

تخمین ضریب جذب معادله فیلیپ به دو روش با استفاده از نفوذسنج دیسک

ساره تنگسیر^{۱*}، زهرا ایزدپناه^۲، حیدر علی کشکولی^۳ و هادی معاضد^۴

*- نویسنده مسئول، دانشجوی دکتری گروه آبیاری وزهکشی دانشگاه شهید چمران

۲- استادیار گروه آبیاری وزهکشی دانشگاه شهید چمران

۳- استاد بازنشسته دانشگاه شهید چمران

۴- استاد گروه آبیاری وزهکشی دانشگاه شهید چمران

تاریخ پذیرش: ۹۲/۸/۲۶

تاریخ دریافت: ۹۱/۷/۲۴

چکیده

تعیین خصوصیات هیدرولیکی خاک غیراشباع، در تشخیص و فهم بسیاری از فرآیندها بسیار مهم می‌باشد. از آن جمله می‌توان به نفوذ رواناب، بارندگی، انتقال املاح، آلودگی‌ها و مواد غذایی در خاک و جذب املاح توسط ریشه گیاه اشاره نمود. به تازگی دستگاه نفوذسنج دیسک به عنوان یکی از رایج‌ترین ابزار اندازه‌گیری صحرائی خصوصیات هیدرولیکی سطحی خاک غیراشباع شناخته شده است. در این تحقیق، به منظور بررسی رابطه بین منحنی جذب و هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک آزمایش‌های صحرائی در شش تکرار به فواصل یک متر از همدیگر در سه ناحیه (ناحیه اول با بافت سیلتی لوم و ناحیه دوم و سوم با بافت لوم) انجام گرفت. در کلیه تکرارها، سرعت‌های نفوذ پایدار در سطح خاک در پنج مکش متوالی ۱۵، ۱۰، ۶، ۳ و صفر سانتی‌متر اندازه‌گیری شد. سپس جهت تخمین ضریب جذب در همان مکش‌ها، از روش مشتق‌گیری (تحلیل ناپایدار) و تحلیل پایدار، استفاده گردید. نتایج این تحقیق نشان داد که منحنی جذب $(S(h))$ ، همانند منحنی هدایت هیدرولیکی غیر اشباع $(k(h))$ ، از یک تابع نمایی تبعیت نموده و این فاکتور با مکش رابطه‌ی عکس دارد به طوری که با افزایش فشار (کاهش مکش)، میزان جذب افزایش می‌یابد. همچنین مشاهده شد که روش تحلیل ناپایدار مقادیر جذب را در تمامی مکش‌ها بیشتر از روش تحلیل پایدار تخمین می‌زند و این تفاوت‌ها در مکش‌های ۳- و صفر سانتی‌متر معنی‌دار است. نتایج این تحقیق بیانگر رابطه‌ی عکس فاکتور جذب خاک با پارامتر α و رابطه‌ی عکس پارامتر α با درجه استحکام و پایداری ساختمان خاک می‌باشد. هم چنین مشاهده شد که حساسیت فاکتور جذب به ساختمان خاک بیشتر از هدایت هیدرولیکی می‌باشد.

کلید واژه‌ها: نفوذسنج دیسک، هدایت هیدرولیکی غیر اشباع، ضریب جذب، معادله فیلیپ، پارامتر α .

Estimation of Philip Equation Sorptivity Factor by Two Methods Using Disc Permeameter

S. Tangsir¹, Z. Izadpanah², H.A. Kashkuli³ and H. Moazed⁴

- 1- PhD. Student Irrigation and Drainage Department, Faculty of Water Sciences Engineering, Shahid Chamran University, Ahvaz
- 2- Assistant, Professor Faculty of Water Sciences Engineering, Shahid Chamran University, Ahvaz
- 3- Retiered Professor, Faculty of Water Sciences Engineering, Shahid Chamran University, Ahvaz
- 4- Professor, Faculty of Water Sciences Engineering, Shahid Chamran University, Ahvaz

Received: 15 Oct. 2012

Accepted: 17 Nov. 2013

Abstract

Determination of unsaturated soil hydraulic parameters are important for assessment and understanding of many processes. These processes include as: runoff and rainfall infiltration, salt, contaminations and nutrition elements transmission in soil and solution absorption by plant root. Recently, disc permeameter has been recognized as one of most current tool for measurement of unsaturated soil surface hydraulic parameters. In this research, for study of relation between unsaturated soil hydraulic conductivity and sorptivity curve, the field experiments were performed at six iterations to interval of 1 meter each other on

three zones (first zone with silty loam texture, second and third zone with loam texture). At all iterations, steady infiltration rates were measuremented on soil surface in consecutive five suctions, 15, 10, 6, 3 and 0 cm respectively. Then, sorptivity factors in each suction were estimated by methods of differentiation (unsteady analysis) and steady analysis. The results of this study indicated that, sorptivity curve ($s(h)$) similar as unsaturated hydraulic conductivity curve ($k(h)$) is followed an exponential function. Sorptivity factor had inverse relation with suction, so that sorptivity value increased with suction reduction. Also, the results of this study showed that unsteady analysis method estimate sorptivity value at all suctions more than steady analysis method and the differences are significant in suctions of 3 and 0 cm. The study results indicated soil sorptivity factor inverse relationship with α parameter and α parameter inverse relationship with soil structure resistance degree. Also, it is observed that sorptivity factor sensitivity to soil structure is more than hydraulic conductivity.

Key words: Disc Permeameter , Unsaturated hydraulic conductivity, Sorptivity factor, Philip Equation, α parameter.

مقدمه

اطلاعات نفوذ با استفاده از روش تحلیل وودینگ^۲ (۴۶) مدل شدند و پارامترهای گاردنر، هدایت هیدرولیکی اشباع و طول کاپیلاری ماکروسکوپیک (λ_c) از مقادیر بهترین برازش تخمین زده شدند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که مقادیر λ_c هدایت هیدرولیکی اشباع و غیر اشباع به طور معنی‌دار متأثر از بافت خاک نمی‌باشند هر چند، کاربری زمین به طور معنی‌دار خواص هیدرولیکی خاک از جمله هدایت هیدرولیکی ($k(h)$)، فلاکس حجمی پایدار ($q(h)$) و فاکتور جذب خاک (S) را تحت تأثیر قرار داد و تفاوت‌ها با کاهش مکش (h) (به سمت ناحیه اشباع) بزرگتر شدند. مقادیر میانگین پارامترهای هیدرولیکی مورد مطالعه در خاک‌های مرتعی در مقایسه با زمین‌های تحت کشت پایین‌تر بودند، خاک‌های مرتعی دارای درصد مواد آلی کمتر و درجه تراکم بیشتری نسبت به خاک‌های تحت کشت بودند (۱۸).

روش‌های اندازه‌گیری صحرائی خصوصیات هیدرولیکی خاک در مقایسه با روش‌های آزمایشگاهی واقعی‌تر می‌باشند زیرا این روش‌ها حجم بزرگتری از خاک را شامل می‌شوند (۳۰). ضرورت توسعه شیوه‌های در جا جهت تعیین خصوصیات هیدرولیکی خاک، به ویژه برای بررسی جریان‌های ترجیحی تحت روش‌های مدیریت متفاوت، در سال‌های اخیر دو چندان شده است (۲). نفوذسنج دیسک یا تنشی، برای اندازه‌گیری و یا نگهداشت جریان غیر اشباع آب در خاک، به طور سریع، دقیق و آسان طراحی شده است. میزان جریان در تخلخل درشت به واسطه استفاده از آب در سطح خاک در پتانسیل کمتر از صفر کنترل شده است (۱۹). نفوذسنج دیسکی یا تنشی هم چنین به عنوان ابزاری استاندارد برای اندازه‌گیری خصوصیات هیدرولیکی خاک نزدیک به اشباع به خوبی شناخته شده است. اطلاعات نفوذ می‌تواند برای پیش‌بینی توزیع منافذ خاک با اندازه‌های متفاوت در جریان آب به طور کلی در سر تا سر خاک استفاده شود (۲۷ و ۴۲). از مزایای اصلی این روش در مقایسه با دیگر روش‌ها، اندازه‌گیری درجای خصوصیات هیدرولیکی خاک می‌باشد. این روش، تحقیق در خصوص وابستگی پارامترهای هیدرولیکی خاک به ساختمان خاک (۱۶)،

خصوصیات هیدرولیکی خاک غیر اشباع به دلیل اهمیت ناحیه غیر اشباع در فهم بسیاری از فرآیندها از جمله نفوذ بارندگی و رواناب، انتقال املاح، آلودگی‌ها و مواد مغذی در خاک، جذب آب توسط ریشه گیاه و همچنین مدل سازی روابط آب-خاک و طراحی سیستم‌های آبیاری و زهکشی بسیار مورد توجه می‌باشند.

خصوصیات هیدرولیکی خاک جزء خواص فیزیکی می‌باشند که روابط آب-خاک را توصیف می‌نمایند. از مهمترین این خصوصیات، تعریف رابطه‌ی بین مقدار رطوبت و مکش در خاک (منحنی رطوبتی) و هم چنین ارتباط بین هدایت هیدرولیکی و مکش (منحنی هدایت هیدرولیکی) می‌باشد.

در مدل‌های آب - خاک خصوصیات هیدرولیکی خاک ورودی‌های ضروری می‌باشند. چنین مدل‌هایی فرآیندهای فیزیکی - شیمیایی و بیولوژیکی موجود در خاک را شبیه‌سازی می‌نمایند. نتایج این مدل‌ها می‌تواند در پیش‌بینی رژیم آب-خاک به منظور اهداف آبیاری، انتقال آلودگی‌ها در ارزیابی محیط زیست و تولید محصول در مدیریت کشاورزی مورد استفاده قرار گیرد (۳۷). مشخصات هیدرولیکی خاک به طور ویژه با مکان تغییر می‌کند (۶، ۱۴، ۲۴، ۳۵ و ۳۷). بسیاری از مدل‌های انتقال آب و املاح فرض می‌کنند که مشخصات سطحی خاک با زمان ثابت است، اما در واقع مشخصات سطحی به واسطه فعالیت‌های انسانی مانند روش‌های کشاورزی و آبیاری، فرسایش‌های آبی و بادی و فعالیت‌های بیولوژیکی که همگی می‌توانند روی ساختمان خاک تأثیر بگذارند، تغییر می‌کنند. بنابراین خصوصیات هیدرولیکی خاک با مکان و زمان بسیار تغییر پذیرند و نمی‌توان این واقعیت را نادیده گرفت (۱۵).

مدیریت خاک و کاربری متفاوت زمین به طور غیر مستقیم می‌تواند خواص هیدرولیکی خاک را تغییر دهد. کلیشادی و همکاران^۱، نفوذ آب غیر اشباع را در پنج مکش متوالی به ترتیب ۱۵، ۱۰، ۵ و ۲ سانتی‌متر در ۱۰۰ نقطه (۴۰ مورد در مرتع، ۳۳ مورد در زمین‌های دیم، ۱۵ مورد در زمین‌های تحت کشت آبی و ۱۲ مورد در زمین‌های آیش) توسط نفوذسنج دیسک اندازه‌گیری نمودند (۱۸).

تحلیل ناپایدار برای تعیین هدایت هیدرولیکی از اطلاعات نفوذسنج دیسک پرداختند (۱۰).

هدف از انجام این تحقیق، برآورد صحرایی ضریب جذب معادله فیلیپ و هدایت هیدرولیکی خاک غیراشباع در سه ناحیه، بررسی عوامل تأثیرگذار بر روی این ضریب، تعریف رابطه‌ی بین مکش و ضریب جذب (S(h)) و میزان وابستگی این ضریب به هدایت هیدرولیکی با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده نفوذ سنج دیسک می‌باشد.

مواد و روش‌ها

آزمایش‌های صحرایی نفوذسنج دیسک

در این مطالعه آزمایش‌های صحرایی در شش تکرار به فواصل یک متر از همدیگر در قطعاتی به وسعت شش مترمربع (۶×۱) در سه ناحیه مختلف مزارع تحقیقاتی دانشگاه شهید چمران اهواز انجام شد. به دلیل کوچک بودن وسعت نواحی در نظر گرفته شده، جهت تعیین بافت خاک، یک نمونه از هر محل آزمایش تهیه گردید. بعد از جدا سازی بخش درشت دانه (ذرات بزرگ تر از ۰/۰۷۵ میلی متر) با عبور دادن نمونه‌ها از الک ۲۰۰، با استفاده از مستر ساینر درصد رس، سیلت و شن ریز نمونه‌های عبوری تعیین گردید. بافت خاک بر اساس طبقه بندی بخش کشاورزی ایالات متحده (جدول ۱) تعیین شد.

تمامی آزمایش‌ها توسط یک دستگاه نفوذسنج دیسک با شعاع ۱۰ سانتی‌متر (مدل 2805D20K1) انجام گرفت. در هر آزمایش، سرعت‌های نفوذ پایدار در پنج مکش متوالی به ترتیب ۱۵، ۱۰، ۶، ۳ و صفر سانتی متر اندازه‌گیری شد. در پایان هر آزمایش، یعنی پس از رسیدن به سرعت نفوذ پایه در پتانسیل صفر، نمونه‌ای از زیر دیسک نفوذسنج به منظور تعیین حداکثر تخلخل^۴ و مقدار رطوبت نهایی برداشته شد. نمونه‌های دست خورده از نزدیکی محل‌های آزمایش از سطح خاک جهت تعیین میزان رطوبت اولیه و بافت خاک تهیه گردید. هم چنین جرم مخصوص ظاهری با تهیه نمونه‌های دست نخورده با استفاده از استوانه‌های نمونه‌گیری (قطر و ارتفاع پنج سانتی‌متر)، اندازه‌گیری شد.

تحلیل اطلاعات نفوذسنج دیسک

رینولدز و الریک، یک روش تحلیلی برای تعیین هدایت هیدرولیکی اشباع و نزدیک اشباع از اطلاعات نفوذ پایدار برداشت شده به روش چندین مکش متوالی با استفاده از یک دیسک، پیشنهاد دادند (۳۱). این روش بر مبنای تابع نمای مرحله‌ای بین دو مکش متوالی، پایه گذاری شده و برای تخمین هدایت هیدرولیکی (k) در نقطه وسط دو مکش متوالی، از درون یابی بین دو نقطه استفاده می‌نماید.

در ابتدا یک سلسله مراتب از مقادیر سرعت نفوذ ($q_i = L/T$) ($i=1,2,3,\dots,n$) از طریق تنظیم یک سلسله مراتب از مقادیر مکش (h- L) ($i=1,2,3,\dots,n$) روی نفوذسنج دیسک مکشی، اندازه‌گیری می‌شوند. مقدار α گاردنر (۱۲) (L^{-1})، به عنوان شیب

ریشه‌های گیاه و تخلخل درشت خاک (۲۲و۷)، فعالیت‌های کشاورزی (۲۵)، کاربرد کود کشاورزی (۲۳)، روش‌های کشت (۳۲)، تغییر در کاربری زمین (۵)، تغییر در پوشش گیاهی (۱۳) و فاکتورهای هواشناسی (۲۱) را ممکن و میسر می‌سازد. نفوذسنج دیسک یک وسیله قابل حمل با مقدار کم آب مورد نیاز برای انجام آزمایش (در مقایسه با حلقه‌های نفوذ یا فشاری) به منظور تشخیص تغییرات مکانی خصوصیات هیدرولیکی خاک مناسب می‌باشد (۳۵و۱۷). آلیتو و کوکت^۱ مشاهده کردند که فقط زمان نمونه‌گیری و مکان اندازه‌گیری، فاکتورهای تأثیرگذار بر خصوصیات هیدرولیکی خاک در مکش‌های ماتریک متفاوت می‌باشند (۳).

برخی از ویژگی‌های هیدرولیکی خاک از قبیل طول کاپیلاری بزرگ مقیاس (۴۰) و هدایت هیدرولیکی (۴۳)، می‌توانند از ضریب جذب^۲ تخمین زده شوند. بنابراین تعیین و اندازه‌گیری این ضریب در خاک بسیار مهم می‌باشد زیرا می‌تواند برای تخمین دیگر خصوصیات هیدرولیکی خاک استفاده شوند. دستگاه نفوذسنج دیسک توسط چندین محقق برای اندازه‌گیری در محل هدایت هیدرولیکی نزدیک اشباع به کار برده شده است (۴۵و۲۰، ۵، ۱۵) کاربرد نفوذسنج دیسک تثنی شامل تعیین هدایت هیدرولیکی نزدیک اشباع (۱۷و۳)، تعیین مشخصات ساختمان خاک (۴۳)، مشخص ساختن تخلخل درشت و متوسط (۵، ۱۱ و ۴۴)، تعیین مقدار آب در حال حرکت و آب ساکن (۸)، تعیین ایزوترم‌های جذب املاح (۹) و تخمین پارامترهای هیدرولیکی به روش معکوس (۳۴) می‌باشد.

روش‌های زیادی برای تحلیل اطلاعات برداشتی توسط نفوذسنج دیسک در دسترس می‌باشند از جمله وایت و سالی^۳، آنکنی و همکاران^۴، اسمیت^۵ و کلوتیر^۵، رینولدز و الریک^۶ و لوگسدن و جینز^۷ (۲۲ و ۳۱، ۳۷، ۴، ۴۳).

روش‌های پیشنهاد شده برای تخمین فاکتور جذب، شامل اندازه‌گیری نفوذ با استفاده از دیسک‌های با شعاع‌های متفاوت (۳۱ و ۳۶) یا اندازه‌گیری با استفاده از تک دیسک در دو تنش متوالی است (۴). اکثر روش‌های موجود برای تحلیل اطلاعات نفوذسنج دیسکی نیازمند سرعت جریان پایدار می‌باشند. اخیراً روش‌هایی برای تحلیل اطلاعات ناپایدار در مراحل اولیه نفوذ از نفوذ سنج دیسکی ارائه شده‌اند (۳۸و۳۹). این روش‌ها نه تنها به زمان کمتری نیاز دارند بلکه مشکل رسیدن به زمان پایدار را نخواهند داشت. روش‌های تحلیل ناپایدار بر مبنای تخمین فاکتور جذب (S)، از معادله نفوذ تجمعی با زمان به شکل سه بعدی می‌باشند. فاکتور جذب به طور کلی از مراحل اولیه نفوذ تخمین زده می‌شود زیرا در مراحل اولیه نفوذ نیروهای کاپیلاری در خاک غالب می‌باشند (۱۰). کوک و بروثرن^۸ به مقایسه روش‌های

- 1- Alletto and Coquet
- 2- Sorptivity
- 3- Wahite and Sull
- 4- Ankeny et al.
- 5- Smettem and Clothier
- 6- Reynold and Elrick
- 7- Logsdon and Jaynes
- 8- Cook and Broeren

جدول ۱- خصوصیات فیزیکی خاک در سه ناحیه مورد مطالعه

ناحیه مورد آزمایش	درصد شن	درصد رس	بافت خاک	جرم مخصوص ظاهری (g/cm ³)	تخلخل خاک (cm ³ /cm ³)	درصد مواد آلی
۱	۲۴/۴۹	۲۲/۱۴	سیلتی لوم	۱/۴۸	۰/۴۶	۰/۳۰
۲	۵۰/۰۱	۱۳/۸۵	لوم	۱/۵۷	۰/۴۸	۰/۶۸
۳	۳۹/۷۵	۱۲/۷۸	لوم	۱/۶۰	۰/۴۵	۰/۳۷

روش تحلیل پایدار

در این روش ضریب جذب با رابطه‌ی پیشنهاد شده توسط وایت و سالی محاسبه می‌گردد (۴۳):

$$S_{h0} = \sqrt{\frac{\varphi_{h0}(\theta_0 - \theta_n)}{0.55}} \quad (۶)$$

در این رابطه S_{h0} ، θ_n و θ_0 : به ترتیب ضریب جذب در مکش‌های اندازه‌گیری شده، مقدار رطوبت در مکش‌های اندازه‌گیری شده و مقدار رطوبت اولیه اندازه‌گیری شده می‌باشد. φ_{h0} : پتانسیل ماتریک جریان بر حسب (متر مربع بر ثانیه) می‌باشد که از رابطه (۷) محاسبه می‌گردد (۴۰ و ۴۳):

$$\varphi_0 = \frac{k(h_0)}{\alpha} \quad (۷)$$

$K(h_0)$: مقادیر هدایت هیدرولیکی تخمین زده شده به روش رینولدز و الریک (۳۱) و α : پارامتر توزیع اندازه منافذ می‌باشد که از برازش تابع نمایی گاردنر (۱۲) به زوج داده‌های اندازه‌گیری شده (Q, h) و یا (K, h) به دست می‌آید. این روش به دلیل اینکه از روش تحلیل پایدار اطلاعات نفوذسنج دیسک بر گرفته شده است روش تحلیل پایدار نام گرفته است.

برای تخمین مقادیر رطوبت در مکش‌های به کار برده شده با استفاده از برنامه RETC^۲ پارامترهای مدل رطوبتی ون گنوختن^۳ از داده‌های های مکش و هدایت هیدرولیکی تخمین زده شد و سپس مقادیر رطوبت در مکش‌های متفاوت با استفاده از مدل مذکور برآورد شدند.

روش تحلیل ناپایدار

برای تخمین نفوذ سه بعدی (I_{3D}) از نفوذسنج دیسک، معادله‌ی فیلیپ به صورت زیر اصلاح شده است (۴۲):

$$I_{3D} = S\sqrt{t} + (A + B)t \quad (۸)$$

B $(L.T^{-1})$ ثابتی است که مطابق با رابطه زیر تعریف می‌شود:

خط مرحله‌ای بین زوج اطلاعات هم جوار (h_n, LnQ_n) از رابطه (۱) محاسبه می‌شود (۴۴):

$$\alpha_{g(i+1/2)} = \frac{Ln \frac{Q_i}{Q_{i+1}}}{h_i - h_{i+1}} \quad (۱)$$

سپس با استفاده از رابطه‌های (۲) و (۳)، مقدار $Q_{i+1/2}$ محاسبه می‌شود:

$$h_{i+1/2} = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \quad (۲)$$

$$Q_{i+1/2} = \exp\left[\frac{LnQ_i + LnQ_{i+1}}{2}\right] \quad (۳)$$

آنگاه مقدار $k_{i+1/2}$ از رابطه (۴) محاسبه شده:

$$K_{i+1/2} = \frac{Q_{i+1/2}}{1 + \frac{\pi r_0 \alpha_g(i+1/2)}{4}} \quad (۴)$$

و در نهایت هدایت هیدرولیکی اشباع از رابطه‌ی (۵) محاسبه می‌گردد:

$$k_{(i+1/2)} = \frac{k_{i+1/2}}{\exp(\alpha_{g(i+1/2)} h_{i+1/2})} \quad (۵)$$

در روابط ارائه شده، $(L^3 T^{-1}) Q_n$ برابر است با حاصل ضرب سرعت نفوذ پایدار اندازه‌گیری شده $q_n (L.T^{-1})$ ، در سطح مقطع مخزن تأمین آب نفوذسنج دیسک (L^2) (سطح مقطع نفوذسنج دیسک مورد استفاده در این تحقیق، ۳۵/۲۲ سانتی‌متر مربع بود).

تخمین ضریب جذب معادله فیلیپ^۱ (۲۸)

2- RETension Curve
3- Van Genchten

1-Philip

جدول ۲- سرعت‌های نفوذ پایدار اندازه‌گیری شده در پنج مکش متوالی اعمال شده توسط نفوذسنج دیسک به طور نمونه در سه تکرار آزمایش در ناحیه دوم

تکرار	مکش (سانتی متر)	رطوبت اولیه خاک (cm ³ /cm ³)	مدت زمان اعمال مکش (دقیقه)	سرعت نفوذ نهایی (سانتی متر بر ثانیه)
۱	۱۵	۰/۱۴۷۵	۱۲	۰/۰۰۲۵
	۱۰		۱۰	۰/۰۰۳۳
	۶		۱۰	۰/۰۰۵۸
	۳		۸	۰/۰۰۹۲
	۰		۱۸	۰/۰۰۳۲
۲	۱۵	۰/۱۴۰۲	۱۴	۰/۰۰۱۷
	۱۰		۱۸	۰/۰۰۲۵
	۶		۱۴	۰/۰۰۵۸
	۳		۲۰	۰/۰۰۱۱
	۰		۱۶	۰/۰۰۳۲
۳	۱۵	۰/۰۹۶۸	۳۱	۰/۰۰۱۱
	۱۰		۱۶	۰/۰۰۱۷
	۶		۸	۰/۰۰۴۲
	۳		۸	۰/۰۰۸۳
	۰		۲۶	۰/۰۰۲۷

و سپس رسم منحنی $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$ در برابر \sqrt{t} ، و برازش یک خط

مستقیم به زوج داده‌های $(\sqrt{t}, \frac{dI}{d\sqrt{t}})$ (البته به استثنای

داده‌های حاصله در مراحل اولیه نفوذ که رفتار غیرخطی دارند) مقدار S را به دست آورد. S برابر با عرض از مبدا خط برازش داده شده می‌باشد. در رابطه با جزئیات روش فوق‌الذکر به مقاله میناسنی^۲ و همکاران (۲۴) مراجعه شود.

در این تحقیق به دلیل استفاده از شن در زیر دیسک، از روش فوق‌الذکر جهت تخمین ضریب جذب در مکش‌های متفاوت استفاده شده است زیرا با این روش مطابق با نتایج میناسنی و همکاران (۲۴)، تاثیر شن روی سرعت نفوذ و در نتیجه تخمین فاکتور جذب کاهش می‌یابد.

نتایج و بحث

تخمین منحنی هدایت هیدرولیکی (k(h))، با روش تحلیل الریک و رینولدز

سرعت‌های نفوذ پایدار اندازه‌گیری شده در مکش‌های متوالی توسط دستگاه نفوذسنج دیسک، به طور نمونه در سه تکرار آزمایش در جدول (۲)، ارائه شده است. با توجه به نتایج ارائه شده در این جدول، با کاهش مکش، سرعت نفوذ افزایش یافته است زیرا با کاهش مکش، طبق نظریه صعود کاپیلاری، منافذی با شعاع بزرگ‌تر در جریان آب

$$B = \frac{\gamma_s^2}{r_0 (\theta_0 - \theta_n)} \quad (9)$$

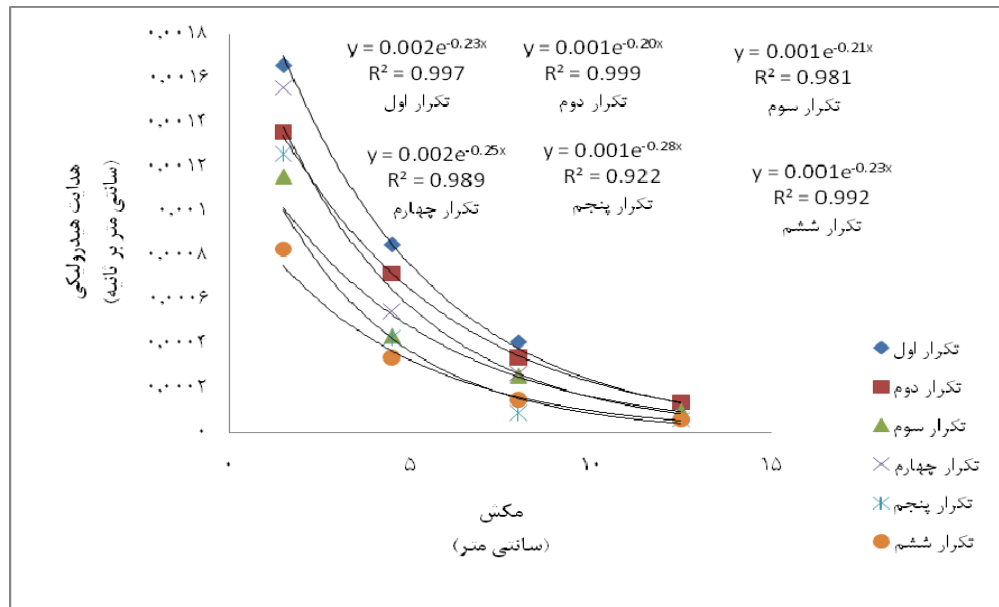
در روابط فوق A ثابتی است که به هدایت هیدرولیکی خاک بستگی دارد (۲۴)، γ : ثابت تناسب (بدون بعد) و معادل ۰/۰۷۵ (۱۰) و I_0 : شعاع دیسک (L) می‌باشد. رابطه (۸) نشان می‌دهد که S، فقط متاثر از مراحل اولیه نفوذ نمی‌باشد. با جایگزینی A' به جای A+B، رابطه (۸) به صورت زیر بازنویسی می‌شود:

$$I_{3D} = S\sqrt{t} + (A')t \quad (10)$$

واندرویر^۱ (۳۸ و ۳۹)، با مشتق‌گیری از معادله (۱۰) نسبت به ریشه دوم زمان (\sqrt{t}) به صورت زیر:

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} = S + 2A'\sqrt{t} \quad (11)$$

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} = \frac{\Delta I}{\Delta\sqrt{t}} = \frac{I_{i+1} - I_i}{\sqrt{t_{i+1}} - \sqrt{t_i}} \quad (12)$$



شکل ۱- برازش تابع نمایی گاردنر به زوج داده‌های مکش و هدایت هیدرولیکی در ناحیه دوم

جدول ۳- مقادیر میانگین α و هدایت هیدرولیکی اشباع به دست آمده از برازش تابع نمایی گاردنر به زوج داده‌های

مکش و هدایت هیدرولیکی

ناحیه مورد مطالعه	درصد شن	درصد رس	بافت خاک	α (1/cm)	K_s (mm/hr)	α (1/cm)
اول	۲۴/۴۹	۲۲/۱۴	سیلنتی لوم	۰/۱۷۴	۶۳/۳۶	۰/۱۷۴
دوم	۵۰/۰۱	۱۳/۸۵	لوم	۰/۲۳	۴۶/۸	۰/۲۳
سوم	۳۹/۷۵	۱۲/۷۸	لوم	۰/۱۶	۳۶	۰/۱۶

از تابع نمایی گاردنر (۱۲) تخمین زده شده‌اند. بنابراین این پارامترها قابل اعتماد می‌باشند.

جدول (۳)، میانگین مقادیر α و هدایت هیدرولیکی اشباع برای سه ناحیه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. از مقایسه نتایج ارائه شده در جدول (۳) بین سه ناحیه، مشاهده می‌شود که برای یک نوع بافت خاک (ناحیه دوم و سوم با بافت لوم)، هر چه درصد شن بیشتر یا درصد رس کمتر باشد مقدار α نیز افزایش خواهد یافت. به عبارتی این پارامتر با درصد رس و شن در خاک رابطه‌ی تنگاتنگی دارد به طوری که با افزایش درصد رس یا کاهش درصد رس، مقدار آن افزایش می‌یابد (۱).

از مقایسه مقادیر تخمین زده شده بین دو نوع بافت خاک (ناحیه اول (سیلنتی لوم) و ناحیه سوم (لوم))، می‌توان نتیجه گرفت که پارامتر α نه فقط متأثر از بافت خاک بوده بلکه ساختمان خاک نیز عامل تأثیر گذاری بر این پارامتر می‌باشد. هم چنین از مقایسه هدایت هیدرولیکی اشباع بین سه ناحیه مشخص می‌گردد که این خصوصیت هیدرولیکی بسیار متأثر از ساختمان خاک بوده تا پارامترهای ذاتی خاک به طوری که بیشترین هدایت هیدرولیکی اشباع برای ناحیه اول با بافت سیلنتی

در خاک شرکت خواهند کرد. از سوی دیگر با کاهش مکش، تعداد منافذ شرکت کننده در جریان نیز افزایش می‌یابد.

براساس نتایج جدول (۲)، ملاحظه می‌شود که با افزایش رطوبت اولیه خاک، میزان سرعت نفوذ نهایی در هر مکش افزایش یافته است که با نتایج ژو و همکاران^۱ (۴۷) مطابقت دارد.

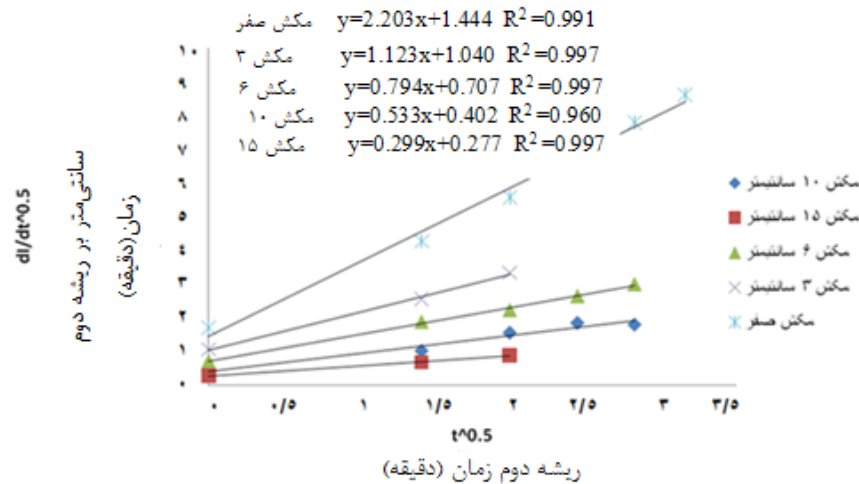
شکل (۱)، برازش تابع نمایی گاردنر (۱۲)، به زوج داده‌های مکش و هدایت هیدرولیکی در شش تکرار آزمایش در ناحیه دوم برای نمونه، نشان داده شده است. با توجه به نمودارهای ترسیم شده در شکل (۱)، هدایت هیدرولیکی با کاهش مکش از ۱۵ به صفر سانتی‌متر، افزایش یافته است که این نتایج با نتایج هیو و همکاران^۲، بدیهینایکی و همکاران^۳ و اسچوارتز و همکاران^۴ (۱۵، ۵ و ۳۳) مطابقت دارد. ضریب ثابت معادله برازش داده شده برابر با هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) و ضریب مکش (h)، معادل پارامتر α گاردنر (۱۲) (پارامتر توزیع اندازه منافذ) می‌باشد. مطابق با شکل (۱)، پارامترهای α و هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) با ضرایب رگرسیون بالایی (بالای ۰/۹)

1- Zhou et al.

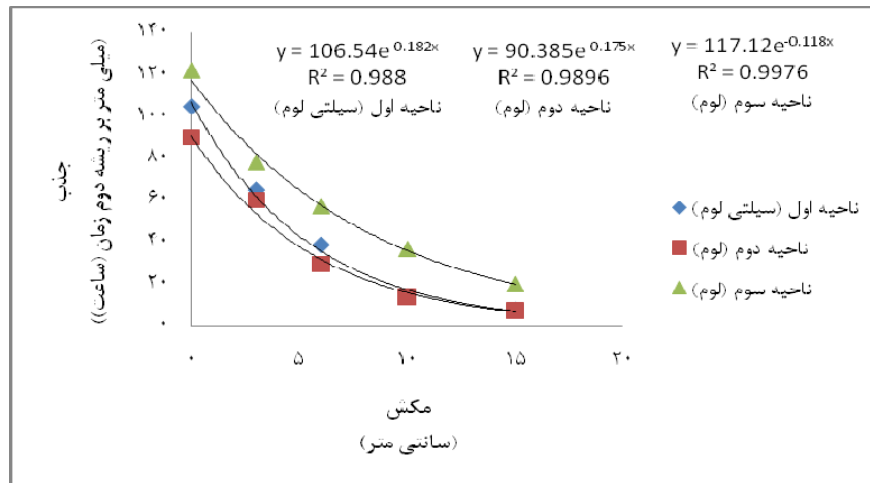
2- Hu et al.

3- Bodhinayake and Si

4- Schwartz et al.



شکل ۲- محاسبه‌ی ضریب جذب در پنج مکش متوالی ۰، ۳، ۶، ۱۰، ۱۵ و صفر سانتی متر به روش مشتق گیری (تحلیل ناپایدار)



شکل ۳- برازش تابع نمایی به زوج داده‌های (s₀h) به دست آمده از اندازه‌گیری‌های نفوذسنج دیسک در سه ناحیه (تحلیل ناپایدار)

با توجه به نمودار ارائه شده، با کاهش مکش، عرض از مبدا (ضریب جذب)، و شیب خط افزایش یافته است. یکی از دلایل افزایش ضریب جذب با کاهش مکش، افزایش تعداد کاپیلارهای شرکت کننده در جریان و در نتیجه افزایش سطح جذب می‌باشد. موسوی و سپاسخواه (۲۶) دریافتند که ضریب جذب معادله فیلیپ (۲۸) با کاهش مکش افزایش می‌یابد که نتایج تحقیق حاضر با نتایج این محققین مطابقت دارد. هم چنین میناسنی و همکاران (۲۴)، برای یک نوع بافت لوم، مقادیر جذب در مکش‌های ۲، ۶ و ۱۰ سانتی‌متر را به ترتیب ۰/۲۸۸، ۰/۲۳ و ۰/۱۸۸ میلی‌متر بر ریشه دوم زمان (ساعت) تخمین زدند که مشابه نتایج به دست آمده در این تحقیق می‌باشد. در مطالعه حاضر برای مکش‌های ۱۵، ۱۰، ۶ و ۳ و صفر سانتی‌متر به روش تحلیل ناپایدار برای بافت

لوم تخمین زده است. این نتایج با نتایج تحقیق کلیشادی و همکاران، ژو و همکاران و واهرن و همکاران^۱ هم خوانی دارد (۱۸، ۴۷ و ۴۱)

تخمین ضریب جذب معادله فیلیپ از منحنی‌های نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده توسط نفوذسنج دیسک

شکل (۲) برازش خط مستقیم به زوج داده‌های $(\frac{dI}{d\sqrt{t}}, \sqrt{t})$ در هر مکش به طور نمونه در یک تکرار آزمایش را نشان می‌دهد. عرض از مبدا خط برازش داده شده معادل ضریب جذب در هر مکش می‌باشد.

1 -Wahren et al.

جدول ۴- مقادیر میانگین α به دست آمده از برازش تابع نمایی به زوج داده‌های (k-h) و (s-h)

یافت خاک			
سیلتی لوم (ناحیه اول)	لوم (ناحیه دوم)	لوم (ناحیه سوم)	
۰/۱۷۴	۰/۲۳	۰/۱۶	$\alpha_{(k,h)} (1/cm)$ *
۰/۱۸۲	۰/۱۷۵	۰/۱۱۸	$\alpha_{(s,h)} (1/cm)$

* $\alpha_{(k,h)}$: برای نمونه مقدار میانگین α به دست آمده از برازش تابع نمایی به زوج داده‌های (k-h) می‌باشد.

جدول ۵- مقادیر جذب تخمین زده شده به دو روش در محل‌های مورد آزمایش

میانگین	روش تحلیل پایدار			S (cm/s ^{0.5})	روش تحلیل پایدار			محل آزمایش
	ضریب تغییرات	حداقل	حداکثر		ضریب تغییرات	حداقل	حداکثر	
۰/۱۲۶	۰/۱۷	۰/۰۵۳	۳۴	*S ₁₅	۰/۱۶۶	۰/۰۲۱	۰/۰۹۵	۲۷/۷۹
۰/۰۲۳۵	۰/۰۳۲	۰/۰۱۱	۳۳/۳۷	S ₁₀	۰/۰۲۳۷	۰/۰۳۲	۰/۰۱۷	۲۷/۲۱
۰/۰۶۴۲	۰/۱۵	۰/۰۲۸	۶۸/۴۶	S ₆	۰/۰۳۳	۰/۰۴۴	۰/۰۲۵	۲۲/۴۲
۰/۱۰۷۸	۰/۲	۰/۰۳۹	۵۸/۶۸	S ₃	۰/۰۴۳۷	۰/۰۵۶	۰/۰۳۵	۱۸/۳
۰/۱۷۴۲	۰/۲۶	۰/۰۵	۴۷/۵۵	S ₀	۰/۰۵۵۲	۰/۰۶۸	۰/۰۴۸	۱۳/۵۸
۰/۰۱۲	۰/۰۱۷	۰/۰۰۴۱	۳۶/۹۳	S ₁₅	۰/۰۱۱	۰/۰۱۶	۰/۰۰۷۶	۲۷/۸۷
۰/۰۲۳	۰/۰۳۳	۰/۰۱۷	۲۶/۲۱	S ₁₀	۰/۰۱۸۴	۰/۰۲۶	۰/۰۰۹۱	۳۱/۷۳
۰/۰۴۹	۰/۰۹۵	۰/۰۳۳	۴۷/۲۵	S ₆	۰/۰۲۹۷	۰/۰۳۶	۰/۰۲۵	۱۳/۹۲
۰/۱	۰/۱۸۳	۰/۰۴۱	۵۲/۸۲	S ₃	۰/۰۴۰۵	۰/۰۴۶	۰/۰۳۶	۹/۵
۰/۱۵	۰/۲۶۲	۰/۰۷۵	۵۵/۶۷	S ₀	۰/۰۵۴	۰/۰۵۸	۰/۰۴۹	۶/۴
۰/۰۳۳	۰/۰۷	۰/۰۱۴	۶۴/۸	S ₁₅	۰/۰۳۲	۰/۰۴۶	۰/۰۲۳	۲۶/۳۲
۰/۰۶۱	۰/۱	۰/۰۳۴	۳۷/۴	S ₁₀	۰/۰۴۳	۰/۰۵۸	۰/۰۳۴	۲۰/۷۵
۰/۰۹۵	۰/۱۶	۰/۰۴۸	۳۸/۸	S ₆	۰/۰۵۴	۰/۰۶۹	۰/۰۴۵	۱۵/۹۴
۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۰۶	۳۲/۶	S ₃	۰/۰۶۴	۰/۰۷۹	۰/۰۵۵	۱۳/۳۶
۰/۲۰۳	۰/۲۳	۰/۱۸	۹/۱۶	S ₀	۰/۰۷۶	۰/۲۰۳	۰/۲۳	۰/۱۸

* معادل است با مقدار جذب در فشار ۱۵- سانتی‌متر.

پارامترهای هیدرولیکی خاک بوده که بیانگر توزیع منافذ در خاک می‌باشد و با λ_c (طول کاپیلاری ماکروسکوپی) رابطه‌ی عکس دارد. مطابق با نتایج کلیشادی و همکاران (۱۸)، شیب تابع هدایت هیدرولیکی (α) در مقیاس نیمه لگاریتمی با عکس طول کاپیلاری ماکروسکوپی (λ_c) برابر است ($\alpha = \lambda_c^{-1}$). هر چه مقدار رس و درجه تراکم در خاکی بالاتر باشد λ_c بزرگتر خواهد بود. با افزایش λ_c نیروهای کاپیلاری شرکت کننده در نفوذ در مقایسه با نیروهای ثقلی افزایش می‌یابند (۲۹). در ناحیه سوم که دارای کمترین مقدار میانگین هدایت هیدرولیکی اشباع (۳۶ میلی متر در ساعت) و یا کمترین مقدار α (معادل بیشترین مقدار λ_c) بود بیشترین مقادیر جذب در تمامی مکش‌ها در مقایسه با دو ناحیه دیگر تخمین زده شده است.

در هر دو شکل (۱) و (۳)، ضریب $h(x)$ ، در توابع نمایی برازش داده شده، عکس مکش ورود هوا (α) می‌باشد. در جدول (۴)، مقادیر میانگین α به دست آمده از برازش تابع نمایی به زوج داده‌های (k-h) و (s-h) در سه ناحیه مورد مطالعه ارائه شده است. با توجه به جدول (۴)، کمترین مقدار α بدست آمده از برازش تابع نمایی به زوج داده‌های (k-h) و (s-h) به ناحیه سوم تعلق دارد. به

لومی به ترتیب ۰/۱۲، ۰/۲۳، ۰/۴۹، ۱ و ۱/۵ میلی‌متر بر ریشه دوم زمان (ساعت) تخمین زده شده است. شیب خط برازش داده شده به هدایت هیدرولیکی خاک وابسته است (۱۶). از دلایل افزایش شیب خط با کاهش مکش، یکی افزایش میزان رطوبت اولیه خاک طی نفوذهای متوالی و دیگری افزایش تعداد و قطر منافذ شرکت کننده در جریان می‌باشد.

شکل (۳)، منحنی‌های جذب به دست آمده از اندازه‌گیری‌های نفوذسنج دیسک در شش تکرار آزمایش را نشان می‌دهد. این شکل، نشان می‌دهد در اکثر موارد تابع نمایی با ضریب همبستگی بالا (حدود ۰/۹ و بالاتر) به منحنی جذب برازش یافته است که می‌تواند بیانگر دقت نتایج حاصله از نفوذسنج دیسک باشد. با توجه به این شکل و براساس مشاهدات صحرائی در تمامی مکش‌ها بیشترین مقادیر جذب برای ناحیه سوم که ساختمان متراکم‌تر و فشرده‌تری نسبت به دو ناحیه دیگر دارد تخمین زده شده است. هم چنین از مقایسه بین مقادیر α و مقادیر جذب در مکش صفر می‌توان نتیجه گرفت که مقدار α با مقدار جذب نسبت عکس دارد. بیشترین مقادیر جذب برای ناحیه‌ای تخمین زده شده است که کمترین مقدار α را دارد. α یکی از

جدول ۶- مقایسه مقادیر جذب تخمین زده شده به دو روش در سه محل آزمایش (متن)

جدول مقادیر Sig. می‌باشد)

محل آزمایش	S _۱	S _۲	S _۳	S _۴	S _۵
ناحیه اول	۰/۰۹۶۹	۰/۱۲۱	۰/۰۵۵	۰/۰۱۷	۰/۱۴۷
ناحیه دوم	۰/۲۲۶	۰/۰۷۲	۰/۰۳۹	۰/۰۳۶	۰/۶۰۱
ناحیه سوم	۰/۱۰۳	۰/۰۲۵	۰/۰۰۴	۰	۰/۸۷۷

جریان شرکت خواهند کرد که به تبع آن تغییر پذیری بیشتر خصوصیات هیدرولیکی در خاک را همراه خواهد داشت.

نتیجه گیری کلی و پیشنهادها

نتایج این تحقیق نشان داد که ضریب جذب نیز همانند هدایت هیدرولیکی یک رابطه‌ی نمایی و عکس با مکش دارد. هم چنین طبق نتایج این مطالعه می‌توان گفت که خصوصیات هیدرولیکی خاک از قبیل هدایت هیدرولیکی، جذب خاک و پارامتر توزیع سائز منافذ (α)، بسیار متأثر از ساختمان خاک می‌باشند. همچنین از بررسی رابطه فاکتور جذب با پارامتر α مشاهده شد که این پارامتر با α رابطه عکس دارد. به علاوه مشخص گردید که حساسیت هدایت هیدرولیکی اشباع به ساختمان خاک بیشتر از پارامتر α می‌باشد. ضرایب α به دست آمده از برازش تابع نمایی به زوج داده‌های (k-h) و (s-h) در سطح پنج درصد دارای تفاوت معنی‌دار هستند. نتایج این تحقیق نشان داد که حساسیت فاکتور جذب معادله فیلیپ به ساختمان خاک بیشتر از هدایت هیدرولیکی می‌باشد.

به علاوه نتایج این تحقیق نشان داد که روش‌های تحلیل ناپایدار در تمامی مکش‌ها مقادیر جذب خاک را بیشتر از روش تحلیل پایدار تخمین زده است.

طور کلی نتایج این جدول، بیانگر این مطلب می‌باشد که ساختمان خاک و درجه تراکم خاک، یکی از پارامترهای بسیار تاثیرگذار بر α می‌باشند. مقادیر α تخمین زده شده از زوج داده‌های (s-h) تأثیرپذیری بیشتر ساختمان خاک بر این خصوصیت هیدرولیکی را نشان می‌دهند. شاید به این دلیل است که حساسیت فاکتور جذب به ساختمان خاک در مقایسه با هدایت هیدرولیکی بیشتر می‌باشد.

مقایسه مقادیر جذب تخمین زده شده به دو روش در محل های مورد آزمایش

میانگین مقادیر جذب تخمین زده شده در مکش‌های اعمال شده که در جدول (۵) ارائه شده است نشان می‌دهد روش تحلیل ناپایدار در تمامی مکش‌ها مقادیر جذب را بیشتر از روش تحلیل پایدار تخمین زده است. ضریب تغییرات برای مقادیر تخمین زده شده به روش تحلیل پایدار در محدوده ۰/۱۸ تا ۳۱/۷۳ و به روش تحلیل ناپایدار در محدوده ۹/۱۶ تا ۶۸/۴۶ درصد محاسبه شد.

نتایج آزمون مقایسه میانگین‌ها در جدول (۶)، ارائه شده است. مطابق با این نتایج تفاوت بین مقادیر تخمین زده شده به دو روش در هر سه مکان در مکش‌های ۱۵، ۱۰ و ۶ سانتی متر در سطح احتمال پنج درصد معنی‌دار نبود ($\text{Sig} > 0.05$) اما در مکش‌های ۳ و صفر سانتی متر تفاوت‌ها معنی‌دار بود ($\text{Sig} < 0.05$). علت معنی‌دار بودن تفاوت‌ها در مکش‌های ۳ و صفر سانتی متر شاید به این دلیل باشد که در مکش‌های پایین‌تر (به سمت ناحیه اشباع) تعداد منافذ بیشتری در

منابع

۱- عباسی، ف. ۱۳۸۶. فیریک خاک پیشرفته. تهران، انتشارات دانشگاه تهران. چاپ اول، ۲۵۰ صفحه.

- 2- J. A. Angulo-Jaramillo, R., Moreno, F., Clothier, B. E., Thony, J. L., Vachaud, G., Fernandez-Boy, E. and Cayuela. 1997. Seasonal variation of hydraulic properties of soil measured using a tension disk infiltrometer. Soil Science Society of American Journal, 61: 27-32.
- 3- Alletto, L. and Y. Coquet. 2009. Temporal and spatial variability of soil bulk density and nearsaturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management systems. Geoderma, 152: 85-94.
- 4- Ankeny, M. D., Ahmed, M., Kasper, T. C. and R. Horton. 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. Soil Science Society of American Journal, 55: 467-470.
- 5- Bodhinayake, W. and B. C. Si. 2004. Near-saturated surface soil hydraulic properties under different land uses in the St Denis national wildlife area, Saskatchewan, Canada. Hydrological Processes, 18: 2835-2850.

- 6- Byers, E. and B. D. Stephens. 1983. Statistical and stochastic analysis of hydraulic conductivity and particle size in a fluvial sand. *Soil Science Society of America Journal*, 47: 1072-1080.
- 7- Clothier, B. E. and I. White. 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Science Society of American Journal*, 45: 241-245.
- 8- Clothier, B. E., Kirkham, M. B. and J. E. Mclean. 1992. In situ measurement of the effective transport volume for solute moving through soil. *Soil Science Society of American Journal*, 56: 733-736.
- 9- Clothier, B. E., Magesan, G. N. and I. Lee Vogeler. 1996. In situ measurement of the solute adsorption isotherm using a disc permeameter. *Water Resources Research*, 32: 771-778.
- 10- Cook, F. J. and A. Broeren. (1994). Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disc permeameters. *Soil Science*, 157(1): 2-11.
- 11- Dunn, G. H. and R. E. Philips. 1991. Macroporosity of a well – drained soil under no – till and conventional tillage. *Soil Science Society of American Journal*, 55: 817-823
- 12- Gardner, W. R. 1958. Some steady-state solution of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85: 228-232.
- 13- Holden, J., Burt, T. P. and N. J. Cox. 2001. Macroporosity and infiltration in blanket peat: the implication of tension disc infiltrometer measurements. *Hydrological Processes*, 15: 289-303.
- 14- Hopmans, J. W., Schukking, H. and P. J. J. F. Torfs. 1988. Two – dimensional steady state unsaturated water flow in heterogeneous soils with auto correlated soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 24: 2005-2017.
- 15- Hu, W., Shao, M., Wang, Q., Fan, J. and R. Horton. 2009. Temporal change of soil hydraulic properties under different land uses. *Geoderma*, 149: 355-366.
- 16- Hussen, A. A. and A. W. Warrick. 1993. Alternative analysis of hydraulic data from tension infiltrometers. *Water Resources Research*, 29: 4103-4108
- 17- Jarvis, N. J. and I. Messing. 1995. Near saturated hydraulic conductivity in soil of contrasting texture measured by tension infiltrometer. *Soil Science Society of American Journal*, 59: 27-34.
- 18- Kelishadi, H., Mosaddeghi, M. R., Hajabbasi, M. A. and S. Ayoubi. 2014. Near-saturated soil hydraulic properties as influenced by land use management systems in Koohrang region of central Zagros, Iran. *Geoderma*, 213: 426-434.
- 19- Kirkham, M. B. 2005. Principles of soil and plant water relations. 1st ed. Elsevier Academic Press.
- 20- Lee, D. H. 2005. Comparing the inverse parameter estimation approach with pedo-transfer function method for estimating soil hydraulic conductivity. *Geoscience Journal*, 9(3): 269-276.
- 21- Lin, H. S., McInnes, K. J., Wilding, L. P. and C. T. Halmark. 1998. Macroporosity and initial moisture effect on infiltration rate in vertisols and vertic intergrades. *Soil Science*, 163: 2-8.
- 22- Logsdon, S. D. and B. D. Jaynes. 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Science Society of American Journal*, 57: 1426-1431.
- 23- Miller, J. J., Sweetland, N. J. and C. Chang. 2002. Hydrological properties of a clay loamsoil after long-term cattle manure application. *Journal of Environmental Quality*, 31: 989-996.
- 24- Minasny, B., Alex, B. and Mc. Bney. 2000. Estimation of sorptivity from disc permeameter measurement. *Geoderma*, 95: 305-324.
- 25- Mohanty, B. P., Horton, R. and M. D. Ankeny. 1996. Infiltration and macroporosity under a row crop agricultural field in a glacial till soil. *Soil Science*, 161: 205-213.

- 26- Moosavi, A. A. and A. R. Sepaskhah. 2012. Spatial variability of physico-chemical properties and hydraulic characteristics of a gravelly calcareous soil. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 58 (6): 631–656.
- 27- Perroux, K. M. and I. White. 1988. Designs for disk permeameter. *Soil Science Society of American Journal*, 52: 1205–1215.
- 28- Philip, J. R. 1969. Theory of infiltration. *Advances in Hydro Science*, 9: 215–296.
- 29- Radcliffe, D. E. and J. Simunek. 2010. *Soil physics with HYDRUS: Modeling and applications*. CRC Press Taylor and Francis Group.
- 30- Ramos, T. B., Goncalves, M. C., Martins, J.C., van Genuchten, M.Th. and F. P. Pires. 2006. Estimation of soil hydraulic properties from numerical inversion of tension disk infiltrometer data. *Vadose Zone Journal*, 5: 684–696.
- 31- Reynolds, W. D. and E. D. Elrick. 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension in infiltration. *Soil Science Society of American Journal*, 55: 633 - 639.
- 32- Sauer, T. J., Clothier, B. E. and T. C. Daniel. 1990. Surface measurement of the hydraulic properties of a tilled and untilled soil. *Soil and Tillage Research*, 15: 359–369.
- 33- Schwartz, R. C., Evett, S. R. and P. W. Unger. 2003. Soil hydraulic properties of cropland compared with reestablished and native grassland. *Geoderma*, 116: 47–60.
- 34- Scotter, D. R., Clothier, B. E. and E. R. Harper. 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity using twin rings. *Australian Journal of Soil Research*, 20: 295-304.
- 35- Simunek, J. and M.Th. Van Genuchten. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension infiltrometers data by numerical inversion. *Water Resources Research*, 32: 2683–2696.
- 36- Sisson, J. B. and P. J. Wierenga. 1987. Spatial variability of steady-state infiltration rates as a stochastic process. *Soil Science Society of American Journal*, 45: 699-704.
- 37- Smettem, K. R. J. and B. E. Clothier. 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameter. *Journal of Soil Science*, 40: 563–568.
- 38- Vandervaere, J. P., Vauclin, M. and D. E. Elrick. 2000a. Transient flow from tension infiltrometers: I. The two-parameter equation. *Soil Science Society of American Journal*, 64: 1263-1272.
- 39- Vandervaere, J. P., Vauclin, M. and D. E. Elrick. 2000b. Transient flow from tension infiltrometers: II. Four methods to determine sorptivity and conductivity. *Soil Science Society of American Journal*, 64: 1272-1284.
- 40- Verhagen, J. 1997. Site specific fertilizer application for potato production and effects on n-leaching using dynamic simulation modeling. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 66: 165-175.
- 41- Wahren, A., Ferger, K. H., Schwarzel, K. and A. Munch. 2009. Land use effects on flood generation-considering soil hydraulic measurements in modeling. *Advances in Geosciences*. 7: 1–9.
- 42- Watson, K. W. and R. J. Luxmoore. 1986. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometers. *Soil Science Society of American Journal*, 50: 578–582
- 43- White, I. and M. J. Sully. 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research*, 23(8): 1514-1522.
- 44- White, I., Sully, M. J. and K. M. Perroux. 1992. Measurement of surface soil hydraulic properties disk permeameter, tension infiltrometers, and other techniques. In: *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice*. Special Publication no. 30 SSSA, Madison, WI, PP: 69-103.

- 45- Wilson, G. V. and R. J. Luxmoore. 1988. Infiltration, macroporosity and mesoporosity measurement on two forested watershed. Soil Science Society of American Journal, 52: 329-335.
- 46- Wooding, R. A. 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. Water Resources Research, 4: 1259-1273.
- 47- Zhou, X., Lin, H. S. and E. A. White. 2008. Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land use and their temporal changes. Catena, 73: 180-188.