo aumenta a medida que el tirante de agua en el río incrementa (escenarios Esc). Esto indica que, a mayores niveles de agua sobre el lecho del río, la presión aumenta, favoreciendo así el proceso infiltración. Dicho efecto se puede apreciar en la Figura 4 en que para cada escenario asociado, las duplas de tirantes de agua y recarga tienen un transcurso lineal para los escenarios Esc 1 al Esc 4 mientras que para un tirante de agua de 5 cm parece decrecer la recarga. Este aspecto es analizado y discutido más adelante al valorar los resultados de la modelación matemática.

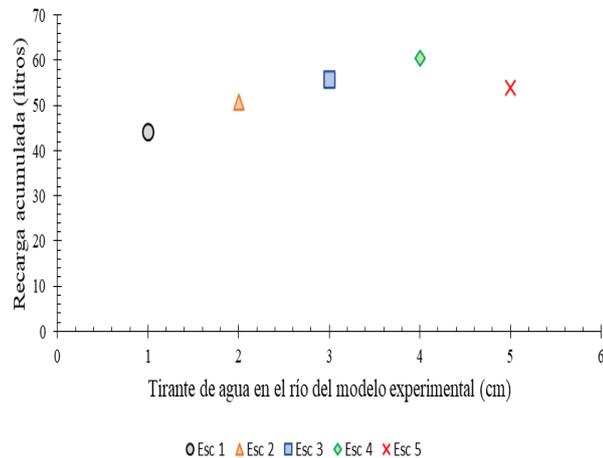


Figura 4. Incremento de la recarga con respecto al tirante de agua medidos en el modelo experimental de laboratorio.

Por otra parte, en la Figura 5 se observa la evolución del contenido de humedad del suelo a la altura de cada uno de los sensores de medición de la humedad del suelo, implementados en el modelo experimental. El primer Sensor 1 está situado a 1 cm de profundidad medido desde el lecho del río; el Sensor 2 a 4 cm; el Sensor 3 a 14 cm y el Sensor 4 a 24 cm. El contenido volumétrico de humedad en las capas inferiores es mayor a 23% mientras que la superficial tiene una humedad del 16%. Esta estratificación de la humedad del suelo es explicable pues las primeras capas de suelo quedan más expuestas a procesos de evaporación de las partículas de agua en los poros del suelo que pasan al aire por efecto de la temperatura ambiente. En la Figura 5 se observa el añadido de agua al río e inicio del proceso de infiltración del agua a partir del minuto 91. Se observa que los horizontes de suelo donde están situados los sensores registran el descenso de los frentes de humedad hasta alcanzar la saturación. A partir del minuto 250 en que cesa la alimentación de agua al río, se observa el drenaje del suelo en condición no saturada hacia el fondo del modelo. Con el transcurso de mayor tiempo se espera recuperar la condición inicial de contenido de humedad. Ese mismo patrón se observa en el suelo a la altura del Sensor 3 y el Sensor 4 pero amortiguado por las condiciones de aislamiento que les imponen los horizontes superiores.

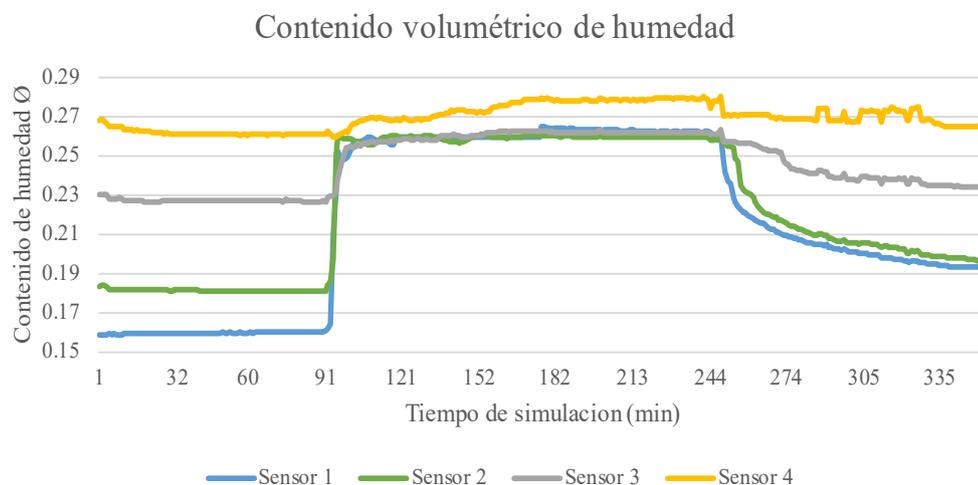


Figura 5. Curva de contenido volumétrico de humedad (observado).

A la par de lecturas de los sensores de humedad, se registraron los niveles de agua en cada uno de los seis piezómetros dispuestos en el modelo, para cada escenario. La Tabla 2 detalla los valores de nivel obtenidos para cada escenario.

Tabla 2
Niveles de agua registrados en los piezómetros del modelo

Escenario	Caudal (l/min)	Niveles de agua (cm)						Tirante de agua en el río (cm)
		P-1	P-2	P-3	P-4	P-5	P-60	
1	1.17	26.96	27.43	28.62	28.93	27.34	25.48	1
2	1.23	30.9	31.41	32.06	32.07	31.07	30.12	2
3	1.60	31.4	32.88	33.2	33.11	32.3	31.1	3
4	1.66	36.6	36.75	37.07	39.22	35.9	34.36	4
5	1.77	38.81	39.57	40.25	40.41	38.33	38.01	5

Los piezómetros P1, P2 y P3 se hallan a la izquierda del río, mientras que P4, P5 y P6 a la derecha. P3 y P4 quedan contiguos al río. La distancia medida desde el eje a cada piezómetro no es la misma a cada lado, sino que varía a fin de poder retratar la forma del abatimiento de la superficie freática. Esa disposición particular, se observa en la Figura 3. En los piezómetros centrales (P3 y P4) se observan niveles más altos de agua mientras que en los piezómetros extremos (P1 y P6) los niveles son menores, aspecto verosímil conforme deben ser las superficies equipotenciales cuando hay cedencia de agua del río hacia el acuífero. Las formas de la superficie equipotencial (la napa freática) para cada uno de los escenarios estudiados, se puede apreciar en la Figura 6.

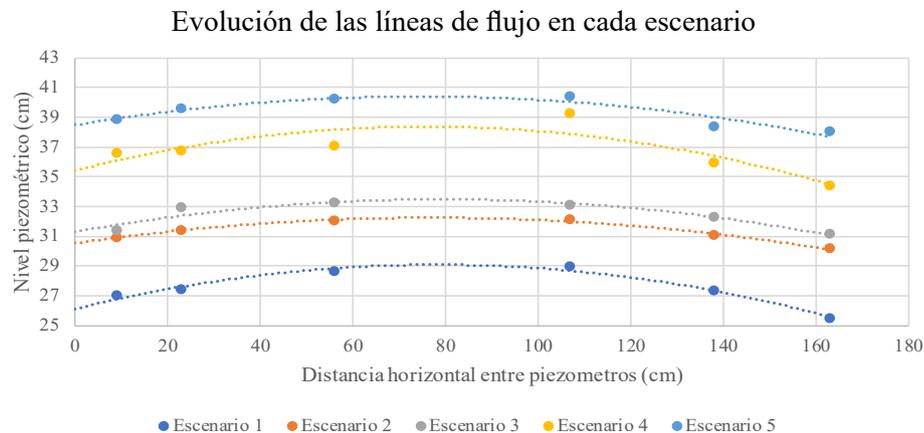


Figura 6. Evolución de las líneas equipotenciales registradas en el modelo físico de cada uno de los escenarios.

El modelo matemático Hydrus 2D fue implementado para la geometría del modelo experimental con la depresión del río, para un suelo homogéneo y con los parámetros hidráulicos antes señalados. La condición inicial de contenido de humedad fue impuesta a partir de los valores medidos en el suelo. Las condiciones de borde adoptadas son: en los extremos izquierdo, derecho y en la parte inferior del dominio son borde de no flujo.

De esta forma, se consigue que el agua infiltrada desde el río hacia el sistema subterráneo se acumule sin permitir su salida del dominio a través de los extremos. En la superficie del suelo se adoptó la condición de límite atmosférico; en el entorno del río se aplica una condición de flujo variable antes descrita. Los resultados obtenidos se detallan en la Tabla 3 para cada uno de los escenarios.

Tabla 3

Resultados de recarga acumulada de cada escenario calculada por Hydrus 2D

Escenario	Recarga acumulada (cm ²)	Recarga acumulada (cm ³)	Recarga acumulada (litros)
1	542.61	43408.8	43.41
2	634.67	50773.6	50.77
3	697.64	55811.2	55.81
4	749.7	59976	59.98
5	664.42	53153.6	53.15

Los valores de la tercera columna son el resultado de multiplicar la recarga acumulada en cm² (segunda columna), por los 80 cm del ancho del modelo físico asumiendo que esta recarga se distribuirá uniformemente en todo el modelo. En la tabla mencionada, se pueden observar que los valores de recarga acumulada en el fondo del modelo, después de 65 minutos, muestran una similitud notable con los valores de recarga medidos en el modelo experimental.

Esta concordancia permite corroborar la validez de la ecuación de Richards y el método de van Genutchen y de Maulen, implementados en Hydrus 2D, para simular el tránsito de frentes de humedad y de saturación en el suelo de Huerta Mayu y predecir la recarga hacia el acuífero.

Con el fin de conocer la trayectoria que podrían rastrear distintas partículas en el modelo numérico. Se insertaron cuatro partículas sobre el lecho del río, con el propósito de estudiar su tránsito en el medio poroso al influjo del agua. En la Figura se observa estas cuatro partículas. Las partículas centrales siguen un movimiento predominantemente vertical mientras que las partículas dispuestas cerca a los taludes del río tienen un transcurso más bien predominantemente horizontal. Este resultado proporciona pauta para esbozar la posibilidad de intercambio de agua y solutos entre el río Rocha y el acuífero freático de Huerta Mayu.

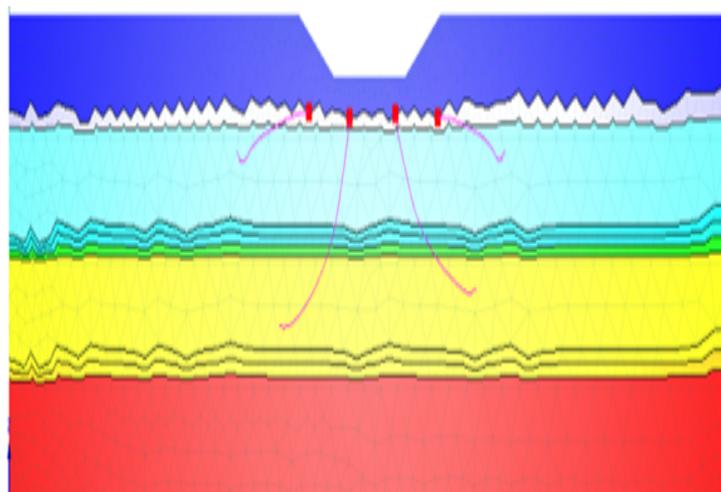


Figura 7. Trayectorias de partículas implementadas debajo del lecho del río del modelo numérico.

Por otra parte, la Tabla 4 presenta los resultados del cómputo que realiza ModFlow en términos de volumen de agua proveniente del río llega al fondo del modelo experimental. Es importante notar que la esa recarga aumenta a medida que el tirante de agua en el río también incrementa, en razón de que mayor presión favorece la infiltración.

Tabla 4

Resultados de recarga acumulada de cada escenario calculadas por Visual Modflow

Escenario	Recarga medida en fondo del modelo experimental	
	(m ³)	(litros)
1	0.00193	1.93
2	0.00367	3.67
3	0.00551	5.51
4	0.00314	3.14
5	0.00112	1.12

Este patrón se observa hasta el escenario tres (Esc 3). A partir del escenario cuatro (Esc 4 y Esc 5) se produce una disminución en la recarga. Esto se explica porque el agua en los piezómetros P3 y P4 ascienden por la mayor cantidad de agua fluyente y se sitúa a mayor nivel que el lecho del río, pero por debajo del nivel del espejo de agua en el río; por lo tanto, la presión que promovía la infiltración disminuye incidiendo en la reducción en la recarga. Este aspecto se detecta en el modelo experimental (Tabla 2), en los resultados de Hydrus 2D (Tabla 3) y el presente Modflow (Tabla 4).

La Tabla 5 presenta la comparación del valor de la recarga obtenida, para los cinco escenarios, en el modelo experimental, Hydrus 2D y Modflow.

Tabla 5

Resultados del modelo físico frente a los modelos numéricos

Escenario	Recarga acumulada (litros)		
	Modelo experimental	Hydrus 2D	Visual ModFlow
1	44.25	43.41	1.93
2	50.85	50.77	3.67
3	55.91	55.81	5.51
4	60.52	59.98	3.14
5	53.9	53.15	1.12

Se observa muy buena concordancia entre valores de recarga registrados en el modelo experimental con los calculados por Hydrus 2D; el coeficiente de correlación entre ambos es de 0.998. Este aspecto contrasta con los resultados proporcionados por ModFlow que se muestran muy alejados de los medidos.

El buen desempeño de Hydrus 2D se atribuye a la fortaleza de su enfoque conceptual válido para flujo saturado y no saturado en el suelo, aplicable a pequeña, como el caso del modelo experimental, y a mayor escala. ModFlow utiliza la ecuación de Darcy con la asunción de que ocurre flujo saturado. Adopta el concepto de conductancia del lecho del río como medida de cuánta agua llega al acuífero. Esta conductancia resulta de multiplicar la conductividad hidráulica por las dimensiones de las celdas del dominio en Diferencias Finitas, aspecto que puede no ser el apropiado a pequeña escala como el del modelo experimental sino valedero para dominios de mayor amplitud, en que las dimensiones de la geometría de las celdas pierdan significancia ante una escala mayor. Por lo tanto, la conductancia pudiera ser un parámetro adicional de calibración de ModFlow.

4. Conclusiones

El modelo experimental construido en el Laboratorio de Hidráulica, a pesar de sus dimensiones reducidas, se ha mostrado útil para visualizar la interacción entre el río y las capas del material subyacente, incluyendo el percibir el flujo saturado y no saturado en el suelo, ayudando a entender de mejor manera como el cambio en los niveles de agua del río impacta en los procesos de infiltración.

Hydrus 2D se constituye en un recurso muy valioso y sólido para simular la dinámica del flujo de agua en un suelo típico de Huerta Mayu, tanto para condición saturada como no saturada, a escala de laboratorio y de campo. En el caso de ModFlow, se ha comprobado que sus resultados difieren de los observados atribuyéndose a la asunción de flujo completamente saturado mientras que en el modelo experimental existen sectores cercanos al lecho del río en condición no saturada. Adicionalmente, el parámetro conductancia del módulo River puede no describir completamente la interacción río – lecho - acuífero. Se ha comprobado que la respuesta de ModFlow se acerca más a los datos observados cuando se efectúa un proceso de calibración de la conductancia.

En vista de los resultados alcanzados, se recomienda que el Hydrus 2D sea considerado para estudiar los procesos de interacción acuífero – río que se desarrollen en el Valle de Cochabamba y otras zonas similares.

Agradecimientos

Se agradece al Laboratorio de Hidráulica de la Facultad de Ciencias y Tecnología de la Universidad Mayor de San Simón quién brindó todo su apoyo para la realización de este estudio.

5. Referencias bibliográficas

- Bravo, E., & Montoya, S. (2016). *Manual de Modelamiento Numérico con MODFLOW*. Lima: GidaHatari.
- Devices, D. (2024). *EC5 Soil Moisture Smart Sensor Specifications*. OnSet Computer Corporation.
- Freeze, A., & Cherry, J. (1979). *Groundwater*. New Jersey, USA: Prentice-Hall.
- Ghysels, G., Veliz, G., & Huysmans, M. (2019). A modified approach for modelling river-aquifer interaction of gaining rivers in MODFLOW, including riverbed heterogeneity and river bank seepage. *Hydrogeology Journal*, 1851 - 1863.
- Mawell, R., Kollet, S., Condon, L., Smith, S., Woodward, C., Falgout, R., . . . Kulkarni, K. (2024). *ParFlow User's Manual*. Integrated GroundWater Modeling Center.
- McDonald, M. G., & Harbaugh, A. W. (1983). *A modular three-dimensional finite difference groundwater flow model*. U. S. Geological Survey.
- McDonald, M., & Harbaugh, A. (2003). The history of MODFLOW. *Groundwater*, 280 - 283.
- Neitsch, S., Arnold, J., Kinirv, J., & Williams, J. (2013). *Soil and Water Assessment Tool - Theoretical Documentation*. Texas: Grassland, soil and water Research Laboratory.

- Niirwotieet, R., Prudic, D., & Repair, R. (2006). *Documentation of the Unsaturated-Zone Flow (UZFI)*. Book 6, U. S. Geological Service.
- Renner, S., & Velasco, C. (2000). *Geología e hidrogeología del Valle Central de Cochabamba*. Cochabamba: Boletín Nro 34 del Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Richards, L. (1931). Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, 318 - 333.
- Schaap, M., & Bouten, W. (1996). Modeling water retention curves of sandy soils using neural network. *Water Resources*, 3033 - 3040.
- Šejna, M., Simunek, J., & van Genuchten, T. (2014). *The HYDRUS Software package for simulating the two and three dimensional movement of water, heat and multiple in variably - saturated porous media*. Prague, Czech Republic: PC Progress.
- Solinst. (2024). *Solinst Levellogger 5*. Georgetown, Canada.
- Troch, P., Berne, A., Bogaart, P., Harman, C., Hilberts, A., Lyon, S., . . . Verhoest, N. (2013). The importance of hydraulic groundwater theory in catchment hydrology: The legacy of Wilfried Brutsaert and Jean Yves Parlange. *Water Resources Research Vol 49*, 5099 - 5116.
- van Genuchten, M. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal*, 892 - 898.