

تأثیر عمق نوسان سطح ایستابی و لایه‌بندی خاک بر هدایت هیدرولیکی و پارامتر مکش ورود هوا با استفاده از دیسک تنشی

رسول قبادیان¹، بهمن فرهادی و رامین ملکی بانسوله

دانشیار دانشگاه رازی؛ rsglobal@gmail.com

استادیار دانشگاه رازی؛ bfarhadi2001@yahoo.com

دانشجوی سابق کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی دانشگاه رازی؛ raminmalek185@gmail.com

دریافت: 94/6/15 و پذیرش: 95/9/17

چکیده

هدایت هیدرولیکی یکی از خصوصیات فیزیکی مهم خاک است که کاربردهای وسیعی در علوم آب و خاک دارد. اکثر فرایندهایی که در خاک صورت می‌گیرد در حالت غیر اشباع است. این مطالعه به منظور بررسی اثر لایه‌بندی خاک و سطح ایستابی بر مقدار هدایت هیدرولیکی با استفاده از دیسک تنشی در پنج مکش صفر، 5، 10، 15 و 20 سانتی‌متر انجام شد. آزمایش در سه نمونه یکسان با قطر 56 و ارتفاع 85 سانتی‌متر که با سه لایه‌خاک لومی سیلتی با جرم‌های مخصوص ظاهری 1/18، 1/38، 1/68 گرم بر سانتی‌متر مکعب و در سه حالت بدون سطح ایستابی، عمق ایستابی 25 و 50 سانتی‌متر انجام گردید. همچنین یک نمونه بدون لایه‌بندی از همان خاک با جرم مخصوص ظاهری 1/18 گرم بر سانتی‌متر مکعب به منظور بررسی اثر تراکم در نظر گرفته شد. نتایج نشان داد که لایه‌بندی خاک باعث تغییر در مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع و غیر اشباع می‌شود. همچنین حساسیت هدایت هیدرولیکی اشباع نسبت به لایه‌بندی خاک بیشتر از حساسیت پارامتر عکس مکش ورود هوا (α) بود. هدایت هیدرولیکی اشباع خاک لایه‌ای در تیمارهای سطح ایستابی 25 و 50 سانتی‌متری نسبت به حالت بدون سطح ایستابی به ترتیب 52% و 27/6 درصد کاهش یافت.

واژه‌های کلیدی: خاک لایه‌ای، خاک اشباع، خاک غیر اشباع، محیط متخلخل، پارامتر آلفا

¹ نویسنده مسئول، آدرس: کرمانشاه، دانشگاه رازی، دانشکده کشاورزی، گروه مهندسی آب

مشکل تر از روش های آزمایشگاهی می باشد. مسئله اساسی در دو روش آزمایشگاهی و صحرایی اندازه گیری $K(\theta)$ زمان و هزینه مورد نیاز می باشد. به علت تغییرپذیری خصوصیات خاک اراضی، برای تعیین مناسب تابع $K(\theta)$ برای هر نوع خاک معین به چندین اندازه گیری نیاز می باشد (دورنر و لپسویس، 2005).

دیسک تنشی به علت سهولت استفاده از آن، یکی از معروفترین ابزارها برای مشخص کردن خصوصیات هیدرولیکی اشباع و غیر اشباع در مزرعه می باشد. از تکنیک های قدیمی برای محاسبه نفوذ، نفوذسنج تک حلقه ای یا دو حلقه ای می باشد که جریان را تحت شرایط اشباع و در روزه های بزرگ اندازه گیری می کنند. بسیاری از محققین تلاش کرده اند تا یک پتانسیل منفی (مکش) را بر جریان آب ایجاد کنند و از این طریق اثر روزه های بزرگ (جریان ترجیحی) بر فرآیند نفوذ را از بین ببرند. دیکسون (1975) یک نفوذسنج حلقه ای سربسته، برای اندازه گیری جریان روزه های بزرگ ساخت که در این روش مکش منفی توسط فشار منفی هوایی که در بالای سطح غرقاب وجود دارد، تولید می شود و از نظر عملکرد شبیه فشار مثبت هوای خاک می باشد. در این میان توجه زیادی به سمت "دستگاه جذب" دیکسون (1975) جلب شد که از یک صفحه سفالی به عنوان اساس و شالوده استفاده گردید. براساس این طرح، کلوتیر و وایت (6) "لوله جذب" را توسعه دادند، طوری که توانستند یک پتانسیل دائمی منفی (مکش) را بر سطح خاک فراهم آورند. تغییرات به وجود آمده در طرح، منجر به ساخت نفوذسنج دیسک شد که به نفوذسنج تنشی نیز معروف است (پیروکس و وایت 1988).

نفوذسنج ها می توانند برای پتانسیل هایی در محدوده 0 تا 20- سانتی متر مورد استفاده قرار گیرند که در واقع منافذی را که دارای قطری بزرگتر از 0/075 میلی متر باشند را شامل نمی شوند. طرح های متفاوت نفوذسنج ها عبارتند از: نفوذسنج تنشی با ثبت اتوماتیک (انکنی و همکاران 1988)، دیسک جدا شدن، نفوذسنج دیسک دو حلقه ای (استوانه های مضاعف)، نفوذسنج مینی دیسک و نفوذسنج سرپوش دار

معادلات حاکم

آنالیز داده های بدست آمده از نفوذسنج تنشی معمولاً براساس معادله جبری وودینگ (1968) (رابطه 1) با فرضیات زیر صورت می گیرد:

- (1) نفوذ به خاک از یک منبع دایره ای، (2) محیط سه بعدی،
- (3) مرز در نامحدود و (4) جریان پایدار و یکنواخت.

$$Q_{\psi} = \pi r^2 K(\Psi) + 4r\Phi_{\psi} \quad (1)$$

حرکت آب در خاک یکی از پدیده های بسیار پیچیده هیدرولیک محیط های متخلخل بوده که هنوز نکات تاریک بسیاری را در خود پنهان دارد. از سال 1856 که داریسی مهندس فرانسوی قانون خود را عرضه نمود تا امروز مطالعات فراوانی در این زمینه انجام شده است و نتایج بسیار مفیدی به دست آمده ولی هنوز مجهولات فراوانی وجود دارد که باید رفع شود. از جمله این مشکلات تعیین هدایت هیدرولیکی خاک است (بی باک و همکاران، 1389).

هدایت هیدرولیکی را می توان در دو حالت اشباع و غیر اشباع اندازه گیری کرد. روش های اندازه گیری هدایت هیدرولیکی در خاک های غیر اشباع به روش های آزمایشگاهی و صحرایی و تحت جریان های ماندگار و غیر ماندگار تقسیم بندی می شوند. در روش های اندازه گیری حالت ماندگار جریان، گرادیان هیدرولیکی و مقدار آب در سیستم آب- خاک با زمان ثابت هستند. این روش ها قانون داریسی را برای جریان های غیر اشباع معتبر فرض می کنند که به موجب آن هدایت هیدرولیکی متناظر با مقدار مشخص مکش یا مقدار آب خاک از اندازه گیری جریان یا گرادیان هیدرولیکی برای یک هندسه جریان معین محاسبه می شود. در حالی که روش های غیرماندگار هدایت هیدرولیکی را از حل معادلات حاکم بر این جریان در سیستم های دارای جریان تک بعدی تحت شرایط مرزی کنترل شده و اندازه گیری پروفیل های جریان یا مقدار رطوبت در زمان و مکان معین محاسبه می کنند. از روش های با جریان ماندگار می توان به روش های بار ثابت، جریان ثابت و روش گریز از مرکز اشاره کرد. از روش های با جریان غیرماندگار نیز می توان به روش های نفوذ افقی، جریان خروجی چند مرحله ای و روش های هم زمان آزمایشگاهی و صحرایی اشاره کرد (لو و لیکوس، 2004).

در شرایط اشباع روش های متعددی برای اندازه گیری صحرایی هدایت هیدرولیکی افقی خاک وجود دارد که اساس کلیه آنها بر اندازه گیری سرعت جریان افقی آب در خاک استوار است. بر حسب اینکه اندازه گیری سرعت جریان آب در خاک در زیر سطح ایستابی یا در بالای آن صورت گیرد روش های تعیین هدایت هیدرولیکی نیز متفاوت خواهد بود (سازمان مدیریت و برنامه ریزی کشور 1384). اندازه گیری هدایت هیدرولیکی غیر اشباع $K(\theta)$ بسیار مشکل تر از اندازه گیری هدایت هیدرولیکی اشباع است چون مقدار $K(\theta)$ به رطوبت وابسته است. اکثر اندازه گیری های گزارش شده برای خاک های غیر اشباع، در آزمایشگاه انجام شده است زیرا اندازه گیری های صحرایی بدلیل تغییرپذیری خاک در مزرعه و تعداد متغیرهایی که باید اندازه گیری شوند بسیار

$$\alpha = \frac{2[K_{\Psi_1} - K_{\Psi_2}]}{[\Psi_1 - \Psi_2][K_{\Psi_1} + K_{\Psi_2}]} \quad (7)$$

لگسدون و جینیز (1993) از روش آنکنی و همکاران (1991) برای تعیین $K(\Psi)$ بر روی خاک رس شنی در مکش‌های ماتریک 3، 6 و 15 سانتی‌متر استفاده کردند. آنها نشان دادند که روش آنکنی $K(\Psi)$ را کمتر از مقدار واقعی تخمین می‌زند و همبستگی خوبی در مکش‌های بالا ندارد.

روش نمایی مرحله‌ای

رینولدز و الریک (1991) روشی را که در آن فقط از یک دیسک استفاده می‌شود، ارائه کردند. برای تخمین $K(\Psi)$ ، آزمایشات نفوذسنج دیسک برای Ψ_0 های مختلف انجام شدند تا مقادیر Q_{Ψ_0} ها بدست آیند.

$$\ln Q_{\Psi_0} = \alpha \Psi_0 + \ln \left[\left(\frac{4a}{\alpha} + \pi a^2 \right) K_s \right] \quad (8)$$

$$a = \frac{\Psi_1}{\Psi_1 - \Psi_2} \alpha = \frac{\ln \left(\frac{Q_{\Psi_1}}{Q_{\Psi_2}} \right)}{\Psi_1 - \Psi_2} \quad (9)$$

$$(10)$$

روش نمایی مرحله‌ای، مقادیر خطی α را محاسبه کرده و مقادیر K_{Ψ_0} از محل تقاطع هر جفت (Ψ_0 و Q_{Ψ_0}) با محور عرض‌ها بدست می‌آیند.

روش رگرسیونی

لگسدون و جینیز (1993) یک روش رگرسیونی غیر خطی برای آزمایشات دیسک که از دو یا چند مکش استفاده می‌شود، ارائه کردند، از جایگزین کردن معادله (3) در معادله (1) داریم:

$$\frac{Q_{\Psi_0}}{\pi r^2} = \left[1 + \frac{4}{r\alpha\pi} \right] K_s \exp(\alpha \Psi_0) \quad (11)$$

که شامل دو مجهول α و K_s می‌باشد که از رگرسیون بدست می‌آیند.

روش استفاده از دیسک با اندازه‌های مختلف

اسمیت و کلوتیر (1989) روشی را بر اساس نتایج بدست آمده از آزمایش‌هایی که در آنها نفوذسنج‌هایی با اندازه دیسک‌های مختلف استفاده شده بود، ارائه کردند. آنها از روش حل معادلات همزمان برای حل معادلات (1) و (2) و بدست آوردن Q_{Ψ_0} و Ψ_0 استفاده کردند (رافائل و همکاران، 2000).

در این معادله Q_{Ψ} نفوذ حجمی جریان پایدار برای مکش معین $\mathbf{I}(\Psi)$ شعاع دیسک، $K(\Psi)$ هدایت هیدرولیکی در مکش Ψ و Φ_{Ψ} پتانسیل فلوی ماتریکس می‌باشد که بصورت زیر تعریف می‌شود (پیروکس و وایت 1988):

$$\Phi_{\Psi} = \int_{\Psi_i}^{\Psi} K(\Psi) d\Psi \quad (2)$$

که در آن Ψ_i مکش اولیه در خاک است. لگسدون و جینیز (14) برای تخمین $K(\Psi)$ در معادله (2) از رابطه فشار-هدایت هیدرولیکی گاردنر (معادله 3)، معادله (4) و برقراری رابطه رگرسیونی بین Q_{Ψ} و Ψ استفاده کردند (رافائل و همکاران 2000).

$$K(\Psi) = K_s \exp(\alpha \Psi) \quad (3)$$

α برای هر خاک معین یک مقدار ثابت فرض می‌شود. معکوس α بعضاً کاپیلارزته ماکروسکوپیک در مقیاس طولی (λ_c) نامیده می‌شود (بروکز و کوری 1964) و K_s هدایت هیدرولیکی اشباع می‌باشد.

در حالتی که رطوبت اولیه خیلی کمتر از رطوبت نهایی باشد ($K_{\Psi_0} \gg K_{\Psi_1}$)، می‌توان با جایگذاری معادله (3) در معادله (2) رابطه بین پتانسیل فلوی ماتریکس Φ_{Ψ} ، هدایت هیدرولیکی در مکش Ψ و α را بدست آورد (اسکاتر و همکاران 1982):

$$\Phi_{\Psi} = \frac{K(\Psi)}{\alpha} \quad (4)$$

تجزیه و تحلیل‌های مختلفی برای حل معادله وودینگ (1968) وجود دارد که از آن جمله می‌توان روش‌های: اسمیت و کلوتیر (1989)، آنکنی و همکاران (1991)، رینولدز و الریک (1991)، لگسدون و جینیز (1993)، جارویس و میسینگ (1995) را نام برد (به نقل از شوارتز و ایوت، 2002).

روش معادلات همزمان

آنکنی و همکاران (1991) روشی را برای اجتناب از خطاهای به وجود آمده بر اثر تغییرات مکانی و یا مترکم شدن خاک در اثر تکرار آزمایش نفوذسنجی، با دیسک‌های متخلخل و اندازه‌گیری در مکش‌های مختلف ارائه کردند.

$$K_{\Psi_1} = \frac{Q_{\Psi_1}}{\pi r^2 + 2r(\Psi_1 - \Psi_2) \left[1 + \frac{Q_{\Psi_2}}{Q_{\Psi_1}} \right] / \left[1 - \frac{Q_{\Psi_2}}{Q_{\Psi_1}} \right]} \quad (5)$$

$$K_{\Psi_2} = \frac{Q_{\Psi_2} K_{\Psi_1}}{Q_{\Psi_1}} \quad (6)$$

شد. از بین روش‌های آنالیز تک عمقی گلف نزدیک‌ترین روش به روش آنالیز تک عمقی لاپلاس و ریچاردز اختلاف معنی‌دار در سطح پنج درصد وجود داشت و میانگین نفوذپذیری برای خاک محدوده مورد مطالعه 0/152 متر در روز بدست آمد.

بی‌باک و همکاران (1389) اثر موقعیت سطح ایستابی را بر هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شده توسط دستگاه نفوذ سنج دیسک بررسی کردند. نتایج آنها نشان داد که در یک خاک ماسه‌ای با بالا آمدن سطح ایستابی مقادیر هدایت هیدرولیکی غیر اشباع اندازه‌گیری شده توسط دستگاه نفوذ سنج دیسک افزایش می‌یابد.

با توجه به وجود تغییرات گسترده در یک ستون خاک و غیر همگن بودن خاک‌ها در طبیعت از یک سو و تأثیر و برهم کنش همزمان پارامترهای مختلف خاک، حتی در مقیاس بسیار کوچک، آگاهی از رفتار و خصوصیات هیدرولیکی خاک، در تحقیقات از اولویت خاصی برخوردار است. لذا بر این اساس در این پژوهش، آزمایشات متعددی جهت ارزیابی و مقایسه اثر همزمان سطوح ایستابی مختلف و لایه‌بندی بر مشخصات هیدرولیکی و زمان پایداری خاک با استفاده از دیسک تنشی در مکش‌های مختلف انجام گرفته است.

مواد و روش‌ها

معرفی محل اجرا و شرایط آزمایش

در این تحقیق نمونه‌های خاک مورد مطالعه از محلی واقع در مزرعه تحقیقاتی پردیس کشاورزی دانشگاه رازی کرمانشاه از سه عمق 0-25، 25-50 و 50-75 برداشت و به آزمایشگاه منتقل شدند. قبل از ریختن خاک داخل مخازن، به ارتفاع 10 سانتی‌متر شن و یک شیر تخلیه به منظور زهکشی در مخازن نصب گردید. سپس نمونه‌ها به همان ترتیب از عمق‌های 0-25، 25-50 و 50-75 به مخزن‌های فلزی به ارتفاع 85 و قطر 56 سانتی‌متر در آزمایشگاه منتقل گردید. به منظور انجام آزمایش‌ها سه مخزن فلزی (سه تکرار) با خاک لایه‌ای (سه لایه) و یک مخزن با خاک تک لایه به منظور بررسی اثر لایه‌بندی آماده گردید، (شکل 1). به منظور رساندن ساختمان خاک به حالت طبیعی نمونه‌ها در دو نوبت با آب چاه واقع در محل اشباع و بعد از گذشت دو هفته زهکشی گردید.

$$K_{\psi_0} = \frac{Q_{\psi_{0,1}} r_1 - Q_{\psi_{0,2}} r_2}{r_1 - r_2} \quad (12)$$

$$\Phi_{\psi_0} = \frac{\pi [Q_{\psi_{0,1}} - Q_{\psi_{0,2}}]}{4 \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right]} \quad (13)$$

r_1, r_2 شعاع‌های دو دیسک مختلف هستند.

جارویس و مسینگ (1995)، مقدار هدایت هیدرولیکی از محدوده فشاری 100- میلی‌متر تا صفر را با استفاده از راه حل وودینگ (1968) با دیسک تنشی در 6 نوع خاک زراعی اندازه‌گیری نمودند. سپس جفت داده‌های هدایت هیدرولیکی و مکش را با استفاده از تکنیک نرمال سازی توابع، با سه مدل تابع نمایشی منفرد (مدل گاردنر)، مدل نمایشی دو خطی و مدل ون گنوختن - معلم مقایسه کردند. در این تحقیق مدل نمایشی دو خطی و مدل وان گنوختن - معلم نتایج بهتری نسبت به مدل گاردنر نشان داد.

اثر شیب زمین بر روی خصوصیات هیدرولیکی خاک را در دو نوع خاک (شیب 1-3 درصد و شیب 2-5 درصد) توسط مهندسی و موسلی (2000) بررسی شد. وی برای این منظور هدایت هیدرولیکی اشباع و پارامترهای رطوبتی خاک را در دو عمق 15 و 30 سانتی‌متری با استفاده از نفوذ سنج تنشی و نمونه‌های دست نخورده اندازه‌گیری کرد و سپس با استفاده از نرم افزار RETC، مدل ون گنوختن - معلم را بر روی داده‌های آزمایش برآزش داد. در تحقیقی دیگر، رینولدز و همکاران (2000)، از نفوذسنج مکشی با بار مثبت، نفوذسنج فشاری تک حلقه‌ای و روش نمونه‌های دست نخورده در آزمایشگاه برای اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع در سه بافت مختلف و سه مدیریت مختلف بهره جستند. در این تحقیق نفوذسنج مکشی در مقایسه با سایر روش‌ها در شرایط نفوذپذیری بالا ($K_s > 10$)، کمترین مقدار K_s را برآورد کرد. همچنین لین و همکاران (2011) به منظور از بین بردن خطای قرائت داده‌های دیسک تنشی در حین آزمایش یک دیسک نفوذی خودکار طراحی کردند.

غفاری و همکاران (1386) روش‌های نفوذسنج گلف و نفوذسنج تنشی را برای اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی با هم مقایسه کردند. نتایج نشان داد که روش نفوذسنج گلف مقدار K_s متوسط کمتری را نسبت به نفوذسنج تنشی، نشان می‌دهد. در تحقیقی قبایان و محمدی (1389) به اندازه‌گیری ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع توسط دستگاه پرماترگلف در خاکی با بافت 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 پرماترگلف در سه عمق ثابت 5، 15 و 25 سانتی‌متر انجام



(ا)



(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل 1- مراحل انجام آزمایش

الف) تهیه نمونه های خاک در عمق های مختلف از مزرعه، ب) خشک شدن نمونه‌ها در آزمایشگاه، ج) آزمایش اندازه‌گیری وزن مخصوص به روش مخروط ماسه، د) آزمایش هیدرومتری برای تعیین بافت خاک، ر) انجام آزمایش با دیسک تنشی روی نمونه‌ها

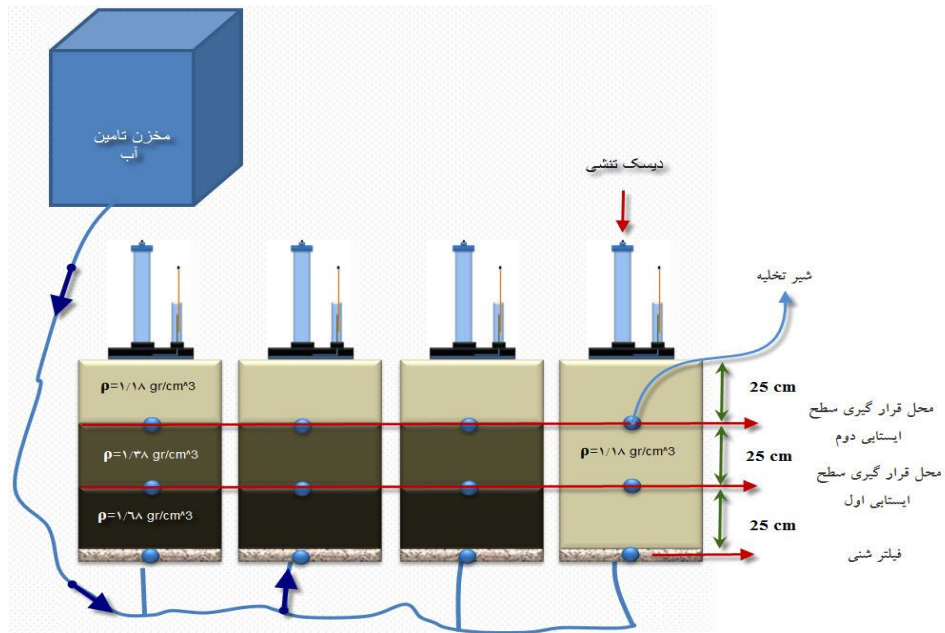
ASTM151H) انجام گرفت. پس از تعیین منحنی دانه‌بندی برای هر یک از نمونه‌ها درصد رس، سیلت و ماسه بر اساس روش وزارت کشاورزی آمریکا (USDA) تعیین و نهایتاً طبقه‌بندی خاک به روش مثلث بافت خاک انجام شد. شکل 3 منحنی دانه‌بندی لایه اول خاک مورد مطالعه را نشان می‌دهد. بر طبق طبقه‌بندی یونیفاید، در تمام موارد خاک مورد آزمایش در گروه CL و حد روانی کمتر از 50 درصد بدست آمد که نشان دهنده خاک رسی با خمیریایی کم می‌باشد (جدول 1). جرم مخصوص ظاهری به روش مخروط ماسه (با شماره استاندارد ASTM D1556) در محل نمونه‌گیری و خاک دست نخورده در سه عمق با سه تکرار انجام شد. نتایج این آزمایشات در جدول 1 آمده است. برای اطمینان از رسیدن به جرم مخصوص ظاهری مورد نظر و یکنواخت بودن تراکم در خاک هرلایه 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.

پس از آماده شدن شرایط، با استفاده از دیسک تنشی در 5 مکش 20، 15، 10، 5 و صفر سانتی‌متر، آزمایش‌های اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s)، غیر اشباع (K_h) و پارامتر عکس مکش ورود هوا (α) در سه حالت بدون سطح ایستابی و سطوح ایستابی 25 و 50 سانتی‌متر انجام گردید. آزمایش در هر مکش هنگامی تمام شد که سرعت نفوذ آب از دیسک به خاک ثابت شود. این مقدار بستگی به نوع خاک و مکش اعمال شده دارد (سمتم و همکاران 1995). شکل 2 مراحل انجام آزمایش را بطور کامل نشان می‌دهند.

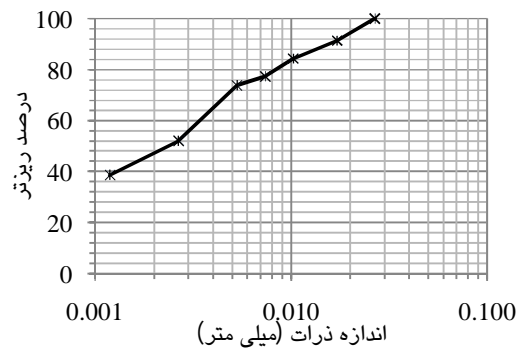
نتایج و بحث

نتایج آزمایش‌های خاک

برای تعیین بافت خاک نمونه‌هایی از اعماق مختلف 0-25، 25-50 و 50-75 سانتی‌متر در سه تکرار برداشت و بر روی آنها آزمایش هیدرومتری (طبق استاندارد



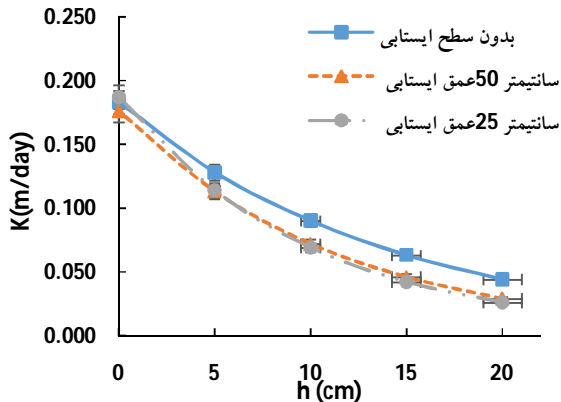
شکل 2- نمای شماتیک مشخصات و چگونگی انجام آزمایش‌ها و نحوه کاربرد دیسک تنشی



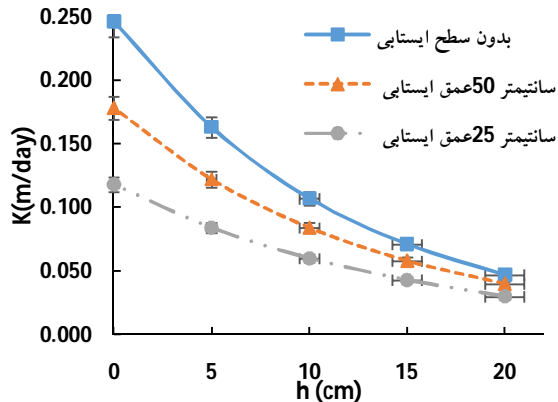
شکل 3- نمودار دانه بندی لایه اول خاک مورد آزمایش

جدول 1 - نتایج آزمایش‌های تعیین خصوصیات و بافت خاک نمونه‌ها

شماره چاهک	عمق نمونه گیری (cm)	حد روانی	شاخص پلاستیک	درصد رس	عدد فعالیت خاک	طبقه بندی یونیفاید	وزن مخصوص ظاهری (gr/cm ³)	میانگین تخلخل (%)
1	0-25	42/29	28/41	47	0/60	CL	1/19	55
	25-50	41/82	26/67	49	0/54	CL	1/37	
	50-75	42/35	25/76	49	0/52	CL	1/71	
2	0-25	41/52	27/85	49	0/56	CL	1/18	47
	25-50	40/91	25/68	50	0/51	CL	1/39	
	50-75	40/15	26/11	48	0/54	CL	1/66	
3	0-25	41/04	28/25	48	0/58	CL	1/18	36
	25-50	41/52	26/89	50	0/53	CL	1/38	
	50-75	41/74	26/13	51	0/53	CL	1/69	



الف) مقادیر هدایت هیدرولیکی در مقابل مکش میانگین 3 نمونه
شکل 4 - تغییرات هدایت هیدرولیکی در مکش‌های مختلف



ب) مقادیر هدایت هیدرولیکی در مقابل مکش نمونه لایه‌بندی

می‌شود. به علت بسته بودن محیط مورد آزمایش و نداشتن خروجی، از قدرت مکش و توانایی نفوذ خاک کاسته شده و نهایتاً هدایت هیدرولیکی خاک کم می‌شود. در شروع آزمایش (مکش 20 سانتی‌متر) مقادیر هدایت هیدرولیکی نمونه لایه‌بندی شده در سطوح مختلف ایستابی نزدیک‌تر و با کاهش پتانسیل ماتریک اختلاف بیشتر می‌شود. علت این اختلاف به اثر متقابل رطوبت و تراکم لایه‌های خاک بر نحوه توزیع پیاز رطوبتی و در نتیجه هدایت هیدرولیکی می‌باشد. به صورت کلی می‌توان گفت هدایت هیدرولیکی نمونه تک لایه در سه حالت کمتر از نمونه‌های دیگر است. می‌توان علت این تفاوت را به این شکل بیان کرد که در خاک متراکم به علت کوچکتی بودن خلل و فرج خاک صعود موینگی بیشتر و رطوبت نیز بیشتر خواهد بود. در نتیجه با افزایش رطوبت اولیه قبل از آزمایش هدایت هیدرولیکی نیز کاهش پیدا می‌کند.

شکل 5، متوسط مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (K_s) را در سطوح ایستابی و شرایط لایه‌بندی مختلف نشان می‌دهد. همانگونه که از این نمودار مشخص است، تفاوت در روند تغییرات متوسط مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع در شرایط لایه‌بندی مختلف تحت تأثیر تغییرات سطح ایستابی است. بطوریکه، با کاهش عمق سطح ایستابی، مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع در خاک دارای لایه‌بندی بطور مشخص و محسوس کاهش یافته است اما در خاک تک لایه، این روند تقریباً ثابت می‌باشد. تحلیل نتایج حاکی از آن است که مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع برای خاک دارای لایه‌بندی، در حالت‌های عمق سطح ایستابی 25 سانتی‌متر و 50 سانتی‌متری در مقایسه با حالت بدون سطح ایستابی به ترتیب 52 و 27/6 درصد کاهش یافته است.

تغییرات پارامتر عکس مکش ورود هوانت تحت تأثیر تغییرات سطح ایستابی در شکل 6 ارائه شده است. نتایج

همانگونه که در جدول 1 ملاحظه می‌شود با افزایش عمق، وزن مخصوص ظاهری خاک افزایش می‌یابد. این امر نشان دهنده این است که با افزایش عمق خاک متراکم‌تر شده و مقدار تخلخل آن کمتر می‌شود. طبیعی است که با کاهش مقدار تخلخل خاک، مقدار هدایت هیدرولیکی آن نیز کاهش یابد. با توجه به اهمیت پارامتر وزن مخصوص ظاهری خاک بر نفوذ پذیری خاک لازم است بررسی بیشتری در این خصوص انجام شود از اینرو برای تشخیص معنی‌دار بودن اختلاف بین مقادیر میانگین پارامتر مزبور در اعماق مختلف آزمون LSD انجام شد. نرمال بودن داده‌ها با آزمون شاپیرو-ویلک¹ و تست برابری واریانس‌ها با آماره لونس² در نرم افزار SPSS در سطح 99 درصد انجام گرفت. براساس آزمون LSD که با نرم افزار SPSS انجام شد، بین مقادیر میانگین جرم مخصوص ظاهری خاک در اعماق مختلف، در سطح یک درصد اختلاف معنی‌دار مشاهده گردید.

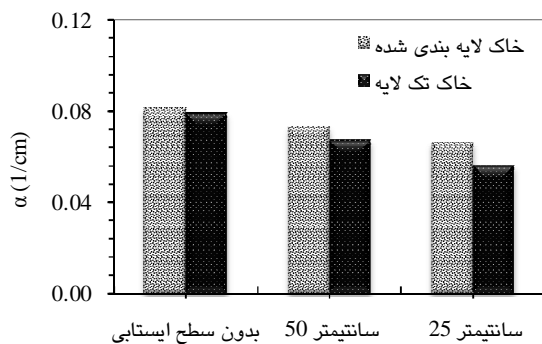
همانگونه که اشاره شد آزمایش‌های دیسک تنشی نفوذی بر روی نمونه‌ها در سه لایه با تراکم‌های مختلف و یک نمونه تک لایه در 5 مکش و در سه حالت عمق استغراق 25، 50، 50 سانتی‌متر و بدون سطح ایستابی، در سه تکرار انجام شد. با توجه به مساحت صفحه متخلخل دیسک تنشی (29/2 سانتی‌متر مربع) مقدار دبی در واحد سطح دیسک تنشی در مکش‌های مختلف محاسبه شد. سپس با آنالیز وودینگ (1968) و روش رگرسیون‌گیری مقادیر هدایت هیدرولیکی بدست آمد. شکل 4 این نتایج را نشان می‌دهد.

با مشاهده شکل 4 می‌توان نتیجه گرفت، با بالا آمدن سطح ایستابی به علت خاصیت کاپیلاری خاک، رطوبت در سطح خاک افزایش و باعث پرشدن خلل و فرج خاک

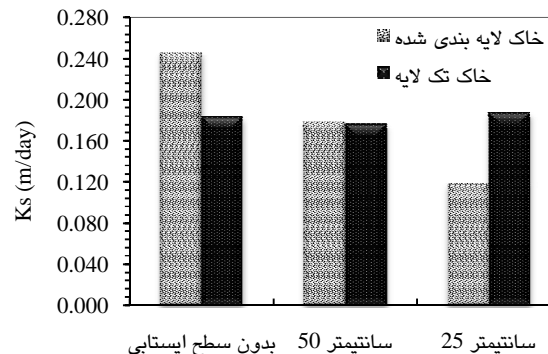
¹ Shapiro-Wilk

² Levens

ایستابی به علت خیر مویبگی مقدار رطوبت اولیه خاک در زیر دیسک افزایش می یابد و ذرات خاک تحت کشش سطحی به هم نزدیک می شوند از طرفی منافذ خاک بسته شده و قدرت نفوذ هوا به داخل خاک کاهش می یابد. به عبارتی؛ هوا تحت فشار بیشتر وارد خاک می شود و در نتیجه پارامتر آلفا (عکس مکش ورود هوا به خاک) کاهش می یابد.



شکل 6 - تغییرات پارامتر آلفا تحت تأثیر تغییرات سطح ایستابی



شکل 5 - تغییرات هدایت هیدرولیکی اشباع تحت تأثیر تغییرات سطح ایستابی

بندی شده و تک لایه در عمقهای مختلف سطح ایستابی تحت مکشهای مختلف نشان می دهد.

در عمق استغراق 50 سانتی متر در مکش 20 سانتی متر تفاوت معنی داری در سطح احتمال 95 درصد بین مقادیر وجود دارد اما در سایر مکشها این تفاوت وجود ندارد. در این سطح رطوبت خاک بیشتر شده و نفوذ آب در خاک در هر مکش کمتر می شود. از طرفی نیز در عمق استغراق 25 سانتی متر مقادیر آزمون کوچکتر از سطح اطمینان 5 درصد است که نشان دهنده تفاوت معنی دار بین مقادیر هدایت هیدرولیکی بین داده های نمونه لایه بندی شده با بدون لایه بندی است. همچنین بر اساس آنالیز آماری انجام شده، ماکزیم مقدار انحراف معیار مربوط به مکش صفر می باشد و به طور معمول با کاهش مکش این مقدار افزایش می یابد. ماکزیم خطای استاندارد هدایت هیدرولیکی نیز مربوط به مکش صفر می باشد همچنین با توجه به این جداول مقدار میانگین هدایت هیدرولیکی نسبت به کاهش مکش افزایش می یابد. در مکشهای بیشتر به علت تغییرات کمتر سطح آب دقت بیشتری در قرائت داده ها وجود دارد و در مکش نزدیک به صفر به علت افزایش سرعت حرکت آب در مخزن دستگاه قرائت با خطای بیشتری انجام می گیرد.

نتایج ارائه شده در جدول 3 آزمون مقایسه آلفا نمونه های خاک لایه بندی شده و تک لایه در عمقهای مختلف سطح ایستابی را نشان می دهد. بر اساس این نتایج، تفاوت معنی داری بین مقادیر آلفا مشاهده نمی شود. همچنین در حالت بدون سطح ایستابی

آزمایشات انجام شده نشان می دهد که با بالا آمدن سطح ایستابی مقادیر آلفا اندکی کاهش یافته است. هرچند که مقایسه های آماری که در بخش نتیجه گیری ارائه شده است (جدول 6) نشان می دهد که سطح ایستابی اثر معنی داری بر پارامتر عکس مکش ورود هوا ندارد. در واقع، این کاهش اندک می تواند ناشی از این باشد که با کاهش فاصله سطح

با کاهش مکش (از 20 سانتی متر به صفر) به علت بالا آمدن لوله ماریوت بلند و کم شدن فشار آب وارد بر آن جریان هوا با سرعت بیشتری از محیط خارج به مخزن دستگاه هدایت می شود و ذرات خاک می توانند جریان آب را با سرعت بیشتری از دیسک جذب کنند در نتیجه سرعت جریان آب در خاک بالا رفته و هدایت هیدرولیکی غیراشباع افزایش می یابد. سرعت جذب آب از دیسک تنشی بستگی به خاک دارد. در نمونه شاهد که لایه بندی در آن صورت نگرفته و وزن مخصوص آن برابر وزن مخصوص سطح خاک در مزرعه است، هدایت هیدرولیکی اشباع و غیر اشباع کمتری نسبت به نمونه های دارای لایه بندی دارد.

نتایج گزارش مارسل و لیچ (2000) بر روی پارامترهای هیدرولیکی برای انواع خاکها (حاصل از 235 نمونه خاک) نشان می دهد مقدار پارامترهای K_s و α به ترتیب برابر با 0/263 متر در روز و 0/041 بر سانتی متر برای 41 نمونه خاکهای لومی بدست آمد. از طرفی نیز در مقایسه با پایگاه داده HYDRES که حاوی 5521 نمونه خاک می باشد نتایج بدست آمده از تحقیق حاضر (در حالت بدون سطح ایستابی) همخوانی و موافقت مناسبی خصوصاً برای پارامترهای α و K_s وجود دارد.

برای مشاهده تأثیر لایه بندی خاک در عمقهای استغراق 25 و 50 سانتی متر و بدون سطح ایستابی از آزمون t نرم افزار SPSS مقدار هدایت هیدرولیکی، آلفا و زمان پایداری داده ها با نمونه بدون لایه بندی مقایسه گردید. جدول 2 نتایج آزمون t را برای مقایسه هدایت هیدرولیکی نمونه های خاک لایه -

جدول 2- آزمون t، مقایسه هدایت هیدرولیکی نمونه‌های خاک لایه‌بندی شده و تک لایه

فاصله اطمینان 95%	اختلاف		پارامتر آزمون دو طرفه	درجه آزادی	t	مکش (cm)	عمق ایستابی (cm)
	حد بالا	حد پایین					
0/0055	0/0000	0/0028	0/049	2	4/35	20	بدون سطح ایستابی
0/0143	0/0016	0/0080	0/032	2	5/43	15	
0/0342	0/0008	0/0175	0/046	2	4/51	10	
0/0716	-0/0029	0/0343	0/058	2	3/97	5	
0/1385	-0/0118	0/0634	0/068	2	3/63	0	
0/0154	0/0064	0/0109	0/009	2	10/32	20	50
0/0223	0/0024	0/0124	0/033	2	5/35	15	
0/0327	-0/0075	0/0126	0/114	2	2/70	10	
0/0476	-0/0277	0/0100	0/373	2	1/14	5	
0/0688	-0/0656	0/0016	0/928	2	1/0	0	
-0/0002	-0/0093	-0/0048	0/002	2	-25/32	20	25
-0/0027	-0/0068	-0/0052	0/001	2	-69/25	15	
-0/0090	-0/0097	-0/0094	0/000	2	-119/10	10	
-0/0238	-0/0356	-0/0217	0/002	2	-21/68	5	
-0/0118	-0/0855	-0/0187	0/003	2	-17/55	0	

جدول 3- آزمون t، مقایسه آلفا نمونه‌های خاک لایه‌بندی شده و تک لایه

فاصله اطمینان 95%	اختلاف		پارامتر آزمون دو طرفه	درجه آزادی	t	عمق ایستابی (cm)
	حد بالا	حد پایین				
0/0158	-0/0125	0/0017	0/662	2	0/508	بدون سطح ایستابی
0/0208	-0/0095	0/0057	0/249	2	1/606	50
0/0249	-0/031	0/0100	0/102	2	2/887	25

پایداری با کاهش مکش می‌باشد. در یک مکش ثابت، کمترین مقدار زمان پایداری برای خاک تک لایه و در سطح ایستابی 25 سانتی‌متر بدست آمده است. همچنین در مکش ثابت و یک سطح ایستابی معین، مقدار زمان پایداری در خاک تک لایه کمتر از خاک دارای لایه‌بندی بوده است. از طرفی نیز در مکش‌های بالاتر (در یک سطح ایستابی معین)، تفاوت زمان پایداری بین خاک تک لایه و لایه‌بندی شده کمتر می‌باشد.

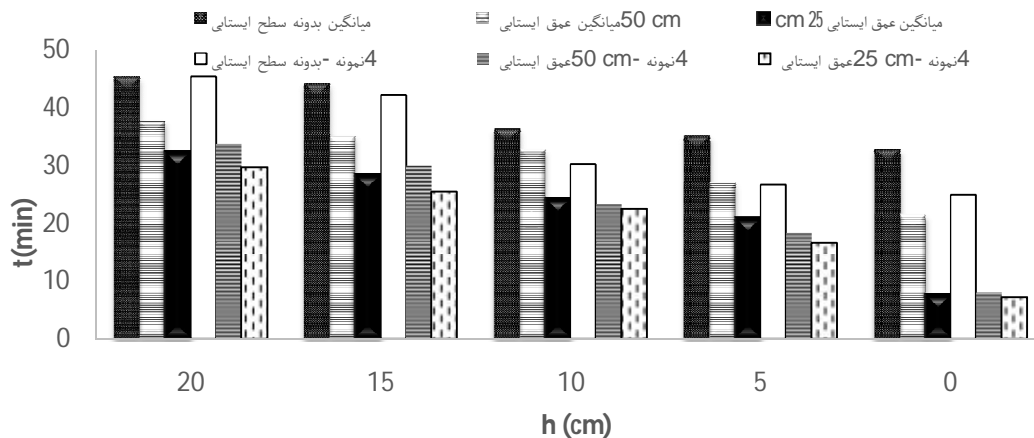
برای تحلیل دقیقتر اثر عمق سطح ایستابی بر هدایت هیدرولیکی و زمان پایداری داده‌ها ابتدا جدول تجزیه واریانس داده‌ها تشکیل گردید که با توجه به نتایج بدست آمده اختلاف معنی‌داری بین داده‌ها در سطح 95 درصد مشاهده شد سپس به منظور بررسی این اختلاف، از آزمون دانکن بر روی داده‌های اندازه‌گیری شده استفاده شد. جدول 5 نتایج آزمون دانکن را برای هدایت هیدرولیکی و زمان پایداری نشان می‌دهد

جدول 4 مقایسه زمان پایداری نمونه‌های خاک لایه‌بندی شده و تک لایه در عمق‌های مختلف سطح ایستابی تحت مکش‌های مختلف را نشان می‌دهد. منظور از زمان پایداری مدت زمانی است که طول می‌کشد سرعت نفوذ آب از دستگاه به داخل خاک ثابت شود که تحت اثر بافت خاک و مکش اعمال شده توسط دستگاه است. با استفاده از این سرعت و مکش هدایت هیدرولیکی و پارامتر عکس مکش هوا محاسبه می‌شود. در حالت بدون سطح ایستابی و سطح ایستابی 50 سانتی‌متر در مکش‌های 10، 5 و صفر سانتی‌متر مقادیر آزمون کمتر از 0/025 است که نشان‌دهنده وجود تفاوت معنی‌دار بین مقادیر است. در عمق استغراق 25 سانتی‌متر تنها در مکش 10 سانتی‌متر در سطح احتمال 95 درصد اختلاف معنی‌دار وجود دارد.

جهت بررسی تغییرات زمان پایداری در هر مکش، شکل 7 برای حالات مختلف سطح ایستابی و لایه‌بندی خاک ارائه شده است. آنچه مشخص و بدیهی است، کاهش زمان

جدول 4- آزمون t، مقایسه زمان پایداری نمونه های خاک لایه بندی شده و تک لایه

فاصله اطمینان 95%	اختلاف میانگین		پارامتر آزمون دو طرفه	درجه آزادی	t	مکش (cm)	عمق ایستابی (cm)	
	حد بالا	حد پایین						
11/71	-12/18	-0/23	0/94	2	-0/08	20	بدون سطح ایستابی	
23/90	-17/84	3/03	0/60	2	0/63	15		
9/41	2/66	6/03	0/02	2	7/70	10		
9/93	4/00	6/97	0/01	2	10/11	5		
11/21	8/19	9/70	0/00	2	27/62	0		
9/52	-4/26	2/63	0/24	2	1/64	20		
19/00	-8/87	5/07	0/26	2	1/56	15		
14/48	4/25	9/37	0/01	2	7/88	10		50
8/83	7/97	8/40	0/00	2	84/00	5		
19/37	9/57	14/47	0/01	2	12/70	0		
4/70	0/36	2/53	0/04	2	5/02	20	25	
7/67	-2/13	2/77	0/14	2	2/43	15		
-1/75	-4/85	-3/30	0/01	2	-9/15	10		
9/79	-1/39	4/20	0/08	2	3/23	5		
14/51	-13/38	0/57	0/88	2	0/17	0		



شکل 7- تغییرات زمان پایداری در مکش های مختلف تحت شرایط آزمایش

بدون سطح ایستابی و عمق 50 سانتی متر در یک گروه و 25 و 50 سانتی متر نیز در گروه دیگر قرار دارد. لذا با توجه به نتایج آزمون میانگین دانکن، باید ابراز داشت که؛ وجود تغییر در سطح ایستابی در خاکی با لایه بندی های مختلف، اثر معنادار و قابل توجهی بر هدایت هیدرولیکی داشته و در سطح 95 درصد بر مقادیر پارامتر آلفا اثری نداشته است.

طبق نتایج آزمون دانکن در مکش های اعمال شده مقدار هدایت هیدرولیکی در حالت بدون سطح ایستابی و سطح 50 و 25 سانتی متر در گروه های مختلف قرار گرفته و در سطح 95 درصد با هم اختلاف معنی دار دارند. همچنین آزمون برای مقادیر آلفا در عمق های استغراق متفاوت انجام گرفت (جدول 6)). نتایج نشان می دهد مقدار آلفای حالت

جدول 5 - نتایج آزمون دانکن بین عمق‌های مختلف سطح ایستابی در مکش‌های مختلف

سطح احتمال 95 درصد						
مکش (cm)	عمق ایستابی (cm)	هدایت هیدرولیکی			زمان پایداری	
		1	2	3	1	2
	50	0/031				
20	25		0/040			
	بدون سطح ایستابی			0/147		
	50	0/043				
15	25		0/058			
	بدون سطح ایستابی			0/071		
	50	0/060				
10	25		0/084			
	بدون سطح ایستابی			0/107		
	50	0/084				
5	25		0/122			
	بدون سطح ایستابی			0/163		
	50	0/118				
0	25		0/178			
	بدون سطح ایستابی			0/246		

جدول 6 - نتایج آزمون دانکن ضریب الفا بین عمق‌های مختلف

سطح ایستابی			
سطح ایستابی (cm)	N	سطح احتمال 95%	
		1	2
25	3	0/0661	
50	3	0/0724	0/0724
---	3		0/0808

مسائل کشاورزی، محیط زیست، مهندسی و طراحی سیستم‌های آبیاری و زهکشی است (بای بوردی 1378). بر این اساس آزمایش، شناخت و ارزیابی تأثیر پارامترهای مختلف بر این خصوصیات، در بررسی و تحلیل رفتار خاک در شرایط محیطی مختلف از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

نتایج این آزمایش‌ها نشان داد که مقدار هدایت هیدرولیکی در تمام نمونه‌ها از مکش‌های بالاتر به مکش‌های پایین‌تر افزایش یافته است. این افزایش به دلیل پر شدن منافذ ریزتر خاک در مکش‌های بالاتر و عبور آب از خلل و فرج درشت‌تر خاک در مکش‌های نزدیک به صفر است. بیشترین زمان پایداری مربوط به مکش 10 سانتی متر در حالت بدون سطح ایستابی و کمترین آن مربوط به مکش صفر در سطح ایستابی 50 سانتی متر است.

نتایج آماری حاکیست که لایه‌بندی خاک باعث تغییر در هدایت هیدرولیکی اشباع و غیر اشباع شده است. همچنین

جهت بررسی زمان پایداری نیز جدول تجزیه واریانس تشکیل گردید که نشان داد بین داده‌ها در سطح 95 درصد اختلاف معنی‌دار وجود دارد. براساس نتایج آزمون دانکن در سطح احتمال 95 درصد در مکش 20 و 15 سانتی‌متر عمق ایستابی 50 و 25 سانتی‌متر در یک گروه قرار دارند. در سایر مکش‌ها اختلاف معنی‌دار بین داده‌ها وجود دارد. به عبارت دیگر، تأثیر تغییرات سطح ایستابی بر زمان پایداری در نمونه‌های مورد آزمایش، در مکش‌های بالا کمتر و در مکش‌های کمتر محسوس بوده است و این تفاوت رفتار برای مکش‌های کمتر از 10 سانتی‌متر تا صفر بطور مشخص مشاهده می‌شود.

نتیجه‌گیری

استفاده از یک روش کاربردی و مؤثر برای تخمین خصوصیات هیدرولیکی خاک، از نیازهای ضروری در

حرکت آب در ماسه و در نتیجه هدایت هیدرولیکی می‌شود. این موضوع در متن مقاله نیز ذکر شده است.

بر اساس نتایج بدست آمده، میانگین هدایت هیدرولیکی اشباع بدست آمده در حالت بدون سطح ایستابی (برای خاک لوم رسی) در این تحقیق برابر $0/246$ متر در روز، با نتایج بدست آمده از تحقیقات قبادیان و محمدی (1389)، که در خاک با بافت سیلت لوم با دستگاه پرماتر گلف بر اساس چهار روش مختلف انجام گرفت، همخوانی دارد. آنها مقدار K_s را برابر $0/134$ متر در روز در منطقه مشابه محل انجام آزمایشات تحقیق حاضر بدست آوردند.

مقادیر آلفا بدست آمده در این تحقیق در حالت بدون سطح ایستابی ($0/081$ بر سانتی‌متر) با نتایج رینولدز و الریک (1985) برای خاک‌های سنگین بافت ($0/04$ بر سانتی‌متر) همخوانی دارد. همچنین مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع و آلفا با مقادیر بدست آمده از بانک اطلاعاتی روزتا (Rosseta) با روش SSC مقایسه گردید. نتایج نشان می‌دهد که مقادیر بدست آمده از این روش ($K_s = 0/13$ cm/day و $1/cm$ و $\alpha = 0/013$) دارای اختلاف کمی با مقادیر بدست آمده در این تحقیق می‌باشد.

مقدار پارامتر آلفا در هر سه حالت بدون سطح ایستابی و عمق ایستابی 25 و 50 سانتی‌متر تحت اثر لایه‌بندی خاک قرار نگرفته است در نتیجه حساسیت هدایت هیدرولیکی اشباع نسبت به لایه‌بندی خاک بیشتر از پارامتر عکس مکش ورود هوا است. زمان پایداری داده‌ها در مکش‌های نزدیک به اشباع بیشتر تحت اثر لایه‌بندی خاک قرار دارد.

در هر 5 مکش اعمال شده توسط دیسک تنشی حالت بدون سطح ایستابی و عمق ایستابی 25 و 50 سانتی‌متر باعث تفاوت بین داده‌های هدایت هیدرولیکی اشباع و غیراشباع گردیده است. بر اساس نتایج در مکش‌های 20 و 15 سانتی-متر عمق استغراق خاک نسبت به مکش‌های 10، 5 و صفر سانتی‌متر بر زمان پایداری کمتر بوده است.

نتایج تحقیقات بی‌باک و همکاران (1389) نشان می‌دهد که در یک خاک ماسه‌ای با بالا آمدن سطح ایستابی مقادیر هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شده توسط دستگاه نفوذ سنج دیسک افزایش می‌یابد. دلیل متفاوت بودن نتایج در این است که، در تحقیقات آنها در حین انجام آزمایش شیر زهکشی نمونه باز و این باعث خروج آب اضافی وارد شده به نمونه توسط دستگاه می‌شود که متعاقباً باعث افزایش سرعت

فهرست منابع:

1. بای بوردی، م. (1378). اصول مهندسی زهکشی و بهسازی خاک. چاپ هشتم، انتشارات دانشگاه تهران.
2. بی‌باک، ه.ع، کشکولی، ح.ع، و ناصری ع.ا. (1389). تخمین هدایت هیدرولیکی خاک ماسه‌ای در مجاورت سطح ایستابی با استفاده از دستگاه نفوذ سنج دیسک. سومین همایش مدیریت شبکه‌های آبیاری و زهکشی، اسفند 89، دانشکده علوم و مهندسی آب، اهواز.
3. سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی کشور (1384). دستورالعمل تعیین هدایت هیدرولیکی خاک به روش‌های مختلف، نشریه 322.
4. غفاری، پ، کشکولی، ح.ع. و مختاری، ن. ر. 1386. مقایسه روش‌های اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی با استفاده از نفوذ سنج گلف و نفوذ سنج مکشی. نهمین سمینار ملی آبیاری و کاهش تبخیر، کرمان.
5. قبادیان، ر. و محمدی، ک. 1389. مقایسه روش‌های مختلف آنالیز پرماتر گلف جهت محاسبه ضریب هدایت هیدرولیکی صحرایی خاک لوم سیلتی در بالای سطح ایستابی. نشریه آب و خاک، جلد 24، شماره 3، صفحه‌های 501-511.
6. Ankeny M, Kaspar TC and Horton R. (1988). Design for an automated tension infiltrometer. Soil Science Society of America Journal, 52:893-896.
7. Ankeny, M. D., Ahmed, M., Kaspar, T.C. and Horton, R. (1991). Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. Soil Science Society of America Journal, 55:467-470.
8. Brooks, . H. and Corey A.T. (1964). Hydraulic properties of porous media. Colorado State University, Fort Collins, Colorado, No. 3: 37 p.
9. Clothier, B. and White I. (1981). Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. Soil Science Society of America Journal, 45:241-245

10. Dixon, M. L. (1975). Soil survey of Borden County, United States. Soil Conservation Service and Texas Agricultural Experiment Station, Texas Journal, 68: 26 p.
11. Durner, W. and Lipsius, K. (2005). Determining soil hydraulic properties. Encyclopedia of Hydrological Sciences. John Wiley & Sons, Ltd.
12. Iwata, S., Tabuchi, T. and Warkentin, B.P. (1995). Soil-water interactions, mechanisms and applications. New York. ISBN 0-8247-9293-9. 440 pp.
13. Jarvis, N. and Messing, I. (1995). Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. Soil Science Society of America Journal, 59: 27-34
14. Lin, L., Chen, J. and Zhang, Z. (2011). Design of automated disc infiltrometer based on differential transducer. Transducer and Microsystem Technologies, 2-29.
15. Logsdon, S. and Jaynes, D. (1993). Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. Soil Science Society of America Journal, 57: 1426-1431
16. Lu, N. and Likos, W.J. (2004). Unsaturated soil mechanics. New Jersey: John Wiley and Sons Inc.
17. Marsel, S.G. and Leij, F.J. (2000). Improved Prediction of Unsaturated Hydraulic Conductivity with the Mualem-van Genuchten Model. Soil Sci. Soc. Am. J, 64: 843-851.
18. Mohanty, B. P. and Mousli, Z. (2000). Saturated hydraulic conductivity and soil water retention properties across a soil-slope transition. Water Resources Research, 36: 3311-3324.
19. Perroux, K. and White, I. (1988). Designs for disc permeameters. Soil Science Society of America Journal, 52: 1205-1215.
20. Rafael, A. Vandervaere, J., Roulier, S., Thony, J., Gaudet, J. and Vauclin, M. (2000). Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: A review and recent developments. Soil and Tillage Research, 55: 1-29.
21. Reynolds, W. and Elrick, D. (1985). In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the alpha-parameter using the guelph permeameter. Soil Science, 140: 292-302.
22. Reynolds, W., Bowman, B., Brunke, R., Drury, C. and Tan, C. (2000). Comparison of tension infiltrometer, pressure infiltrometer, and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity. Soil Science Society of America Journal, 64(2): 478-484.
23. Reynolds, W. and Elrick, D. (1991). Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. Soil Science Society of America Journal, 55: 633-639.
24. Schwartz, R. and Evett, S. (2002). Estimating hydraulic properties of a fine-textured soil using a disc infiltrometer. Soil Science Society of America Journal, 66: 1409-1423.
25. Scotter, D., Clothier, B. and Harper, E. (1982). Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. Soil Research, 20 (4): 295-304.
26. Smettem, K., Ross, P., Haverkamp, R. and Parlange, J. (1995). Three-Dimensional Analysis of Infiltration from the Disk Infiltrimeter: 3 Parameter Estimation Using a Double-Disk Tension Infiltrimeter. Water Resources Research, 31: 2491-2495.
27. Wooding, R. A. (1968). Steady infiltration from large shallow circular pond, Water Resources Research, 4, 1259-1273.