علوم و مهندسی آبیاری جلد ۴۰، شماره‌ی٤، زمستان ۹۶، ص. ۱۵-۱

برآورد پارامترهای هیدرولیکی خاک با استفاده از سطح ویژه ی هوا- مایع در اطراف ذرات آن به روش معکوس

زهرا میرصفی[۱]، شاهرخ زندپارسا[۲] و مهدی مهبد[۳]

۱-دانشجوی سابق بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز.

۲*- نویسنده مسئول، استاد بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز.zandparsa@yahoo.com

۳-استادیار بخش علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه جهرم.

تاریخ دریافت:۹۴/۹/۲۲ تاریخ پذیرش: ۹۵/۱/۳۱

چکیده

برای اندازه‌گیری پارامترهای هیدرولیکی خاک، انجام روش های آزمایشگاهی و مزرعه ای علاوه بر وقت گیر بودن، نیاز به هزینه‌های بسیاری دارند. امروزه استفاده از روش‌های معکوس مورد استقبال بسیاری از پژوهشگران قرار گرفته است. در این پژوهش با استفاده از منحنی مشخصه محاسبه شده از معادله ون گنوختن و هم چنین تابع هدایت هیدرولیکی - رطوبت حاصله از روش سطح ویژه هوا- مایع در اطراف ذرات خاک، پارامترهای هیدرولیکی خاک به روش معکوس در شرایط مزرعه و با استفاده از سعی و خطا بهینه شدند. در هشت آزمایش، کرت‌هایی به ابعاد ۲ در۲ متر، تا عمق تقریبی یک متر، رطوبت خاک نزدیک به اشباع رسانده شد و با کشیدن پلاستیک بر روی آنها از تبخیر جلوگیری گردید. در نیمرخ خاک تا عمق ۹۰ سانتی‌متر، رطوبت و فشار آب خاک در اعماق مختلف و زمان‌های مختلف تا حدود ۱۰ تا ۱۵ روز اندازه گیری گردید. با روش معکوس پارامترهای هیدرولیکی خاک با این روش جدید برآورد و با دیگر روش‌های به‌کار گرفته شده مقایسه گردید. نتایج نشان داد که این مدل نسبت به مدل‌هایی که در آن‌ها هدایت هیدرولیکی خاک با معادله ون گنوختن محاسبه شده بود، خطای کمتری داشت. نتایج نشان دادند که رطوبت خاک با مقدار ریشه متوسط مربع خطای نرمال شده کمتر از ۰/۱ (در حد عالی) شبیه‌سازی گردید.

کلید واژه‌ها: سطح ویژه هوا-مایع، منحنی مشخصه آب خاک، روش معکوس، بهینه سازی، پارامترهای هیدرولیکی خاک.

مقدمه

روش‌های مختلفی برای برآورد عوامل هیدرولیکی خاک ارائه شده اند که از آن جمله می‌توان به روابط تجربی، روابط تحلیلی و همچنین روش‌های معکوس اشاره نمود. از آنجایی که استفاده از روابط تجربی و تحلیلی با مشکلات متعددی همراه است، استفاده از روش معکوس مورد استقبال پژوهشگران زیادی (چله و همکاران[۱]، ۲۰۱۳، ریتر و همکاران[۲]، ۲۰۰۴، ولینگ و همکاران[۳]، ۲۰۰۸) قرار گرفته شده است.

با توجه به اینکه اکثر فرایندهای آب خاک در حالت غیر اشباع انجام می شود، در این حالت روابط آب و خاک بسیار پیچیده می شود، زیرا برخی خصوصیات فیزیکی خاک همراه با تغییر درجه اشباع، تغییر پیدا کرده و حالت ماندگار ندارند. به همین دلیل در حل مسائل مربوط به جریان غیر اشباع علاوه بر وارد شدن فرضیات زیاد، راه حل‌های تحلیلی جای خود را به روش‌های عددی و تقریبی می‌دهند. تاکنون مدل‌های مختلفی برای بیان روابط آب در خاک ارائه شده است. مدل‌هایی که تاکنون ارائه شده‌اند بیشتر بر پایه شبیه سازی مقدار رطوبت خاک در زمان‌های مختلف یا در حالت‌های مختلف استوار می‌باشند.

در همه معادله‌هایی که برای شبیه سازی حرکت آب در خاک ارائه شده اند، ضرائبی وجود دارند که به عنوان ضرائب ثابت معادله در نظر گرفته می‌شوند. در پژوهش‌هایی که در زمینه‌ی روابط آب و خاک انجام می‌گیرد، این ضرائب را عوامل هیدرلیکی می‌نامند. در میان معادله‌ها ارائه شده، معادله ون گنوختن[۴] (۱۹۸۰) از سایرین پرکاربردتر می‌باشد به همین دلیل ضرائب این معادله (شامل ضرایب معادله ون گنوختن n و α ، رطوبت باقی‌مانده و رطوبت اشباع به همراه هدایت هیدرولیکی اشباع خاک) به‌عنوان عوامل هیدرولیکی خاک شناخته می‌شوند. اهمیت تعیین عوامل هیدرولیکی خاک از آن رو است که با داشتن این عوامل و همچنین حل معادله ریچاردز[۵] (۱۹۳۱) می‌توان مقدار رطوبت را در زمان‌های مختلف بر اساس مکش خاک شبیه سازی نمود. در علوم آب و خاک، تعیین پارامترهای هیدرولیکی خاک و در پی آن یافتن

1- Schelle *et al.*
2- Ritter *et al.*
3- Wohling *et al.*
4- van Genuchten.
5- Richards.

منحنی مشخصه و هدایت هیدرولیکی خاک ، نقش مهمی‌در محاسبات مربوط به این علوم دارد که از جمله‌ی این موارد می‌توان به طراحی سیستم‌های آبیاری و زهکشی و مسائل هیدرولوژی اشاره کرد.

در روش معکوس معمولاً بهینه سازی با کمینه کردن یک تابع هدف صورت می‌گیرد که تابع هدف به‌صورت مربع تفاضل بین مقادیررطوبت و فشار آب خاک شبیه‌سازی شده و مقادیر اندازه‌گیری شده تعریف می‌شود. در این روش عوامل هیدرولیکی خاک را آن‌قدر تغییر می‌دهند تا مقدار رطوبت شبیه‌سازی شده به مقدار اندازه گیری شده نزدیک شود و تابع هدف به مقدار کمینه خود برسد. از آنجایی که محاسبات مربوط به این نوع بهینه‌سازی وقت گیر و مشکل است، لذا از مدل‌های رایانه‌ای برای انجام انها استفاده می‌شود. زندپارسا[1] (۲۰۰۱) مدل[2] ESHPIM را ارائه داد که در آن با استفاده از روش نیوتن- رافسون مقدار بهینه عوامل هیدرولیکی خاک حاصل می شد. از آنجایی که این مدل عوامل هیدرولیکی را به‌صورت همزمان بهینه می کرد، اجرای مدل وقت گیر بوده و در صورتیکه مقادیر اولیه ورودی مدل با مقدار واقعی تفاوت قابل ملاحظه‌ای داشته باشد ممکن است مدل به جواب مناسب نرسد. مهبد و زندپارسا[3] (۲۰۱۰) مدل ESHPIM2 را ارائه نمودند که در آن از الگوریتم ژنتیک[4] برای انجام روند بهینه سازی استفاده شده بود. این مدل مشکل مدل قبلی را نداشته و نیازی به داده ورودی نسبتاُ دقیق نمی‌باشدکه البته همین مسئله باعث افزایش زمان اجرای مدل شد. از معایب دیگر این مدل آن است که در ازای اجرای هر بار مدل، جواب‌های کاملاً یکسان حاصل نمی‌شود که این مسئله به دلیل ماهیت الگوریتم ژنتیک, بود.

کمالی و زندپارسا[5] (۲۰۱۶)مدل[6] EISHPرا برای برآورد پارامترهای هیدرولیکی خاک به روش معکوس با استفاده از بهینه نمودن هر پارامتر در شرایط مزرعه ارائه کرد. در این روش مقدار مجموع مربع اختلاف بین مقادیر اندازه گیری شده و شبیه سازی شده رطوبت و مکش خاک در اعماق و زمان‌های مختلف تابع هدف، برای هر پارامتر محاسبه و سپس مقدار بهینه آن پارامتر تعیین شد. برای سایر پارامترها نیز این مرحله انجام شد و این روند تا رسیدن به کمینه تابع هدف در هر آزمایش تکرار گردید. در روش کمالی و زندپارسا (۲۰۱۶)، مانند روش ارائه شده توسط زندپارسا (۲۰۰۱) در مدل ESHPIM، از روش نیوتن- رافسون برای بهینه سازی استفاده شد با این تفاوت که عوامل هیدرولیکی به‌صورت همزمان بهینه سازی نمی‌شدند بلکه انجام بهینه سازی عوامل هیدرولیکی خاک به‌صورت مجزا و متناوب انجام می‌گرفت به این صورت که مقدار مجموع مربع اختلافات بین مقادیر اندازه گیری شده و شبیه‌سازی شده رطوبت و مکش خاک در اعماق و زمان‌های مختلف (تابع هدف)، برای هر پارامتر محاسبه و سپس مقدار بهینه آن پارامتر تعیین می‌شد. برای سایر پارامترها نیز این مرحله انجام می‌شد و این روند تا رسیدن به کمینه تابع هدف در هر آزمایش تکرار می‌شد.

زند پارسا و سپاسخواه[7] (۲۰۰۴) روش جدیدی را برای برآورد هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک ارائه کردند. آن‌ها توانستند یک تابع هدایت هیدرولیکی جدید برای خاک $K(\theta)$، K *هدایت* هیدرولیکی و θ رطوبت حجمی خاک می باشد) با استفاده از منحنی مشخصه‌ی رطوبتی خاک، سطح ویژه‌ی هوا – مایع بین ذرات خاک (A_{ws}) و عامل اعوجاج (ξ) به‌دست آورند. حل عددی این معادله توسط زندپارسا (۲۰۰۶) در محیط ویژوال بیسیک (مدل UNSATK) نوشته شد. در این پژوهش هدایت هیدرولیکی خاک بر اساس منحنی مشخصه‌ی رطوبتی خاک و سطح ویژه‌ی هوا – مایع برآورد شد.

اهداف این پژوهش شامل موارد زیر بودند:

در این تحقیق مدل ESHPIM4 برای برآورد پارامترهای هیدرولیکی خاک (هدایت هیدرولیکی اشباع، رطوبت اشباع، رطوبت باقیمانده، ضرایب n و α) با استفاده از سطح تماس هوا- مایع در اطراف ذرات خاک در شرایط مزرعه به روش معکوس در محیط ویژوال بیسیک ارائه شد. همچنین منحنی مشخصه‌ی رطوبتی خاک با روش ون گنوختن (۱۹۸۰) و تابع $K(\theta)$ بر اساس سطح ویژه هوا – مایع در اطراف ذرات خاک (زندپارسا، ۲۰۰۶) منظور شد سپس مدل ESHPIM4 برای برآورد پارامترهای هیدرولیکی خاک، با استفاده از آزمایش‌های انجام شده ارزیابی می شود.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش به منظور بهینه سازی پارامترهای هیدرولیکی خاک، ابتدا مقادیر اولیه ورودی با استفاده از پژوهش کمالی و زندپارسا (۲۰۱۶)وارد مدل شدند. در این حالت تابع هدف برآورد شد و به ترتیب مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک، ضرایب معادله ون گنوختن و رطوبت باقیمانده بهینه شدند. روند بهینه سازی به این صورت بود که ابتدا با تغییر ۰/۱ مقدار پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع، مقدار تابع هدف مشخص شد و این روند تا کمینه شدن تابع هدف ادامه یافت. سپس با تغییر ۰/۱ مقدار پارامتر n مقدار کمینه تابع هدف مشخص شد و به همین ترتیب مقادیر α و رطوبت باقیمانده نیز بهینه شدند و بعد از این مرحله به بهینه سازی مقدار ۰/۰۱ پارامترها به همان ترتیبی که ذکر شد، پرداخته شد و اعمال تغییرات تا کمینه شدن تابع هدف ادامه یافت. این روند تا بهینه شدن ۰/۰۰۰۱مقدار تغییرپارامترها برای کمینه

1 - Zand-Parsa
2- Estimation of Soil Hydraulic Parameters by Inverse Method
3- Mahbod and Zand-parsa
4 -Genetic algorithm
5 - Kamali and Zand-Parsa
6-Estimation of Individual Soil Hydraulic Parameters
7 - Zand-Parsa and Sepaskhah

کردن تابع هدف ادامه یافت و در نهایت مقدار بهینه پارامترهای هیدرولیکی به‌دست آمد.

همان‌طور که مشخص است، برای استفاده از روش معکوس در برآورد پارامترهای هیدرولیکی خاک، نیاز به داده‌های حاصل از آزمایش می‌باشد که این آزمایش‌ها در کرتی به ابعاد ۲ در ۲ متر در کوشکک و هفت خاک در اراضی دانشکده کشاورزی در استان فارس انجام گردیده که خاک آن تا عمق تقریبی یک متر به مقدار نزدیک به اشباع رسانده می شد. سپس با کشیدن پلاستیک بر روی کرت از تبخیر جلوگیری می شد. در زمان‌های مختلف تا حدود ۱۰ تا ۱۵ روز رطوبت و فشار آب در خاک اندازه‌گیری می‌شد. این آزمایش‌ها توسط زندپارسا (۲۰۰۱) یک آزمایش، مجنونی (۱۳۸۴) یک آزمایش، مهبد (۱۳۸۶) چهار آزمایش و نهضتی پاقلعه (۱۳۸۷) دو آزمایش و در مجموع هشت آزمایش، قبلاً انجام شده بود. زندپارسا (۲۰۰۱) آزمایش‌های خود را در خاک سری دانشکده (ب)، مجنونی هریس (۱۳۸۴) در خاک سری دانشکده (د)، مهبد (۱۳۸۶) در خاک‌های سری کوی اساتید، رامجردی، پمپ نمازی و دانشکده (الف) و نهضتی پاقلعه (۱۳۸۷) در خاک سری دانشکده (ج) و کوشکک (در سالهای ۱۳۷۹ تا ۱۳۸۶)، انجام داده اند که این خاک‌ها دارای بافت های لوم، لوم رسی و لوم رسی سیلتی بودند. مقدار شوری در این خاک‌ها ناچیز و در خاک‌های مختلف کمتر از ۰/۵ دسی‌زیمنس بر متر(زندپارسا، ۲۰۰۱ ،زندپارسا و همکاران، ۱۳۹۴) گزارش شده است. مقادیر گزارش شده برای بافت خاک ،درصد رطوبت اشباع و هدایت هیدرولیکی اشباع برای خاک های مورد بررسی در جدول(۱) نشان داده شده است.

در این پژوهش از معادله ون گنوختن(۱۹۸۰) و معادله ریچاردز(۱۹۳۱) برای محاسبات مربوط به رطوبت و مکش استفاده شد و معادله ی ارائه شده توسط زندپارسا و سپاسخواه(۲۰۰۴)، (بر اساس سطح ویژه هوا–مایع در اطراف ذرات خاک) برای محاسبه تابع هدایت هیدرولیکی – رطوبت (K-θ) استفاده شد.

برای برقراری رابطه بین h-θ (h: فشار آب خاک) از معادله ون گنوختن به شرح زیر استفاده می‌شود:

$$S_e = [\frac{1}{1+(\alpha \times |h|)^n}]^m \qquad (۱)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \qquad (۲)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n} \qquad (۳)$$

در معادله‌های فوق θ_s وθ_r بترتیب برابر رطوبت حجمی‌اشباع و رطوبت باقیمانده در خاک می‌باشد. همچنین α، n و m ضرایب معادله‌ی ون گنوختن می‌باشد. هم چنین برای برقراری رابطه بین $K-\theta$ از روش ارائه شده توسط زندپارسا و سپاسخواه (۲۰۰۴) بر اساس سطح ویژه هوا- مایع بین ذرات خاک به شرح زیر استفاده می‌شود.

$$K(\theta) = \frac{\rho_w g}{3\mu}\left[\frac{\nu_s(t_1)\, t_1^3\, A_{ws1}}{\xi(A_{ws1})} + \int_{A_{ws1}}^{A_{ws}} \frac{\nu_s(t) t^3 dA_{ws}}{\xi(A_{ws})}\right] \qquad (۴)$$

که در آن ρ_w چگالی آب (کیلوگرم بر مترمکعب)، g شتاب ثقل (متر بر مجذور ثانیه)، μ لزوجت دینامیکی آب (کیلوگرم بر متر ثانیه)، νعامل کاهنده $K(\theta)$ برای در نظر گرفتن اثر تغییرات لزوجت آب در اطراف ذرات خاک ، t ضخامت آب در اطراف ذرات خاک، A_{ws}سطح ویژه‌ی هوا – مایع در اطراف ذرات خاک (سطح هوا – مایع در اطراف ذرات خاک در واحد حجم خاک) و ξ ضریب اعوجاج (نسبت مسیر واقعی حرکت آب به مسیر مستقیم حرکت آب) می‌باشد. $\xi(A_{ws})$ توسط معادله‌ی زیر بیان می‌شود :

$$\xi(A_{ws}) = (\frac{A_{ws}}{f})^{Tr} \qquad (۵)$$

f عامل مربوط به ابعاد مورد استفاده است، وقتی که A_{ws} برحسب واحد یک بر سانتی‌متر باشد مقدار آن برابر ۱ است و وقتی که A_{ws} برحسب واحد یک بر متر باشد، مقدار آن برابر ۱۰۰ است. Tr عامل اعوجاج است و برای یک نمونه خاک ثابت است و از روی منحنی مشخصه رطوبتی خاک و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به دست می‌آید. برای به کار بردن این روش جدید برای برآورد $K(\theta)$ لازم است تا منحنی مشخصه رطوبتی خاک و همچنین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک وجود داشته باشد.

جدول ۱- متوسط مقادیر بافت، درصد رطوبت اشباع و هدایت هیدرولیکی اشباع در لایه سطحی خاک‌های مورد بررسی

ردیف	نام خاک	عمق (سانتیمتر)	بافت خاک	رطوبت اشباع	هدایت هیدولیکی اشباع (متر بر ثانیه)
۱	کوی اساتید*	۰-۳۰	لوم	۰/۳۸	۰/۰۰۰۰۰۸۸۱
۲	دانشکده (الف)*	۰-۳۰	لوم رسی	۰/۴۳	۰/۰۰۰۰۰۵۶۰
۳	پمپ نمازی*	۰-۳۰	لوم سیلتی رسی	۰/۴۶	۰/۰۰۰۰۰۳۹۹
۴	رامجردی*	۰-۳۰	لوم رسی	۰/۴۵	۰/۰۰۰۰۰۳۱۱
۵	دانشکده (ب)+	۰-۳۰	لوم رسی	nm	nm
۶	کوشکک-	۰-۳۰	لوم رسی سیلتی	۰/۴۴۳	nm
۷	دانشکده (ج)-	۰-۳۰	لوم رسی	۰/۴۴۶	nm
۸	دانشکده (د)$	۰-۳۰	لوم رسی	nm	nm

*مهبد و زند پارسا(۲۰۱۰)، + زندپارسا (۲۰۰۱)، - نهضتی پاقلعه (۱۳۸۷) و مجنونی هریس (۱۳۸۴)، nm اندازه گیری نشده است.

حل تحلیلی برای معادله‌ی ارائه شده توسط زند پارسا و سپاسخواه(۲۰۰۴)جهت پیش بینی تابع هدایت هیدرولیکی- رطوبت بسیار پیچیده و وقت گیر بود. زندپارسا(۲۰۰۶) یک روش عددی را برای حل معادله (۴) ارائه کرد. مدل *UNSATK* توسط زندپارسا(۲۰۰۶) در محیط ویژوال بیسیک برای حل عددی معادله و به دست آوردن رابطه‌ی بین هدایت هیدرولیکی و رطوبت نوشته شد. عامل اعوجاج خاک(T_r) به وسیله روش نیوتن رافسون و با کمینه کردن اختلاف بین هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه گیری شده و برآورد شده به دست می‌آید(زندپارسا، ۲۰۰۶). برنامه کامپیوتری *UNSATK* با استفاده از عوامل هیدرولیکی خاک $(\alpha, n, \theta_s, \theta_r)$ و یک مقدار اندازه گیری شده هدایت هیدرولیکی (مثلا هدایت هیدرولیکی اشباع)، تابع هدایت هیدرولیکی خاک را برآورد می کرد.

حل تحلیلی معادله (۴) خیلی وقت گیر است و در آن محدوده پایین انتگرال $[A_{ws}(\theta)]$ با مقادیر بیشینه ضخامت آب در اطراف ذرات خاک $[t(\theta)]$ تغییر می‌کند. رابطه بین $A_{ws}(\theta)$ و $\beta(\ )t^3\theta(\ )$ که در آن $\beta(\theta)=\frac{\rho_w g}{3\mu}\left(\frac{\nu_s(\theta)}{\xi(\theta)}\right)$ می‌باشد. با در نظر گرفتن یک مقدار کوچک برای $\Delta\theta$ (مثلا ۰/۰۰۰۱)، مقدار $K(\theta)$ به صورت زیر بیان می شود:

$$K(\theta)=\bar{\beta}(\theta)\left[t^3(\theta)-t^3(\theta-\Delta\theta)\right]\bar{A}_{ws}(\theta)+K(\theta-\Delta\theta) \quad (۶)$$

$$\bar{\beta}(\theta)=\frac{\rho_w g}{3\mu}\left(\frac{\bar{\nu}_s(\theta)}{\bar{\xi}(\theta)}\right) \quad (۷)$$

که در آن مقدار $K(\theta-\Delta\theta)$ به وسیله محاسبات مرحله قبل تعیین می‌شود و $\bar{\nu}_s(\theta)$، $\bar{\xi}(\theta)$ و $\bar{A}_{ws}(\theta)$ به ترتیب مقادیر متوسط عامل کاهنده $K(\theta)$ برای در نظر گرفتن اثر تغییرات لزوجت آب در اطراف ذرات خاک، ضریب اعوجاج و سطح ویژه هوا- مایع در اطراف ذرات خاک در محدوده المان $\Delta\theta$ بین مراحل j و $j-1$ می‌باشند. معادله (۶) را می‌توان به راحتی با برنامه کامپیوتری *UNSATK* حل نمود و با استفاده از عوامل هیدرولیکی خاک ($\alpha, n, \theta_r, \theta_s$) و یک مقدار اندازه گیری شده هدایت هیدرولیکی (مثلا هدایت هیدرولیکی اشباع) می‌توان تابع هدایت هیدرولیکی خاک را برآورد کرد. مسیر اجرایی و نحوه محاسبات برای تعیین منحنی $K-\theta$ در شکل(۱) ارائه شده است. عوامل معادله‌های (۶) و (۷) به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$\theta=\theta_r+j\Delta\theta \quad (۸)$$

$$\bar{t}(\theta)=\frac{t(\theta)+t(\theta-\Delta\theta)}{2} \quad (۹)$$

$$\bar{A}_{ws}(\theta)=\frac{A_{ws}(\theta)+A_{ws}(\theta-\Delta\theta)}{2} \quad (۱۰)$$

$$\bar{\nu}_s(\theta)=2-\frac{1}{1-e^{-1.075(\bar{t}(\theta)\times 10^9)^{0.341}}} \quad (۱۱)$$

$$\bar{\xi}(\theta) = \left(\frac{(A_{ws}(\theta) + A_{ws}(\theta - \Delta\theta))}{2f}\right)^{Tr} \qquad (۱۲)$$

برآورد عامل اعوجاج

در معادله (۱۲) مقدار عامل اعوجاج خاک (T_r) با سعی و خطا برآورد می‌شود. زندپارسا(۲۰۰۶) مقدار عامل اعوجاج خاک (T_r) را برای یک نمونه خاک، به وسیله کمینه کردن مجذور اختلافات بین مقادیر برآورد شده و اندازه گیری شده هدایت هیدرولیکی اشباع خاک برآورد کرد.

که. مقدار عامل اعوجاج خاک (T_r) به وسیله کمینه کردن مجذور اختلافات بین مقادیر برآورد شده و اندازه گیری شده هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (SE) با روش نیوتن- رافسون، برآورد می‌شود. برای یک منحنی مشخصه رطوبتی خاک معین و برای یک اختلاف رطوبت معلوم($\Delta\theta$)، (مثلا ۰/۰۰۰۱) و یک مقدار انتخابی عامل اعوجاج(T_r)، مقدار هدایت هیدرولیکی خاک $K(\theta)$ از $\theta_r + \Delta\theta$ تا $\theta_s - \Delta\theta$ به وسیله معادله (۶) برآورد می‌شود. با استفاده از مقدار انتخابی برای عامل اعوجاج (T_r^j) در مرحله j ، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (K_{s1}^j) در مرحله j ، به وسیله معادله (۶) برآورد می‌شود. سپس T_r^j بوسیله ΔT_r افزایش داده می‌شود و مجددا مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (K_{s2}^j) محاسبه می‌شود. مقدار عامل اعوجاج برای تکرار بعدی T_r^{j+1} به وسیله روش نیوتن رافسون برآورد می‌شود:

$$T_r^{j+1} = T_r^j - \frac{\left(K_{s1} - K_{sm}\right)^2}{\frac{\left(K_{s2}^j - K_{sm}\right)^2 - \left(K_{s1}^j - K_{sm}\right)^2}{\Delta T_r}} \qquad (۱۳)$$

که در آن T_r^j و T_r^{j+1} به ترتیب مقادیر برآورد شده عامل اعوجاج برای تکرار قبلی و مقدار تصحیح شده آن برای تکرار بعدی هستند، K_{sm} هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه گیری شده، K_{s1}^j و K_{s2}^j به ترتیب مقادیر برآورد شده هدایت هیدرولیکی خاک در عامل اعوجاج T_r^j و $T_r^j + \Delta T_r$ هستند. مقدار T_r نهایی هنگامی حاصل می‌شود که شرط زیر برقرار باشد $\varepsilon \rangle \frac{\left|K_{sm} - K_{s1}\right|}{K_{sm}}$ که ε مقدار کوچکی است(مثلا ۰/۰۰۱).

برنامه کامپیوتری *UNSATK* به زبان ویژوال بیسیک برای برآورد مقدار T_r بر اساس منحنی مشخصه رطوبتی خاک و K_{sm} نوشته شد (زندپارسا، ۲۰۰۶). مقادیر $K(\theta)$ از رطوبت خاک $\theta_r + \Delta\theta$ تا $\theta_s - \Delta\theta$ برآورد می‌شود. در شکل(۵) مسیر اجرایی برنامه *UNSATK* برای برآورد تابع هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از پارامترهای منحنی مشخصه خاک (معادله ون‌گنوختن،۱۹۸۰) نشان داده شده است.

از جمله معادله‌هایی که برای حرکت آب در خاک از آن استفاده می‌شود، معادله ریچاردز (۱۹۳۱) می‌باشد که به صورت زیر تعریف شده است (هیلل، ۱۹۹۸):

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla\left[K(\theta)\nabla H\right] \qquad (۱۴)$$

که در آن θ رطوبت حجمی‌خاک، t زمان، $K(\theta)$ معرف هدایت هیدرولیکی به‌صورت تابعی از رطوبت خاک (متر بر ثانیه) و ∇H گرادیان هیدرولیکی است که می‌تواند ناشی از مکش و ثقل باشد.دانشمندان زیادی روی این معادله کار کرده اند و معادله فوق را به صورت یک بعدی نیز ارائه داده اند:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K\left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1\right)\right) \qquad (۱۵)$$

که در آن h فشار آب در خاک (متر) می‌باشد. اگر در معادله (۱۵) از قضیه زنجیری استفاده شود، خواهیم داشت:

$$CW\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K\left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1\right)\right) \qquad (۱۶)$$

که در آن CW ظرفیت ویژه رطوبتی خاک می‌باشد و برابر $\frac{\partial\theta}{\partial h}$ می‌باشد. برای حل معادله (۱۶) می‌توان از روش‌های حل عددی و تحلیلی بهره برد. اما از آنجایی که حل تحلیلی بجز در موارد خاص امکان پذیر نیست، استفاده از حل عددی رواج دارد. برای حل عددی معادله (۱۶) دانشمندان زیادی تلاش نموده اند؛ که از آن جمله می‌توان به هیلل[1](۱۹۹۸) وکمپل[2] (۱۹۸۵) اشاره نمود. بدون توجه به شرایط مرزی و اولیه و از طریق حل عددی می‌توان معادله (۱۷) را به معادله زیر تبدیل کرد:

$$\begin{aligned}&\frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} \times CW^{j+\frac{1}{2}} \\ &= K_{i-\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}\left[\frac{\beta\left(h_{i-1}^j - h_i^j\right) + \varepsilon\left(h_{i-1}^{j+1} - h_i^{j+1}\right) + \Delta Z}{\Delta z^2}\right] \\ &- K_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}\left[\frac{\beta\left(h_i^j - h_{i+1}^j\right) + \varepsilon\left(h_i^{j+1} - h_{i+1}^{j+1}\right)}{\Delta Z^2}\right] + SW_i\end{aligned} \qquad (۱۷)$$

1 - Hillel
2 - Campbell

کـه در آن، i مربـوط بـه لایـه‌هـای مختلـف مـی‌باشـد و بالانویس j مربوط به زمان می‌باشد، Δt فاصله‌ی زمانی بـین دو گره متوالی و SWi حجم آب جذب شده توسـط ریشـه گیـاه در واحد حجم خاک در واحد زمان (یک بر ثانیه) می‌باشـد. در ایـن معادله مقادیر در زمان $\boldsymbol{j}$ معلوم و مقادیر در زمـان $\boldsymbol{j+1}$ مجهـول می‌باشد.

محققین زیادی در تحقیقات خود (کمپل (۱۹۸۵و۱۹۹۱)، و زندپارسا (۲۰۰۱))، مقادیر $K^{j+\frac{1}{2}}$، $CW^{j+\frac{1}{2}}$، ε و β را به ترتیب برابر با K^{j}، CW^{j}، صفر و ۱ در نظر گرفته اند. کمپل (۱۹۸۵) مقدار ۱ را برای ε و مقدار صفر را برای β در نظر گرفت و نتایج قابل قبولی به‌دست آورد. بر این اساس، معادله (۱۷) بصورت زیر تبدیل می‌شود:

$$\begin{aligned}&\frac{h_i^{j+1}-h_i^j}{\Delta t}\times CW_i\\&=K^i_{i-\frac{1}{2}}\left(\frac{h_{i-1}^{j+1}-h_i^{j+1}+\Delta z}{\Delta z^2}\right)\\&-K^j_{i+\frac{1}{2}}\left(\frac{h_i^{j+1}-h_{i+1}^{j+1}+\Delta z}{\Delta z^2}\right)+SW_i\end{aligned}\qquad(۱۸)$$

اگر تبخیر (E) و آبیاری (IR) برابر صفر باشـند، معادلـه‌ی (۱۸)، برای لایه سطحی، به شکل زیر تبدیل می‌شود:

$$\begin{aligned}&\frac{h_1^{j+1}-h_1^j}{\Delta t}\times CW_1\\&=-K^j_{1+\frac{1}{2}}\left(\frac{h_1^{j+1}-h_2^{j+1}+\Delta z}{\Delta z^2}\right)\end{aligned}\qquad(۱۹)$$

با توجه به مطالب گفته شده در روش معکوس، نحـوه کـار به این صورت است که پارامترهای هیدرولیکی خـاک(ضـرایب معادله ون‌گنوختن، هدایت هیدرولیکی اشباع، رطوبت باقیمانده و رطوبت اشباع) را بایستی طوری برآورد کرد که تـابع هـدف بـه مقدار کمینه خود برسد. تـابع هـدف بـه صـورت زیـر تعریـف می‌شود:

$$OF=\sum_{i=1}^{n_1}\left\{\begin{matrix}\sum_{j=1}^{n_2}\left[W_1(\theta^o_{i,j}-\theta^c_{i,j})\right]^2+\\\sum_{u=1}^{n_3}\left[W_2(h^o_{i,u}-h^c_{i,u})\right]^2\end{matrix}\right\}\qquad(۲۰)$$

که در آن، n_1 تعداد دفعات اندازه گیری، n_2 تعداد لایه‌هایی که در آنها رطوبت اندازه گیری شده است، n_3 تعداد لایه‌هـایی کـه در آنهـا فشـار آب در خـاک انـدازه گیـری شـده اسـت، بالانویس‌های $\boldsymbol{o}$ و $\boldsymbol{c}$ به‌ترتیـب نشـان دهنـده‌ی مقـادیر انـدازه گیری شده و محاسبه شده مـی‌باشـد، W_1 و W_2 فاکتورهـایی مقیاس که برای جمع دو پارامتر θ و h در تابع هدف، به‌کار برده می‌شود که علت وارد کردن ایـن فاکتورهـا ایـن اسـت کـه دو پارامتر θ و h دارای واحد مشترک نیستند.

W_1 و W_2 به‌صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$W_1=1\qquad(۲۱)$$

$$W_2=\frac{S_w}{S_h}\qquad(۲۲)$$

کـه در آن S_w: مجمـوع انـدازه گیریهـای رطوبـت و S_h: مجموع اندازه‌گیری‌های فشار آب خاک می‌باشد.

برای مقایسه نتایج حاصل از شبیه سازی مـدل بـا مقـادیر اندازه‌گیری شده، مقدار نسبی ریشه متوسـط مجمـوع خطـا[1] بـا استفاده از معادله (۲۳) محاسبه شد.

$$NRMSE=\frac{100}{\bar{O}}\sqrt{\frac{1}{u}\sum_{i=1}^{u}\left(P_i-O_i\right)^2}\qquad(۲۳)$$

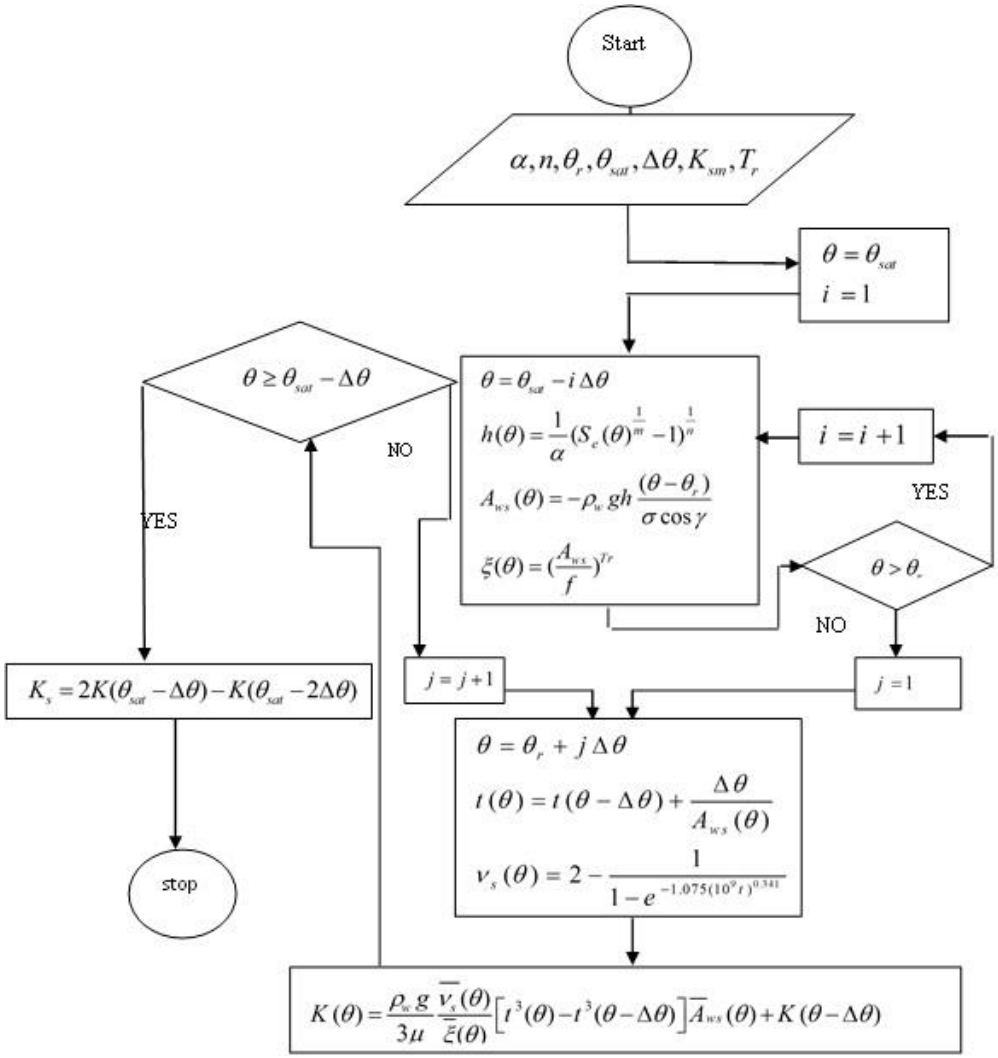
که در آن، Pi و Oi به ترتیب مقادیر شبیه سـازی شـده و برآورد شده، $\bar{O}$ متوسـط مقـادیر انـدازه‌گیـری شـده و n تعـداد اندازه‌گیری‌ها می‌باشد(کمالی و زندپارسا ،۲۰۱۶).

برای بررسی اختلاف بین مقادیر شبیه سازی شده و انـدازه گیری شده، مقدار میانگین انحراف نتایج[2] به شرح زیر محاسـبه شد.

$$MBE=\frac{1}{no}\sum_{i=1}^{no}\left(P_i-O_i\right)\qquad(۲۴)$$

که در آن no تعداد کل اندازه گیری‌ها است. هرچه مقـدار میانگین انحراف نتایج به صفر نزدیک‌تر باشد نشـانه‌ی کـارکرد بهتر مدل در پیش بینی مقادیر است. زمانی‌که میانگین انحـراف نتایج بزرگ‌تر از صفر باشد به معنای آن است که مقـادیر پـیش بینی مدل بزرگ‌تر از مقادیر اندازه‌گیری شده می‌باشد و به طـور متقابل زمانی‌که میانگین انحراف نتایج کوچک‌تر از صـفر باشـد برآورد شده مدل کوچک‌تر از مقادیر واقعی می‌باشد.

1-Normalized Root Mean Square Error(NRMSE)
2 -MBE



شکل ۱- مسیراجرایی ونحوه‌ی تعیین منحنی $K-\theta$ (زندپارسا، ۲۰۰۶).

نتایج و بحث

نتایج به‌دست آمده از بهینه سازی پارامترهای هیدرولیکی خاک در جدول (۲) ارائه شده است. همان‌طور که در جدول (۲) آمده است. در تمامی خاک ها مقادیر تابع خطا به دست آمده از مدل *ESHPIM4* از دو مدل*ESHPIM2* و *EISHP* که به ترتیب توسط مهبد و زندپارسا (۲۰۱۰) و کمالی و زندپارسا (۲۰۱۶) ارائه شده اند، کمتر می باشد. مدل *ESHPIM2* بر پایه الگوریتم ژنتیک می باشد و توانایی رسیدن به مقدار کمینه مطلق را ندارد و هم چنین در زمانی که مقادیر اولیه ورودی مدل با مقادیر واقعی تفاوت قابل ملاحظه ای داشته باشد این مدل به جواب نمی رسد. در مدل *EISHP* مقدار هدایت هیدرولیکی خاک بر اساس معادله ون گنوختن(۱۹۸۰) برآورد می شود و با استفاده از روش نیوتن رافسون بهینه سازی شده و توانایی رسیدن به مقدار کمینه مطلق را دارد. بنابراین با توجه به این موارد عملکرد مدل *ESHPIM4* از دو مدل مورد بررسی، بهتر می باشد.

همان‌طور که دیده می شود، تابع هدف به دست‌آمده در مدل *ESHPIM4* کمتر از مقادیر محاسبه شده در مدل های دیگر است. از آنجایی که در مدل *EISHP* روندکار مشابه با مدل ارائه شده می باشد، بنابراین می توان عملکرد بهتر مدل حاضر را در برآورد بهتر رابطه هدایت هیدرولیکی – رطوبت از مدل دانست.

چنانچه از جدول(۲) مشاهده می شود، هدایت هیدرولیکی برآورد شده در تمام حالت‌ها از مقدار اندازه‌گیری شده توسط نفوذسنج گلف (جدول ۱) کمتر می‌باشد. برای توجیه این مسئله می‌توان به این نکته اشاره نمود که هدایت هیدرولیکی اشباع به ساختمان خاک، بخصوص خلخل و فرج درشت، وابستگی زیادی دارد و از آنجایی که اندازه‌گیری‌های رطوبت و فشار آب خاک انجام شده در مزرعه در حالت غیر اشباع انجام شده است و در حالت غیر اشباع خلل و فرج درشت خاک از آب تهی می‌شوند، لذا مقدار بدست آمده برای هدایت هیدرولیکی از حالت اشباع کمتر می‌باشد (میناسنی و همکاران[1]، ۲۰۰۴ ، مهبد و زندپارسا، ۲۰۱۰).

1-Minasny *et al.*

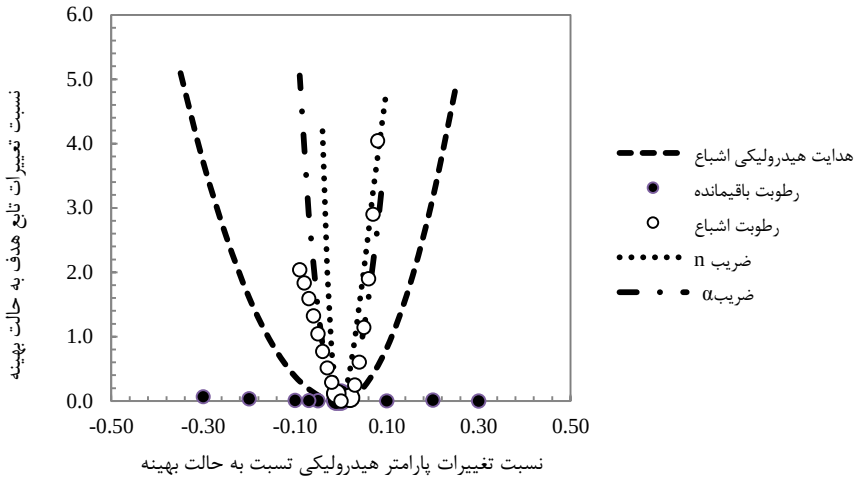
برای بررسی نحوه‌ی تغییر تابع هدف نسبت به تغییرات هر یک از عوامل هیدرولیکی خاک و مقایسه‌ی بین این تغییرات، شکل هایی همانند شکل(۲) برای تمامی خاک های مورد بررسی، ترسیم گردید. همان‌طور که در شکل (۲) مشاهده می کنید برای خاک سری کوی اساتید، حساسیت تابع هدف نسبت به عوامل هیدرولیکی متفاوت است به‌طوریکه کمترین حساسیت مربوط به رطوبت باقیمانده و بیشترین حساسیت به ترتیب مربوط به رطوبت اشباع، ضریب α، ضریب n و هدایت هیدرولیکی اشباع می‌باشد. بنابراین از آن جایی که حساسیت تابع هدف نسبت به رطوبت باقیمانده ناچیز است ، می توان از بهینه سازی رطوبت باقیمانده صرف نظر کرد. هم چنین به دلیل حساسیت زیاد تابع هدف نسبت به رطوبت اشباع و هم چنین سادگی اندازه گیری این پارامتر بهتر است مقدار این پارامتر از اندازه گیری به دست آید و در بهینه سازی شرکت داده نشود.

جدول ۲ - نتایج حاصله از مدل‌های *ESHPIM2*، *EISHP* و *ESHPIM4*.

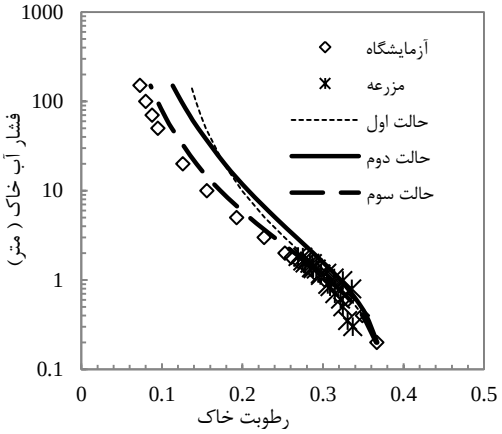
مشخصات خاک	روش	مقدار تابع خطا OF	هدایت هیدرولیکی اشباع (متر بر ثانیه)	ضریبα	ضریب n	رطوبت باقیمانده	رطوبت اشباع
کوی اساتید	ESHPIM2*	۰/۰۱۱۷۲	۰/۰۰۰۰۰۴۱۹	۱/۳۶۷	۱/۴۵۸	۰/۱	۰/۳۸
	EISHP**	۰/۰۱۱۶۸	۰/۰۰۰۰۰۶۲	۱/۵۷	۱/۳۸۴	۰/۱	۰/۳۸
	ESHPIM4	۰/۰۱۰۷	۰/۰۰۰۰۰۲۳	۱/۵۷	۱/۳۷۴	۰/۱	۰/۳۸
دانشکده(الف)	ESHPIM2	۰/۰۳۲۲	۰/۰۰۰۰۰۲۶۲	۱/۳۹۵	۱/۳۱۸	۰/۱	۰/۴۳
	EISHP	۰/۰۳۱۵	۰/۰۰۰۰۰۲۳۵	۱/۳۶۳	۱/۳۳۲	۰/۱	۰/۴۳
	ESHPIM4	۰/۰۳۱۱	۰/۰۰۰۰۹۲۷	۱/۲۵۹	۱/۳۴۸	۰/۱	۰/۴۳
پمپ نمازی	ESHPIM2	۰/۰۲۴۶	۰/۰۰۰۰۰۱۷۵	۱/۰۳۱	۱/۳۱۱	۰/۱	۰/۴۶
	EISHP	۰/۰۲۳۵	۰/۰۰۰۰۰۰۷۵۵	۰/۸۰۱	۱/۴۸۹	۰/۱	۰/۴۶
	ESHPIM4	۰/۰۲۲۸	۰/۰۰۰۰۰۰۴۲۳	۰/۸۰۱	۱/۴۹۲	۰/۱	۰/۴۶
رامجردی	ESHPIM2	۰/۰۱۴۳	۰/۰۰۰۰۰۱۶۵	۱/۰۲۵	۱/۴۱۲	۰/۱	۰/۴۵
	EISHP	۰/۰۱۴۲	۰/۰۰۰۰۰۱۵۷	۱/۰۱۳	۱/۴۱۲	۰/۱	۰/۴۵
	ESHPIM4	۰/۰۱۳۹	۰/۰۰۰۰۰۰۷۶	۱/۰۱۳	۱/۴۱۱	۰/۱	۰/۴۵
دانشکده(ب)	ESHPIM2	۰/۳۶۱	۰/۰۰۰۰۰۶۶۵	۴/۱۳	۱/۳	۰/۱	۰/۴۱۱
	EISHP	۰/۳۵	۰/۰۰۰۰۰۵۵	۳/۶۳۵	۱/۲۴۹	۰/۱	۰/۴۱۱
	ESHPIM4	۰/۳۶	۰/۰۰۰۰۰۵۲۷	۳/۶۳۶۱	۱/۲۵	۰/۱	۰/۴۱۱
کوشکک	ESHPIM2	۰/۲۰۴	۰/۰۰۰۰۰۲۵۴	۰/۸۷۱	۱/۳۹۵	۰/۱	۰/۴
	EISHP	۰/۰۵۴۸	۰/۰۰۰۰۰۷۱۸	۱/۲۲۲	۱/۱۲۴	۰/۱	۰/۴
	ESHPIM4	۰/۰۰۸۲۷	۰/۰۰۰۰۰۰۴۰۴	۱/۲۲۵	۱/۱۲۴	۰/۱	۰/۴
دانشکده(ج)	ESHPIM	۰/۰۶۰۵	۰/۰۰۰۰۰۵۲۳	۰/۷۷۱	۱/۱۱	۰/۱	۰/۳۷
	EISHP	۰/۰۵۹۴	۰/۰۰۰۰۰۱۸۴	۰/۵۴۲	۱/۱۶۸	۰/۰۴	۰/۳۷
	ESHPIM4	۰/۰۵۵۱	۰/۰۰۰۰۰۰۱۵۸	۰/۵۴۲	۱/۱۶۸	۰/۱	۰/۳۷
دانشکده (د)	ESHPIM	۰/۰۸۶۶	۰/۰۰۰۰۰۲۲	۰/۹۰۴	۱/۴۰۲	۰/۱	۰/۴
	EISHP	۰/۰۶۰۷	۰/۰۰۰۰۰۴۱	۰/۸۶۲	۱/۱۶	۰/۰۴	۰/۴
	ESHPIM4	۰/۰۶۴	۰/۰۰۰۰۰۰۴۰۷	۰/۸۶۲	۱/۱۶	۰/۱	۰/۴

* مدل ارائه شده توسط مهبد و زندپارسا(۲۰۱۰)

** مدل ارائه شده توسط کمالی و زندپارسا (۲۰۱۶)



شکل۲- نسبت مقادیر تابع هدف به مقدار بهینه حاصله برای آن با مدل *ESHPIM4* در مقابل نسبت تغییرات هدایت هیدرولیکی اشباع و ضرایب منحنی مشخصه (ضرایب α و n، هدایت هیدرولیکی اشباع، رطوبت باقیمانده و رطوبت اشباع) در خاک سری کوی اساتید

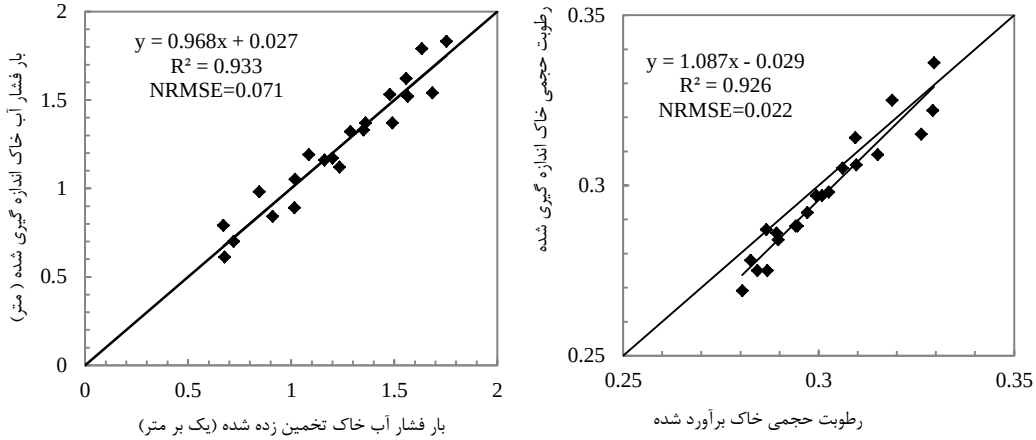


شکل ۳- مقایسه مقادیر اندازه‌گیری شده منحنی مشخصه رطوبتی خاک در آزمایشگاه و مزرعه با نتایج حاصله از مدل *ESHPIM4* برای سه عامل بهینه شده ضرایب α وn و هدایت هیدرولیکی اشباع و رطوبت باقیمانده=۰/۱ در حالت اول و چهار عامل بهینه شده ضرایب α، n، هدایت هیدرولیکی اشباع و رطوبت باقیمانده در حالت دوم و برای سه عامل بهینه شده ضرایب α وn و هدایت هیدرولیکی اشباع و برآورد مقدار رطوبت باقیمانده= ۰/۰۲۷ از منحنی مشخصه در حالت سوم، در خاک سری کوی اساتید.

منحنی مشخصه رطوبتی خاک نیز برای تمامی خاک ها در سه حالت بهینه سازی رسم شد که در این مقاله فقط برای خاک سری کوی اساتید مطابق شکل (۳) آورده شده است. مقادیر اندازه‌گیری شده و برآورد شده رطوبت حجمی‌خاک و بار فشار آب خاک در شرایط مزرعه، در سه حالت اول، دوم و سوم با هم مقایسه شدند. همان‌طور که مشخص است، مقدار رطوبت باقیمانده در قسمت ابتدای منحنی مشخصه آب خاک زیاد موثر نیست ولی در قسمت انتهایی آن که رطوبت خاک کاهش می یابد اثر آن قابل توجه می گردد. برای دقت بیشتر در برآورد این منحنی لازم است مقدار آن را در صورت وجود داده های آزمایشگاهی یا با استفاده از مدل *RETC* در مدل قرار داد.

شکل (۴) نشان دهنده مقایسه‌ی بین مقادیر رطوبت حجمی براورد شده و اندازه گیری شده و همچنین مقادیر بار فشار آب تخمین زده شده و اندازه گیری شده می باشد. در جدول (۳) نتایج کلی مقادیر محاسبه شده مقدار نسبی ریشه متوسط مجموع خطا و مقدار میانگین انحراف نتایج در حالت سوم با برآورد مقدار رطوبت باقیمانده از داده های آزمایشگاهی برای همه خاک ها نشان داده شده است. همانطور که از جدول پیدا است، نتایج مقادیر محاسبه شده مقدار نسبی ریشه متوسط مجموع خطا غیر از یک مورد برای

خاک سری دانشکده (ب) در حد خوب تا عالی می باشد. کـلاً بـه علت اندازه گیری دقیقتر رطوبت خاک(با *TDR* یـا نـوترون متـر) نسبت به اندازه گیری فشار آب خاک(تانسیومتر با فشارسنج عقربه ای)، این متغیر با دقت بیشـتری بـا مقـدار نسـبی ریشـه متوسـط مجموع خطا کمتر از ۰/۱ (در حد عالی) شبیه سازی شده است.



شکل ٤- مقایسه بین مقادیر اندازه‌گیری شده بار فشار آب خاک و رطوبت حجمی با مقادیر برآورد شده‌ی مدل *ESHPIM4* برای سه عامل بهینه شده ضرایب *α*، *n*، هدایت هیدرولیکی اشباع و رطوبت باقیمانده=۰/۱ در حالت اول در خاک سری کوی اساتید

جدول ۳- نتایج به‌دست آمده از مقایسه مقادیر اندازه گیری شده و مقادیر برآورد شده بار فشار آب خاک و رطوبت حجمی توسط مدل *ESHPIM4* در حالت سوم بهینه سازی

نوع خاک	پارامتر بررسی شده	رابطه بین مقادیر اندازه گیری شده و برآورد شده	R^2	NRMSE	MBE
سری کوی اساتید	بار فشار آب خاک	y = 0.950x + 0.065	۰/۹۳۳	۰/۰۷۱۵	−۰/۰۰۱۸۷۷
	رطوبت حجمی	y = 1.016x - 0.005	۰/۹۲۷	۰/۰۱۵	۰/۰۰۰۰۹۹
سری دانشکده (الف)	بار فشار آب خاک	y = 1.039x - 0.038	۰/۹۳۱	۰/۰۸۲	۰/۰۰۳۷۲
	رطوبت حجمی	y = 1.713x - 0.261	۰/۸۰۶	۰/۰۴۴	−۰/۰۰۳۹۵
سری پمپ نمازی	بار فشار آب خاک	y = 0.988x - 0.011	۰/۷۵۷	۰/۱۱۱	۰/۰۲۲
	رطوبت حجمی	y = 1.481x - 0.185	۰/۷۴۹	۰/۰۳۳	−۰/۰۰۶۹
سری رامجردی	بار فشار آب خاک	y = 0.984x + 0.016	۰/۹۳۲	۰/۶۳۵	−۰/۰۰۰۲۶
	رطوبت حجمی	y = 1.098x - 0.035	۰/۸۳۳	۰/۰۱۹	−۰/۰۰۲۷۵
سری دانشکده (ب)	بار فشار آب خاک	y = 1.149x - 0.084	۰/۶۵۲	۰/۲۹۲۹	۰/۰۱۳۹
	رطوبت حجمی	y = 1.138x - 0.050	۰/۹۶۳	۰/۰۱۲	۰/۰۰۱۵۱۸
کوشکک	بار فشار آب خاک	y = 1.087x - 0.004	۰/۸۹۸	۰/۱۲۲۲	−۰/۱۲
	رطوبت حجمی	y = 0.603x + 0.140	۰/۱۶۳	۰/۰۲۸۷	۰/۰۰۴۹
سری دانشکده(ج)	بار فشار آب خاک	y = 0.975x + 0.042	۰/۹۵۲	۰/۰۸۸	−۰/۰۰۱۵۹
	رطوبت حجمی	y = 1.350x - 0.121	۰/۶۵۳	۰/۰۲۸۶۸	۰/۰۰۰۹۸
سری دانشکده(د)	بار فشار آب خاک	y = 0.876x + 0.193	۰/۸۸۵	۰/۱۲	−۰/۰۱۷
	رطوبت حجمی	y = 0.621x + 0.135	۰/۲۱۹	۰/۰۳۲	−۰/۰۰۱۵

x: مقدار برآورد شده پارامترها

y: مقدار مقدار اندازه گیری شده پارامترها

نتیجه گیری

مدل *ESHPIM4* با داشتن اطلاعات اندازه گیری شده مقادیر رطوبت حجمی‌خاک و همچنین فشار آب خاک در زمان‌های مختلف, قادر است پارامترها یا عوامل هیدرولیکی خاک را بخوبی برآورد نماید. این مدل نسبت به مدل‌های *ESHPIM* و *ESHPIM2* عملکرد بهتری دارد. همچنین این مدل در بسیاری از موارد بر مدل *EISHP* برتری دارد و مقدار تابع هدف به دست آمده در شش خاک از هشت نوع خاک مورد بررسی نسبت به مدل *EISHP* کمتر بود. بنابراین این مدل توانایی بیشتری در کمینه کردن تابع هدف را دارد.

مدل *ESHPIM4* که در این پژوهش ارائه شد در اکثر موارد دقت بالایی دارد و خطای کمتر از ده درصد ایجاد می‌کند. باتوجه به اینکه خصوصیات هیدرولیکی لایه‌های مختلف خاک با هم متفاوت است و مدل این خصوصیات را برای کل نیمرخ خاک به صورت میانگین به دست می‌آورد؛ می توان برای هر لایه خاک اجرا کرد. البته زمانی که خاک مطبق است می‌توان این خصوصیات را به طور جداگانه وارد مدل کرد و برای هر لایه پارامترها را به دست آورد.

در نزدیکی مقادیر بهینه شده، حساسیت تابع هدف به ترتیب برای رطوبت باقیمانده، ضرایب α و n هدایت هیدرولیکی اشباع و رطوبت باقیمانده کاهش می یابد. از آن جایی‌که مقدار حساسیت تابع هدف نسبت به رطوبت باقیمانده ناچیز است ، می‌توان این مقدار را در بهینه سازی دخالت نداد و مقدار آن را در صورت وجود داده‌های آزمایشگاهی با استفاده از مدل *RETC* محاسبه کرد و در مدل قرار داد. در عین حال باید توجه داشت که بر خلاف قسمت ابتدایی منحنی مشخصه آب خاک، حساسیت قسمت انتهایی منحنی مشخصه به رطوبت باقیمانده بیشتر است و بایستی در تعیین میزان آن دقت کرد.

منابع

۱- زندپارسا، ش.، محمودیان شوشتری، م. و ا. مجنونی هریس، ۱۳۹۴. اندازه‌گیری تبخیر- تعرق استاندارد ذرت با روش بیلان آب و اعماق متغیر ریشه در یک منطقه خشک و نیمه خشک. مجله دانش آب خاک، ۲۵(۱/۴): ۱۸۰-۱۶۹.

۲- مجنونی هریس، ا. ارزیابی مدل شبیه سازی رشد ذرت (MSM) در مقادیر مختلف آب و کود نیتروژنه برای آبیاری جویچه‌ای. پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد، رشته مهندسی آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، بخش مهندسی آب، دانشگاه شیراز. ۲۷۱ صفحه.

۳- مهبد، م. ۱۳۸۶. تخمین توابع هیدرولیکی خاک به روش معکوس با استفاده از الگوریتم ژنتیک در شرایط مزرعه و آزمایشگاه. پایان نامه کارشناسی ارشد، رشته مهندسی آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، بخش مهندسی آب، دانشگاه شیراز. ۱۸۸ صفحه.

۴- نهضتی پاقلعه، ع. ۱۳۸۷ . اصلاح و ارزیابی مدل شبیه سازی رشد گیاه ذرت(MSM) نسبت به تراکم های مخلف گیاه در مقادیر متفاوت کود نیتروژن. نهمین سمینار سراسری آبیاری و کاهش تبخیر، ۹ صفحه.

5- Campbell, GS. 1985. Soil physics with basic (transport models for soil plant systems). Book.

6- Campbell, GS. 1991. Simulation of water uptake by plant roots. In: Hanks J, Ritchie JT, editors. Modelling plant and soil system. Agronomy No. 31. Madison (WI): ASA-SSSA. P: 273-285.

7- Hillel, D. 1998. Environmental soil physics. NewYork: Academic Press. Inc. 771 p.

8- Kamali, H.R., Sh. Zand-Parsa. 2016. Optimization of a new inverse method for estimation of individual soil hydraulic parameters under field condition. Transactions of the ASABE, 95:1-10.

9- Mahbod, M. and Sh. Zand-parsa. 2010. Prediction of soil hydraulic parameters by inverse method using genetic algorithm under field conditions. Archives of Agronomy and Soil Science, 56(1): 13-28.

10- Minasny, B., Hopmans. JW., Harter. T., Eching. SO, Tuli. A., and MA. Denton. 2004. Neutral networks prediction of soil hydraulic functions for alluvial soils using multistep outflow data. Soil Science Society of American Journal, 68:417-429.

11- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Ph.D Thesis, Cornell University.

12- Ritter, R., Mun˜oz-Carpena Regalado, C.M., Vanclooster, M and S. Lambot. 2004. Analysis of alternative measurement strategies for the inverse optimization of the hydraulic properties of a volcanic soil. Journal of Hydrology, 295 : 124-139.

13- Schelle, H. Iden, SC. Fank, J and W. Durner. 2013. Simultaneous estimation of soil hydraulic and root distribution parameters from lysimeter data by inverse modeling. Procedia Environmental Sciences, 19: 564 – 573.

14- van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. Soil Science Society of American Journal, 44: 892-898.

15- Wöhling, T, Vrugt, JA. and GF. Barkle. 2008. Comparison of Three Multiobjective Optimization Algorithms for Inverse Modeling of Vadose Zone Hydraulic Properties. Soil Science Society of American Journal, 72: 305-319.

16- Zand-Parsa, Sh. 2001. A simulation model for prediction of water and nitrogen effects on corn yield. Ph.D. Thesis, Irrigation Department, Agricultural College, Shiraz University, Shiraz, Iran.

17- Zand-Parsa, Sh., and A.R. Sepaskhah. 2004. Soil hydraulic conductivity function based on specific liquid–vapour interfacial area around the soil particles. Geoderma, 119: 143–157.

18- Zand-Parsa, Sh. 2006. Improved soil hydraulic conductivity function based on specific liquid-vapour interfacial area around the soil particles. Geoderma, 132: 20-30.

Shahid Chamran University of Ahvaz

Irrigation Sciences and Engineering **Vol. 40, No. 4, Winter 2018, p. 1-15**

EXTENDED ABSTRACT

Estimation of Soil Hydraulic Parameters Using Inverse Method Based on Specific Liquid-Vapor Interfacial Area Around the Soil Particles

Z. Mirsafi[1], S. Zand-Parsa[2*] and M. Mahbod[3]

1- Former Graduate Student, Water Engineering Department, School of Agriculture Shiraz University.

2*- Corresponding Author, Professor of Water Engineering Department, School of Agriculture, Shiraz University.(*zandparsa@yahoo.com*)

3- Assistant Professor of Water Engineering and Science Department, Agricultural College, Jahrom University .

Received:13 December 2015 Accepted:19 April 2016

Keywords: Specific liquid-vapor area, Soil water characteristic curve, Inverse method, Optimization, Soil hydraulic parameters.

Introduction

For the simulation of soil water flux, the relationships between the soil hydraulic conductivity, water content and pressure head are required. The relationship between soil water content (θ) with soil pressure head [$h(\theta)$] and hydraulic conductivity [$K(\theta)$] are usually obtained by fitting experimental equations. Describing these relationships, the experimental equations such as van Genuchten (van Genuchten, 1980) have been used. Zand-Parsa and Sepaskhah, (2004) proposed a new method for prediction of the soil hydraulic conductivity function [$K(\theta$) based on specific liquid-vapor interfacial area around the soil particles and Zand-Parsa (2006) improved this method for a more straightforward and efficient numerical technique for prediction of $K(\theta)$ function.

The different equations of $h(\theta)$ and $K(\theta)$ have three to five soil hydraulic parameters, which vary considerably in different soil groups. For measurements of the soil hydraulic parameters, laboratory and field methods are time consuming and require excessive financial costs; hence, inverse methods have been used by many researchers. Estimation of the soil hydraulic parameters with using the inverse method is usually less costly and time-consuming than the direct methods, especially for in situ characterization of large sites. Soil hydraulic parameters can be predicted using the inverse method, which are the combination of the numerical model with an iteration algorithm, and genetic algorithm for parameter estimation values (Kamali and Zand-Parsa (2016); Mahbod and Zand-Parsa (2010). For a given initial and boundary conditions and soil hydrauic parameters, Richards' equation can be solved with numerical methods.

In this study, soil hydraulic parameters were estimated by inverse method based on the soil-water characteristic curve of van Genuchten (1980) method, the function of soil hydraulic conductivity- water content obtained by the method of liquid- vapor interfacial area around the soil particles (Zand-Parsa, 2006).

Methodology

Soil hydraulic parameters were estimated using the inverse method under field conditions. The required data obtained in 8 selected sites that soil water content reached near saturation up to 1 m depth of 2 m× 2 m area that covered with plastic sheets for surface layers evaporation prevention , and soil water content and pressure head were measured at different depths for 10 to 15 days

after wetting. Soil water content and pressure head at each depth (0.3, 0.6, and 0.9 m) were measured using one TDR probe and two tensiometers (to reduce tensiometer errors), respectively, at the center of the plot from wetting to 10-15 days after wetting.
Redistribution of water in Darcian flow in zero evapotranspiration, precipitation, and irrigation was simulated using implicit finite difference methods as follows (Richards, 1931):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K\left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right) \quad (1)$$

where z is vertical coordinate (m, positive upward), t is time (s), h is soil water pressure head (m), K is unsaturated hydraulic conductivity (m s^{-1}), and θ is the volumetric soil water content (m^3m^{-3}).

Soil profile was divided into n_o layers and because of very deep groundwater level in our experimental location (greater than 30 m), it was assumed that free drainage exists for the bottom of the soil layer and the value of the soil water content at depth of h_{n_0+1} was assumed equal to its value at depth of h_{no}, in which, n_o is the number of layers. Hence, considering the values for soil hydraulic parameters $(\alpha, n, K_S, \theta_r, \theta_S)$, there is a set of n_o equations with n_o unknown variables of soil water content.

In the proposed model, for minimizing the sum square errors between the measured and estimated soil water content and pressure head, each parameter was changed separately for reaching to the minimum value of objective function using trial and error method, while, the other parameters were considered constant. At first, the parameter of K_s was considered, and then its changed value was used in the optimization of the other parameters. When all of the parameters were changed separately at the iteration, then another iteration was done to update the soil hydraulic parameters. The iteration processes were continued until the difference between the two computational steps of objective function was negligibly small.

Results and Discussion

The results showed that the calculated errors between the measured soil water content and pressure head with those predicted by the proposed method were lower than those calculated using other methods which, soil hydraulic conductivity was estimated using van Genuchten method. The results showed that, soil water content was estimated, favorably, with normalized root mean square error of less than 0.1. Soil water characteristic curve were optimized for all selected soils under three cases of 1) optimization of α, n, saturated soil hydraulic conductivity and residual soil water content of 0.1 m^3 m^{-3}, 2) optimization of four parameters of α, n, saturated soil hydraulic conductivity and residual soil water content, and 3) optimization of α, n and saturated soil hydraulic conductivity and residual soil water content obtained from laboratory measurements of soil water characteristic curve. All cases are suitable in high soil water content, but when residual soil water content was obtained from the laboratory experiments, it is more consistence for low soil water contents.

References

1- Kamali, H.R., Sh. Zand-Parsa. 2016. Optimization of a new inverse method for estimation of individual soil hydraulic parameters under field condition. Transactions of the ASABE, 95:1-10.

2- Mahbod, M. and Sh. Zand-parsa. 2010. Prediction of soil hydraulic parameters by inverse method using genetic algorithm under field conditions. Archives of Agronomy and Soil Science, 56(1): 13-28.

3- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Ph.D Thesis, Cornell University.

4- van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. Soil Science Society American Journal. 44: 892-898.

5- Zand-Parsa, Sh. 2006. Improved soil hydraulic conductivity function based on specific liquid-vapour interfacial area around the soil particles. Geoderma, 132: 20-30.

6- Zand-Parsa, Sh., and A.R. Sepaskhah. 2004. Soil hydraulic conductivity function based on specific liquid–vapour interfacial area around the soil particles. Geoderma, 119: 143–157.