

شبیه‌سازی عددی پارامترهای هیدرولیکی اشباع و غیر اشباع خاک در شرایط دو و سه بعدی و مقایسه با دیسک تنشی

رسول قبادیان^{۱*}، بهمن فرهادی^۲، رامین ملکی^۳ و میلاد فرمانی‌فرد^۴

* نویسنده مسؤل: استادیار گروه مهندسی آب پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه رازی rsglobalian@gmail.com

۲- استادیار گروه مهندسی آب پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه رازی

۳- فارغ التحصیل کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی گروه مهندسی آب پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه رازی

۴- دانشجوی دکتری آبیاری و زهکشی گروه مهندسی آب پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه رازی

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۰/۱۷

تاریخ دریافت: ۹۲/۶/۱۷

چکیده

اهمیت تعیین مشخصات هیدرولیکی خاک‌های غیر اشباع در انتقال املاح و جریان آب همواره مورد توجه مهندسان علوم خاک قرار گرفته است. از جمله این مشخصات هدایت هیدرولیکی است که باید در مکش‌های مختلف تعیین گردد. هدایت هیدرولیکی غیر اشباع به دست آمده از دیسک تنشی به صورت سنتی از تحلیل وودینگ در حالت پایدار محاسبه می‌شود. تخمین پارامترهای هیدرولیکی با حل عددی معادله‌های جریان و بهینه‌سازی پارامترها به روش حل معکوس یکی از روش‌های مرسوم است که دقت آن بستگی به نوع خاک دارد. در این تحقیق هدایت هیدرولیکی در شرایط مختلف رطوبتی (اشباع و غیر اشباع) در پنج مکش ۲۰، ۱۵، ۱۰، ۵ و صفر سانتی‌متر با دیسک تنشی بر روی چهار نمونه استوانه‌ای شکل خاک سیلتی رسی با قطر ۵۶ و ارتفاع ۷۵ سانتی‌متر اندازه‌گیری شد. سپس نتایج حاصل از دیسک تنشی و حل معکوس مقایسه شدند. حل معکوس و شبیه‌سازی جریان با مدل هایدروس دو و سه بعدی با روش ون‌گنختون - معلم انجام شد. بهینه‌سازی بر اساس داده‌های زمان، نفوذ تجمعی و پارامترهای هدایت هیدرولیکی اشباع و α به دست آمده از تحلیل داده‌های دیسک تنشی انجام گردید. از نتایج بهینه‌سازی در شرایط دو بعدی برای اجرای برنامه در حالت سه بعدی استفاده شد. مقادیر میانگین خطای استاندارد پارامترهای θ_r ، n و L بهینه شده به ترتیب ۰/۱۱، ۰/۰۷۸ و ۰/۱۱۷ به دست آمد. نتایج تحقیق نشان داد هدایت هیدرولیکی غیر اشباع بدست آمده از مدل همواره کمتر از مقادیر اندازه‌گیری شده به وسیله دیسک تنشی می‌باشد، هر چند در مکش‌های کم مطابقت بهتری (خطای کمتری) در مقایسه با مکش‌های بالاتر نشان می‌دهند. همچنین کمترین و بیشترین مقدار خطا در شبیه‌سازی هدایت هیدرولیکی غیر اشباع در مکش‌های ۵ و ۲۰ سانتی‌متری به ترتیب برابر با ۶/۵۰ و ۶/۰ درصد به دست آمد.

کلید واژه‌ها: دیسک تنشی، حل معکوس، هدایت هیدرولیکی، بهینه‌سازی، مدل هایدروس

2D/3D Numerical Simulation of Saturated and Unsaturated Soil Characteristics and Comparison with Tension Disc

R.Ghobadian¹, B. Farhadi², R. Maleki³ and M. Farmanifard⁴

1-Assistant Professor, Water Engineering Department, Razi University, Kermanshah, Iran.

2- Assistant Professor, Water Engineering Department, Razi University, Kermanshah, Iran.

3- Former M.Sc. Student in Irrigation and Drainage, Water Engineering Department, Razi University, Kermanshah, Iran.

4- Ph.D. Student in Irrigation and Drainage, Water Engineering Department, Razi University, Kermanshah, Iran.

Received: 8 Sep.2013

Accepted: 7 January 2014

Abstract

Importance of determining unsaturated soils hydraulic properties in solute transport and water flow is always regarded by soil science engineers. Among these properties is the hydraulic conductivity that should be determined at different suction. Unsaturated hydraulic conductivity is estimated using the traditional Wooding analysis at steady state condition for tension disc. Estimating of hydraulic parameters using

numerical solution of flow equations and the parameter optimization with inverse solution method is one of the conventional methods that its accuracy is dependent on soil type. In this study, saturated and unsaturated hydraulic conductivity was measured in 5 suctions 20, 15, 10, 5 and 0 cm from experiment tension disc on four samples of cylindrical clay soil with diameter of 56 cm and height of 75 cm. Then, the results of tension disc were compared with inverse solution. The Hydrus 2D/3D model was used for inverse solution with Van Genuchten-Mualem method. Optimization process was done based time, cumulative infiltration data, saturated hydraulic conductivity and α parameters obtained from the analysis of the tension disc. Then the optimized parameters in 2D were used for 3D model simulation. The average standard error of optimized θ_r , n and L was obtained 0.011, 0.078 and 0.117, respectively. The results showed that the unsaturated hydraulic conductivity obtained from the model is less than the values measured by tension disc. However, the low suctions indicated better agreement than higher suctions. Additionally, the maximum and minimum value of simulation error of unsaturated hydraulic conductivity was found in suctions 5 and 20 cm equal to 6.50% and 60.0%, respectively.

Keywords: Tension disc, Inverse solution, Hydraulic conductivity, Optimization, Hydrus model

مقدمه

از دیسک تششی مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که بهترین حالت برای تخمین پارامترهای هیدرولیکی خاک در شرایطی است که مقادیر رطوبت اولیه و نهایی خاک مشخص باشد. همچنین نشان دادند که روش وودینگ برای تحلیل داده‌های نفوذ دیسک تششی در ترکیب با روش معکوس نتایج موفقیت آمیزی نشان می‌دهد. در تحقیقی قبادیان و محمدی (۱۳۸۹) به اندازه‌گیری ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع توسط دستگاه پرماترگلفدر خاکی با بافت خاک لوم سیلتی در مزرعه پردیس کشاورزی و منابع طبیعی کشاورزی دانشگاه رازی پرداختند. به منظور تعیین هدایت هیدرولیکی اشباع و پتانسیل ماتریک خاک با دستگاه پرماتر گلف در سه عمق ثابت ۵، ۱۵ و ۲۵ سانتی‌متر انجام شد. از بین روش‌های تحلیل‌تک عمقی گلف نزدیک‌ترین روش به روش آنالیزتک عمقی لاپلاس و ریچاردز اختلاف معنی‌دار در سطح پنج درصد وجود داشت و میانگین نفوذپذیری خاک محدوده مورد مطالعه ۰/۱۵۲ متر در روز به‌دست آمد. غفاری و همکاران (۱۳۸۶) روش‌های نفوذسنج گلف و نفوذسنج مکشی را برای اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع در یک خاک لوم رسی سیلتی (عمق ۵۰-۴۰ سانتی‌متر) با هم مقایسه کردند. اندازه‌گیری‌های نفوذسنج گلف در دو بار فشاری ۵ و ۱۰ سانتی‌متر و نفوذسنج مکشی در چهار بار مکشی ۱، ۳، ۶ و ۱۰ سانتی‌متری انجام گردید. روش نفوذسنج گلف مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع متوسط کمتری را احتمالاً به خاطر کوچک بودن اندازه نمونه در روش گلف و سه بعدی در نظر گرفتن جریان در نفوذسنج مکشی، نشان داد. مقبلی و دلفاردی (۲۰۰۹)، نتایج شبیه‌سازی رطوبت به وسیله مدل هایدروس یک بعدی را با مقادیر رطوبت اندازه‌گیری شده در پروفیل خاک در مزرعه مورد مقایسه قرار دادند. نتایج حاکی از تطابق خوب بین مقادیر شبیه‌سازی با اندازه‌گیری بود.

مشگی و چو^۷ (۲۰۱۲) به بررسی اثر شیب و همچنین صحت شبیه‌سازی دیسک در حالت دو بعدی در شش نوع خاک مختلف با

ضریب آبگذری یا هدایت هیدرولیکی خاک نشان دهنده سرعت حرکت آب در خاک می‌باشد و یکی از خصوصیات مهم فیزیکی خاک است. در تعیین ضریب آبگذری اشباع خاک، مشکل زمانی پیش می‌آید که سطح ایستابی موجود نباشد. روش‌هایی که در چند سال گذشته در این مورد ارائه شده‌اند یا از لحاظ تئوری و یا از نظر عملی دارای مشکلاتی می‌باشند. اکثر فرایندهای که در خاک صورت می‌گیرد در حالت غیر اشباع است. به همین دلیل اخیراً توجه ویژه‌ای به هدایت هیدرولیکی غیر اشباع شده است. از طرفی اندازه‌گیری دقیق این پارامتر نیاز به صرف زمان و هزینه بالایی دارد. از این رو روش‌هایی همانند توابع انتقالی و روش‌های عددی تلاش‌هایی برای رفع این نقیصه داشته‌اند که باعث به وجود آمدن مدل‌های قدرتمندی نظیر هایدروس^۱ شده است.

اخیراً دیسک تششی نفوذی به عنوان ابزاری برای اندازه‌گیری مشخصات هیدرولیکی نزدیک به اشباع در محل، کاربرد فراوانی پیدا کرده است (آنکنی و همکاران^۲، ۱۹۹۱). قرار دادن داده‌های نفوذ در مدل نمایی گاردنر^۳ (۱۹۵۸) و رابطه وودینگ^۴ (۱۹۶۸)، تحت شرایط تنش می‌توان هدایت هیدرولیکی اشباع و غیر اشباع و پارامتر عکس مکش ورود هوا (α) را برآورد کرد. حل این تحلیل حداقل به دو اندازه‌گیری با دو دیسک با قطر مختلف یا یک دیسک با اعمال چندین بار فشاری نیاز دارد (جارویس و مسینگ^۵، ۱۹۹۵).

در تحلیل وودینگ (۱۹۶۸) برای برآورد پارامترها از داده‌های حالت پایدار نفوذ استفاده می‌گردد اما سیمونک و ون‌گنختون^۶ (۱۹۹۷)، پیشنهاد کردند که از داده‌های تحلیل نفوذ تجمعی همراه با بهینه سازی پارامترها برای به‌دست آوردن سایر مشخصات هیدرولیکی خاک استفاده شود. آنها در حالت‌های مختلف، روی داده‌های نفوذ ناشی

- 1- Hydrus
- 2- Ankeny et al
- 3- Gardner
- 4- Wooding
- 5- Jarvis and Messing
- 6- Simunek and van Genuchten

7- Meshgi and Chui

ماسه (با شماره استاندارد ASTM D1556) و دانه بندی خاک به روش هیدرومتری (با شماره استاندارد ASTM 151H) در سه تکرار انجام شد. درصد رس، سیلت و ماسه بر اساس روش وزارت کشاورزی آمریکا^۳ و نهایتاً طبقه بندی خاک به روش مثلث بافت خاک تعیین گردید (شکل ۲).

به منظور شناخت بهتر خصوصیات خاک آزمایش حد روانی و حد خمیری نیز (طبق استاندارد ASTM D4318) روی نمونه‌ها انجام گردید. خاک‌ها به همان ترتیبی که از چاهک‌ها برداشته شد با چگالی ظاهری ۱/۱۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب و مشخصات مطابق جدول (۱) داخل مخازن قرار داده شد. برای اطمینان از رسیدن به چگالی ظاهری مورد نظر و یکنواخت بودن تراکم در خاک هر لایه در سه قسمت متراکم شد. بعد از ریختن وزن خاک در نظر گرفته شده سطح آن تراز گردید، که از یکنواخت کوبیدن خاک اطمینان حاصل شود.

حل معادله‌های دیسک تنشی

تحلیل داده‌های به‌دست آمده از نفوذسنج دیسک بر اساس معادله جبری وووینگ (۱۹۶۸) در شرایطی که آب از یک منبع دایره‌ای به صورت سه بعدی، مرز نامحدود، جریان پایدار و یکنواخت به خاک وارد شود، صورت می‌گیرد (غفاری و همکاران، ۱۳۸۶). در این معادله Q : دبی حجمی (cm^3/s)، h : مکش اعمال شده (cm)، K_{H} : هدایت هیدرولیکی غیر اشباع (cm/s)، r : شعاع دیسک (cm) و $\Phi\psi$: پتانسیل جریان ماتریکس است. لوگسدون و جینیز (۱۹۹۳) راه‌حل جبری معادله بالا را بر اساس رابطه فشار-هدایت هیدرولیکی گاردنر (۱۹۵۸) به کار بردند (۷).

$$Q\psi = \pi r^2 K(\psi) + 4r\Phi\psi \quad (۱)$$

$$\Phi\psi = \int_{\psi_i}^{\psi} K(\psi) d\psi \quad (۲)$$

$$K(\psi) = K_s \exp(\alpha\psi) \quad h < 0 \quad (۳)$$

$$K(\psi) = K_s \quad h \geq 0 \quad (۴)$$

α : عکس مکش ورود هوا یا کاپیلاریته ماکروسکوپیک ($1/\text{cm}$) نامیده می‌شود که برای هر خاک مقدار آن ثابت فرض می‌شود. در شرایطی که $K_s \gg K_{\text{H}}$ باشد می‌توان معادله (۳) را در معادله (۲) قرار داد، در این حالت معادله زیر به‌دست می‌آید (اسکاتر و همکاران^۴، ۱۹۸۲):

$$\Phi\psi = \frac{K(\psi)}{\alpha} \quad (۵)$$

رطوبت‌های اولیه متفاوت پرداخته و در شرایطی که شیب‌ها یکسان نبود، داده‌های دیسک تنشی را جمع‌آوری و با مدل هایدروس سه بعدی شبیه‌سازی نمودند. آنها مشاهده کردند که برای خاک‌هایی با سرعت نفوذ بالا حساسیت بیشتری به کاربرد مدل دو بعدی وجود دارد و به این نتیجه رسیدند که حداکثر شیب مجاز برای به کارگیری مدل دو بعدی در خاک‌های رسی و شنی به ترتیب ۲۵ درجه و کمتر از ۳ درجه می‌باشد.

مورت-فرناندز و همکاران^۱ (۲۰۱۲) یک طرح جدید از دیسک تنشی که در آن دیسک از سایر اجزا جدا است طراحی کردند. همچنین دستگاه آنها مجهز به یک سیستم میکروفولومتر بود که منحنی نفوذ توسط آن اندازه‌گیری شد. آنها دیسک را روی دو ستون شن و دو ستون خاک لومی با ساختارهای مختلف خاک در مزرعه آزمایش کردند. آنها منحنی نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ ثبت شده توسط سیستم میکروفولومتر با افت آب داخل مخزن دیسک مقایسه کردند و مشاهده کردند که برآزش مناسبی بین منحنی‌ها وجود دارد. همچنین جهت ارائه دقیق‌تر داده‌ها، از الگوریتم میانگین متحرک استفاده کردند که مؤلفه‌های منحنی سرعت نفوذ را بهبود بخشید.

در مجموع بررسی منابع مختلف نشان می‌دهد که بیشتر تمرکز روی شرایط اشباع و شبیه‌سازی در حالت دو بعدی بوده است و از طرفی نیز بسیاری از فرآیندهای طبیعی که در بستر خاک شکل می‌گیرند مانند جذب آب توسط ریشه، جریان اطراف زهکش‌ها، انتقال املاح و غیره در حالت غیر اشباع رخ می‌دهند، از این رو هدف این تحقیق اندازه‌گیری پارامترهای هیدرولیکی خاک با روش دیسک تنشی و مقایسه با نتایج بدست آمده از نرم افزار هایدروس در شرایط دو و سه بعدی در شرایط اشباع و غیر اشباع می‌باشد.

مواد و روش‌ها

معرفی محل اجرا و شرایط آزمایش

در این تحقیق نمونه‌های خاک مورد مطالعه از چهار محل به فاصله ۵ متر از محلی واقع در اراضی مزرعه تحقیقاتی پردیس کشاورزی دانشگاه رازی کرمانشاه برداشت و به آزمایشگاه منتقل شدند (شکل ۱-الف). قبل از ریختن خاک داخل نمونه به ارتفاع ۱۰ سانتی‌متر شن و یک شیر تخلیه به‌منظور زهکشی در مخازن نصب گردید. سپس نمونه‌ها به همان ترتیب داخل ظرف‌های نمونه به ارتفاع ۸۵ و قطر ۵۶ سانتی‌متر قرار داده شدند. در ادامه با استفاده از دیسک تنشی در پنج مکش ۲۰، ۱۵، ۱۰، ۵ و صفر مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s)، غیر اشباع (K_{H}) و پارامتر عکس مکش ورود هوا (α) اندازه‌گیری شد.

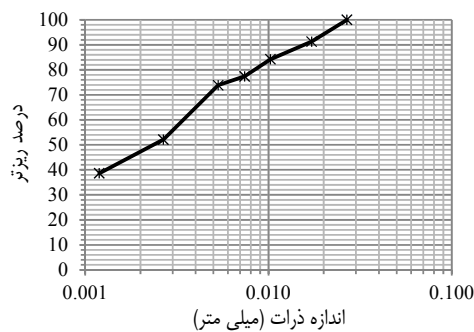
آزمایش در هر مکش هنگامی خاتمه یافت که مقدار نفوذ در خاک به یک مقدار ثابت رسید که این مقدار بستگی به نوع خاک و مکش اعمال شده داشت (لوگسدون و جینیز^۲، ۱۹۹۳). شکل (۱) مراحل انجام آزمایش را نشان می‌دهد. چگالی ظاهری نمونه‌ها به روش مخروط

3- USDA
4- Scotter et al

1- Moret-Fernández et al
2- Logsdon and Jaynes



شکل ۱- مراحل انجام آزمایش، الف) جمع آوری داده‌ها از مزرعه، ب) خشک شدن نمونه‌ها در آزمایشگاه، ج) آزمایش اندازه‌گیری تراکم خاک به روش ماسه، د) آزمایش هیدرومتری برای تعیین بافت خاک، ه) انجام آزمایش با دیسک تنشی روی نمونه‌ها



شکل ۲- نمودار دانه‌بندی خاک مورد آزمایش

جدول ۱- مشخصات فیزیکی خاک مورد آزمایش

درصد مواد تشکیل دهنده بافت خاک			حد روانی	حد خمیری	میانگین تخیل (%)	چگالی ظاهری (g/cm ³)	بافت خاک
ماسه	سیلت	رس	۴۱/۶۱	۲۸/۱۷	۴۶	۱/۱۸	رسی لوم
۰	۵۳	۴۷					

در این جا q : مقدار نفوذ آب در خاک در واحد سطح دیسک تنشی (cm/s) که تابعی نمایی از Ψ است. با رگرسیون گیری غیرخطی به روش لگسدون و جینیز (۱۹۹۳) می‌توان مقادیر K_s و α را به-

$$q = \frac{Q_{\Psi}}{\pi r^2} = K_s \exp(\alpha \Psi) \left(1 + \frac{4}{\pi r \alpha}\right) \quad (۶)$$

بعد از جایگذاری معادله (۵) در معادله (۱) می‌توان نوشت:

دور هستند از محاسبات خارج شده‌اند تا مقادیر آنها در نفوذ آب تأثیر نداشته باشد. در مدل هایدروس، معادله (۷) همراه با شرایط اولیه و مرزها به روش عددی المان محدود (اجزاء محدود) حل می‌شود.

تابع مشخصات هیدرولیکی خاک

قبل از حل معادله ریچاردز به صورت عددی به یک مدل هدایت هیدرولیکی غیر اشباع نیاز است. تحلیل حل معادله های نفوذ می‌تواند بر مبنای تابع نمایی گاردنر (۱۹۵۸) باشد. این معادله رابطه بین هدایت هیدرولیکی غیر اشباع و بار فشاری را نشان می‌دهد. این تابع در بررسی‌های لچی و همکاران^۳ (۱۹۹۷) در بین پنج تابع دیگر ضعیف‌ترین عملکرد را نشان داد، اما در تحلیل مدل هایدروس از تابع ون گنختون (۱۹۸۰) که عملکرد بهتری دارد استفاده گردیده است. این تابع به شکل زیر است:

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |\alpha h|^n)^m} \quad h < 0 \quad (12)$$

$$\theta(h) = \theta_s \quad h \geq 0 \quad (13)$$

$$K(\theta) = K_s S_e^l \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad h < 0 \quad (14)$$

$$K(\theta) = K_s \quad h \geq 0 \quad (15)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad n > 1 \quad (16)$$

که S_e : رطوبت مؤثر، K_s : هدایت هیدرولیکی اشباع (L^3/T) ، θ_r و θ_s : رطوبت باقیمانده و رطوبت اشباع (L^3/L^3) ، L : پارامتر توزیع خلل و فرج، α : $(1/L)$ ، n و m : پارامترهای تجربی هستند. پارامتر L در تابع هدایت هیدرولیکی به وسیله معلم^۴ (۱۹۷۶) برای اکثر خاک‌ها به طور متوسط ± 0.5 تخمین گردیده است. در معادله‌های (۱۲)، (۱۳) و (۱۴) پارامترهای θ_r ، θ_s ، K_s ، α ، n و L مجهول هستند.

تعریف تابع هدف

در مدل هایدروس، پارامترهای هیدرولیکی خاک و پارامترهای انتقال املاح به روش غیر مستقیم بهینه‌سازی با استفاده از داده‌های انتقال آب تخمین زده می‌شوند. روش معکوس معمولاً بر مبنای کمینه سازی تابع هدف است که بیان کننده اختلاف بین مقادیر مشاهداتی و تخمینی است.

دست آورد و با استفاده از معادله گاردنر هدایت هیدرولیکی غیر اشباع در هر مکش به دست می‌آید.

برآورد پارامترها به روش معکوس

معادله‌های حاکم بر نفوذ آب در خاک

معادله اصلاح شده ریچاردز در شرایط جریان متقارن، هم دما، در محیط متخلخل ایزوترمیک و با فرض اینکه هوا نقش ناچیزی در حرکت جریان آب دارد در مختصات قطبی به شکل زیر بیان می‌شود (اسمتم و کلسیر^۱، ۱۹۸۹):

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[rK \frac{\partial h}{\partial r} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (7)$$

در این معادله z : مختصات عمودی (L) (در جهت بالا مثبت)، r : مختصات شعاعی (L)، t : زمان (T)، θ : رطوبت حجمی (L^3/L^3) ، h : بار فشاری $K_s(L)$: هدایت هیدرولیکی (L/T) است. در این معادله فرض شده که در محیط متخلخل با اندازه خلل و فرج متوسط محیط ایزوترمیک است در حالی که لازم نیست محیط همگن باشد.

شرایط مرزی اولیه

شرایط مرزی و اولیه معادله (۷) برای دیسک نفوذی به این شکل تعریف می‌شود (ون گنختون و همکاران^۲، ۱۹۹۱):

$$\theta(r, z, t) = \theta_i(z) \quad t = 0 \quad (8)$$

$$h(r, z, t) = h_0(t) \quad 0 < r < r_0, z = 0 \quad (9)$$

$$-\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial z} - 1 = 0 \quad r > r_0, z = 0 \quad (10)$$

$$\theta(r, z, t) = \theta_i(z) r^2 + z^2 \rightarrow \infty \quad (11)$$

که θ_i : رطوبت اولیه (L^3/L^3) ، $h_0(t)$: بار اعمال شده به وسیله دیسک تنشی و r_0 : شعاع دیسک تنشی (L) است. باید توجه داشت که در شروع محاسبات مقدار رطوبت اولیه خاک به عنوان شرایط اولیه در نظر گرفته شود (معادله ۸). سیمونک و ون گنختن (۱۹۹۷)، نشان دادند که قرار دادن مقدار رطوبت به عنوان شرایط اولیه در مقایسه با بار فشاری اطمینان بیشتری در همگرایی معادله‌های در حل به روش معکوس دارد. شرایط مرزی خاک زیر دیسک و سایر قسمت‌های سطح خاک به وسیله معادله‌های (۹) و (۱۰) بیان گردیده است. معادله (۱۱) نشان می‌دهد تمام نقاط زیر مرز سطحی که از منبع تأمین آب

3- Leji et al

4- Mualem

1- Smettemand Clothier

2- Van Genuchten et al

جدول ۲- پارامترهای معادله ون گنوختن وارد شده به مدل

شماره نمونه	θ_r	θ_s	α (1/cm)	n	K_s (cm/s)	L
۱	۰/۰۶۷	۰/۴۶	۰/۰۷۵۶	۱/۳۶	۰/۰۰۰۲۶	۰/۵
۲	۰/۰۶۷	۰/۴۳	۰/۰۸۷۲	۱/۳۶	۰/۰۰۰۳۲	۰/۵
۳	۰/۰۶۷	۰/۴۴	۰/۰۷۹۴	۱/۳۶	۰/۰۰۰۲۶	۰/۵
۴	۰/۰۶۷	۰/۴۴	۰/۰۶۹۴	۱/۳۶	۰/۰۰۰۲۱	۰/۵
حداقل	-۳
حداکثر	۰/۰۵	۳

وارد کردن داده‌ها به مدل عددی

نمونه‌های آزمایشگاهی در صفحه ترسیم مدل^۱ به صورت دو بعدی و در صفحه مختصاتی XZ با طول ۵۶ و عرض ۷۵ ترسیم شدند. در این تحقیق از حالت جریان آب برای شبیه‌سازی و برای تخمین پارامترهای هیدرولیکی از روش معکوس استفاده گردید. آزمایش‌ها در پنج مکش (۲۰، ۱۵، ۱۰، ۵ و صفر سانتی‌متر) انجام شدند که مکش صفر به علت غیر منطقی و واگرا کردن جواب نهایی از فرآیند حل حذف شد.

رطوبت اولیه خاک به عنوان شرایط اولیه در نظر گرفته شد. پارامترهای θ_r ، n و L به منظور بهینه‌سازی و مقدار K_s ، α و θ_s ثابت در نظر گرفته شد. از بانک اطلاعاتی روزتا^۲ موجود در مدل برای تخمین اولیه پارامترهای خاک استفاده گردید. در قسمت داده‌های روش معکوس^۳ نفوذ و زمان تجمعی بدست آمده از دیسک وارد مدل شد. مکش‌های اعمال شده به وسیله دیسک و زمان اعمال آن‌ها در قسمت شرایط مرزی متغیر با زمان^۴ مدل وارد گردید. مرکز مرز بالای نمونه به طول ۲۰ سانتی‌متر (قطر دیسک تنشی) به عنوان مرز با بار متغیر^۵ در نظر گرفته شد. بعد از بهینه شدن مقادیر بدست آمده در حالت دو بعدی از میانگین پارامترهای معادله ون گنوختن در چهار نمونه برای اجرای برنامه در حالت سه بعدی و مقایسه مقدار نفوذ تجمعی و بررسی پروفیل جبهه رطوبتی و بار فشاری استفاده شد.

نتایج و بحث

آزمایش‌ها در چهار نمونه وبا پنج مکش ۲۰، ۱۵، ۱۰، ۵ و صفر انجام گرفت. در هر نمونه مقادیر K_s و α به روش وودینگ (۱۹۶۸) محاسبه و سپس با به کار بردن معادله گاردنر (۱۹۵۸) مقادیر K_r بدست آمد. جدول (۲) مقادیر K_s ، α و θ_s اندازه گیری شده و سایر پارامترهای مورد نیاز معادله ون گنوختن (از بانک اطلاعاتی روزتا موجود در مدل) که به عنوان مقادیر اولیه به مدل داده شده است را نشان می‌دهد. پارامترهای مورد نیاز معادله ون گنوختن جهت ورود به مدل عددی بر اساس بافت و مشخصات نمونه‌های خاک مورد آزمایش و با توجه به نتایج و

$$\begin{aligned} \Phi(b, q, p) &= \sum_{j=1}^{m_q} v_j \sum_{i=1}^{n_{qj}} w_{i,j} [g_j^*(x, t_i) - g_j(x, t_i, b)]^2 \\ &+ \sum_{j=1}^{m_p} \bar{v}_j \sum_{i=1}^{n_{pj}} \bar{w}_{i,j} [p_j^*(\theta_i) - p_j(\theta_i, b)]^2 \\ &+ \sum_{i=1}^{n_b} \hat{v}_j [b_j^* - b_j]^2 \end{aligned} \quad (17)$$

پارامترهای مجهول مشخصات هیدرولیکی خاک با یک معادله تحلیلی بیان میشوند. بهینه‌سازی مقادیر اولیه در طول فرآیند حل تا زمانیکه اختلاف بین داده‌های مشاهداتی و پیش‌بینی شده به درصد قابل قبولی برسد، ادامه پیدا می‌کند. تابع هدف به شکل زیر تعریف می‌شود (سیمونک و همکاران، ۱۹۹۸).

اولین عبارت سمت راست نشان دهنده اختلاف بین پارامترهای اندازه‌گیری شده و محاسبه شده (بار فشاری، رطوبت، غلظت در محل‌های مختلف و یا نفوذ تجمعی در مقابل زمان در طول یک مرز مشخص) می‌باشد. m_q : تعداد مجموعه‌های مختلف اندازه‌گیری شده، n_{qj} : تعداد اندازه‌گیری‌ها در هر مجموعه خاص، $g_j^*(x, t_i)$: مقادیر اندازه‌گیری شده در محل $X(t, Z)$ و زمان t : برای i امین اندازه‌گیری است. $g_j(x, t_i, b)$: مدل‌های متناظر پیش‌بینی برای بردار بهینه‌سازی پارامترهای b (برای مثال θ_r ، θ_s ، K_s ، α ، ...) و v_j و \bar{w}_{ij} : به ترتیب وزن مجموعه‌ها یا نقاط اندازه‌گیری شده هستند. عبارت دوم اختلاف بین مشخصات هیدرولیکی مستقل اندازه‌گیری شده و تخمینی (مانند داده‌های رطوبت، $\theta(h)$ و یا هدایت هیدرولیکی، $K(\theta)$ یا $K(h)$) را بیان می‌کند. عبارت آخر بیان کننده یک تابع هدف است که تفاوت بین مشخصات هیدرولیکی معلوم، b_j^* و مقدار نهایی آن‌ها، b_j است. عبارت‌های m_p ، n_{pj} ، $p_j^*(\theta_i)$ ، $p_j(\theta_i, b)$ و \bar{v}_j و \bar{w}_{ij} معنای مشابه همانند عملکردها در عبارت اول دارند. n_b تعداد این پارامترها و v_j وزن آن‌ها می‌باشد.

- 1- Geometry
- 2- Rosetta
- 3- Data for inverse solution
- 4- Time variable boundary condition
- 5- Variable head

جدول ۳- نتایج بهینه‌سازی پارامترهای خاک توسط مدل هایدروس

شماره نمونه				شاخص‌های آماری	پارامترها
۴	۳	۲	۱		
۰/۰۴۱	۰/۰۰۱	۰/۰۵۰	۰/۰۳۶	مقدار بهینه برآورد شده	θ_r
۰/۰۲۰	۰/۰۲۳	۰/۰۶۹	۰/۰۲۵	ضریب خطای استاندارد	
۰/۰۰۱	-۰/۰۴۶	۱/۲۳۳	-۰/۰۲۱	حدپایین	
۰/۰۸۱	۰/۰۴۶	۱/۲۶۰	۰/۰۹۴	حدبالا	
۲/۱۱۰	۲/۱۹۰	۲/۴۷۰	۲/۲۱۰	مقدار بهینه برآورد شده	n
۰/۰۳۰	۰/۰۵۸	۰/۰۶۹	۰/۰۷۸	ضریب خطای استاندارد	
۲/۰۵۳	۲/۰۷۴	۲/۳۳۲	۲/۰۶۱	حدپایین	
۲/۱۷۵	۲/۳۰۷	۲/۶۰۰	۲/۳۷۴	حدبالا	
-۱/۶۲۲	-۲/۱۶۵	-۱/۷۵۵	-۱/۷۷۹	مقدار بهینه برآورد شده	L
۰/۱۲۵	۰/۱۲۲	۰/۰۸۵	۰/۱۷۲	ضریب خطای استاندارد	
-۱/۸۷۲	-۲/۴۰۹	-۱/۹۲۴	-۲/۱۲۱	حدپایین	
-۱/۳۷۲	-۱/۹۲۰	-۱/۵۸۶	-۱/۴۳۶	حدبالا	
۰/۹۹۵	۰/۹۹۷	۰/۹۹۷	۰/۹۹۷	ضریب همبستگی بین مقادیر نفوذ تجمعی برآورد شده و اندازه‌گیری شده	

نتایج حاصل از بهینه‌سازی مقادیر بهینه شده پارامترها و همچنین شاخص‌های آماری برآورد برای چهار نمونه خاک مورد آزمایش در جدول (۳) خلاصه شده است.

مقادیر نشان داده شده در جدول نتایج خروجی مدل هایدروس است. نتایج بهینه‌سازی سه پارامتر θ_r ، n و L حاکی از مطلوب بودن برآوردهای مدل است. بر اساس مقدار ضریب خطای استاندارد محاسبه شده مشاهده می‌شود که مقدار این ضریب در برآورد دو پارامتر θ_r و n در حد مناسب و قابل قبول می‌باشد و پراکندگی کمتری در نمونه‌ها داشته است. از طرف دیگر نسبت به دو پارامتر دیگر میزان ضریب خطای استاندارد در برآورد پارامتر L بیش از دو پارامتر فوق‌الذکر بوده است که می‌توان دلیل وجود این تفاوت و افزایش خطا را در حساسیت بیشتر این پارامتر و تأثیرپذیری تخمین و بهینه‌سازی L از پارامترهای دیگر دانست. همچنین نمی‌توان از تأثیر دستخوردگی یا وجود خطاهای انسانی به راحتی گذشت. با دقت در جدول (۳) می‌توان به وجود تغییر در مقدار θ_r و L در نمونه شماره سه با دیگر نمونه‌ها پی برد. دلیل این تغییر و تفاوت نسبی را می‌توان در بافت و خصوصیات نمونه خاک جستجو کرد. از طرفی باید به دقت مدل در برآورد مقادیر نفوذ تجمعی برای هر چهار نمونه خاک اشاره نمود.

بر اساس نتایج جدول (۳)، ضریب همبستگی میان مقادیر نفوذ تجمعی برآورد شده و اندازه‌گیری شده در همه نمونه‌ها بیشتر از ۰/۹۹۵ بوده است. ون گونخن و همکاران، (۱۹۹۱) با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده آبیله^۲ (۱۹۸۴) که بر روی لایسیمترهای پر شده از خاک از جنس سنگ توف انجام گرفت، به شبیه‌سازی پارامترهای هیدرولیکی خاک با

پیشنهادهای گزارش شده پیشین انتخاب گردیدند. مقادیر و حداکثر اشاره شده در جدول نشانگر بازه محدودیت برآورد پارامتر توسط تابع هدف می‌باشد، که رقم صفر مبین عدم وجود محدودیت در برآورد می‌باشد.

در تأیید دلیل انتخاب مقادیر اولیه برای شبیه‌سازی معادله ون گونخن در مدل و بازه محدودیت پارامترها جهت بهینه‌سازی باید ابراز داشت که ووستن و همکاران^۱ (۱۹۹۹)، برای اعمال شرایط مرزی به مدل خود، مقدار پارامترهای ورودی را به $K_s > 0$ ، $\alpha > 0$ و $n > 1$ و L بین ۱۰+ و ۱۰- محدود نمودند. از طرفی، معلم (۱۹۷۶)، پارامتر توزیع خلل و فرج (L) برای ۴۵ نمونه خاک به طور متوسط برابر با ۰/۵ برآورد نموده است. اگرچه، این مقدار برای خاک‌های مختلف تقریباً بین ۵- تا ۵+ متغیر بود. نتایج تحلیلی پارامترهای هیدرولیکی ۲۰۰ نمونه خاک نشان داد که تغییرات و تفاوت مقدار پارامتر L بسیار زیاد بوده و مقدار این پارامتر از ۱۶- تا بیشتر از ۲+ به دست آمد، (ووستن و ون گونخن، ۱۹۸۸). ثابت نمودن مقدار پارامتر L برای مدل نمودن خاک‌های درشت بافت قابل قبول است اما این فرض برای بسیاری از خاک‌های با بافت متوسط و ریز بافت درست نمی‌باشد. نتایج ون گونخن و همکاران، (۱۹۹۱) اشاره به این موضوع دارد که در صورت فراهم بودن داده‌های اندازه‌گیری کافی در دسترس برای فرآیند برآورد، ثابت نمودن مقدار متغیر L در فرآیند بهینه‌سازی پارامترها، احتمالاً قادر خواهد بود تحلیل داده‌های هیدرولیکی خاک را ارتقا بخشد.

جدول ۴- تحلیل آماری نتایج بدست آمده از دیسک تنشی و مدل عددی در حالت دو بعدی با نرم افزار SPSS

بانک اطلاعاتی روزتا		شاخص							روش
SSCBD	SSC	واریانس	انحراف معیار	میانگین خطای استاندارد	میانگین	حداکثر	حداقل	پارامتر آماری	
۰/۰۰۰۲۵۲	۰/۰۰۰۱۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰۴۵	۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۰۰۲۶۳	۰/۰۰۰۳۲	۰/۰۰۰۲۱	K_s (cm/s)	دیسک تنشی
۰/۰۱۵	۰/۰۱۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	۰/۰۰۷۸	۰/۰۰۸۷	۰/۰۰۶۹	α (1/cm)	
۰/۵۵۰۸	۰/۵۱۷۴	۰/۰۰۰	۰/۰۱۳	۰/۰۰۶	۰/۴۴۳	۰/۴۶۰	۰/۴۳۰	θ_s (%)	وزنی
۰/۱۰۴	۰/۱۰۶	۰/۰۰۰	۰/۰۲۱	۰/۰۱۱	۰/۰۳۲	۰/۰۵۰	۰/۰۰۱	θ_r (%)	
۱/۳۶۰	۱/۳۷۳	۰/۰۲۴	۰/۱۵۶	۰/۰۷۸	۲/۲۴۵	۲/۴۷۰	۲/۱۱۰	n	مدل هایدروس
-۰/۸۳۳	-۰/۱۵۶۴	۰/۰۵۵	۰/۲۳۴	۰/۱۱۷	-۱/۸۳۰	-۱/۶۲۲	-۲/۱۶۵	L	

نتیجه مرور کلی مارسل و لیج^۴ (۲۰۰۰) بر روی پارامترهای هیدرولیکی برای انواع خاک‌ها (حاصل از ۲۳۵ نمونه خاک) نشان می‌دهد که مقدار L برای خاک‌های لومی ۶/۹۷- برای خاک‌های رسی ۵/۹۶- و برای خاک‌های سیلتی برابر ۱/۲۲- می‌باشد. همچنین مقدار پارامترهای K_s ، α ، θ_s و θ_r با n به ترتیب برابر با ۰/۰۰۰۳۰۴، ۰/۰۰۰۳۰۴، ۰/۰۵۵، ۰/۵۱۲، ۰/۰۴۱ (1/cm) و ۰/۴۱ نمونه خاک‌های لومی به دست آمد. آنها مقدار منفی برای پارامتر L را برای همه خاک‌ها بدست آوردند که کمترین مقدار مربوط به خاک‌های رسی و لومی بود (۸). از طرفی نیز در مقایسه با پایگاه داده هایپر که حاوی ۵۵۲۱ نمونه خاک می‌باشد نتایج به‌دست آمده از تحقیق حاضر همخوانی و موافقت مناسبی خصوصاً برای پارامترهای θ_s ، θ_r و K_s و L وجود دارد (ووستن و نمز^۵، ۲۰۰۴).

شکل (۳) نتایج مقایسه داده‌های اندازه‌گیری شده هدایت هیدرولیکی با دیسک تنشی و تخمین آن به‌وسیله مدل را نشان می‌دهد. در این شکل‌ها مشخص است که با افزایش مقدار مکش، اختلاف بین مقدار هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شده توسط دیسک تنشی و مقدار برآورد شده توسط مدل بیشتر شده است. از بعدی دیگر نیز باید ابراز داشت که در هر چهار نمونه خاک مورد آزمایش، مقدار هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شده بیش از مقدار شبیه‌سازی شده است. بعد از بهینه نمودن پارامترها، از داده‌های آن برای اجرای مدل در حالت سه بعدی استفاده شد. برای اطمینان از واسنجی و درست بودن نتایج مدل سه بعدی منحنی نفوذ تجمعی سه بعدی با مقادیر اندازه‌گیری شده مقایسه شد که در شکل (۴) نشان داده شده است. پر واضح است که برازش بسیار بالایی میان میزان نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده وجود دارد و مدل عددی قادر است به طور دقیق مقادیر نفوذ تجمعی را برآورد نماید.

برآورد دقیق نفوذ تجمعی می‌تواند بیانگر دقت بالای مدل در شبیه سازی جبهه رطوبتی خاک باشد که در علوم خاک و آب کاربرد فراوانی دارد. باید توجه داشت که در بسترهای غیر متقارن و نامنظم نیز می‌توان از مدل به صورت سه بعدی استفاده کرد، که این امر توانایی

به کارگیری مدل RETC، به دو روش متفاوت پرداختند که در روش دوم پارامترهای θ_s برابر ۰/۳۳۱ و K_s برابر ۰/۰۰۰۱۴۴ (سانتی‌متر در روز) ثابت در نظر گرفته شد و پارامترهای θ_r برابر ۰/۰۴۵، n برابر با ۱/۶۳۶ و L برابر ۱/۱۲۹- توسط مدل شبیه‌سازی شدند. با مقایسه این نتایج و روش مشابه با تحقیق حاضر، همخوانی و نزدیکی قابل توجهی بین مقادیر برآورد شده مشاهده می‌شود.

پس از بهینه‌سازی پارامترهای نمونه‌های خاک مورد آزمایش، برای هر یک از پارامترها تحلیل آماری با نرم افزار SPSS انجام شد که جدول (۴) این نتایج را نشان می‌دهد. آنچه در این جدول واضح است دقت بالای نتایج اندازه‌گیری شده و مقادیر شبیه سازی شده است. وجود انحراف معیار، میانگین خطای استاندارد و واریانس بسیار کم (و حتی در برخی پارامترها برابر ۰/۰۰۰) مؤید این واقعیت است.

براساس جدول (۴) نتایج میانگین هدایت هیدرولیکی اشباع بدست آمده از این تحقیق ۰/۰۰۰۲۶۳ سانتی‌متر بر ثانیه (معادل ۰/۲۲۷ متر بر روز) می باشد. نتایج به‌دست آمده از تحقیق قبادیان و محمدی (۱۳۸۹)، که در مزرعه آزمایشی پردیس کشاورزی دانشگاه رازی با دستگاه پرماتر گلف بر اساس چهار روش مختلف انجام گرفت، مقدار K_s را برابر ۰/۱۳۴ متر در روز در منطقه مشابه محل انجام آزمایش‌های تحقیق حاضر به دست آورد. اختلاف می تواند ناشی از روش انجام آزمایش باشد. همچنین مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع و آلفا با مقادیر به دست آمده از بانک اطلاعاتی روزتا (با روش SSC^۱ و SSCBD^۲) مقایسه گردید که نتایج نشان داد که مقادیر به دست آمده از این روش دارای اختلاف کمی با مقادیر به دست آمده در این تحقیق می‌باشد. از طرفی نیز، باید اضافه نمود که مقادیر α بدست آمده در این تحقیق (۰/۰۷۸ 1/cm) با نتایج رینولدز و همکاران^۳ (۱۹۸۵) برای خاک‌های با بافت سنگین (۰/۰۴ 1/cm) همخوانی دارد.

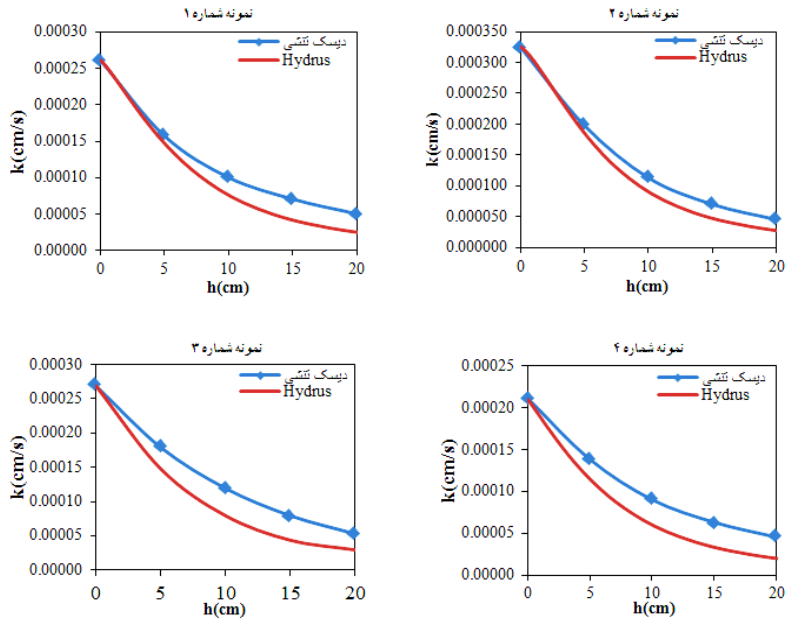
1- Sand, Silt, Clay

2- Sand, Silt, Clay and Bulk Density

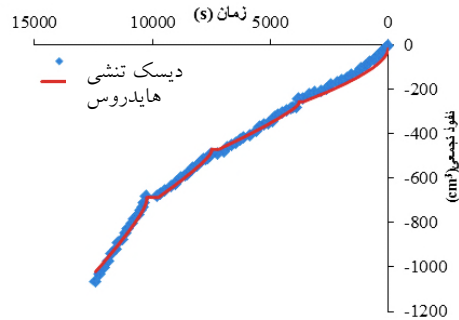
3- Reynolds et al

4- Marsel and Leij

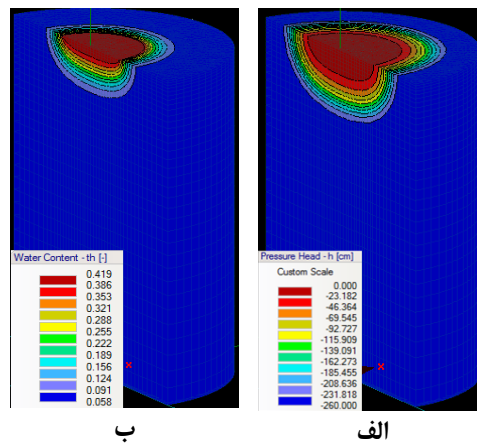
5- Wösten and Nemes



شکل ۳- مقایسه منحنی مشخصه هیدرولیکی خاک شبیه سازی شده و اندازه گیری شده



شکل ۴- منحنی نفوذ تجمعی شبیه سازی و اندازه گیری شده



شکل ۵- الف) جبهه توزیع بار فشاری. ب) جبهه توزیع رطوبت

براساس جدول‌های (۳) و (۴) حل به روش معکوس توانایی بالای در تخمین مقدار θ_r و n دارد اما مقادیر L را در یک بازه منفی قرار می‌دهد. از طرفی به علت مطابقت دقیق منحنی نفوذ تجمعی دیسک و مدل (شکل ۴) می‌توان به نتایج بهینه سازی پارامترها اطمینان بیشتری داشت.

بر اساس شکل (۳) در هر چهار نمونه مقادیر هدایت هیدرولیکی غیر اشباع به دست آمده از دیسک تنشی بیشتر از مقادیر تخمینی است. با توجه به اینکه با ثابت نگهداشتن سایر پارامترهای معادله ون گختون کاهش مقدار L باعث کاهش هدایت هیدرولیکی غیر اشباع می‌شود، احتمالاً کم تخمین زدن این پارامتر به وسیله روش معکوس باعث شده که مقادیر هدایت هیدرولیکی غیر اشباع کمتر از مقادیر اندازه‌گیری به وسیله دیسک تنشی باشد. باید اضافه نمود که در مقایسه نتایج پارامترهای اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده جدول (۴)، تشابه و نزدیکی مناسبی با نتایج گزارش‌های کارسل و پریش^۱ (۱۹۸۸) و راولز و همکاران^۲ (۱۹۸۲) برای خاک لومی رسی و بانک اطلاعاتی روزتا وجود دارد.

بالای آن را نشان می‌دهد. با کاهش مکش شیب نمودار تندتر شده که بیانگر سرعت نفوذ بیشتر در مکش‌های نزدیک به صفر است. در فواصل بین تغییر مکش‌های دیسک تنشی نیاز به تغییر مکان دیسک از روی نمونه به محل مناسب است که در این مدت زمان حرکت جبهه رطوبتی با شرایط فلاکس صفر صورت می‌گیرد. مدل قادر به شبیه سازی حرکت جبهه رطوبتی در این بازه زمانی نیز می‌باشد. خطوط تکه تکه شکل (۴) بیانگر این فرآیند می‌باشد. شکل (۵) نتایج شبیه‌سازی توزیع جبهه رطوبتی و بار فشاری توسط مدل در انتهای آزمایش را در نقاط مختلف پروفیل (برش عمودی نمونه) خاک را نشان می‌دهد که نقاط زیر دیسک تنشی در این زمان به مکش صفر و رطوبت اشباع رسیده‌اند. شکل نشان می‌دهد که توزیع جبهه فشاری بزرگتر از توزیع جبهه رطوبتی می‌باشد.

نتیجه گیری

جدول (۱) مقادیر K_s و α های اندازه‌گیری شده متفاوتی را نشان می‌دهد. این نتایج ممکن است به علت مترکم شدن خاک در حین آزمایش و یا نحوه‌ی قرارگیری متفاوت دیسک روی سطح خاک باشد.

منابع

- ۱- غفاری، پ.، کشکولی، ح. و رمختاران. ۱۳۸۶. مقایسه روش های اندازه گیری هدایت هیدرولیکی با استفاده از نفوذ سنج گلف و نفوذ سنج مکشی. نهمین سمینار ملی آبیاری و کاهش تبخیر، کرمان.
- ۲- قبادیان، ر. و ک. محمدی. ۱۳۸۹. مقایسه روش های مختلف تحلیل پرماتر گلف جهت محاسبه ضریب هدایت هیدرولیکی صحرایی خاک لوم سیلتی در بالای سطح ایستایی. نشریه آب و خاک، ۲۴ (۳): ۵۱۱-۵۰۱.
- 3- Abeele, W. V. 1984. Hydraulic testing of crushed Bandelier Tuff. Report No. LA-10037-MS, LosAlamos National Laboratory, Los Alamos, New Mexico, 21 p.
- 4- Ankeny, M. D., Ahmed, M., Kaspar, T. C. and R.Horton. 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. Soil Science Society of America Journal, 55: 467-470.
- 5- Carsel, R. F. and R. S. Parrish. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. Water Resources Research, 24: 755-769.
- 6- Gardner, W. 1958. Some steady-state solutions of the nsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil science, 85(4):228-232.
- 7- Jarvis, N. and I. Messing. 1995. Near-saturated hydraulic conductivity in soilsof contrasting texture measured by tension infiltrometers. Soil Science Society of America Journal, 59: 27-34.
- 8- Leij , F. J., Russel, W . B. and Lesch, S. M. 1997. Closed form expressions for water retention and conductivity data. Ground water, 35:848-858
- 9- Logsdon, S. and D. Jaynes. 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. Soil Science Society of America Journal, 57: 1426-1431.
- 10- Marsel, S. G. and F. J. Leij. 2000. Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. Soil Science Society of America Journal, 64: 843-851.
- 11- Meshgi, A. and T. F. M.Chui. 2012. Analysing tension infiltrometer data from sloped surface using two dimensional approximation. Hydrological Processes, 20 (3): 744-752.
- 12- Moghbeli, D. A. and S.Delfari. 2009. Assessment HYDRUS-1D model in simulation of water movement in soil (Case Study of Jiroft). National Conference on Water, Soil, Plant and Agricultural Mechanization Science. Dezful, Iran.
- 13- Moret -Fernández, D., Blanco, N., Martínez Chueca, V. and A. Bielsa. 2012. c. Malleable disc base for direct infiltration measurements using the tension infiltrometry technique. Hydrological Processes, 27 (2): 275-280.

1- Carsel and Parrish

2- Rawls

- 14- Mualem, Y. 1976. A catalogue of the hydraulic properties of unsaturated soils. Research Project Report No. 442, Technion, Israel Institute of Technology, Haifa.
- 15- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L. and K. E. Saxton. 1982. Estimating soil water properties. Transactions, American Society of Agricultural Engineers (ASAE), 25 (5): 1316-1320.
- 16- Reynolds, W., Elrick, D. and B. Clothier. 1985. The constant head well permeameter: effect of unsaturated flow. Soil science, 139 (2): 172-180.
- 17- Scotter, D., Clothier, B. and E. Harper. 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. Soil Research, 20 (4): 295-304.
- 18- Simunek, J. and M. T. Van Genuchten. 1997. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. Soil Science, 162: 383-398.
- 19- Simunek, J., Van Genuchten M. T., Gribb M. M. and J. W. Hopmans. 1998. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. Soil and Tillage Research, 47: 27-36.
- 20- Smettem, K. and B. E. Clothier. 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. Journal of Soil Science, 40: 563-568.
- 21- van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44: 892-898.
- 22- Van Genuchten, M. Th., Leij, F. J. and S. R. Yates. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. U.S. Salinity Laboratory U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service Riverside, California.
- 23- Warrick, A. W. 1992. Models for disc permeameters. Water Resource, 28: 1319-1327.
- 24- Wooding, R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. Water Resources Research, 4: 1259-1273.
- 25- Wösten, I. H. M. and A. Nemes. 2004. Pedotransfer functions for Europe. Alterra, Droevendaalsesteeg 3, 6700 AA Wageningen, The Netherlands.
- 26- Wosten, J. H. M., and M. Th. van Genuchten. 1988. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. Soil Science Society of America Journal, 52: 1762-1770.
- 27- Wosten, J. H. M., Lilly, A., Nemes, A. and C. Le Bas. 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. Geoderma, 90: 169-185.