نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۲۴، شماره ۱، فروردین - اردیبهشت ۱۳۸۹، ص. ۱۹۷-۱۸۹

Journal of Water and Soil
Vol. 24, No. 1, Mar-Apr 2010, p. 189-197

مقیاس‌سازی تابع هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از عامل موبینگی مؤثر

مرتضی صادقی[۱*] - محمدرضا گهردوست‌منفرد[۲] - بیژن قهرمان[۳]

تاریخ دریافت: ۸۸/۸/۳
تاریخ پذیرش: ۸۸/۱۲/۲

چکیده

برای تخمین تغییرپذیری مکانی توابع هیدرولیکی خاک، روش‌های مقیاس‌سازی توسعه یافتند و به گستردگی به کار رفته‌اند. از این میان، روش‌های دارای پایه فیزیکی به دلیل امکان تخمین فاکتورهای مقیاس از روی ویژگی‌های فیزیکی خاک، مطلوب‌تر یافت شده‌اند. در این مقاله، یک روش جدید و دارای پایه فیزیکی برای مقیاس‌سازی تابع هدایت هیدرولیکی خاک شرح داده شده است. در این روش، استفاده از عامل موبینگی مؤثر (h_{cM}) برای مقیاس‌سازی محور مکش آب خاک در تابع هدایت هیدرولیکی پیشنهاد شده است. با این روش، داده‌های مربوط به همه خاک‌های طبیعی، از شن تا رس، می‌توانند با یک منحنی نمایی یکتا، به عنوان منحنی مرجع، نمایش داده شوند. این روش با ۳۹۶ سری از داده‌های هدایت هیدرولیکی، شامل همه کلاس‌های بافتی خاک، برگرفته از پایگاه UNSODA، صحت‌سنجی گردید. برای تعیین h_{cM} از برازش مدل‌های بروکس-کوری و گاردنر-فیلیپ و نیز از یک روش مستقل از مدل استفاده گردید. نتایج یک عملکرد قابل قبول را برای روش پیشنهادی نشان دادند. چنانکه از برازش مدل‌های بروکس-کوری و گاردنر-فیلیپ و از روش مستقل از مدل، مقادیر میانگین خطای مطلق هدایت هیدرولیکی نسبی بین داده‌های مقیاس شده و منحنی مرجع به ترتیب برابر با ۰/۰۱۹، ۰/۰۵۶ و ۰/۰۵۹ به دست آمد. در این روش، توانایی برازش مدل‌های مذکور را می‌توان به عنوان تنها محدودیت برای مقیاس‌سازی برشمرد. چنانکه مدل‌های مذکور بتوانند با دقت بالایی به داده‌های هدایت هیدرولیکی برازش داده شوند، عملکرد مقیاس‌سازی بالا خواهد بود و برعکس.

واژه‌های کلیدی: مقیاس‌سازی، هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک، عامل موبینگی مؤثر، منحنی مرجع نمایی یکتا

مقدمه

یک مشکل اساسی پیش روی دانشمندان علوم مرتبط با خاک نحوه برخورد با تغییرپذیری مکانی خاک‌هاست. این تغییرپذیری به‌ویژه در توابع هیدرولیکی خاک‌ها، تحلیل روابط جریان آب در خاک را در خاک‌های ناهمگن و ناهمروند با مشکل مواجه می‌کند (۱۷).

برای تخمین تغییرپذیری خاک‌ها، میلر و میلر (۹) نظریه محیط‌های متشابه را معرفی نمودند. آن‌ها فرض کردند که ساختار میکروسکوپی دو خاکی که از نظر هندسی متشابه هستند، تنها در نسبت‌هایی از یک طول مشخصه فیزیکی فرق می‌کنند (۳). بر پایه این نظریه، روش‌های مقیاس‌سازی (scaling) توسعه یافتند که در آن‌ها توابع هیدرولیکی خاک‌های مختلف می‌توانند با نسبت‌هایی از یک طول مشخصه فیزیکی، تحت عنوان "فاکتور مقیاس"، بر روی هم واقع شوند و با یک منحنی نماینده تحت عنوان "منحنی مرجع" نمایش داده شوند (۱۷).

برای سادگی کاربرد نظریه محیط‌های متشابه، واریک و همکاران (۱۷) بیان کردند که برای یافتن فاکتورهای مقیاس نیازی به جستجو برای یک طول مشخصه فیزیکی نیست. آن‌ها پیشنهاد کردند که منحنی مرجع می‌تواند با یک میانگین از همه منحنی‌ها تعیین شود و آن‌گاه فاکتورهای مقیاس به صورت تجربی می‌توانند به نحوی به دست آیند که هر منحنی مقیاس شده با حداقل خطا بر روی منحنی مرجع واقع شود (۷).

با این وجود، مزیت‌های روش‌های فیزیکی بر روش‌های تجربی، به طور عمده شامل تخمین فاکتورهای مقیاس از روی ویژگی‌های فیزیکی خاک، محققین را در سال‌های اخیر به توسعه روش‌های فیزیکی ترغیب کرده است. در تلاش برای این مقصود، کوزوگی و هاپمنس (۵) یک روش دارای پایه فیزیکی برای مقیاس‌سازی منحنی مشخصه رطوبتی خاک ارائه کردند. آن‌ها قطر منفذ میانه خاک را به

۱و۳- به ترتیب دانشجوی دکتری و استاد گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
(* - نویسنده مسئول: Email: m.sadeghi.um@gmail.com)
۲- فارغ التحصیل دوره کارشناسی، گروه آبیاری و زهکشی، دانشگاه مازندران

عنوان طول مشخصه فیزیکی مد نظر قرار دادند و بر این اساس از نسبت‌هایی از مکش میانه منحنی رطوبتی به عنوان فاکتور مقیاس استفاده کردند. تولی و همکاران (۱۵) روش ارائه شده توسط کوزوگی و هاپمنس (۵) را در ترکیب با نظریه میلر و میلر (۹) برای مقیاس‌سازی توامان منحنی رطوبتی و تابع هدایت هیدرولیکی خاک، با یک سری فاکتور مقیاس مشترک، به کار گرفتند. اما روش آن‌ها تنها برای محیط‌هایی که طبق تعریف میلر و میلر از نظر هندسی متشابه باشند، پیشنهاد گردید که یک محدودیت برای کاربرد در خاک‌های واقعی محسوب می‌شود.

هدف از این مقاله ارائه یک روش مقیاس‌سازی برای تابع هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک می‌باشد به نحوی که از طرفی فاکتورهای مقیاس دارای مفهوم فیزیکی باشند و از طرف دیگر روشی ارائه شود که بتواند جامع باشد و برای گستره بافتی وسیعی از خاک‌ها بدون نیاز به وجود شباهت هندسی در مقیاس میکروسکوپی به کار رود.

مبانی نظری

با نظر به شکل مدل‌های ارائه شده برای تابع هدایت هیدرولیکی خاک، به طور کلی دو گونه مدل می‌توان یافت:

۱- مدل‌هایی که در آن‌ها به محض اینکه مکش خاک (h) بزرگتر از صفر می‌شود، خاک از حالت اشباع خارج می‌شود. این مدل‌ها معمولاً S-شکل هستند. مدل‌های ون‌گنوختن (۱۶) و لوگ-نرمال دو پارامتری (۶) از این نوع می‌باشند.

۲- مدل‌هایی که در آن‌ها فرض می‌شود تا زمانی که مکش خاک از یک مقدار حدی موسوم به مکش ورود هوا (h_b) تجاوز نکند، خاک همچنان اشباع باقی می‌ماند. مدل‌های بروکس-کوری (۱) و گاردنر-فیلیپ (۱۱) از این دسته می‌باشند. شکل ۱ این دو نوع از مدل‌ها را به صورت ترسیمی نشان می‌دهد.

از آنجایی که K_r (هدایت هیدرولیکی نسبی: نسبت هدایت هیدرولیکی خاک (K) به هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s)) در محدوده بین صفر تا یک تغییر می‌کند، مساحت محدود به منحنی و محور مکش یک گزینه مناسب برای مقیاس‌سازی محور مکش در تابع هدایت هیدرولیکی می‌باشد. این پارامتر طبق تعریف مورلسیتوکس و خانجی (۱۰) "عامل موبینگی موثر" (h_{cM}) نامیده می‌شود:

$$h_{cM} = \int_0^{\infty} K_r(h)dh \qquad (۱)$$

h_{cM} دارای ماهیتی فیزیکی می‌باشد و با برخی پارامترهای خاک طی فرآیند نفوذ، مانند مکش جبهه رطوبتی در مدل گرین-آمپت (h_f)، ضریب جذب (S) و یا تابع فلاکس ماتریک (φ_m)، مرتبط است و بر این اساس با یک آزمایش ساده نفوذپذیری خاک قابل تخمین است. به عنوان مثال، طی یک فرایند نفوذ عمودی به خاکی با رطوبت اولیه یکنواخت θ_i (متناظر با مکش اولیه h_i)، در شرایط غرقابی روابط زیر برقرار می‌باشند (۴ و ۱۴):

$$h_f = \int_0^{h_i} K_r(h)dh \qquad (۲)$$

$$S = \left[2(\theta_s - \theta_i)K_s \int_0^{h_i} K_r(h)dh\right]^{0.5} \qquad (۳)$$

$$\varphi_m = K_s \int_0^{h_i} K_r(h)dh \qquad (۴)$$

و زمانی که رطوبت اولیه خاک پیش از نفوذ ناچیز باشد ($h_i \to \infty$)، خواهیم داشت:

$$h_{cM} = h_f = \frac{S^2}{2\theta_s K_s} = \frac{\varphi_m}{K_s} \qquad (۵)$$

اما برای رسیدن به یک روش مقیاس‌سازی جامع‌تر به منظور کاربرد برای گستره وسیع‌تری از خاک‌ها، کاربرد مدل‌های نوع ۲ و جابه‌جایی محور h به اندازه h_b می‌تواند راه‌گشا باشد. در نتیجه، رابطه زیر برای مقیاس‌سازی مکش پیشنهاد می‌شود:

$$h^* = (h - h_b)/(h_{cM} - h_b) \qquad (۶)$$

که در آن h^* مکش مقیاس‌شده است که بدون بعد می‌باشد. h^* با h یک رابطه خطی دارد و عکس شیب این خط (h_{cM}-h_b) طبق تعاریف محیط‌های متشابه به عنوان فاکتور مقیاس مطرح می‌شود، هرچند که برای مقیاس‌سازی نیازی به شباهت هندسی در مقیاس میکروسکوپی نیست. به دلیل برخی ویژگی‌های منحصر به فرد منحنی‌های مقیاس-شده پیشنهادی، مانند $K_r(0)=1$، $\int_0^{\infty} K_r(h^*)dh^* = 1$، $dK_r/dh^* < 0$ و $d^2K_r/dh^{*2} > 0$، انتظار می‌رود که منحنی‌های مقیاس‌شده برای همه خاک‌ها تقریباً بر روی هم واقع شوند. یعنی بتوان از یک منحنی مقیاس‌شده برای همه خاک‌ها استفاده کرد. همه ویژگی‌های ذکرشده توسط منحنی زیر ارضاء می‌شود:

$$K_r = \exp(-h^*) \qquad (۷)$$

مشاهده می‌شود که این منحنی، به عنوان منحنی مرجع، بر خلاف همه روش‌های قبلی، یکتا و ثابت است و به داده‌های شرکت کننده در مقیاس‌سازی بستگی ندارد. چرا که در روش‌هایی که پیش از این ارائه شده‌اند، چه فیزیکی مانند روش تولی و همکاران (۱۵) و چه تجربی مانند روش‌های واریک و همکاران (۱۷) و شوس و موهنتی (۱۳)، منحنی مرجع در واقع یک منحنی متوسط از کل داده‌های هدایت هیدرولیکی می‌باشد و بدیهی است که با تغییر داده‌ها، منحنی مرجع نیز تغییر خواهد کرد. با تلفیق معادلات (۶) و (۷) خواهیم داشت:

$$K = K_s \exp\left[-(h-h_b)/(h_{cM}-h_b)\right] \quad (۸)$$

این معادله در واقع شکلی از مدل گاردنر–فیلیپ (۱۱) می‌باشد. این بدین معناست که اگر تابع هدایت هیدرولیکی دقیقاً از مدل گاردنر–فیلیپ تبعیت کند، پس از مقیاس شدن بر اساس معادله (۶)، دقیقاً بر روی منحنی مرجع (معادله ۷) واقع خواهد شد.

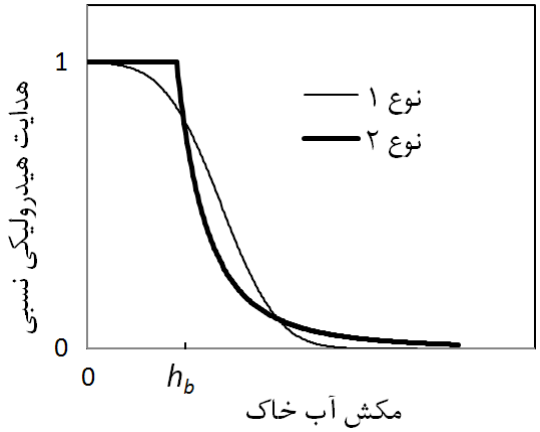
اگر از مدل توانی بروکس–کوری (۱) برای تشریح منحنی $K_r(h)$ استفاده شود، به نحوی که توان آن از تقریب کمپل (۱) به دست آمده باشد، یعنی:

$$K = K_s \left(h_b / h\right)^{2+3\lambda} \quad (۹)$$

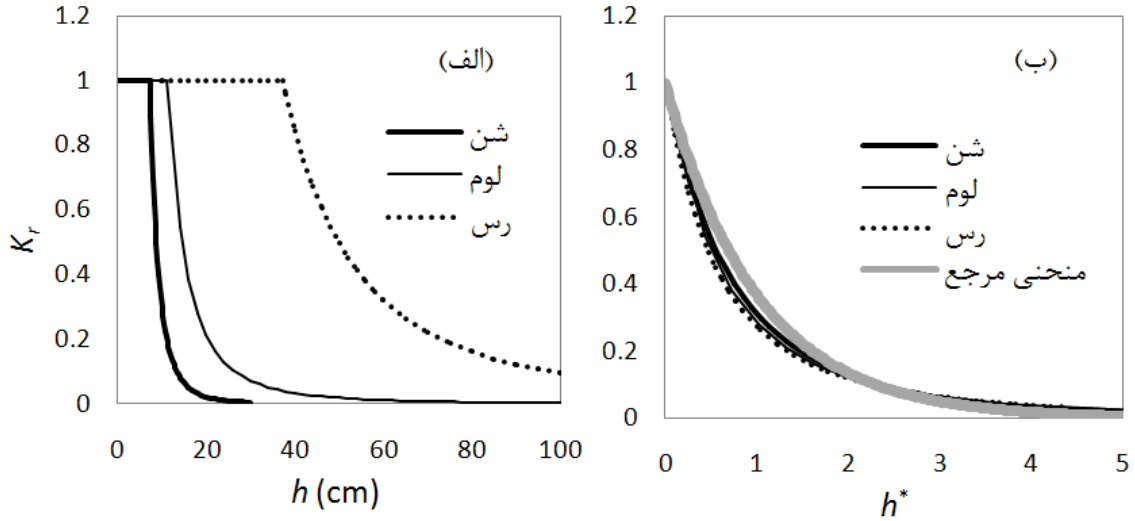
آن‌گاه، از حل معادله (۱) خواهیم داشت:

$$h_{cM} = h_b(2+3\lambda)/(1+3\lambda) \quad (۱۰)$$

که در آن λ توان مدل منحنی مشخصه رطوبتی بروکس–کوری و موسوم به "شاخص توزیع اندازه منافذ خاک" می‌باشد. به دلیل ویژگی‌های منحصر به فرد ذکر شده برای منحنی‌های مقیاس شده، انتظار می‌رود که منحنی‌های بروکس–کوری مقیاس شده نیز برای گستره وسیعی از خاک‌ها تقریباً ثابت باشند. شکل ۲ توابع بروکس–کوری مقیاس شده با استفاده از روش پیشنهادی را برای سه خاک شن، لوم و رس را با کاربرد مقادیر رالز و همکاران (۱۲) برای پارامترهای h_b و λ نشان می‌دهد. این شکل نشان می‌دهد که علیرغم تغییرپذیری زیاد بافتی منحنی $K_r(h)$، منحنی‌های مقیاس شده تقریباً بر روی هم و نیز بر روی منحنی مرجع (معادله ۷) واقع شده‌اند. اما انحراف کمی میان منحنی‌های بروکس–کوری مقیاس‌شده با منحنی مرجع وجود دارد که به دلیل تفاوت در ماهیت آن‌ها می‌باشد (منحنی بروکس–کوری یک تابع توانی و منحنی مرجع یک تابع نمایی است).



(شکل ۱)- انواع مدل‌های ارائه شده برای تابع هدایت هیدرولیکی خاک از نظر شکل (h_b مکش ورود هوا می‌باشد)



(شکل ۲)- توابع هدایت هیدرولیکی بروکس–کوری (الف) قبل از مقیاس و (ب) بعد از مقیاس با استفاده از روش پیشنهادی، برای خاک‌های شن (h_b=7.26 cm, λ=0.592)، لوم (h_b=11.15 cm, λ=0.22) و رس (h_b=37.3 cm, λ=0.131)

مواد و روش‌ها

برای ارزیابی روش پیشنهادی، داده‌های هدایت هیدرولیکی مربوط به ۳۹۶ خاک از پایگاه داده UNSODA (۸) استفاده گردید. در واقع خاک‌ها به نحوی انتخاب شدند که تعداد جفت نقاط اندازه‌گیری شده منحنی رطوبتی در آن‌ها بیش از سه باشد.

برای تعیین h_{cM} و h_b به منظور تعیین فاکتور مقیاس پیشنهادی (در معادله ۶)، ما از سه روش متفاوت استفاده کردیم. این سه روش عبارت بودند از برازش مدل بروکس–کوری، برازش مدل گاردنر–فیلیپ و نیز استفاده از روشی موسوم به "مستقل از مدل" که در ادامه شرح داده خواهد شد.

برای انجام برازش مدل‌های گاردنر–فیلیپ (معادله ۸) و بروکس–کوری (معادله ۹) بر روی داده‌های هدایت هیدرولیکی هر خاک، یک برنامه کامپیوتری در محیط MATLAB 7.4.0 نوشته شد. در این برنامه، برای برازش مدل به جفت نقاط، از حداقل‌سازی مجموع مربعات خطا (SSE) با تعریف زیر استفاده گردید:

$$SSE = \sum_{i=1}^{n} \left(K_i - K_i'\right)^2 \qquad (۱۱)$$

که در آن K و K' به ترتیب مقادیر واقعی و برازش داده شده برای هر نقطه از منحنی هدایت هیدرولیکی غیراشباع و n تعداد نقاط منحنی در هر خاک می‌باشد.

در برازش مدل‌های مذکور، K_s ثابت و برابر با مقدار اندازه‌گیری شده آن و λ (برای تابع بروکس–کوری) به عنوان یک پارامتر برازش در نظر گرفته شد. در بعضی خاک‌ها که مقدار K_s موجود نبود، این پارامتر نیز به عنوان یک پارامتر برازش مدنظر قرار گرفت.

به علاوه، در روشی مستقل از مدل، h_{cM} و h_b به طور مستقیم از روی خود داده‌های اندازه‌گیری‌شده تقریب زده شدند. برای تعیین h_{cM}، سطح زیر منحنی هدایت هیدرولیکی از تقریب عددی زیر محاسبه گردید:

$$h_{cM} = \sum_{i=1}^{n} 0.5(K_{r_{i+1}} + K_{r_i})(h_{i+1} - h_i) \qquad (۱۲)$$

h_b نیز برابر با حداکثر مکشی که در آن K_r بزرگتر از ۰/۹۵ باشد، فرض گردید. در این روش، خاک‌هایی استفاده شدند که دارای تعداد نقاط کافی باشند. کفایت تعداد جفت نقاط به این صورت تعریف شد که اولاً شیب خط گذرنده از هر دو نقطه متوالی ($\Delta K/\Delta h$) از ۱۰ درصد از شیب خط گذرنده از دو نقطه متوالی قبل کمتر نباشد و ثانیاً حداقل K_r موجود از ۰/۰۰۱ کمتر باشد.

برای ارزیابی کمی روش پیشنهادی، یک پارامتر برای انحراف هر نقطه مقیاس‌شده از منحنی مرجع (d) به صورت زیر تعریف شد:

$$d = \left|K_r - \exp(-h^*)\right| \qquad (۱۳)$$

با بسط h^* بر اساس معادله (۶) می‌توان دریافت که d علاوه بر خطای مقیاس‌سازی، خطای برازش معادله گاردنر–فیلیپ را نیز در هر نقطه از منحنی هدایت هیدرولیکی نشان می‌دهد.

نتایج و بحث

همه داده‌های هدایت هیدرولیکی برای ۳۹۶ سری خاک که در این تحقیق استفاده شدند، در شکل ۳ نشان داده شده‌اند. کلاس بافتی خاک‌ها از شن تا رس سنگین متغیر بود که این شکل به خوبی این مساله را نشان می‌دهد. تعداد جفت نقاط منحنی‌های هدایت هیدرولیکی برای خاک‌های مختلف نیز از ۴ تا ۸۹ متغیر بود.

داده‌های مقیاس‌شده هدایت هیدرولیکی در شکل‌های (۴–الف) تا (۴–پ) نشان داده شده‌اند که به ترتیب مربوط به برازش مدل‌های گاردنر–فیلیپ (معادله ۸) و بروکس–کوری (معادله ۹) و روش مستقل از مدل (تقریب پارامترها از روی داده‌ها) می‌باشند.

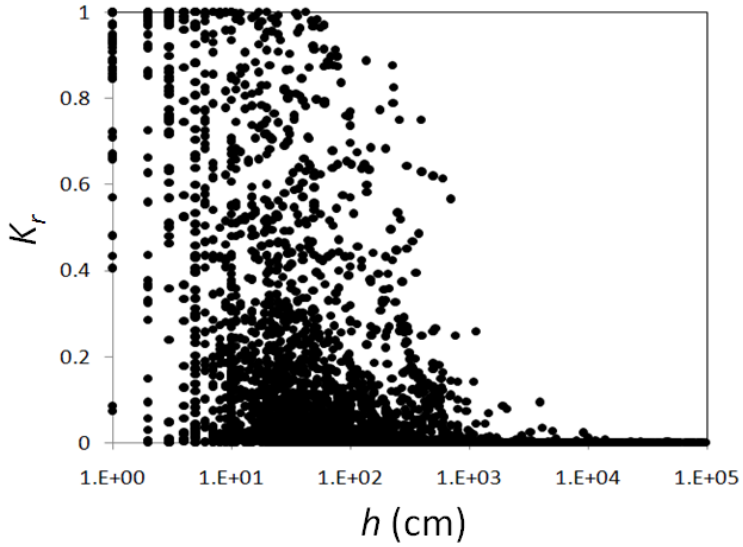
شکل (۴–الف) نشان می‌دهد که وقتی مدل گاردنر–فیلیپ (معادله ۸) برای روش پیشنهادی به کار رفت، همه داده‌ها با دقت مناسبی در اطراف منحنی مرجع (معادله ۷) جمع شدند. انحراف برخی از داده‌ها از منحنی مرجع برای این مدل به دلیل عدم برازش کامل مدل گاردنر–فیلیپ به داده‌ها می‌باشد. چراکه همه داده‌های هدایت هیدرولیکی از یک روند نمایی تبعیت نمی‌کنند و نیز خطای اندازه‌گیری‌ها سبب می‌شود که داده‌ها پراکنده و بی‌نظم باشند. میانگین انحراف نقاط از منحنی مرجع (d) برای این شکل برابر با ۰/۰۱۹ به دست آمد که موفقیت روش پیشنهادی را، مبنی بر مقیاس‌سازی همزمان همه کلاس‌های بافتی خاک و تشریح آن‌ها با یک منحنی واحد، نشان می‌دهد. یاداوری می‌شود که این عدد همچنین نمایه‌ای از میانگین خطای برازش مدل گاردنر–فیلیپ به داده‌ها می‌باشد.

شکل (۴–ب) نشان می‌دهد که کاربرد مدل بروکس–کوری نیز توانست به عملکرد خوبی منجر شود. هرچند که انحراف کمی بین توده داده‌های مقیاس‌شده و منحنی مرجع دیده می‌شود. همان‌طور که قبلاً هم شرح داده شد، بخشی از علت را می‌توان در تفاوت در ماهیت مدل توانی بروکس–کوری با منحنی نمایی مرجع دانست. اما چنین استنباط می‌شود که سهم عدم دقت برازش مدل بروکس–کوری به داده‌ها در این پراکندگی نقاط بیشتر بوده است. شکل (۵) گواهی بر این گفته است. این شکل یک همبستگی خیلی قوی را بین خطای مقیاس‌سازی و خطای برازش تابع بروکس–کوری نشان می‌دهد. میانگین d برای شکل (۴–ب) برابر با ۰/۰۵۶ به دست آمد. اگرچه خطا در مقایسه با کاربرد مدل گاردنر–فیلیپ بیشتر است ولی با توجه به گستره بافتی وسیع خاک‌ها می‌تواند قابل قبول باشد.

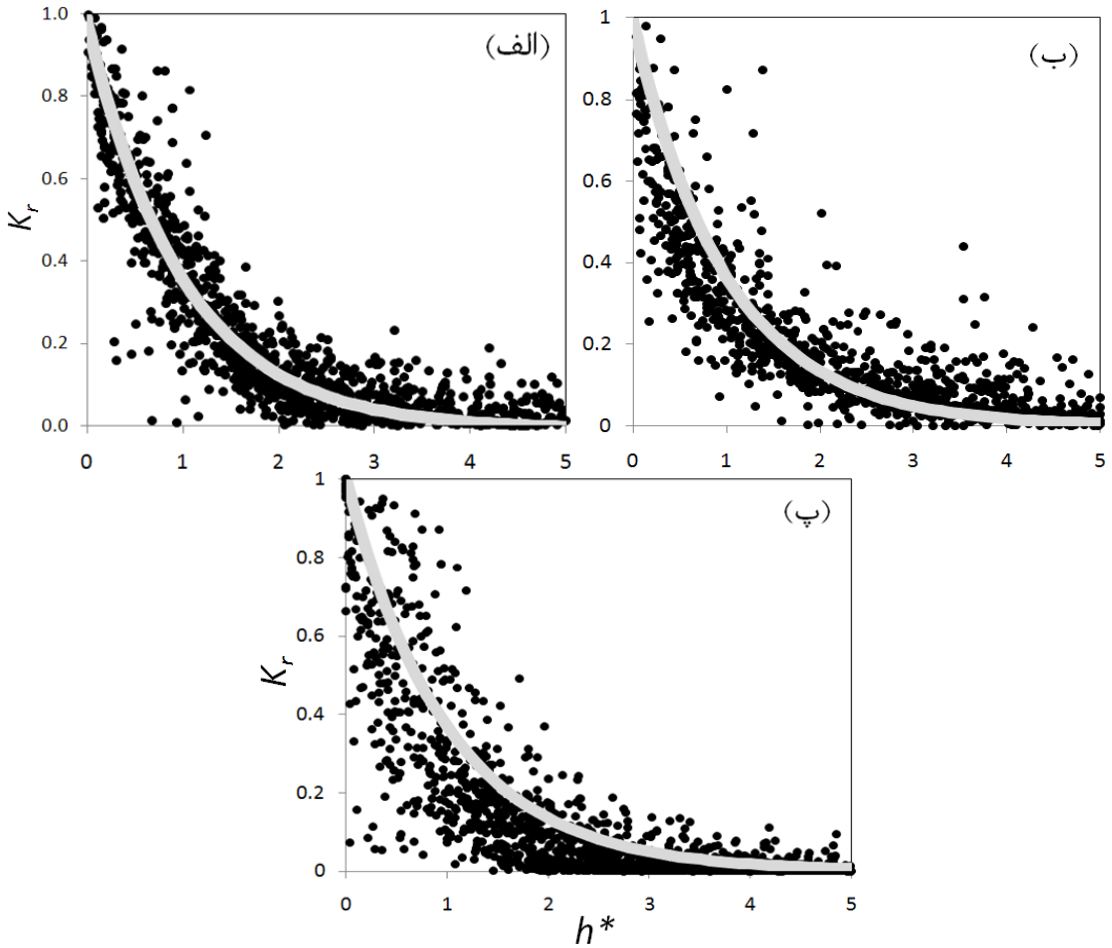
شکل (۴-پ) نشان می‌دهد که روش ساده‌ای که تحت عنوان روش مستقل از مدل با تکیه بر تخمین پارامترهای h_{cM} و h_b از روی خود داده‌ها به کار رفت، به نسبت خوب عمل کرد. چنانکه میانگین d برای این شکل برابر با ۰/۰۵۹ به دست آمد که قابل مقایسه با روش برازش مدل بروکس-کوری است. اما در این روش توده داده‌های مقیاس شده در زیر منحنی مرجع واقع شده‌اند. دلیل این مساله را می‌توان به طور عمده در استفاده از تقریب (۶) برای محاسبه h_{cM} به عنوان سطح زیر منحنی $K_r(h)$ دانست. چراکه این تقریب در داده‌های اندازه‌گیری شده دارای بی‌نظمی، h_{cM} را بزرگتر از مقدار واقعی آن برآورد می‌کند و این باعث می‌شود مقادیر مکش مقیاس شده کوچکتر از حد انتظار برآورد گردند.

برای هر سه روش مذکور، مقادیر d به تفکیک بافت خاک در جدول ۱ ارائه شده است. مقادیر نشان می‌دهند که با تغییر بافت خاک از سبک تا سنگین، روند خاصی در خطای مقیاس‌سازی دیده نمی‌شود و بنابراین به نظر می‌رسد که خطای مقیاس‌سازی به بافت خاک بستگی نداشته باشد. همان‌طور که قبلاً نیز گفته شد، تنها عامل محدود کننده مقیاس‌سازی قابلیت برازش مدل‌های ارائه شده به نقاط می‌باشد. از مقادیر d برای مدل گاردنر-فیلیپ می‌توان دریافت که این عامل نیز به بافت خاک وابسته نمی‌باشد. این می‌تواند به عنوان یک مزیت برای روش پیشنهادی محسوب شود، چرا که در روش‌های مقیاس‌سازی که در گذشته ارائه شده‌اند، منحنی مرجع در واقع یک منحنی متوسط از داده‌ها می‌باشد و نه یک منحنی یکتا. بنابراین، مقیاس‌سازی در بافت‌های متوسط از سری داده‌ها رضایت‌بخش خواهد بود و در خاک‌های حدی بین داده‌های مقیاس‌شده و منحنی مرجع انحراف وجود خواهد داشت. مگر اینکه خاک‌ها در کلاس‌های بافتی متعدد طبقه‌بندی شوند و سپس مقیاس‌سازی برای هر کلاس به طور جداگانه انجام گیرد. بدیهی است که این کار در بررسی تغییرپذیری مکانی خاک‌ها خیلی مطلوب نمی‌باشد. چراکه ممکن است برای یک سطح وسیع مثل یک حوضه آبریز، به ناحیه‌بندی حوضه نیاز باشد به‌نحویکه تغییرپذیری در هر ناحیه به طور مستقل بررسی شود. حال مشاهده می‌شود که در روش پیشنهادی، همه کلاس‌های بافتی خاک از بخت مساوی برای مقیاس شدن به منحنی مرجع برخوردار هستند.

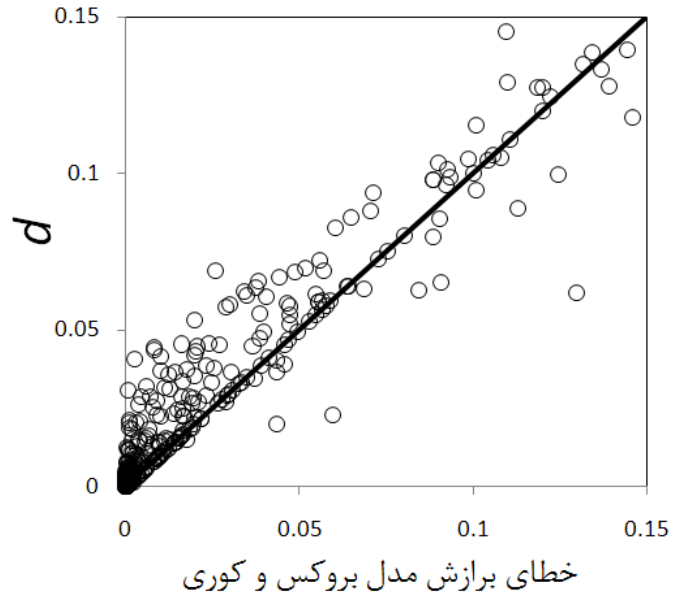
شکل ۶ توزیع مقادیر فاکتورهای مقیاس (h_{cM}-h_b) به دست آمده از برازش مدل‌های گاردنر-فیلیپ و بروکس-کوری را نشان می‌دهد. این شکل بر نتایج به دست آمده توسط محققین پیشین (۱۷ و ۵) مبنی بر لوگ-نرمال بودن توزیع فاکتورهای مقیاس صحه می‌گذارد.



(شکل۳)- سری‌های داده‌های هدایت هیدرولیکی انتخاب شده از بانک UNSODA برای گستره بافتی وسیعی از خاک‌ها



(شکل ٤)- داده‌های مقیاس شده هدایت هیدرولیکی با استفاده از (الف) برازش مدل گاردنر-فیلیپ ، (ب) برازش مدل بروکس-کوری و (پ) روش مستقل از مدل. نقاط مربوط به داده‌های مقیاس شده و خط ممتد منحنی مرجع، (K_r=exp(-h^*)، می‌باشد

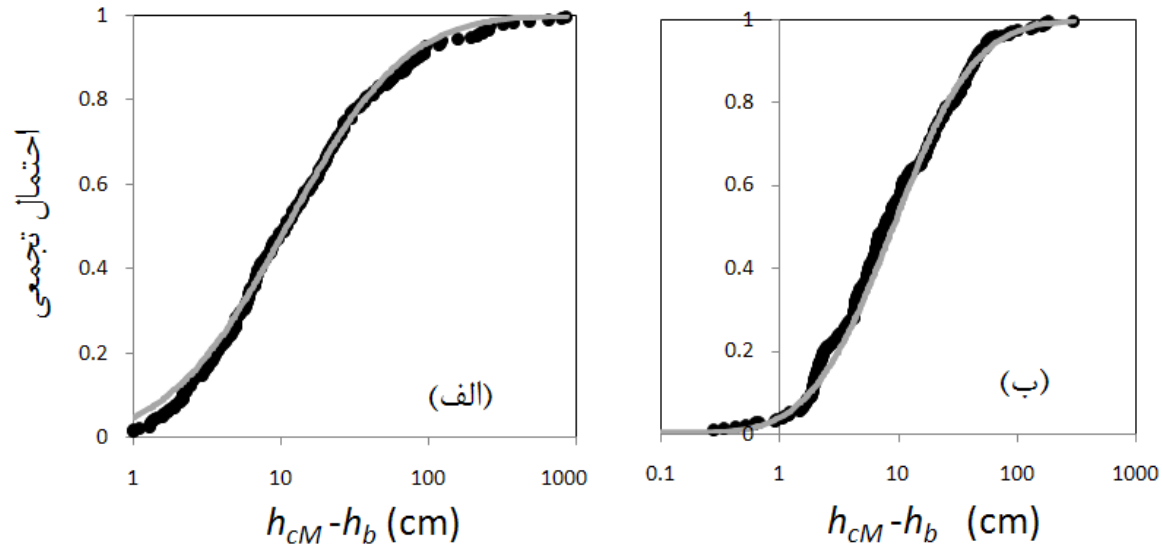


(شکل ٥)- وابستگی خطای مقیاس‌سازی به خطای برازش تابع بروکس-کوری

(جدول ۱)- مقادیر میانگین انحراف از منحنی مرجع (d) به تفکیک کلاس‌های بافتی

	شن	شن لومی	لوم شنی	لوم	سیلت	لوم رسی	لوم سیلتی	لوم رسی سیلتی	لوم رسی شنی	رس سیلتی	رس	کل خاک‌ها
تعداد خاک‌ها	۹۱	۲۳	۵۷	۴۵	۳	۲۴	۷۵	۱۳	۱۵	۱۶	۱۹	۳۹۶*
مدل گاردنر- فیلیپ	۰/۰۱۷	۰/۰۲۵	۰/۰۲۶	۰/۰۲۸	۰/۰۲۱	۰/۰۳۷	۰/۰۱۹	۰/۰۱۳	۰/۰۴۷	۰/۰۱۵	۰/۰۰۷	۰/۰۱۹
مدل بروکس و کوری	۰/۰۴۳	۰/۰۵۴	۰/۰۴۸	۰/۰۴۵	۰/۰۵۵	۰/۰۵۸	۰/۰۷۱	۰/۰۴۷	۰/۰۷۰	۰/۲۰۱	۰/۰۸۵	۰/۰۵۶
روش مستقل از مدل	۰/۰۴۲	۰/۰۴۲	۰/۱۷۷	۰/۰۵۱	۰/۰۵۵	۰/۰۳۱	۰/۰۳۰	۰/۰۲۲	۰/۱۰۱	۰/۰۲۵	۰/۰۳۸	۰/۰۵۹

*- در تعداد ۱۵ نمونه خاک در بانک UNSODA کلاس بافتی خاک مشخص نشده بود. بنابراین، این خاک‌ها در ارزیابی بر اساس کلاس بافتی شرکت داده نشدند.



(شکل ٦)- توزیع مقادیر فاکتورهای مقیاس (h_{cM}-h_b) به دست آمده از برازش مدل‌های (الف) گاردنر-فیلیپ و (ب) بروکس-کوری. خط ممتد منحنی لوگ- نرمال نظیر می‌باشد

نتیجه‌گیری

در این مقاله، یک روش جدید برای مقیاس‌سازی تابع هدایت هیدرولیکی خاک ارائه شده است. مزیت این روش را می‌توان از چند جهت برشمرد: ۱- در روش پیشنهادی فاکتورهای مقیاس دارای مفهوم فیزیکی و به راحتی از روی ویژگی‌های فیزیکی خاک‌ها قابل تخمین هستند. ۲- این روش برای مقیاس‌سازی همزمان همه کلاس‌های بافتی خاک بدون نیاز به طبقه‌بندی پیشنهاد می‌شود. ۳- در روش پیشنهادی، بر خلاف روش‌های پیشین، منحنی مرجع ثابت و مستقل از داده‌هایی است که در مقیاس‌سازی شرکت می‌کنند. ۴- منحنی مرجع در روش پیشنهادی یک تابع نمایی ساده می‌باشد. مزایای برشمرده زمانی اهمیت می‌یابند که مقیاس‌سازی معادله جریان غیراشباع (ریچاردز) مدنظر باشد.

تنها محدودیت روش پیشنهادی را می‌توان در توانایی برازش مدل‌های پیشنهادی (گاردنر-فیلیپ و بروکس-کوری) برای تابع هدایت هیدرولیکی دانست. اگر این مدل‌ها بتوانند دقیقاً بر داده‌های هدایت هیدرولیکی برازش یابند، داده‌های مقیاس شده نیز با دقت مطلوبی بر روی منحنی مرجع واقع خواهند شد.

منابع

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- Das B.S., Haws W.N., and Rao P.S.C. 2005. Defining geometric similarity in soils. Vadose Zone Journal. 4:264-270.
4- Gardner W.R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Science, 85:228-232.
5- Kosugi K., and Hopmans J.W. 1998. Scaling water retention curves for soils with lognormal pore-size distribution. Soil Science Society of America Journal. 62:1496-1504.
6- Kosugi K. 1996. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. Water Resources Research. 32(121): 2697-2703.
7- Kutilek M., and Nielsen D.R. 1994. "Soil Hydrology". Catena, Germany.
8- Leij F.J., Alves W.J., Van Genuchten M.Th., and Williams J.R. 1999. The UNSODA unsaturated soil hydraulic database. p. 1269-1281. In M.Th. van Genuchten et al. (ed.) Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media. University of California, Riverside, CA.
9- Miller E.E., and Miller R.D. 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. Journal of Applied Physics. 27:324-332.
10- Morel-Seytoux H.J., and Khanji J. 1974. Derivation of an equation of infiltration. Water Resources Research. 10(4):795-800.
11- Philip J.R. 1969. Theory of infiltration. Advances in Hydroscience. 5:215-296.
12- Rawls W.J., Brakensiek D.L., and Saxton K.E. 1982. "Estimation of Soil Water Properties". Transaction of ASAE. 25(5):1316-1320.
13- Shouse P.J., and Mohanty B.P. 1998. Scaling of near-saturated hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. Water Resources Research. 34(5):1195-1205.
14- Smith R.E, Corradini C., and Melone F. 1993. Modeling infiltration for multistorm runoff events. Water Resources Research. 29(1):133-144.
15- Tuli A., Kosugi K., and Hopmans J.W. 2001. Simultaneous scaling of soil water retention and unsaturated hydraulic conductivity functions assuming lognormal pore-size distribution. Advances in Water Resources, 24: 677-688.
16- 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.
17- Warrick A.W., Mullen G.J., and Nielsen D.R. 1977. Scaling of field measured hydraulic properties using a similar media concept. Water Resources Research, 13(2):355-362.

Journal of Water and Soil
Vol. 24, No. 1, Mar-Apr 2010, p. 189-197

نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۲۴، شماره ۱، فروردین - اردیبهشت ۱۳۸۹، ص. ۱۹۷-۱۸۹

Scaling of Soil Hydraulic Conductivity Function Using Effective Capillary Drive

M. Sadeghi[1*] - M.R. Gohardoust Monfared[2] - B. Ghahraman[3]

Abstract

To estimate spatial variability of soil hydraulic functions, scaling methods were developed and have been widely used. Among these functions, physically based methods have been found more desirable because of possibility of estimating soil hydraulic functions from soil physical properties. In this paper, a new and physically based method has been described for scaling soil hydraulic conductivity function. In this method, use of effective capillary drive (h_{cM}) has been proposed for scaling of soil water suction axis in the hydraulic conductivity function. Using this method, data of all natural soils, from sand to clay, can be presented by a unique exponential curve as reference curve. The approach was validated by 396 sets of hydraulic conductivity data, including all soil texture classes, taken from UNSODA database. To determine h_{cM}, fitting Brooks-Corey and Gardner-Philip models and also a model-free method were used. The results indicated an acceptable performance of the proposed method. Brooks-Corey and Gardner-Philip models and the model-free method results showed the average absolute error of relative hydraulic conductivity between the scaled data and the reference curve as 0.019, 0.056, and 0.059, respectively. In the employed methods, fitting capability of the mentioned models can be taken into account as the only limitation. Thus scaling performance would be well if the mentioned models could fit well the hydraulic conductivity data and vice versa.

Keywords: Scaling, Soil unsaturated Hydraulic conductivity, Effective capillary drive, Unique exponential reference curve

1,3- PhD student and Professor, Department of Water Engineering, College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad, Respectively
(* - Corresponding author Email: m.sadeghi.um@gmail.com)
2- Graduated, Department of Irrigation and Drainage, University of Mazandaran