

## تخمین هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک با استفاده از روش معکوس در شرایط شوری خاک

مهرناز امینی<sup>۱</sup>، حامد ابراهیمیان<sup>۲\*</sup> و عبدالمجید لیاقت<sup>۳</sup>

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران.

۲- نویسنده مسئول، دانشیار گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران.

ebrahimian@ut.ac.ir

۳- استاد گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران.

تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۲/۴

تاریخ دریافت: ۹۵/۸/۲۰

## چکیده

شناخت ویژگی‌های هیدرولیکی خاک برای حل بسیاری از مسائل مدیریتی در کشاورزی و محیط‌زیست ضروری است. کیفیت آب بر روی هدایت هیدرولیکی خاک تأثیرگذار است. هدف این پژوهش، ارزیابی تأثیر شوری بر هدایت هیدرولیکی خاک برآوردشده به روش مدل‌سازی معکوس به کمک داده‌های نفوذ تجمعی خاک است. در این تحقیق، سه سطح شوری آب ۱/۱، ۲/۲ و ۵/۸ دسی‌زیمنس بر متر به کار برده شد. برای شبیه‌سازی معکوس پارامترهای هیدرولیکی خاک از مدل شبیه‌سازی HYDRUS-1D استفاده شد. با توجه به نتایج، سطوح شوری به کار رفته در این پژوهش تأثیر معنی‌داری روی نفوذپذیری و هدایت هیدرولیکی خاک نداشت. مقادیر ضریب تعیین  $R^2$  برای شوری آب ۱/۱، ۲/۲ و ۵/۸ دسی‌زیمنس بر متر به ترتیب برابر ۰/۷۵، ۰/۸۵ و ۰/۸۲ به دست آمد که نشان‌دهنده وجود همبستگی خوب بین مقادیر نفوذ تجمعی خاک اندازه‌گیری و شبیه‌سازی شده توسط مدل‌سازی معکوس می‌باشد. بین مقادیر اندازه‌گیری و شبیه‌سازی شده هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک نیز تطابق بسیار خوبی وجود داشت.

کلید واژه‌ها: مدل‌سازی معکوس، نفوذ تجمعی، ویژگی‌های هیدرولیکی، HYDRUS-1D.

## مقدمه

اکثر فرایندهای مربوط به آب و خاک در مزرعه در وضعیت غیراشباع صورت می‌گیرند. جریان آب در منطقه غیراشباع به دلیل وابستگی ویژگی‌های جریان و ذخیره آب به بار فشار، پیچیده است و معمولاً با حل رابطه ریچاردز (Richards) آنالیز می‌شود. حل رابطه ریچاردز به اطلاعات در مورد هدایت هیدرولیکی خاک و توابع رطوبت در مقابل مکش نیاز دارد. از آنجا که این توابع غیرخطی هستند، اندازه‌گیری‌های مستقیم آزمایشگاهی و صحرایی خسته‌کننده، زمان‌بر و درگیر عدم قطعیت قابل توجهی هستند. بنابه این دلایل مختلف، اخیراً روش‌های غیرمستقیم بیشتر مورد توجه قرار گرفته‌اند Prasad (et al., 2010). روش‌های غیرمستقیم به چند دسته از جمله روش‌های مبتنی بر توابع انتقالی، نیمه فیزیکی و روش‌های معکوس تقسیم می‌شوند (Abbasi, 2007). فرضیه روش معکوس این است که ویژگی‌های هیدرولیکی خاک ممکن است به وسیله یک مدل هیدرولیکی جبری ساده توصیف شوند که شامل مقادیر پارامترهای مجهول کم است و با حداقل کردن اختلاف بین مقادیر مشاهده‌شده و پیش‌بینی‌شده محاسبه می‌شوند (Ramos et al., 2006). روش‌های معکوس بر پایه رابطه ریچاردز، در حال حاضر به طور فزاینده‌ای برای برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی خاک غیراشباع می‌شوند. این روش در مقایسه با سایر روش‌ها نظیر روش‌های مستقیم و توابع انتقالی از امتیازهای ویژه‌ای برخوردار است. این روش ارزان و سریع

است و در آن پارامترهای مؤثر برآورد می‌شوند، به طوری که نتایج آن را می‌توان به کل پروفیل خاک به‌عنوان یک مقدار متوسط تعمیم داد. در حالی که نتایج اندازه‌گیری‌های موضعی منحصر به همان نقاط اندازه‌گیری شده است (Abbasi and Tajik, 2007).

مدل HYDRUS-1D یکی از مدل‌های پیشرفته در ارتباط با حرکت یک بعدی آب، املاح و گرما در خاک می‌باشد. این مدل توسط Simunek et al. (1998) در آزمایشگاه شوری خاک آمریکا بسط داده شده است. Simunek and van Genuchten (1996) از مدل HYDRUS-1D برای تخمین پارامترهای هیدرولیکی خاک به کمک داده‌های استوانه نفوذ با یک سطح ثابت آب استفاده کردند و اظهار داشتند که اندازه‌گیری نفوذ با یک استوانه نفوذ که در آن سطح ثابت آب اعمال شده است، اطلاعات کافی برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی به روش معکوس تولید نمی‌کند. Ramos et al. (2006) برای تخمین خصوصیات هیدرولیکی خاک، چهار نوع خاک با بافت متفاوت از متوسط تا درشت را مورد مطالعه قرار دادند. این پژوهشگران پارامترهای رابطه معلم-وان گنوختن را با دو روش مستقیم در آزمایشگاه و مدل‌سازی معکوس با مدل HYDRUS-2D به دست آورده و با هم مورد مقایسه قرار دادند. آن‌ها طی تحقیقات خود نزدیکی خوبی بین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در دو روش اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده مشاهده نمودند، هرچند منحنی هدایت هیدرولیکی غیراشباع با دقت کمی برآورد

کانال برای آبیاری استفاده کردند، مشاهده شد. در مورد آبیاری با آب‌هایی با شوری  $2/5$  و  $6/5$  دسی‌زیمنس بر متر افزایش اندکی در مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در مقایسه با آب کانال مشاهده شد.

در بین این مطالعات، کمتر تحقیقی به برآورد پارامترهای هیدرولیکی خاک به روش معکوس از روی داده‌های نفوذپذیری خاک، هم‌زمان با ارزیابی تأثیری که شوری بر خصوصیات هیدرولیکی خاک می‌گذارد، پرداخته است. به نظر می‌رسد استفاده از روش مدل‌سازی معکوس با استفاده از داده نفوذ تجمعی در زمان‌های مختلف بتواند این خصوصیات را با دقت مناسبی برآورد کند و با معرفی کردن این خصوصیات در مدل شبیه‌سازی محدودیت زمانی و مکانی مربوط به آزمایش‌های مزرعه‌ای را تا حد زیادی برطرف کند. هدف اصلی این پژوهش، استفاده از توانایی مدل HYDRUS-1D برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک به روش معکوس از روی داده‌های نفوذپذیری خاک و ارزیابی تأثیر احتمالی شوری بر روی این ویژگی‌ها بود. همچنین، منحنی اندازه‌گیری‌شده‌ی نفوذ تجمعی و هدایت هیدرولیکی غیراشباع نیز با مقادیر شبیه‌سازی‌شده توسط مدل مورد مقایسه قرار گرفتند.

### مواد و روش‌ها

آزمایش‌های مزرعه‌ای در سال ۱۳۹۴ در مزرعه‌ی پژوهشی مرکز تحقیقات آب و خاک گروه مهندسی آبیاری و آبادانی دانشگاه تهران، واقع در کرج انجام شد. موقعیت جغرافیایی محل آزمایش عبارت‌است از: طول جغرافیایی  $50^\circ$  درجه و  $59'$  دقیقه شرقی، عرض جغرافیایی  $35^\circ$  درجه و  $48'$  دقیقه شمالی و ارتفاع از سطح دریا  $1337$  متر. نمونه‌برداری از خاک مزرعه در سه عمق برای هر تیمار به‌منظور تعیین بافت خاک انجام شد و بافت خاک توسط مثلث بافت USDA تعیین گردید. با نمونه‌برداری از خاک مزرعه چگالی ظاهری برابر  $1/31$  گرم بر سانتی‌متر مکعب به‌دست آمد. همچنین چگالی واقعی خاک نیز در آزمایشگاه تعیین شده و برابر  $2/4$  گرم بر سانتی‌متر مکعب بود. مشخصات بافت خاک در اعماق مختلف در جدول (۱) آورده شده است. در این تحقیق سه تیمار با شوری آب مصرفی متفاوت در نظر گرفته شد که مقادیر آن‌ها برای تیمارهای ۱، تیمار ۲ و تیمار ۳ به‌ترتیب برابر  $1/1$ ،  $2/2$  و  $5/8$  دسی‌زیمنس بر متر بود. در این تحقیق، به‌منظور ایجاد تیمارهای با شوری متفاوت از نمک کلرید پتاسیم استفاده شد تا در یک نسبت جذب سدیمی (SAR) معین، تأثیر بالا رفتن شوری روی پارامترهای هیدرولیکی خاک مورد بررسی قرار گیرد. با توجه به ماهیت اجرای تحقیق، این آزمایش در قالب طرح بلوک‌های کاملاً تصادفی انجام شد. برای هر یک از تیمارهای مورد بررسی، کرتی با مساحت تقریباً  $16$  مترمربع ( $4 \times 4$ ) در نظر گرفته شد. به‌منظور بررسی شوری خاک تا عمق  $60$  سانتی‌متری، هر کرت تا عمق مذکور با دادن آب شور اشباع شد. سپس، به‌منظور این‌که توزیع یکنواخت نمک در اعماق مختلف خاک صورت گیرد، روی کرت‌ها با

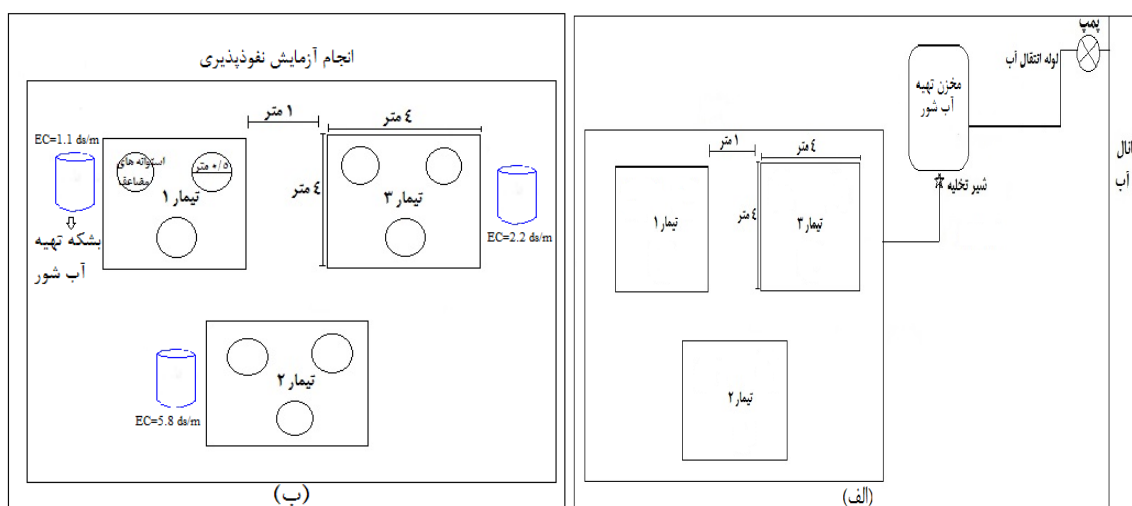
شد. تحقیقی روی برآورد پارامترهای هیدرولیکی غیراشباع خاک از روی آزمایش‌های نفوذپذیری و زهکشی داخلی توسط Prasad et al. (2010) انجام شد. مقایسه نتایج پارامترهای برآورد شده از روی آزمایش‌های نفوذ و زهکشی داخلی در دو منطقه مورد مطالعه نشان داد که پارامترها نزدیک به هم هستند، در نتیجه آزمایش نفوذپذیری که ساده‌تر بوده و در مدت کوتاه‌تر انجام می‌شود، می‌تواند جایگزین آزمایش زهکشی برای برآورد پارامترهای غیراشباع خاک باشد. تحقیق دیگری توسط Rashid et al. (2015) برای برآورد معکوس پارامترهای هیدرولیکی خاک از روی داده‌های اندازه‌گیری‌شده توسط نفوذسنج دیسکی با استفاده از نرم‌افزار HYDRUS-2D/3D انجام شد. برخی از پارامترهای هیدرولیکی خاک وان‌گنوختن شامل (رطوبت باقی‌مانده، ضرایب شکل  $a$  و  $n$ ) و هدایت هیدرولیکی اشباع) بهینه‌سازی شدند. Rezaei et al. (2016) همبستگی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک اندازه‌گیری‌شده به روش سنتی در آزمایشگاه و شبیه‌سازی‌شده به روش معکوس به کمک داده‌های نفوذسنج خاک شنی در یک مزرعه سیب‌زمینی را مورد بررسی قرار دادند. با توجه به نتایج پارامترهای هیدرولیکی مدل وان‌گنوختن برآوردشده به روش معکوس توسط نرم‌افزار HYDRUS-2D/3D تطابق خوبی با مقادیر اندازه‌گیری‌شده در آزمایشگاه داشتند. Le Bourgeois et al. (2016) مدل‌سازی معکوس رطوبت خاک به‌منظور تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک را مورد ارزیابی قرار دادند. در این تحقیق، مقادیر شبیه‌سازی‌شده رطوبت خاک تطابق بسیار خوبی با مقادیر اندازه‌گیری‌شده داشت. پژوهش‌هایی که به آن‌ها اشاره شد روش مدل‌سازی معکوس را به‌عنوان روشی توانمند و به نسبت روش‌های مستقیم ساده‌تر در تخمین خصوصیات هیدرولیکی خاک در مقیاس آزمایشگاهی و مزرعه‌ای عنوان کردند. کیفیت آب از طریق اثر بر انقباض و پراکندگی ذرات خاک بر توزیع اندازه منافذ، اعوجاج و پیوستگی آن‌ها اثر گذاشته و هدایت هیدرولیکی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. چگونگی اثر غلظت نمک‌ها و سدیمی بودن آب بر هدایت هیدرولیکی خاک توسط افراد زیادی از جمله Waldron and Constantin (1970) و Dan and Klute (1977) بررسی شده و همگی معتقدند که با افزایش سدیم هدایت هیدرولیکی خاک کاهش می‌یابد. اثر شوری بر هدایت هیدرولیکی خاک نیز توسط بسیاری از پژوهشگران از جمله Moutier et al. (1998) و Levy et al. (2005) مورد بررسی قرار گرفت. این پژوهشگران گزارش کردند که با افزایش شوری، هدایت هیدرولیکی خاک افزایش می‌یابد. Vahedi and Tavasoli (1995) در بررسی استفاده از آب‌های با شوری  $2/5$ ،  $6/5$  و  $11/5$  دسی‌زیمنس بر متر برای آبیاری گندم در مزارع دشت سروستان فارس طی آزمایش سه ساله نشان دادند که افزایش چشمگیری در مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در هنگام استفاده از آب با شوری  $11/5$  دسی‌زیمنس بر متر در مقایسه با زمانی که از آب

هیدرولیکی خاک به روش مستقیم برای سه تیمار مورد مطالعه و در سه عمق مختلف محاسبه شدند. با اندازه گیری منحنی مشخصه رطوبتی خاک در آزمایشگاه توسط دستگاه صفحات فشاری و برازش رابطه وان گنوختن- معلم به این منحنی، مقادیر پارامترهای هیدرولیکی خاک به روش حداقل کردن مربعات خطا برآورد شدند. سپس منحنی هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک براساس پارامترهای هیدرولیکی تعیین شده به دست آمدند.

پلاستیک پوشانده شد (شکل ۱- الف). پس از گذشت یک ماه، آزمایش نفوذپذیری آب در خاک به روش استوانه های مضاعف و با آبی با شوری برابر با مقداری که برای شوری شدن خاک استفاده شده بود، انجام شد. افت سطح آب در زمان های مختلف (۰، ۲، ۵، ۱۰، ۱۶، ۲۰، ۳۰، ۴۵، ۶۰، ۹۰، ۱۲۰، ۱۸۰ و ۲۴۰ دقیقه) و به مدت چهار ساعت قرائت شد. این آزمایش در سه تکرار انجام شد. نمایی از محل انجام آزمایش در شکل (۱- ب) نشان داده شده است. پارامترهای

جدول ۱- مشخصات فیزیکی خاک مزرعه

تیمار	عمق لایه (cm)	درصد ذرات تشکیل دهنده ی خاک		
		رس	سیلت	شن
تیمار ۱	۰-۲۰	۲۳/۰۸	۴۱/۸۹	۳۵/۰۴
	۲۰-۴۰	۲۸/۲۸	۴۴/۵۷	۲۷/۱۶
	۴۰-۶۰	۲۵/۶۴	۵۰/۸۶	۲۳/۵۰
تیمار ۲	۰-۲۰	۳۳/۰۰	۳۹/۸۵	۲۷/۱۶
	۲۰-۴۰	۳۰/۳۵	۲۴/۳۶	۴۵/۲۹
	۴۰-۶۰	۳۳/۰۰	۳۷/۲۸	۲۹/۷۳
تیمار ۳	۰-۲۰	۲۱/۳۷	۳۵/۹۰	۴۲/۷۳
	۲۰-۴۰	۲۲/۷۷	۳۴/۷۹	۴۲/۴۳
	۴۰-۶۰	۲۹/۲۲	۴۶/۳۹	۲۴/۳۹



شکل ۱- نمایی از محل انجام آزمایش

در روش مدل‌سازی معکوس در مدل HYDRUS-1D تابع هدف (رابطه ۶) با الگوریتم Marquardt (1963) بهینه‌سازی می‌شود.

$$\varphi(q, b) = \sum_{i=1}^n w_i [q^*(z, t_i) - q(z, t_i, b)]^2 \quad (۶)$$

که در آن،  $\varphi$  تابع هدف،  $b$  بردار مجهول‌ها،  $w_i$  فاکتور وزنی برای هر یک از داده‌های اندازه‌گیری شده،  $n$  تعداد مشاهده‌ها،  $q(z, t_i, b)$  مقدار شبیه‌سازی شده با مدل در زمان  $t_i$  در اینجا بیانگر عمق نفوذ و  $q^*(z, t_i)$  مقدار اندازه‌گیری شده نفوذ تجمعی در زمان  $t_i$  و عمق  $z$  است.

### شرایط اولیه و مرزی

شرط مرزی بالادست (سطح خاک) برابر ارتفاع فشار متغیر (Variable pressure head) در نظر گرفته شد. زهکشی آزاد (Free drainage) برای مرز پایینی در نظر گرفته شد. رطوبت اولیه خاک برابر با مقدار اندازه‌گیری شده قبل از انجام آزمایش نفوذپذیری خاک در نظر گرفته شد و این مقدار به عنوان شرایط اولیه در مدل منظور شد. همچنین مقدار ارتفاع آب روی سطح خاک که در هنگام آزمایش نفوذپذیری خاک در زمان‌های مختلف اندازه‌گیری شده بود، به عنوان شرایط مرزی متغیر برای مدل در نظر گرفته شد.

### پارامترهای ورودی به مدل

مقدار نفوذ تجمعی آب در خاک به عنوان داده ورودی برای حل معکوس به مدل داده شد. پارامترهای هیدرولیکی خاک توسط مدل ROSSETA که مدلی واقع شده در HYDRUS است و براساس شبکه عصبی کار می‌کند، تعیین شد. در اینجا مقادیر اولیه پارامترهای هیدرولیکی خاک ( $K_s$ ،  $\theta_r$ ،  $\alpha$ ،  $n$ ،  $m$ ) با وارد کردن درصد دانه‌بندی و چگالی ظاهری خاک برآورد شدند. مقادیر عددی این پارامترها در جدول (۲) آورده شد. در رابطه‌ی وان‌گنوختن مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع به کمک ویژگی‌های فیزیکی خاک اندازه‌گیری شده (بافت خاک، چگالی ظاهری و رطوبت خاک در ظرفیت زراعی و نقطه پژمردگی) توسط نرم‌افزار ROSSETA تخمین زده شد.

### روش حل معکوس

فرایند حرکت آب در خاک توسط رابطه ریچاردز (رابطه ۱) شبیه‌سازی می‌شود. این رابطه با به‌کارگیری روش گالرکین (Finite Element Method) به صورت عددی حل می‌شود (Simunek et al., 1998). در مدل HYDRUS-1D برای توصیف مشخصات هیدرولیکی خاک نظیر منحنی رطوبتی و هدایت آبی غیراشباع روابط متعددی تعریف شده است که معمول‌ترین آن‌ها رابطه Van Genuchten (1980) است (رابطه ۲ و ۳). تابع هدایت هیدرولیکی Mualem (1976) نیز برای بیان ارتباط بین رطوبت و هدایت هیدرولیکی اشباع به کار گرفته شده است (رابطه ۴).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K \left( \frac{\partial h}{\partial x} + \cos \alpha \right) \right] - S \quad (۱)$$

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & x < 0 \\ \theta_s & x \geq 0 \end{cases} \quad (۲)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (۳)$$

$$K(h) = K_s S_e^l \left[ 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (۴)$$

در این معادلات،  $\theta$  رطوبت حجمی خاک ( $L^3 L^{-3}$ )،  $t$  زمان ( $T$ )،  $K(h)$  هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک ( $L T^{-1}$ )،  $h$  پتانسیل آب خاک ( $L$ )،  $\alpha$  در رابطه (۱) زاویه بین مسیر جریان و محور عمودی (برای حرکت عمودی در خاک  $\alpha=0$ )، برای حرکت افقی  $\alpha=90$  و برای سایر مسیرها  $0 < \alpha < 90$ ،  $S$  جذب آب توسط ریشه ( $L^3 L^{-3} T^{-1}$ )،  $x$  فاصله عمودی ( $L$ )،  $\theta_r$  رطوبت باقیمانده در خاک در محدوده خیلی خشک ( $L^3 L^{-3}$ )،  $\theta_s$  رطوبت اشباع خاک ( $L^3 L^{-3}$ )،  $K_s$  هدایت هیدرولیکی اشباع ( $L T^{-1}$ )،  $\alpha$ ،  $n$ ،  $m$  و  $l$  پارامترهای شکل هستند.  $S_e$  مقدار رطوبت نسبی است که توسط رابطه (۵) تعیین می‌شود.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (۵)$$

### جدول ۲- مقادیر تخمینی پارامترهای هیدرولیکی خاک

تیمار	لایه (cm)	$\theta_r$ ( $cm^3 cm^{-3}$ )	$\theta_s$ ( $cm^3 cm^{-3}$ )	$\alpha$ (1/cm)	$n$ (-)	$K_s$ (cm/day)	I(-)
تیمار ۱	۰-۲۰	۰/۰۷۱	۰/۴۳۲	۰/۰۰۸	۱/۵۵۶	۱۸/۶۴۰	۰/۵
	۲۰-۴۰	۰/۰۸۰	۰/۴۵۰	۰/۰۰۸	۱/۵۳۶	۱۶/۴۳۰	۰/۵
	۴۰-۶۰	۰/۰۷۷	۰/۴۴۴	۰/۰۰۷	۱/۵۸۶	۱۸/۳۹۰	۰/۵
تیمار ۲	۰-۲۰	۰/۰۸۶	۰/۴۶۳	۰/۰۱۰	۱/۴۷۵	۱۵/۶۹۰	۰/۵
	۲۰-۴۰	۰/۰۸۰	۰/۴۶۰	۰/۰۱۵	۱/۴۱۷	۲۱/۱۵۰	۰/۵
	۴۰-۶۰	۰/۰۸۶	۰/۴۶۳	۰/۰۱۱	۱/۴۶۵	۱۵/۸۴۰	۰/۵
تیمار ۳	۰-۲۰	۰/۰۶۶	۰/۴۳۰	۰/۰۱۰	۱/۵۱۹	۲۰/۱۳۰	۰/۵
	۲۰-۴۰	۰/۰۶۹	۰/۴۳۵	۰/۰۱۳۱	۱/۵۰۸	۱۹/۱۵۰	۰/۵
	۴۰-۶۰	۰/۰۸۲	۰/۴۵۴	۰/۰۰۸	۱/۵۳۵	۱۶/۴۲۰	۰/۵

## آنالیز حساسیت

یکی از معایب اصلی مدل‌های شبیه‌سازی که فرایندهای مختلف طبیعی را شبیه‌سازی می‌کنند، نیاز به داده‌های ورودی فراوان است (Walker, 2005). با توجه به هزینه و زمان بر بودن جمع‌آوری این داده‌های ورودی، پی بردن به درجه اهمیت آن‌ها با توجه به هدف شبیه‌سازی امری ضروری به نظر می‌رسد. آنالیز حساسیت روشی است که در آن میزان اهمیت پارامترهای مختلف ورودی نسبت به شبیه‌سازی یک سری خروجی خاص تعیین می‌شود (Wang et al., 2005). پارامترهای ورودی که بیش‌ترین تغییر را در میزان خروجی ایجاد کند، حساس‌ترین پارامتر به آن خروجی خاص تلقی می‌شود.

در این پژوهش حساسیت پارامترهای وان گنوختن بر روی نفوذپذیری خاک منطقه مطالعاتی مورد ارزیابی قرار گرفت. برای محاسبه حساسیت پارامترهای ورودی از رابطه پیشنهادی Liu et al., (2007) استفاده شد (رابطه ۷).

$$S_x = \left(\frac{\Delta O}{O}\right) \times \left(\frac{\Delta I}{I}\right)^{-1} \quad (7)$$

که در آن،  $S_x$  ضریب حساسیت یک پارامتر ورودی مشخص بر روی یک خروجی معین،  $\Delta O$  تغییرات پارامتر خروجی معین قبل و بعد از تغییر،  $O$  متوسط حسابی پارامتر خروجی،  $\Delta I$  اختلاف پارامتر ورودی قبل و بعد از تغییر و  $I$  متوسط حسابی پارامتر ورودی است. در این رابطه  $S_x$  معادل صفر نشان‌دهنده عدم حساسیت، بین صفر و  $0/3$  حساسیت کم، بین  $0/3$  و  $1/5$  حساسیت متوسط و بیشتر از  $1/5$  حساسیت زیاد می‌باشد. به‌منظور ارزیابی داده‌های برآورد شده توسط مدل HYDRUS-1D از آماره‌های ضریب تعیین ( $R^2$ ) و ریشه مجموع مربعات خطا (RMSE)، استفاده گردید.

## نتایج و بحث

با توجه به اهداف شبیه‌سازی در منطقه مورد مطالعه، حساسیت پارامترهای ورودی در تخمین نفوذپذیری خاک به روش آنالیز حساسیت (رابطه ۷) محاسبه شد. با بررسی میزان تغییرات این خروجی‌ها با توجه به تغییر در پارامترهای ورودی، حساس‌ترین

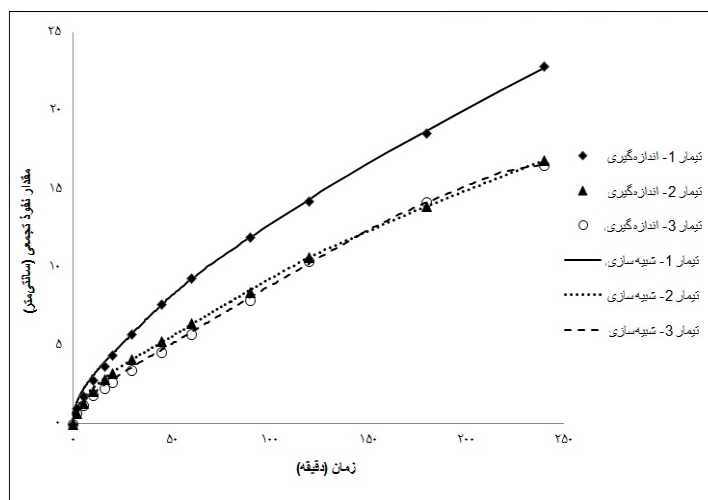
پارامترهای ورودی مدل HYDRUS-1D به ترتیب اهمیت و با توجه به هدف شبیه‌سازی به‌دست آمدند (جدول ۳). همان‌طور که در جدول (۳) دیده می‌شود، حساس‌ترین پارامترهای خاک در منطقه مطالعاتی به‌ترتیب  $n$ ،  $\theta_s$  و  $K_s$  بودند. این سه پارامتر در عمده پژوهش‌های انجام شده در تحلیل حساسیت مدل‌های آب و خاک به‌عنوان حساس‌ترین پارامترهای ورودی تلقی شده‌اند (Hopmans and Simunek, 1999; Mertens et al., 2009; Mao et al., 2013).

پارامترهای ورودی خاک  $\alpha$  و  $\theta_r$  در رده‌های بعدی حساسیت قرار دارند. بنابراین سه پارامتر حساس‌تر در مدل‌سازی معکوس در نظر گرفته شدند و برای سایر پارامترهای هیدرولیکی خاک، از مقادیر برآورد شده با مدل ROSSETA استفاده شد. اعتقاد بر این است که مدل ROSSETA با دقت نسبتاً خوبی رطوبت باقی‌مانده ( $\theta_r$ ) و پارامتر شکل ( $\alpha$ ) را برآورد می‌کند (Skaggs et al., 2004). برای پیش‌بینی مقادیر  $\alpha$  و  $n$  نباید از داده‌های خیلی پراکنده به‌عنوان مقدار اولیه در بهینه‌سازی استفاده نمود، زیرا محاسبات بهینه‌سازی به درازا خواهد انجامید (Abbasi, et al., 2003). شکل (۲) مقادیر نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده با مدل در سه تیمار مورد مطالعه را نشان می‌دهد. میانگین مقادیر SAR اندازه‌گیری شده برای سه لایه خاک در تیمارهای ۱، ۲ و ۳ به‌ترتیب برابر  $1/53$ ،  $1/95$  و  $2/63$  به‌دست آمد. با توجه به نتایج خاک مزرعه سدیمی نمی‌باشد. بنابراین با توجه به سدیمی نبودن خاک، میزان کاهش در مقادیر نفوذ در تیمارهای مورد آزمایش احتمالاً به‌علت شوری خاک نبوده است و وجود سنگ‌ریزه بیشتر در تیمار اول می‌تواند علت افزایش در مقادیر نفوذ باشد. مقدار نفوذ تجمعی نهایی پس از گذشت ۲۴۰ دقیقه در تیمار اول برابر  $22/87$  سانتی‌متر و در تیمارهای دوم و سوم به‌ترتیب برابر  $16/83$  و  $16/53$  سانتی‌متر بود. همچنین نتایج بدست آمده توسط آزمون مقایسه میانگین ANOVA و آزمون مقایسه واریانس در نرم‌افزار آماری Minitab نشان داد که بین مقادیر نفوذ تجمعی نهایی سه تیمار پس از گذشت چهار ساعت که با سه تکرار انجام شده بود، در سطح ۵ درصد اختلاف معنی‌داری وجود نداشت (جدول ۴ و ۵).

جدول ۳- حساسیت ( $S_x$ ) پارامترهای ورودی مدل HYDRUS-1D به شبیه‌سازی نفوذپذیری خاک

پارامتر ورودی	$S_x$	درجه اهمیت	میزان حساسیت
n	۰/۷۷	۱	متوسط
$\theta_s$	۰/۷۴	۲	متوسط
$K_s$	۰/۵۵	۳	متوسط
$\alpha$	۰/۲۳	۴	کم
$\theta_r$	۰/۰۱	۵	کم

امینی و همکاران: تخمین هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک با...



شکل ۲- مقادیر نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده توسط مدل HYDRUS-1D

#### جدول ۴- جدول تجزیه واریانس تیمارهای مورد مطالعه

میانگین مربعات		درجه آزادی	منابع تغییر
F	نفوذ		
۱/۲۴	۳۸/۱۱ <sup>ns</sup>	۲	تیمار
	۳۰/۶۳	۶	خطای آزمایشی

ns به معنی عدم وجود اختلاف معنی‌دار است.

#### جدول ۵- جدول مقایسه میانگین تیمارهای مورد مطالعه

درجه آزادی	منابع تغییر
۲۲/۸۷a	تیمار ۱
۱۶/۸۳a	تیمار ۲
۱۶/۵۳a	تیمار ۳

حروف یکسان در هر ستون به معنی عدم وجود اختلاف معنی بین دو تیمار است.

اندازه‌گیری و شبیه‌سازی شده، با استفاده از آزمون مقایسه  $t$  جفت‌شده در نرم‌افزار Minitab انجام گرفت (جدول ۸). همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، منحنی برآوردشده از نتایج شبیه‌سازی مدل با مقادیر اندازه‌گیری شده همبستگی بسیار خوبی دارد. بنابراین مدل قابلیت بالایی در مدل‌سازی معکوس پارامترهای هیدرولیکی خاک به کمک داده‌های نفوذپذیری دارد. مقادیر هدایت هیدرولیکی غیراشباع برخلاف انتظار با افزایش شوری، کاهش یافت. انتظار می‌رفت که شوری زیاد باعث هم‌آوری ذرات شده و فضای بین ذرات را افزایش دهد و موجب افزایش هدایت هیدرولیکی نسبت به تیماری با نمک‌های محلول کمتر شود. این کاهش می‌تواند به دلیل شرایط خاص مزرعه باشد و وجود سنگ‌ریزه کمتر در تیمار شورتر علت این کاهش در هدایت هیدرولیکی در این تیمار باشد.

در جدول (۶) نتایج مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع برآوردشده به روش معکوس و برآوردشده با مدل ROSSSETA نشان داده شده است. مقادیر ضرایب نفوذ رابطه فیلیپ، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک برآورد شده به روش معکوس و شاخص‌های آماری ( $R^2$  و RMSE) برای ارزیابی مقادیر نفوذ اندازه‌گیری و برآوردشده برای تیمارهای مورد مطالعه، در جدول (۷) آورده شده است. همان‌طور که در جدول (۷) دیده می‌شود، مقدار  $S$  و  $K_s$  با افزایش شوری کاهش یافته است. درحالی‌که تغییرات ضریب  $A$  با افزایش شوری روند مشخصی نداشت. بین مقادیر هدایت هیدرولیکی برآوردشده به روش معکوس و مقدار ضریب  $A$  در هر سه تیمار اختلاف قابل‌توجهی وجود دارد.

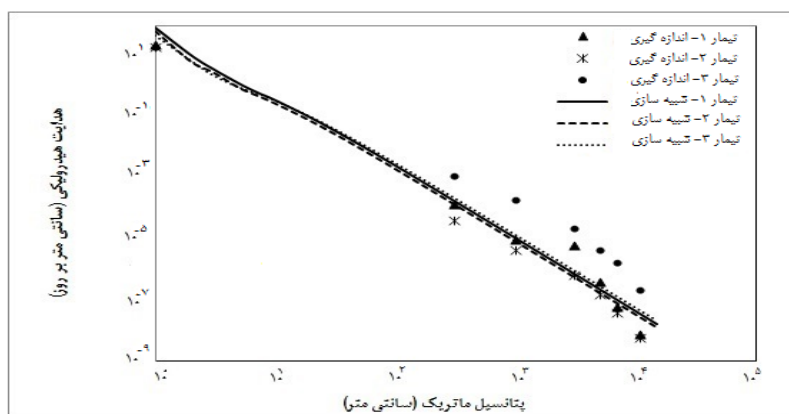
منحنی هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک با فرض یکنواخت بودن پروفیل خاک رسم شده است (شکل ۳). مقایسه‌ی مقادیر

## جدول ۶- مقادیر تخمینی هدایت هیدرولیکی اشباع در تیمارهای مختلف

تیمار	برآورد معکوس	هدایت هیدرولیکی اشباع (سانتی متر بر روز)
تیمار ۱	۱۹/۸۴	۲۳/۴۰
تیمار ۲	۱۹/۶۸	۲۰/۳۱
تیمار ۳	۱۸	۲۱/۰۴

## جدول ۷- مقایسه‌ی مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع به روش معکوس با پارامترهای رابطه‌ی نفوذ فیلیپ

تیمار	برآورد	S (cm/min <sup>-1</sup> )	A (cm/d)	K <sub>s</sub> (cm/d)	RMSE (cm)	R <sup>2</sup> (-)
تیمار ۱	روش معکوس	-	-	۱۹/۸۴	۰/۲۷	۰/۷۴۷
	رابطه فیلیپ	۰/۸۳	۶۰/۶۵	-	۰/۲۲	۰/۹۹۹
تیمار ۲	روش معکوس	-	-	۱۹/۶۸	۰/۲۲	۰/۸۴۸
	رابطه فیلیپ	۰/۵۷	۴۹/۳۹	-	۰/۱۲	۰/۹۹۹
تیمار ۳	روش معکوس	-	-	۱۸	۰/۲۳	۰/۸۱۷
	رابطه فیلیپ	۰/۴۱	۶۴/۱۹	-	۰/۲۹	۰/۹۹۷



شکل ۳ - منحنی اندازه گیری و شبیه سازی شده هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک

## جدول ۸- نتایج آزمون t جفت شده تیمارهای مورد مطالعه برای مقادیر هدایت هیدرولیکی

## غیر اشباع اندازه گیری و شبیه سازی شده

تیمار	میانگین	انحراف استاندارد	خطای استاندارد میانگین		فاصله اطمینان ۹۵٪		سطح معنی داری
			پایین تر	بالا تر	درجه آزادی	درجه آزادی	
تیمار ۱	۹/۱۹	۲۴/۳۱	۹/۱۹	۱۳/۳۰	۳۱/۶۸	۶	۰/۳۶
تیمار ۲	۷/۰۹	۱۸/۷۶	۷/۰۹	۱۰/۲۶	۲۴/۴۴	۶	۰/۳۶
تیمار ۳	۳/۰۰	۷/۹۵	۳/۰۰	۴/۳۵	۱۰/۳۶	۶	۰/۳۶

## نتیجه گیری

نفوذ تجمعی خاک در منطقه مورد مطالعه توسط آنالیز حساسیت مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج آنالیز حساسیت مدل HYDRUS-1D نشان داد که حساس ترین پارامترهای هیدرولیکی رابطه وان-گنوختن به ترتیب  $\theta_s$  و  $K_s$  بودند. این سه پارامتر ورودی در عمده پژوهش های انجام شده در آنالیز حساسیت مدل های آب و خاک به عنوان حساس ترین پارامترهای ورودی تلقی شدند. تغییرات نفوذپذیری و پارامترهای هیدرولیکی

در این پژوهش به ارزیابی مدل سازی معکوس به منظور تعیین خصوصیات هیدرولیکی با استفاده از داده های نفوذپذیری پرداخته شد. از این رو از داده های نفوذ تجمعی استوانه مضاعف و مدل شبیه سازی HYDRUS-1D استفاده شد. از سه تیمار شوری خاک به منظور بررسی تأثیرات احتمالی شوری بر ویژگی های هیدرولیکی خاک استفاده شد. مهم ترین پارامترهای تأثیرگذار بر

برآورد کند. تخمین پارامترها به روش معکوس و نامطمئن همراه آن‌ها به میزان زیادی به نوع، کمیت و کیفیت اطلاعات موجود بستگی دارد. نتایج نشان داد که با روش حل معکوس و با به‌کارگیری داده‌های اندازه‌گیری شده نفوذ به روش استوانه مضاعف، می‌توان پارامترهای هیدرولیکی خاک را با دقت مطلوبی برآورد کرد.

خاک برای تیمارهای مورد مطالعه روند مشخصی نداشت. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که شوری غیرسدیمی تأثیر چندانی روی خصوصیات هیدرولیکی خاک نداشت. به کمک مقادیر نفوذ تجمعی (در زمان‌های متفاوت و عمق‌های مختلف) می‌توان مقادیر قابل قبولی از پارامترهای رابطه وان گنوختن- معلم را تخمین زد. با توجه به نتایج، نرم‌افزار HYDRUS توانست به روش حل معکوس، منحنی هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک را به خوبی

### منابع

- 1- Abbasi, F., Simunek, J., Feyen, J., van Genuchten, M. T. and Shouse, P. J. 2003. Simultaneous inverse estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient field experiments: Homogeneous soil. *Transaction of the ASAE*, 46(4), 1085-1095.
- 2- Abbasi, F. and Tajik, F. 2007. Estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from field experiments using inverse modeling. *Journal of Water and Soil Science*, 11(1), 111-122. (In Persian)
- 3- Dane, J. H. and Klute, A. 1977. Salt effects on the hydraulic properties of a swelling soil. *Soil Science Society of America Journal*, 47(4), 619-624.
- 4- Prasad, K. H., Ojha, C. S. P., M., Chandramouli, P. N. and Chandra A. Madramootoo. 2010. Estimation of unsaturated hydraulic parameters from infiltration and internal drainage experiments. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 136(11), 766-773.
- 5- Hopmans, J. W. and Simunek, J. 1999. Review of inverse estimation of soil hydraulic properties. *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous Media* (pp. 643-659). Riverside, CA: University of California.
- 6- Le Bourgeois, O., Bouvier, C., Brunet, P. and Ayril, P. A. 2016. Inverse modeling of soil water content to estimate the hydraulic properties of a shallow soil and the associated weathered bedrock. *Journal of Hydrology*, 541(2), 116-126.
- 7- Levy, G. J., Goldstein, D., and Momedov, A. I. 2005. Saturated hydraulic conductivity of semiarid soils: combined effects of salinity, sodicity, and rate of wetting contributions from the agricultural research organization, The Volcani Center, Bet-Dagan, Israel. *Soil Science Society of America Journal*, 69(3), 653-662.
- 8- Liu, H. F., Genard, M., Guichard, S. and Bertin, N. 2007. Model-assisted analysis of tomato fruit growth in relation to carbon and water fluxes. *Journal of Experimental Botany*, 58(13), 3567-3580.
- 9- Mao, D., Yeh, T. C. J., Wan, L., Hsu, K. C., Lee, C. H. and Wen, J. C. 2013. Necessary conditions for inverse modeling of flow through variably saturated porous media. *Advances in Water Resources*, 52, 50-61.
- 10- Marquardt, D.W. 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2), 431-441.
- 11- Mertens, J., Kahl, G., Gottesburen, B. and Vanderborght, J. 2009. Inverse modeling of pesticide leaching in lysimeters: local versus global and sequential single-objective versus multiobjective approaches. *Vadose Zone Journal*, 8(3), 793-804.
- 12- Moutier, M., Shainberg, I., and Levy, G. J. 1998. Hydraulic gradient, aging, and water quality effects on hydraulic conductivity of a vertisol. *Soil Science Society of America Journal*, 62(6), 1488-1496.
- 13- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resource Research*, 12(3), 513-522.



- 14- Ramos, T. B., Goncalves, M.C., Martins, J. C., van Genuchten, M. T. and Pires, F. P. 2006. Estimation of soil hydraulic properties from numerical inversion of tension disk infiltrometer data. *Vadose Zone Journal*, 5 (2), 684–696.
- 15- Rashid, N. S. A., Askari, M., Tanaka, T., Simunek, J. and van Genuchten, M. T. 2015. Inverse estimation of soil hydraulic properties under oil palm trees. *Geoderma*, 241, 306–312.
- 16- Rezaei, M., Seuntjens, P., Shahidi, R., Joris, I., Boëne, W., Al-Barri, B. and Cornelis, W. 2016. The relevance of in-situ and laboratory characterization of sandy soil hydraulic properties for soil water simulations. *Journal of Hydrology*, 534, 251–265.
- 17- Skaggs, T. H., Trout, T. J., Simunek, J. and Shouse, P. J. 2004. Comparison of HYDRUS-2D simulation of drip irrigation with experimental observations. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 130(4), 304-310.
- 18- Simunek, J. and van Genuchten, M. Th. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Resource Research*, 32(9), 2683–2696.
- 19- Simunek, J., Sejna, M. and van Genuchten, M.T. 1998. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated, media, Version 2.0, IGWMC-TPS-70, Int. Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Co.
- 20- Vahedi, A. and Tavasoli, A. 1995. The effect of irrigation water salinity on wheat crop. Fars Research Center for Agriculture and Natural Resources, Final report of research project. (In Persian).
- 21- van Genuchten M.T. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898.
- 22- Waldron, L. J. and Constantin, J. K. 1970. Soil hydraulic conductivity and bulk volume changes during cyclic calcium-sodium exchange. *Soil Science Society of America Journal*, 110(2), 81–85.
- 23- Walker, W. R. 2005. Multilevel calibration of furrow infiltration and roughness. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 131(2), 129-136.
- 24- Wang, X., Youssef, M. A., Skaggs, R. W., Atwood, J. D. and Frankenberger, J. R. 2005. Sensitivity analyses of the nitrogen simulation model, DRAINMOD-N II. *Transactions of the ASAE*, 48(6), 2205-2212.



<b>EXTENDED ABSTRACT</b>
--------------------------

## **Estimation of Unsaturated Soil Hydraulic Conductivity Using Inverse Approach Under Soil Salinity Condition**

M. Amini<sup>1</sup>, H. Ebrahimian<sup>2\*</sup> and A.M. Liaghat<sup>3</sup>

- 1- Graduate Student, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, college of Agriculture and Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran.
- 2- Corresponding Author, Associate professor, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, College of Agriculture and Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran. (*ebrahimian@ut.ac.ir*).
- 3- Professor, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, college of Agriculture and Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran.

Received: 10 November 2016

Accepted: 22 February 2017

**Keywords:** Inverse Estimation, Soil Hydraulic Properties, Soil Salinity, Unsaturated Soil.

### **Introduction**

Moisture flow through unsaturated zone is vital in agricultural engineering, soil science, groundwater hydrology, and environmental engineering. Moisture flow through unsaturated zone is complex due to the dependencies of flow and storage properties on the pressure head and is commonly analyzed by solving Richards' equation. Solution of Richards' equation requires the knowledge of soil hydraulic conductivity and water content versus pressure head functions referred to herein as the soil hydraulic properties. Since these functions are highly nonlinear, direct laboratory and field measurements are tedious, time consuming, and involve considerable uncertainty (Hari Prasad et al., 2010). An alternative to the direct determination is to employ the parameter estimation methods using inverse procedure for the determination of hydraulic properties. Indirect methods are divided into several categories, including methods based on pedotransfer functions, semi-physical, and inverse methods (Abbasi, 2007). Determination of hydraulic properties by inversion of in situ measured moisture contents, pressure heads and cumulative infiltration have become an alternative to direct measurements due to decrease in the computational costs and development of efficient optimization algorithms. Inverse solutions based on the Richards' equation are now increasingly used for estimating the unsaturated soil hydraulic properties. The HYDRUS-1D model is one of the advanced models have been widely used to simulate one-dimensional water movement in soil. Examples of numerical studies in which infiltration data were used to inversely estimate the near-saturated soil hydraulic properties using HYDRUS model are by Simunek and van Genuchten (1996) and Rashid et al (2015). Water quality can impact on soil hydraulic conductivity changes. The effect of salinity on the hydraulic conductivity of soil has been studied by many researchers, including Moutier et al. (1998) et al. and Levy (2005). The researchers reported that increasing the salinity has increased the hydraulic conductivity of the soil. The purpose of this research was to evaluate saline water effect on unsaturated hydraulic properties and estimate these properties inversely using infiltration data.

### **Methodology**

The field experiments were carried out in 2012 at the research farm of Department of Irrigation and Reclamation Engineering, University of Tehran, Karaj, Iran. Soil sampling at three

depths for each treatment was carried out to determine soil texture based on the USDA soil classification.

A double ring infiltrometer was used to conduct the field infiltration to obtain estimates of the soil hydraulic properties. Soil samples were collected additionally at depths of 0–60 cm at various measurement locations using a soil ring (height = 5 cm, diameter = 5 cm). In all samples were collected to determine for each location the initial water content,  $\theta_i$ , the bulk density,  $\rho_b$ , the total porosity,  $\varepsilon$ , and the residual water content,  $\theta_r$  (the latter simply approximated initially by the wilting point). Due to the nature of the research, this experiment was conducted in the form of a completely randomized block design. The area of each plot was approximately 16 square meters ( $4 \times 4$ ). Three levels of water salinity (EC) 1.1, 2.2 and 8.5 ds/m were used. Soil hydraulic parameters were determined by direct method for three treatments and three different depths. Soil hydraulic parameters were estimated by inverse solution using HYDRUS-1D model. In addition, the most sensitive van-Genuchten parameters to soil water infiltration data were inversely estimated due to limitation in estimating several parameters simultaneously. Results were evaluated using statistical parameters, including the coefficient of determination ( $R^2$ ) and the root mean square error (*RMSE*).

### Results and Discussion

According to the simulation targets in the study area, the sensitivity analysis of the the cumulative infiltration was calculated in soil. The highest sensitivity coefficient belonged to  $n$ ,  $\theta_s$  and  $K_s$ , respectively. These three parameters are considered as the most sensitive input parameters in the sensitivity analysis of water and soil models (Hopmans and Simunek, 1999 & Mau et al., 2013). According to the results of cumulative infiltration of water in soil, there was no significant difference between all three treatments. Cumulative infiltration values have decreased with increasing salinity in the studied treatments.

The final cumulative infiltration after 240 minutes in the first, second and third treatments was 22.87, 16.83 and 16.53 cm, respectively. Also, the results of the ANOVA and variance analysis test in Minitab statistical software showed that there was no significant difference between the final cumulative infiltration values of three treatments after four hours with three replications and 95% confidence.

The values of infiltration coefficients of the Phillip equation, soil saturated hydraulic conductivity estimated by reverse method and statistical indices ( $R^2$  and *RMSE*) are determined for evaluating the measured and estimated infiltration values for treatments. The results showed that,  $S$  and  $K_s$  decreased with increasing soil salinity. While the coefficient  $A$  did not show a clear trend with increasing salinity. There is a significant difference between the estimated hydraulic conduction values by inverse method and the coefficient  $A$  in all three treatments. Comparison of measured and simulated values of unsaturated hydraulic conductivity was performed using the t-paired comparison test in Minitab software. The results shown, the estimated curve of the model simulation results is well correlated with the measured values. Therefore, the model has a high potential for inverse modeling of soil hydraulic parameters using infiltration data. Unsaturated hydraulic conductivity values, in contrast to expectations, decreased by increasing of the salinity.

### Conclusions

According to the results, salinity had no significant effect on soil water infiltration and soil hydraulic conductivity variations. Values of  $R^2$  coefficient were found 0.75, 0.85 and 0.82, for EC of 1.1, 2.2 and 8.5 ds/m, respectively, indicating a good correlation between simulated and measured values of cumulative infiltration data by using inverse solution. Measured and simulated values of unsaturated soil hydraulic conductivity were also very good fitted. As a result, the unsaturated soil hydraulic conductivity could be inversely estimated using the measured infiltration data through the double ring method.

**References**

- 1- Abbasi, F. and Tajik, F. 2007. Estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from field experiments using inverse modeling. *Journal of Water and Soil Science*, 11(1), 111-122. (In Persian).
- 2- Hopmans, J. W. and Simunek, J. 1999. Review of inverse estimation of soil hydraulic properties. *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous Media* (pp. 643-659). Riverside, CA: University of California.
- 3- Mao, D., Yeh, T. C. J., Wan, L., Hsu, K. C., Lee, C. H. and Wen, J. C. 2013. Necessary conditions for inverse modeling of flow through variably saturated porous media. *Advances in Water Resources*, 52, 50-61.
- 4- Prasad, K. H., Ojha, C. S. P., Chandramouli, P. N. and Madramootoo, C. A. 2010. Estimation of unsaturated hydraulic parameters from infiltration and internal drainage experiments. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 136(11), 766-773.
- 5- Rashid, N. S. A., Askari, M., Tanaka, T., Simunek, J. and van Genuchten, M. T. 2015. Inverse estimation of soil hydraulic properties under oil palm trees. *Geoderma* 241–242, 306–312.
- 6- Simunek, J. and van Genuchten, M. Th. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Resour. Res.* 32(9), 2683–2696.