Archive of SID

اولین همایش ملی زهکشی در کشاورزی پایدار
تهران - ۸ اسفندماه ۱۳۹۲

ارزیابی دقت توابع انتقالی برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع در خاک‌های مناطق غربی گیلان

مریم نوابیان

مولف مسئول و استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه گیلان

Navabian@guilan.ac.ir

صدیقه منفرد شاخالی

دانشجوی کارشناسی ارشد رشته مهندسی آبیاری- زهکشی، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه گیلان

(s.monfared.822@gmail.com)

چکیده

هدایت هیدرولیکی اشباع یکی از مهمترین مشخصات فیزیکی خاک است که در مطالعات آب و خاک اهمیت زیادی دارد. به دلیل وقت گیر و پرهزینه بودن روش‌های مستقیم در اندازه‌گیری آن، محققان به سمت استفاده از روش‌های غیرمستقیم رو کرده اند. توابع انتقالی یکی از این روش‌ها می‌باشد. هدف این تحقیق، ارزیابی مدل‌های توابع انتقالی رگرسیونی مختلف برای خاک‌های مناطق غربی گیلان است. در این راستا ۲۰ نمونه خاک انتخاب و توزیع اندازه ذرات به روش هیدرومتر و الک، هدایت هیدرولیکی اشباع به روش بار افتان، محتوای ماده آلی به روش والکلی بلک، جرم مخصوص ظاهری به روش سیلندر اندازه‌گیری شدند. با توجه به ورودی‌های مورد نیاز هر مدل، هدایت آبی اشباع برآورد گردید. سپس با استفاده از آماره‌های ریشه میانگین مربعات خطا، ضریب تبیین، میانگین خطا، کارایی مدل و ضریب جرم باقیمانده مدل‌ها ارزیابی و مقایسه شدند. نتایج نشان داد که مدل فررجولیا و همکاران نسبت به سایر مدل‌ها بهترین برآورد را داشت (R^2= 0.8، RMSE=1.23).

واژه های کلیدی: توابع انتقالی، خصوصیات فیزیکی خاک، رگرسیون، نمونه دست نخورده.

مقدمه

هدایت آبی اشباع[1] یکی از مهمترین مشخصات فیزیکی خاک است که آگاهی از آن برای طراحی سیستم‌های آبیاری و زهکشی، مطالعات مدل سازی، نفوذ آب در خاک، کنترل رواناب‌های سطحی، آب شویی مزارع کشاورزی، نشت، صعود مویینگی، انتقال املاح و انتقال آلودگی‌های سطحی به آب‌های زیرزمینی ضروری است (ازتکان و ارفان، ۲۰۰۶[2]). به دلیل تغییرات زمانی و مکانی این پارامتر و عوامل متعدد مؤثر برآن، تعیین مقادیر دقیق برای پیش بینی درست جریان آب به خاک

1 - Saturated Hydraulic Conductivity (K_s)
2 - Oztekun and Erpahun, 2006

www.SID.ir

Archive of SID

و طراحی سیستم‌های آبیاری و زهکشی مشکل می‌باشد (مصطفی، ۲۰۰۰[3]). هدایت هیدرولیکی اشباع به عوامل متعددی از جمله روش اندازه‌گیری، خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک، پایداری خاکدانه‌ها، اقلیم، عملیات شخم و زرع، کاربری اراضی، دینامیک ریشه، خلل و فرج درشت خاک، شکاف‌ها، کرم‌راهه‌ها، اختلالاتی که در اثر فعالیت‌های مکانیکی و بیولوژیکی در خاک ایجاد می‌شوند و تغییرات لزجت و چگالی سیال بستگی دارد (فوئنتز و همکاران، ۲۰۰۴؛ تاکله و سی بینگ، ۲۰۰۵؛ هاورکمپ و همکاران، ۱۹۹۹[4]). از این رو برای داشتن اطلاعات کافی از هدایت هیدرولیکی خاک و مدل کردن حرکت آب در خاک باید نمونه‌های زیادی از مزرعه برداشت شود.

اندازه‌گیری مستقیم این خصوصیت هیدرولیکی با استفاده از روش‌های آزمایشگاهی و صحرایی امکان پذیر می‌باشد ولی، این روش‌ها زمان‌بر، دشوار و پرهزینه بوده و اندازه‌گیری آن برای مطالعات در مقیاس‌های وسیع‌تر عملی نمی‌باشد. اهمیت و تقاضا برای به‌دست آوردن داده‌های هدایت هیدرولیکی اشباع، محققان را به‌سمت توسعه روش‌های غیرمستقیم برآورد آن سوق داده است. یکی از روش‌های غیر مستقیم، استفاده از توابع انتقالی (بوما، ۱۹۸۹[5]) است. توابع انتقالی عبارت‌اند از مدل‌های تخمین یک خصوصیت مشخص خاک با استفاده از ویژگی‌هایی که اندازه‌گیری آنها آسان، سریع و یا ارزان می‌باشد مانند بافت، جرم مخصوص ظاهری و محتوای مواد آلی. این توابع را می‌توان در دو دسته عمده کلاسی و پیوسته طبقه‌بندی نمود. در توابع انتقالی کلاسی، خصوصیات هیدرولیکی برای یک کلاس بافتی مشخص، با این فرض که خاک‌های مشابه، خصوصیات هیدرولیکی مشابهی نیز دارند، محاسبه می‌گردد. توابع انتقالی پیوسته به سه دسته توابع فیزیکی– تجربی، نقطه‌ای و پارامتریک تقسیم‌بندی می‌گردند (مانیام و همکاران، ۲۰۰۷[6]). پارامترهای ورودی به این توابع داده‌های پایه‌ای مانند فراوانی نسبی ذرات خاک و جرم ویژه ظاهری هستند (قربانی دشتکی و همکاران، ۲۰۱۰). در زمینه بسط و توسعه توابع انتقالی نیز معمولاً از روش‌های رگرسیون خطی(ساده و چندگانه) و غیرخطی کلاسیک، رگرسیون آماری، رگرسیون درختی و روش‌های شبکه عصبی مصنوعی سود برده می‌شود (مردون و همکاران، ۲۰۰۶؛ توماسلا و همکاران، ۲۰۰۳[7]).

در روش‌های رگرسیون ساده و رگرسیون خطی تنها روابط خطی بین داده‌های زودیافت و دیریافت بررسی می‌شود. اما در روش‌های رگرسیون غیرخطی، رگرسیون درختی و شبکه‌های عصبی مصنوعی، افزون بر رابطه‌ی خطی بین داده‌ها، روابط غیرخطی نیز مدنظر قرار می‌گیرد.

رگرسیون خطی چندگانه یکی از روش‌های بسیار متداول در پی‌ریزی توابع انتقالی خاک بوده که در منابع مختلف جزییات آن آمده است (یارویس و همکاران، ۲۰۰۲؛ پچپسکای و اسخاپ، ۲۰۰۴؛ قربانی دشتکی و همکاران ۲۰۱۰، خداوردی لو و همکاران، ۲۰۱۱)[8] . در روش رگرسیون درختی نیز ویژگی‌های دیریافت خاک براساس متغیرهای زودیافت به شاخه‌های مختلفی تقسیم می‌شوند. دهقانی بانیانی و همکاران (۱۳۹۰) در مطالعه‌ای نشان دادند که رگرسیون درختی در برآورد هدایت آبی اشباع نسبت به رگرسیون خطی چندگانه معتبرتر است. در این تحقیق مقدار خطای نسبی[9] و مجذور میانگین مربعات خطا[10] به‌ترتیب ۰/۰۲۵ سانتی متر بر دقیقه و ۰/۲۱ بدست آمد که نسبت به رگرسیون خطی چندگانه، مقادیر کمتری بودند.

3 - Moustafa, 2000
4 - Fuentez et al., 2004; Takele and Si Bing, 2005; Haverkamp et al., 1999
5 - Bouma, 1989
6 - Manyame et al., 2007
7 - Merdun et al., 2006; Tomasella et al., 2003
8 -Yarovis et al., 2002, Pachepsky and Schaap, 2004
9 - Mean Error (ME)
10 - Root Mean Square Error (RMSE)

www.SID.ir

Archive of SID

روش رگرسیون آماری بر پایه فرض دقیق بودن متغیرهای مورد مطالعه و مشاهدات مربوط به آنها استوار بوده و در نهایت روابط بین متغیرها نیز به‌طور دقیق مشخص می‌شود. حال آنکه در سیستم‌های طبیعی مانند خاک، عموماً با مشاهدات یا روابط نادقیق بین متغیرها روبرو هستند. در چنین شرایطی، از مدل‌هایی باید بهره گرفت که قادر به ارائه الگوهای مناسب‌تر باشند، به‌گونه‌ای که این مدل‌ها بتوانند انطباق بیشتری با دنیای واقعی داشته باشند.

یکی از مهم‌ترین مسائلی که باید درباره توابع انتقالی مورد بحث و بررسی قرار گیرد، تعداد و نوع ورودی اینگونه توابع می‌باشد. از مهمترین خصوصیات خاک که عموماً در بسط و توسعه توابع انتقالی مورد استفاده قرار می‌گیرند، می‌توان به توزیع اندازه ذرات (بافت خاک)، وزن مخصوص ظاهری، خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و یک یا چند نقطه نگهداشت رطوبتی خاک اشاره نمود. مطالعات متعددی بر روی تعداد ورودی‌های توابع انتقالی به‌منظور پیش بینی خصوصیات هیدرولیکی صورت پذیرفته است که از آن جمله می‌توان به تحقیقات رائولز و همکاران[11] (۱۹۸۲)، اسخاپ و بوتن[12] (۱۹۹۶)، و وریکن و همکاران[13] (۱۹۸۹) اشاره نمود. میناسنی و همکاران[14] (۱۹۹۹) و شاینوست و همکاران[15] (۱۹۹۷) از متوسط و انحراف استاندارد هندسی قطر ذرات برای پیش بینی منحنی نگهداشت رطوبتی و میشرا و همکاران[16] (۱۹۸۹) از همین خصوصیات برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع در توابع خود سود جستند.

توابع انتقالی از نوع شبکه عصبی توسط محققان مختلفی مانند مینانسی و همکاران (۱۹۹۹)، مینانسی و مک براتنی[17] (۲۰۰۲) و پچپسکای و همکاران[18] (۱۹۹۶) توسعه یافته است. نتایج بررسی این محققین نشان داد زمانی که تعداد پارامترهای ورودی بیشتر از سه باشد، شبکه عصبی نسبت به روش‌های رگرسیونی کارایی بهتری خواهد داشت به‌خصوص وقتی عدم قطعیت در کیفیت داده‌ها کم باشد (بیکر و الیسون[19]، ۲۰۰۸).

سالازر و همکاران[20](۲۰۰۸) جریان زهکشی را با استفاده از هدایت هیدرولیکی اشباع برآورد شده با توابع انتقالی رزتا[21] با ماهیت شبکه عصبی مصنوعی ارزیابی کرده و نتیجه گرفتند، قدرمطلق درصد خطای نرمال شده، برای شبیه سازی جریان خروجی از زهکش‌ها با هدایت هیدرولیکی برآورد شده توسط رزتا ۱۵ درصد هدایت هیدرولیکی اندازه گیری شده در آزمایشگاه می‌باشد.

حق وردی و همکاران (۲۰۱۲) در پژوهشی کارایی چند تابع انتقالی متداول (جابرو (۱۹۹۲)، پاکت و همکاران(۱۹۸۵)، رزتا (اسخاپ و همکاران، ۲۰۰۱) و نروتتا (مینانسی و مک براتنی، ۲۰۰۳))[22] را در برآورد $\log K_s$ بررسی کردند. در کنار این توابع یک تابع انتقالی استخراج شده از داده‌های محلی(منطقه‌ای) نیز بکار رفت. با توجه به مقادیر RMSE (ریشه میانگین مربعات خطا) و R^2 (ضریب همبستگی)، بهترین نتیجه در بین توابع مربوط به تابع نروتتا بود (RMSE=1.63, R^2=0.48). تابع انتقالی منطقه‌ای به‌طور مشخصی قابل مقایسه با توابع انتقالی متداول بود (RMSE= 0.74, R^2= 0.69).

---

11 - Rawls et al., 1982
12 - Schaap and Bouten, 1996
13 - Vereecken et al., 1989
14 - Minasny et al., 1999
15 - Scheinost et al., 1997
16 - Mishra et al., 1989
17 - Minasny and McBratney, 2002
18 - Pachepsky et al., 1996.
19 - Baker and Ellison, 2008.
20 - Salazar et al., 2008
21 - ROSETTA
22 - Jabro, 1992; Puckett et al., 1985; Schaap et al., 2001; Minasny and McBratney, 2003

www.SID.ir

Archive of SID

امیدی وقهرمان (۲۰۰۸) به‌منظور کاهش خطای سیستماتیک حاصل از روش‌های اندازه‌گیری یا خطای تخمین ذاتی مدل‌ها برای برآورد K_s، قابلیت اطمینان شش مدل تابع انتقالی و یک مدل فرکتال را آزمودند. عمدتاً مدل کاسبای و رائولز برای همه کلاس‌های بافت خاک نتایج بهتری داشتند. مدل‌های کمپبل، وریکن و براکنسیک برای برآورد K_s ماتریس خاک‌های مورد بررسی مناسب نمی‌باشند. همچنین نتایج نشان داد با تقسیم بندی بافتی می‌توان تا حدودی دقت برآوردها را افزایش داد.

رسول‌زاده و همکاران (۱۳۹۱) دقت مدل توابع انتقالی رگرسیونی مختلف و همچنین مدل رزتا، توابع نرم افزاری سویل پار ۲[۲۳] و مدل‌های فرکتال را در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع، برای خاک‌های مختلف آزمودند.نتایج نشان دادکه تمامی مدل‌ها کم برآورد می‌کنند. مدل وستن و همکاران با DT[۲۴] (آماره بررسی کارایی مدل) برابر با ۲۳/۱۷ بالاترین دقت و مدل کمپبل و شوزاوا با DT برابر ۴۹۳۱/۸۵۴ کمترین دقت را داشتند.

با توجه به مقادیر قابل توجه رس و ماده آلی در خاک‌های استان گیلان و در نتیجه پیچیدگی خصوصیات هیدرولیکی این خاک‌ها، هدف از این تحقیق ارزیابی دقت توابع انتقالی مختلف در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع برای خاک‌های بخشی از منطقه غربی حوزه سفیدرود استان در نظر گرفته شد.

مواد و روش‌ها

در راستای دستیابی به اهداف تحقیق حاضر، ۲۰ نقطه از مناطق شفت و فومنات استان گیلان که واقع در قسمت غربی حوزه سفیدرود می‌باشند برای نمونه‌برداری انتخاب گردید. مقادیر حداقل، متوسط و حداکثر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی اندازه گیری شده نقاط نمونه‌برداری شده در جدول ۱ بیان شده است. در هر محل نمونه‌برداری، نمونه‌های دست خورده و دست نخورده برداشت شد. نمونه‌های دست نخورده جهت تعیین پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع به روش بار افتان و جرم مخصوص ظاهری به روش سیلندر[۲۸] و نمونه‌های دست خورده برای تعیین بافت (به روش هیدرومتر و الک[۲۵])، ماده آلی (به روش والکلی بلک[۲۶]) و رطوبت اشباع به‌کار رفتند. برای تعیین رطوبت اشباع، پس از تهیه گل اشباع به روش خشک کردن نمونه در آون به مدت ۲۴ ساعت، و توزین آن قبل و بعد آون عمل شد[۲۹]. به‌منظور ارزیابی دقت توابع انتقالی موجود در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع در خاک‌های مورد مطالعه، ده مدل انتخاب به شرح جدول ۲ انتخاب و هدایت هیدرولیکی اشباع محاسبه شدند.

جدول (۱): مقادیر حداقل، میانگین و حداکثرخصوصیات فیزیکی و شیمیایی نمونه خاک‌های مورد مطالعه

پارامتر	حداکثر	حداقل	میانگین
درصد شن	۳۹/۰۴	۲/۱۴	۱۰/۳۳
درصد سیلت	۸۴/۷۶	۳۰/۲۹	۵۵/۹۴
درصد رس	۵۰/۳۴	۱۲/۶۸	۳۳/۷۳
جرم مخصوص ظاهری($gr\ cm^{-3}$)	۱/۴۶	۰/۹۱	۱/۲۶
رطوبت اشباع حجمی($cm^3\ cm^{-3}$)	۰/۹۷	۰/۵۱	۰/۸۱
درصد محتوای مواد آلی	۷/۰۹	۱/۵۱	۳/۳۶

23 - Soilpar π
24 - Deviation Time
25 -Klute, 1986
26 - Page et al., 1982

www.SID.ir

Archive of SID

از آماره‌های ریشه میانگین مربعات خطا[۲۷]، ضریب تبیین[۲۸]، میانگین خطا[۲۹]، کارایی مدل[۳۰] و ضریب جرم باقیمانده[۳۱] برای ارزیابی دقت توابع انتقالی استفاده شد.

$$RMSE=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(Pi-Oi)^2}{n}} \quad (۱)$$

$$R^2=1-\frac{\sum_{i=1}^{n}(Oi-Pi)^2}{\sum_{i=1}^{n}(Oi-\bar{O})^2} \quad (۲)$$

$$ME=\text{Max}|Pi-Oi| \quad (۳)$$

$$EF=\frac{\sum_{i=1}^{n}(Oi-\bar{O})^2-\sum_{i=1}^{n}(Pi-Oi)^2}{\sum_{i=1}^{n}(Oi-\bar{O})^2} \quad (۴)$$

$$CRM=\frac{\sum_{i=1}^{n}Oi-\sum_{i=1}^{n}Pi}{\sum_{i=1}^{n}Oi} \quad (۶)$$

در این روابط، O_i مقادیر واقعی هدایت هیدرولیکی اشباع، P_i مقادیر برآورد شده توسط مدل، $\bar{O}$ میانگین مقادیر واقعی، و n تعداد کل مشاهدات می‌باشند. کمترین مقدار برای ME، RMSE صفر است. آماره ME نمایانگر بدترین حالت برآورد مدل است. در حالی که مقدار RMSE نشان دهنده بیش برآورد یا کم برآورد است. EF مقادیر برآورد شده را نسبت به مقدار میانگین اندازه‌گیری‌ها مقایسه می‌کند. بیشترین مقدار EF یک است. مقدار EF می‌تواند منفی باشد. و دلالت بر آن دارد که میانگین مقادیر اندازه‌گیری شده تخمین بهتری را نسبت به مقادیر برآورد شده ارائه می‌دهند. CRM بیان کننده گرایش مدل به تخمین بیشتر یا کمتر از مقادیر اندازه‌گیری شده است. به‌دست آوردن مقدار منفی CRM برای یک مدل تمایل مدل را برای بیش برآورد اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهد. اگر تمامی داده‌های برآورد شده و اندازه‌گیری شده یکسان باشند، نتایج آماره‌ها به صورت ME=0، RMSE=0، EF=1 و CRM=0 خواهد بود(جلالی و همکاران، ۱۳۸۶).

جدول (۲):توابع انتقالی رگرسیونی مورد استفاده در پژوهش

نام مدل	رابطه
براکنسیک و همکاران، ۱۹۸۴	$K_s(m/s)= 2.78\times10^{-6}\exp(x)$ $X= 19.52348(\theta_s) - 8.96847 - 0.028212(clay) + 1.8107\times10^{-4}(Sand^2) - 9.4125\times10^{-3}(Clay^2) - 8.395215(\theta_s^2) + 0.077718(Sand)(\theta_s) - 0.00298(Sand^2)(\theta_s^2) - 0.019492(Clay^2)(\theta_s^2) + 1.73\times10^{-5}(Sand^2)(Clay) + 0.02733(Clay^2)(\theta_s) + 0.001434(Sand^2)(\theta_s) - 3.5\times10^{-6}(Clay^2)(Sand)$
کاسبای و همکاران، ۱۹۸۴	$K_s(m/s)= 7.05556\times10^{-6}\times(10^{[-0.6+0.0126(Sand)-0.0064(Clay)]})$
پاکت و همکاران،	$K_s(mm/h) = 156.96\exp(-0.1975\ Clay)$

27 - Root Mean Square Error (RMSE)
28- R^2
29 - Mean Error (ME)
30 - Efficiency of model (EF)
31- Coefficient of Residual Mass (CRM)

www.SID.ir

Archive of SID

۱۹۸۵	
ساکستون و همکاران، ۱۹۸۶	K_s (m/s) = 2.778 ×10 $^{-6}$ exp(x) X= 12.012- 7.55 × 10 $^{-2}$ (Sand) +(- 3.895 + 3.671 ×10 $^{-2}$ (Sand) – 0.1103 (Clay) $_{+}$ 8.7546 ×10 $^{-4}$ (Clay ^{2}))/ □$_{s}$
وریکن و همکاران، ۱۹۹۰	K_s (m/s) = 1.1574 × 10 $^{-7}$ exp (20.62 – 0.96 ln (Clay) – 0.66 ln (Sand) – 0.46 ln(Om) – 8.43 (BD))
جابرو و همکاران، ۱۹۹۲	Log K_s(cm/h) =9.56 - 0.81 log(Silt) - 1.091 log(Clay) - 4.64 × BD
کمپبل و شیزووا، ۱۹۹۴	Ks (mm/h)= 54 exp(– 0.07 Sand – 0.167 Clay)
دنی و پاکت، ۱۹۹۴	K_s(mm/h)= 303.84 exp(- 0.144 Clay)
وستن، ۱۹۹۷	K_s (m/s)= 1.15741 × 10 $^{-7}$ exp(x) خاک شنی : x= 9.5 – 1.471(BD ^{2}) – 0.688 (Om) + 0.0369 (Om^{2}) - 0.332 ln(CS) خاک لومی و رسی: x= - 43.1 + 64.8 (BD) – 22.21 (BD ^{2}) + 7.02 (Om) - 0.1562 (Om^{2}) + 0.985 ln (Om) – 0.01332 (Clay)(Om) – 4.71 (BD)(Om)
فرر جولیا، ۲۰۰۴	K_s (mm/h)= 0.920 e $^{(0.0491 (Sand))}$

نتایج و بحث

جدول ۳ نتایج ارزیابی دقت توابع انتقالی رگرسیونی برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. با توجه به مقادیر CRM تمامی مدل‌ها به استثنای مدل کمپبل و شیزووا (۱۹۹۴)، دارای مقادیر منفی می‌باشند که این به معنای تمایل مدل‌ها به بیش برآوردی می‌باشد. مقدار مثبت EF در مدل فررجولیا و همکاران (۲۰۰۴) بیانگر این امر است که مقادیر برآورد شده نسبت به میانگین مقادیر اندازه‌گیری شده تخمین بهتری ارائه می‌دهد. آماره‌های RMSE، ME و CRM هرکدام به نوعی نشان دهنده‌ی میزان خطای مدل در انجام برآوردها می‌باشند. هر چه مقدار این آماره‌ها اندک و به صفر نزدیک‌تر باشد، دقت مدل بالا بوده و تخمین‌های آن به واقعیت نزدیک‌تر است. این سه آماره تقریبا در مدل فررجولیا کمترین می‌باشند. بهترین مدل دارای بالاترین ضریب تبیین می‌باشد که در مورد مدل فررجولیا صادق است. با همه توضیحات ذکر شده برتری مدل فررجولیا نسبت به سایر مدل‌ها کاملاً مشهود است. علت بیشتر بودن دقت مدل فررجولیا با توجه به پارامتر ورودی درصد شن را می‌توان به اثرپذیری زیاد هدایت آبی اشباع از خلل و فرج درشت در این نمونه خاک‌ها نسبت داد که با وجود اینکه خاک‌های مورد مطالعه حاوی درصد بالای رس (که بیانگر وجود منافذ میکرو می‌باشد) بودند، تأثیرگذاری بیشتری بر هدایت آبی اشباع داشت.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول (۳): نتایج ارزیابی مدل‌های مورد استفاده

نام مدل	RMSE	R^2	ME	CRM	EF
براکنسیک و همکاران،۱۹۸۴	۳۰/۶۷۲۶	۰/۰۰۶۴	۷۵/۰۰۶	-۱۹/۳۲	-۲۳۷/۸۷
کاسبای و همکاران، ۱۹۸۴	۴/۶۸۷۲	۰/۵۴۳۶	۶/۸۹۸۲	-۴/۰۰۵	-۴/۵۸
پاکت و همکاران، ۱۹۸۵	۴/۵۴۳۴	۰/۰۳۱۶	۱۳/۱۱۲۶	-۰/۴۶۲	-۴/۲۴
ساکستون و همکاران، ۱۹۸۶	۱۵۱۸/۱۸۱۸	۰/۰۴۸۹	۶۰۸۷/۸۳	-۷۰۲/۰۲۶	-۵۸۵۲۱۶/۷۴
وریکن و همکاران، ۱۹۹۰	۳۸۷/۵۳۹	۰/۰۲۲۲	۱۵۴۹/۹۴	-۱۴۸/۵۴۳	-۳۸۱۳۱/۹۲
جابرو و همکاران، ۱۹۹۲	۴۴۰/۵۵	۰/۰۰۳۴	۱۴۰۱/۴۶	-۱۷۸/۴۲۹	-۲۶۷۳۹۷/۲۹
کمپبل و شیزووا، ۱۹۹۴	۲/۶۷	۰/۰۴۰۹۶	۸/۹۰۳۴	۰/۴۹۴۰	-۰/۸۰۵۲
دنی و پاکت، ۱۹۹۴	۱۵/۶۶	۰/۰۲۸	۴۸/۹۴۲	-۵/۸۳۸	-۶۱/۲۵۴
وستن، ۱۹۹۷	۳۲۶/۵۸	۰/۰۰۹۱	۱۴۳۹/۰۲۵	-۹۹/۳۷	-۲۷۰۷۸/۹۷
فرر جولیا، ۲۰۰۴	۱/۲۲۸	۰/۸۰۸۹	۲/۶۷	-۰/۵۵۹	۰/۶۱۶۸

منابع

۱- امیدی، س. و ب. قهرمان. ۱۳۸۷. برآورد ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع ماتریس و منافذ درشت خاک (با استفاده از توابع انتقالی، فرکتال و روش لوله‌های موئین). هفتمین کنفرانس هیدرولیک ایران تهران، دانشگاه صنعت آب و برق (شهید عباسپور), ۲۱ الی ۲۳ آبان.

۲- جلالی و. ر.، همایی م. و س. خ. میرنیا. ۱۳۸۶. مدلسازی واکنش کلزا به شوری طی مراحل مختلف رشد رویشی. تحقیقات مهندسی کشاورزی ۸(۴):۱۱۲-۹۵.

۳- رسول زاده، ع.، رضوی قلعه جوق، س.، و م. ر. نیشابور. ۱۳۹۱. ارزیابی دقت روش‌های برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع برای خاک‌های مختلف. مجله پژوهش آب در کشاورزی، دانشکده فناوری کشاورزی دانشگاه محقق اردبیلی اردبیل، جلد۲۶: ۳۱۶-۳۰۳.

4- Bouma J. 1989. Using soil survey data for quantities and land evaluation. Soil Science Society of America Journal 9: 177-213.

5- Brakensiek, D. L., Rawls, W. J. and Stephenson, G. R. 1984. Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils. ASAE Paper No. PNR-84- 203, St. Joseph, MI.

6- Cosby, B. J., Hornberger, G. M. Clapp, R. B. and Ginn, T. R. 1984. A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resources Research, 20 (6): 682- 690.

7- Ferrer- Julià M., Estrela Monreal, T. Sánchez del Corral Jiménez, A. and Garcia Melédez, E. 2004. Constructing a saturated hydraulic conductivity map of Spain using pedotransfer functions and spatial prediction. Geoderma, 123: 275- 277.

8- Fuentes. J.P., M. Flury, D.F. Bezdicek. 2004. Hydraulic properties in a silt loam soil under natural prairie, conventional tillage and no-till. Soil Science Society of American Journal. Volume 68: 1679- 1688.

www.SID.ir

Archive of SID

9- Haghverdi, A., H. S. Özturk, S. Ghodsi and T. Tuncay. 2012. Estimating Saturated Hydraulic Conductivity Using Different Well-Known Pedotransfer Functions. Newton and A. Einstein – Instructions for Short Papers for the Agro Environ 2012 Conference. Wageningen.
10- Haverkamp R. Bouraoui F., Angulo- Jaramillo R., Zammit R., and Delleur J.W.1999. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. Chapter in CRC Groundwater Engineering Handbook. (Ed. J.W. Delleur).
11- Minasny, B., A. B. McBratney and K. L. Bristow. 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water retention curves. Geoderma. 93: 225- 253.
12- Minasny, B. and A. B. McBratney. 2002. The Neuro-m method for fitting neural network parametric pedotransfer functions. Soil Science Society of American Journal. Volume 66:352- 361.
13- Moustafa M. 2000. A geo statistical approach to optimize the determination of saturated hydraulic conductivity for large- scale subsurface drainage design in Egypt, Agricultural Water Management, 42: 291-312.
14- Nelson, D. W. and Sommers, L. E. 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter. In: page, A. L. (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part2. Second edition. Agron. Monogr. Soil Science Society of American Journal. Madison, WI, 539- 579.
15- Oztekűn, T. and S. Erđ ahűn. 2006. Saturated hydraulic conductivity variation in cultivated and virgin soils, Turk. J. Agric. 30.Pp: 1-10.
16- Pachepsky, Y. A., D. Timlin and G. Varallyay. 1996. Artificial neural network to estimate soil water retention from easily measurable data. Soil Science Society of American Journal. 60: 727- 733.
17- Puckett, W. E., Dane, J. H. and Hajek, B. F. 1985. Physical and mineralogical data to determine Soil hydraulic properties. Soil Science Society of America Journal, 49: 831- 836.
18- Rasoulzadeh, A., 2012. Estimating Hydraulic Conductivity Using Pedotransfer Functions. Hydraulic Conductivity- Issues, Determination and Applications, Edited by Prof. Lakshmanan Elango 434 pages. Publisher In Tech.
19- Salazar, O., Wesstrom, I., Joel A. 2008. Evaluation of Drainmod using saturated hydraulic conductivity estimated by a pedotransfer function model. Journal of Agricultural water Management, 95: 1135- 1143.
20- Saxton K. E., Rawls, W. J. Romberger, J. S. and Papendick, R. I. 1986. Estimating generalized soil water characteristics from texture. Soil Science Society of American Journal. 50: 1301- 1036.
21- Schaap, M. G., Bouten, W.1996. Modeling water retention curves of sandy soils using neural networks. Water Resources Research 32: 3033- 3040.
22- Takele, B. Z., and C. Si Bing. 2005. Scaling relationships between saturated hydraulic conductivity and soil physical properties, Soil Science Society of American Journal. 69: 1691-1702.
23- Tamari, S; W□sten, J. H. M, Ruiz-SuaÂrez, J. C. 1996. Testing an artificial neural network for predicting soil hydraulic conductivity . Soil Science Society of American Journal. 60: 1732- 1741.
24- Wö sten, J. H. M. 1997. Pedotransfer functions to evaluate soil quality. In: Gegorich, E. G., Carter, M. R. (Eds.), Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Developments in Soils Science, vol. 25, Elsevier, Amsterdam. Pp: 221- 245.

www.SID.ir