



بررسی تاثیر شوری و سدیم آب بر پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی غیراشباع

سحر خزاعی^{۱*} - حسین انصاری^۲ - بیژن قهرمان^۳ - علی نقی ضیائی^۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۴/۱۱

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۲۰

چکیده

با افزایش جمعیت و کمبود آب شیرین برای آبیاری، یکی از راهکارهای ممکن استفاده از آب‌های غیرمتعارف (آب‌های شور و سدیمی) می‌باشد. برای استفاده از این آب‌ها باید ملاحظات و مطالعات خاصی در نظر گرفته شود. از آنجایی که بیشتر فرایندهای مربوط به آب و خاک در مزرعه در وضعیت غیراشباع صورت می‌گیرد و نیز مطالعات کمتری در این مورد نسبت به وضعیت اشباع وجود دارد، در این پژوهش هدف، بررسی تاثیر شوری و سدیم آب بر پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی غیراشباع است. دو بافت لومی و شنی، دو سطح ۵ و ۲۰ برای SAR و دو سطح ۴ و ۱۲ دسی‌زیمنس بر متر برای EC و آب معمولی با شوری بسیار کم برای این منظور به کار برده شد. از نمک‌های NaCl، CaCl₂ و MgCl₂ با نسبت Ca:Mg=۳:۱ برای تهیه تیمارها استفاده شد. پخشیدگی از روش جریان خروجی تک گامی در مکش ۱۵ بار اندازه‌گیری شد. مقادیر هدایت هیدرولیکی غیراشباع با استفاده از مقادیر پخشیدگی و شیب منحنی رطوبتی محاسبه شد. در هر دو خاک با افزایش SAR و کاهش EC، پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک کاهش یافته و این کاهش در رطوبت‌های کمتر، بیشتر مشاهده شد. خاک شنی کمتر از خاک لومی تحت تاثیر قرار گرفت. در مقایسه تیمارهایی که کمترین و بیشترین مقدار پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کنند، مقادیر پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی غیراشباع در خاک لومی حدود ۱۰۰٪ کاهش داشته است و برای خاک شنی در رطوبت‌های کم، مقادیر پخشیدگی حدود ۹۱٪ و هدایت هیدرولیکی غیراشباع حدود ۹۹٪ کاهش داشته است.

واژه‌های کلیدی: روش جریان خروجی تک گامی، شیب منحنی مشخصه رطوبتی، کیفیت آب

مقدمه

کاهش می‌یابد. پال و همکاران (۹) تاثیرات SAR و غلظت نمک را در پخشیدگی خاک‌های شنی و لوم رسی مطالعه کردند. آن‌ها مشاهده کردند که پخشیدگی با افزایش غلظت نمک افزایش و با افزایش SAR، کاهش یافت. ابوشرر و همکاران (۱) نشان دادند که در خاک‌های شور و سدیمی، کاهش هدایت هیدرولیکی با پراکندگی خاکدانه‌ها همبستگی دارد. مالیک و همکاران (۸) اثر ترکیب سدیم و کلسیم را بر تورم، پراکندگی و جریان آب در خاک‌های مونتوریلونیتیک بررسی کردند. آنها مشاهده کردند که هدایت هیدرولیکی غیراشباع با افزایش SAR و کاهش شوری کاهش یافت. پخشیدگی با افزایش در مقدار آب و افزایش در شوری افزایش یافت. چادهاری و همکاران (۳) تاثیر کیفیت آب را بر هدایت هیدرولیکی غیراشباع و پخشیدگی آب در سه بافت رسی، لوم رسی و سیلتی لوم بررسی کردند. آنها به این نتیجه رسیدند که در یک رطوبت معین، مقدار هدایت هیدرولیکی غیراشباع و پخشیدگی در خاک سیلتی لوم بیش‌تر از همه بود و در خاک رسی کمترین مقدار را دارا بود. در یک SAR معین، هدایت هیدرولیکی غیراشباع و پخشیدگی با افزایش در غلظت نمک افزایش یافتند و در یک غلظت معین، با افزایش

رشد جهانی جمعیت، نیاز به مواد غذایی را افزایش داده است. اگرچه کمبود آب شیرین، توسعه آبیاری را محدود می‌کند، یکی از راهکارهای ممکن برای حل این مسئله، استفاده از آب‌های غیرمتعارف (آب‌های شور و سدیمی) برای اهداف آبیاری است. برای استفاده از این آب‌ها باید ملاحظات خاصی در مورد اثرات منفی شوری و سدیم در نظر گرفته شود (۶). بسیاری از مطالعات در دهه‌های پیش نشان داده‌اند که وجود یا عدم وجود نمک‌ها در آب‌های نفوذ کرده به خاک بر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌ها تاثیرگذار است. در حالی که اطلاعات اندکی در مورد هدایت هیدرولیکی غیراشباع وجود دارد. نتایجی که از روسو و برسلر (۱۱) در محدوده مکش‌های ۰ تا ۱ بار گزارش شده است، نشان می‌دهد که هدایت هیدرولیکی غیراشباع و پخشیدگی ستون‌های خاک لومی با افزایش SAR محلول خاک

۱، ۲، ۳ و ۴- به ترتیب دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشیار، استاد و استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
* - نویسنده مسئول: (Email: s.khazaei88@Gmail.com)

SAR در یک رطوبت خاص کاهش یافتند. چادهاری و همکاران (۴) تغییرات هدایت هیدرولیکی اشباع و غیراشباع را در خاک‌های رسی و لوم رسی بررسی کردند. آنها گزارش کردند که هدایت هیدرولیکی اشباع و غیراشباع با افزایش SAR و کاهش غلظت محلول کاهش یافتند.

پژوهش‌های بسیار کمی در زمینه بررسی تاثیر شوری و سدیم آب بر پخشیدگی و مخصوصا هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک در ایران وجود دارد بطوریکه منابع فارسی مفیدی در این زمینه یافت نشد. روش جریان خروجی که برای اندازه‌گیری این پارامترها استفاده شد، در پژوهش‌های مورد مطالعه در زمینه شوری، به کار برده نشده بود. روش جریان خروجی سبب گردید که بررسی تاثیر شوری و سدیم در یک روند پیوسته برای منحنی رطوبتی، پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی غیراشباع انجام شود که البته نتایج تاثیر شوری و سدیم بر منحنی رطوبتی به تفصیل در مقاله دیگری ارائه شده و در این مقاله فقط از نتایج آن استفاده گردید.

مواد و روش‌ها

خاک‌ها و تیمارهای کیفیت آب

دو بافت خاک لومی و شنی کشاورزی غیر شور و غیر سدیمی انتخاب شد. نمونه‌های خاک از محدوده دانشگاه فردوسی مشهد جمع آوری شدند. همه آزمایشات در آزمایشگاه آب دانشکده کشاورزی انجام شد. زمان انجام آزمایشات اغلب صبح تا عصر بود. البته زمان انجام آزمایشات خیلی مهم نبود بلکه زمان به طول انجامیدن آزمایشات اهمیت داشت. نمونه‌های خاک از عمق ۰-۳۰ سانتی‌متر جمع‌آوری گردید. نمونه‌ها پس از هوا خشک شدن از الک ۲ میلی-متری عبور داده شدند. برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها در جدول ۱ آمده است. تیمارهای کیفیت آب شامل مقادیر EC، ۴ و ۱۲ dS/m و SAR، ۵ و ۲۰ و نیز تیمار آب معمولی با شوری بسیار کم ($EC=0/026 dS/m$) که در مجموع ۱۰ تیمار را در بر می‌گیرد ($EC=10=2 \times SAR$)، تیمار آب معمولی ($EC=2 \times SAR$)، از نمک‌های NaCl، CaCl₂ و MgCl₂ با نسبت Ca:Mg= ۲:۱ برای تهیه تیمارها استفاده شد. نسبت Na، با توجه به SAR و EC محلول‌ها تعیین می‌گردد و برای هر محلول نسبت آن متغیر می‌باشد. به عنوان مثال برای تیمار SAR=۵ و EC=۱۲، Na=۰/۹ می‌باشد.

تعیین پخشیدگی

برای تعیین پخشیدگی از روش جریان خروجی تک گامی استفاده شد. این روش بدین صورت است که نمونه ابتدا در دستگاه صفحات فشاری قرار می‌گیرد و یک مکش بزرگ به آن اعمال می‌شود. مقادیر آب خروجی در زمان‌های مختلف اندازه‌گیری می‌شود تا زمانی که خروج آب متوقف شود. منحنی جریان خروجی در مقابل زمان رسم می‌شود و قسمتی از منحنی که غیرخطی شده، تعیین می‌گردد. بهترین معادله‌ای که می‌توان بر داده‌های خروجی برازش داد، تعیین و سپس با استفاده از ضرایب معادله برازش داده شده، پخشیدگی تعیین می‌شود. در این پژوهش از روش ارائه شده توسط ولینتزاس و همکاران (۱۳) استفاده می‌شود که با استفاده از فرایندی آسان، معادله‌هایی برای محاسبه $D(\theta)$ و $K(\theta)$ استخراج کرده‌اند. در این پژوهش، معادلات توانی با دو ضریب ثابت برازش داده شدند.

برای انجام آزمایش، خاک الک شده در سیلندری به قطر ۱۵/۵ و ارتفاع ۴/۵ سانتی‌متر ریخته شد. برای اشباع کردن نمونه‌ها با محلول‌های مورد نظر از روش جایگزینی استفاده شد. بدین ترتیب نمونه‌ها در ابتدا اشباع شدند و سپس در دستگاه صفحات فشاری موجود در آزمایشگاه تحت مکش ۳۰۰ سانتی‌متر قرار گرفتند. این فرایند ۳ دفعه تکرار شد تا ترکیب وضعیت‌های تبدیلی با محلول‌ها به تعادل برسد. بعد از این مراحل، نمونه‌های خاک برای بار آخر با محلول‌های مورد نظر اشباع شدند و وزن آنها اندازه‌گیری شد. سپس نمونه در دستگاه قرار داده شد و با اعمال مکش ۱۵ بار، از شروع آزمایش و با فاصله‌های زمانی مختلف مقدار آب خروجی اندازه‌گیری شد. آزمایش تا زمانی که خروج آب از دستگاه متوقف شد، ادامه داشت. برای خاک لومی مدت آزمایش حدود یک الی دو هفته و برای خاک شنی یک تا دو روز به طول انجامید. برای محاسبات، ابتدا منحنی جریان خروجی در مقابل جذر زمان با استفاده از معادله ۱ رسم شد و ناحیه‌ای از نمودار که روند غیر خطی داشت تعیین شد. به طور کلی سه مرحله مجزا در طی جریان خروجی وجود دارد؛ مرحله اول، شامل قسمت ابتدایی نمودار است و هنوز داده‌ها غیرخطی هستند که شامل اثرات مقاومت صفحه است. در طول مرحله دوم رابطه جریان خروجی و جذر زمان خطی می‌شود و هنوز در این مرحله اثر مقاومت صفحه ناچیز نیست.

جدول ۱- برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها

pH	SAR	EC dS/m	چگالی ظاهری (gr/cm ³)	بافت خاک	درصد رس	درصد سیلت	درصد شن
۶/۴۸	۲/۵	۲	۱/۳	لومی	۱۲	۴۰	۴۸
۶	۳/۵	۱/۵	۱/۶	شنی	۵	۱۰	۸۵

نتایج و بحث

رسم جریان خروجی در مقابل جذر زمان و محاسبه پخشیدگی آب در خاک

با استفاده از رسم منحنی جریان خروجی در مقابل جذر زمان، ضرایب معادله توانی برازش داده شده بر قسمت غیر خطی منحنی به دست آمده‌اند (جدول ۲). به عنوان نمونه یکی از منحنی‌ها در شکل ۱ ارائه شده است.

با استفاده از معادله ۳ مقدار پخشیدگی آب در خاک به ازای رطوبت‌های متوسط مختلف برای هر دو بافت لومی و شنی محاسبه شد. شکل‌های ۲ و ۳ برای SAR=۲۰ به عنوان نمونه ارائه شده است. در همه تیمارها با افزایش $\bar{\theta}$ ، مقدار $D(\bar{\theta})$ نیز افزایش یافت. در خاک لومی افزایش $D(\bar{\theta})$ با $\bar{\theta}$ در SAR=۵ و EC=۴dS/m و SAR=۲۰ در $\bar{\theta}$ با شیب بیشتری افزایش یافت. در SAR=۲۰ همه تیمارها با شیب زیادی افزایش یافته‌اند (شکل ۲). تغییرات $D(\bar{\theta})$ با $\bar{\theta}$ در خاک شنی تدریجی‌تر از خاک لومی است. در یک $\bar{\theta}$ معین، مقادیر $D(\bar{\theta})$ مربوط به خاک شنی برای همه تیمارها بیشتر از خاک لومی مشاهده شد. در خاک لومی، نزدیک به حالت اشباع ($\bar{\theta}=0.30$)، برای تیماری که کمترین مقدار پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند (EC=۱۲dS/m, SAR=۵) مقدار $D(\bar{\theta})$ برابر $1/23 \text{ cm}^2/\text{min}$ است و برای تیماری که بیشترین پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند (EC=۴dS/m, SAR=۲۰) مقدار $D(\bar{\theta})$ برابر $0.3 \text{ cm}^2/\text{min}$ است که پخشیدگی حدود ۹۷/۵ درصد کاهش یافته است. در رطوبت‌های کم ($\bar{\theta}=0.09$)، برای تیماری که کمترین مقدار پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند (EC=۱۲dS/m, SAR=۵) مقدار $D(\bar{\theta})$ برابر $0.1 \text{ cm}^2/\text{min}$ است و برای تیماری که بیشترین پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند (EC=۴dS/m, SAR=۲۰) مقدار $D(\bar{\theta})$ برابر $2/4 \times 10^{-7} \text{ cm}^2/\text{min}$ است که پخشیدگی حدود ۱۰۰٪ کاهش یافته است. این نشان می‌دهد که افزایش سدیم خاک و کاهش شوری آن باعث کاهش پخشیدگی در خاک شده است. این کاهش در رطوبت‌های کم، بیش‌تر مشاهده شد. در SAR=۵ در یک $\bar{\theta}$ معین، با افزایش شوری از ۴dS/m به ۱۲dS/m مقدار پخشیدگی افزایش یافته است و در SAR=۲۰ (شکل ۲) نیز به همین صورت با افزایش شوری، پخشیدگی افزایش یافته است اما تفاوت دو منحنی مربوط به شوری ۴dS/m و ۱۲dS/m برای SAR=۲۰ نسبت به SAR=۵ کم‌تر است و نشان می‌دهد تاثیر افزایش شوری بر افزایش پخشیدگی در این SAR کاهش یافته است. زیرا در SAR=۲۰ مقدار سدیم موجود در محلول خاک بیش‌تر از زمانی می‌باشد که SAR=۵ است. در خاک شنی، نزدیک به حالت اشباع ($\bar{\theta}=0.23$)، برای تیماری که کمترین مقدار پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند (EC=۱۲dS/m, SAR=۵) مقدار $D(\bar{\theta})$ برابر $0.1 \text{ cm}^2/\text{min}$ است

مرحله سوم منحنی غیرخطی می‌شود و اثرات صفحه به حداقل می‌رسد (۱۰). با استفاده از نرم افزار Datafit9، معادله توانی $y=Ax^B$ بر داده‌ها برازش داده شد و مقادیر ضرایب ثابت آن تعیین شد. با قرار دادن این ضرایب در معادله ۳ مقدار پخشیدگی محاسبه گردید.

$$S(\sqrt{t}) = \frac{\bar{\theta} - \theta_f}{\theta_i - \theta_f} = 1 - \frac{V(\sqrt{t})}{V_{\infty}} \quad (1)$$

که در آن V_{∞} و $V(\sqrt{t})$ به ترتیب کل حجم آب خروجی و حجم آب خروجی در زمان مورد نظر است. $\bar{\theta}$ رطوبت متوسط در زمان t ، θ_i مقدار رطوبت اولیه ($\theta_i \leq \bar{\theta}$) که در این پژوهش مقدار رطوبت اشباع برای آن در نظر گرفته شد. θ_f مقدار رطوبت باقی‌مانده بعد از توقف خروج آب از دستگاه و پارامتری بدون بعد است. مقدار رطوبت متوسط در زمان‌های مختلف از معادله ۲ تعیین می‌شود:

$$\bar{\theta} = (\theta_i - \theta_f) A t^{B/2} + \theta_f \quad (2)$$

که در آن A و B ضرایب ثابت معادله توانی هستند.

$$D(\bar{\theta}) = - \frac{2A^2 A^{2/B} (B-1)}{\pi^2} \left(\frac{\bar{\theta} - \theta_f}{\theta_i - \theta_f} \right)^{-2/B} \quad (3)$$

for $\bar{\theta} \leq \theta_{imp}$

که در آن $D(\bar{\theta})$ پخشیدگی آب در خاک و $\theta_{imp} = S_{imp}(\theta_i - \theta_f) + \theta_f$ رطوبتی است که برای مقادیر کمتر از آن، اثر صفحه متخلخل ناچیز می‌شود. مقدار S_{imp} با استفاده از منحنی جریان خروجی رسم شده در t_{imp} (زمانی که منحنی غیر خطی می‌شود و تاثیر مقاومت صفحه متخلخل ناچیز می‌شود) به دست می‌آید و L ارتفاع نمونه است. منحنی‌های پخشیدگی برای هر یک از تیمارها در مقابل رطوبت متوسط رسم شدند و سپس معادلات توانی بر آنها برازش داده شد. برای محاسبه هدایت هیدرولیکی غیراشباع از رابطه زیر استفاده شد

$$K(\bar{\theta}) = D(\bar{\theta}) \frac{d\bar{\theta}}{dh} \quad (4)$$

که در آن $d\bar{\theta}/dh$ شیب منحنی مشخصه رطوبتی در هر رطوبت مورد نظر است. در این پژوهش مقادیر شیب منحنی رطوبتی از مقادیر به دست آمده در مقاله قبلی استفاده شده است. تیمارهای کیفیت آب برای منحنی رطوبتی نیز مشابه تیمارهای مورد استفاده برای پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی می‌باشد.

هدایت هیدرولیکی غیراشباع برای هر یک از تیمارها در مقابل رطوبت متوسط رسم شدند و سپس معادلات توانی بر آنها برازش داده شد. تعداد زیادی از معادلات تجربی وجود دارند که با استفاده از نتایج منحنی مشخصه رطوبتی، قادر به تخمین پخشیدگی و یا هدایت هیدرولیکی غیراشباع هستند. با استفاده از نرم‌افزار RETC (۱۴) برای تعدادی از این معادلات مقادیر اندازه‌گیری شده $D(\bar{\theta})$ و $K(\bar{\theta})$ با نتایج معادلات تجربی مقایسه شدند.

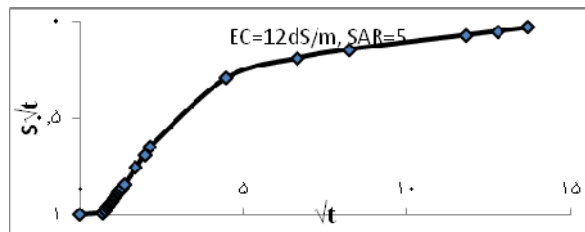
پخشیدگی ستون‌های خاک لومی با افزایش SAR محلول خاک کاهش می‌یابد و این کاهش در شوری‌های کم زیادتر می‌شود. پال و همکاران (۹) و مالیک و همکاران (۸) چادهاری و همکاران (۳) نیز تاثیرات SAR و غلظت نمک را بر پخشیدگی خاک‌ها مطالعه و مشاهده کردند که پخشیدگی با افزایش غلظت نمک، افزایش و با افزایش SAR، کاهش یافت. در خاک لوم، تیمار آب معمولی، مقادیر بیشتر $D(\theta)$ را نسبت به $EC = 4 \text{ dS/m}$ و مقادیر کمتری نسبت به $EC = 12 \text{ dS/m}$ داشت. این نشان می‌دهد که EC زیاد باعث هم‌آوری ذرات شده و فضای بین ذرات را افزایش داده، بنابراین پخشیدگی آب در خاک نسبت به تیمار آب معمولی که دارای نمک‌های محلول اندکی است بیش‌تر شده است. در خاک شنی تیمار آب معمولی نسبت به سایر تیمارها دارای مقادیر بیشتری از $D(\theta)$ می‌باشد. رابطه بین رطوبت متوسط و مقادیر پخشیدگی آب در خاک برای هر دو بافت لومی و شنی توسط معادلات توانی تعیین شده است (جدول ۳). با توجه به این جدول، برای هر دو بافت در یک SAR معین، با افزایش EC مقدار توان معادله برازش داده شده کاهش یافته است. توان مربوط به معادله برازش داده شده برای تیمار آب معمولی در خاک شنی کمترین مقدار را دارا می‌باشد. بدیهی است که این معادلات برای همه خاک‌ها عمومیت ندارند اما می‌توانند روند تغییرات را تا حدی نشان دهند.

و برای تیماری که بیشترین پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند ($EC = 4 \text{ dS/m}$, $SAR = 20$) مقدار $D(\theta)$ برابر $0.09 \text{ cm}^2/\text{min}$ است که حدود ۱۰ درصد کاهش یافته است. در رطوبت‌های کم ($\theta = 0.09$)، برای تیماری که کمترین مقدار پراکندگی در خاک را ایجاد می‌کند ($EC = 12 \text{ dS/m}$, $SAR = 5$) مقدار $D(\theta)$ برابر $5/4 \times 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{min}$ است. برای تیماری که بیشترین پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند ($EC = 4 \text{ dS/m}$, $SAR = 20$) مقدار $D(\theta)$ برابر $4/8 \times 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{min}$ است که حدود ۹۱ درصد کاهش یافته است. این نشان می‌دهد که افزایش سدیم خاک و کاهش شوری آن در خاک شنی نیز باعث کاهش پخشیدگی در خاک شده است. این کاهش در رطوبت‌های کم، بیش‌تر مشاهده شد. در $SAR = 5$ در یک معین، با افزایش شوری از 4 dS/m به 12 dS/m مقدار پخشیدگی افزایش یافته و در $SAR = 20$ (شکل ۳) نیز به همین صورت با افزایش شوری، پخشیدگی افزایش یافته است.

نتایج نشان داد که در هر دو خاک با افزایش SAR و کاهش EC، $D(\theta)$ کاهش یافته است و این کاهش در رطوبت‌های کمتر، بیشتر است. دلیل اصلی این کاهش، تغییر در اندازه منافذ خاک به دلیل تورم ذرات رس است. به نظر می‌رسد با افزایش SAR و کاهش EC ذرات خاک پراکنده می‌شوند و منافذ بزرگ خاک که پخشیدگی آب در خاک بیشتر از میان آنها اتفاق می‌افتد، به منافذ کوچکتری تبدیل می‌شوند. روسو و برسلر (۱۲)، گزارش کردند که

جدول ۲- ضرایب تجربی و نتایج آماری آن‌ها برای تابع $S(\psi) = A(\psi)^B$

R ²	شنی		R ²	لومی		کیفیت آب	
	B	A		B	A	EC(dS/m)	SAR
۰/۹۰	-۰/۶۴ (۰/۰۸۵)	۳/۴ (۰/۷)	۰/۸۰	-۰/۴۶ (۰/۰۹۱)	۰/۹۳ (۰/۰۶۴)	۴	۵
۰/۹۹	-۰/۷۷ (۰/۰۲۹)	۴/۹۷ (۰/۳۵)	۰/۹۴	-۰/۶۵ (۰/۰۶۰)	۰/۹۱ (۰/۰۲۳)	۱۲	۵
۰/۹۸	-۰/۴۳ (۰/۰۱۶)	۲/۳۲۸ (۰/۰۹۶)	۰/۹۹	-۰/۰۴ (۰/۰۰۲)	۱/۳۹ (۰/۰۰۵)	۴	۲۰
۰/۹۹	-۰/۹۸ (۰/۰۰۸۱)	۶/۴۲ (۰/۰۹۹)	۰/۸۳	-۰/۴۴ (۰/۰۷۳)	۰/۹۰ (۰/۰۵۳)	۱۲	۲۰
۰/۹۱	-۰/۹۸ (۰/۰۳۸)	۶/۷۷ (۱/۳۱)	۰/۹۹	-۰/۴ (۰/۰۰۵)	۰/۹۵ (۰/۰۰۵)	آب معمولی	



شکل ۱- منحنی جریان خروجی در مقابل جذر زمان

جدول ۳- روابط توانی بین مقدار رطوبت و پخشیدگی آب در خاک برای تیمارهای کیفیت آب ($D(\theta) = a\theta^b$)

شنی			لومی			کیفیت آب	
R^2	b	a	R^2	b	a	EC(dS/m)	SAR
۰/۹۹	۳/۶۵	۳۷/۷۰	۰/۹۹	۹/۷۸	۳۹۲۲۹	۴	۵
۰/۹۹	۳/۱۲	۹/۹۸	۰/۹۸	۶/۰۶	۱۴/۶۹	۱۲	۵
۰/۹۹	۵/۶۴	۳۷۵/۶۷	۰/۹۹	۹/۷۳	۳۶۱۶/۶۰	۴	۲۰
۰/۹۹	۳/۶۲	۴۳/۶۳	۰/۹۹	۷/۸۹	۵۹۰۶/۹۰	۱۲	۲۰
۰/۹۹	۲/۵۴	۶/۴۱	۰/۹۹	۷/۳۱	۷۸۱/۰۲	آب معمولی	

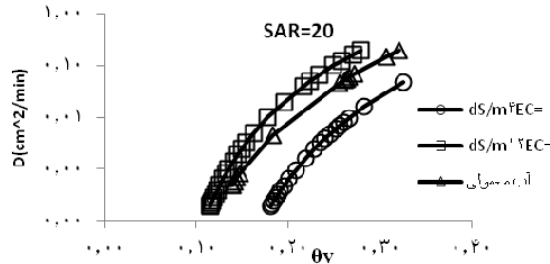
معمولی مقادیر بیشتر $K(\theta)$ را نسبت به تیمار $dS/m, SAR=5$ و $EC=4$ و مقادیر کمتری نسبت به $EC=5 dS/m, SAR=12$ داشت. این نشان می‌دهد که EC زیاد باعث هم‌آوری ذرات شده و فضای بین ذرات را افزایش داده، بنابراین هدایت هیدرولیکی نسبت به تیمار آب معمولی که دارای نمک‌های محلول اندکی باشد، بیش‌تر شده است. در $SAR=20$ (شکل ۴)، $K(\theta)$ برای تیمار آب معمولی بیش‌ترین مقدار را دارا می‌باشد. این نشان می‌دهد که سدیم زیاد موجود در محلول خاک باعث پراکندگی ذرات و کاهش منافذ درشت شده و در نتیجه هدایت هیدرولیکی را کاهش داده است. در خاک شنی تیمار آب معمولی نسبت به سایر تیمارها دارای مقادیر بیشتری از $K(\theta)$ می‌باشد. چادهاری و همکاران (۳) و چادهاری و همکاران (۴) تاثیر کیفیت آب را بر هدایت هیدرولیکی غیراشباع بررسی کردند. آنها گزارش کردند که هدایت هیدرولیکی غیراشباع با کاهش شوری و افزایش SAR کاهش می‌یابد. در کارهای آزمایشگاهی نیز، پال و همکاران (۹)، گوپتا و ورما (۷)، مالیک و همکاران، (۸) و روسو و برسلر (۱۲) نیز به نتایج مشابه رسیدند. کاهش در $K(\theta)$ که به دلیل تغییرات در EC و SAR است به دلیل تغییراتی است که در ساختمان خاک اتفاق می‌افتد. این تغییرات شامل تورم و پراکندگی ذرات و شکست خاکدانه‌ها می‌باشد. بیشتر جریان از فضاهای بین ذرات اتفاق می‌افتد. تورم باعث می‌شود حجم داخلی ذرات افزایش یابد و در نتیجه اندازه فضاهای بین ذرات کاهش می‌یابد. اگر فرض کنیم که منافذ خاک همانند لوله‌های به هم پیوسته باشند از آنجایی که طبق قانون پوزایه سرعت جریان در لوله با توان چهارم شعاع لوله رابطه دارد، کوچک شدن شعاع منافذ خاک، تاثیر قابل توجه‌ای بر $K(\theta)$ دارد. EC کم، نقش زیادی در پراکنده کردن صفحات رس دارد (۲). رابطه بین رطوبت متوسط و مقادیر هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک برای هر دو بافت لومی و شنی توسط معادلات توانی تعیین شده است که در جدول ۴ مشاهده می‌شود. با توجه به این جدول، برای هر دو بافت در یک SAR معین، با افزایش EC مقدار توان معادله برآزش داده شده و نیز ضریب رطوبت کاهش یافته است. این معادلات نیز عمومیت ندارند و بیشتر برای مقایسه و درک بهتر تغییرات است.

محاسبه هدایت هیدرولیکی غیر اشباع

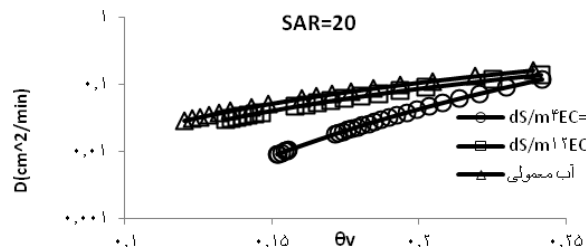
منافذ بزرگ خاک کانال‌های اصلی حرکت آب در خاک هستند. با کاهش رطوبت، آب از این منافذ تخلیه شده و جای آن را هوا پر می‌کند و در نتیجه این منافذ قابلیت انتقال آب را از دست می‌دهند. به همین دلیل $K(\theta)$ نیز کاهش می‌یابد. در خاک لومی، نزدیک به حالت اشباع ($\theta=0/30$)، برای تیماری که کمترین مقدار پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند ($EC=12 dS/m, SAR=5$) مقدار $K(\theta)$ برابر $2/98 \times 10^{-3} cm/min$ و برای تیماری که بیشترین پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند ($EC=4 dS/m, SAR=20$) مقدار $K(\theta)$ برابر $6/85 \times 10^{-6} cm/min$ است که حدود ۱۰۰ درصد کاهش یافته است. در رطوبت‌های کم ($\theta=0/09$)، برای تیماری که کمترین مقدار پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند ($EC=12 dS/m, SAR=5$) مقدار $K(\theta)$ برابر $1/84 \times 10^{-7} cm/min$ و برای تیماری که بیشترین پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند ($EC=4 dS/m, SAR=20$) مقدار $K(\theta)$ برابر $9/86 \times 10^{-15} cm/min$ است که حدود ۱۰۰ درصد کاهش یافته است. در خاک شنی، نزدیک به حالت اشباع ($\theta=0/23$)، برای تیماری که کمترین مقدار پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند ($EC=12 dS/m, SAR=5$) مقدار $K(\theta)$ برابر $8/95 \times 10^{-5} cm/min$ و برای تیماری که بیشترین پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند ($EC=4 dS/m, SAR=20$) مقدار $K(\theta)$ برابر $7/43 \times 10^{-5} cm/min$ است که حدود ۱۷ درصد کاهش یافته است. در رطوبت‌های کم ($\theta=0/09$)، برای تیماری که کمترین مقدار پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند ($EC=12 dS/m, SAR=5$) مقدار $K(\theta)$ برابر $9/08 \times 10^{-6} cm/min$ است. برای تیماری که بیشترین پراکندگی را در خاک ایجاد می‌کند ($EC=4 dS/m, SAR=20$) مقدار $K(\theta)$ برابر $6/5 \times 10^{-8} cm/min$ است که حدود ۹۹ درصد کاهش یافته است. برای هر دو بافت خاک در یک SAR معین، با افزایش EC افزایش یافت و در هر EC معین، با افزایش SAR کاهش یافت. تغییرات $K(\theta)$ در اثر کیفیت آب برای خاک لومی بیش‌تر از خاک شنی بود. در خاک لوم برای تیمار آب

جدول ۴- روابط توانی بین مقدار رطوبت و هدایت هیدرولیکی غیر اشباع برای تیمارهای کیفیت آب $K(\theta) = a\theta^b$

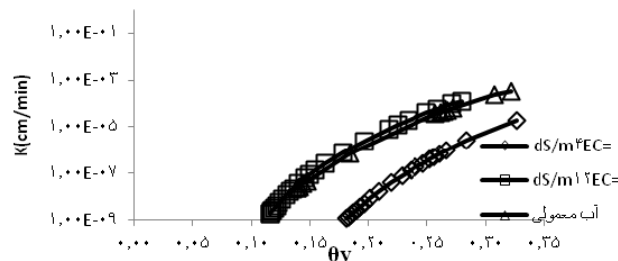
شنی			لومی			کیفیت آب	
R ²	b	a	R ²	b	a	EC(dS/m)	SAR
۰/۹۷	۳	۰/۰۰۶	۰/۹۹	۱۴/۹۶	۲۹۲۴۶	۴	۵
۰/۹۷	۲/۲۴	۰/۰۰۲	۰/۹۹	۸/۰۵	۴۸/۲۶	۱۲	
۰/۹۷	۷/۶۹	۷/۲۵	۰/۹۷	۱۶/۹۱	۴۷۶۳	۴	۲۰
۰/۹۷	۴/۹۲	۰/۲۹	۰/۹۹	۱۲/۶۱	۱۶۶۹	۱۲	
۰/۹۹	۳/۴۶	۰/۰۲	۰/۹۹	۱۱/۷۶	۲۷۱/۵۵		آب معمولی



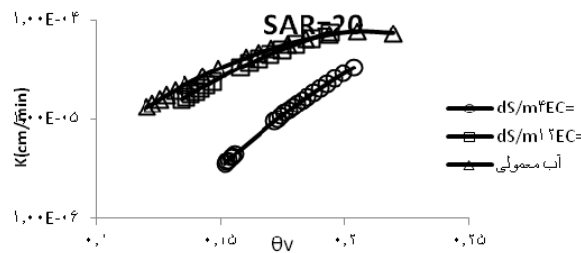
شکل ۲- پخشیدگی آب در خاک به عنوان تابعی از مقدار رطوبت برای خاک لومی



شکل ۳- پخشیدگی آب در خاک به عنوان تابعی از مقدار رطوبت برای خاک شنی در SAR=20



شکل ۴- هدایت هیدرولیکی غیر اشباع به عنوان تابعی از مقدار رطوبت برای خاک لومی در SAR=20

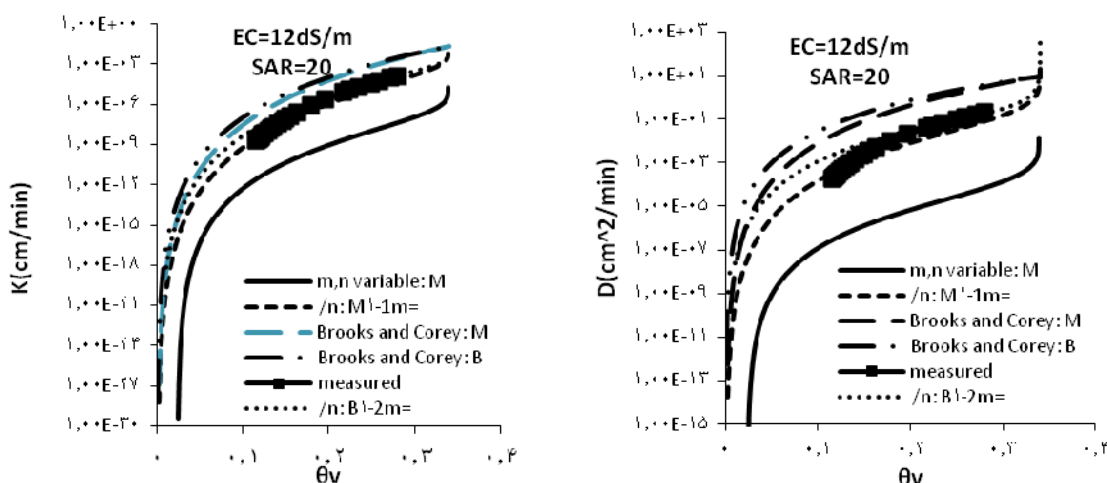


شکل ۵- هدایت هیدرولیکی غیر اشباع به عنوان تابعی از مقدار رطوبت برای خاک شنی در SAR=20

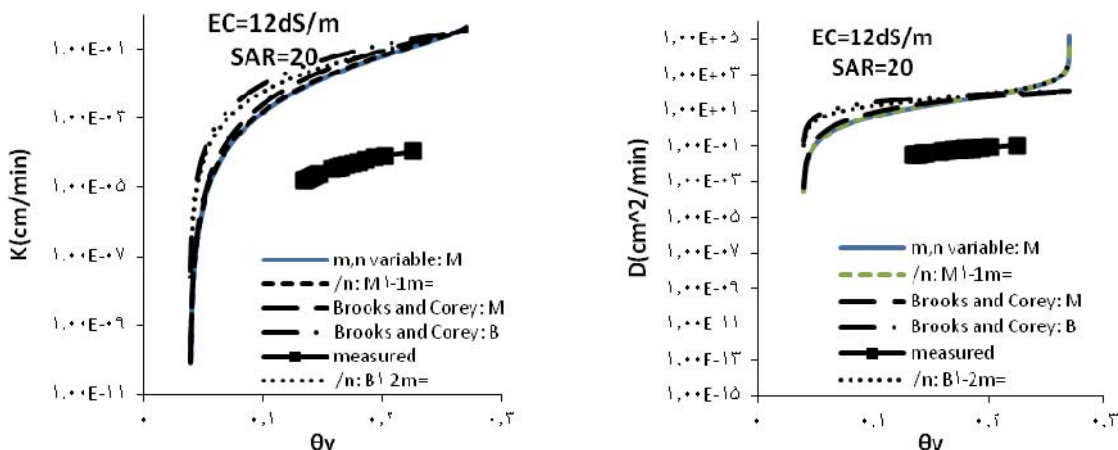
معلم و بعد از آن با معادله ونگنوختن-بوردین دارند. مقادیر هدایت هیدرولیکی غیراشباع نیز برازش خوبی با معادلات ونگنوختن-معلم و ونگنوختن-بوردین داشتند. تیمار $EC=12\text{dS/m}$, $SAR=5$ برای اندازه‌گیری نزدیک‌تری با مدل ونگنوختن-معلم با m و n متغیر داشت. در خاک شنی، مقادیر اندازه‌گیری شده برای پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی غیراشباع با هیچ یک از روش‌ها مطابقت نداشت. مقادیر اندازه‌گیری شده کمتر از مقادیر تخمین زده شده بودند. ممکن است به این دلیل باشد که این معادلات برای خاک‌هایی با درصد شن زیاد دقت زیادی ندارند (شکل ۷).

تخمین مقادیر پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی غیراشباع با نرم‌افزار RETC

برای این منظور مقادیر رطوبت‌های اندازه‌گیری شده در آزمایشگاه برای هر یک از تیمارها در مکش‌های مختلف به نرم‌افزار RETC داده شد. نرم‌افزار با امکاناتی که دارد قادر است با داده‌های منحنی رطوبتی، مقادیر پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی غیراشباع را نیز تخمین بزند. این تخمین‌ها برای ۵ نوع معادله انجام شد. نتایج محاسبات به عنوان نمونه در شکل‌های ۶ و ۷ ارائه شده‌اند. برای خاک لومی مقادیر پخشیدگی بهترین برازش را با معادله ونگنوختن-



شکل ۶- مقادیر پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی غیر اشباع اندازه‌گیری شده و تخمین زده شده از روش‌های مختلف - خاک لومی (M: معلم، B: بوردین)



شکل ۷- مقادیر پخشیدگی و هدایت هیدرولیکی غیر اشباع اندازه‌گیری شده و تخمین زده شده از روش‌های مختلف - خاک شنی (M: معلم، B: بوردین)

تغییراتی است که در ساختمان خاک اتفاق می‌افتد. این تغییرات شامل تورم و پراکندگی ذرات و شکست خاکدانه‌ها می‌باشد و در نتیجه اندازه فضاهای بین ذرات کاهش می‌یابد و از آنجایی که بیشتر جریان از فضاهای بین ذرات اتفاق می‌افتد مقدار جریان کاهش می‌یابد. پیشنهاد می‌شود این پژوهش برای سایر بافت‌ها و کیفیت‌های متفاوت آب نیز انجام شود.

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

مقادیر پخشیدگی در آزمایشگاه برای دو بافت شنی و لومی از روش جریان خروجی تک گامی اندازه‌گیری شد و مقادیر هدایت هیدرولیکی از مقادیر پخشیدگی و شیب منحنی رطوبتی محاسبه شد. برای هر دو خاک لومی و شنی در یک SAR معین، $K(\theta)$ و $D(\theta)$ با افزایش EC افزایش و در هر EC معین، با افزایش SAR کاهش یافتند. تفاوت بین تیمارهای مختلف با کاهش رطوبت، افزایش می‌یابد. تفاوت‌ها در خاک لومی، بیشتر مشاهده شد. کاهش در

منابع

- 1- Abu-sharar I.M., Bingham F.T., and Rhoades J.D. 1987. Reduction in hydraulic conductivity in relation to clay dispersion and disaggregation. *Soil Sci. Am. J.* 51: 342-346.
- 2- Chaudhari S.K. 1998. Effect of water quality on hydraulic properties and predictability of changeable sodium percentage by mechanistic and layer models in texturally three different soils. Ph.D. Thesis, M.P.K.V., Rahuri, India
- 3- Chaudhari S.K., and Somawanshi R.B. 2004. Unsaturated flow of different quality irrigation waters through clay, clay loam and silt loam soils and its dependence on soil and *solution* parameters. *Agricultural Water Management.* 64: 69-904.
- 4- Chaudhari S.K., Singh R., and Kumar A. 2010. Suitability of a hydraulic conductivity model for predicting salt effects on swelling soils. *J. Plant. Nutri. Soil Sci.* 173: 360-367.
- 5- Childs E.C., and Collis-George N. 1950. The permeability of porous materials. *Proc. R. Soc. London Ser.* 201: 392-405.
- 6- Ezlit Y.D., Smith R.J., and Steven R.R. 2010. A review of salinity and sodicity in irrigation. Cooperative Research Center for Irrigation Futures. CRC for Irrigation Futures Matters. Series No 01/10.
- 7- Gupta R.K., and Verma S.K. 1985. Hydraulic conductivity of a swelling clay in relation to irrigation water quality. *Catena* 12: 121-127.
- 8- Malik M., Mustafa M.A., and Letey J. 1992. Effect of mixed Na/Ca solutions on swelling, dispersion and Transient water flow in unsaturated montmorillonitic soils. *Geoderma.* 52: 17-28
- 9- Pal R., Singh S., and Poonia S.R. 1980. Effect of water quality on the water transmission parameters of unsaturated soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 28: 1-9
- 10- Passioura J.B. 1976. Determining soil water diffusivities from one -step outflow experiments. *Aust. J. soil Res.* 15: 1-6.
- 11- Russo D., and Bresler E. 1977a. Effect of mixed Na-Ca solutions on the hydraulic properties of unsaturated soils. *Soil Science of America Journal.* 41(4): 713-717.
- 12- Rusoo D., and Bresler E. 1977b. Analysis of the saturated-unsaturated hydraulic conductivity in a mixed sodium-calcium soil system. *Soil Science of America Journal.* 41(4): 706-710.
- 13- Valiantzas J.D., Londra P., and Salsalou A. 2007. Explicit formulae for water diffusivity using the one-step outflow technique. *Soil Sci. Soc. Am.* 71: 1685-1693.
- 14- Van Genuchten M.Th., Simunek J., Leij F.J., and Sejna M. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. USDA, US Salinity Laboratory. Version 6.



Evaluation of Water Salinity and Sodicity Effect on Diffusivity and Unsaturated Hydraulic Conductivity

S. Khazaei^{1*} - H. Ansari² - B. Ghahraman³ - A.N. Ziaee⁴

Received: 01-07-2012

Accepted: 10-03-2013

Abstract

With increasing population and scarcity of fresh water, one of possible solutions is, using marginal waters (saline and sodic water). Using marginal waters should be taken into consideration and special studies. Since most processes related to soil and water, take place in unsaturated field condition, The purpose of this research is evaluation of saline and sodic water effect on diffusivity and unsaturated hydraulic conductivity. For this purpose, two soil types include loamy and sandy, two levels of SAR, 5 and 20, two levels of EC, 4 and 12 ds/m and distilled water were used. NaCl, CaCl₂ and MgCl₂ salts at Ca:Mg=2:1 were used to prepare treatments. Diffusivity was measured by one step out flow method at the suction of 15 bar. Unsaturated hydraulic conductivity calculated by using the diffusivity and the slope of the soil moisture characteristic curve. At both soils with increasing SAR and decreasing EC, diffusivity and unsaturated hydraulic conductivity decreased and this reduction was more at low moistures. Sandy soil was affected less than loamy soil. In comparison of treatments that cause the least and the most dispersion, diffusivity and hydraulic conductivity for loamy soil, decreased 100% and for sandy soil at low moistures, diffusivity and hydraulic conductivity decreased about 91% and 99%, respectively.

Keywords: One step out flow method, Slope of soil moisture characteristic curve, Water quality

1,2,3,4- M.Sc. Student, Associate Professor, Professor and Assistant Professor, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad, Respectively
(*-Corresponding Author Email: s.khazaei88@Gmail.com)