

EXTENDING THE INTEGRATED RICHARDS EQUATION METHOD TO NEW BOUNDARY CONDITIONS: MODEL DESCRIPTION AND VALIDATION

EXTENSIÓN DEL MÉTODO INTEGRADO DE LA ECUACIÓN DE RICHARDS A CONDICIONES DE FRONTERA: DESCRIPCIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO

Dejun Yang^{1,2*}, Tuqiao Zhang², Kefeng Zhang^{3*}, Shaogang Lei¹

¹School of Environment Science and Spatial Informatics, China University of Mining and Technology, Xuzhou, 221116 China. (yangdj81@163.com). ²Department of Civil Engineering, Zhejiang University, Hangzhou, 310058 China. ³Ningbo Institute of Technology, Zhejiang University, Ningbo, 315100 China. (kfzhang@nit.zju.edu.cn).

ABSTRACT

There is a need for developing an accurate and simple method, which can be widely used in agro-hydrological models. The Integrated Richards Equation method is a good and simple method to simulate cyclic movement of water in the soil-atmosphere system. However, this method still has some unsolved problems and it is needed for further development if used in agro-hydrological simulation. In this study, the Integrated Richards Equation method was further developed for the agro-hydrological simulation by introducing the commonly used soil hydraulic functions, top and lower boundary conditions. Infiltration numerical experiments and a lab evaporation experiment were used for the validation of the model's capabilities of modelling infiltration and evaporation, respectively. A field evaporation experiment, which was conducted from 27 April to 21 November in 1971, at Big Ground field, Wellesbourne, UK, was used for in-site validation. Soil samples from four replicate plots were taken at 5 cm increments to a depth of 45 cm at regular intervals throughout the experiment. In total, 10 measurements of soil water content down the profile for ten different times were taken during the experiment. Numerical infiltration experiments showed that the proposed method could give good predictions for two contrasting soils, loamy sand and clay loam, under unsteady intense rainfall conditions. The results were in line with those from the complex numerical scheme of FEM. Good results were also obtained in testing the method for evaporation from coarse sand, but the method under-predicted the amount of evaporation from fine sand. The results of testing against data from the field experiment show that the predicted soil water content was in good agreement with the measured values down the soil profile,

RESUMEN

Es necesario desarrollar un método preciso y sencillo que pueda usarse ampliamente en modelos agro-hidrológicos. El método integrado de la ecuación de Richards es un método sencillo para simular el movimiento cíclico del agua en el suelo y la atmósfera. Sin embargo, este método tiene todavía algunos problemas por resolver, necesarios para su desarrollo adicional si se utiliza en simulación agro-hidrológica. En este estudio, el método integrado de la ecuación de Richards fue desarrollado para simulación agro-hidrológica con la introducción de las funciones hidráulicas del suelo usadas comúnmente, condiciones de frontera superiores e inferiores. Los experimentos numéricos de infiltración y el de evaporación en laboratorio fueron utilizados para la validación de las capacidades del modelo en el modelado de infiltración y evaporación, respectivamente. Un experimento de evaporación de campo realizado del 27 de abril al 21 de noviembre de 1971, en Big Ground, Wellesbourne, Reino Unido, se usó en la validación de sitio. Muestras de suelo de cuatro réplicas de parcelas fueron tomadas a 45 cm profundidad en intervalos regulares de aumento de 5 cm durante el experimento. Diez mediciones del contenido de humedad del suelo hacia abajo del perfil en diez momentos diferentes se tomaron durante el experimento. Experimentos de infiltración numérica mostraron que el método propuesto podría generar predicciones buenas de dos suelos contrastantes, franco arenoso y franco arcilloso, con condiciones inestables de lluvias intensas. Los resultados concuerdan con los de la combinación numérica compleja del modelo FEM. Resultados buenos también se obtuvieron en las pruebas del método de evaporación de arena gruesa, pero el método de arena fina predijo menor cantidad evaporada. Los resultados de las pruebas en comparación con los datos del experimento de campo muestran que el contenido predicho de agua del suelo estuvo de acuerdo con los valores medidos en el perfil del suelo, pero no con los cercanos a la superficie del suelo. Esto indica que el método propuesto

*Author for correspondence ❖ Autor responsable.

Received: January, 2015. Approved: July, 2015.

Published as ARTICLE in *Agrociencia* 49: 723-737. 2015.

but not for the soil close to the surface. This indicates that the proposed method performed well in agro-hydrological simulations on agricultural bare soils under different complex conditions at the upper boundary. Thus the method could be applied in agro-hydrological simulations.

Key words: Evaporation, agro-hydrological simulation, infiltration, Integrated Richards Equation, runoff, soil water content

INTRODUCTION

The evaluation of the cyclic movement of water is a systemic, complicated, comprehensive problem in research fields such as civil engineering, agricultural engineering, and geo-environmental engineering. Evaporation and infiltration are key processes in this cycle; therefore, developing models for these two processes is meaningful (Aydin, 2008; Chu and Mariño, 2005; Lugomela, 2007; Qi *et al.*, 2008).

There are models for simulating infiltration (Chu, 1978; Chu and Mariño, 2005; Gencoglan *et al.*, 2005; Jarvis *et al.*, 2008; Parlange *et al.*, 1985; Pierson *et al.*, 2008) and evaporation (Gardner and Hillel, 1962; Idso *et al.*, 1979; Jain and Kumar, 2006; Peters and Durner, 2008; Tanny *et al.*, 2008; Zhang *et al.*, 2008) on bare soils. Although these models are useful for simulating the processes of infiltration and evaporation, they only deal with one process, and cannot directly be used for the simulation of complex soil water dynamics where both evaporation and infiltration occur. Current approximate mechanistic models consist of solving the water flow equation to derive an expression for the infiltration rate by making several simplifying assumptions about the wetting process (Cook and Rassam, 2002; Chu and Mariño, 2005; Chu and Mariño, 2006; Mollerup, 2007; Zhang *et al.*, 2008; Peters and Durner, 2008; Kay and Davies, 2008). However, the approximate nature of these models has limited their applications.

With the advances in mathematics and computing, the numerical model based on the Richards equation is widely used nowadays. Since the Richards equation is a non-linear differential equation, complex numerical schemes such as finite difference method (FDM) and finite element method (FEM) are often employed to solve the equation (Qi

realizó bien las simulaciones agro-hidrológicas en suelos agrícolas desnudos en condiciones complejas diferentes en la frontera superior. Así, el método podría aplicarse en simulaciones agro-hidrológicas.

Palabras clave: Evaporación, simulación agro-hidrológica, infiltración, Ecuación Integrada de Richards, escurrimiento, contenido de agua del suelo.

INTRODUCCIÓN

La evaluación del movimiento cíclico del agua es un problema sistémico, complejo y global de las áreas de investigación, como la ingeniería civil, ingeniería agrícola, e ingeniería geo-ambiental. La evaporación e infiltración son procesos clave en este ciclo; por lo tanto, el desarrollo de modelos para estos dos procesos sería significativo (Aydin, 2008; Chu y Mariño, 2005; Lugomela, 2007; Qi *et al.*, 2008).

Hay modelos para simular infiltración (Chu, 1978; Chu and Mariño, 2005; Gencoglan *et al.*, 2005; Jarvis *et al.*, 2008; Parlange *et al.*, 1985; Pierson *et al.*, 2008) y evaporación (Chu, 1978; Chu y Mariño, 2005; Gencoglan *et al.*, 2005; Jarvis *et al.*, 2008; Parlange *et al.*, 1985; Pierson *et al.*, 2008) en los suelos desnudos. Aunque estos modelos son útiles para simular los procesos de infiltración y evaporación, sólo se ocupan de un proceso, y no pueden utilizarse directamente para la simulación de la dinámica del complejo suelo agua, donde ocurre evaporación e infiltración. Los modelos mecanísticos aproximados actuales consisten en resolver la ecuación del flujo de agua para obtener una expresión para la velocidad de infiltración, haciendo varias suposiciones de simplificación sobre el proceso de humectación (Cook y Rassam, 2002; Chu y Mariño, 2005; Chu y Mariño, 2006; Mollerup, 2007; Kay y Davies, 2008; Peters y Durner, 2008; Zhang *et al.*, 2008). Sin embargo, el carácter aproximado de estos modelos ha limitado sus aplicaciones.

Con los avances en el campo de las matemáticas y la computación, el modelo numérico basado en la ecuación de Richards se usa ampliamente. Dado que la ecuación Richards es una ecuación diferencial no-lineal, sistemas numéricos complejos como método de diferencias finitas (FDM) y método de los elementos finitos (FEM) se usan a menudo para resolver la ecuación (Qi *et al.*, 2008; Šimůnek *et*

et al., 2008; Šimůnek *et al.*, 1994; Šimůnek *et al.*, 1995). Somma and Hopmans (1998) used a finite-element, Picard time-iterative numerical scheme to solve the Richards equation for soil water pressure head in multiple dimensions for soil water flow. Šimůnek *et al.* (1994) and Šimůnek *et al.* (1995) developed computer programs for simulating water flow and solute transport in variably saturated media. Because of their complex numerical scheme and the associated long program codes, algorithm complexity has been one of the obstacles for not being employed in many agro-hydrological related models (Yang *et al.*, 2009).

In order to avoid those problems, many agro-hydrological models adopted simple algorithms such as cascade models for soil water movement simulation (Yang *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2010). In cascade models, soil profiles are divided into a number of layers, and infiltration first moves into and then it is routed through the soil profile. In this way, a much simpler algorithm and program codes could be devised. However, the determination of the flow coefficient is problematic, and no upward soil water flow could be simulated in cascade models. Thus, these models cannot give satisfactory results in simulating soil water movement (Yang *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2010).

The Integrated Richards Equation (IRE) method, used by Pielke *et al.* (1992) and Lee and Abriola (1999), is a good and simple method to simulate cyclic movement of water in the soil-atmosphere system. Lee and Abriola (1999) showed that depth-averaged soil moisture simulated using IRE was similar to that from the finite element solution for vertical spatial discretizations in their simple numerical cases for studying infiltration, given a proper soil layer thickness and time step. Yang *et al.* (2009) developed the IRE method and adopted it in agro-hydrological models for the simulation of water dynamics. However, there were still some problems unsolved for the IRE method. First, in Lee and Abriola's study (Lee and Abriola, 1999) the infiltration rate was calculated as the product of the precipitation rate and the average available pore space in the top two layers. The formulation was problematic because it was indirectly a function of the layer thickness. Secondly, the method only considered the cases of infiltration and vertical soil water movement. The model did not consider other

et al., 1994; Šimůnek *et al.*, 1995). Somma y Hopmans (1998) usaron un elemento finito, el sistema numérico tiempo-iterativo de Picard para resolver la ecuación de Richards para la presión hidrostática del suelo en dimensiones múltiples para el flujo de agua del suelo. Šimůnek *et al.* (1994) y Šimůnek *et al.* (1995) desarrollaron programas computacionales para simular el flujo de agua y transporte de solutos en medios saturados variables. Debido a su esquema numérico complejo y los códigos de programa largo asociado, la complejidad del algoritmo es uno de los obstáculos para que no se use en muchos modelos agro-hidrológicos relacionados (Yang *et al.*, 2009).

Para evitar esos problemas, muchos modelos agro-hidrológicos adoptaron algoritmos simples como los modelos de cascada para la simulación de movimiento de agua en el suelo (Yang *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2010). En modelos de cascada los perfiles de suelo se dividen en una serie de capas, y la infiltración primero se mueve dentro de y luego se dirige a través del perfil del suelo. De este modo, un algoritmo y códigos de programa mucho más sencillos podrían crearse. Sin embargo, la determinación del coeficiente de flujo es problemática, y la ausencia de flujo de agua hacia arriba del suelo podría simularse en modelos de cascada. Así, estos modelos no dan resultados satisfactorios para simular el movimiento de agua del suelo (Yang *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2010).

El método de la ecuación integrada de Richards (IRE), utilizada por Pielke *et al.* (1992) y Lee y Abriola (1999), es un método bueno y sencillo para simular movimiento cíclico del agua en el complejo suelo-atmósfera. Lee y Abriola (1999) demostraron que la humedad simulada a profundidad promedio del suelo usando IRE fue similar a la solución de elementos finitos para discretizaciones espaciales verticales en sus casos numéricos sencillos para estudiar la infiltración, teniendo en cuenta un espesor apropiado de suelo y de intervalo de tiempo. Yang *et al.* (2009) desarrollaron el método IRE y lo adoptaron en modelos agro-hidrológicos para simular la dinámica del agua. Sin embargo, había algunos problemas del método IRE sin resolver. Primero, en el estudio de Lee y Abriola (Lee y Abriola, 1999) la velocidad de infiltración se calculó como el producto de la precipitación y la tasa promedio de poro disponible en el espacio de las dos capas superiores; la formulación fue problemática porque indirectamente fue una función del

important processes such as evaporation, which severely limited the practical application of the model. Thirdly, only the lower boundary condition of constant water content was studied, and other lower boundary condition should be introduced and validated.

Thus, there is a need for developing a sufficiently accurate and simple method, which can be widely used in agro-hydrological models. The IRE method, which is a good balance between the complex numerical method and the cascade method, has potential to meet such a demand (Yang *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2010). The principal advantage of IRE over the commonly used numerical schemes such as the finite element method and the finite difference method lies in its simplicity of the algorithm which is easier to program, while it produces comparable accuracy of simulated results as the complex numerical schemes. With the IRE method the accuracy of agro-hydrological models employing the cascade method for soil water movement simulation could be enhanced, and the complexity of the program codes remains approximately the same.

The main purpose of this study was, therefore, to develop an improved IRE algorithm for soil water movement for agro-hydrological models. We first extended, based on Lee and Abriola (1999), the IRE method to cover the process of evaporation by revisiting the upper and lower boundaries, so that the developed model can be used for water dynamics in the soil-atmosphere system. Then we tested the modified IRE model against the experimental data available in literature under different conditions and on different soils, and the results from alternative methods. Comparisons were also made to validate the model against data from a field experiment on a sandy loam soil over a long period.

MATERIALS AND METHODS

The IRE method by Lee and Abriola (1999)

The Richards equation can be formulated based on soil pressure head or soil water content. Since the relation of soil hydraulic conductivity to volumetric water content, $D(\theta)$, is affected by hysteresis to a much lesser degree than that to the soil pressure head $K(h)$ (Miller and Miller, 1956), the soil flow equation is expressed as:

espesor de capa. Segundo, el método solo consideró los casos de infiltración y movimiento vertical del agua del suelo. El modelo no consideró otros procesos importantes, como la evaporación, lo que limitó seriamente su aplicación práctica. Tercero, se estudió solo la condición de límite inferior del contenido de agua constante, y otra condición de límite inferior debería introducirse y validarse.

Así, es necesario desarrollar un método suficientemente preciso y sencillo, que pueda usarse ampliamente en modelos agro-hidrológicos. El método IRE, que está bien balanceado entre los métodos complejos numérico y de cascada, tiene el potencial para atender esa demanda (Yang *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2010). La ventaja principal del IRE respecto a los sistemas numéricos usados comúnmente, como el método de elementos finitos y el de diferencias finitas, reside en su simplicidad del algoritmo que es más fácil de programar, y produce precisión comparable de los resultados simulados como los sistemas numéricos complejos. Con el método IRE la precisión de los modelos agro-hidrológicos que usan el método de simulación en cascada para el movimiento de agua del suelo, podría mejorarse y la complejidad del programa de códigos sería aproximadamente la misma.

Por lo tanto, el objetivo principal de este estudio fue desarrollar un algoritmo IRE mejor para el movimiento de agua en modelos agro-hidrológicos. Primero, hemos ampliado, sobre la base de Lee y Abriola (1999), el método IRE para cubrir el proceso de evaporación de los límites superior e inferior, por lo que el modelo desarrollado se puede usar para la dinámica del agua en el sistema suelo-atmósfera. Luego probamos el modelo IRE modificado contra los datos experimentales disponibles en la literatura en condiciones diversas y en suelos diferentes, y los resultados de otros métodos. Además se hicieron comparaciones para validar el modelo con los datos de un experimento de campo en un suelo franco arenoso durante un periodo largo.

MATERIALES Y MÉTODOS

El método IRE por Lee y Abriola (1999)

La ecuación de Richards puede formularse sobre la base de presión sobre el suelo o su contenido de agua. Puesto que la relación de conductividad hidráulica del suelo al contenido volumétrico

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1)$$

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{dh}{d\theta} \quad (2)$$

$$q = D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \quad (3)$$

where θ ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) is the soil water content, D ($\text{cm}^2 \text{ h}^{-1}$) is the moisture diffusivity, K (cm h^{-1}) is the unsaturated hydraulic conductivity function, q (cm h^{-1}) is the water flux within the soil, z (cm) is the spatial coordinates with its origin at the soil surface, t (h) is the time, and h (cm) is the soil water pressure head.

The soil column is divided into N layers, and the layer number increases from 1 at the bottom to N at the top. Following Lee and Abriola (1999), the average soil water content change rate in layer i is calculated:

$$\frac{\partial \theta_{ai}}{\partial t} = \frac{q_i - q_{i-1}}{\Delta z} \quad i = 2, 3, \dots, N+1 \quad (4)$$

where θ_{ai} is the average soil water content of layer i ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), q_{i-1} (cm h^{-1}) is the water flux from layer i to layer $i-1$, and q_i (cm h^{-1}) is the water flux from layer $i+1$ to layer i .

Extension of the IRE method

The original IRE method by Lee and Abriola (1999) only tested empirical soil hydraulic functions by Brooks and Corey (1964). Also, as mentioned by Lee and Abriola (1999), the formulation of the surface flux (top boundary) was problematic because it was indirectly a function of the layer thickness, neglected layer conductivity and did not allow infiltration to occur under saturated conditions. As for the lower boundary, only fixed water content was applied and it appears to be physically implausible.

In this study, the commonly used soil hydraulic functions by van Genuchten (1980) are employed, and more top and lower boundary conditions are introduced for widening the application of the IRE method in agro-hydrological models.

The soil hydraulic functions by van Genuchten (1980) are defined as:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + |\alpha h|^n} \right]^m \quad (5)$$

de agua, $D(\theta)$, es afectada por la histéresis en un grado mucho menor que la presión hidrostática del suelo $K(h)$ (Miller y Miller, 1956), la ecuación de flujo del suelo se expresa como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1)$$

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{dh}{d\theta} \quad (2)$$

$$q = D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \quad (3)$$

donde: θ ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) es el contenido de agua del suelo, D ($\text{cm}^2 \text{ h}^{-1}$) es la difusividad de la humedad, K (cm h^{-1}) es la función de la conductividad hidráulica no saturada, q (cm h^{-1}) es el flujo agua en el suelo, z (cm) es las coordenadas espaciales con su origen en la superficie del suelo, t (h) es el tiempo, y h (cm) es la presión hidrostática del agua en el suelo.

La columna de suelo se divide en N capas, y el número de la capa aumenta de 1 en la parte inferior a N en la parte superior. De acuerdo con Lee y Abriola (1999), el contenido promedio de agua del suelo en la capa i se calcula:

$$\frac{\partial \theta_{ai}}{\partial t} = \frac{q_i - q_{i-1}}{\Delta z} \quad i = 2, 3, \dots, N+1 \quad (4)$$

donde: θ_{ai} es el contenido promedio de agua en el suelo de la capa i ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), q_{i-1} (cm h^{-1}) es el flujo de agua de la capa i a la capa $i-1$, y q_i (cm h^{-1}) es el flujo de agua de la capa $i+1$ a la capa i .

Extensión del método IRE

El método original IRE de Lee y Abriola (1999) sólo probó las funciones empíricas de hidráulica del suelo de Brooks y Corey (1964). Asimismo, como señalaron Lee y Abriola (1999), la formulación de la superficie flux (límite superior) fue problemática porque indirectamente fue una función del espesor de la capa, ignorando la conductividad de la capa e impidiendo que la infiltración ocurra bajo condiciones saturadas. En cuanto al límite inferior, solo el contenido de agua fue aplicado y parece ser físicamente improbable.

En este estudio, las funciones hidráulicas del suelo comúnmente usadas por van Genuchten (1980) se utilizaron, y más condiciones de frontera inferiores y superiores se introducen para ampliar la aplicación del método IRE en modelos agro-hidrológicos.

$$K(\theta) = K_s \Theta^{0.5} \left[1 - (1 - \Theta^{1/m})^m \right]^2 \quad (6)$$

where Θ is the relative saturation, θ_s and θ_r ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) are the saturated and residual soil water contents, α (cm^{-1}) and n are the shape parameters of the retention and conductivity functions, $m=1-1/n$ and K_s (cm h^{-1}) is the saturated hydraulic conductivity. According to Equation (2), (5) and (6), the moisture diffusivity can be expressed as:

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{\alpha m n (\theta_s - \theta_r)} (1 - \Theta^{-1/m})^{1/n-1} \Theta^{-1/m-1} \quad (7)$$

Based on Lee and Abriola (1999) and Yang *et al.* (2009), the IRE method is further extended both on the top and lower boundaries as following:

In the event of rainfall, the conditions on the top boundary are set as:

$$\begin{aligned} q_{rain} &> q_{inf} & q_{N+1} &= q_{inf} \\ q_{rain} &\leq q_{inf} & q_{N+1} &= q_{rain} \end{aligned} \quad (8)$$

$$q_{runoff} = \max(q_{rain} - q_{N+1}, 0) \quad (9)$$

$$q_{inf} = \min \left(D_N \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_N, \frac{\Delta \theta \times \Delta z}{\Delta t} \right) \quad (10)$$

where $\Delta \theta \times \Delta z$ (cm) is the available pore space of the top layer, Δt (h) is the time step, D_N ($\text{cm}^2 \text{ h}^{-1}$) is the moisture diffusivity of layer N , K_N (cm h^{-1}) is the unsaturated hydraulic conductivity of layer N , q_{N+1} (cm h^{-1}) is the water flux on the top boundary, q_{rain} (cm h^{-1}) is the rainfall rate, q_{runoff} (cm h^{-1}) is the runoff rate, and q_{inf} (cm h^{-1}), referred to the infiltration capacity of the top layer, also called soil infiltrability (Gardner and Hillel, 1962), is the water flux which the soil profile can absorb through its surface.

In the absence of rainfall, the evaporation predominates, and the conditions on the top boundary are set as:

$$q_{N+1} = \min \left(D_N \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_N, q_{PE} \right) \quad (11)$$

where q_{PE} (cm h^{-1}) is the potential soil evaporation rate, which can be calculated by the Penman-Monteith equation and the dual crop coefficient method by Allen *et al.* (1998).

Las funciones hidráulicas del suelo por van Genuchten (1980) se definen como:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + |\alpha b|^n} \right]^m \quad (5)$$

$$K(\theta) = K_s \Theta^{0.5} \left[1 - (1 - \Theta^{1/m})^m \right]^2 \quad (6)$$

donde: Θ es la saturación relativa, θ_s y θ_r ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) son los contenidos de agua saturados y residual del suelo, α (cm^{-1}) y n son parámetros de la forma de la retención y funciones conductividad, $m=1-1/n$ y K_s (cm h^{-1}) es la conductividad hidráulica saturada. Según las ecuaciones (2), (5) y (6), la difusividad de la humedad se puede expresar de la siguiente manera:

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{\alpha m n (\theta_s - \theta_r)} (1 - \Theta^{-1/m})^{1/n-1} \Theta^{-1/m-1} \quad (7)$$

Con base en Lee y Abriola (1999) y Yang *et al.* (2009), el método IRE es ampliado tanto en el límite superior e inferior de la siguiente manera.

En el caso de la precipitación, las condiciones en el límite superior son como se indica a continuación:

$$\begin{aligned} q_{rain} &> q_{inf} & q_{N+1} &= q_{inf} \\ q_{rain} &\leq q_{inf} & q_{N+1} &= q_{rain} \end{aligned} \quad (8)$$

$$q_{runoff} = \max(q_{rain} - q_{N+1}, 0) \quad (9)$$

$$q_{inf} = \min \left(D_N \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_N, \frac{\Delta \theta \times \Delta z}{\Delta t} \right) \quad (10)$$

donde: $\Delta \theta \times \Delta z$ (cm) es el espacio del poro disponible de la capa superior, Δt (h) es el intervalo de tiempo, D_N ($\text{cm}^2 \text{ h}^{-1}$) es difusividad de la humedad de la capa N , K_N (cm h^{-1}) es la conductividad hidráulica no saturada de la capa N , q_{N+1} (cm h^{-1}) es el flujo de agua en la capa superior límite, q_{rain} (cm h^{-1}) es la intensidad de la lluvia, q_{runoff} (cm h^{-1}) es la tasa de escurrimiento y q_{inf} (cm h^{-1}), se refiere a la infiltración de la capa superior, también llamada infiltración del suelo (Gardner y Hillel, 1962), y es el flujo de agua que el perfil del suelo puede absorber a través de su superficie.

En ausencia de lluvia, la evaporación predomina, y las condiciones en la parte límite superior se establecen como:

For the lower boundary, another drainage type of free drainage is implemented. This drainage type is often used to simulate the situation where the ground water table is far below the calculated soil domain. Two drainage types at the lower boundary can be expressed as:

$$q_1 = \begin{cases} D_1(\theta_1 - \theta_0) / \Delta z + K_1 & \text{fixed water content} \\ K_1 & \text{free drainage} \end{cases} \quad (12)$$

where q_1 (cm h^{-1}) is the water flux at the lower boundary, D_1 ($\text{cm}^2 \text{ h}^{-1}$) is the moisture diffusivity of layer 1, K_1 (cm h^{-1}) is the unsaturated hydraulic conductivity of layer 1, θ_1 ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) the soil water content of layer 1, θ_0 ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) the soil water content outside the bottom layer, constant when fixed soil water content boundary condition is applied.

By introducing the more commonly used soil hydraulic functions by van Genuchten (1980), and new conditions on the top and lower boundaries, the scope of the developed IRE method has been extended. The proposed method is applicable to different soils with arbitrary distribution of initial soil water content, and can simulate soil water movement under two upper boundary conditions of constant infiltration and unsteady rainfall or evaporation, and two lower boundary conditions of fixed water content and free drainage.

Model validation

The developed model is able to simulate infiltration, evaporation and water redistribution in a homogeneous soil profile with arbitrary distribution of initial soil water content under any weather condition. To evaluate the model, the validation was carried out against data from both lab and field experiment for three cases on different soils.

Case 1: Numerical infiltration experiment

This case is selected from Agricultural Research Service (1963), which recorded 3 rainfall-runoff events from 1957 to 1959 on a 45.73 ha watershed in Marshall County, Mississippi (Chu, 1978; Chu and Mariño, 2005). The classification of soil texture and the associated soil hydraulic properties were taken from Chu's study (Chu, 2006). The numerical experiments were conducted on two different soils, loamy sand and clay loam. This event represented one of the major storms occurring during the 3-year period in this region. Most of the watershed is rather steep (slope $>5\%$) and covered with pastures (Chu, 1978). The Green-Ampt model by Chu and Mariño (2005) with

$$q_{N+1} = \min \left(D_N \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_N, q_{PE} \right) \quad (11)$$

donde: q_{PE} (cm h^{-1}) es la tasa de evaporación potencial del suelo, que puede calcularse con la ecuación Penman-Monteith y el método del coeficiente de cultivo doble de Allen *et al.* (1998).

Para el límite inferior, se realiza otro tipo de drenaje de drenaje libre. Este tipo de drenaje se usa a menudo para simular la situación en la que el nivel freático se encuentra muy por debajo del dominio calculado del suelo. Los dos tipos de drenaje en el límite inferior pueden expresarse como:

$$q_1 = \begin{cases} D_1(\theta_1 - \theta_0) / \Delta z + K_1 & \text{contenido fijo de agua} \\ K_1 & \text{drenaje libre} \end{cases} \quad (12)$$

donde: q_1 (cm h^{-1}) es el flujo agua hasta el límite inferior, D_1 ($\text{cm}^2 \text{ h}^{-1}$) es la difusividad de la capa de humedad 1, K_1 (cm h^{-1}) es la conductividad hidráulica no saturada de capa 1, θ_1 ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) es el contenido de agua en el suelo de la capa 1, θ_0 ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), es el contenido de agua en el suelo fuera de la capa inferior, constante cuando se aplica la condición de frontera de contenido de agua del suelo fija.

Mediante la introducción de las funciones hidráulicas del suelo comúnmente utilizadas por van Genuchten (1980), y las condiciones nuevas en los límites superior e inferior, se ha ampliado el alcance del método IRE. El método propuesto es aplicable a diferentes suelos con distribución arbitraria de contenido de agua y puede simular el movimiento de agua en condiciones de dos límites superiores de infiltración constante y de evaporación o precipitación inestable, y en condiciones de dos límites inferiores de contenido fijo de agua y drenaje libre.

Validación del modelo

El modelo desarrollado puede simular infiltración, evaporación y redistribución del agua en un perfil homogéneo de suelo con distribución arbitraria inicial de contenido de agua en el suelo en cualquier condición climática. Para evaluar el modelo, la validación se realizó con los datos de laboratorio y experimentos de campo de tres casos en suelos diferentes.

Caso 1: Experimento de infiltración numérica

Este caso es seleccionado del Servicio de Investigación Agrícola (1963), donde se registraron tres eventos de precipitación-

FEM were used for comparison. The recently developed Green-Ampt model is more accurate and can simulate infiltration into a layered soil profile of arbitrary initial water distributions under unsteady rainfall. The typical soil parameters are listed in Table 1 (Chu, 2006): θ_i ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) is the initial soil water content and h_s (cm) is the soil water pressure head of the layer where the wetting front reaches (Chu, 1978; Chu and Mariño, 2005). The unsteady rainfall events recorded on September 9, 1959 were: 3.67, 6.91, 9.96, 4.93, and 1.53 cm h^{-1} for the periods of 0-0.083 h, 0.083-0.333 h, 0.333-0.583 h, 0.583-1.083 h, and 1.083-1.333 h, with 0 being the beginning of the rainfall event, respectively. The soil column in the simulation was 100 cm in depth, and the lower boundary was set to be free drainage. The time domain was discretized into 13 330 time steps of an interval of 0.0001 h. The soil layer thickness was 2 cm. The evaporation was not considered because infiltration predominated during the simulation. Both the Green Ampt method (Chu and Mariño, 2005; Green and Ampt, 1911) and the FEM method (Šimůnek *et al.*, 1994) were used for comparison.

Case 2: Evaporation experiment

The duration of the lab experiment for case 2 was 42 d. Yanful and Choo (1997) performed laboratory evaporation experiments using soil-packed columns in a glove box or environmental chamber to maintain control of the temperature, humidity and air circulation. A specially designed cylindrical column with an internal diameter of 10.16 cm and a height of 20.96 cm was instrumented with thermocouples and water content probes. A compact fan (Caframo Model 707) was placed to maintain a uniform distribution of air, moisture and heat, while a 20W fluorescent light was set up inside the chamber and left on during the experiment. The lights were not switched off to minimize changes of experiment conditions (Yanful and Choo, 1997). The temperature and humidity in the chamber were 19-28 °C and 43-77 %. The potential evaporation rate was measured from the free water surface in the experiment. The classification of soil texture and the associated soil hydraulic properties in case 2 were taken from Yanful and Choo' study (Yanful and Choo, 1997). Measurements for θ , K and h were recorded (Yanful and Mousavi, 2003), and the software RETC van Genuchten was used to estimate hydraulic property parameters of the soil samples (Van Genuchten *et al.*, 1991) (Table 2). The developed model was tested against both the experimental data (Yanful and Choo, 1997) and the results from other alternative approaches including the method used by Yanful and Mousavi (2003) and the FEM method (Šimůnek *et al.*, 1994).

escorrentía de 1957 a 1959 en una cuenca de 45.73 ha en Marshall, Mississippi (Chu, 1978; Chu y Mariño, 2005). Los experimentos numéricos se realizaron en dos suelos diferentes, arena arcillosa y franco arcilloso. Este evento representó una de las grandes tormentas que ocurren durante el período de tres años en esta región. La mayoría de la cuenca hidrográfica es bastante elevada (pendiente >5 %) y cubierta con pastos (Chu, 1978). El modelo de Green-Ampt de Chu y Mariño (2005) con FEM fueron utilizados para la comparación. El modelo Green-Ampt recientemente desarrollado es más preciso, y puede simular la infiltración en un perfil de suelo en capas de distribución inicial arbitraria de agua con precipitaciones irregulares. Los parámetros típicos del suelo se enumeran en el Cuadro 1 (Chu, 2006): θ_i ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) es el contenido inicial de agua del suelo y h_s (cm) es la presión de agua en el suelo de la capa que alcanza el frente de humedecimiento (Chu, 1978; Chu y Mariño, 2005). Los eventos de lluvia inestable registrada el 9 de septiembre, 1959 fueron: 3.67, 6.91, 9.96, 4.93 y 1.53 cm h^{-1} durante los periodos de 0-0.083 h, 0.083-0.333 h, 0.333-0.583 h, 0.583-1.083 h y 1.083-1.333 h, donde 0 es el principio del evento de lluvias. La columna de suelo en la simulación fue de 100 cm de profundidad, y el límite inferior se fijó para ser drenaje libre. El dominio del tiempo fue discretizado con 13 330 pasos de tiempo de un intervalo de 0.0001 h. Espesor de la capa del suelo fue de 2 cm. La evaporación no fue considerada porque la infiltración predominó durante la simulación. El método Green Ampt (Chu y Mariño, 2005; Green y Ampt, 1911) y el método FEM (Šimůnek *et al.*, 1994) se utilizaron para la comparación.

Caso 2: Experimento de vaporación

La duración del experimento de laboratorio del caso 2 fue de 42 d. Yanful y Choo (1997) realizaron experimentos de evaporación en laboratorio con columnas suelo de empaquetado en una caja de guante o cámara ambiental para mantener el control de la temperatura, la humedad y la circulación del aire.

Table 1. Soil hydraulic parameters of Case 1 (Chu, 2006).
Cuadro 1. Parámetros hidráulicos del suelo del Caso 1 (Chu, 2006).

Soil type	Loamy sand	Clay loam
K_s (cm h^{-1})	5.98	0.20
θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.41	0.41
θ_r ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.06	0.10
θ_0 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.20	0.20
α (cm^{-1})	0.12	0.019
n	2.28	1.31
h_s (cm)	6.13	20.89

Table 2. Soil physical and hydraulic parameters of Case 2 (Yanful and Choo, 1997).**Cuadro 2. Parámetros físicos e hidráulicos del suelo del Caso 2 (Yanful y Choo, 1997).**

Soil type	Coarse sand	Fine sand
%<0.2mm	80.00	80.00
%gravel (>2mm)	20.00	0.00
θ_0 (cm ³ cm ⁻³)	29.50	31.00
Degree of saturation (%)	91.00	74.00
K_s (cm s ⁻¹)	0.020	0.0010
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	0.35	0.42
θ_r (cm ³ cm ⁻³)	0.01	0.01
α (cm ⁻¹)	0.081	0.077
n	2.43	1.84

Case 3: Field experiment

Field experiment was conducted from April 27 to November 21, in 1971, at the Big Ground field, Wellesbourne, UK (Burns, 1974). The soil was a sandy loam soil. The classification of soil texture and the associated soil hydraulic properties were taken from Burns's study (1974). Soil samples from 4 replicate plots were taken at 5 cm increments to a depth of 45 cm (using a 2.54 cm internal diameter soil tube) at regular intervals throughout the experiment. Five cores were taken at random from each plot and the corresponding depth increments combined. Soil water contents in the samples were measured by drying at 105 °C for 24 h. In total, 10 measurements of soil water content down the profile on the 131th, 169th, 189th, 204th, 229th, 250th, 278th, 288th, 301th and 319th day were taken during the experiment. Figure 1 shows the daily rainfall and calculated potential evaporation using the FAO method (Allen *et al.*, 1998) in the period of the simulation. The van Genuchten soil hydraulic parameter values of K_s , θ_s , θ_r , α and n are 9.4 cm h⁻¹, 0.425 cm³ cm⁻³, 0.0544 cm³ cm⁻³, 0.06356 cm⁻¹, and 1.185. The soil layer thickness and the time step used in the developed model were 2 cm and 0.015 h, respectively.

RESULTS AND DISCUSSION

Case 1: Numerical infiltration experiment

The time when the runoff starts (when the infiltration rate is less than the rainfall rate) calculated using the developed IRE model is 0.349 h for the loamy sand, slightly greater than 0.333 h calculated by the Green Ampt (GA) model (Green and Ampt, 1911; Chu and Mariño, 2005) (Figure 2).

Una columna cilíndrica, especialmente diseñada con diámetro interior de 10.16 cm y altura de 20.96 cm, fue instrumentada con termopares y sondas de contenido de agua. Un ventilador compacto (Caframo, Modelo 707) se usó para distribuir uniformemente el aire, la humedad y el calor, y una luz fluorescente de 20 W se colocó dentro de la cámara, a la izquierda durante el experimento. Las luces no se apagaron para reducir al mínimo los cambios de condiciones de experimentación (Yanful y Choo, 1997). La temperatura y la humedad en la cámara fueron 19 a 28 °C y 43 a 77 %. La tasa de evaporación potencial se midió desde la superficie libre de agua en el experimento. La clasificación de la textura del suelo y las propiedades hidráulicas asociadas el suelo en el caso 2 se tomaron del estudio de Yanful y Choo (Yanful y Choo, 1997). Las mediciones de θ , K y h se registraron (Yanful y Mousavi, 2003), y el programa RETC van Genuchten se usó para estimar los parámetros de las propiedades hidráulicas de las muestras de suelo (Van Genuchten *et al.*, 1991) (Cuadro 2). El modelo desarrollado fue probado contra los datos experimentales (Yanful y Choo, 1997) y los resultados de otros enfoques, entre ellos los del método usado por Yanful y Mousavi (2003) y el método FEM (Šimůnek *et al.*, 1994).

Caso 3: Experimento de campo

El experimento de campo se realizó del 27 de abril al 21 de noviembre de 1971, en el terreno Big Ground, Wellesbourne, UK (Burns, 1974). El suelo era franco arenoso. La clasificación

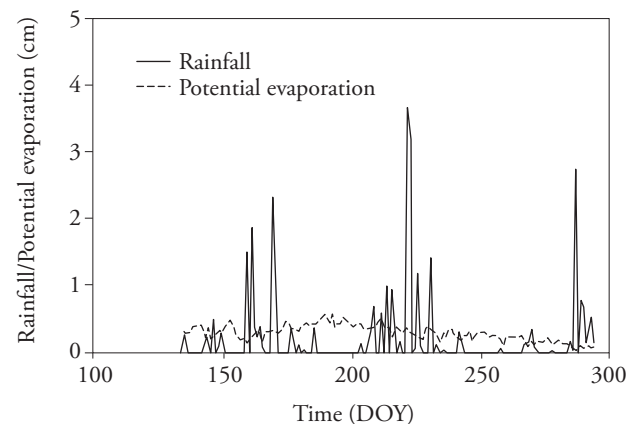


Figure 1. Daily rainfall and calculated potential evaporation using the FAO method (Allen *et al.*, 1998) during the simulation period from May 28 (the 131th day) to Nov 21 (the 319th day), 1971.

Figura 1. Precipitación diaria y evaporación potencial calculada con el método de la FAO (Allen *et al.*, 1998) durante el período de simulación del 28 de mayo (día 131) al 21 de noviembre (día 319), 1971.

The difference in infiltration rate between the GA and IRE methods is within the period of 0.333 h to 0.583 h, and the calculated infiltration rate by the IRE is smaller than that of the GA for the most time of this period. Except for this period of the highest rainfall, the loamy sand infiltrability is large enough to infiltrate all the rainfall. For the clay loam, the runoff starts at 0.07 h according to the GA method. Likewise, the value is 0.095 h for the IRE method. After 0.095 h, the infiltrability is constantly less than rainfall rate.

The calculated cumulative infiltration amount of the two soils using different methods is close to each other (Figure 3). For the loamy sand, the simulated cumulative infiltration by the developed IRE model is 6.5 % and 2.0 % less than those from the FEM method and the GA method, while the cumulative infiltration amount calculated by the IRE method is 13.1 % larger and 13.0 % less than those from the FEM method and the GA method for the clay loam, respectively. Water drainage at the lower boundary is insignificant, because the infiltration water doesn't reach the lower boundary in such a short time.

Figure 4 compares soil water content distribution from the three models at the end of simulation. It is obvious that the calculated water content distribution down the profile using the IRE method is similar with that from the FEM method, more realistic than that from the GA model where sudden changes in soil water content occur. In this case, θ_s is identical for

de la textura del suelo y las propiedades hidráulicas asociadas al suelo se tomaron del estudio de Burns (1974). Las muestras de suelo de cuatro réplicas de las parcelas fueron tomadas en aumentos de 5 cm de profundidad a 45 cm (con un tubo de suelo de 2.54 cm diámetro interno) en intervalos regulares durante el experimento. Cinco núcleos se tomaron al azar en cada parcela y aumentos combinados de profundidad correspondientes. Los contenidos de agua del suelo en las muestras se midieron por secado a 105 °C por 24 h. En total, 10 mediciones de contenido de agua en el suelo se hicieron en el perfil, en los días 131, 169, 189, 204, 229, 250, 278, 288, 301 y 319. La Figura 1 muestra las precipitaciones diarias y evaporación potencial calculadas con el método de la FAO (Allen *et al.*, 1998) en el período de la simulación. Los valores de van Genuchten de los parámetros hidráulicos del suelo K_s , θ_r , θ_s , α y n son 9.4 cm h⁻¹, 0.425 cm³ cm⁻³, 0.0544 cm³ cm⁻³, 0.06356 cm⁻¹ y 1.185. Espesor de la capa del suelo y el intervalo de tiempo utilizados en el modelo desarrollado fueron 2 cm y 0.015 h, respectivamente.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Caso 1: Experimento de infiltración numérico

El momento en que la segunda vuelta se inicia (cuando la tasa de infiltración es menor que la tasa de precipitación) se calculó mediante el modelo desarrollado IRE, es 0.349 h para la arena arcillosa, ligeramente superior a 0.333 h calculado con el modelo Green Ampt (GA) (Green y Ampt, 1911; Chu y Mariño, 2005) (Figura 2). La diferencia de

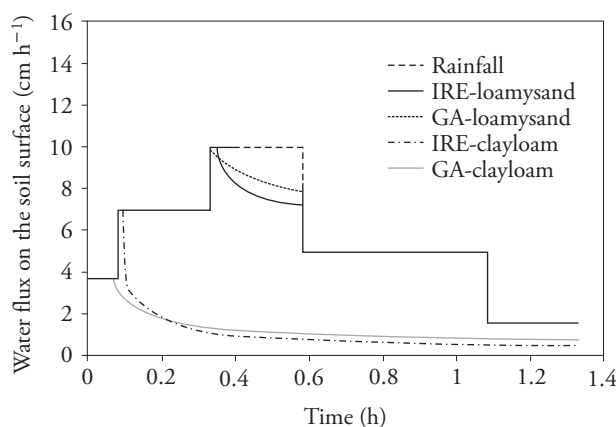


Figure 2. Comparison of the actual infiltration rates simulated by the developed IRE and the GA methods for the loamy sand and the clay loam.

Figura 2. Comparación de las tasas de infiltración real simulada por el métodos IRE desarrollado y el método GA para la arena arcillosa y franco arcillosa.

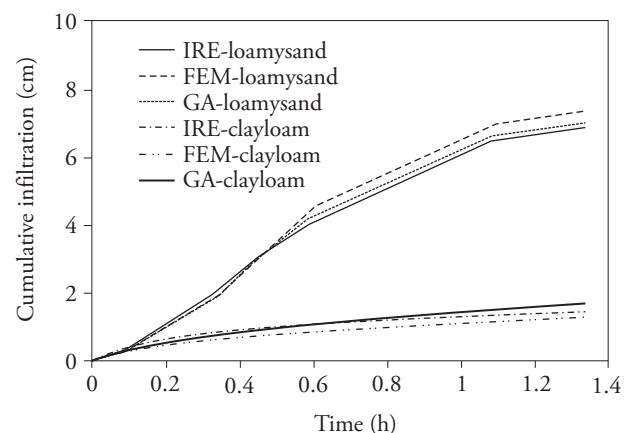


Figure 3. Comparison of cumulative infiltration simulated by the IRE, FEM and GA methods for the loamy sand and the clay loam.

Figura 3. Comparación de la infiltración acumulada simulada por los métodos IRE, FEM y GA para la arena arcillosa y franco arcillosa.

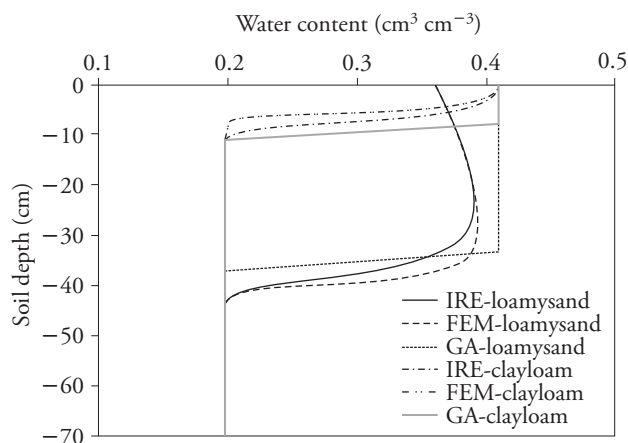


Figure 4. Comparison of water content distribution down the profile simulated by the IRE, FEM and GA methods for the loamy sand and the clay loam.

Figura 4. Comparación de la distribución de contenido de agua del perfil simulada por los métodos IRE, FEM y GA para arena arcillosa y franco arcillosa.

both loamy sand and clay loam, indicating pore sizes are the same for both soils. For the clay loam, it has the smaller hydraulic conductivity and is easier to get saturated near the upper boundary in soil column.

Case 2: Evaporation experiment

Figure 5 compares the actual evaporation rates simulated by the Yanful's model (Yanful and Mousavi, 2003), the FEM method and the developed IRE method in the study together with the experimental data. For the coarse sand

velocidad de infiltración entre los métodos GA e IRE está dentro del período de 0.333 h a 0.583 h y el cálculo de la velocidad de infiltración IRE es menor que el de GA para la mayor parte del tiempo de este período. Con excepción del período de precipitaciones mayores, la infiltración en la arena arcillosa es suficientemente grande para infiltrar toda la precipitación. Para la arcilla arenosa, la escorrentía inicia a 0.07 h según el método GA. Del mismo modo, el valor es 0.095 h para el método IRE. Después 0.095 h, la infiltración es constantemente menor que la tasa de lluvia.

La cantidad de infiltración acumulada calculada de los dos suelos usando diferentes métodos es cercana una de otra (Figura 3). En el suelo franco arenoso, la infiltración acumulada simulada por el modelo desarrollado IRE es 6.5 % y 2.0 % menos que la del método FEM y del método GA, mientras que la infiltración acumulada calculada por el método IRE es 13.1 % mayor y 13.0 % inferior a la de los método FEM y método GA para la arcilla arenosa, respectivamente. El agua drenada en la frontera inferior es insignificante, ya que el agua de infiltración no alcanza el límite inferior en un intervalo tan corto de tiempo.

La Figura 4 compara la distribución del contenido de agua en el suelo de los tres modelos al final de la simulación. Es evidente que la distribución calculada con el método IRE del contenido agua en el perfil es similar a la del método FEM, más realista que la del modelo GA donde ocurren cambios bruscos del contenido de agua en el suelo. En este caso, θ_s es

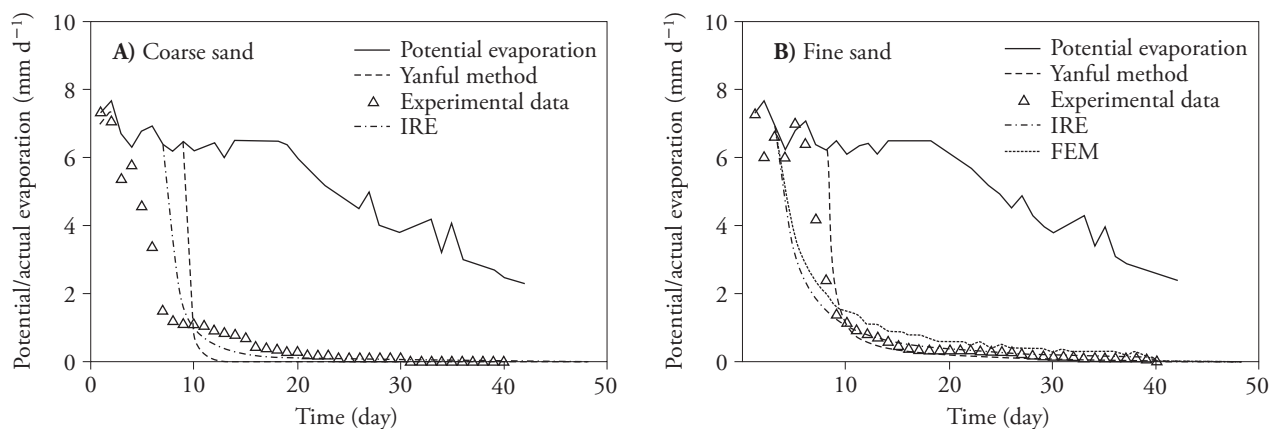


Figure 5. Potential and actual evaporation rates simulated by the Yanful, IRE, and FEM methods for a coarse sand (A) and a fine sand (B) from the Yanful and Choo (1997) experiment.

Figura 5. Tasa de evaporación potencial y real simulada por los métodos Yanful, IRE y FEM, para una arena gruesa (A) y una arena fina (B) del experimento de Yanful y Choo (1997).

(Figure 5A), the falling evaporation rate starts experimentally on the 5th day, compared to the 6th day by the developed IRE model and the 9th day by the Yanful's model. Clearly, the IRE model gives a better prediction of the date of falling evaporation rate than the Yanful's model. Before the 10th day, the simulated actual evaporation from the Yanful and IRE methods is greater than the experimental value, while opposite is the case for the rest of the simulation period. For the fine sand (Figure 5B), the experimental falling evaporation rate starts at the 6th day, while the 4th and 8th day are simulated by the IRE model and the Yanful's model. The evaporation rate curve produced by the IRE is similar with that by the FEM method. For the coarse sand, the IRE over-predicts the cumulative evaporation by 13.8 %, compared to 17.6 % by the Yanful method, whilst the under-prediction of 15.0 % is simulated for the fine sand by the IRE method, compared with the experimental values. From the above it can be concluded that the developed IRE method performed satisfactorily, compared with the results from the FEM method and the Yanful method.

Case 3: Field experiment

Both the infiltration model and the evaporation model cannot simply be applied due to the interactive processes involved. Therefore, only the FEM method is used for comparing the IRE method with other alternatives. Both the infiltration amounts from the IRE method and the FEM method are 37.4 cm, equal to the cumulative rainfall. This means that all the potential rainfall infiltrated to the soil column. The actual evaporation simulated by the FEM method is less than that of IRE method, whereas the drainage is opposite. However, the cumulative outflow (equal to the amount of evaporation and drainage) simulated by the FEM method is 37.16 cm, slightly more than 35.95 cm simulated by the IRE model.

Figure 6 presents the measured and simulated water content distribution by the IRE and FEM methods at different time intervals. Generally, the results from the IRE model are close to these from the FEM method and the measurements, especially on the 229th, 301th and 319th day. The differences between the IRE and the FEM are mainly in the

idéntico para ambos suelos, franco arenoso y franco arcilloso, lo que indica que los tamaños de poro son los mismos en ambos suelos. La arcilla arenosa, que tiene la conductividad hidráulica menor, es más fácil que se sature cerca del límite superior de columna de suelo.

Caso 2: Experimento de evaporación

En la Figura 5 se comparan las tasas de evaporación real simulada por el modelo de Yanful (Yanful y Mousavi, 2003), los métodos FEM e IRE desarrollado en el estudio, junto con los datos experimentales. Para la arena gruesa (Figura 5A), la tasa de evaporación se inicia experimentalmente el 5° día, en comparación con el 6° día del modelo IRE y el 9° día del modelo de Yanful. Es evidente que el modelo IRE predice mejor la fecha de la caída de la tasa de evaporación que el modelo de Yanful. Antes del día 10, la simulación real de la evaporación con los métodos de Yanful e IRE es mayor que el valor experimental, mientras que lo contrario ocurre con el resto del periodo de simulación. Para la arena fina (Figura 5B), la tasa de evaporación experimental se inicia en el 6° día, mientras que el 4° y 8° día son simuladas por el modelo IRE y el modelo Yanful. La curva de la tasa de evaporación producida por el modelo IRE es similar a la del método FEM. Para la arena gruesa el modelo IRE sobrepredice 13.8 % la evaporación acumulada, frente al 17.6 % del método Yanful, mientras que la subpredicción del 15.0 % es simulada para la fina arena por el método IRE, en comparación con los valores experimentales. De lo anterior se puede concluir que los resultados del método desarrollado IRE son satisfactorios, comparado con los resultados del método FEM y el método Yanful.

Caso 3: Experimento de campo

El modelo de infiltración y el modelo de evaporación simplemente no se pueden aplicar debido a los procesos interactivos. Por lo tanto, sólo el método FEM se usa para comparar el método IRE con otras alternativas. Tanto las cantidades de infiltración del método IRE como la del método FEM son 37.4 cm, igual a la precipitación acumulativa. Esto significa que todas las posibles precipitaciones se infiltran en la columna de suelo. La evaporación

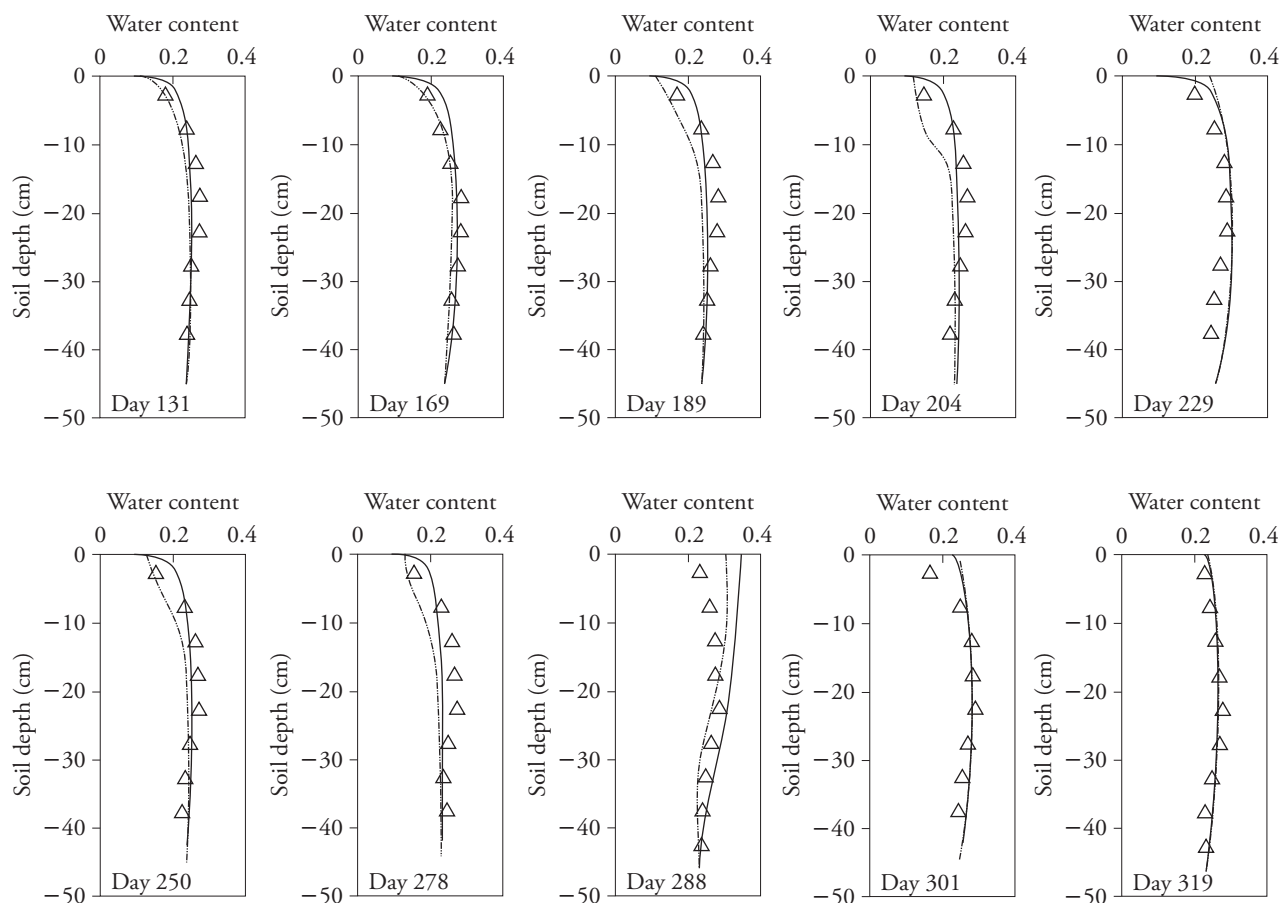


Figure 6. Comparison of water content distributions between the measured and simulated by the IRE (the dashed line) and FEM (the real line) methods, at different time intervals.

Figura 6. Comparación de distribuciones del contenido de agua entre la medida y la simulada por los métodos IRE (línea discontinua) y FEM (línea real), en diferentes intervalos de tiempo.

top 6 cm soil. This might be attributed to the rapid change in the moisture diffusivity during the wet period of the soil. Nevertheless, the results obtained from the developed IRE method are acceptable for practice use.

CONCLUSIONS

A model based on the IRE method was developed in this study for soil water movement modeling in the soil-atmosphere system. The model is much simpler than the FEM method, it is as easy as cascade model to implement, and also achieves accurate results similar to those from the FEM method. The model is able to simulate infiltration into uniform soil with arbitrary initial moisture distributions under an unsteady rainfall event and evaporation as well. Results show the developed model worked

real simulada con el método FEM es inferior a la del método IRE, mientras que el drenaje es lo contrario. Sin embargo, la caída acumulada (igual a la cantidad de evaporación y drenaje) simulada con el método FEM es 37.16 cm, un poco más de 35.95 cm simulada por el modelo IRE.

La Figura 6 presenta la distribución del contenido de agua medida y simulada por los métodos IRE y FEM en diferentes intervalos de tiempo. En general, los resultados del modelo IRE están cerca a los del método FEM y las mediciones, especialmente en los días 229, 301 y 319. Las diferencias entre IRE y FEM están principalmente en los 6 cm de parte superior de suelo. Esto puede atribuirse a un cambio rápido en la difusividad de la humedad durante el período de humectación del suelo. Sin embargo, los resultados obtenidos a partir del método desarrollado IRE son aceptables para la práctica.

well for different soils under different atmospheric conditions and, therefore, the model has the potential to be employed for agro-hydrological simulations in a wide range of fields.

ACKNOWLEDGEMENTS

The work was funded by 973 Program (No. 2013CB227904), the National Natural Science Foundation of China (Nos. U1361214, 51379187), and the Fundamental Research Funds for the Central Universities (No. 2012QNB10). The authors gratefully thank Dr. J. Šimůnek for providing the SWMS_2D source code, and other experts for providing the validation data in their related studies.

LITERATURE CITED

- Agricultural Research Service. 1963. Hydrological data for experimental watersheds in the United States 1956-59. U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C. Misc. Publ 945, pp: 62.9-1-62.9-8.
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. 1998. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, Crop Evapotranspiration (Guidelines for computing crop water requirements), pp: 15-86.
- Aydin, M. 2008. A model for evaporation and drainage investigations at ground of ordinary rainfed-areas. *Ecol. Model.* 217: 148-156.
- Brooks, R. H., and A. T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper 3*, Civil Engineering Department, Colorado State University, Fort Collins, USA, pp: 1-27.
- Burns, I. G. 1974. A model for predicting the redistribution of salts applied to fallow soils after excess rainfall or evaporation. *J. Soil Sci.* 25: 165-178.
- Chu, X., and M. A. Mariño. 2005. Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall. *J. Hydrol.* 313: 195-207.
- Chu, X. F. 2006. HYDROL-INF Modelling System Version 2.22 User's Manual.
- Chu, X., and M. A. Mariño. 2006. Simulation of Infiltration and Surface Runoff, A Windows-Based Hydrologic Modeling System HYDROL-INF. World Environmental and Water Resource Congress 2006, ASCE, 1-8.
- Chu, S. T. 1978. Infiltration during an unsteady rain. *Water Resour. Res.* 14(3): 461-466.
- Cook, F. J., and D. W. Rassam. 2002. An analytical model for predicting water table dynamics during drainage and evaporation. *J. Hydrol.* 263: 105-113.
- Gardner, W. R., and D. I. Hillel. 1962. The relation of external evaporation conditions to the drying of soils. *J. Geo. Res. Atm.* 67: 4319-4325.
- Gencoglan, C., S. Gencoglan, H. Merdun, and K. Ucan. 2005. Determination of ponding time and number of on-off cycles for sprinkler irrigation applications. *Agr. Water Manage.* 72: 47-58.

CONCLUSIONES

Un modelo basado en el método IRE fue desarrollado en este estudio para el modelado del movimiento de agua en el suelo y la atmósfera. El modelo es mucho más sencillo que el método FEM, es tan sencillo como modelo de implementación en cascada, y logra además resultados precisos similares a los de la FEM. El modelo puede simular infiltración en suelo uniforme con distribuciones iniciales arbitrarias de humedad inestable en un evento de lluvias inestable y evaporación. Los resultados muestran que el modelo desarrollado funcionó bien para diferentes suelos bajo diversas condiciones atmosféricas y, por tanto, tiene el potencial de ser usado para simulaciones agro-hidrológicas en una amplia variedad de campos.

—Fin de la versión en Español—



- Green, R. E., and G. A. Ampt. 1911. Studies on soil physics: I. Flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.* 4: 1-24.
- Idso, S. B., R. J. Reginato, and R. D. Jackson. 1979. Calculation of evaporation during the three stages of soil drying. *Water Resour. Res.* 15: 487-488.
- Jain, A., and A. Kumar. 2006. An evaluation of artificial neural network technique for the determination of infiltration model parameters. *Appl. Soft. Comput.* 6: 272-282.
- Jarvis, N., A. Etana, and F. Stagnitti. 2008. Water repellency, near-saturated infiltration and preferential solute transport in a macroporous clay soil. *Geoderma.* 143: 223-230.
- Kay, A. L., and H. N. Davies. 2008. Calculating potential evaporation from climate model data: A source of uncertainty for hydrological climate change impacts. *J. Hydrol.* 358: 212-239.
- Lee, D. H., and L. M. Abriola. 1999. Use of the Richards equation in land surface parameterizations. *J. Geophys. Res.* 104: 27519-27526.
- Lugomela, G. V. 2007. Two-phase flow numerical simulation of infiltration and groundwater drainage in a rice field. *Phys. Chem. Earth.* 32: 1023-1031.
- Miller, E. E., and R. D. Miller. 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. *J. Appl. Phys.* 27: 324-332.
- Mollerup, M. 2007. Philip's infiltration equation for variable-head ponded infiltration. *J. Hydrol.* 347: 173-176.
- Parlange, J. Y., R. Haverkamp, and J. Touma. 1985. Infiltration under ponded conditions: 1 optimal analytical solution and comparison with experimental observations. *Soil Sci.* 139: 305-311.
- Peters, A., and W. Durner. 2008. Simplified evaporation method for determining soil hydraulic properties. *J. Hydrol.* 356: 147-162.

- Pielke, R. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee, and J. H. Copeland. 1992. A comprehensive meteorological modeling system-RAMS. *Meteorol. Atmos. Phys.* 49: 69-91.
- Pierson, F. B., P. R. Robichaud, C. A. Moffet, K. E. Spaeth, C. J. Williams, S. P. Hardegree, and P. E. Clark. 2008. Soil water repellency and infiltration in coarse-textured soils of burned and unburned sagebrush ecosystems. *Catena* 74: 98-108.
- Qi, X., X. Zhang, and H. Pang. 2008. An efficient multiple-dimensional finite element solute for water flow in variably saturated soils. *Agr. Sci. China*. 7: 200-209.
- Šimůnek, J., T. Vogel, and M. Th. van Genuchten. 1994. The SWMS-2D Code for Simulating Water Flow and Solute Transport in Two-Dimensional Variably-Saturated Media, Version 1.21.
- Šimůnek, J., T. Vogel, and M. Th. van Genuchten. 1995. The SWMS-3D Code for Simulating Water Flow and Solute Transport in Three-Dimensional Variably-Saturated Media, Version 1.0.
- Somma, F., and J. W. Hopmans. 1998. Transient three-dimensional modeling of soil water and solute transport with simultaneous root growth, root water and nutrient uptake. *Plant Soil*. 202: 281-293.
- Tanny, J., S. Cohen, S. Assouline, F. Lange, A. Grava, D. Berger, B. Teltch, and M. B. Parlange . 2008. Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *J. Hydrol.* 351: 218-229.
- Van Genuchten, M. Th. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.
- Van Genuchten, M. Th., F. J. Leij, and S. R. Yates. 1991. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils. EPA. 117 p.
- Yanful, E. K., and L. P. Choo. 1997. Measurement of evaporative fluxes from candidate cover soils. *Can. Geotech. J.* 34: 447-459.
- Yanful, E. K., and S. M. Mousavi. 2003. Estimating falling rate evaporation from finite soil columns. *Sci. Total Environ.* 313: 141-152.
- Yang, D., T. Zhang, K. Zhang, D. J. Greenwood, J. P. Hammond, and P. J. White. 2009. An easily implemented agro-hydrological procedure with dynamic root simulation for water transfer in the crop-soil system: Validation and application. *J. Hydrol.* 370: 177-190.
- Zhang, K., T. Zhang, and D. Yang. 2010. An explicit hydrological algorithm for basic flow and transport equations and its application in agro-hydrological models for water and nitrogen dynamics. *Agr. Water Manage.* 98: 114-123.
- Zhang, X., C. Ji, and X. Yuan. 2008. Prediction method for evaporation heat transfer of non-azeotropic refrigerant mixtures flowing inside internally grooved tubes. *Appl. Therm. Eng.* 28: 1974-1983.