

Jornadas de Automática

Modelo de balance hídrico multicapa: validación frente a HYDRUS-1D y datos reales

Alejandro Ruiz-Hermo^{a,*}, Luis Orihuela^{a,b}, Erid Pacheco^c, Luis Miranda Enamorado^d

^aCentro de Investigación en Tecnología, Energía y Sostenibilidad, Universidad de Huelva, 21819, Huelva, España.

^bDepartamento de Ingeniería Electrónica, Sistemas Informáticos y Automática, Universidad de Huelva, 21007, Huelva, España

^cDepartamento de Ingeniería, Universidad Loyola Andalucía, 41704, Dos Hermanas (Sevilla), España.

^dInstituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera (IFAPA), Finca Experimental El Cebollar, Moguer (Huelva), España.

To cite this article: Ruiz-Hermo, A., Orihuela, L., Pacheco, E., Miranda, L., 2026. Multilayer Water Balance Model: Validation against HYDRUS-1D and Real Data. *Jornadas de Automática*, 47.
<https://doi.org/10.17979/ja-cea.2026.47.13771>

Resumen

Este trabajo presenta una metodología de modelado multicapa para la simulación de la dinámica hídrica en suelos no saturados, orientada a mantener un balance conservativo y reducir el coste computacional frente a modelos continuos basados en la ecuación de Richards. El modelo incorpora infiltración, evaporación, redistribución capilar, transpiración y drenaje gravitatorio mediante un esquema explícito de integración temporal. La validación técnica se realiza mediante comparación con HYDRUS-1D, simulando un ciclo completo de cultivo de fresa durante 120 días, bajo idénticos forzamientos y parámetros hidráulicos. Los resultados muestran una elevada concordancia dinámica, alcanzando un RMSE = 1,71 mm y una reducción del tiempo de cálculo superior al 93 %. Posteriormente, la metodología se evalúa experimentalmente durante abril de 2026 en una plantación de fresa bajo invernadero en Moguer (Huelva), utilizando medidas reales de humedad del suelo a distintas profundidades. Los resultados obtenidos muestran una buena capacidad predictiva del modelo, alcanzando un RMSE = 5,11 % VWC y un índice de Willmott $d_w = 0,821$ para el perfil acumulado.

Palabras clave: Modelización y control de la agricultura, Agricultura de precisión, Formulación de modelos y diseño de experimentos, Validación de modelos, Simulación

Multilayer Water Balance Model: Validation against HYDRUS-1D and Real Data

Abstract

This paper presents a multi-layer modelling methodology for simulating water dynamics in unsaturated soils, designed to maintain a conservative balance and reduce computational costs compared to continuous models based on Richards' equation. The model incorporates infiltration, evaporation, capillary redistribution, transpiration and gravitational drainage using an explicit time integration scheme. Technical validation is carried out by comparison with HYDRUS-1D, simulating a complete 120-day strawberry growing cycle under identical forcing conditions and hydraulic parameters. The results show high dynamic agreement, achieving an RMSE = 1.71 mm and a reduction in computation time of over 93 %. Subsequently, the methodology was experimentally evaluated in April 2026 at a greenhouse strawberry plantation in Moguer (Huelva), using actual soil moisture measurements at different depths. The results obtained demonstrate the model's good predictive capability, achieving an RMSE = 5.11 % VWC and a Willmott index $d_w = 0.821$ for the cumulative profile.

Keywords: Modeling and control of agriculture, Precision farming, Model formulation, experiment design, Model validation, Simulation

*Autor para correspondencia: alejandro.hermo@pi.uhu.es
Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0 International (CC BY-NC-SA 4.0)

1. Introducción

La gestión eficiente de los recursos hídricos en la agricultura se ha convertido en uno de los principales desafíos a nivel global, debido a la creciente y cada vez más generalizada escasez de agua. En este contexto, nace la necesidad de encontrar métodos con los que optimizar dicha gestión, siendo la automatización del riego mediante sistemas de control una de las herramientas más prometedoras para llevar a cabo esta misión (Bwambale et al., 2022). Aunque los sistemas tradicionales de control de riego siguen esquemas temporales o por histéresis (Orihuela et al., 2025), pueden alcanzarse resultados más eficientes cuando se emplean esquemas predictivos que explotan el conocimiento de un modelo de dinámica de agua en suelo (Cáceres et al., 2023).

Desde el punto de vista de la física, el modelo clásico se presenta a través de la ecuación de Richards (Richards, 1931), ecuación diferencial en derivadas parciales que necesita de funciones altamente no lineales para describir la conductividad hidráulica del suelo. La resolución de la ecuación puede y se aborda mediante métodos numéricos en simuladores, obteniéndose resultados bastante precisos con respecto a la realidad (Tárník and Igaz, 2017); sin embargo, la complejidad matemática del problema hace que estos algoritmos resulten computacionalmente costosos y difíciles de explorar en un esquema de control.

Una forma alternativa de modelado es la propuesta por la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO) (Allen et al., 1998), muy enfocada para su uso agronómico, aunque simplifica procesos como el drenaje y la capilaridad, y omite aspectos como la dinámica espacial y la distribución radicular.

Este trabajo propone un modelo dinámico de balance de la reserva de agua acumulada en capas a diferentes profundidades de un perfil unidimensional de suelo. Aunque el modelo se formula en términos agronómicos como precipitación, riego, o evapotranspiración, tiene en cuenta aspectos hidrológicos complejos, tales como la evaporación y la capilaridad, o la transpiración en función de la densidad radicular. El modelo propuesto presenta dos ventajas principales: por una parte, mantiene la inspiración agronómica de la FAO, facilitando su transferencia al sector; por otro, alcanza una elevada precisión en comparación con los resultados obtenidos a partir de la ecuación de Richards, pero disminuyendo drásticamente los requisitos computacionales.

La siguiente sección presenta el marco teórico del problema. En la Sección 3 se detalla el modelo propuesto y sus ecuaciones constitutivas. En la Sección 4 se describe la validación del modelo frente a HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2012), un software estándar en investigación hidrológica que permite resolver numéricamente la ecuación de Richards, y con datos experimentales de campo. En la Sección 5 se presentan y discuten los resultados obtenidos. Finalmente, en la Sección 6 se recogen las principales conclusiones de este trabajo.

2. Marco Teórico

El movimiento del agua en un perfil de suelo poroso no saturado se describe, en esencia, a partir de la combinación de la ley de Darcy-Buckingham para el flujo hidráulico y el

principio de conservación de la masa (Richards, 1931). Bajo un sistema de referencia unidimensional vertical donde la cota z se define como positiva hacia abajo, el potencial hidráulico total se expresa como $\phi = \psi - z$, donde ψ representa la carga de presión matricial debida a la capilaridad y la absorción de la matriz del suelo. La combinación de esta relación con la ecuación de continuidad conduce a la forma estándar de la ecuación de Richards,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} - 1 \right) \right] - S(z, t), \quad (1)$$

donde θ es el contenido volumétrico de agua ($[L^3 \cdot L^{-3}]$), $K(\theta)$ es la función de conductividad hidráulica no saturada ($[L \cdot T^{-1}]$) y $S(z, t)$ representa los términos sumidero asociados a la extracción biológica radicular ($[L^3 \cdot L^{-3} \cdot T^{-1}]$). Para asegurar la unicidad de las soluciones de (1), se imponen condiciones de contorno tipo Neumann para el flujo hidráulico $q \equiv K(\theta)(\partial \psi / \partial z - 1)$ en la superficie y en el límite inferior. Esta ecuación en derivadas parciales es altamente no lineal debido a la dependencia de K y ψ respecto a θ (ver subsección siguiente), así como por la naturaleza del término sumidero $S(z, t)$ (Šimůnek et al., 2012), lo que se traduce en una elevada carga computacional al resolverse mediante métodos numéricos como elementos finitos o diferencias finitas.

2.1. Propiedades Hidráulicas y Disponibilidad Hídrica

La dinámica del agua en la matriz del suelo se describe a través del contenido volumétrico de agua (θ , expresado en % VWC), el cual representa la fracción de volumen ocupada por la fase líquida respecto al volumen total del medio poroso. Para parametrizar matemáticamente las curvas de retención y obtener los valores de estados hidrológicos críticos, a saber, la saturación (θ_{ST}), capacidad de campo (θ_{FC}), punto de marchitez permanente (θ_{WP}) y contenido hídrico residual (θ_{RS}), se emplean habitualmente modelos analíticos clásicos como los de Brooks and Corey (1964) y van Genuchten (1980).

A partir de estos estados, se puede modelar la carga de presión matricial $\psi(\theta) = -\alpha^{-1}(S_e^{-1/m} - 1)^{1/n}$, donde $S_e = (\theta - \theta_{RS})/(\theta_{ST} - \theta_{RS})$ es la saturación efectiva del medio y α, n, m son parámetros de ajuste. Por otra parte, la conductividad hidráulica no saturada se puede modelar según $K(\theta) = K_{sat} S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2$, donde K_{sat} es la conductividad hidráulica saturada.

2.2. Del Modelo Continuo al Balance Compartimentado

Se define el contenido o reserva hídrica total $\Theta(t)$ en el instante de tiempo t como toda el agua que hay contenida en el suelo, es decir,

$$\Theta(t) = \int_{z_0}^{z_{tot}} \theta(z, t) dz, \quad (2)$$

donde z_0, z_{tot} definen las cotas límites del suelo. Este contenido hídrico, obtenido a partir de la variable continua $\theta(z, t)$, permitirá evaluar posteriormente la precisión del modelo de reserva compartimentado.

3. Metodología: Modelado de la reserva por capas

En esta sección se presenta un modelo de balance en tiempo discreto para una variable de reserva hídrica por capas, que mide cuánta agua hay disponible en una sección del suelo. Este modelo, en vez de estar basado en una discretización de la ecuación de Richards, tiene una inspiración agronómica similar a los propuestos por FAO.

Así, R_i^k denota la reserva en el instante de tiempo k y la evolución de ésta se obtiene según,

$$R_i^{k+1} = R_i^k + U_i^k - E_i^k - T_i^k + D_{i-1}^k - D_i^k + C_i^k - C_{i-1}^k. \quad (3)$$

Los términos del miembro derecho de la ecuación representan los cambios en la reserva ($[L]$) de la capa i , que se ilustran vectorialmente en el esquema conceptual de la Figura 1. A saber,

- U_i^k representa la entrada por infiltración en el instante k . Se asume que solo la capa superficial recibe agua por infiltración, por lo que $U_i^k = 0, \forall k, \forall i > 1$, con $U_1^k = P^k + I^k$, siendo P^k la precipitación total e I^k el riego aplicado desde el instante k a $k + 1$.
- E_i^k define la extracción por evaporación sobre el compartimento i desde el instante k a $k + 1$, siendo, para ese tiempo, $E^k = \sum_i E_i^k$ la evaporación total.
- T_i^k define la extracción radicular debido a la transpiración del cultivo en la capa i desde el instante k a $k + 1$.
- D_{i-1}^k y D_i^k corresponden al drenaje gravitatorio entrante (desde la capa $i - 1$) y saliente (hacia la capa $i + 1$), respectivamente, desde el instante k a $k + 1$.
- C_i^k y C_{i-1}^k representan la redistribución capilar ascendente entrante (desde la capa $i + 1$) y saliente (hacia la capa $i - 1$), respectivamente, desde el instante k a $k + 1$.

La ecuación (3) extendida a todo el sistema, da lugar al siguiente sistema de ecuaciones diferenciales acopladas,

$$\begin{cases} R_1^{k+1} = R_1^k + [P^k + I^k] - E_1^k - D_1^k - T_1^k + C_1^k, \\ R_i^{k+1} = R_i^k + D_{i-1}^k - D_i^k - E_i^k - T_i^k + C_i^k - C_{i-1}^k, \\ R_N^{k+1} = R_N^k + D_{N-1}^k - D_N^k - E_N^k - T_N^k - C_{N-1}^k, \end{cases} \quad (4)$$

con $i \in \{2, \dots, N - 1\}$.

3.1. Discretización Espacial y Definición de Estados

Desde la perspectiva de la teoría de sistemas, el estado del suelo en cualquier instante queda caracterizado de forma compacta mediante el vector de estado,

$$\mathbf{R}^k = [R_1^k, R_2^k, \dots, R_N^k]^T. \quad (5)$$

El espacio físico se representa mediante una malla unidimensional orientada positivamente hacia el interior del suelo ($z \geq 0$). El contorno superior se fija en z_0 ($[L]$) ($z_0 = 0$ en la superficie), y el límite inferior físico se denota como $z_N = z_{\text{tot}}$ ($[L]$). Cada capa $i \in \{1, \dots, N\}$ queda delimitada geométricamente entre las cotas de profundidad z_{i-1} y z_i , definiendo un espesor de capa $\Delta z_i = z_i - z_{i-1}$ ($[L]$).

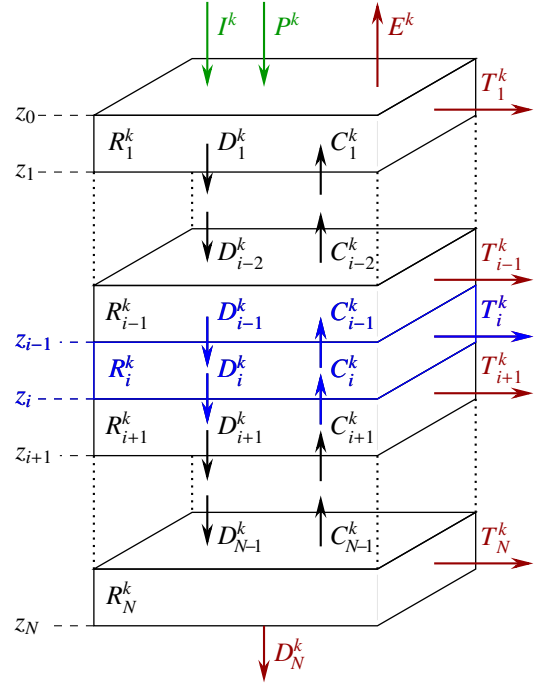


Figura 1: Esquema del modelo de balance hídrico multicapa, en un instante k . En azul se resaltan las variables de estado y flujos directos que afectan a una capa genérica i . En verde se indican los aportes externos positivos al sistema global, y en rojo las extracciones y pérdidas.

Los estados hidrológicos de cada capa i , tales como saturación ($\theta_{\text{ST},i}$), capacidad de campo ($\theta_{\text{FC},i}$), marchitez permanente ($\theta_{\text{WP},i}$) y contenido hídrico residual ($\theta_{\text{RS},i}$), se integran en el modelo compartimentado a través reservas específicas para estos estados, que se definen mediante $R_{\alpha,i} = \theta_{\alpha,i} \cdot \Delta z_i$, donde el índice $\alpha \in \{\text{ST}, \text{FC}, \text{WP}, \text{RS}\}$ representa el estado hidrológico correspondiente.

Nota. La ecuación de Richards se resuelve mediante elementos finitos, y para la convergencia y estabilidad, puede requerir una discretización temporal pequeña y adaptativa. Sin embargo, el modelo propuesto es un modelo de balance en tiempo discreto que opera a una tasa de muestreo mayor, siendo ésta la principal razón de la disminución de las necesidades computacionales.

3.2. Componentes del balance de agua en el suelo

A continuación, se describe la formulación de los distintos términos que integran el balance de masas discretizado de la ecuación (4), responsables de la evolución temporal de la reserva de agua en el perfil del suelo.

3.2.1. Evaporación Superficial (E_i)

La evaporación real del sistema se calcula limitando la demanda evaporativa potencial total E_{pot}^k ($[L]$), definida desde el instante k a $k + 1$, cuyo cálculo se detalla en la Sección 4.3, mediante una función de redistribución lineal entre las capas de la zona de evaporación activa $z_e > 0$ ($[L]$).

Definimos el coeficiente geométrico $f_{e,i}$ que representa la fracción de la capa i contenida dentro del límite de evaporación superficial z_e ,

$$f_{e,i} = \begin{cases} 0, & z_{i-1} \geq z_e \\ \frac{z_e - z_{i-1}}{\Delta z_i}, & z_{i-1} < z_e < z_i \\ 1, & z_i \leq z_e \end{cases}$$

La evaporación se distribuye entre las capas afectadas según el coeficiente geométrico y en proporción al agua disponible por encima del punto residual,

$$E_i^k = \lambda_E \cdot \frac{f_{e,i} \cdot \max(0, R_i^k - R_{RS,i})}{\sum_{m=1}^N f_{e,m} \cdot \max(0, R_m^k - R_{RS,m})} \cdot E_{\text{pot}}^k \quad (6)$$

siendo λ_E un factor de escala empírico adimensional, que busca ajustar la evaporación en situaciones donde ésta se ve reducida sustancialmente, como es el caso de encontrarse el cultivo en invernadero (Huang et al., 2020).

3.2.2. Redistribución Capilar (C_i)

Limitar la evaporación a la humedad superficial sin comunicación vertical induce un secado artificial de los nodos superiores (Liang et al., 1996). Para mitigar esta deficiencia, este modelo incorpora un mecanismo de redistribución capilar. El flujo capilar potencial ascendente C_i^k entre una capa $i + 1$ y una capa superior i se activa únicamente ante un gradiente de reservas positivo hacia la superficie,

$$C_i^k = \gamma \cdot \max\left(0, R_{i+1}^k - R_i^k \cdot \frac{\Delta z_{i+1}}{\Delta z_i}\right), \quad (7)$$

donde γ es el coeficiente de difusión capilar adimensional, e indica la velocidad de transferencia entre capas. Fuera de la zona de evaporación, el predominio del drenaje gravitatorio anula de forma natural este gradiente, por lo que el flujo capilar neto se reduce a cero de manera nativa.

3.2.3. Transpiración y Extracción Radicular (T_i)

La extracción de agua inducida por las raíces se distribuye verticalmente según el crecimiento y presencia del sistema radicular, delimitado por la profundidad activa instantánea z_r^k ([L]). El modelo emplea una adaptación del modelo macroscópico de Feddes (Feddes et al., 1978), donde la demanda de transpiración potencial de la planta T_{pot}^k ([L]), definida desde el instante k a $k + 1$, detallada en la Sección 4.3, se reduce capa a capa mediante un coeficiente de estrés hídrico lineal α_i adimensional,

$$\alpha_i = \begin{cases} 0, & R_i^k \leq R_{WP,i} \\ \frac{R_i^k - R_{WP,i}}{\text{TAW}_i}, & R_{WP,i} < R_i^k < R_{FC,i} \\ 1, & R_i^k \geq R_{FC,i} \end{cases} \quad (8)$$

donde, la capacidad total de agua disponible para la planta (TAW) (Allen et al., 1998), en cada compartimento se expresa como $\text{TAW}_i = R_{FC,i} - R_{WP,i}$.

La presencia efectiva de raíces en cada estrato se determina mediante la fracción geométrica de ocupación de la capa dentro de la zona radicular activa,

$$f_{r,i} = \begin{cases} 0, & z_{i-1} \geq z_r^k \\ \frac{z_r^k - z_{i-1}}{\Delta z_i}, & z_{i-1} < z_r^k < z_i \\ 1, & z_i \leq z_r^k \end{cases}$$

La tasa de transpiración real asignada a cada compartimento se calcula mediante la ponderación conjunta del estrés y la densidad de raíces,

$$T_i^k = \lambda_T \cdot \frac{f_{r,i} \cdot \alpha_i}{\sum_{m=1}^N f_{r,m} \cdot \alpha_m} \cdot T_{\text{pot}}^k, \quad (9)$$

siendo λ_T un factor de escala empírico adimensional.

3.2.4. Drenaje Gravitatorio Descendente (D_i)

Cuando la reserva hídrica de un compartimento supera su límite de retención por capacidad de campo ($R_i^k > R_{FC,i}$), se activa un flujo de drenaje vertical descendente D_i^k , entre una capa i y una capa inferior $i + 1$, gobernado por el potencial gravitatorio. Este flujo se modela mediante una relación exponencial que simula el vaciado de los macroporos del medio poroso, y que se diferencia del modelo de Raes et al. (2012) en que el drenaje se anula a reserva cero,

$$D_i^k = d_{FC} \cdot \frac{\exp(aR_i^k) - 1}{\exp(aR_{FC,i}) - 1}, \quad (10)$$

donde d_{FC} , drenaje a capacidad de campo, y a son parámetros de ajuste.

Para el nodo terminal ($i = N$), el flujo saliente D_N^k abandona libremente el dominio discreto y representa físicamente la pérdida por drenaje profundo global del sistema.

3.3. Parámetros del modelo

Entre los parámetros del modelo, se distinguen aquellos que pueden obtenerse de manera experimental a partir de la caracterización hidráulica del suelo y aquellos que se emplean como parámetros de ajuste, a saber

- **Parámetros físicos de entrada:** contenidos de agua volumétricos a saturación (θ_{ST}), capacidad de campo (θ_{FC}), punto de marchitez permanente (θ_{WP}) y humedad residual (θ_{RS}).
- **Parámetros de calibración:** factores de escala (λ_E , λ_T) para la evapotranspiración, coeficiente de redistribución capilar (γ) y parámetros del drenaje (d_{FC} , a).

Los parámetros de calibración pueden ajustarse mediante técnicas habituales de identificación de sistemas, optimización o calibración basada en datos.

4. Medición y Configuración Experimental

4.1. Escenario I: Validación Técnica frente a HYDRUS-1D

Para evaluar la consistencia del balance de masa y el rendimiento computacional, se confronta el modelo propuesto con HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2012), estándar que resuelve la ecuación de Richards mediante elementos finitos. Ambos modelos se someten a idénticos forzamientos y entradas de riego, comparando la evolución temporal de la reserva total de agua en el perfil (R_{tot}).

4.2. Escenario II: Instrumentación de Campo

La validación experimental utiliza datos reales de un cultivo de fresa en invernadero, donde la cubierta estructural anula la precipitación directa ($P = 0$). El aporte hídrico se gestiona mediante una red de riego por goteo. La humedad se monitorea mediante una sonda de capacitancia *Sentek TriScan*, configurada con un intervalo de muestreo de 10 minutos y sensores a profundidades de 0,10, 0,20 y 0,30 m. Cada nodo registra el contenido volumétrico de agua (% VWC) integrando una respuesta dieléctrica en un volumen de influencia espacial de 0,060 m de radio y 0,105 m de extensión vertical.

4.3. Forzamientos del Sistema

Las series meteorológicas horarias para la precipitación P y para la evapotranspiración de referencia ET_0 se obtienen de Open-Meteo. Siguiendo el criterio FAO (Allen et al., 1998), se desacoplan las demandas potenciales de evaporación E_{pot} y transpiración T_{pot} , interpolándolas al paso temporal del modelo. El riego I se obtiene con un controlador por histéresis para el Escenario I, y de las medidas del contador de volumen de agua instalado en el Escenario II. Los datos están disponibles en (Ruiz-Hermo, 2026).

4.4. Operador del Sensor Virtual

Para transformar las reservas hídricas simuladas R_i^k en contenidos volumétricos comparables con la sonda, se diseñó un operador geométrico basado en el rango de medición de cada nodo. Cada sensor j queda definido por su cota central $z_{sens,j}$ y su espesor de influencia vertical $H_{sens,j}$, entre las cotas superior $z_{sup,j} = z_{sens,j} - H_{sens,j}/2$ e inferior $z_{inf,j} = z_{sens,j} + H_{sens,j}/2$. La fracción de ocupación $f_{s,i,j}$ de la capa i dentro del rango de influencia del sensor j es

$$f_{s,i,j} = \max(0, \min(z_i, z_{inf,j}) - \max(z_{i-1}, z_{sup,j})) \cdot (\Delta z_i)^{-1},$$

donde z_i y z_{i-1} son los límites espaciales del nodo de simulación. Integrando el agua retenida en dicho espesor se obtiene el contenido volumétrico virtual equivalente,

$$\theta_{virt,j}^k = (H_{sens,j})^{-1} \cdot \sum_{i=1}^N R_i^k f_{s,i,j}$$

5. Resultados y Discusión

5.1. Criterios Estadísticos de Evaluación

La precisión predictiva se cuantifica mediante el error cuadrático medio (RMSE), que mide la magnitud de las desviaciones,

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{K_v} \sum_{k=1}^{K_v} (O_k - S_k)^2},$$

siendo O_k y S_k los valores observados (o en su defecto, los valores obtenidos por el simulador numérico de referencia) y simulados con el modelo propuesto, respectivamente. Complementariamente, se emplea el índice de concordancia de Willmott (d_w) (Willmott, 1981) para evaluar la fidelidad en la respuesta dinámica ante pulsos de riego,

$$d_w = 1 - \frac{\sum_{k=1}^{K_v} (S_k - O_k)^2}{\sum_{k=1}^{K_v} (|S_k - \bar{O}| + |O_k - \bar{O}|)^2},$$

donde $\bar{O}$ es la media de las observaciones. Este indicador adimensional varía entre 0 (ausencia de concordancia) y 1 (ajuste perfecto).

5.2. Validación Técnica: Evaluación frente a HYDRUS-1D

El modelo se evaluó en una malla de $N = 45$ capas con $\Delta z_i = 8,9$ mm ($z_{tot} = 400$ mm). A causa de que, ante un mallado uniforme de esa escala, HYDRUS-1D presentaba inestabilidades numéricas durante eventos de riego en condiciones de suelo seco, se definió una malla no uniforme y

de mayor profundidad tal que $\Delta z_i = 2$ mm, $i = 1, \dots, 50$; $\Delta z_i = 5$ mm, $i = 51, \dots, 90$; $\Delta z_i = 10$ mm, $i = 91, \dots, 260$, para un total ($z_{tot} = 2000$ mm).

Se simuló un ciclo de fresa de 120 días que abarcó todas las fases fenológicas del cultivo utilizando idénticos parámetros y entradas. Los parámetros físicos son $\theta_{ST} = 0,3900$, $\theta_{FC} = 0,2772$, $\theta_{WP} = 0,1108$, $\theta_{RS} = 0,1000$, y los parámetros de calibración son $\lambda_E = \lambda_T = 1$, $\gamma = 0,04$, $d_{FC} = 0,0205$ y $a = 3,7$. Cabe mencionar que los parámetros de calibración se han ajustado de forma manual a partir del conjunto completo de datos. En consecuencia, una mejora natural consiste en incorporar técnicas formales de calibración y validación con datos independientes, a fin de aumentar la robustez predictiva del modelo.

Como muestra la Figura 2, la formulación simplificada replicó fielmente la dinámica de vaciado del perfil, confirmando la conservación de la masa. Se registró un RMSE = 1,71 mm, demostrando que el esquema numérico no introduce oscilaciones. En cuanto al rendimiento computacional, el modelo propuesto tardó solo 6,32 s en completar la simulación frente a los 93,623 s de HYDRUS-1D, lo que supone un algoritmo aproximadamente 15 veces más rápido y un ahorro del 93,25 % en el tiempo de cómputo. Ambas secuencias de simulación se resolvieron ejecutadas en un procesador Intel® Core™ i5 a 2.5 GHz provisto de 32 GB de RAM.

5.3. Validación Experimental: Evaluación con Datos Reales

La validación experimental se realizó con registros reales de campo recopilados entre el 25 de marzo y el 4 de mayo de 2026 (40 días), empleando un muestreo $\Delta t = 600$ s. El simulador se configuró con $N = 40$ capas de $\Delta z_i = 0,01$ m ($z_{tot} = 0,40$ m) bajo la hipótesis de suelo homogéneo ($\theta_{ST} = 0,3700$, $\theta_{FC} = 0,2700$, $\theta_{WP} = 0,1500$, $\theta_{RS} = 0,1200$, $\lambda_E = 0,25$, $\lambda_T = 0,85$, $\gamma = 0,000008$, $d_{FC} = 0,035$ y $a = 3$).

Como muestra la Figura 3, la capacidad predictiva del modelo decrece con la profundidad al comparar las sondas a 0,10 m (RMSE = 1,77 % VWC, $d_w = 0,920$), 0,20 m (RMSE = 2,60 % VWC, $d_w = 0,663$) y 0,30 m (RMSE = 3,42 % VWC, $d_w = 0,530$). Este desajuste en profundidad se atribuye a subestimar la no homogeneidad real del suelo. No obstante, la respuesta global acumulada retiene una notable robustez (RMSE = 5,11 % VWC, $d_w = 0,821$), asumiendo las inevitables desviaciones derivadas de las aproximaciones en la estimación del riego, la simplificación paramétrica y el cálculo indirecto de la evapotranspiración.

6. Conclusiones

En este trabajo se ha propuesto y evaluado un modelo multicapa para la simulación de la dinámica hídrica en suelos no saturados, diseñado para preservar el balance de masa y reducir significativamente el coste computacional respecto a formulaciones basadas en la ecuación de Richards.

La validación del modelo frente a HYDRUS-1D confirma que el esquema compartimentado preserva la integridad del balance de masa con una precisión de 1,71 mm, reduciendo los tiempos de ejecución en más de un 93 %, posicionando al modelo como una alternativa eficiente frente a la resolución directa de la ecuación de Richards.

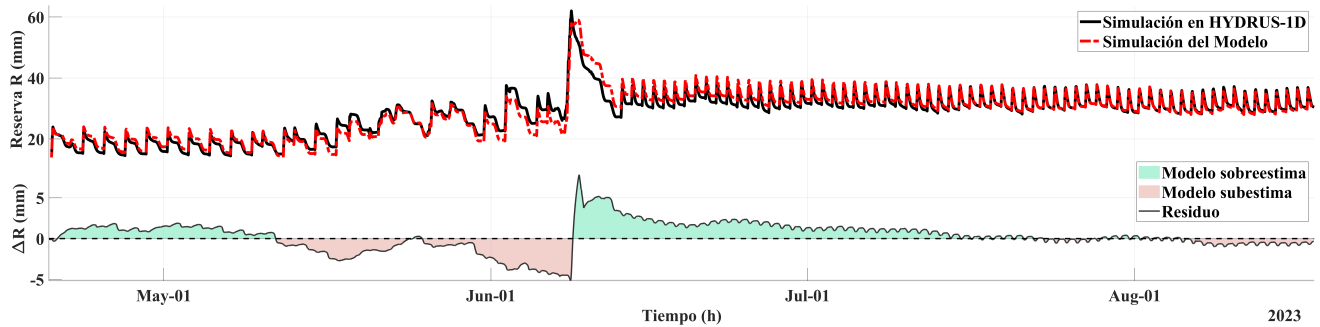


Figura 2: Valores de Reserva Hídrica (arriba) y Comparativa (abajo) de los resultados del Modelo de Reserva a capas con la simulación en HYDRUS-1D del Escenario I, mediante el RMSE, en promedio, $RMSE=1,71$ mm. Simulación de cultivo de fresa (120 días) bajo idénticos parámetros y entradas.

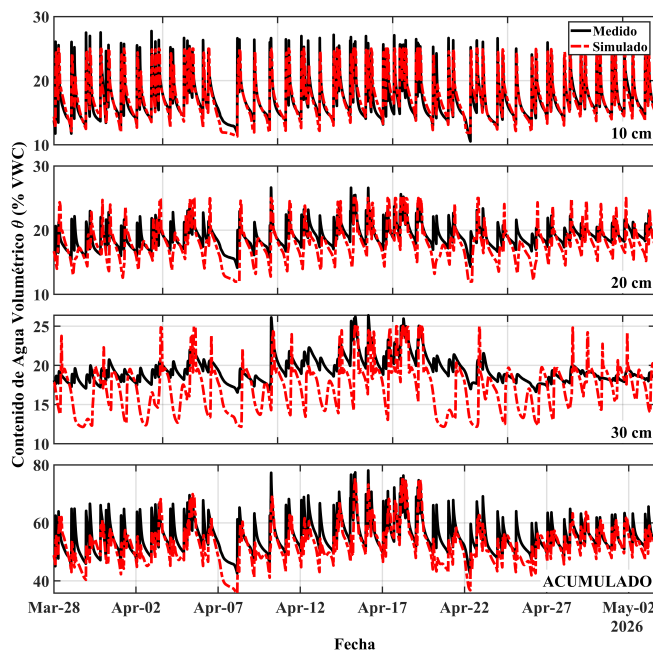


Figura 3: Contenido volumétrico de agua medido frente al estimado por el sensor virtual a profundidades de 10, 20 y 30 cm, junto a la respuesta dinámica acumulada. Validación experimental en cultivo de fresa bajo invernadero, en la zona geográfica de Moguer (Huelva) durante 40 días, reportando para el perfil acumulado un $RMSE = 5,11$ % VWC y $d_W = 0,821$.

Los resultados experimentales en invernadero avalan su robustez para capturar la dinámica hídrica real. Pese a la heterogeneidad del suelo, la precisión global ($RMSE = 5,11$ % VWC; $d_W = 0,821$) ratifica su capacidad predictiva y viabilidad como herramienta de gestión.

En síntesis, la convergencia entre rigor físico y agilidad de procesamiento consolida este enfoque para la agronomía moderna. Su arquitectura facilita la integración en esquemas de control predictivo, habilitando la automatización inteligente y la gestión eficiente del riego de precisión. Su naturaleza modular permite explorar la incorporación de nuevas funciones y mecanismos de ajuste, mientras que la calibración de sus parámetros abre la puerta a una adaptación más precisa.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Agencia Estatal de Investigación (Ayuda Ramón y Cajal RYC2021-032919-I, Consolidación Investigadora CNS2025-166171) y por la Fundación Biodiversidad del Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico, a través de la

Convocatoria de ayudas para la mejora ambiental en el ámbito agrícola y forestal y el desarrollo sostenible del entorno de Doñana.

Referencias

- 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. FAO.
- Brooks, R. H., Corey, A. T., Mar. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology papers, n.3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Bwambale, E., Abagale, F. K., Anornu, G. K., 2022. Smart irrigation monitoring and control strategies for improving water use efficiency in precision agriculture: A review. *Agricultural Water Management* 260, 107324. DOI: 10.1016/j.agwat.2021.107324
- Cáceres, G. B., Ferramosca, A., Gata, P. M., Martín, M. P., 2023. Model predictive control structures for periodic on-off irrigation. *IEEE Access* 11, 51985–51996.
- Feddes, R. A., Kowalik, P. J., Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. Pudoc, Wageningen, Netherlands.
- Huang, S., Yan, H., Zhang, C., Wang, G., Acquah, S. J., Yu, J., Li, L., Ma, J., Darko, R. O., 2020. Modeling evapotranspiration for cucumber plants based on the shuttleworth-wallace model in a venlo-type greenhouse. *Agricultural Water Management* 228, 105861. DOI: 10.1016/j.agwat.2019.105861
- Liang, X., Wood, E. F., Lettenmaier, D. P., 1996. Surface soil moisture parameterization of the vic-2l model: Evaluation and modification. *Global and Planetary Change* 13 (1), 195–206. DOI: 10.1016/0921-8181(95)00046-1
- Orihuela, L., Pacheco, E., Bareiro, J., Tapia, A., Manzano, J. M., 2025. Deployment of a smart irrigation control system with capacity-based moisture sensors on a production farm. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 151 (1), 04024039. DOI: 10.1061/JIDEHD.IRENG-10124
- Raes, D., Steduto, P., Hsiao, T. C., Fereres, E., 2012. Aquacrop version 4.0 reference manual. Tech. rep., Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy.
- Richards, L. A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1 (5), 318–333. DOI: 10.1063/1.1745010
- Ruiz-Hermo, A., 2026. Meteorological, precipitation and irrigation dataset for multilayer soil water balance model validation (2023–2026). <https://data.mendeley.com/datasets/z42vcf3hhd/1>. DOI: 10.17632/z42vcf3hhd.1
- Tárník, A., Igaz, D., 2017. Validation of hydrus 1d model in selected catchment of slovakia. *Acta Horticulturae et Regiotecturae* 20 (1), 24–27. DOI: 10.1515/ahr-2017-0006
- van Genuchten, M. T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44 (5), 892–898. DOI: 10.2136/sssaj1980.03615995004400050007x
- Willmott, C. J., 1981. On the validation of models. *Physical Geography* 2 (2), 184–194. DOI: 10.1080/02723646.1981.10642213
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. T., Šejna, M., 2012. Hydrus: Model use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE* 55 (4), 1261–1274. DOI: 10.13031/2013.42239