تعیین هدایت و پخشیدگی هیدرولیکی در خاک غیر اشباع با استفاده از دستگاه صفحات فشاری و انتخاب مناسب‌ترین مدل شبیه‌ساز

حسین رضائی[۱]، محمدرضا نیشابوری[۱] و علیرضا سپاسخواه[۲]

چکیده

در برآورد مقدار و شدت جریان آب‌های زیر زمینی و انتقال مواد آلاینده در محیط‌های متخلخل، ضرایب هیدرولیکی (هدایت هیدرولیکی، $K(\theta)$ و پخشیدگی هیدرولیکی، $D(\theta)$) نقش اصلی را ایفا می‌کنند. دقت این بررسی در محیط متخلخل منوط به تعیین دقیق مقادیر این ضرایب می‌باشد. اندازه‌گیری این ضرایب در شرایطی که خاک اشباع نباشد مشکل بوده و هزینه و وقت زیادی نیاز دارد. هم‌چنین به‌طور عمده اندازه‌گیری در نزدیکی رطوبت اشباع صورت می‌گیرد. بنابراین این امر، محققین را به استفاده از مدل‌ها سوق داده است. یکی از روش‌های ارزیابی ضرایب $K(\theta)$ و $D(\theta)$ ، کاربرد مدل‌های نظری بر اساس اطلاعات اندازه‌گیری شده منحنی مشخصه آب خاک است. در این پژوهش، منحنی‌های مشخصه آب خاک در ۹ بافت مختلف خاک با استفاده از دستگاه صفحات فشاری اندازه‌گیری شد. در فشارهای اعمال شده بر نمونه دست نخورده خاک (۰/۱ تا ۱/۵ مگاپاسکال)، حجم آب خروجی از دستگاه نسبت به زمان اندازه‌گیری شده و دبی خروجی در لحظه اتمام آزمایش محاسبه گردید. مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ با استفاده از دبی اندازه‌گیری شده و با به‌کارگیری معادله ساده شده ریچاردز محاسبه و به‌عنوان روش مناسب پیشنهاد شده است.

نتایج کاربرد مدل‌های معلم، وان گنوختن و همکاران، بوردین، گرین و کوری و گاردنر، در برآورد مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ در ۹ سری بافت خاک آزمایشی دارای اختلاف و پراکندگی زیادی بوده است. به‌طوری‌که، شبیه‌سازی هدایت هیدرولیکی از این مدل‌ها برای بافت‌های مختلف خاک با دقت کافی امکان پذیر نیست. اگر کمترین و بیشترین مقادیر شبیه‌سازی شده توسط مدل‌ها در رطوبت‌های متناظر به‌عنوان محدوده مجاز در نظر گرفته شود، در این‌صورت نتایج برآورد ضرایب هیدرولیکی با روش پیشنهادی در پژوهش حاضر با نتایج دیگر مدل‌ها انطباق نشان می‌دهد. از این‌رو، روش پیشنهادی برای تعیین $K(\theta)$ و $D(\theta)$ امکان انتخاب بهترین مدل شبیه ساز را در برآورد مقادیر ضرایب هیدرولیکی فراهم می‌سازد.

واژه‌های کلیدی: *هدایت هیدرولیکی، پخشیدگی هیدرولیکی، مدل‌های شبیه‌سازی ضرایب هیدرولیکی*

۱. به ترتیب دانشجوی دوره دکتری و دانشیار خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز
۲. استاد آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]

مقدمه

هـدایت هیدرولیکـی،$K(\theta)$ و پخشـیدگی هیدرولیکـی$D(\theta)$ از مهـم‌ترین پارامترهای هیدرولیکی خاک بوده و نقش اصلی را در حرکت آب‌های زیرزمینی، جریان آب در محیط‌های متخلخل و انـتقال مـواد آلایـنده ایفـا می‌کند. ضرایب هیدرولیکی در محیط اشـباع بـه بالاتـرین مقـدار خود رسیده و در محیط غیر اشباع با کـاهش رطـوبت حجمـی، بـه شـدت کـاهش مـی‌یابند. باور و جکسـون (۴) روش‌هـای زیـادی بـرای انـدازه‌گیـری هـدایت هیدرولیکـی اشـباع در صـحرا و یـا آزمایشگاه ارائه داده‌اند. در حالـت غیـر اشـباع و نمونه‌های دست نخورده، اندازه‌گیری این ضـرایب خیلـی مشـکل و مسـتلزم هـزینه و وقت زیادی است. کلـوت(۱۵)، آنـات و همکاران(۲) روش‌هایی برای اندازه‌گیری هـدایت هیدرولیکـی $K(\theta)$ در حالـت غیـر اشـباع و پایـدار در آزمایشـگاه پیشـنهاد کـرده‌اند. واتسون (۲۳) به منظور تسریع در انجـام آزمـایش بـا نصـب چندین تانسیومتر، مقادیر$K(\theta)$ را در رطـوبت‌هـای مخـتلف برای خاک‌های درشت بافت در محدوده کوچکـی از مکـش تعیین نمود. گاردنر(۱۰) با استفاده از معادله ریچـاردز (۲۰) و اعمـال شـرایط مرزی معین برای نمونه خاک مسـتقر در دستگاه صفحات فشاری، روش آزمایشگاهی خاصی را برای تعیین $K(\theta)$ و $D(\theta)$ ارائه نمود. کاشفی پور و سپاسخواه (۱۴) و المـاراس و همکـاران (۱) از روش زهکـش داخـل و با فـرض یـک‌نـواخت بودن نیم‌رخ رطوبتی خاک، مقادیر $K(\theta)$ را تعیـین نمـوده‌انـد. روش‌های صحرایی عموماً با محدودیت‌هایی مانند: تعداد تکرارهای آزمایش، صرف وقت زیاد و نامعین بودن مـرزهای نمـونه خـاک، روبـه‌رو هسـتند و از سـوی دیگـر، انـدازه‌گیـری آزمایشـگاهی عمدتاً در رطوبت‌های نزدیک اشباع امکان پذیر است و نتایج به‌دست آمده اکثراً مربوط به خاک‌های دسـت خـورده است (۱۵). بنابراین محققین برای تعیین ضرایب هیدرولیکی، از مدل‌ها و یا روابط تجربی استفاده می‌کنند.

یکـی از روش‌های مناسب تعیین مقادیر هدایت هیدرولیکی و پخشـیدگی هیدرولیکـی در حالـت غیـر اشـباع، اسـتفاده از معادلـه‌های نظری دارسی و پوازی و منحنی مشخصه آب خاک بـا فـرض پیوسـتگی حفرات خاک به یکدیگر و تشکیل مجاری باریک استوانه‌ای شکل در خاک است(۲۲).

مـدل‌هـای بسـیاری بـرای شـبیه‌سـازی هـدایت پخشیدگی هیدرولیکـی در محـیط‌هـای مـتخلخل ارائـه گـردیده که از نظر عـوامل تشـکیل دهنده به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند. گروه اول بر پایه معادلات کوزینی می‌باشد. شکل کلی مدل که عبارت از معـادله نمایی بین هدایت هیدرولیکی نسبی با رطوبت حجمی نسبی (درجه اشباع) می‌باشد، به‌صورت زیر است (۱۹):

$$K_r=K(\theta)/K_{sat}=S_e^{\alpha} \qquad [۱]$$

$$S_e=(\theta-\theta_r)/(\theta_s-\theta_r) \qquad [۲]$$

کـه در آنهـا، θ_r، θ_s و θ رطـوبت حجمی آب خاک به ترتیب در حالـت اشـباع، باقـی‌مانـده و رطوبتـی که در آن ضریب هدایت هیدرولیکـی $K(\theta)$ محاسـبه مـی‌گـردد، K_{sat} ضـریب هـدایت هیدرولیکی اشباع که از نظر بعد، LT^{-1} بوده که دارای بعد $K(\theta)$ است و α نیز ضریب نمائی ثابت می‌باشد.

مقادیـر مختلـفی برای نمـای α در معـادله[۱] گـزارش شده است. اورجنف (۳) و بروکز و کوری (۵)، برای آن مقدار ۳/۵ و ایرمی (۱۳) مقدار ۳ را پیشنهاد نموده‌اند.

گـروه دوم از مـدل‌هـای شـبیه سـاز بـر اساس بررسی‌های بـوردین (۶) اسـتوار اسـت که رابطه بین مکش موئینگی و رطوبت حجمـی آب خـاک را در حالـت غیـر اشـباع، برای برآورد هدایت هیدرولیکی و پخشیدگی هیدرولیکی به‌صورت زیر ارائه می‌نماید:

$$K(S_e) = K_{sat}(S_e)^{\tau}\, g(S_e)/g(1) \qquad [۳]$$

$$g(S_e) = \int_0^{Se} [1/(h(S_e))^{2}]dS_e \qquad [۴]$$

$$g(1) = \int_0^{1} [1/(h(S_e))^{2}]dS_e \qquad [۵]$$

که در آ نها: $h(S_e)$، مکش خاک در درجه اشباع S_e و τ، ضریب شـاخص پیوسـتگی مـنافذ کـه بـوردین(۶) آن را برابر۲ پیشنهاد نمـوده و معلم (۱۹) به‌طور متوسط برای اکثر خاک‌ها مقدار ۰/۵ را گزارش کرده است.

پـژوهندگان زیـادی از جملـه وایلی و گاردنر (۲۴)، فارل و لارسـون (۹)، چایلـدز و کولـیس ـ جـورج(۸) مارشال (۱۸) با تغییراتـی در ضـرایب ثابت، همانند مدل شبیه‌سازی بوردین (۶)

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]

ارتباط بین مکش موئینگی و رطوبت حجمی ($\psi(\theta)$) را در حالت غیر اشباع، اساس مدل‌های پیشنهادی خود قرار داده‌اند. در همین راستا معلم (۱۹)، معادله‌های ٤ و ٥ را با تعدیل جزیی(تبدیل انتگرال به سری و توابع گاما) و با دخالت دادن معادله‌های منحنی مشخصه آب خاک، شکل کلی مدل شبیه‌سازی هدایت هیدرولیکی و پخشیدگی هیدرولیکی را به‌صورت زیر ارائه کرد:

$$K(S_e) = K_{sat} n^{۲} S_e^{(\tau+۲+۲/(mn))} / [(mn+۱)B(p,q)]^{۲} \quad [۶]$$

$$D(S_e) = K_{sat} n^{۲} S_e^{(\tau+۱+۱/(mn))} / \{\alpha mn(\theta_s - \theta_r) [(mn+۱)B(p,q)]^{۲}\} \quad [۷]$$

که در آنها: α ، m ,n ضرایب ثابت هستند که از منحنی مشخصه آب خاک به‌دست می‌آید. $B(p,q)$ تابع کامل بتا (Beta Function Complete) است که در آن $p=m+۱ / n$ و $q=۱-۱ /n$ می‌باشد و $D(S_e)$ پخشیدگی هیدرولیکی در درجه اشباع S_e است.

وان گنوختن (۲۱) با فرض $m=۱-۱ /n$ معادله تعیین مقادیر هدایت هیدرولیکی و پخشیدگی هیدرولیکی را به‌صورت زیر ارائه نمود:

$$K(S_e) = K_{sat} S_e^{\tau} [۱-(۱-S_e^{۱/m})^{m}]^{۲} \quad \text{برای } S_e < ۱ \quad [۸]$$

$$K(S_e) = K_{sat} \quad \text{برای } S_e = ۱ \quad [۹]$$

$$D(S_e) = (۱-m)K_{sat} S_e^{\tau-۱/m} / [\alpha m(\theta_s - \theta_r)] [(۱-S_e^{۱/m})^{-m} + (۱-S_e^{۱/m})^{m} - ۲] \quad [۱۰]$$

بروکز و کوری (۵) معادله‌های خود را با فرض $\lambda=mn$ به‌صورت زیر برای محاسبه $K(S_e)$ و $D(S_e)$ پیشنهاد کرده‌اند:

$$K(S_e) = K_{sat} S_e^{\tau+۲+۲/\lambda} \quad [۱۱]$$

$$D(S_e) = (K_{sat}^{\tau+۱+۱/\lambda}) / (\alpha\lambda(\theta_s - \theta_r)) \quad [۱۲]$$

وان گنوختن و همکاران (۲۲) برنامه کامپیوتری RETC را برای تعیین $K(\theta)$ و $D(\theta)$، بر اساس اطلاعات اندازه‌گیری منحنی مشخصه آب خاک ارائه نموده‌اند. چن و پاین (۷) نتایج به‌دست آمده از نرم افزار RETC را با مقادیر مشاهده‌ای از روش زهکش داخلی، در حالت‌های مختلف از مقادیر متفاوت ضرایب (n,m,λ,θ_r) مورد ارزیابی قرار داده و بیان کردند که با به‌کارگیری ضرایب به‌دست آمده ازمنحنی مشخصه آب خاک اندازه‌گیری شده ، نتایج مدل شبیه‌سازی$K(\theta)$ و$D(\theta)$، با مقادیر مشاهده‌ای به روش زهکش داخلی دارای اختلاف کمتری بوده و پیش بینی برنامه مذکور ایدآل است.

هدف از پژوهش حاضر تعیین هدایت هیدرولیکی و پخشیدگی هیدرولیکی غیر اشباع در رطوبت‌های حجمی متناظر در نمونه‌های دست نخورده برای بافت‌های مختلف خاک توسط دستگاه صفحات فشاری است. در این بررسی، منحنی مشخصه آب خاک برای بافت‌های مختلف خاک با استفاده از دستگاه صفحات فشار اندازه‌گیری شده و هدایت و پخشیدگی هیدرولیکی ارزیابی شد. نتایج به دست آمده با برآوردهای مانند، از مدل‌های مختلف شبیه‌ساز مقایسه گردید.

مواد و روش‌ها

در ۹ خاک با بافت‌های متنوع از اراضی روستای تمر (شهرستان سلماس)، روستاهای دیزج سیاوش، گلپاشین، جهتلو، مرادعلی، مبارک آباد، یورغون آباد، آمرود آغاج و اسماعیل قلعه (واقع در شهرستان ارومیه) با بافت‌های متنوع، نمونه‌های به‌صورت دست نخورده، با نمونه‌برداری دستی (به قطر ۵ سانتی‌متر و به ارتفاع ۳ سانتی‌متر) در سه تکرار تهیه گردید. چگالی ظاهری و حقیقی نمونه‌های خاک نیز اندازه‌گیری شد (۱۶). بعد از اشباع نمودن نمونه‌های خاک با محلول کلرید کلسیم ۰/۰۱ مولار، پارامترهای تخلخل و ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع به روش بار ثابت و افتان (با توجه به نوع بافت) اندازه‌گیری شد(۱۶). رطوبت حجمی هر یک از نمونه‌های خاک در محدوده مکش‌های ۰/۰۰۲ تا ۱/۵ مگاپاسکال (مکش‌های ۲۰،۴۰ ،۶۰ و ۸۰ سانتی‌متر آب از روش ستون آب آویزان و در مکش‌های۰/۰۱، ۰۳ /۰، ۰/۰۵، ۰/۰۷، ۰/۱، ۰/۳، ۰/۵، ۰/۷ و ۱/۵ مگا پاسکال با دستگاه صفحات فشاری) در آزمایشگاه به‌طور مستقیم تعیین شد. در طول آزمایش با دستگاه صفحات فشاری، در مکش‌های بیشتر از ۰/۱ مگاپاسکال، مقادیر آب خروجی با دقت ۰/۰۰۱ گرم وزن گردید و نیز دمای آب نسبت به زمان، اندازه‌گیری

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]

شـد. بعـد از اتمـام آزمایش‌ها، بافت هر یک از نمونه‌های خاک تعیـین گـردید (۱۱) و سـپس مقادیر هدایت هیدرولیکی $K(\theta)$ و پخشـیدگی هیدرولیکـی $D(\theta)$ بـرای هـریک از خـاک‌هـا از روش‌های زیر محاسبه شد.

۱. استفاده از مدل معلم(۱۹) و وان گنوختن و همکاران (۲۲) با به‌کارگیری نرم‌افزار RETC

اسـاس تعیـین ضـرایب هیدرولیکـی خـاک، استفاده از داده‌های انـدازه‌گیـری شـده منحنـی مشخصه آب خاک است که در این راستا باید ضرایب معـادلـه‌هـای ۸ تا ۱۰ معیـن شوند. نرم‌افـزار RETC، مـدل وان گنوخـتن (۲۱) را در چهـار حالـت مخـتلف شـبیه‌سـازی منحنـی مشخصـه آب خـاک، بـر اساس اطلاعات مشـاهده‌ای منحنی مشخصه در نظر می‌گیرد. سپس مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ را بـر حسـب انتخاب بهترین حالت شبیه‌سازی شده(با تعیـین ضـرایب (n,m,α,θ_r)، از مدل‌های معلم (۱۹) و یا بوردین (۶) برآورد می‌کند.

۲. استفاده ازمدل شبیه‌سازی گرین وکوری (۱۲)

گـرین و کوری(۱۲) مقادیر هدایت هیدرولیکی $K(\theta)$ را با داشتن اطلاعـات منحنـی مشخصـه آب خاک اندازه‌گیری شده، مقادیر ضـریب هـدایت هیدرولیکی اشباع (K_{sat}) و دمای آب از معادله زیر به‌دست آورده‌اند:

$$K(\theta)_i = ۳۰\sigma\theta_s P/(\rho g \mu n^۲) \quad K_{sat}/K_{sc}\{\sum_{j=۱}^{i}[(۲j+۱-۲i)h_j^{-۲}]\} \qquad [۱۳]$$

کـه دراین معادله، $K(\theta)_I$: هدایت هیدرولیکی خاک$(LT^{-۱})$ در رطـوبت حجمـی آب خـاک θ $(L^۳/L^۳)$، K_{sat}/K_{sc} : نسـبت هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده به محاسبه شده، i , j: شماره کلاس‌بندی شده منحنی مشخصه آب خاک در محورهای مختصـات رطـوبت و مکـش، P، h_j، n، g، σ، μ و ρ بـه تـرتیب عبارت اند از: ضریب ثابت که برابر دو می‌باشد، مکش در گروه j ام(L)، تعـداد کـل کـلاس‌هـا بین رطوبت حجمی اشباع θ_s و حداقل رطوبت مشاهده شده، شتاب ثقل $(LT^{-۲})$ کشش سطحی آب (N/L)، لـــزوجت $(ML^{-۱}T^{-۱})$ آب و جـــرم حجمـــی آب $(ML^{-۳})$مـی‌باشـند. در ایـن روش مقادیـر $K(\theta)$ از نرم افزار Kcal محاسبه می‌شود(۱۷).

۳. روش آزمایشگاهی گاردنر(۱۰)

در ایـن روش پـس از قـرار گـرفتن نمـونه اشـباع در دسـتگاه صـفحات فشـاری، مقادیر حجم آب خروجی از آن در هر فشار نسـبت بـه زمـان اندازه‌گیری شده، سپس بهترین شیب خط (B) در مختصات نیمه لگاریتمی بین مقادیر حجم آب باقی مانده در نمونه نسبت به زمان تعیین و سپس از روابط زیر مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ محاسبه می‌شود:

$$D(\theta) = ۴BL^۲/\pi^۲ \qquad [۱۴]$$

$$K(\theta) = ۴BV_.\rho g L^۲/V'\Delta P\pi^۲ \qquad [۱۵]$$

که در آنها، V'، ΔP، L و $V_.$: به ترتیب حجم نمونه خاک $(L^۳)$، فشار اعمال شده به نمونه $(ML^{-۱}T^{-۲})$، طول نمونه (L) و حجم آب باقـی مانـده در نمـونه اشباع $(L^۳)$ پس از حصول به حالت تعادل است که از روی مقدار آب خروجی محاسبه می‌گردد.

۴. روش پیشنهادی در پژوهش حاضر

معـادلـــه دیفرانسیل جریان آب در نمـونه‌های خـاک در جـهت عمـودی بـا استفاده از معادله ریچاردز (۲۰) به‌صورت زیر ارائه شده است:

$$\partial\theta/\partial t = ۱/(\rho g)\partial/\partial Z(K(\theta)\partial p/\partial Z) \qquad [۱۶]$$

با انتگرال گیری از معادله (۱۶) نسبت به Z (از محدوده صفر تا طول نمونه) و پس از ساده نمودن، معادله زیر حاصل می‌گردد:

$$\partial V/\partial t = -V'(K(\theta)\partial P/\partial Z)/(L\rho g) \qquad [۱۷]$$

کـه در ایـن معـادلـــه، $\partial V/\partial t$ = تغییرات حجم آب خروجی از نمـونه نسـبت به زمان(سانتی‌متر مکعب بر ساعت)، V' = حجم نمـونه خاک (سانتی مترمکعب)، $\partial P/\partial Z$ = تغییرات فشار اعمال شده نسبت به عمق در نمونه خاک (دین بر سانتی‌متر) می‌باشند.

بـا داشـتن اطلاعـات مربوط به میزان فشار وارده و دبی آب خروجـی، مقادیـر $K(\theta)$ از معادله ۱۷ محاسبه می‌شود. از معادله

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]

تطبیق داده شده منحنی مشخصه آب خاک می‌توان استفاده نموده و مقادیر $D(\theta)$ را از رابطه زیر تعیین کرد:

$$D(\theta) = K(\theta)\ \partial\psi/\partial\theta \qquad [۱۸]$$

که در معادله فوق، $\partial\psi/\partial\theta$ =گرادیان مکش نسبت به رطوبت حجمی خاک بوده و از مشتق معادله تطبیق داده شده به دست می‌آید.

نتایج و بحث

مشخصات فیزیکی نه سری خاک مورد استفاده و میانگین مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده در پنج تکرار (در خاک‌های تمر سلماس و جهتلو با بار افتان و برای سایر بافت‌ها با بار ثابت) در جدول۱ ارائه گردیده است. منحنی مشخصه آب خاک (متوسط سه تکرار) برای هر بافت در شکل‌های۱ و۲ نشان داده شده است. به منظور تعیین ضرایب ثابت معادله منحنی مشخصه آب خاک، از مدل وان گنوختن و همکاران (۲۲) و نرم افزار RETC در چهار حالت (n و m متغیر، $m=1-1/n$، $m=1-2/n$ و $n>>0$) استفاده گردیده است. مناسب‌ترین منحنی مشخصه آب خاک برازش داده شده بر اساس میزان هم‌بستگی انتخاب و در شکل‌های۱ و۲ نشان داده شده است. مقادیر ضرایب ثابت θ_r ، n ،m و α برای هر یک از نه نمونه خاک نیز در جدول۱ ارائه شده است.

برای تعیین رطوبت حجمی آب خاک در مکش‌های بیشتر از ۰/۱ مگاپاسکال، فقط در یک تکرار حجم آب خروجی نسبت به زمان اندازه‌گیری شد. به دلیل حجیم بودن شکل‌ها در انواع فشارهای وارده و بافت‌های مختلف، برای نمونه، فقط تغییرات حجم آب خروجی با زمان برای خاک دست نخورده در سری مرادعلی تحت فشارهای ۰/۷ و ۱/۵ مگا پاسکال در شکل۳ و مقادیر آب باقی مانده در شکل۴ به همراه معادله‌های برازش یافته نشان داده شده است. از شکل اخیر برای تعیین ضریب B در معادله‌های ۱۴ و۱۵ برای محاسبه $K(\theta)$ و $D(\theta)$ استفاده گردید.

ارزیابی هدایت هیدرولیکی $K(\theta)$

مقادیر هدایت هیدرولیکی، $K(\theta)$، در خاک‌های مورد آزمایش با استفاده از نرم‌افزار RETC (بر اساس مدل‌های معلم (۱۹) و بوردین (۶) ، گاردنر (۱۰)، گرین و کوری (۱۲)) و روش پیشنهادی در پژوهش حاضر (معادله ۱۷) محاسبه گردیده و نتایج آن برای نه سری خاک در شکل‌های۵ تا ۱۳ ارائه شده است.

نتایج مقادیر $K(\theta)$ محاسبه شده از مدل‌های مختلف در انواع خاک‌های مورد آزمایش از پراکندگی زیادی برخوردار است. نتایج به‌دست آمده از مدل‌های مختلف با روش پیشنهادی در پژوهش حاضر(معادله۱۷) مقایسه گردید. نتایج نشان داد که روش گاردنر(۱۰) فقط در خاک رسی مبارک آباد با مدل بوردین (۶) تطابق داشته، و با سایر مدل‌های مورد استفاده انطباق خوبی را نشان نمی‌دهد. به‌طور کلی مدل گاردنر (۱۰) نسبت به روش پیشنهادی در هر رطوبت حجمی آب خاک متناظر، مقادیر $K(\theta)$ بیشتری را برآورد می‌نماید. به نظر می‌رسد که علت این اختلاف به فرضیات مدل گاردنر (۱۰) بستگی داشته که به ترتیب زیر می‌توان به آن اشاره نمود:

۱. رابطه مکش و رطوبت حجمی آب خاک، $\theta(p)$ را به‌صورت تابع خطی فرض نموده است. در صورتی‌که منحنی مشخصه آب خاک به شکل سیگموئید (S شکل) می‌باشد.

۲. معادله‌های مورد استفاده در روش گاردنر(۱۰) از توابع سری فوریه به‌دست آمده است. از این رو از جملات دوم به بعد سری، صرف نظر شده است.

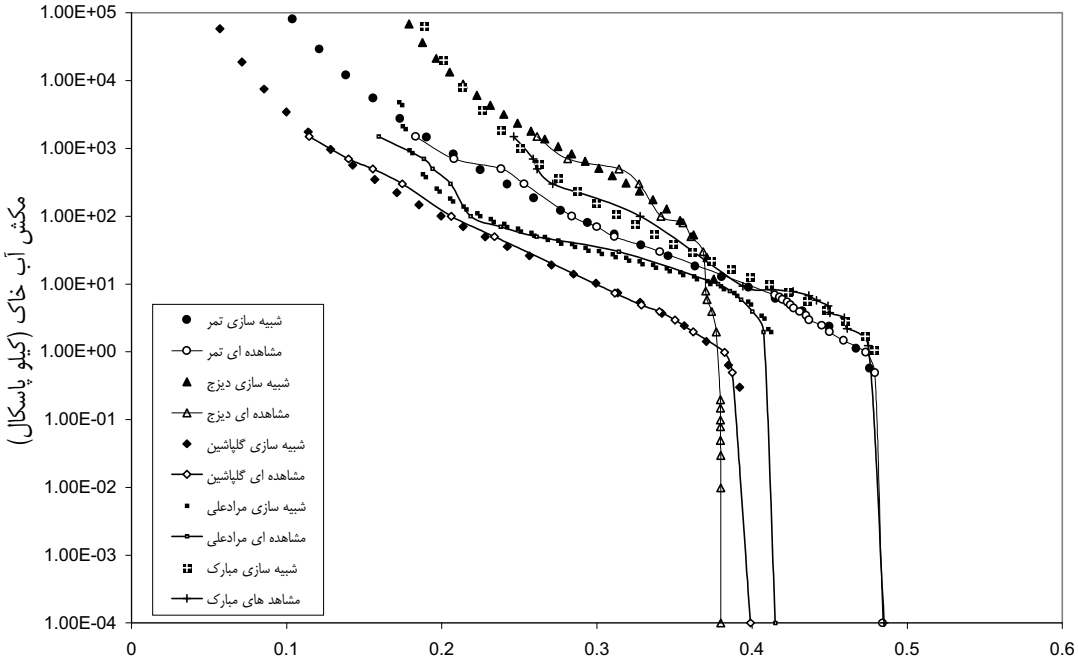
بنابراین اختلاف برآورد زیاد مقادیر پیش بینی $K(\theta)$ در روش گاردنر(۱۰) را نسبت به روش پیشنهادی، ممکن است در مفروضات فوق انتظار داشت.

از میان مدل‌های شبیه ساز مختلف، مدل یا مدل‌هایی که بیشترین تطابق را با نتایج روش پیشنهادی در پژوهش حاضر داشته است در جدول۲ معرفی شده است. مدل گرین و کوری (۱۲) در بافت‌های رس لایی، لوم شنی، لوم رسی لایی، رسی و لوم رسی شنی مقادیر $K(\theta)$ کمتری را در رطوبت‌های متناظر نسبت به مدل‌های دیگر پیش بینی کرد، ولی در بافت‌های لوم رسی و لوم شبیه‌سازی خوبی نشان داد.

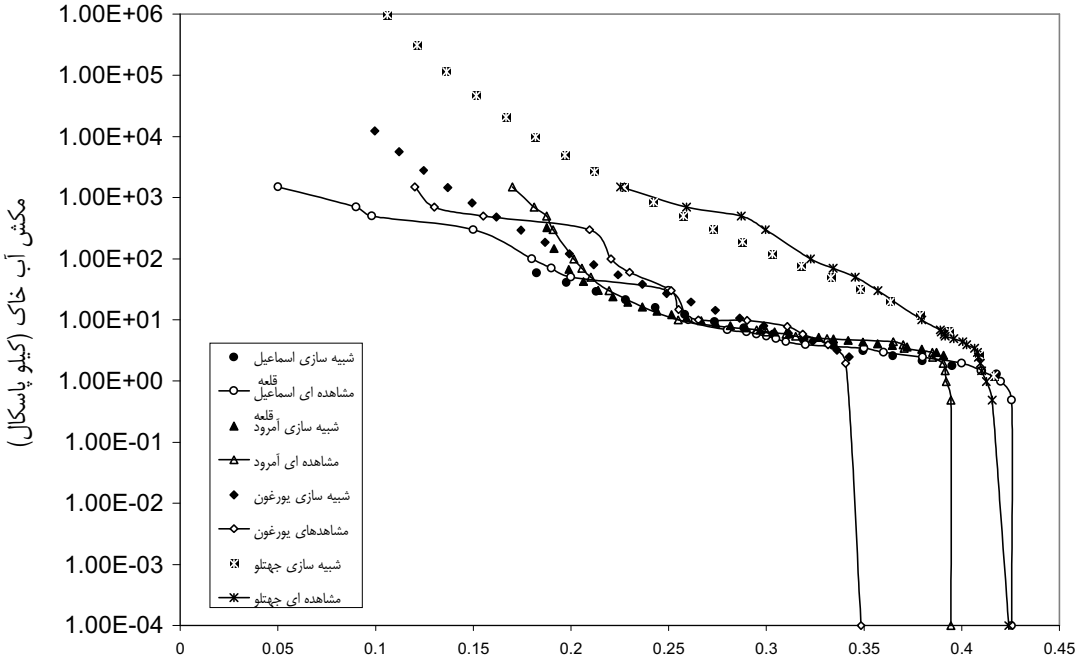
بر اساس شکل‌های۵ تا ۱۳، به‌طور کلی مدل گرین و کوری (۱۲) نسبت به مدل گاردنر(۱۰)پیش بینی بهتری را ارائه

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]



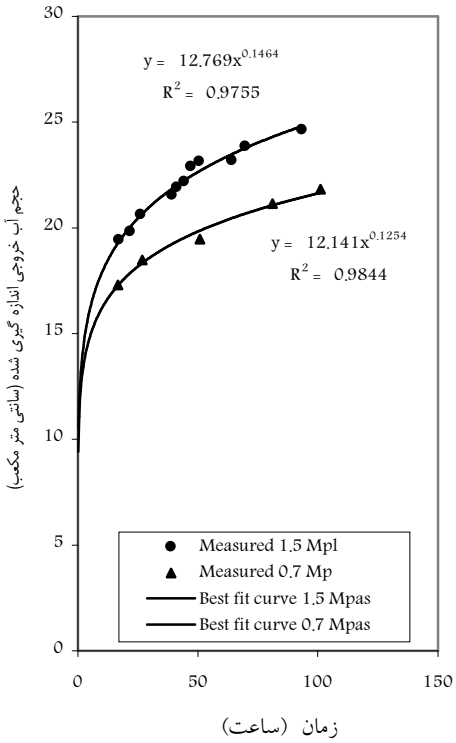
شکل۱. مقادیر اندازه‌گیری و شبیه‌سازی شده منحنی مشخصه آب خاک در بافت‌های رس لای ،لومی رسی ،لومی شنی، لومی و رسی (به ترتیب در سری‌های تمر، دیزج سیاوش، گلپاشین، مرادعلی و مبارک آباد)



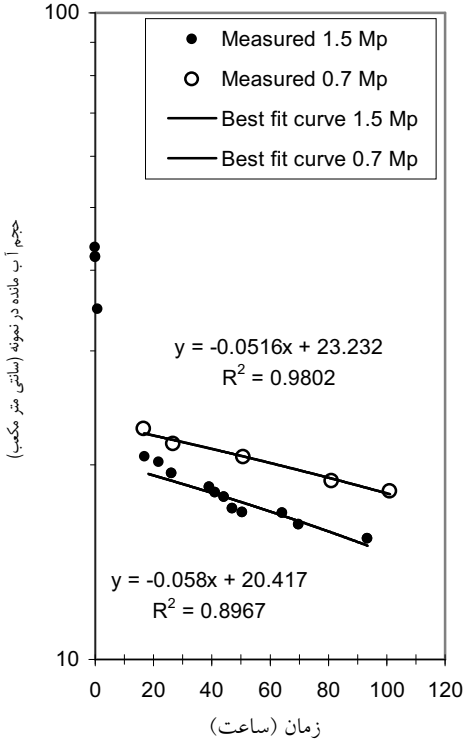
شکل۲. مقادیر اندازه‌گیری و شبیه‌سازی شده منحنی مشخصه آب خاک در بافت‌های شنی، لوم رسی شنی، شنی لومی و لوم رسی لایی (به ترتیب در سری‌های اسماعیل قلعه، آمرود آغاج، یورغون آباد و جهتلو)

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

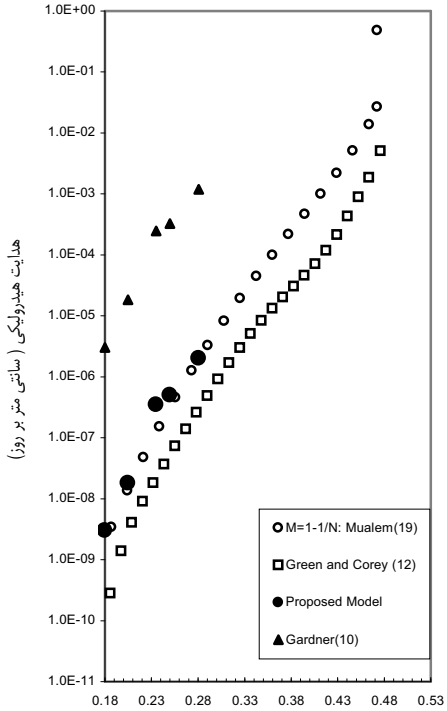
[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]



شکل۳. حجم آب خارج شده درنمونه خاک مرادعلی (بافت لومی)

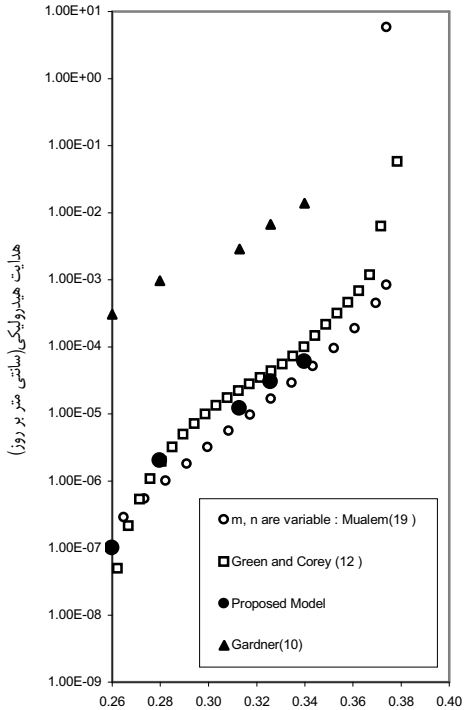


شکل۴. حجم آب باقی مانده درنمونه خاک مرادعلی (بافت لومی)



شکل۵. هدایت هیدرولیکی درخاک تمر سلماس

رطوبت حجمی آب خاک (cm^3/cm^3)

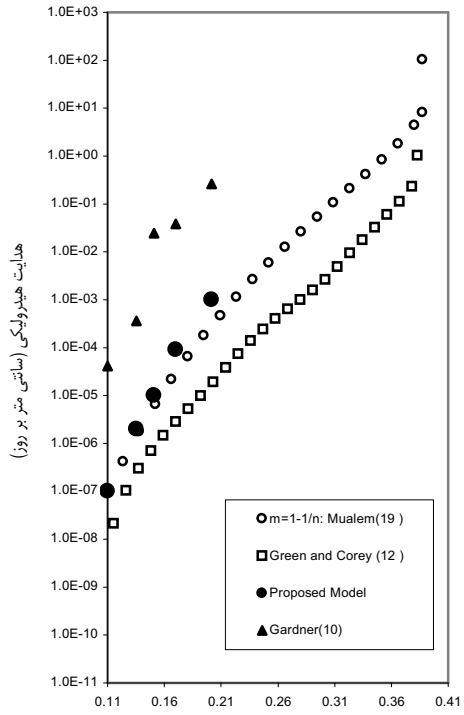


شکل۶. هدایت هیدرولیکی درخاک دیزج سیاوش

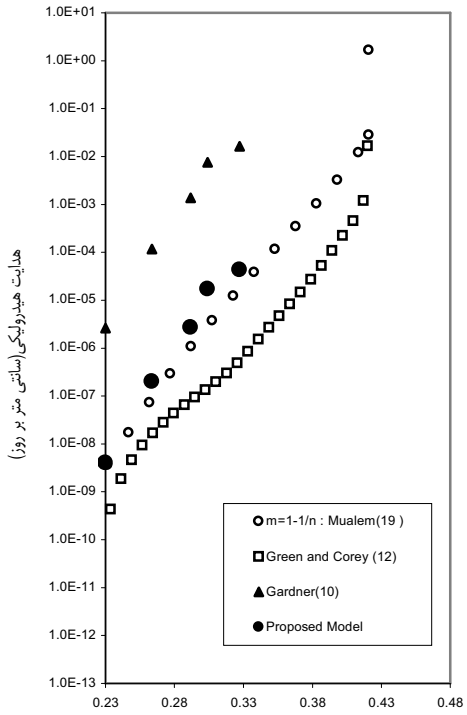
رطوبت حجمی آب خاک (cm^3/cm^3)

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

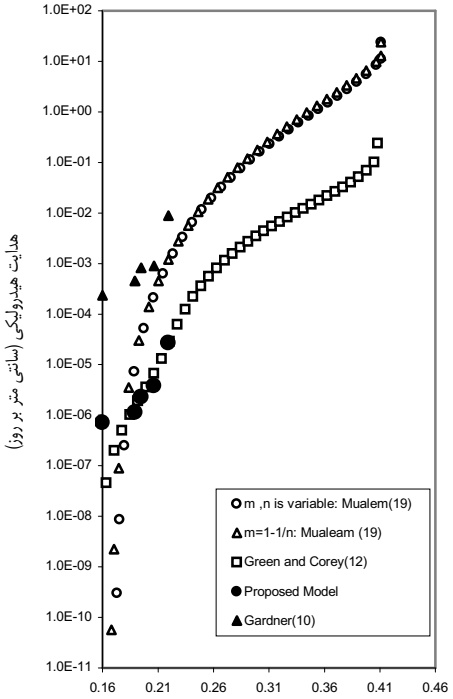
[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]



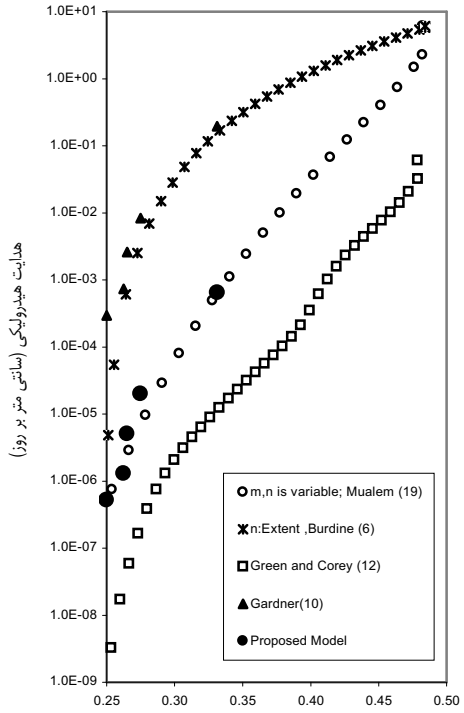
شکل۷. هدایت هیدرولیکی درخاک گلپاشین (بافت لوم شنی



شکل۸ . هدایت هیدرولیکی درخاک جهتلو(بافت لوم رسی لای)



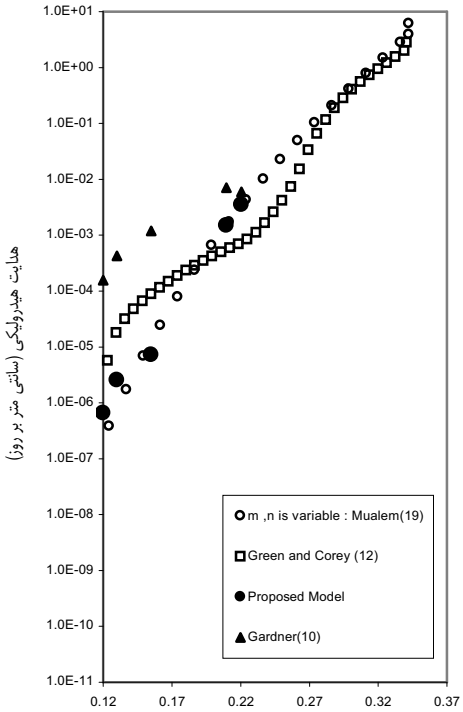
شکل۹. هدایت هیدرولیکی درخاک مرادعلی
(بافت لومی)



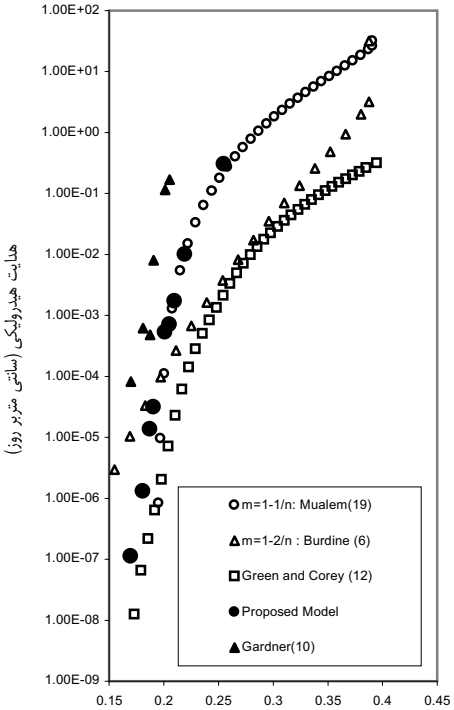
شکل۱۰. هدایت هیدرولیکی درخاک مبارک آباد
(بافت رسی)

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

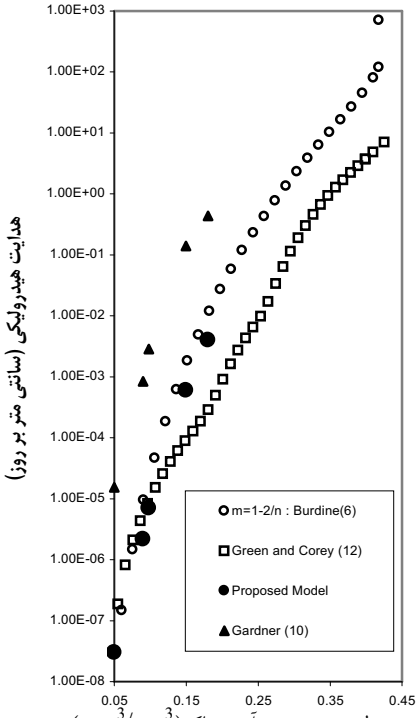
[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]



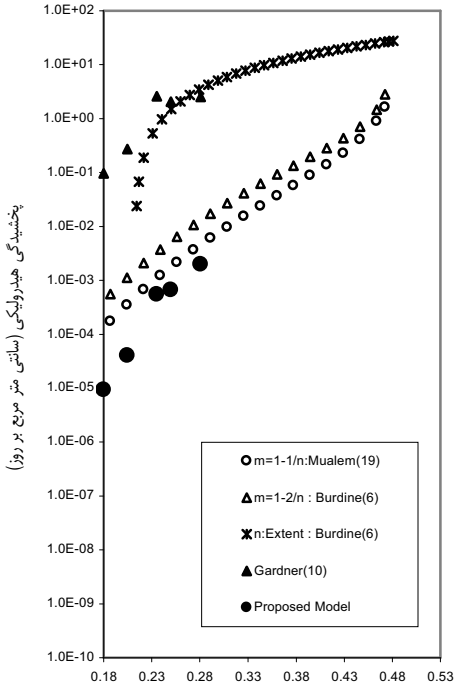
شکل۱۱. هدایت هیدرولیکی درخاک یورغون آباد (بافت شنی لومی)



شکل۱۲. هدایت هیدرولیکی درخاک آمرود آغاج (بافت لوم رسی شنی)



شکل۱۳. هدایت هیدرولیکی درخاک اسماعیل قلعه (بافت شنی)



شکل۱۴. پخشیدگی هیدرولیکی درخاک تمر سلماس (بافت رس لای)

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7] [Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

جدول۱. مشخصات فیزیکی و میانگین مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع و مقادیر ضرایب ثابت مدل* وان گنوختن و همکاران (۲۲) در انواع نمونه‌های خاک

نام سری خاک	بافت خاک	درصد شن	درصد لای	رطوبت حجمی اشباع** ٪	ρ_b چگالی ظاهری (g/cm^3)	ρ_s چگالی حقیقی (g/cm^3)	K_{sat} cm/day	n	m	θ_r cm^3/cm^3	α cm^{-1}	R^2	ملاحظات
تمر (سلماس)	رسی لای	۱۴/۱۴	۴۵/۷۴	۴۸/۴۳	۱/۴	۲/۵۶	۰/۴۸ ± ۰/۱۴	۱/۱۵۱	۰/۵۱۲	۰/۰	۰/۳۳۲	۰/۹۹۸	m=۱-۱/n
دیزج سیاوش	لوم رسی	۲۴/۴۸	۴۳/۳۵	۳۷/۹۸	۱/۵۵	۲/۵۰	۵/۷۸ ± ۰/۳۰	۱/۰۰۵	۰/۲۸۸	۰/۱۳۵	۰/۰۰۶	۰/۹۸۰	متغیر :n,m
گلپاشین	لوم شنی	۶۷/۳۲	۲۱/۹۷	۳۹/۹۹	۱/۵۲	۲/۵۲	۱۰۳/۲۵ ± ۱/۷۸	۱/۰۰۵	۰/۱۹۶	۰/۰	۰/۳۲۲	۰/۹۹۸	متغیر :n,m
جهتلو	لوم رسی لای	۱۸/۶۲	۴۵/۹۱	۴۲/۴۰	۱/۳۹	۲/۴۲	۱/۶۶ ± ۰/۱۸	۱/۰۰۵	۰/۱۱۷	۰/۰	۰/۱۳۸	۰/۹۸۵	متغیر :n,m
مرادعلی	لومی	۴۸/۹۷	۳۲/۰۹	۴۱/۴۹	۱/۵۸	۲/۷۱	۲۴/۰۸ ± ۰/۵۶	۲/۱۸۰	۰/۰۲۴	۰/۰	۰/۱۸۵	۰/۹۸۰	m=۱-۲/n
مبارک آباد	رسی	۲۶/۳۴	۲۹/۵۹	۴۸/۵۱	۱/۲۸	۲/۵۰	۶/۱۳ ± ۰/۲۹	۱/۶۶۶	۰/۱۱۸	۰/۱۳۹	۰/۳۲۲	۰/۹۹۲	متغیر :n,m
بورغون آباد	شنی لومی	۸۰/۶۶	۹/۱۹	۳۴/۸۵	۱/۶۶	۲/۵۴	۶/۱۳ ± ۰/۲۵	۱/۱۶۷	۰/۵۱۲	۰/۰	۰/۲۱۸	۰/۹۵۳	m=۱-۲/n
آمرود آغاج	لوم رسی شنی	۴۵/۰۰	۲۵/۰۰	۳۹/۴۵	۱/۵۵	۲/۵۶	۳۱/۸۰ ± ۰/۳۲	۲/۱۵۴	۰/۰۲۴	۰/۰	۰/۵۸۵	۰/۹۳۰	m=۱-۱/n
اسماعیل قلعه	شنی	۸۹/۴۸	۵/۲۶	۴۲/۵۵	۱/۴۹	۲/۵۹	۷۰۵/۳۴ ±۲/۰۸	۲/۲۲۸	۰/۰۲۴	۰/۰	۰/۷۰۹	۰/۹۷۶	m=۱-۲/n

*: به معادله ۱۹ مراجعه شود.

**: رطوبت حجمی اشباع اندازه‌گیری و با رابطه تخلخل نمونه‌های خاک (Porosity=۱ -ρ_b/ρ_s) کنترل گردیده است.

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7] [Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

جدول۲. انتخاب مناسب‌ترین مدل‌های شبیه‌سازی مقادیر K(θ) و D(θ) در انواع خاک‌های مختلف در مقایسه با روش پیشنهادی

بافت خاک	مناسب‌ترین مدل‌های پیش بینی K(θ)	مناسب‌ترین مدل‌های پیش بینی D(θ)
رسی لای	گرین و کوری(۱۲)،معلم(۱۹) با m و n متغیر	معلم(۱۹) با m=۱-۱/n
لوم رسی	معلم(۱۹) با m=۱-۱/n ، گرین و کوری (۱۲)	هیچ‌یک از مدل‌ها، ولی نتایج روش پیشنهادی در محدوده نتایج مدل معلم (۱۹) در دو شرایط m و n متغیر، و m=۱-۱/n قرار دارد
لوم شنی	معلم(۱۹) با m=۱-۱/n	معلم(۱۹) با n بی نهایت
لوم رسی لای	معلم(۱۹) با m=۱-۱/n	هیچ‌یک از مدل‌ها، ولی نتایج روش پیشنهادی در محدوده نتایج مدل معلم (۱۹) در دو شرایط: n بی نهایت، و m=۱-۱/n قرار دارد
لومی	گرین و کوری(۱۲)	بوردین (۶) با m=۱-۲/n
رسی	معلم(۱۹) با m و n متغیر	گاردنر (۱۰)
شنی لومی	معلم(۱۹) با m و n متغیر	هیچ‌یک از مدل‌ها، ولی نتایج روش پیشنهادی در محدوده نتایج مدل معلم (۱۹) در دو شرایط m و n متغیر، و m=۱-۱/n قرار دارد
لوم رسی شنی	معلم(۱۹) با m=۱-۱/n	مدل معلم(۱۹) در دو شرایط m=۱-۱/n ، و m و n متغیر
شنی	معلم(۱۹) با m=۱-۲/n	هیچ‌یک از مدل‌ها، ولی نتایج روش پیشنهادی در محدوده نتایج مدل معلم (۱۹) با n بی نهایت ، وبوردین(۶) با m=۱-۲/n قرار دارد

می‌نماید. قابل توجه است که، شبیه‌سازی مقادیر $K(\theta)$ به روش گرین و کوری (۱۲) نسبت به مقادیر مشخصه آب خاک حساسیت زیادی دارد. به‌نظر می‌رسد که علت اختلاف شبیه‌سازی مقادیر $K(\theta)$ در مدل گرین و کوری(۱۲) با روش پیشنهادی مقدار i، در معادله ۱۳ (تعداد کل گروه‌ها بین رطوبت حجمی آب خاک اشباع و کمترین رطوبت حجمی مشاهده شده در منحنی مشخصه آب خاک) باشد. مقادیر شبیه‌سازی $K(\theta)$ در یک بافت معین، با دو مقدار i متفاوت، اختلاف دارد. به‌طوری که با افزایش i، اختلاف مقادیر پیش بینی $K(\theta)$ با مقادیر واقعی به حداقل می‌رسد(۱۲).

بر اساس شکل‌های۵ تا ۱۳، در بافت لومی، مدل معلم (۱۹) در مقایسه با روش پیشنهادی برآورد خوبی نداشته، ولی در دیگر بافت‌های خاک پیش بینی بهتری نسبت به مدل‌های دیگر ارائه کرده است. باید توجه کرد که، پیش بینی مقادیر $K(\theta)$ در مدل معلم(۱۹) بر اساس مناسب‌ترین برازش منحنی مشخصه آب خاک توسط مدل وان گنوختن و همکاران (۲۲)، با معین شدن ضرایب (n,m,α,θ_r) انجام می‌گیرد. جدول۱ ضرایب ثابت مناسب‌ترین منحنی مشخصه آب خاک برازش شده را نشان می‌دهد در صورتی‌که مقادیر شبیه‌سازی $K(\theta)$ بر اساس مدل معلم(۱۹) در مقایسه با روش پیشنهادی فقط در سه نوع بافت خاک رسی، شنی و لوم رسی شنی با ضرایب تعیین شده در منحنی مشخصه آب خاک در جداول۱ و ۲ هم‌خوانی دارند. بنابراین پیش بینی مقادیر $K(\theta)$ با استفاده از چهار حالت مختلف مدل معلم(۱۹) باید با روش پیشنهادی مورد ارزیابی قرار گیرد تا مناسب‌ترین شرایط کاربرد مدل معلم(۱۹) را انتخاب نمود. نتایج وان گنوختن و همکاران (۲۲) نیز نشان می‌دهد که برازش منحنی مشخصه آب خاک در شرایط n و m متغیرانجام یافته و سپس مقادیر $K(\theta)$ با توجه به روابط $m=1-1/n$ شبیه‌سازی گردد.

با توجه به تفاوت زیاد نتایج به‌دست آمده از مدل‌های موجود، به دلیل متغیر بودن ضرایب (n,m,α,θ_r) در خاک‌های مختلف، روش پیشنهادی در پژوهش حاضر می‌تواند راه‌کار مناسبی در انتخاب بهترین مدل به منظور شبیه‌سازی ضریب $K(\theta)$ در نظر گرفته شود.

ارزیابی پخشیدگی هیدرولیکی

محاسبه مقادیر پخشیدگی هیدرولیکی، $D(\theta)$، با مدل‌های معلم (۱۹)، بوردین (۶) - با استفاده از نرم افزار RETC - و مدل گاردنر (۱۰) انجام یافته که نتایج آن برای نه سری خاک در شکل‌های۱۴ تا ۲۲ ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که به‌طور کلی مقادیر پیش بینی $D(\theta)$ توسط مدل‌های مختلف و در نمونه‌های متفاوت بافت خاک از روند خاصی تبعیت نمی‌نماید.

در روش پیشنهادی، مقادیر$D(\theta)$ بر اساس معادله ۱۸ از اطلاعات اندازه‌گیری شده منحنی مشخصه آب خاک و مقادیر محاسبه شده $K(\theta)$ محاسبه شده است. استفاده از معادله ۱۸ مستلزم داشتن اطلاعات مربوط به تغییرات مکش خاک نسبت به تغییرات رطوبت $(\partial\psi/\partial\theta)$ می‌باشد. در این راستا، مناسب‌ترین معادله برازش منحنی مشخصه آب خاک بر اساس پیشنهاد وان گنوختن (۲۱) به صورت کلی زیر در نظر گرفته شده، که ضرایب ثابت آن برای انواع خاک‌های مورد آزمایش در جدول۱ ارائه شده است:

$$S_e = (\theta-\theta_r)/(\theta_s-\theta_r) = 1/(1+(\alpha h)^n)^m \qquad [19]$$

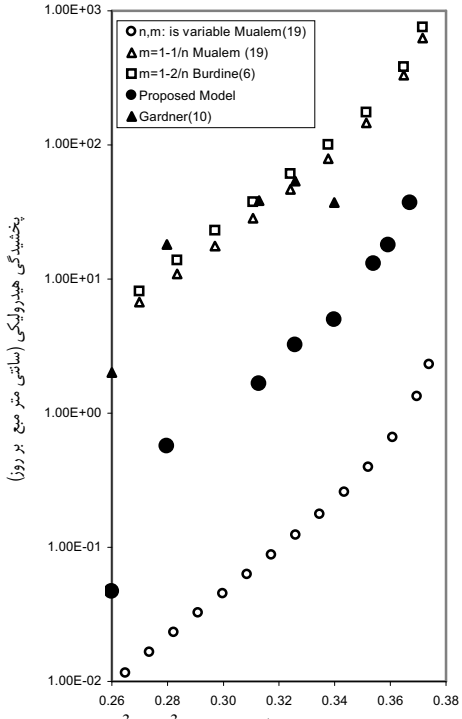
تغییرات مکش نسبت به تغییرات رطوبت حجمی آب خاک $(\partial\psi/\partial\theta)$ از مشتق معادله ۱۹ به‌صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$\partial\psi/\partial\theta = 1/(\alpha nm(\theta-\theta_r)^2)(1/S_e)^{(1/m-1)} ((1/S_e)^{(1/m)}-1)^{(1/n-1)} \qquad [20]$$

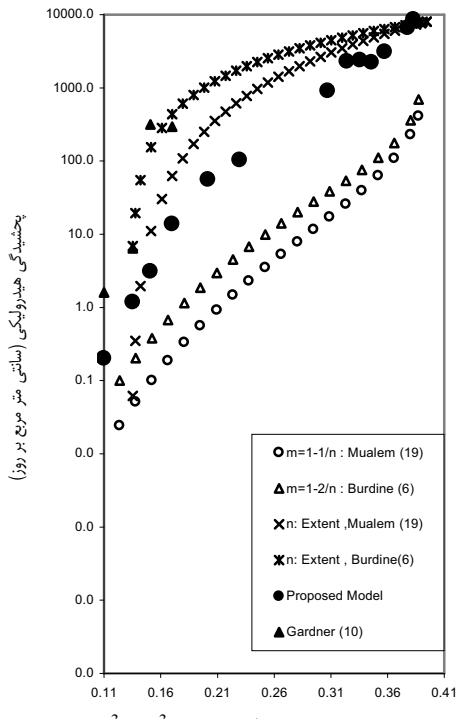
شکل‌های۱۴ تا ۲۲ نشان می‌دهد که مدل گاردنر (۱۰) مقادیر پخشیدگی هیدرولیکی$D(\theta)$ را در سه نوع بافت خاک (لوم رسی شنی، شنی لومی و لومی) بیشتر از سایرمدل‌ها برآورد می‌نماید. در خاک‌های رس لای، لوم رسی، لوم شنی و لوم رسی لایی برآوردهای مدل گاردنر(۱۰) با نتایج مدل بوردین (۶) نسبتاً انطباق خوبی داشته است. لازم به تذکر است که در کاربرد مدل بوردین(۶) در برآورد $D(\theta)$ منحنی مشخصه آب

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

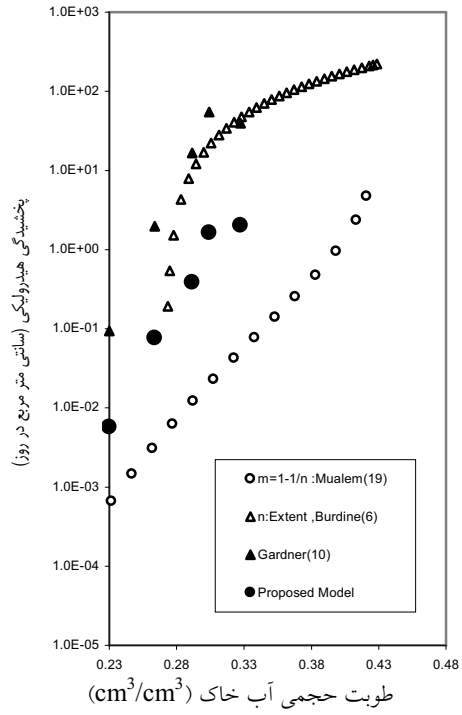
[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]



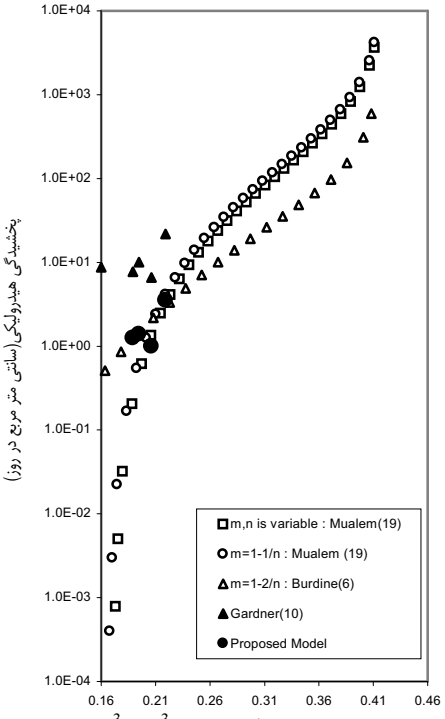
شکل۱۵. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک دیزج سیاوش (بافت لومی رسی)



شکل۱۶. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک گلپاشین (بافت لوم شنی)



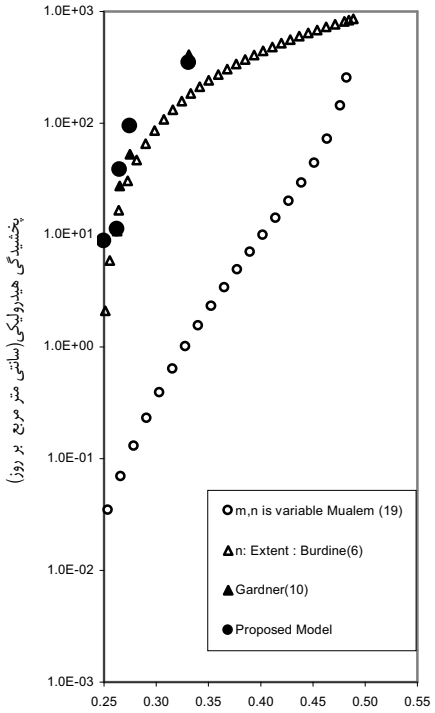
شکل۱۷. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک جهتلو (بافت لومی رسی لای)



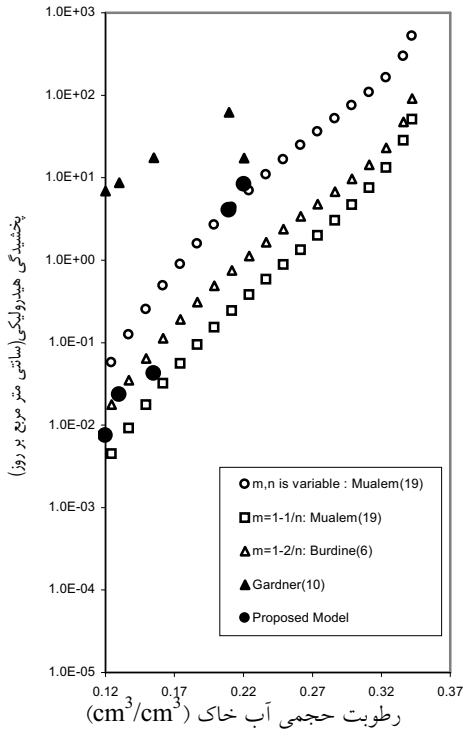
شکل۱۸. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک مرادعلی (بافت لومی)

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

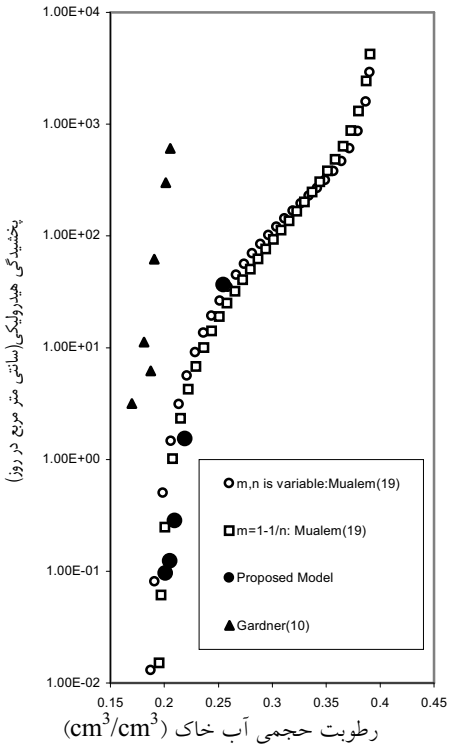
[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]



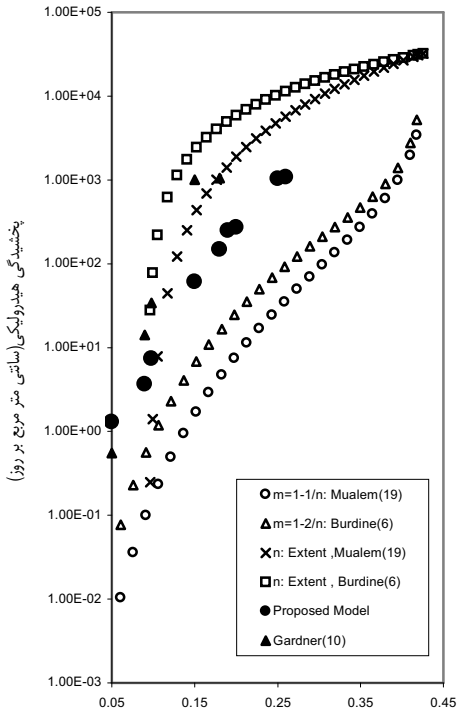
شکل۱۹. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک مبارک آباد (بافت رسی)



شکل۲۰. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک یورغون آباد (بافت شنی لومی)



شکل۲۱. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک آمرود آغاج (بافت لوم رسی شنی)



شکل۲۲. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک اسماعیل قلعه (بافت شنی)

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]

خـاک با استفاده از مدل وان گنوختن و همکاران (۲۲) و مقادیر $K(\theta)$ از مدل بوردین (۶) شبیه‌سازی شده است.

مقادیـر $D(\theta)$ از روش گاردنـر(۱۰) فقـط در خـاک رسی با نـتایج روش پیشـنهادی در پـژوهش حاضر به‌طور نسبی منطبق بـوده اسـت. به‌نظر می‌رسد که در خاک‌های غیر رسی، اختلاف بـرآورد زیـاد مقادیـر $D(\theta)$ در مدل گاردنر(۱۰) نسبت به روش پیشـنهادی مـربوط بـه فرض خطی بودن رابطه مکش و رطوبت خـاک و تقریب درجه دوم سری فوریه معادله‌ها در مدل گاردنر (۱۰) باشد.

اگـر بیشـترین و کمتـرین مقادیـر شـبیه‌سـازی $D(\theta)$ در رطـوبت‌های متناظر توسط مدل‌های مختلف را به‌عنوان محدوده قابـل قبولـی فـرض نمائـیم، در ایـن‌صورت نتایج برآورد روش پیشـنهادی در پـژوهش حاضر(معادله ۱۸) همواره در داخل این محـدوده قـرار می‌گیرد. از ۹ سری خاک مورد آزمایش، تنها در بافـت‌هـای لـوم رسی، شنی و لوم شنی به علت پراکندگی نتایج بـه‌دسـت از مدل‌ها (اختلاف زیاد در پیش بینی مقادیر $D(\theta)$ در هـر رطـوبت حجمـی معـین)، نـتایج روش پیشنهادی در داخل محـدوده قـرار گـرفته اسـت. در سـایر بافـت‌های خاک، روش پیشنهادی حداقل با یکی از مدل‌ها تطبیق نشان می‌دهد. جدول۲ نـتایج ارزیابـی بهتـرین انطباق مدل‌های موجود را در مقایسه با روش پیشـنهادی بـرای پـیش بینـی مقادیـر $D(\theta)$ در خاک‌های مختلف نشان می‌دهد.

تفـاوت زیـاد بـرآورد مـدل‌هـای بوردین(۶) و چهار حالت مخـتلف از مـدل معلم (۱۹) نسبت به روش پیشنهادی را ممکن اسـت در فـرآیند محاسـبه مقادیـر $D(\theta)$ از ایـن مدل‌ها در نظر گـرفت. لازم بـه توضـیح اسـت که، مراحل برآورد $D(\theta)$ از این مدل‌ها به ترتیب زیر انجام می‌گیرد:

۱. بر اساس مقادیر منحنی مشخصه آب خاک اندازه‌گیری شده، مناسبت ترین معادله‌های برازش با معین شدن ضرایت ثابت انتخاب می شوند.

۲. مقادیـر $K(\theta)$ بـرای هـر مـدل بـا تـوجه بـه ضـرایب ثابـت (n,m,α,θ_r) برآورد می‌گردد.

۳. از نـتایج دو مـرحله قـبل، مقادیر $D(\theta)$ محاسبه و شبیه‌سازی می‌گردد.

بـه‌نظر می‌رسد که علت تفاوت زیاد نتایج مدل‌های بوردین (۶) و معلم (۱۹) نسبت به روش پیشنهادی، تجمیع خطاهای موجود در مـراحل شـبیه‌سـازی باشـد. روش پیشنهادی می‌تواند راه‌کار مناسـبی در انـتخاب بهتـرین مـدل شـبیه‌ساز در ارزیابی مقادیر پخشـیدگی هیدرولیکـی $D(\theta)$ برای هر نوع بافت خاک به شمار آیـد. بـر اسـاس نـتایج پـژوهش حاضر، مناسب ترین مدل‌های شـبیه‌سـازی $D(\theta)$ بـرای انواع بافت‌های خاک در جدول۲ ارائه شده است.

نتیجه‌گیری

۱. شـبیه‌سـازی مقادیـر ضـرایب هیدرولیکـی $K(\theta)$ و $D(\theta)$ از مـدل‌هـای مخـتلف در انـواع بافـت‌هـای خاک سازگار نبوده و اختلاف زیادی را نشان می‌دهند.

۲. در ایـن پـژوهش، بـرای ارزیابی دقیق ضرایب $K(\theta)$ و $D(\theta)$ یـک روش مناسـب (بـر مبـنای حـداقل اطلاعـات لازم آزمایشـگاهی از مشخصـات خـاک و با کاربرد معادلات نظری) پیشـنهاد شـده است. در روش پیشنهادی، هم‌زمان با اندازه‌گیری منحنـی مشخصـه آب خـاک، اطلاعـات حجـم آب خروجی ار نمـونه خـاک نسـبت به زمان مورد استفاده قرار می‌گیرد. سپس مقدار $K(\theta)$ از معادله پیشنهادی ۱۷، و مقدار $D(\theta)$ از معادله ۱۸ ارزیابی می‌گردد.

۳. بـر اسـاس نتایج به دست آمده، مدل گاردنر (۱۰) در ارزیابی $K(\theta)$ بـرای هیچ یک از بافت‌های خاک مناسب نبوده و تنها در بافـت خاک رسی برای برآورد $D(\theta)$ می‌تواند مورد استفاده قرار گیـرد. مدل معلم (۱۹) با توجه به احتساب چهار حالت مختلف در شبیه‌سازی منحنی مشخصه آب خاک، برآورد بهتری از دیگر مـدل‌هـا ارائه می‌نماید. دقت برآورد این مدل بستگی به انتخاب حالـت مناسـب شبیه‌سازی را دارد. روش پیشنهادی در پژوهش حاضـر، راه‌کـار مناسبی در انتخاب بهترین حالت شبیه‌سازی در مـدل معلـم اسـت. بـا کاربـرد روش پیشـنهادی، مناسـب‌تـرین

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]

مدل‌های شبیه ساز مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ برای هر نوع بافت خاک معرفی گردیده که در جدول۲ ارائه شده است.

۴. روش پیشنهادی در پژوهش حاضر، به‌عنوان یک روش مستقل در ارزیابی مناسب ضرایب $K(\theta)$ و $D(\theta)$ و نیز به‌عنوان راه‌کار مناسبی در انتخاب مدل‌های موجود در شبیه‌سازی ضرایب هیدرولیکی خاک توصیه می‌گردد.

منابع مورد استفاده

1. Allmaras, R. R., R. W. Rickman, L. G. Ekin and B. A. Kimball. 1977. Chiseling influences on soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 41:796-803.
2. Anat, A., H. R. Duke and A. T. Corey. 1965. Steady upward flow from water tables. Hydrol. Paper No. 7, Colorado State Univ. Fort. Collins.
3. Averjanov, S. F. 1950. About permeability of subsurface soils in case of incomplete saturation. English Collect.7: 17-19.
4. Bouwer, H. and R. D. Jackson. 1974. Determining soil properties. PP.611-672. *In*: J. van Schilfgarde (Ed.), Drainage for Agriculture. Am. Soc. Agron.
5. Brooks, R. H. and A. T. Corey.1966. Properties of porous media affecting fluid flow. J. Irrig. Drain. Div. 92(2): 61-88.
6. Burdine, N. T. 1953. Relative permeability calculations from pore- size distribution data. Petrol. Trans. Am. Inst. Min. Eng. 198:71-77.
7. Chen, C. and A. Payne. 2001. Measured and modeled unsaturated hydraulic conductivity of a Walla Walla silt loam. Soil Sci. Soc. Am. J. 65:1385-1391.
8. Childs, R. E. and N. Collis-George. 1950. The permeability of porous materials. Proc. Royal. Soc. 201: 392-405.
9. Farrell, D. A. and W. E. Larson.1972. Modeling the pore structure of porous media. Water Resour. Res. 8:699-706.
10. Gardner, W. R. 1956. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 20:317-320.
11. Gee, G. W. and J. W. Bauder. 1986. Particle-size analysis. PP. 383-411. *In*: A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1: 2nd ed., Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
12. Green, R. E. and J. C. Corey. 1971. Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 35:3-8.
13. Irmay, S. 1954. On the hydraulic conductivity of unsaturateds oil. Eos Trans. AGU, 35: 463- 467.
14. Kashefipour, S. M. and A. R. Sepaskhah. 1995. Determination of unsaturated hydraulic conductivity by internal drainage assuming a uniform soil water profile. Iran Agric. Res. 14:203-216.
15. Klute, A. 1986. Laboratory measurment of hydraulic conductivity of unsaturated soil. PP.253-261. *In*: A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1: American Society of Agronomy, Madison, WI.
16. Klute, A. and C. Dirksen. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods.PP.687-734. *In*: A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1: 2nd ed., Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
17. Lam, L., A. Elzeftawy and B. J. Dempsey. 1984. KCAL, A computer program for calculating unsaturated permeability: User's Manual, Univ. of Saskatchewan Department of Civil Engineering.
18. Marshall, T. J. 1958. A relation between permeability and size distribution of pores. J. Soil Sci. 9:1-8.
19. Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res. 12:513-520.
20. Richards, L. A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics 1:318-333.
21. Van Genuchten, M. Th. 1980. A cloded-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44:892-898.
22. Van Genuchten, M. Th., F. J. Leij and S. R. Yates. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. EPA /600/2-91/065. USEPA , Ada. Oklahoma, American.
23. Watson, K. K. 1967. The measurement of the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials utilizing a zone of entrapped air. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 31:716-720.
24. Wyllie, M. R. J. and G. H. F. Gardner. 1958. The generalized Kozeney- Carman equation.World Soil 146:210-228.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1383.8.3.2.7]