

مقیاس سازی و پیش بینی نیمرخ رطوبت خاک در فاز توزیع مجدد

مرتضی صادقی* - بیژن قهرمان - کامران داوری^۱

تاریخ دریافت: ۸۷/۲/۲۳

تاریخ پذیرش: ۸۷/۴/۱۹

چکیده

نرخ و دوام جریان رو به پایین رطوبت خاک طی فرآیند توزیع مجدد، میزان ذخیره موثر آب در خاک را در هر زمان تعیین می‌کند. این امر به‌ویژه در مناطق خشک که گیاهان مجبورند برای مدت زمان زیادی وابسته به میزان رطوبت باقی‌مانده در منطقه ریشه باشند، بسیار مهم است. در این تحقیق، یک روش جدید برای مقیاس‌سازی فرآیند توزیع مجدد بر پایه مدل توزیع مجدد گرین‌امپت ارائه شده است. با استفاده از نتایج مقیاس شده حل عددی معادله عمومی جریان موسوم به معادله ریچاردز، یک معادله تجربی برای تخمین نیمرخ رطوبت خاک در فاز توزیع مجدد به دست آمده است. از ویژگی‌های بارز معادله تجربی ارائه شده، قبول تأثیر پس‌ماند در منحنی رطوبتی بر فرآیند توزیع مجدد می‌باشد. به منظور صحت‌سنجی معادله پیشنهادی، نتایج آن با نتایج حل عددی معادله ریچاردز برای یازده کلاس بافت خاک (در محدوده شن تا رس) مقایسه گردید. خطای حاصل از مقایسه برای هر یازده کلاس بافت خاک و برای گستره زیادی از شرایط اولیه ناچیز بود. اگرچه در شرایطی که عمق جبهه خیس شده اولیه و یا میزان رطوبت اولیه خاک پیش از نفوذ زیاد بود، در نتایج مدل پیشنهادی نسبت به حل عددی کمی انحراف دیده می‌شد. بدین ترتیب مدلی ارائه شده است که بتواند با سادگی کاربرد مدل‌های تحلیلی و دقت مدل‌های عددی، میزان رطوبت خاک را در هر عمق و هر زمان در طول فاز توزیع مجدد، تخمین بزند.

واژه‌های کلیدی: مقیاس‌سازی، نیمرخ رطوبت خاک، توزیع مجدد، گرین-امپت

مقدمه

زیادی وابسته به میزان رطوبت باقی‌مانده در منطقه ریشه باشند، بسیار مهم است (۶).

برای تخمین تغییرات مکانی و زمانی میزان رطوبت خاک در طول فاز توزیع مجدد، بسیاری از محققین مدل‌هایی ارائه نموده‌اند که به طور عمده بر پایه حل عددی و تحلیلی معادله عمومی جریان (معادله ریچاردز) می‌باشند، اگر چه این مدل‌ها با مشکلاتی نظیر پیچیدگی کاربرد در مدل‌های عددی و دقت ناکافی ناشی از ساده‌سازی‌های فراوان در مدل‌های تحلیلی، روبرو هستند. این مشکلات

نرخ جریان رو به پایین رطوبت خاک، پس از پایان نفوذپذیری و طی فرآیند توزیع مجدد، میزان ذخیره موثر آب در خاک را در هر زمان تعیین می‌کند. این امر به‌ویژه در مناطق خشک که گیاهان مجبورند برای مدت زمان

۱- به ترتیب دانشجوی کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشیار و استادیار دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

Email: M.Sadeghi.um@gmail.com

*- نویسنده مسئول:

شاخص توزیع اندازه منافذ خاکها (λ)، مورد مطالعه قرار گرفت. آنها فقط مقادیر متوسط رطوبت خاک را طی فاز توزیع مجدد به صورت یک سری از توابع توانی ضمنی از λ ارایه نمودند و مدل آنها قادر به پیش‌بینی نحوه توزیع مکانی رطوبت خاک (نیمرخ رطوبت خاک) نبود.

در این تحقیق، یک روش جدید برای مقیاس‌سازی فرآیند توزیع مجدد بر پایه مدل توزیع مجدد گرین-امپت^۳ (GAR) (۱۲) ارایه شده است. بر پایه این روش، یک معادله تجربی برای پیش‌بینی نیمرخ رطوبت خاک^۴ (SMP) طی فرآیند توزیع مجدد، با برازش به نتایج مقیاس شده حل عددی معادله ریچاردز پیشنهاد شده است.

پیش‌زمینه تئوری: مدل GAR

مدل معروف گرین-امپت (۵) حدود یک قرن پیش برای تخمین میزان نفوذپذیری آب در خاک ارایه گردید. این معادله اگرچه برای مدت زیادی به دست فراموشی سپرده شده بود، اما امروزه مجدداً مورد توجه دانشمندان علوم مرتبط با خاک قرار گرفته است. چرا که این مدل اگرچه تجربی است ولی دارای ضرایبی با ماهیت فیزیکی می‌باشد. در این مدل فرض شده که نیمرخ رطوبت خاک در طول نفوذ، مستطیلی می‌باشد (شکل ۱). مدل نفوذ گرین-امپت به طور کلی می‌تواند به صورت زیر نمایش داده شود:

$$i = K_s \frac{G(\theta_s, \theta_i) + z_f(t)}{z_f(t)} \quad (1)$$

که در این رابطه K_s هدایت هیدرولیکی اشباع خاک، $z_f(t)$ عمق جبهه رطوبتی در زیر سطح خاک و $G(\theta_s, \theta_i)$ مکش مؤثر جبهه رطوبتی می‌باشد که به

محققین را برای یافتن روش‌های جایگزین ترغیب نموده است. هدف عمده از این تحقیق استفاده از روش (مقیاس‌سازی^۱) به عنوان یک ابزار برای استخراج یک مدل تجربی با سادگی کاربرد مدل‌های تحلیلی و دقت مدل‌های عددی می‌باشد.

دو روش برای مقیاس‌سازی فرآیندها معمول است: یکی روش آنالیز ابعادی که بر پایه وجود شباهت فیزیکی بین دو محیط در مقیاس میکروسکوپی می‌باشد. دیگری روش تجربی که بر پایه تحلیل رگرسیونی می‌باشد که این روش به (نرمال‌سازی تابعی^۲) موسوم است (۱۷). محیط‌های متشابه میلر و میلر (۱۰) و روش‌های بر پایه فرکتال تایلر و ویتکرفت (۱۹)، ریو و اسپوزیتو (۱۳) و هانت و گی (۷ و ۸) نمونه‌هایی از روش نخست هستند که همه آنها مفهوم محیط‌های متشابه را برای خاک‌هایی که به طور کلی غیر متشابه هستند، با یک سری فرضیات اضافی و استفاده از روش رگرسیون به کار برده‌اند (۹).

بیشتر محققینی چون یانگز (۲۳ و ۲۴)، واریک و حسین (۲۲) و کوزاک و آهوجا (۹) بر روی مقیاس‌سازی فرآیند توزیع مجدد تحقیق نمودند. یانگز (۲۳ و ۲۴) و واریک و حسین (۲۲) هر کدام یک شکل مقیاس شده از معادله ریچاردز ارایه کردند و آن را برای شرایط نفوذ و توزیع مجدد به صورت عددی حل نمودند. آنها به صورت نموداری نشان دادند که نتایج حاصل از حل این معادله، به خوبی برای خاک‌های مختلف مقیاس خواهند شد. اما آنها مدلی برای نمایش تخمینی نتایج خود ارایه نکردند. هم‌چنین مقیاس‌سازی فرآیندهای نفوذ و توزیع مجدد توسط کوزاک و آهوجا (۹) بر پایه ارتباط بین ویژگی‌های هیدرولیکی و

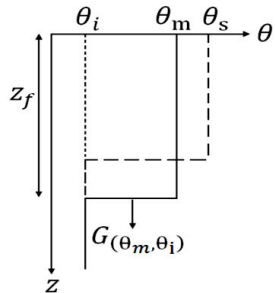
3 - Green-Ampt Redistribution
4- Soil Moisture Profile

1 - scaling
2 - Functional normalization

$$\Theta_m = \frac{\theta_m - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}, \Theta_i = \frac{\theta_i - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

که θ_r درصد رطوبت باقی مانده خاک می‌باشد.

قانون داری در این حالت می‌تواند به صورت زیر نوشته شود (۱۶).



(شکل ۲) - شرح ترسیمی پارامترهای مدل GAR

$$[\theta_m(t) - \theta_i] \frac{dz_f(t)}{dt} = K_s \frac{G(\theta_m, \theta_i)}{z_f(t)} + K_m(t) \quad (5)$$

که $K_m(t)$ هدایت هیدرولیکی غیر اشباع متناظر با درصد رطوبت متوسط جبهه رطوبتی در زمان t پس از شروع فاز توزیع مجدد ($\theta_m(t)$) می‌باشد.

وقتی هیچ تبخیری از سطح خاک رخ ندهد، موجودیت آب در خاک ثابت و برابر عمق آب نفوذ یافته به داخل خاک (I) خواهد بود:

$$I = [\theta_m(t) - \theta_i] z_f(t) = [\theta_{mi} - \theta_i] z_{fi} \quad (6)$$

که z_{fi} عمق اولیه جبهه رطوبتی و θ_{mi} درصد رطوبت اولیه متوسط جبهه رطوبتی پس از پایان فاز نفوذپذیری می‌باشد. وقتی که در فاز نفوذ یک انباشت آب در سطح خاک موجود باشد، θ_{mi} برابر θ_s خواهد بود.

از ترکیب معادلات (۵) و (۶) خواهیم داشت:

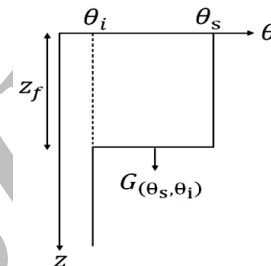
$$\frac{dz_f(t)/dt}{z_f(t)} = \frac{K_s G(\theta_m, \theta_i) [\theta_m - \theta_i]}{I^2} + \frac{K_m}{I} \quad (7)$$

این معادله سرعت پیشروی جبهه رطوبتی ($dz_f(t)/dt$) را نسبت به عمق جبهه رطوبتی، در فاز توزیع مجدد به دست می‌دهد.

صورت رابطه زیر برای درصد رطوبت خاک پیش از نفوذ (θ_i) که در برابر درصد رطوبت اشباع خاک (θ_s) ناچیز باشد، تعریف می‌شود:

$$G(\theta_s, \theta_i) = \frac{1}{K_s} \int_{-\infty}^{h_b} K(h) dh + h_b \quad (2)$$

که در آن $K(h)$ هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک در مکش h و h_b میزان مکش ورود هوا می‌باشد.



(شکل ۱) - شرح ترسیمی پارامترهای مدل نفوذ گرین-امپت.

برای تابع هدایت هیدرولیکی غیر اشباع بروکس و کوری (۱) و تقریب کمپل (۲) برای شیب لگاریتمی این تابع برابر با $2+3\lambda$ می‌توان نوشت (۱۵):

$$G(\theta_s, \theta_i) = h_b \frac{2+3\lambda}{1+3\lambda} \quad (3)$$

که λ در این رابطه شاخص توزیع اندازه منافذ خاک می‌باشد.

آگدن و ثقفیان (۱۲) مدل نفوذ گرین-امپت را برای فاز توزیع مجدد، با تعریف یک مکش مؤثر جبهه رطوبتی بین مقادیر دلخواه درصد رطوبت متوسط جبهه رطوبتی (θ_m) و درصد رطوبت خاک پیش از نفوذ (θ_i) به صورت زیر بسط دادند (شکل ۲):

$$G(\theta_m, \theta_i) = h_b \frac{2+3\lambda}{1+3\lambda} \left(\frac{\Theta_m^{3+\frac{1}{\lambda}} - \Theta_i^{3+\frac{1}{\lambda}}}{1 - \Theta_i^{3+\frac{1}{\lambda}}} \right) \quad (4)$$

که در این رابطه Θ_m و Θ_i به ترتیب شکل‌های بی بعد θ_m و θ_i هستند که به صورت زیر تعریف می‌شوند:

مواد و روش ها

مقیاس‌سازی فرآیند توزیع مجدد

مقیاس‌سازی زمان (t) و مکان (z) به عنوان متغیرهای مستقل و درصد رطوبت خاک (θ) به عنوان متغیر وابسته، در

این تحقیق به صورت زیر پیشنهاد می‌شود:

$$t^* = v_{f_i} t \quad (۸)$$

$$z^* = \frac{z}{z_{f_i}} = \frac{z[\theta_{mi} - \theta_i]}{I} \quad (۹)$$

$$\theta^* = \frac{\theta - \theta_i}{\theta_{mi} - \theta_i} \quad (۱۰)$$

که v_{f_i} سرعت اولیه عمق مقیاس شده جبهه رطوبتی

می‌باشد و از رابطه زیر قابل محاسبه خواهد بود:

$$v_{f_i} = \left[\frac{dz_f(t)/dt}{z_f(t)} \right]_{t=0} = \frac{K_s G(\theta_{mi}, \theta_i) [\theta_{mi} - \theta_i]}{I^2} + \frac{K_{mi}}{I} \quad (۱۱)$$

که K_{mi} هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک متناظر با

درصد رطوبت θ_{mi} می‌باشد.

فرض نیمرخ‌های مستطیلی در مدل‌های نفوذ و توزیع

مجدد گرین-امپت یک فرض ساده کننده است که در

واقعیت مصداق ندارد. برای واقع‌بینی بیشتر، با فرض اینکه

تغییرات میزان رطوبت خاک در ناحیه انتقال (ناحیه بین جبهه

رطوبتی و خاک خشک لایه‌های پایینی) از یک الگوی

توزیع نرمال تبعیت می‌کند، می‌توان از تابع مکمل خطا^۱

(erfc) برای پیش‌بینی SMP در طول فاز توزیع مجدد به

صورت زیر استفاده کرد (شکل ۳):

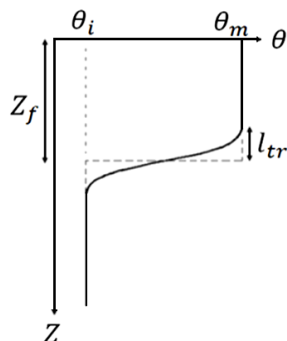
$$\theta = \theta_i + 0.5(\theta_m - \theta_i) \operatorname{erfc} \left[\alpha \frac{z - z_f}{l_{tr}} \right] \quad (۱۲-الف)$$

که l_{tr} نصف طول ناحیه انتقال می‌باشد (شکل ۳).

معادله (۱۲-الف) درصد رطوبت θ_i را در بخش‌های

خشک پایینی خاک و مقداری نزدیک به θ_m را در جبهه

رطوبتی به دست می‌دهد، اما هیچ گاه به θ_m نمی‌رسد. برای رفع مشکل فرض می‌کنیم که رطوبت، درست در لبه بالایی ناحیه انتقال برابر $0.999\theta_m$ باشد. بدین ترتیب مقدار پارامتر α در معادله برابر $2/2$ خواهد گردید.



(شکل ۳) - شرح ترسیمی پارامترهای معادله تجربی پیشنهادی.

فرم مقیاس شده معادله (۱۲-الف) به صورت زیر می

باشد:

$$\theta^* = 0.5\theta_m^*(t^*) \operatorname{erfc} \left[2.2 \frac{z^* - z_f^*(t^*)}{l_{tr}^*(t^*)} \right] \quad (۱۲-ب)$$

از ترکیب معادلات (۶)، (۹) و (۱۰) خواهیم داشت:

$$\theta_m^*(t^*) = \frac{1}{z_f^*(t^*)} \quad (۱۳)$$

بنابراین SMP مقیاس شده در طول فاز توزیع مجدد از

رابطه زیر تبعیت خواهد کرد:

$$\theta^* = \frac{0.5}{z_f^*(t^*)} \operatorname{erfc} \left[2.2 \frac{z^* - z_f^*(t^*)}{l_{tr}^*(t^*)} \right] \quad (۱۴)$$

که z_f^* و l_{tr}^* توابع ناشناخته‌ای از t^* می‌باشند. برای

شناسایی ارتباط بین این توابع با α ، معادله ریچاردز به

صورت عددی توسط مدل SWAP نسخه 2.07 (۲۰) برای

خاک‌های رس سیلتی و لوم رسی شنی که عنوان خاک‌های

مرجع انتخاب گردیدند، حل شد. لوم رسی شنی، برای

زمان‌های مقیاس شده بزرگ (بزرگ‌تر از ۵) و رس سیلتی

برای زمان‌های مقیاس شده کوچک (کوچک‌تر از ۵) در

1 - Complementary error function

که مقادیر K_s در مقیاس‌سازی خروجی‌های مدل SWAP ناموفق بودند، به گونه‌ای که وقتی مقادیر K_{ns} مورد استفاده قرار گرفتند مقیاس‌سازی نتایج به خوبی انجام گردید. دلیل این مسأله به طور دقیق شناخته شده نیست، اما می‌توان آن را به ساختار محاسباتی مدل SWAP منتسب کرد.

تأثیر پس‌ماند رطوبتی

اگرچه مدل تجربی پیشنهادی هنوز نمی‌تواند تأثیر پس‌ماند در منحنی مشخصه رطوبتی را در نظر بگیرد، اما این پدیده نقش مهمی را در فرآیند توزیع مجدد به خصوص در خاک‌های شنی ایفا می‌نماید (۱۴). زیرا در این فرآیند، در حالی که لایه‌های بالایی خاک رطوبت از دست می‌دهند، لایه‌های پایینی خاک رطوبت جذب می‌کنند. به علاوه یک ناحیه میانی درست در زیر جبهه مرطوب وجود دارد که نخست رطوبت جذب می‌کند و سپس از دست می‌دهد. در این حالت میزان رطوبت خاک در یک زمان معین، به سابقه خیس‌شدگی یا خشک‌شدگی بستگی خواهد داشت (۶). پدیده پس‌ماند تحلیل فرآیند توزیع مجدد را پیچیده می‌سازد. از این رو مدل‌های تحلیلی و یا نیمه تحلیلی به سختی می‌توانند این پدیده را در نظر بگیرند. به نظر می‌رسد که بهترین روش برای قبول پس‌ماند، استفاده از مدل‌های عددی می‌باشد (۶).

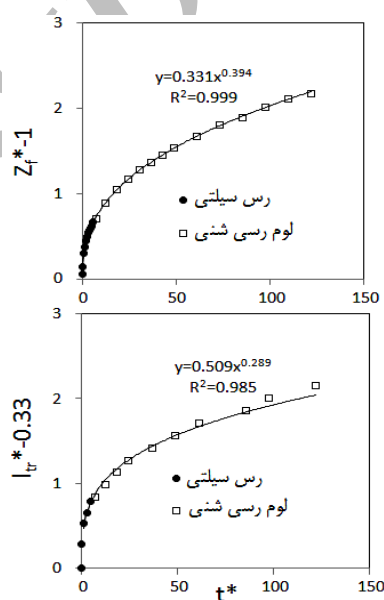
وجود پس‌ماند در منحنی مشخصه رطوبتی باعث یک تأخیر در پیشروی جبهه رطوبتی، نسبت به حالتی که پس‌ماند وجود ندارد، خواهد شد (۱۴). تأثیر پس‌ماند بر فرآیند توزیع مجدد در (شکل ۵) نشان داده شده است. این شکل از خروجی‌های مدل SWAP به دست آمده است که برای قبول پس‌ماند، دو مقدار متفاوت از پارامتر α در توابع هیدرولیکی ون‌گنوختن (۲۱)، مربوط به شاخه‌های خشک-شدگی و خیس‌شدگی، اختیار می‌کند. هم‌چنین این شکل

نظر گرفته شدند. در این حل، برای شرایط مرزی بالایی، شار صفر و برای شرایط مرزی پایینی، زهکشی آزاد منظور گردید. دو معادله توانی به صورت زیر برای شناخت رابطه بین z_f^* و l_{tr}^* با زمان مقیاس شده به دست آمد (شکل ۴):

$$z_f^* = 1 + 0.331t^{*0.394} \quad (15)$$

$$l_{tr}^* = 0.33 + 0.509t^{*0.289} \quad (16)$$

که در این روابط اعداد ۱ و ۰/۳۳ به ترتیب مقادیر اولیه z_f^* و l_{tr}^* برای خاک‌های مرجع می‌باشند.



(شکل ۴) ارتباط تابعی بین z_f^* و l_{tr}^* با زمان مقیاس شده (t^*).

علاوه بر دو خاک مرجع، ۹ خاک متوسط کلاس‌های بافتی دیگر نیز در این مطالعه استفاده گردید که مشخصات این خاک‌ها و نیز خاک‌های مرجع، شامل ضرایب توابع هیدرولیکی ون‌گنوختن (۲۱)، در (جدول ۱) آورده شده است. در این جدول K_{ns} هدایت هیدرولیکی خاک در رطوبت نزدیک به اشباع خاک (θ_{ns}) می‌باشد. با این توضیح

نشان می‌دهد که در شرایط عدم وجود پس‌ماند، اگر شاخه خیس‌شدگی منحنی رطوبتی استفاده شود، نسبت به زمانی که از شاخه خشک‌شدگی استفاده می‌شود، یک تأخیر

زمانی در پیشروی جبهه رطوبتی وجود خواهد داشت. تحقیقات روبین (۱۴) در این زمینه، این امر را تأیید می‌نماید

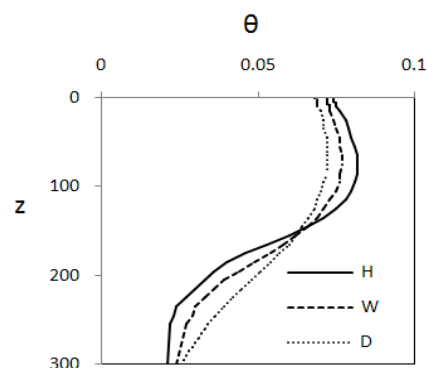
(جدول ۱) - پارامترهای توابع هیدرولیکی و نغذختن (۲۱) برای ۱۱ بافت خاک استفاده شده در این مطالعه

α	n	K_{ns}	K_s	θ_{ns}	θ_r	θ_s	بافت خاک
(cm^{-1})		(cm day^{-1})	(cm day^{-1})	($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	
۰/۱۳۸۰	۱/۵۹۲	۲۴۰/۰۵	۵۰۴/۰۰	۰/۴۳	۰/۰۲۰	۰/۴۳۷	شن
۰/۱۱۵۰	۱/۴۷۴	۵۴/۶۶	۱۴۶/۶۴	۰/۴۳	۰/۰۳۰	۰/۴۳۸	شن لومی
۰/۶۸۲	۱/۲۹۰	۱۸/۲۱	۶۲/۱۶	۰/۴۵	۰/۰۴۰	۰/۴۵۳	لوم سنی
۰/۰۸۹۶	۱/۲۲۰	۶/۴۸	۳۱/۶۸	۰/۴۶	۰/۰۲۰	۰/۴۶۳	لوم
۰/۰۴۸۲	۱/۲۱۱	۲/۶۰	۱۶/۳۲	۰/۵۰	۰/۰۱۰	۰/۵۰۵	لوم سیلتی
۰/۰۳۵۷	۱/۲۵۰	۲/۶۷	۱۰/۳۲	۰/۴۰	۰/۰۷۰	۰/۴۰۲	لوم رسی سنی (مرجع)
۰/۰۳۸۶	۱/۱۹۴	۰/۷۶	۵/۵۲	۰/۴۶	۰/۰۷۰	۰/۴۶۴	لوم رسی
۰/۰۳۰۷	۱/۱۵۱	۰/۲۱	۳/۶۰	۰/۴۷	۰/۰۴۰	۰/۴۷۸	لوم سیلتی رسی
۰/۰۳۴۳	۱/۱۶۸	۰/۲۴	۲/۸۸	۰/۴۰	۰/۱۰۰	۰/۴۰۶	رس سنی
۰/۰۲۹۲	۱/۱۲۷	۰/۰۷	۲/۱۶	۰/۴۷	۰/۰۹۰	۰/۴۷۹	رس سیلتی (مرجع)
۰/۰۲۶۸	۱/۱۳۱	۰/۰۵	۱/۴۴	۰/۴۷	۰/۰۹۰	۰/۴۷۹	رس

جهت اصلاح تأخیر زمانی ناشی از پس‌ماند، اعمال یک ضریب موسوم به "ضریب بازدارندگی" (R)، پیشنهاد شده است. بنابراین، زمان مقیاس شده را برای خاک‌های دارای پس‌ماند می‌توان به صورت زیر اصلاح کرد:

$$t^* = v_{f_i} R t \quad (17)$$

برای ضریب بازدارندگی در خاک‌های درشت بافت، مقادیر ارایه شده در (جدول ۲) پیشنهاد می‌شود. برای سایر بافت‌های خاک، تأثیر پس‌ماند بر پیشروی جبهه رطوبتی در فرآیند توزیع مجدد ناچیز است و می‌توان برای ضریب بازدارندگی در این خاک‌ها مقدار ۱ را برگزید. مقادیر پیشنهاد شده در (جدول ۲)، به صورت تجربی از مقایسه بین نتایج مدل SWAP برای شرایط با و بدون وجود پس‌ماند به



(شکل ۵) - تأثیر پس‌ماند بر فرآیند توزیع مجدد در یک خاک سنی. نیمرخ رطوبت خاک با وجود پس‌ماند (H) با شرایطی که پس‌ماند وجود ندارد مقایسه شده است. W نشان دهنده خاک بدون پس‌ماند بر پایه شاخه خیس‌شدگی منحنی رطوبتی و D نشان دهنده خاک بدون پس‌ماند بر پایه شاخه خشک‌شدگی منحنی رطوبتی می‌باشد.

شده، می‌توان آن را در محیط واقعی به شکل زیر نوشت:

$$\theta(z,t) = \theta_i + \frac{0.5(\theta_{mi} - \theta_i)}{1 + 0.331(v_{f_i} Rt)^{0.394}}$$

$$erfc \left[2.2 \frac{z(\theta_{mi} - \theta_i) - [1 + 0.331(v_{f_i} Rt)^{0.394}]}{0.33 + 0.509(v_{f_i} Rt)^{0.289}} \right] \quad (18)$$

معادله ۱۸ می‌تواند به عنوان یک جایگزین برای حل عددی و تحلیلی معادله ریچاردز برای شرایط توزیع مجدد مطرح شود، به طوری که هم از دقت حل عددی و هم از سادگی کاربرد حل تحلیلی برخوردار باشد.

دست آمده‌اند. در این روش، میزان α مربوط به شاخه خشک‌شدگی منحنی رطوبتی (ستون α از جدول ۱) ثابت نگه داشته شد و مقادیر متفاوتی از α شاخه خیس‌شدگی فرض گردید. اگرچه این مقادیر برای خاک‌های متوسط هر کلاس بافتی به دست آمده‌اند اما می‌توان آن‌ها را با تقریب خوبی برای سایر خاک‌های مربوط به هر کلاس نیز به کار برد. در این جدول، نسبت α خیس‌شدگی به α خشک‌شدگی بین ۱ و ۲/۴ در نظر گرفته شده است که این بازه با توجه به مقادیر گزارش شده توسط محققین پیشین (۴، ۱۱ و ۱۸)، انتخاب گردید.

شکل نهایی معادله تجربی

در نهایت، با خارج کردن معادله ۱۴ از شکل مقیاس

(جدول ۲) - مقادیر پیشنهادی ضریب بازدارندگی برای خاک‌های درشت بافت.

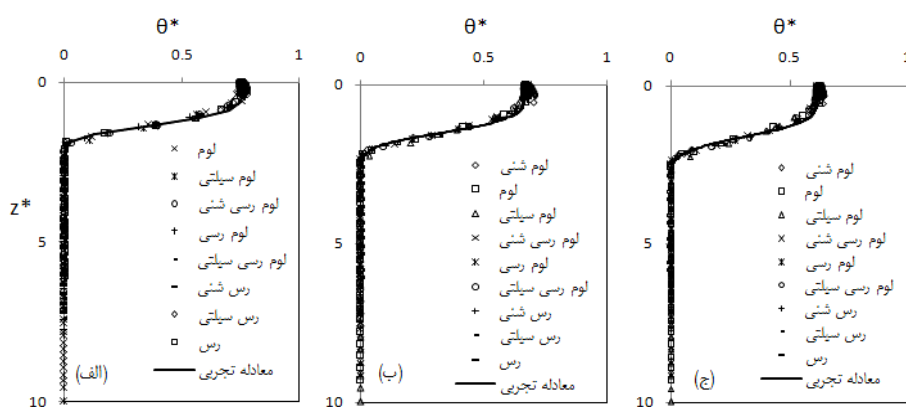
		$\alpha_{sorption} / \alpha_{desorption}$							
		۲/۴	۲/۲	۲	۱/۸	۱/۶	۱/۴	۱/۲	۱
بافت خاک	۱	۰/۴۷۵	۰/۵۱۴	۰/۵۸۵	۰/۶۳۳	۰/۶۷۸	۰/۷۶۰	۰/۸۶۴	۱
شن	۱	۰/۵۵۸	۰/۵۹۴	۰/۶۱۲	۰/۶۴۴	۰/۶۹۱	۰/۷۹۲	۰/۹۰۵	۱
شن لومی	۱	۰/۸۴۴	۰/۸۶۴	۰/۸۸۴	۰/۹۰۷	۰/۹۳۶	۰/۹۶۷	۱	۱
لوم شنی	۱								

$\alpha_{sorption}$ مقدار پارامتر α از شاخه خیس‌شدگی منحنی رطوبتی و $\alpha_{desorption}$ مقدار پارامتر α از شاخه خشک‌شدگی منحنی رطوبتی می‌باشد.

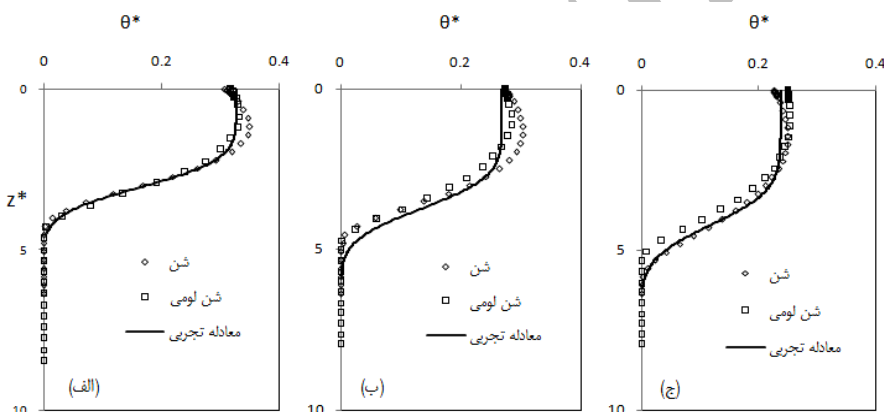
نتایج و بحث

خاک کم باشد، دقت پیش‌بینی نیمرخ رطوبت خاک توسط مدل بسیار بالا خواهد بود (شکل‌های ۶ و ۷). از آنجایی که برای زمان‌های مقیاس شده کم در خاک‌های درشت بافت نیاز به خروجی‌های ساعتی است و این نیاز توسط مدل SWAP برآورده نمی‌شود، نتایج برای خاک‌های شنی به طور مستقل در (شکل ۷) برای زمان‌های مقیاس شده زیادتیر نشان شده است. تأثیر پس‌ماند بر نیمرخ رطوبت خاک‌های درشت بافت در (شکل ۸) نشان داده شده است. این شکل نشان می‌دهد که ضریب بازدارندگی به خوبی می‌تواند تأخیر ناشی از پس‌ماند در پیشروی جبهه رطوبتی را اصلاح نماید.

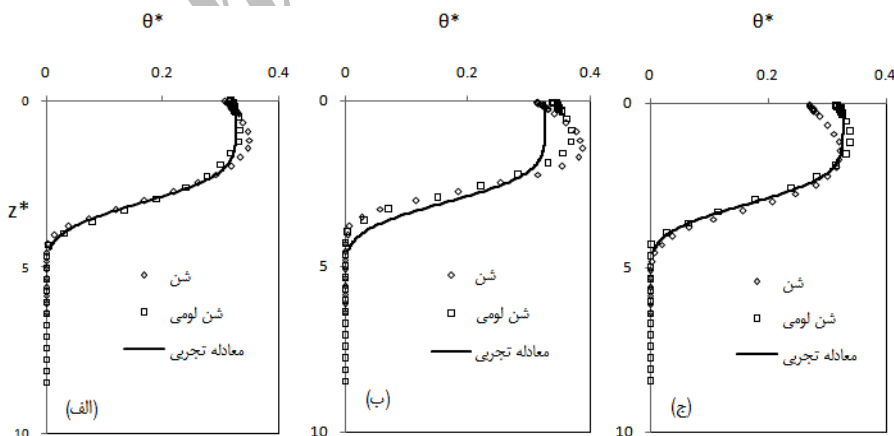
مقایسه نتایج معادله تجربی پیشنهادی با خروجی‌های مدل SWAP، نشان می‌دهد که اولاً روش جدید معرفی شده برای مقیاس‌سازی، در مقیاس کردن خروجی‌های حل عددی معادله ریچاردز (ایجاد یک نیمرخ رطوبت واحد برای همه کلاس‌های بافتی خاک) موفق عمل کرده است و ثانیاً معادله پیشنهادی توانسته است با دقت خوبی نیمرخ رطوبت را در همه کلاس‌های بافتی خاک و در گستره زیادی از شرایط اولیه پیش‌بینی نماید. به‌ویژه زمانی که عمق آب نفوذ یافته به خاک در فاز نفوذ و یا رطوبت پیش از نفوذ



(شکل ۶) - نیمرخ رطوبت مقیاس شده خاک‌های ریز و متوسط بافت در زمان مقیاس شده (الف) $t^*=1$ ، (ب) $t^*=3$ و (ج) $t^*=5$ برای عمق آب نفوذ یافته $I=100\text{mm}$ و مکش یکنواخت خاک پیش از نفوذ $h_i=10^5\text{cm}$. نقاط مربوط به خروجی‌های SWAP می باشند.



(شکل ۷) - نیمرخ رطوبت مقیاس شده خاک‌های درشت بافت در زمان مقیاس شده (الف) $t^*=100$ ، (ب) $t^*=200$ و (ج) $t^*=300$ برای عمق آب نفوذ یافته $I=100\text{mm}$ و مکش یکنواخت خاک پیش از نفوذ $h_i=10^5\text{cm}$. نقاط مربوط به خروجی‌های SWAP می باشند.

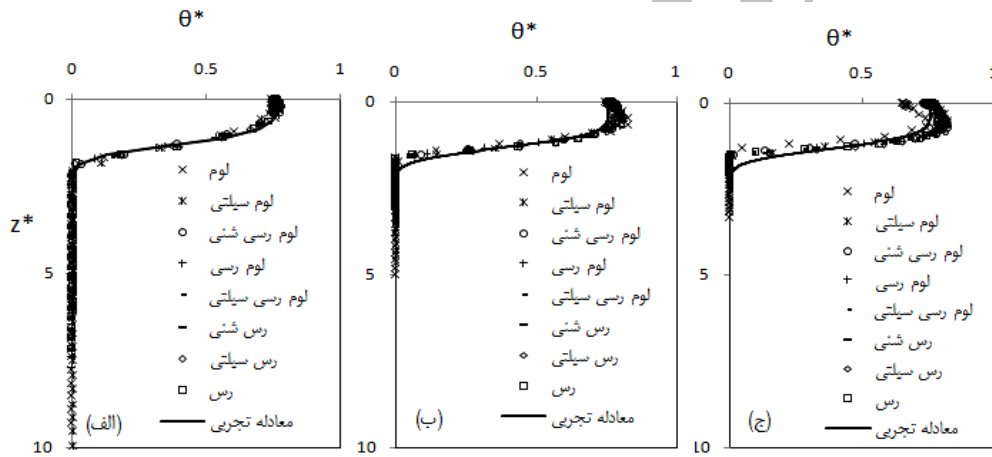


(شکل ۸) - نیمرخ رطوبت مقیاس شده برای خاک شنی (الف) بدون پس ماند، (ب) در حضور پس ماند، قبل از اصلاح با ضریب بازدارندگی و (ج) در حضور پس ماند، بعد از اصلاح با ضریب بازدارندگی در زمان مقیاس شده $t^*=100$ برای $\alpha_{\text{sorption}}/\alpha_{\text{desorption}}=1.8$ عمق آب نفوذ یافته $I=100\text{mm}$ و مکش یکنواخت خاک پیش از نفوذ $h_i=10^5\text{cm}$. نقاط مربوط به خروجی‌های SWAP می باشند.

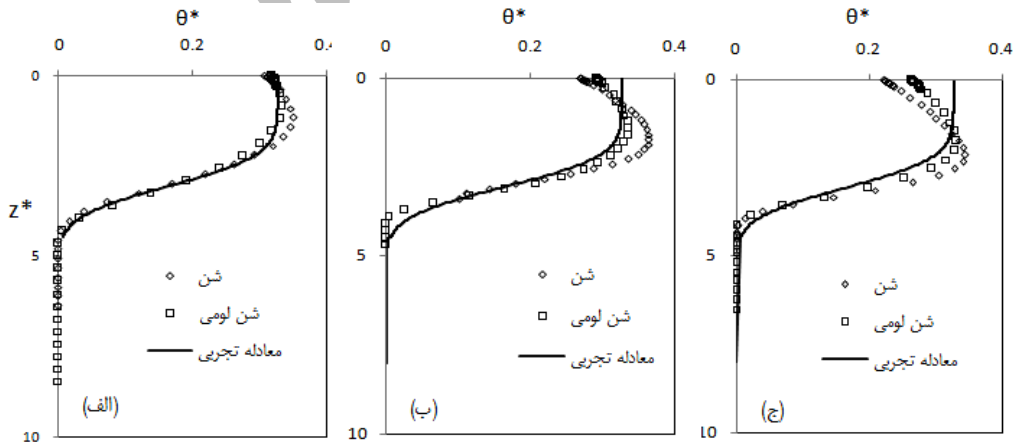
تأثیر عمق آب نفوذ یافته

زیاد باشد، چون پتانسیل ثقلی در لایه‌های بالایی خاک بیش از مکش مؤثر جبهه رطوبتی می‌گردد، شار جریان رو به پایین در لایه‌های بالایی خاک بیش از لایه‌های پایینی می‌گردد و به همین دلیل میزان رطوبت در بخش‌های بالایی جبهه رطوبتی بیش از بخش‌های پایینی می‌گردد. این پدیده در خاک‌های درشت بافت در مقادیر نسبتاً کوچکتری از عمق آب نفوذ یافته رخ می‌دهد، زیرا مکش مؤثر جبهه رطوبتی در این خاک‌ها کمتر می‌باشد (شکل ۱۰).

تأثیر مقادیر مختلف عمق آب نفوذ یافته ۱۰۰، ۲۰۰ و ۳۰۰ میلی‌متر بر روی دقت مدل پیشنهادی بررسی گردید (شکل‌های ۹ و ۱۰). مشاهده می‌شود که در مقادیر به نسبت بزرگ از عمق آب نفوذ یافته، دقت مدل در پیش‌بینی نیمرخ رطوبت خاک کاهش می‌یابد. در این حالت، نتایج حل معادله ریچاردز کاملاً از شکل تابع مکمل خطا پیروی نمی‌کنند و در لایه‌های بالایی خاک، یک انحناء در نیمرخ رطوبت به چشم می‌خورد. زمانی که عمق آب نفوذ یافته



(شکل ۹) - نیمرخ رطوبت مقیاس شده خاک‌های ریز و متوسط بافت در زمان مقیاس شده $t^*=1$ برای عمق آب نفوذ یافته (الف) $I=100\text{mm}$ ، (ب) $I=200\text{mm}$ و (ج) $I=300\text{mm}$ و مکش یکنواخت خاک پیش از نفوذ $h_i=10^5\text{cm}$. نقاط مربوط به خروجی‌های SWAP می‌باشند.

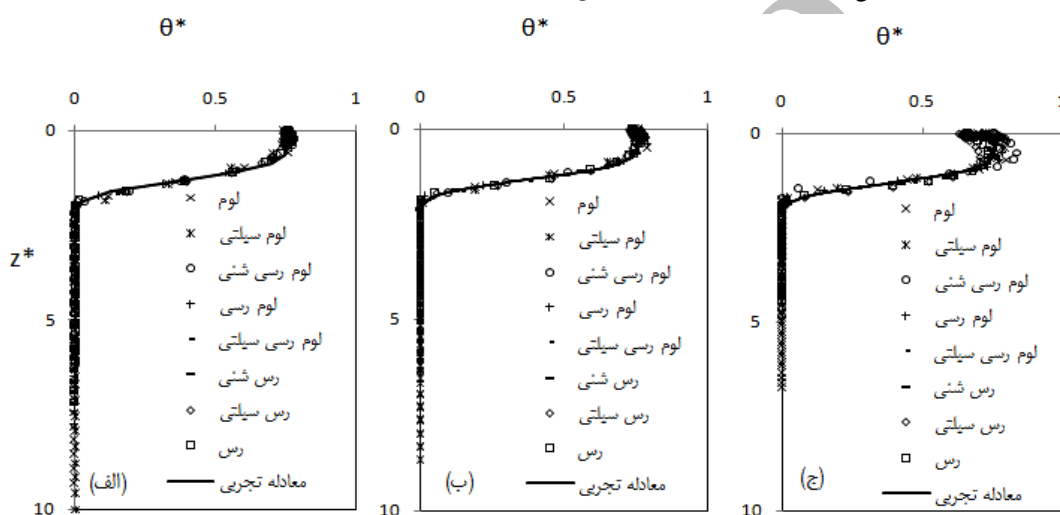


(شکل ۱۰) - نیمرخ رطوبت مقیاس شده خاک‌های درشت بافت در زمان مقیاس شده $t^*=100$ برای عمق آب نفوذ یافته (الف) $I=100\text{mm}$ ، (ب) $I=200\text{mm}$ و (ج) $I=300\text{mm}$ و مکش یکنواخت خاک پیش از نفوذ $h_i=10^5\text{cm}$. نقاط مربوط به خروجی‌های SWAP می‌باشند.

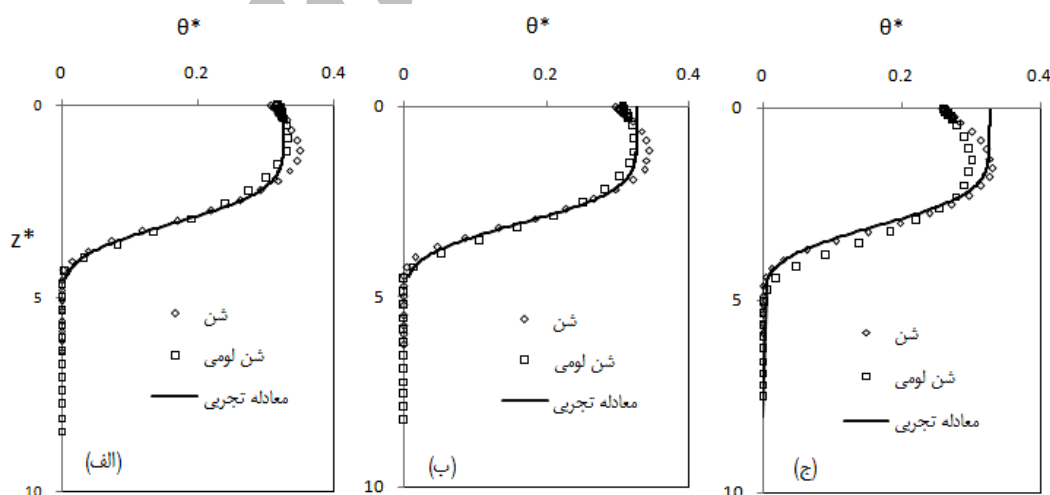
تأثیر میزان رطوبت خاک پیش از نفوذ

قبل در مورد عمق آب نفوذ یافته زیاد بحث شد و دلیل دوم مربوط به صحت مدل گرین-امپت، می باشد. چرا که مدل گرین-امپت (چه برای نفوذ و چه برای توزیع مجدد) بر این فرض استوار است که میزان رطوبت خاک پیش از نفوذ ناچیز باشد. در (شکل ۱۲) مشاهده می شود که این انحراف در خاک های شنی بیشتر است که دلیل آن قبلاً بیان شد.

(شکل ۱۱) تأثیر مقادیر مختلف رطوبت خاک پیش از نفوذ را بر دقت مدل تجربی پیشنهادی برای خاک های غیرشنی نشان می دهد. مشاهده می شود که در مقادیر بالاتر از رطوبت خاک پیش از نفوذ، انحراف بیشتری در نتایج مدل تجربی نسبت به نتایج SWAP وجود دارد. دو دلیل می تواند این مسأله را توجیه نماید. دلیل اول مشابه آنچه که در بخش



(شکل ۱۱) - نیمرخ رطوبت مقیاس شده خاک های ریز و متوسط بافت در زمان مقیاس شده $t^*=100$ برای عمق آب نفوذ یافته $I=100\text{mm}$ و مکش یکنواخت خاک پیش از نفوذ (الف) $h_i=10^5\text{cm}$ (ب) $h_i=10^4\text{cm}$ و (ج) $h_i=10^3\text{cm}$ نقاط مربوط به خروجی های SWAP می باشند.



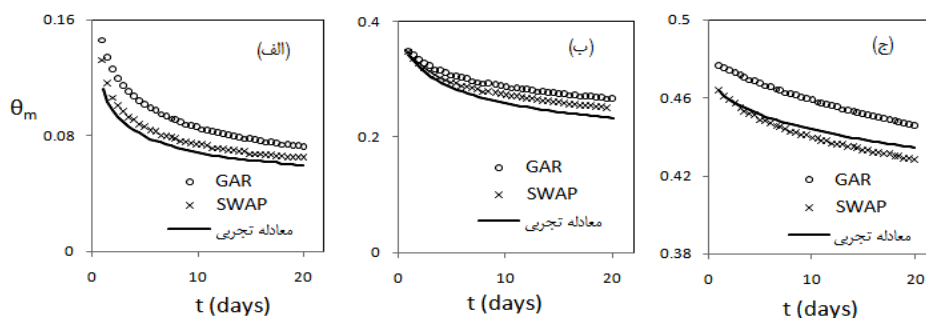
(شکل ۱۲) - نیمرخ رطوبت مقیاس شده خاک های درشت بافت در زمان مقیاس شده $t^*=100$ برای عمق آب نفوذ یافته $I=100\text{mm}$ و مکش یکنواخت خاک پیش از نفوذ (الف) $h_i=10^5\text{cm}$ (ب) $h_i=10^4\text{cm}$ و (ج) $h_i=10^3\text{cm}$ نقاط مربوط به خروجی های SWAP می باشند.

(جدول ۳) - مقادیر RMSE بین معادله تجربی و حل عددی معادله ریچاردز.

سناریو ^۱							بافت خاک
t*(a)	t*(a)	t*(a)	t*(a)	t*(c)	t*(b)	t*(a)	
I(a)	I(a)	I(c)	I(b)	I(a)	I(a)	I(a)	
hi(c)	hi(b)	hi(a)	hi(a)	hi(a)	hi(a)	hi(a)	
۰/۰۰۶۳	۰/۰۰۲۹	۰/۰۱۰۷	۰/۰۰۷۰	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۳۹	۰/۰۰۲۱	شن
۰/۰۰۶۴	۰/۰۰۱۷	۰/۰۰۵۸	۰/۰۰۳۸	۰/۰۰۳۱	۰/۰۰۲۳	۰/۰۰۱۲	شن لومی
-	-	-	-	۰/۰۰۳۷	۰/۰۰۲۷	-	لوم شنی ^۲
۰/۰۰۴۵	۰/۰۰۲۷	۰/۰۱۸۳	۰/۰۰۷۲	۰/۰۰۲۹	۰/۰۰۳۳	۰/۰۰۲۸	لوم
۰/۰۰۲۳	۰/۰۰۲۵	۰/۰۰۸۳	۰/۰۰۴۶	۰/۰۰۳۱	۰/۰۰۳۷	۰/۰۰۸۶	لوم سیلتی
۰/۰۰۷۹	۰/۰۰۱۸	۰/۰۱۱۵	۰/۰۰۶۰	۰/۰۰۲۴	۰/۰۰۲۳	۰/۰۰۲۴	لوم رسی شنی
۰/۰۰۴۰	۰/۰۰۲۸	۰/۰۱۰۴	۰/۰۰۶۶	۰/۰۰۲۴	۰/۰۰۳۱	۰/۰۰۶۹	لوم رسی
۰/۰۰۵۰	۰/۰۰۱۸	۰/۰۰۹۸	۰/۰۰۵۶	۰/۰۰۲۶	۰/۰۰۲۴	۰/۰۰۲۵	لوم سیلتی رسی
۰/۰۰۵۸	۰/۰۰۱۶	۰/۰۱۰۱	۰/۰۰۵۸	۰/۰۰۳۲	۰/۰۰۲۸	۰/۰۰۲۳	رس شنی
۰/۰۱۲۱	۰/۰۰۳۴	۰/۰۰۹۷	۰/۰۰۵۲	۰/۰۰۲۷	۰/۰۰۳۰	۰/۰۰۳۱	رس سیلتی
۰/۰۰۹۳	۰/۰۰۲۰	۰/۰۱۰۳	۰/۰۰۵۶	۰/۰۰۲۶	۰/۰۰۲۵	۰/۰۰۲۸	رس

^۱ t*(a) برای خاک‌های ریز و متوسط بافت برابر ۱ و برای خاک‌های درشت بافت برابر ۱۰۰ و t*(b) برای خاک‌های ریز و متوسط بافت برابر ۳ و برای خاک‌های درشت بافت برابر ۲۰۰ و t*(c) برای خاک‌های ریز و متوسط بافت برابر ۵ و برای خاک‌های درشت بافت برابر ۳۰۰ می باشد. I(a) برابر ۱۰۰ میلی‌متر، I(b) برابر ۲۰۰ میلی‌متر و I(c) برابر ۳۰۰ میلی‌متر می باشد. hi(a) برابر ۱۰^۵، hi(b) برابر ۱۰^۴ و hi(c) برابر ۱۰^۳ می باشد.

^۲ در خاک لوم شنی به دلیل عدم توانایی SWAP در تولید خروجی‌های ساعتی، نیمرخ رطوبت در t*=100 موجود نبود.



(شکل ۱۳) - تغییرات زمانی درصد رطوبت میانگین جبهه رطوبتی در بافت (الف) شن، (ب) لوم و (ج) رس برای عمق آب نفوذ یافته I=100mm و مکش یکنواخت خاک پیش از نفوذ h_i=10⁵cm، به دست آمده از خروجی‌های مدل‌های GAR، SWAP و معادله تجربی پیشنهادی.

(RMSE) طبق تعریف زیر به صورت کمی مورد بررسی

عملکرد مدل

دقت مدل با پارامتر ریشه میانگین مربعات خطا^۱ قرار گرفته است:

$$RMSE = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (\theta_{SWAP_i}^* - \theta_{emp_i}^*)^2} \quad (19)$$

1- Root Mean Square Errors

انتخاب گردید. دو ضریب تابع مکمل خطا با برآزش به خروجی‌های حاصل از حل عددی معادله ریچاردز، به صورت توابعی از زمان مشخص گردیدند. در نتیجه یک معادله تجربی برای پیش‌بینی نیمرخ رطوبت خاک در طول فاز توزیع مجدد به دست آمد.

در این تحقیق بررسی گردید که آیا معادله تجربی پیشنهادی می‌تواند به عنوان یک جایگزین برای مدل‌های عددی و یا تحلیلی به شمار آید که در شرایطی بتواند دارای دقت مدل‌های عددی به همراه سادگی کاربرد مدل‌های تحلیلی باشد. عملکرد مدل پیشنهادی برای همه کلاس‌های بافتی خاک و در گستره زیادی از شرایط اولیه بسیار خوب و قابل مقایسه با نتایج حل عددی معادله ریچاردز مشاهده گردید. اما در شرایطی که عمق آب نفوذ یافته و یا رطوبت خاک پیش از نفوذ زیاد بود، کمی انحراف در نتایج مدل نسبت به حل عددی معادله ریچاردز وجود داشت.

معادله تجربی این قابلیت را داراست که تأثیر پس‌ماند در منحنی مشخصه رطوبتی خاک را بر روی فرآیند توزیع مجدد لحاظ کند. از آنجایی که قبول تأثیر پس‌ماند در مدل‌های تحلیلی و نیمه‌تحلیلی بسیار پیچیده و تقریباً غیرممکن است، این می‌تواند یک مزیت عمده برای این مدل نسبت به مدل‌های تحلیلی و نیمه‌تحلیلی محسوب گردد.

ضرایب معادله تجربی پیشنهادی به صورت اعداد ثابت برای همه کلاس‌های بافتی خاک بیان شدند به گونه‌ای که این ضرایب فقط از نتایج دو خاک خاص به عنوان مرجع انتخاب گردیدند. بنابراین جای کار بیشتر برای طبقه‌بندی ضرایب معادله و ارایه آن‌ها برای کلاس‌های مختلف بافتی وجود دارد تا بتوان هنوز هم دقت معادله را در برآورد نیمرخ رطوبت افزایش داد. انتظار می‌رود با واسنجی ضرایب معادله بر اساس مشاهدات واقعی، بتوان نتایج واقع بینانه‌تری حتی نسبت به مدل‌های عددی، به دست آورد.

که در این معادله N تعداد نقاط بررسی شده، θ_{SWAP}^* میزان رطوبت مقیاس شده حاصل از نتایج SWAP در نقطه $\theta_{emp_i}^*$ و $\theta_{emp_i}^*$ میزان رطوبت مقیاس شده حاصل از نتایج مدل تجربی در نقطه $\theta_{emp_i}^*$ می‌باشد.

مقادیر RMSE حاصل از مقایسه نتایج مدل پیشنهادی و حل عددی معادله ریچاردز (خروجی‌های SWAP) در حالات بحث شده، در (جدول ۳) آورده شده است. این مقادیر گویای دقت نسبتاً بالای مدل در شرایط اولیه مختلف می‌باشند.

مقایسه مدل پیشنهادی با مدل GAR

نتایج مدل پیشنهادی با نتایج مدل GAR (۱۲) مقایسه گردید. (شکل ۱۳) برای تولید خروجی‌های مدل GAR، معادله دیفرانسیل ۷ به صورت عددی برای سه خاک شن، لوم و رس حل گردید. در این مقایسه خروجی‌های مدل SWAP، به عنوان معیار مد نظر قرار گرفت. این مقایسه نشان می‌دهد که معادله تجربی پیشنهادی در تخمین تغییرات زمانی رطوبت میانگین جبهه رطوبتی (θ_m)، به‌ویژه در خاک‌های شن و رس عملکرد بهتری نسبت به مدل GAR داشته است.

نتیجه

در این تحقیق، یک روش جدید برای مقیاس‌سازی نیمرخ رطوبت خاک در طول فرآیند توزیع مجدد ارایه شده است. این روش به خوبی توانسته است نتایج حاصل از حل عددی معادله عمومی جریان (معادله ریچاردز) را مقیاس نماید.

پس از مقیاس‌سازی نیمرخ رطوبت خاک در فاز توزیع مجدد و ایجاد یک نیمرخ رطوبت واحد برای همه بافت‌های خاک، تابع مکمل خطا برای نمایش تقریبی این نیمرخ واحد

- 1- Brooks, R. H., and Corey, A. T. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrological Paper no. 3. Colorado State University, Fort Collins.
- 2- Campbell, G. S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*. 117: 311-314.
- 3- Clapp, R. B., and Hornberger, G. M. 1977. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*. 14: 601-604.
- 4- Gillham, R. W., Klute, A., and Heermann, D. F. 1979. Measurement and numerical simulation of hysteretic flow in a heterogeneous porous medium. *Soil Science Society of America Journal*. 43: 1061-1067.
- 5- Green, W. H., and Ampt, G. A. 1911. Studies of soil physics, 1. Flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Sciences*. 4: 1-24.
- 6- Hillel, D. 1998. *Environmental soil physics*. Academic Press Inc. 449-459.
- 7- Hunt, A. G., and Gee, G. W. 2002a. Water-retention of fractal soil models using continuum percolation theory. *Vadose Zone Journal*. 1: 252-260.
- 8- Hunt, A. G., and Gee, G. W. 2002b. Application of critical analysis to fractal porous media: Comparison with examples from the Hanford site. *Advance in Water Resources*. 25: 129-146.
- 9- Kozak, J. A., and Ahuja, L. R. 2005. Scaling of infiltration and redistribution of water across soil textural classes. *Soil Science Society of America Journal*. 69: 816-827.
- 10- Miller, E. E., and Miller, R. D. 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. *Journal of Applied Physics*. 27: 324-332.
- 11- Nimmo, J. R., and Miller, E. E. 1986. The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteristics of soils. *Soil Science Society of America Journal*. 50: 1105-1113.
- 12- Ogden, F. L., and Saghafian, B. 1997. Green and Ampt infiltration with Redistribution. *Journal of Irrigation and drainage Engineering*. 123(5): 386-393.
- 13- Rieu, M., and Sposito, G. 1991. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. I. Theory. *Soil Science Society of America Journal*. 55: 1231-1238.
- 14- Rubin, J. 1967. Numerical Method for Analyzing Hysteresis-Affected, Post-Infiltration Redistribution of Soil Moisture. *Soil Science Society of America Journal*. 31: 13-20.
- 15- Smith, R. E. 2002. Infiltrability models: Comparisons and application. p. 97-118. In K.R.J. Smettem et al. (ed.) *Infiltration theory for hydrologic applications*. American Geophysical Union, Washington, DC.
- 16- Smith, R. E., Corradini, C., and Melone, F. 1993. Modeling infiltration for multi-storm runoff events. *Water Resources Research*. 29(1): 133-144.
- 17- Tillotson, P. M., and Nielsen, D. R. 1984. Scale factors in soil science. *Soil Science Society of America Journal*. 48: 953-959.
- 18- Topp, G. C., Miller, E. E. 1966. Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-bead media. *Soil Science Society of America Journal*. 30: 156-162.
- 19- Tyler, S. W., and Wheatcraft, S. W. 1990. Fractal processes in soil water retention. *Water Resources Research*. 26: 1047-1054.
- 20- van Dam, J. C., Huygen, J., Wesseling, J. G., Feddes, R. A., Kabat, P., van Walsum, P. E. V.; Groenendijk, P., and van Diepen, C. A. 1997. Theory of SWAP version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant environment. Report 71, Department Water Resources, Wageningen Agricultural University/Technical Document 45, DLO Winand Staring Centre, Wageningen.
- 21- van Genuchten, M. TH. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*. 44: 892-898.
- 22- Warrick, A. W., Hussen, A. A., 1993. Scaling of Richards' equation for infiltration and drainage. *Soil Science Society of America Journal*. 57: 15-18.
- 23- Youngs, E.G. 1983. The use of similar media theory in the consideration of soil-water redistribution in

- infiltrated soils. Proceedings of the Conference on Advances in Infiltration, Chicago. ASAE Publication. 11-83, 48-54.
- 24- Youngs, E.G. 1990. Application of scaling to soil-water movement considering hysteresis. Scaling in Soil Physics: Principles and Applications, (editors, D.Hillel and D.E. Elrick). Soil Science Society of America Special Publication, Number 5: 23-37.

Archive of SID

Scaling and prediction of soil moisture profile during redistribution phase

M. Sadeghi* - B. Ghahreman- K. Davary¹

Abstract

The rate and duration of downward flow during redistribution process determines the effective soil water storage at any time. This property is vitally important, particularly in arid and semi-arid regions where plants must rely for long periods of time on the remained soil water of the root zone. In this study a new approach for scaling of soil moisture redistribution process based on the Green-Ampt redistribution theory was developed. Using the scaled results of numerical solution of the general flow (Richards' equation), an empirical equation for predicting the soil moisture profile during redistribution process was derived. An important advantage of the empirical equation is adopting the effect of hysteresis in soil retention curve on redistribution process. To validate the proposed empirical equation, its outputs were compared with those of Richards' solution for 11 soil textural classes (from sand to clay). The comparison showed negligible amount of error for all of the 11 soil textural classes and for a wide range of initial conditions. However, some deviations from results of Richards' solution were observed under high initial infiltrated water depth and/or high initial soil water content. Therefore, a model which can estimate the soil moisture content at any depth and time during redistribution phase with accuracy of numerical models and simplicity in application of analytical models was obtained.

Key words: Scaling, Soil moisture profile, Redistribution phase, Green and Ampt equation, Richards' equation

*- Corresponding author Email: M.Sadeghi.um@gmail.com

1- Contribution from College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad