

## برآورد و تحلیل ویژگی‌های هیدرولیکی خاک از طریق آزمایش نفوذ بیرکن

سید علی موسوی\*، محمدرضا خالدیان<sup>۲</sup>، حسین اسدی<sup>۳</sup>، محمدعلی گلی<sup>۴</sup>، مهدی نوروزی<sup>۵</sup>

۱. مربی گروه مهندسی آب دانشگاه گیلان

۲. استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه گیلان

۳. دانشیار گروه خاک‌شناسی دانشگاه گیلان

۴. کارشناس ارشد گروه خاک‌شناسی دانشگاه گیلان

۵. کارشناس ارشد گروه خاک‌شناسی دانشگاه گیلان

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۷/۹ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۳/۱۲/۱۲)

### چکیده

مطالعه انتقال آب و آلاینده‌ها در محیط غیر اشباع خاک مستلزم تعیین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک است. در این تحقیق، برآورد پارامترهای هیدرولیکی خاک از آزمایش نفوذ کم‌هزینه بیرکن در شش نقطه منطقه اسالم گیلان با شش کلاس بافت مختلف بررسی شد. پارامترهای شکل و اندازه منحنی‌های مشخصه هیدرولیکی به ترتیب از تحلیل توزیع اندازه ذرات خاک و مدل‌سازی آزمایش نفوذ با روش‌های  $BEST-slope(B/s)$ ،  $BEST-intercept(B/i)$ ، خطی‌سازی مشتقی (DL) و خطی‌سازی تجمعی (CL) تعیین شد. تجزیه و تحلیل نتایج نشان داد با وجود اجرای راحت‌تر دو روش DL و CL در مقایسه با روش‌های  $B/s$  و  $B/i$ ، این دو روش در تخمین مقادیر معتبر پارامترهای اندازه در هیچ‌یک از نقاط آزمایش موفق نبودند. این در حالی است که دو روش  $B/s$  و  $B/i$  به صورت مکمل یکدیگر عمل کردند و توانستند با دقت این پارامترها را در همه نقاط برآورد کنند. مقادیر پارامتر قابلیت جذب آب تخمینی به دو روش  $B/s$  و  $B/i$  اختلاف معناداری نداشت. اما مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع به روش  $B/i$  بیشتر از روش  $B/s$  تخمین زده شد. با توجه به خطای نسبی کمتر روش  $B/s$ ، به نظر می‌رسد برآوردهای روش  $B/i$  تا حدودی دست‌بالا باشد. بنابراین، در شرایط مدل‌سازی موفق و معتبر با هر دو روش، بهتر است مقادیر تخمینی پارامترها به روش  $B/s$  مد نظر قرار گیرد.

**کلیدواژگان:** پارامترهای شکل و اندازه، روش بیرکن، قابلیت جذب آب، هدایت هیدرولیکی اشباع.

### مقدمه

شناخت رفتار هیدرولیکی محیط غیر اشباع خاک، که حلقه اتصال مؤلفه‌های آب سطحی و زیرزمینی است، برای توصیف و درک چرخه هیدرولوژی، به‌ویژه برای مطالعه انتقال آلاینده‌ها در این محیط، اهمیت فراوانی دارد. چنین شناختی متکی بر تعیین منحنی‌های مشخصه هیدرولیکی خاک، شامل منحنی رطوبتی و منحنی هدایت هیدرولیکی، است (Lassabatère et al, 2006). برای تعیین منحنی‌های مشخصه هیدرولیکی خاک روش‌های گوناگونی توسعه یافته است. در ساده‌ترین روش‌ها، از داده‌های محدودی مانند توزیع اندازه ذرات و ویژگی‌های فیزیکی یا از اندازه‌گیری‌های میدانی ساده بهره گرفته می‌شود (Jarvis et al, 2002). در روش‌های پیچیده‌تر، ویژگی‌های کاملی از منحنی‌های مشخصه رطوبتی و هدایت هیدرولیکی خاک، با استفاده از ابزار آزمایشگاهی، تعیین می‌شود (Mallants et al, 1997; )

(Lassabatère et al, 2006). در این میان روش‌هایی که بر مبنای آزمایش‌های صحرایی توسعه یافته‌اند، به دلیل صرفه‌جویی در وقت و هزینه، بر روش‌های آزمایشگاهی، که به دلیل عدم انطباق نمونه‌ها با شرایط واقعی و طبیعی خاک از دقت کمی برخوردارند، برتری دارند (Minasny and McBratney, 2002). در بسیاری از مدل‌های چرخه هیدرولوژی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک در سطح ۱۰۰ تا ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع همگن فرض می‌شود. این در حالی است که این ویژگی‌ها در سیستم‌های طبیعی دارای تغییرات مکانی زیادی هستند و همگن و ثابت فرض کردن آن‌ها باعث بروز خطا در محاسبه جریان سطحی و سایر مؤلفه‌های هیدرولوژیکی خواهد شد (Braud et al, 2003). بنابراین، باید منحنی‌های مشخصه هیدرولیکی در تعداد زیادی نقطه تعیین شود تا تغییرات مکانی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک به‌خوبی در نتایج مدل‌سازی‌ها انعکاس یابد. برای تعیین منحنی هدایت هیدرولیکی در مناطق کوهستانی و جنگلی، کاربرد روش‌های مرسوم اندازه‌گیری

روش بیرکن و الگوریتم تحلیل نتایج آن (BEST) تا کنون در پژوهش‌های گوناگون بررسی شده است. با وجود این، برای شناخت پتانسیل واقعی این روش پژوهش‌های بیشتری مورد نیاز است. در این تحقیق، با هدف بررسی کارایی روش‌های مختلف تحلیل نتایج آزمایش بیرکن در تعیین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک مناطق جنگلی و کوهستانی، نتایج آزمایش مذکور در شش نقطه حوضه جنگلی ناورود اسالم در استان گیلان، با شش کلاس بافت خاک مختلف، تجزیه و تحلیل شد. در این مناطق، به دلیل سختی حمل آب و تجهیزات، کاربرد روش‌های معمول اندازه‌گیری نفوذ، نظیر استوانه مضاعف در سطح گسترده، هزینه‌بر و وقت‌گیر و در مواردی غیر ممکن است. در تحلیل نتایج آزمایش بیرکن، برای استخراج پارامترهای اندازه منحنی‌های مشخصه هیدرولیکی، علاوه بر دو روش  $B/s$  و  $B/i$ ، روش‌های ساده‌تری هم وجود دارد؛ نظیر خطی‌سازی مشتقی<sup>۶</sup> (DL) و خطی‌سازی تجمعی<sup>۷</sup> (CL). در این پژوهش، نتایج تعیین پارامترهای اندازه با چهار روش  $B/s$ ،  $B/i$ ، CL، DL مقایسه و با توجه به اعتبار فیزیکی پارامترهای تخمینی عملکرد هر یک از این روش‌ها ارزیابی شد

### مواد و روش‌ها

منطقه اجرای آزمایش‌های این تحقیق حوضه جنگلی ناورود اسالم در غرب استان گیلان است که با مساحت ۳۰۷ کیلومتر مربع (تا دریا)، در محدوده شهرستان تالش، در دامنه‌های شرقی سلسله جبال البرز (رشته‌کوه‌های تالش) قرار دارد. از کل وسعت حوضه آبریز ناورود (۳۰۷ کیلومتر مربع) حدود ۴۱ کیلومتر مربع مربوط به دشت و بقیه آن، در حدود ۲۷۴٫۵ کیلومتر مربع، مساحت حوضه تا محل ورود به دشت (ایستگاه خرگیل) است. پوشش غالب منطقه جنگلی است که در مناطق مرتفع به پوشش جنگل تنک و مرتع تبدیل می‌شود. میانگین بارندگی سالیانه (میانگین بیست و چهار ساله منتهی به سال آبی ۱۳۹۱-۱۳۹۲) در ایستگاه خرگیل در ابتدای دشت (با ارتفاع ۱۴۰ متر) ۱۲۸۴ میلی‌متر و در ایستگاه ناو در بخش میانی حوضه (با ارتفاع ۱۰۰۰ متر) ۶۶۳ میلی‌متر است.

در آزمایش نفوذ بیرکن از تک‌استوانه ساده به شعاع ۵ تا ۱۵ سانتی‌متر استفاده می‌شود. در این آزمایش، ابتدا گیاهان روی سطح خاک محل آزمایش، بدون خارج کردن ریشه، پاکسازی می‌شود. سپس، یک نمونه خاک برای تحلیل توزیع

صحرائی نفوذ، نظیر روش استوانه مضاعف و روش باران‌ساز در مقیاس گسترده، به دلیل حجم زیاد آب مصرفی و وزن تجهیزات، بسیار سخت و در مواردی غیر عملی است. از سوی دیگر، تعیین منحنی رطوبتی خاک مستلزم اجرای آزمایش با روش‌های هزینه‌بر و وقت‌گیر، نظیر صفحات یا غشاهای فشاری، است. روش بیرکن<sup>۱</sup> یکی از روش‌های تعیین منحنی‌های مشخصه هیدرولیکی، مبتنی بر آزمایش‌های صحرائی نفوذ، است که Haverkamp *et al* (1996) آن را ابداع کردند. در این روش، به کمک یک آزمایش نفوذ ساده، اندازه‌گیری رطوبت اولیه و جرم مخصوص ظاهری خاک و تحلیل توزیع اندازه ذرات و منحنی رطوبتی و منحنی هدایت هیدرولیکی خاک تعیین می‌شود (Braud *et al*, 2005). سادگی، هزینه کم و قابلیت‌های روش بیرکن استفاده گسترده از آن را به دنبال داشته است (Xu *et al*, 2009). Galle *et al* (2001)، Braud *et al* (2003) و Bagarello *et al* (2011) در مطالعات صحرائی خود، به منظور بررسی تغییرات مکانی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک، از این روش استفاده کردند.

بر مبنای آزمایش بیرکن، روش تخمین پارامترهای هیدرولیکی خاک با نام BEST<sup>۲</sup> را Lassabatère *et al* (2006) ارائه کردند. در روش BEST، با فرض روابط تحلیلی برای منحنی‌های مشخصه هیدرولیکی خاک، پارامترهای شکل<sup>۳</sup>، که وابسته به بافت خاک است، از تحلیل توزیع اندازه ذرات خاک و پارامترهای اندازه<sup>۴</sup>، که به ساختمان خاک بستگی دارد، از آزمایش صحرائی نفوذ تحت بار هیدرولیکی ۰ برآورد می‌شود (Lassabatère *et al*, 2006; Haverkamp *et al*, 1999). برطرف کردن برخی نارسایی‌های روش BEST، در تعیین پارامترهای اندازه در خاک‌های با قابلیت جذب آب زیاد<sup>۵</sup>، Yilmaz *et al* (2010) آن را به دو نسخه  $B/s$  (BEST-slope) و  $B/i$  (BEST-intercept) ارتقا دادند. بسیاری از محققان علوم خاک روش BEST را، به علت ساختار تحلیلی و همچنین ارزان و ساده بودن، روشی جذاب برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک می‌دانند و بر این باورند که این روش در حال تبدیل شدن به روشی کاربردی در علوم خاک است (Mubarak *et al*, 2009, 2010; Gonzalez-Sosa *et al*, 2010; Bagarello *et al*, 2011, 2012, 2013, 2014; Bagarello and Iovino, 2012).

1. Beerkan method
2. Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters
3. Shape parameters
4. Scale parameters
5. Sorptive soils

6. Derivative Linearization  
7. Cumulative Linearization

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ 1 + \left( \frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad (\text{رابطه ۱a})$$

$$m = 1 - \frac{2}{n} \quad (\text{رابطه ۱b})$$

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (\text{رابطه ۲})$$

$n$  و  $m$  و  $\eta$  پارامترهای شکل و  $K_s, \theta_s, \theta_r, h_g$  به ترتیب پتانسیل ورود هوا، رطوبت باقی‌مانده، رطوبت اشباع، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک و از پارامترهای اندازه‌اند. در بیشتر موارد،  $\theta_r$  بسیار ناچیز است و از این رو در روش BEST برابر ۰ فرض می‌شود. این روابط برای توصیف رفتار هیدرولیکی بیشتر خاک‌ها مناسب است و دقت آن‌ها اثبات شده است (Lassabatère et al, 2006). برازش روابط تجربی یا تحلیلی بر نتایج آزمایش‌های نفوذ امکان تخمین پارامترهای اندازه و ترکیبی از آن‌ها، مانند قابلیت جذب آب  $(S)$ ، را فراهم می‌آورد (Haverkamp et al, 1994).

در یک آزمایش نفوذ با بار هیدرولیکی ۰ (ناچیز) در سطحی دایره‌ای با شعاع  $r_d$  بر خاکی یکنواخت با رطوبت اولیه یکنواخت  $\theta_0$  می‌توان نفوذ تجمعی سه‌بعدی  $I(t)$  و سرعت نفوذ  $q(t)$  را در حالت انتقالی و غیر ماندگار با روابط ۳a و ۳b و در حالت دائمی و ماندگار با روابط ۳c و ۳d بیان کرد (Haverkamp et al, 1994):

$$I(t) = S\sqrt{t} + (AS^2 + BK_s)t \quad (\text{رابطه ۳a})$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + (AS^2 + BK_s) \quad (\text{رابطه ۳b})$$

$$I_{+\infty}(t) = (AS^2 + K_s)t + C \frac{S^2}{K_s} \quad (\text{رابطه ۳c})$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = AS^2 + K_s \quad (\text{رابطه ۳d})$$

$A$  و  $B$  و  $C$  با توجه به رابطه Brooks and Corey (1964) (رابطه ۲) و شرایط اولیه به صورت روابط ۴a و ۴b و ۴c تعیین می‌شوند (Haverkamp et al, 1994):

$$A = \frac{\gamma}{r_d(\theta_s - \theta_0)} \quad (\text{رابطه ۴a})$$

$$B = \frac{(2-\beta)}{3} \left[ 1 - \left( \frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] + \left( \frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \quad (\text{رابطه ۴b})$$

$$C = \frac{1}{2 \left[ 1 - \left( \frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] (1-\beta)} \ln \left( \frac{1}{\beta} \right) \quad (\text{رابطه ۴c})$$

اندازه ذرات خاک و جرم مخصوص حقیقی ( $\rho_s$ )، یک نمونه برای تعیین رطوبت اولیه ( $\omega_0$ ) و یک نمونه دست‌نخورده برای تعیین جرم مخصوص ظاهری ( $\rho_d$ ) خاک تهیه می‌شود (Lassabatère et al, 2006). برای اجرای آزمایش، استوانه تا عمق ۱ سانتی‌متر در خاک کوبیده می‌شود تا از جریان جانبی جلوگیری شود. در شروع آزمایش (زمان صفر)، حجم ثابت آب به آرامی روی سطح خاک داخل استوانه ریخته و مدت زمان نفوذ آب ثبت می‌شود. به محض نفوذ کامل آب، حجم ثابت بعدی ریخته می‌شود و این کار تا ثابت شدن مدت زمان نفوذ آب تکرار می‌شود. در هر آزمایش باید حداقل ۸ تا ۱۵ بار افزودن حجم ثابت آب تکرار شود تا سری زمانی کاملی از نفوذ تجمعی  $I^{\text{exp}}(t)$  به تعداد  $N_{\text{tot}}$  نقطه  $(t_i, I_i^{\text{exp}})$  تهیه شود. پس از اتمام آزمایش، بلافاصله از خاک محل آزمایش برای تعیین رطوبت اشباع ( $\omega_s$ ) نمونه‌برداری می‌شود (Lassabatère et al, 2006). البته می‌توان رطوبت اشباع خاک را برابر تخلخل خاک در نظر گرفت (Xu et al, 2009; Yilmaz et al, 2010). آزمایش‌های نفوذ این پژوهش در نقاط ۱ و ۳ و ۵ با استوانه فلزی به شعاع ۵٫۴ سانتی‌متر و حجم آب ثابت ۱۰۰ میلی‌لیتر و در نقاط ۲ و ۴ و ۶ با استوانه فلزی به شعاع ۱۰٫۴۵ سانتی‌متر و حجم آب ثابت ۲۵۰ میلی‌لیتر انجام شد.

در این پژوهش توزیع اندازه ذرات خاک به روش هیدرومتر و با قرائت کامل تعیین شد. روش هیدرومتر به طور رایج برای تعیین توزیع اندازه ذرات خاک (کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر) به کار می‌رود. در این روش مقداری خاک، که بسته به بافت خاک می‌تواند متفاوت باشد، با افزودن محلول هگزامتافسفات سدیم و به هم زدن با هم‌زن برقی یا با شیکر پراکنده می‌شود. این سوسپانسیون به سیلندر یک لیتر منتقل و به هم زده می‌شود و غلظت آن در فواصل زمانی مختلف از ۰٫۵ دقیقه تا ۲۴ ساعت با هیدرومتر قرائت می‌شود. بعد از اتمام قرائت‌ها، جزء شن با الک از سوسپانسیون جدا و در آون خشک می‌شود. سپس با الک کردن خشک به اندازه‌های مختلف تفکیک می‌شود. بر اساس قانون استوکس، برای هر غلظت قرائت‌شده، با توجه به زمان قرائت و دمای آب، قطر معادل ذره محاسبه می‌شود. با ترکیب داده‌های قرائت هیدرومتر و الک، توزیع اندازه ذرات (PSD) تعیین می‌شود (Gee and Or, 2002).

در روش  $B_i$  و  $B_s$  برای تعیین منحنی رطوبتی خاک از رابطه Van Genuchten (1980) (رابطه ۱a) با شرایط Burdine (1953) (رابطه ۱b) و برای تعیین منحنی هیدرولیکی خاک از رابطه Brooks and Corey (1964) (رابطه ۲) استفاده می‌شود:

پس از تعیین پارامترهای شکل و با توجه به معلوم بودن رطوبت اولیه  $(\theta_0 = \rho_d \omega_0)$  و رطوبت اشباع  $(\theta_s = \rho_d \omega_s)$ ، برآورد مقادیر  $S$  و  $K_s$  از برازش روابط ۳a تا ۳d بر نتایج آزمایش نفوذ امکان‌پذیر خواهد بود. در روش B/s برازش رابطه ۳a بر مقادیر نفوذ تجمعی مرحله انتقالی (غیر ماندگار) با کمک شیب بخش ماندگار منحنی نفوذ تجمعی  $(q_{+\infty}^{\text{exp}})$  انجام می‌شود. Yilmaz et al (2010) نشان دادند در مواردی که  $AS^2 \gg K_s$  یا به عبارتی  $q_{+\infty}^{\text{exp}} \approx AS^2$  است روش B/s به برآورد مقادیر نادرست هدایت هیدرولیکی اشباع منجر می‌شود. آن‌ها برای رفع این نارسایی نسخه B/i را ارائه کردند. در روش B/i برازش رابطه ۳a بر نتایج آزمایش نفوذ به کمک عرض از مبدأ بخش ماندگار منحنی نفوذ تجمعی  $(b_{+\infty}^{\text{exp}})$  انجام می‌شود. مقادیر  $q_{+\infty}^{\text{exp}}$  و  $b_{+\infty}^{\text{exp}}$  با استفاده از نتایج آزمایش نفوذ با رابطه‌های ۹a و ۹b تعیین می‌شود (Yilmaz et al, 2010):

$$q_{+\infty}^{\text{exp}} = \text{slope} \quad (t_i, I_i^{\text{exp}}) \quad (\text{رابطه ۹a})$$

$$i=(N_{\text{tot}}-N_{\text{END}}) \rightarrow N_{\text{tot}}$$

$$b_{+\infty}^{\text{exp}} = \text{intercept} \quad (t_i, I_i^{\text{exp}}) \quad (\text{رابطه ۹b})$$

$$i=(N_{\text{tot}}-N_{\text{END}}) \rightarrow N_{\text{tot}}$$

$N_{\text{END}}$  تعداد نقاط مفروض برای رگرسیون خطی است که برای دقت مناسب باید به تعداد کافی در نظر گرفته شود. در جدول ۲ مراحل تخمین پارامترهای اندازه با دو روش B/s و B/i خلاصه شده است. در روش B/s و B/i، پس از ایجاد سری زمانی داده‌های آزمایش، مقادیر ضرایب  $A$ ،  $B$ ، و  $C$  با روابط ۴a تا ۴c محاسبه می‌شود. برای تخمین پارامتر قابلیت جذب آب، ابتدا حداکثر مقدار آن  $(S_{\text{max}})$  با فرض اینکه حرکت آب فقط تحت تأثیر موینگی باشد  $(B=0)$  برآورد می‌شود. پارامتر  $S_{\text{max}}$  با استفاده از برازش رابطه ۱۰a بر داده‌های آزمایش نفوذ و با کمینه‌سازی تابع هدف مجموع مربعات خطا برآورد می‌شود. چون رابطه ۱۰a با رابطه ۳a به دست آمده است، فقط در وضعیت جریان گذرا اعتبار دارد و برازش آن بر کل سری زمانی درست نیست. بنابراین، حداکثر قابلیت جذب آب به‌ازای کل مقادیر  $k$  از حداقل پنج نقطه ابتدایی سری زمانی  $(k=5)$  تا حداکثر کل نقاط سری زمانی  $(k=N_{\text{tot}})$  برآورد می‌شود.  $k$  تعداد داده‌های مفروض در وضعیت جریان انتقالی و غیر ماندگار است. از سوی دیگر، با توجه به رابطه ۳d، برای اینکه  $K_s$  منفی نباشد، باید  $S_{\text{max}} < \sqrt{q_{+\infty}^{\text{exp}}/A}$  باشد. بنابراین، پس از تشکیل سری مقادیر قابلیت جذب آب به‌ازای مقادیر مختلف  $k$  مقدار  $S_{\text{max}}$  با رابطه ۱۰b تعیین می‌شود (Lassabatère et al, 2006).

برای بیشتر خاک‌ها، با شرایط  $\theta_0 < 0.25 \theta_s$ ، مقادیر  $\beta \approx 0.75$  و  $\gamma \approx 0.75$  در نظر گرفته می‌شود (Haverkamp et al, 1994).

در جدول ۱ مراحل تخمین پارامترهای شکل آمده است. برای برآورد پارامترهای شکل  $(m, n, \eta)$  ابتدا رابطه ۵a بر داده‌های توزیع اندازه ذرات برازش داده می‌شود تا سه پارامتر  $M$ ،  $N$  و  $D_g$  تعیین شود (Lassabatère et al, 2006). در روابط ۵a و ۵b  $F(D)$  فراوانی تجمعی متناظر با قطر ذره  $D$ ،  $N$  و  $M$  دو پارامتر شکل و  $D_g$  یک پارامتر اندازه است. در ادامه بر مبنای تخلخل خاک  $(\varepsilon)$  بعد فرکتالی محیط  $(s)$  با رابطه ۶a و بر مبنای بعد فرکتالی محیط ضریب  $\kappa$  با رابطه ۶b محاسبه می‌شود. سپس با استفاده از مقادیر  $M$ ،  $N$ ،  $\kappa$  و  $p_m$  شکل محیط  $(p_m)$  محاسبه و در پایان بر مبنای این شاخص پارامترهای شکل  $m$ ،  $n$ ، و  $\eta$  با رابطه‌های ۷a تا ۷e محاسبه می‌شوند. پارامتر  $c_p$ ، که به پارامترهای شکل بستگی دارد و در محاسبه  $h_g$  (رابطه ۱۶) استفاده می‌شود، با رابطه ۸ (جدول ۱) محاسبه می‌شود (Lassabatère et al, 2006). در این رابطه،  $\Gamma$  همان تابع گامی معروف است.

جدول ۱. مراحل تخمین پارامترهای شکل با دو روش B/i و B/s

تخمین پارامترهای شکل از توزیع اندازه ذرات خاک	
گام ۱. برازش داده‌های توزیع اندازه بر روابط ۵a و ۵b ذرات	
$F(D) = \left[ 1 + \left( \frac{D_g}{D} \right)^N \right]^{-M}$	(رابطه ۵a)
$M = 1 - \frac{2}{N}$	(رابطه ۵b)
گام ۲. تعیین بعد فرکتالی محیط	
$(1 - \varepsilon)^s + \varepsilon^{2s} = 1$	(رابطه ۶a)
$\kappa = \frac{2s - 1}{2s(1 - s)}$	(رابطه ۶b)
گام ۳. تخمین پارامترهای شکل	
$p_m = \frac{MN}{1 + M}$	(رابطه ۷a)
$p_m = p_m(1 + \kappa)^{-1}$	(رابطه ۷b)
$m = \frac{1}{p_m}(\sqrt{1 + p_m^2} - 1)$	(رابطه ۷c)
$n = \frac{2}{1 - m}$	(رابطه ۷d)
$\eta = \frac{2}{m \times n} + 3$	(رابطه ۷e)
گام ۴. تعیین ضریب $c_p$	
$c_p = \Gamma\left(1 + \frac{1}{n}\right) \left\{ \frac{\Gamma\left(m\eta - \frac{1}{n}\right)}{\Gamma(m\eta)} + \frac{\Gamma\left(m\eta + m - \frac{1}{n}\right)}{\Gamma(m\eta + m)} \right\}$	(رابطه ۸)

رگرسیون خطی استفاده شده و اجرای آن‌ها نسبت به دو روش  $B/s$  و  $B/i$  به مراتب راحت‌تر است. در روش CL و DL به ترتیب از برازش دو رابطه خطی  $17a$  و  $17b$  بر نتایج آزمایش نفوذ ضرایب  $C_1$  و  $C_2$  تعیین و سپس با روابط  $17c$  و  $17d$  مقادیر  $S$  و  $K_s$  محاسبه شد:

$$\frac{I}{\sqrt{t}} = C_1^{CL} + C_2^{CL} \sqrt{t} \quad (\text{رابطه } 17a)$$

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}}(\hat{t}) = C_1^{DL} + 2C_2^{DL}\hat{t} \quad (\text{رابطه } 17b)$$

$$S = C_1 \quad (\text{رابطه } 17c)$$

$$K_s = \frac{C_2 - AC_1^2}{B} \quad (\text{رابطه } 17d)$$

در روش DL مقادیر  $dI/d\sqrt{t}$  و  $\hat{t}$  به ترتیب با رابطه‌های  $18a$  و  $18b$  تعیین می‌شود:

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}}(\hat{t}_i) = \frac{I_{i+1}^{exp} - I_i^{exp}}{\sqrt{t_{i+1}} - \sqrt{t_i}} \quad (i=1, \dots, N_{tot} - 1)$$

$$\hat{t}_i = \sqrt{t_{i+1}t_i} \quad (i=1, \dots, N_{tot} - 1) \quad (\text{رابطه } 18b)$$

در روش CL و DL، چون رابطه‌های  $17a$  و  $17b$  از رابطه  $3a$  منتج شده‌اند، فقط در مرحله جریانی انتقالی و غیر ماندگار اعتبار دارند و بنابراین کنترل شرط  $t(k) < t_{max}(k)$  مشابه دو روش  $B/s$  و  $B/i$  الزامی است (Lassabatère et al, 2006).

در آخرین گام، بر مبنای مقدار واقعی  $B$ ، رابطه  $11a$  یا  $12a$  (به ترتیب در روش  $B/s$  و  $B/i$ ) با کمینه‌سازی تابع هدف مجموع مربعات خطا (رابطه  $11b$  یا  $12b$ )، به ترتیب در روش  $B/s$  یا  $B/i$  و با تغییر مقدار متغیر تصمیم ( $S$ ) بین مقادیر امکان‌پذیر ( $0 < S < S_{max}$ ) بر داده‌های نفوذ تجمعی آزمایش برازش داده می‌شود. رابطه‌های  $11a$  و  $12a$  فقط در مرحله جریانی انتقالی و غیرماندگار اعتبار دارند. بنابراین برازش آن‌ها بر کل نقاط سری زمانی ممکن است به برآورد مقدار نادرست  $S$  منجر شود. جداسازی بازه جریانی انتقالی آزمایش از بازه جریانی ماندگار بر مبنای پارامتر  $t_{max}$  (حداکثر زمانی که جریان به صورت انتقالی و غیر ماندگار است) انجام می‌شود. برای این منظور به‌ازای مقادیر مختلف  $k$  مقادیر  $S(k)$ ، به ترتیبی که در آغاز همین بند ذکر شد، و  $K_s(k)$ ، به کمک رابطه  $11c$  یا  $12c$  متناسب با روش انتخابی، برآورد و مقادیر  $t_{max}(k)$  با رابطه  $13$  محاسبه می‌شود. از بین مقادیر مختلف  $S(k)$  و  $K_s(k)$  مقداری معتبر است که دارای بیشترین  $t(k)$  کمتر از  $t_{max}(k)$  باشد (Lassabatère et al, 2006). پس از تعیین مقادیر معتبر  $S$  و  $K_s$  به کمک روابط  $14$  و  $15$ ، دیگر پارامتر اندازه، یعنی  $h_g$ ، با رابطه  $16$  محاسبه می‌شود.

برای تعیین پارامترهای اندازه، امکان استفاده از روش‌های دیگر، چون روش CL که Smiles and Knight (1976) و روش DL که Vandervaere et al (2000) آن‌ها را ارائه کردند، وجود دارد. در این دو روش برای تخمین پارامترهای اندازه از تحلیل

## جدول ۲. مراحل تخمین پارامترهای اندازه با دو روش $B/i$ و $B/s$

تخمین پارامترهای اندازه با داده‌های نفوذ تجمعی آزمایش بیرکن

گام ۱. محاسبه ضرایب  $A$ ،  $B$ ، و  $C$  با رابطه ۴ با فرض مقادیر  $\beta \approx 0.6$  و  $\gamma \approx 0.75$

گام ۲. تعیین حداکثر مقدار پارامتر قابلیت جذب آب

$$S_{max} = \text{MAX}_{k=5..N_{tot}} \left[ \text{MIN} \left( S_{(B=0)k}, \sqrt{q_{+\infty}^{exp} / A} \right) \right] \quad (\text{رابطه } 10b)$$

$$I(t, S_{(B=0)}) = S_{(B=0)} \sqrt{t} + AS_{(B=0)}^2 t \quad (\text{رابطه } 10a)$$

گام ۳. تخمین مقادیر  $S(k)$  و  $K_s(k)$  به‌ازای  $k = 5..N_{tot}$

**BEST-intercept (B,i):**  $I(t) = S\sqrt{t} + [AS^2 + BCS^2 / b_{+\infty}^{exp}]t$  (رابطه 12a)

**BEST-slope (B,s):**  $I(t) = S\sqrt{t} + [A(1-B)S^2 + Bq_{+\infty}^{exp}]t$  (رابطه 11a)

$S(k) \min \sum_{i=1}^k [I^{exp}(t_i) - I(t_i)]^2$  (رابطه 12b)

$S(k) \min \sum_{i=1}^k [I^{exp}(t_i) - I(t_i)]^2$  (رابطه 11b)

ST:  $S(k) \leq S_{max}$

ST:  $S(k) \leq S_{max}$

$$K_s(k) = C \frac{(S(k))^2}{b_{+\infty}^{exp}} \quad (\text{رابطه } 12c)$$

$$K_s(k) = q_{+\infty}^{exp} - A(S(k))^2 \quad (\text{رابطه } 11c)$$

گام ۴. تخمین مقادیر نهایی پارامترهای اندازه

$$k_0 = \max\{k \text{ such as } [t(k) \leq t_{max}(k)]\} \quad (\text{رابطه } 14)$$

$$t_{max}(k) = \frac{1}{4(1-B)^2} \left( \frac{S(k)}{K_s(k)} \right)^2 \quad (\text{رابطه } 13)$$

$$h_g = - \frac{S^2}{c_P(\theta_s - \theta_0) \left[ 1 - \left( \frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] K_s} \quad (\text{رابطه } 15)$$

www.SID.ir

نسبی کمتر از ۰/۶٪ برازش داده شد و مقادیر پارامترهای  $M$ ،  $N$ ،  $D_g$  و  $n$  برآورد شد. با استفاده از این مقادیر، پارامترهای شکل  $m$ ،  $n$  و  $\eta$  با روابط  $e_a$  و  $e_b$  و  $e_a$  تا  $e_b$  محاسبه شد که در جدول ۳ می‌آید. در بین نقاط آزمایش، نقطه ۱ با بافت رسی کمترین مقدار  $m$  و  $n$  (به ترتیب ۰/۰۳۸ و ۲/۰۶۷) و بیشترین مقدار  $\eta$  (۲۸/۲۹) و نقطه ۳ با بافت لوم شنی بیشترین مقدار  $m$  و  $n$  (به ترتیب ۰/۰۷۸ و ۲/۱۷۰) و کمترین مقدار  $\eta$  (۱۴/۷۵) را داشتند. همچنین مقدار پارامتر  $C_p$ ، که در محاسبه پارامتر اندازه  $h_g$  کاربرد دارد، با رابطه ۸ محاسبه شد که در جدول ۳ می‌آید.

گفتنی است در این تحقیق پارامترهای  $M$  و  $N$  از تحلیل رگرسیون غیر خطی توزیع اندازه ذرات (پنج اندازه) به کمک نرم‌افزار SPSS برآورد شد. پارامترهای  $m$ ،  $n$ ،  $\eta$ ،  $A$ ،  $B$  و  $C$  در نرم‌افزار Excel و پارامتر  $C_p$  در نرم‌افزار MATLAB محاسبه شد. برای برآورد مقادیر  $S$  و  $K_s$  به روش DL کدنویسی در محیط نرم‌افزار MATLAB، CL، B/i، B/s انجام شد.

### یافته‌ها و بحث

پس از تعیین توزیع اندازه ذرات خاک نقاط آزمایش، رابطه ۵a بر داده‌های توزیع اندازه ذرات خاک با دقت مناسب (خطای

جدول ۳. مقادیر خطای نسبی و ضریب تبیین برازش رابطه ۵ بر داده‌های توزیع اندازه ذرات خاک، مقادیر پارامترهای شکل، و پارامتر  $C_p$  در نقاط آزمایش

$C_p$	$\eta$	$n$	$m$	$D_g$ ( $\mu\text{m}$ )	$N$	$M$	معیارهای دقت برازش رابطه ۵		کلاس بافت خاک (USDA class)	نقاط آزمایش
							خطای نسبی (%)	ضریب تبیین $R^2$		
۲/۷۱	۲۸/۳	۲/۰۷۹	۰/۰۳۸	۱۳۹/۷	۲/۱۵۸	۰/۰۷۳	۰/۹۴۰	۵/۲۶	رس	۱
۲/۶۴	۲۳/۵	۲/۰۹۷	۰/۰۴۶	۷۱۶/۱	۲/۱۹۸	۰/۰۹۰	۰/۹۹۰	۳/۴۹	لوم رسی	۲
۲/۴۰	۱۴/۸	۲/۱۷۰	۰/۰۷۸	۱۰۶۹/۵	۲/۲۹۴	۰/۱۲۸	۰/۹۹۶	۳/۰۸	لوم شنی	۳
۲/۶۱	۲۲/۱	۲/۱۰۵	۰/۰۵۰	۶۶۵/۱	۲/۲۰۳	۰/۰۹۲	۰/۹۸۰	۵/۰۸	لوم	۴
۲/۵۲	۱۸/۴	۲/۱۳۰	۰/۰۶۱	۱۰۳۸/۳	۲/۲۵۷	۰/۱۱۴	۰/۹۹۸	۲/۲۰	لوم رسی شنی	۵
۲/۵۶	۲۰/۰	۲/۱۱۸	۰/۰۵۶	۸۲/۲	۲/۲۴۵	۰/۱۰۹	۰/۹۵۴	۵/۶۷	لوم رسی سیلتی	۶

نتایج روش DL و CL وجود ندارد؛ به گونه‌ای که کاربرد روش DL در دو نقطه ۱ و ۳ به برآورد مقادیر نامعتبر منفی برای  $K_s$  منجر شد. روش CL هم فقط در نقطه ۵ موفق به برآورد مقدار مثبت برای  $K_s$  شد.

دومین معیار برای کنترل اعتبار فیزیکی پارامترهای برآوردی  $S$  و  $K_s$  این است که مقادیر مدل‌سازی شده سرعت نفوذ در بازه زمانی جریان انتقالی از مقدار مدل‌سازی شده سرعت نفوذ جریان ماندگار بزرگ‌تر باشند ( $q(t) \geq q_{+\infty}$ ) (Lassabatère et al, 2006). با توجه به شکل‌های ۱ تا ۴ می‌توان دید برای همه نقاطی که  $S$  و  $K_s$  آن‌ها با هر یک از چهار روش استفاده شده مثبت برآورد شد این معیار برقرار است. در همه این شکل‌ها مشاهده می‌شود که در همه منحنی‌های سمت راست منحنی سرعت نفوذ جریان انتقالی در کل بازه زمانی  $[0, t_{\max}]$  بالاتر از منحنی سرعت نفوذ جریان ماندگار است.

معیار سوم هماهنگی مقادیر مدل‌سازی شده نفوذ تجمعی  $I_{+\infty}(t)$  و سرعت نفوذ  $(q_{+\infty})$  جریان ماندگار با مقادیر اندازه‌گیری شده است؛ به‌ویژه اینکه باید مقادیر اندازه‌گیری شده سرعت نفوذ، ضمن همگرایی به مقدار برآوردی سرعت نفوذ جریان ماندگار، بزرگ‌تر یا مساوی آن باشند ( $q^{\text{exp}}(t) \geq q_{+\infty}$ )

مدل‌سازی داده‌های آزمایش نفوذ بیرکن با چهار روش DL، B/s، B/i و CL برای برآورد پارامترهای اندازه انجام شد که نتایج آن در جدول ۴ می‌آید. با استفاده از نتایج این مدل‌سازی‌ها، منحنی‌های تغییرات زمانی نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ در شکل‌های ۱ تا ۴ ترسیم و با نتایج اندازه‌گیری‌ها مقایسه شد. منحنی‌های مدل‌سازی وضعیت جریان انتقالی فقط در بازه زمانی  $[0, t_{\max}]$ ، که اعتبار دارند، ترسیم شدند. در مواردی که وضعیت ماندگار بعد از پایان آزمایش تعیین شد، جریان انتقالی کل بازه زمانی آزمایش را دربرگرفت.

پس از برآورد پارامترها، برای انتخاب مقادیر مناسب آن‌ها، علاوه بر دقت مدل‌سازی‌ها (خطای نسبی)، باید میزان هماهنگی نتایج با اصول اساسی و فیزیکی فرایند نفوذ آب در خاک بررسی شود. در این پژوهش چهار معیار برای بررسی اعتبار فیزیکی پارامترهای برآوردی استفاده شد که در ادامه تشریح می‌شود.

اولین معیار مثبت بودن مقادیر برآوردی پارامتر قابلیت جذب آب و هدایت هیدرولیکی اشباع ( $S \geq 0$  و  $K_s \geq 0$ ) است (Lassabatère et al, 2006). ماهیت دو روش B/s و B/i در جست‌وجوی مقدار  $S$  بین مقادیر امکان‌پذیر ( $0 < S < S_{\max}$ ) تضمین‌کننده مثبت بودن  $S$  و  $K_s$  است. این تضمین برای

حالی است که با توجه به شکل‌های ۳ و ۴ در هیچ‌یک از نقاط مدل‌سازی شده با روش‌های DL و CL معیار سوم برقرار نیست و از این رو نمی‌توان پارامترهای برآوردشده آن‌ها را معتبر دانست. البته در روش DL با کمی اغماض می‌توان نتایج نقاط ۵ و ۶ را معتبر تلقی کرد.

(Lassabatère et al, 2006). در شکل ۱ می‌توان دید که این معیار در نقطه ۲ و ۶ برقرار نیست و به عبارتی روش B/i موفق به برآورد مناسب و معتبر پارامترها در این دو نقطه نشد. مطابق شکل ۲ در روش B/s در همه نقاط معیار سوم به خوبی رعایت شده و برآوردها از نظر فیزیکی این معیار را ارضا کردند. این در

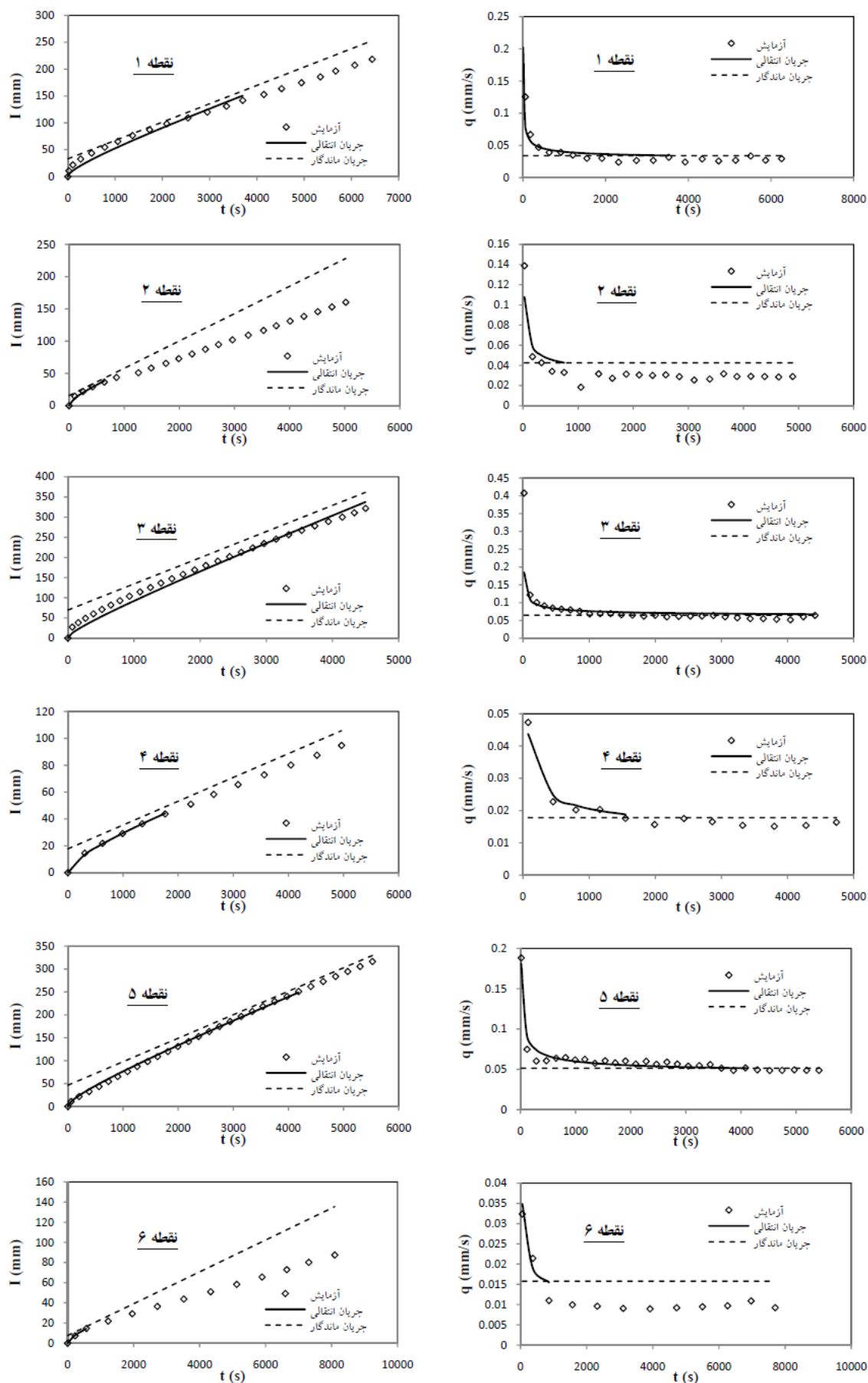
جدول ۴. نتایج مدل‌سازی آزمایش‌های نفوذ برای تخمین پارامترهای اندازه

نقاط آزمایش						واحد	پارامتر	
۶	۵	۴	۳	۲	۱			
۰٫۱۰	۰٫۴۹	۰٫۱۶	۰٫۵۶	۰٫۲۹	۰٫۲۹	mm s <sup>-1</sup>	$q_{+\infty}^{exp}$	پارامترهای تخمین
۷٫۵	۴۶٫۵	۱۷٫۷	۶۹٫۵	۱۵٫۵	۳۳٫۲	mm	$b_{+\infty}^{exp}$	
۰٫۵۰۸	۱٫۱۳۵	۰٫۶۷۹	۱٫۰۲۸	۰٫۹۷۸	۰٫۸۸۰	mm s <sup>-0.5</sup>	$S_{max}$	
۰٫۳۹۱	۱٫۰۵۳	۰٫۵۶۴	۱٫۰۲۳	۰٫۸۲۳	۰٫۷۷۹	mm s <sup>-0.5</sup>	$S$	
۰٫۱۳۱	۰٫۱۵۲	۰٫۱۱۴	۰٫۰۹۶	۰٫۰۲۸۰	۰٫۱۱۷	mm s <sup>-1</sup>	$K_s$	روش B/i
۰٫۱۶	۰٫۵۱	۰٫۱۸	۰٫۶۵	۰٫۴۲	۰٫۳۴	mm	$q_{+\infty}$	
۰٫۹۹۰	۰٫۹۹۸	۰٫۹۹۸	۰٫۹۸۵	۰٫۹۸۰	۰٫۹۷۰	-	ضریب تبیین <sup>†</sup>	
۳٫۸۷	۲٫۱۹	۱٫۸۳	۶٫۳۱	۷٫۸۳	۱۰٫۲۰	%	خطای نسبی <sup>†</sup>	
۰٫۳۹۵	۱٫۰۷۶	۰٫۵۸۲	۱٫۰۲۸	۰٫۷۷۴	۰٫۷۷۳	mm s <sup>-0.5</sup>	$S$	روش B/s
۰٫۰۰۷۱	۰٫۱۱۳	۰٫۰۰۸۸	۰٫۰	۰٫۱۶۱	۰٫۰۰۶۶	mm s <sup>-1</sup>	$K_s$	
۱۴٫۱	۶۵٫۳	۲۴٫۷	-	۲۳٫۸	۵۸٫۳۳	mm s <sup>-1</sup>	$b_{+\infty}$	
۰٫۹۹۶	۰٫۹۹۸	۰٫۹۹۹	۰٫۹۸۶	۰٫۹۸۲	۰٫۹۸۶	-	ضریب تبیین	
۳٫۶۷	۱٫۶۷	۱٫۰۰	۷٫۷۷	۷٫۱۸	۶٫۶۷	%	خطای نسبی	
۰٫۴۵۰	۱٫۱۳۹	۰٫۶۴۹	۲٫۰۸۵	۰٫۸۹۱	۱٫۳۸۳	mm s <sup>-0.5</sup>	$S$	روش DL
۰٫۰۰۴۲	۰٫۰۰۲۴	۰٫۰۰۴۱	-۰٫۴۰۶۱	۰٫۰۰۳۹	-۰٫۱۱۴۷	mm s <sup>-1</sup>	$K_s$	
۰٫۰۰۸	۰٫۰۴۵	۰٫۰۱۲	-	۰٫۰۲۱	-	mm s <sup>-1</sup>	$q_{+\infty}$	
۳۰٫۴	۳۵۰٫۳	۶۵٫۸	-	۱۳۱٫۶	-	mm	$b_{+\infty}$	
۰٫۹۹۹	۰٫۹۹۸	۰٫۹۹۹	-	۰٫۹۹۵	-	-	ضریب تبیین R <sup>2</sup>	
۴٫۸۶	۳٫۲۹	۳٫۱۱	-	۴٫۴۰	-	%	خطای نسبی	
۰٫۴۱۵	۰٫۸۴۳	۰٫۶۲۸	۲٫۵۱۱	۱٫۰۴۲	۱٫۹۰۳	mm s <sup>-0.5</sup>	$S$	روش CL
-۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۵	-۰٫۰۰۰۶۰	-۰٫۶۷۹۵	-۰٫۰۳۲۹	-۰٫۲۷۹۴	mm s <sup>-1</sup>	$K_s$	
-	۰٫۰۲۴	-	-	-	-	mm s <sup>-1</sup>	$q_{+\infty}$	
-	۹۰۰٫۴	-	-	-	-	mm	$b_{+\infty}$	
-	۰٫۹۹۵	-	-	-	-	-	ضریب تبیین R <sup>2</sup>	
-	۳۸٫۶۷	-	-	-	-	%	خطای نسبی	

<sup>†</sup> مقادیر ضریب تبیین و خطای نسبی به‌ازای نفوذ تجمعی بازه جریان انتقالی و غیر ماندگار محاسبه شده‌اند.

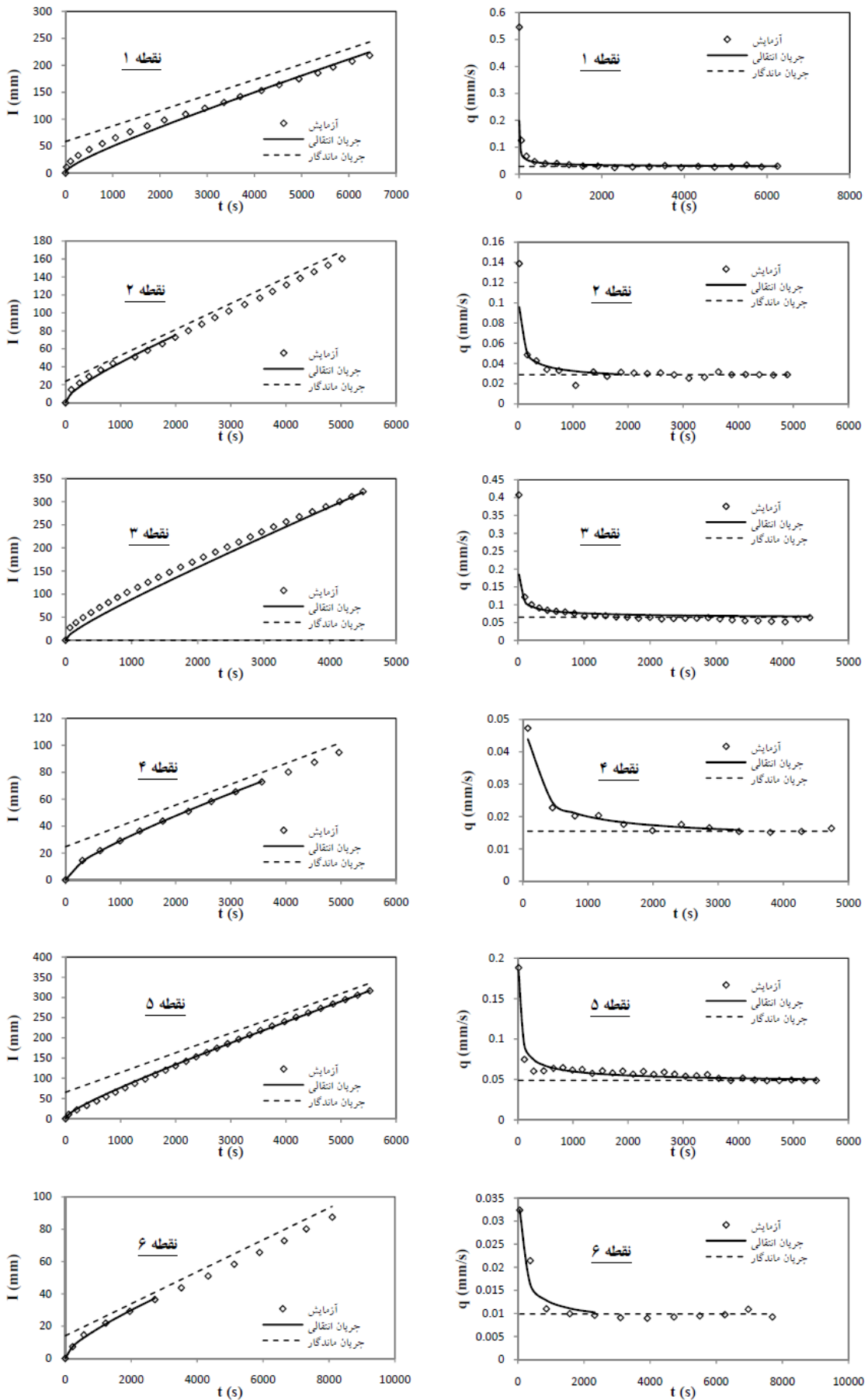
با توجه به جدول ۴، اجرای مدل‌سازی به روش B/s در نقطه ۳ منجر به برآورد مقدار  $K_s = 0$  شد؛ که دلیل آن برآورد  $S$  به گونه‌ای بود که  $q_{+\infty}^{exp} \approx AS^2$  شد. با توجه به رابطه ۳c برآورد مقدار  $K_s = 0$  مدل‌سازی منحنی نفوذ تجمعی جریان ماندگار در نقطه ۳ را ناممکن ساخت و از این رو در شکل ۲ نقطه ۳ فاقد این منحنی است. در روش B/i در نقطه ۳ پارامترهای اندازه به صورت معتبر و با دقت مناسب برآورد شد.

برای بیان معیار چهارم با توجه به رابطه ۳d می‌توان نشان داد که در صورت برآورد مقادیر معتبر برای  $S$  و  $K_s$  باید  $q_{+\infty}^{exp} > K_s$  باشد (Xu et al, 2009). مقایسه مقادیر  $K_s$  و  $q_{+\infty}^{exp}$  مندرج در جدول ۴ نشان می‌دهد در حالی که در روش B/s در همه نقاط این شرط برقرار بود، در روش B/i مقدار  $K_s$  در نقطه ۶ بیشتر از  $q_{+\infty}^{exp}$  برآورد شد. با توجه به جدول ۴، معیار چهارم در همه نقاط مدل‌سازی شده با دو روش DL و CL برقرار است.

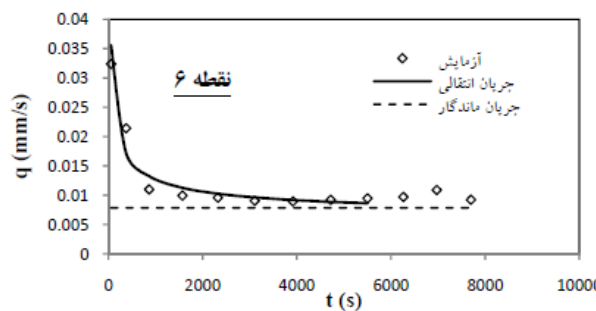
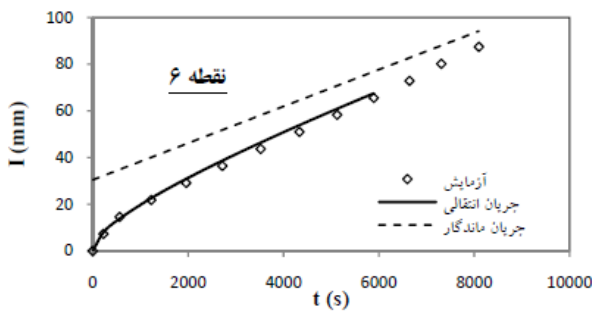
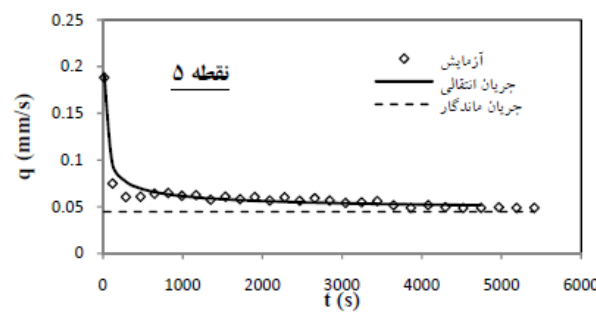
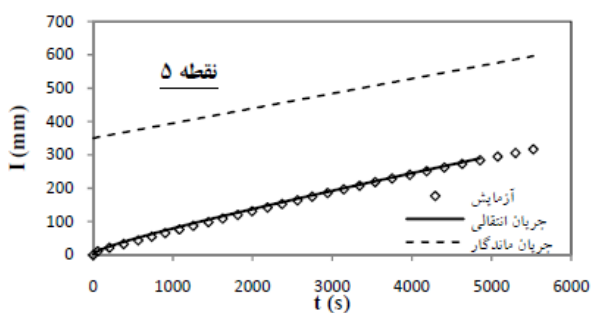
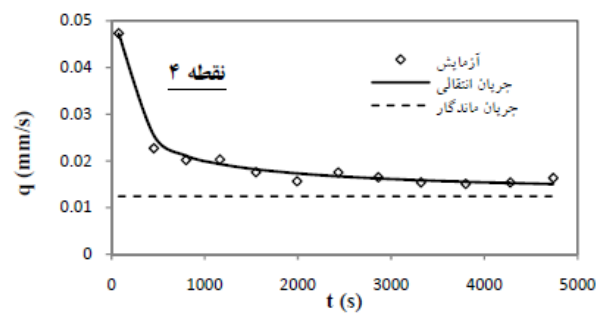
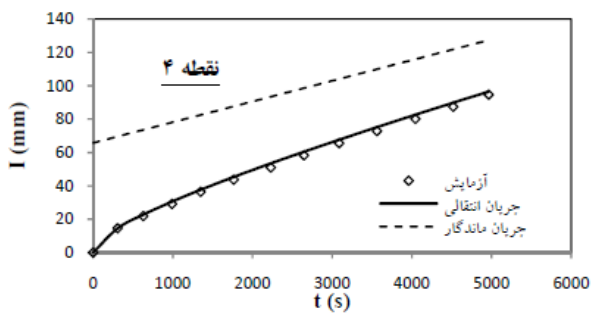
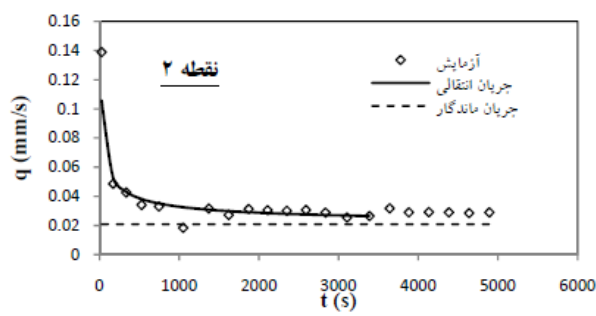
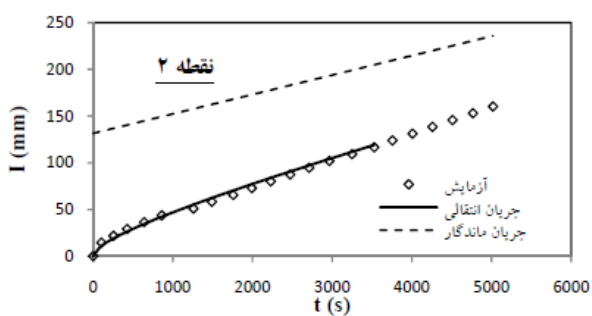


شکل ۱. منحنی تغییرات زمانی نفوذ تجمعی (سمت چپ) و سرعت نفوذ (سمت راست) مدل‌سازی شده با روش  $B/a$

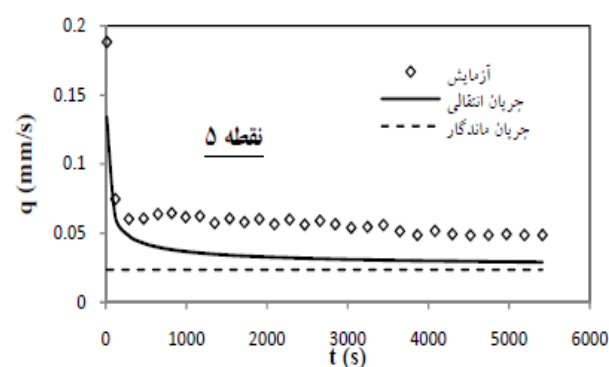
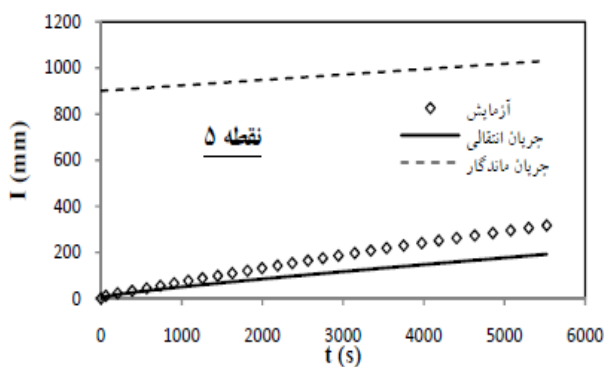




شکل ۲. منحنی تغییرات زمانی نفوذ تجمعی (سمت چپ) و سرعت نفوذ (سمت راست) مدل‌سازی شده با روش B/s



شکل ۳. منحنی تغییرات زمانی نفوذ تجمعی (سمت چپ) و سرعت نفوذ (سمت راست) مدل‌سازی شده با روش DL



شکل ۴. منحنی تغییرات زمانی نفوذ تجمعی (سمت چپ) و سرعت نفوذ (سمت راست) مدل‌سازی شده با روش CL

تا حدودی دست‌بالاست. این مقایسه برای نقاط ۲ و ۶، که نتایج مدل‌سازی آن‌ها با روش  $B/i$  معتبر نبود، انجام و مشاهده شد که برآورد  $K_s$  در این نقاط با روش  $B/i$  بیشتر از روش  $B/s$  است. مقایسه نتایج *Yilmaz et al* (2010) نیز نشان داد در همه نقاطی که هر دو روش  $B/s$  و  $B/i$  موفق به برآورد مناسب پارامترها شدند مقادیر  $K_s$  در روش  $B/i$  بیشتر از  $B/s$  برآورد شده است.

با در نظر گرفتن دقت مدل‌سازی و اعتبار فیزیکی پارامترها، مقادیر مناسب پارامترهای اندازه در شش نقطه مورد مطالعه انتخاب و در جدول ۵ درج شد. مقدار  $h_g$  با رابطه ۱۶ محاسبه شد. با توجه به جدول ۵، نقطه ۱ با بافت رسی کمترین مقدار  $K_s$  و نقطه ۲ با بافت لوم رسی بیشترین مقدار  $K_s$  را دارد. این نتایج نشان می‌دهد که نمی‌توان فقط بر اساس بافت خاک درباره ویژگی‌های هیدرولیکی خاک اظهار نظر کرد. در واقع، ویژگی‌های هیدرولیکی خاک، از جمله نفوذپذیری و هدایت هیدرولیکی، علاوه بر بافت خاک، تحت تأثیر عوامل بسیار مختلفی قرار می‌گیرد. عوامل ذاتی (درون‌زاد) و برون‌زاد زیادی- از جمله موقعیت زمین‌نما، نوع و تراکم پوشش گیاهی، عمق و لایه‌بندی خاک، میزان و نوع سنگ‌ریزه (ذرات بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر)، میزان و نوع مواد آلی، توزیع اندازه و پایداری خاک‌دانه، نوع رس، آب‌گریزی- بر هدایت هیدرولیکی خاک تأثیرگذارند که موجب تغییرات زمانی و مکانی شدید این ویژگی می‌شود (Stockton and Warrick, 1971; Nielsen et al, 1973; Nielsen and Wendroth, 2003; Deb and Shukla, 2012).

در تحقیق *Yilmaz et al* (2010) روش  $B/i$  موفق به برآورد پارامترهای اندازه در همه نمونه‌های مورد آزمایش آن‌ها شد. اما روش  $B/s$  در خاک‌های با قابلیت جذب آب زیاد که  $K_s \gg AS^2$  است قادر به مدل‌سازی مناسب نشد. در این تحقیق نیز خاک نقطه ۳، با توجه به مقدار تخمینی  $S$ ، دارای قابلیت جذب آب زیاد بود و  $B/s$  موفق به مدل‌سازی آن نشد. بنابراین، با توجه به نتایج این تحقیق و همچنین نتایج *Yilmaz et al* (2010) می‌توان نتیجه گرفت که روش  $B/s$  در خاک‌های با قابلیت جذب زیاد موفق نیست.

با توجه به مطالب فوق، در حالی که دو مدل  $DL$  و  $CL$  در مدل‌سازی معتبر پارامترهای اندازه نقاط آزمایش موفق عمل نکردند، دو روش  $B/i$  و  $B/s$  به ترتیب در چهار و پنج نقطه از نقاط آزمایش این پارامترها را به صورت معتبر برآورد کردند. پارامترهای اندازه تخمینی در سه نقطه ۱، ۴، و ۵ با هر دو روش  $B/i$  و  $B/s$  از نظر فیزیکی معتبر بود. اما خطای نسبی روش  $B/i$  کمی بیشتر از روش  $B/s$  شد. مدل‌سازی نفوذ در نقطه ۲ و ۶ فقط با روش  $B/s$  و در نقطه ۳ فقط با روش  $B/i$  به برآورد نتایج معتبر ختم شد.

مقایسه مقادیر پارامترهای اندازه، که به صورت معتبر به دو روش  $B/s$  و  $B/i$  برآورد شدند، نشان داد در حالی که مقادیر برآوردی  $S$  دامنه تغییرات ناچیزی دارد مقادیر تخمینی  $K_s$  با دو روش اختلاف فاحشی دارند. مقایسه مقادیر تخمینی با این دو روش برای سه نقطه ۱، ۴ و ۵ نشان داد برآوردهای  $K_s$  به روش  $B/i$  از برآوردهای روش  $B/s$  بیشتر است که با توجه به دقت بیشتر روش  $B/s$  می‌توان نتیجه گرفت برآوردهای روش  $B/i$

جدول ۵. مقادیر منتخب پارامترهای اندازه در نقاط آزمایش

نقاط آزمایش					واحد	پارامتر
۶	۵	۴	۳	۲		
۰٫۰۰۷۱	۰٫۰۱۱۳	۰٫۰۰۸۸	۰٫۰۰۹۶	۰٫۰۱۶۱	۰٫۰۰۶۶	$K_s$ $\text{mm s}^{-1}$
-۲۱٫۵	-۹۴٫۸	-۴۰٫۸	-۱۷۲٫۲	-۴۲٫۰	-۸۹٫۹	$h_g$ Mm
۰٫۵۴۹	۰٫۴۷۵	۰٫۴۶۰	۰٫۲۷۸	۰٫۵۲۸	۰٫۵۲۰	$\theta_s$ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$

ویژگی‌های هیدرولیکی خاک تلقی کرد. با در نظر گرفتن این مزایا، روش BEST می‌تواند در تعیین تغییرات مکانی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک‌ها به‌ویژه در مناطق دشوارگذر جنگلی و کوهستانی استفاده شود و با کاربرد آن در تعداد زیادی نقطه نتایج مدل‌سازی‌های هیدرولژیکی بهبود یابد.

نتایج این تحقیق نشان می‌دهد روش BEST، به پشته‌بندی مفاهیم و اصول فیزیکی اثبات‌شده حرکت آب در محیط غیر

#### نتیجه‌گیری

استخراج هم‌زمان منحنی‌های هدایت هیدرولیکی و رطوبتی خاک بدون نیاز به آزمایش‌های هزینه‌بر و وقت‌گیر و برآورد پارامترهای منحنی‌های مشخصه با اعتبار فیزیکی مناسب به پشته‌بندی مبانی نظری مستدل از ویژگی‌های مهم روش BEST است که با در نظر گرفتن امتیازاتی، چون حجم آب مصرفی کم و تجهیزات سبک برای اجرای آزمایش‌های صحرائی نفوذ، این روش را می‌توان روشی قدرتمند اما ساده و ارزان در تعیین

نسبت به روش B/s موفقیت بیشتری دارد. در شرایطی که مقادیر پارامتر قابلیت جذب آب تخمینی به دو روش B/s و B/i اختلاف معناداری ندارند، به نظر می‌رسد تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع به روش B/i تا حدودی دست‌بالا باشد. بنابراین، در شرایط مدل‌سازی موفق و معتبر با هر دو روش، شاید بهتر باشد مقادیر تخمینی پارامترها به روش B/s مدنظر قرار گیرد.

### سپاس‌گزاری

این مقاله برگرفته از طرح تحقیقاتی با کد ۶۹۸ است که با اعتبار پژوهشی نویسنده اول در دانشگاه گیلان توسط نویسندگان اجرا شد؛ که به این وسیله قدردانی می‌شود.

### REFERENCES

- Bagarello, V. and Iovino, M. (2012). Testing the BEST procedure to estimate the soil water retention curve, *Geoderma*, 187–188, 67–76.
- Bagarello, V., Castellini, M., Di Prima, S., and Iovino, M. (2014). Soil hydraulic properties determined by infiltration experiments and different heights of water pouring. *Geoderma*, 213, 492–501.
- Bagarello, V., Di-Prima, S., Iovino, M., Provenzano, G., and Sgroi, A. (2011). Testing different approaches to characterize Burundian soils by the BEST procedure. *Geoderma*, 162, 141–150.
- Bagarello, V., Castellini, M., Di-Prima, S., Giordano, G., and Iovino, M. (2013). Testing a simplified approach to determine field saturated soil hydraulic conductivity. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 599–608.
- Braud, I., De Condappa D., Soria, J. M., Haverkamp, R., Angulo-Jaramillo, R., Galle, S., and Vauclin, M., (2005). Use of Scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulics properties (the Beerkan method). *European Journal of Soil Science*, 56, 361–374.
- Braud, I., Haverkamp, R., Arru'e, J. L., and Lopez, M. V. (2003). Spatial variability of soil surface properties and consequences for the annual and monthly water balance of a semiarid environment (EFEDA Experiment). *Journal of Hydrometeorology*, 4, 121–137.
- Brooks, R. H. and Corey, C. T. (1964). Hydraulics properties of porous media. *Hydrology Paper 3*, Colorado State University, Fort Collins.
- Burdine, N. T. (1953). Relative permeability calculation from pore size distribution data. *Petroleum Transaction, American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*, 198, 71–77.
- Deb, S. K. and Shukla, M. K. (2012). Variability of hydraulic conductivity due to multiple factors. *American Journal of Environmental Science*, 8(5), 489-502.
- Galle, S., Angulo Jaramillo, R., Braud, I., Boubkraoui, S., Bouchez, J. M., de Condappa, D., Derive, G., Gohoungssou, A., Haverkamp, R., Reggiani, P., and Soria-Ugaldes, J. (2001). Estimation of soil hydrodynamic properties of the Donga watershed (CATCH Be'nin). In: Proceedings of the GEWEX 4th International Conference, 10–14 Sept, Institut Pierre Simon Laplace, Paris, France, 136.
- Gee, G. W. and Or, D. (2002). Particle-size analysis. In: J. H. Dane and G. C. Topp (Eds.), *Methods of soil analysis, Part 4- Physical methods: Agronomy Monograph (Vol. 9)*. (255-293). ASA and SSSA, Madison, WI.
- Gonzalez-Sosa, E., Braud, I., Dehotin, J., Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Lagouy, M., Branger, F., Jacqueminet, C., Kermadi, S., and Michel, M. (2010). Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small French catchment. *Hydrological Processes*, 24, 2382–2399.
- Haverkamp, R., Ross, P. J., Smetten, K. R. J., and Parlange, J. Y. (1994). Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer: 2- Physically based infiltration equation. *Water Resources Research*, 30, 2931–2935.
- Haverkamp, R., Arru'e, J. L., Vandervaere, J. P., Braud, I., Boulet, G., Laurent, J. P., Taha, A., Ross, P. J., and Angulo-Jaramillo, R. (1996). *Hydrological and thermal behavior of the vadose zone in the area of Barrax and Tomelloso (Spain): Experimental study, analysis and modeling* Project UE n8 EV5C-CT 92 00 90.
- Haverkamp, R., Bouraoui, F., Zammit, C., Angulo-Jaramillo, R., and Delleur, J. W. (1999). Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. In: J. W. Delleur (Ed.), *The handbook of groundwater engineering*. (2931–2935). CRC, Boca Raton, FL.
- Jarvis, N. J., Zavattaro, L., Rajkai, K., Reynolds, W. D., Olsen, P. A., McGechan, M., Mecke, M.,

- Mohanty, B., Leeds-Harrison, P. B., and Jacques, D. (2002). Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. *Geoderma*, 108, 1–17.
- Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J. M., Cuenca, R., Braud, I., and Haverkamp, R. (2006). Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments-BEST. *Soil Science Society of America Journal*, 70, 521–532.
- Mallants, D., Jacques, D., Tseng, P. H., Van Genuchten, M. T., and Feyen, J. (1997). Comparison of three hydraulic property measurement methods. *Journal of Hydrology*, 199, 295–318.
- Minasny, B. and McBratney, A. B. (2002). The efficiency of various approaches to obtaining estimates of soil hydraulic properties. *Geoderma*, 107, 55–70.
- Mubarak, I., Angulo-Jaramillo, R., Mailhol, J., Ruelle, C. P., Khaledian, M., and Vauclin, M. (2010). Spatial analysis of soil surface hydraulic properties: Is infiltration method dependent? *Agricultural Water Management*, 97, 1517–1526.
- Mubarak, I., Mailhol, J. C., Angulo-Jaramillo, R., Ruelle, P., Boivi, P., and Khaledian, M. (2009). Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation. *Geoderma*, 150, 158–165.
- Nielsen, D. and Wendroth, O. (2003). *Spatial and temporal statistics: Sampling field soils and their vegetation*. Germany, Reiskirchen: Catena-Verlag.
- Nielsen, D. R., Biggar, J. W., and Erh, K. T. (1973). Spatialvariability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42, 215-259.
- Smiles, D. E. and Knight, J. H. (1976). A note on the use of the Philipinfiltration equation. *Australian Journal of Soil Research*, 14, 103–108.
- Stockton, J. G. and Warrick, A. W. (1971). Spatialvariability of unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 35, 847-848.
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898.
- Vandervaere, J. P., Vauclin, M., and Elrick, D. E. (2000). Transient flow from tension infiltrometers: I. The two-parameter equation. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 1263–1272.
- Xu, X., Kiely, G., and Lewis, C. (2009). Estimation and analysis of soil hydraulic properties through infiltration experiments: comparison of BEST and DL fitting methods. *Soil Use and Management*, 25, 354–361.
- Yilmaz, D., Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Deneele, D., and Legret, M. (2010). Hydrodynamic characterization of basic oxygen furnace slag through an adapted BEST method. *Vadose Zone Journal*, 9, 1–10.