Archive of SID

تحقیقات آب و خاک ایران، دورهٔ ۴۷، شمارهٔ ۱، بهار ۱۳۹۵ (ص ۱۰۸-۹۹)

تعیین رابطه هدایت هیدرولیکی اشباع و تخلخل مؤثر تحت شرایط مدیریت سطح ایستابی شورکم‌عمق

پروانه تیشه‌زن[۱]، عبدعلی ناصری[۲]، زهرا ایزدپناه[۳]، حسین عزیزنسب[۴]

۱. استادیاردانشکده مهندسی و علوم آب- دانشگاه شهید چمران اهواز

۲. استاد دانشکده مهندسی علوم آب- دانشگاه شهید چمران اهواز

۳. استادیار دانشکده مهندسی علوم آب -دانشگاه شهید چمران اهواز

۴. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی دانشکده مهندسی علوم آب- دانشگاه شهید چمران اهواز

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۳/۱۲- تاریخ تصویب: ۱۳۹۴/۷/۱۸)

چکیده

یکی از راه‌های مقابله با بحران کم‌آبی، استفاده از آب‌های نامتعارف (مانند آب‌های شور زیرزمینی) با مدیریت زراعی مناسب برای جلوگیری از اثرات منفی است. استفاده از این آب‌ها، می‌تواند بر هدایت هیدرولیکی اشباع تأثیر بگذارد. اما برای اندازه‌گیری مستقیم هدایت هیدرولیکی اشباع، هزینه و وقت زیادی صرف می شود. لذا به‌منظور بررسی اثر شوری و عمق سطح ایستابی با مدیریت خاکپوش بر هدایت هیدرولیکی اشباع و تخلخل مؤثر و نیز یافتن رابطه‌ای بین آن‌ها برای این شرایط، آزمایش لایسیمتری در قالب کرت‌های دو بار خردشده بر پایه بلوک‌های کامل تصادفی با سه سطح شوری آب زیرزمینی (S_1=<۴، S_2= ۸ و S_3=۱۲دسی‌زیمنس‌برمتر)، دو سطح عمق سطح ایستابی (D_2= ۹۰ و D_1= ۶۰ سانتی‌متر) و دو سطح پوشش خاک (M_1= بدون مالچ و M_2= برگ خرد شده خرما) در سه تکرار انجام شد. هدایت هیدرولیکی اشباع و تخلخل مؤثر، قبل از شروع آزمایش و ۱۵ ماه بعد از اعمال تیمارها اندازه‌گیری شد. اثر تیمارهای اشاره شده بر این دو پارامتر در سطح پنج درصد معنی‌دار نبود. البته تیمار دارای مالچ در مقایسه با تیمارهای بدون مالچ، باعث کاهش غلظت املاح در عمق ریشه، رشد بیشتر نهال و ریشه و به‌تبع‌آن افزایش هدایت هیدرولیکی اشباع شد. برای برآورد غیر مستقیم هدایت هیدرولیکی اشباع، بین این پارامتر و تخلخل مؤثر روابط مختلفی برازش شد که بهترین رابطه بین $Ln(K_S)$ و تخلخل مؤثر، یک معادله سیگموییدی با ضریب تبیین ۰/۷۳ به دست آمد.

واژه‌های کلیدی: خصوصیات خاک، خرما، سطح ایستابی، مدیریت زراعی.

مقدمه

بحران کم‌آبی در بسیاری از کشورهای دنیا، دانشمندان را به استفاده از آب‌های نامتعارف در تأمین تمام یا بخشی از نیاز آبی گیاهان سوق داده است. آب‌های زیرسطحی کم‌عمق یکی از این دسته آب‌ها هستند که اغلب به دلیل هدایت الکتریکی بالا سبب شوری ثانویه خاک‌ها می‌شوند. شوری خاک یکی از مهمترین مسائلی است که امروزه بخش‌های مختلفی از جهان، به ویژه کشورهای خشک و نیمه‌خشک با آن مواجهند. طبق برآورد فائو، بیش از ۳۴ میلیون هکتار از اراضی ایران دارای شوری بالا هستند که۴/۱ میلیون هکتار از آنها جزء اراضی تحت آبیاری می‌باشند. در حال حاضر سالانه نیم میلیون هکتار از خاک کشور به‌دلیل شوری و یا غرقاب شدن از بین می‌رود و ضرر ناشی از شوری و تخریب خاک در ایران سالیانه حدود یک میلیارد دلار تخمین زده شده است (Unknown. 2015). بسیاری از مناطق خوزستان از سال‌ها پیش با مشکل سطح ایستابی کم‌عمق شور مواجه است. اما، با توجه به بحران آب، نیاز غذایی جمعیت فزاینده و حجم قابل توجه زه‌آب‌های تولیدی، امروزه کاربرد مناسب منابع آب و خاک شور برای کشاورزی امری اجتناب ناپذیر است. بنابراین، مطالعه رفتار خاک در هنگام کاربرد منابعی نظیرآب کم‌عمق شور در روش‌های مختلف زراعی به منظوراستفاده صحیح از این منابع جدید آبی ضروری است.

بررسی اثرات شوری آب آبیاری در سه سطح (۰/۵، ۴ و ۱۰دسی‌زیمنس بر متر) و سدیمی بودن آب در چهار سطح (SAR[1] برابر با ۱، ۵، ۱۵ و ۲۵) بر شاخص‌های کیفیت فیزیکی خاک، نشان داد که اثر تیمارهای شوری و سدیمی بودن بر هدایت هیدرولیکی خاک در سطح یک درصد معنی‌دار است. با افزایش شوری آب آبیاری، هدایت هیدرولیکی خاک افزایش و با افزایش SAR آب آبیاری، هدایت هیدرولیکی خاک کاهش می‌یابد (Ghafari andNeishaburi, 2012).

* نویسنده مسئول: partishehzan@scu.ac.ir

1. Sodium adsorption ratio

www.SID.ir

Archive of SID

اثر نسبی یون‌های Na^+و K^+ بر هدایت هیدرولیکی ستون خاکی با رس غالب اسمکتیت (۵۶-۵۱درصد) و مقدار جزئی ایلیت (۸-۵ درصد) و رس کائولینت (۱۰درصد) بررسی شد. در این پژوهش از محلول‌هایی با نسبت جذب سدیم (SAR) و نسبت جذب پتاسیم (PAR[1]) در دامنه ۴۰-۵ برای شستشوی ستون خاک در غلظت‌های الکترولیت ۶۴۰-۵ میلی‌اکی‌والان بر لیتراستفاده شد. نتایج نشان داد که در سطح و زیر خاک،کاربرد محلول‌های با SAR یا PAR برابر ۲۰ و۴۰ (شامل همه کاتیون‌ها)، سبب کاهش هدایت هیدرولیکی با کاهش غلظت الکترولیت‌ها می‌شود.کاهش در هدایت هیدرولیکی با کاربردمحلول‌های دارای PAR مشخص به‌صورت معنی‌داری کمتر از مقدار آن هنگام کاربرد محلول‌های دارای SAR متناظر بود (Arienzo *et al*.,2012).

مطالعه آزمایشگاهی رفتار هیدرولیکی خاک تحت آبیاری با سطوح مختلف زه‌آب و آب رودخانه کارون نشان داد که با افزایش شوری آب، هدایت هیدرولیکی و تخلخل مؤثر خاک افزایش معنی‌داری (در سطح یک درصد) می‌یابند (Tarzi *et al*, 2012). همچنین بررسی هدایت هیدرولیکی قبل و بعد از آبشویی در خاک‌های شور شادگان بیانگرافزایش هدایت هیدرولیکی بعد از آبشویی بود (Zare, 2009).

در پژوهشی لایسیمتری، افزایش هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در نتیجه اجرای عملیات آبیاری با فاضلاب خانگی و پساب تصفیه‌شده مورد بررسی قرار گرفت. میزان ECو SAR کلیه آب‌های آبیاری در حد استاندارد بود، اما رشد ریشه و اثر آن بر ساختمان خاک سبب تغییر هدایت هیدرولیکی خاک شد. (HassanOghli *et al*.,2005).

از سوی دیگر، به دلیل دشواری‌های مربوط به اندازه‌گیری‌های مستقیم هدایت هیدرولیکی اشباع، تلاش‌های زیادی انجام شد تا بتوان این ویژگی را از راه‌های غیرمستقیم نظیر استفاده ازخصوصیت تخلخل یا تخلخل مؤثر برآورد نمود.

در این رابطه، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با استفاده از پارامترهای زودیافت (نظیر تخلل کل، تخلخل مؤثر، درصد رطوبت، جرم ویژه ظاهری و ...) به کمک شبکه عصبی مصنوعی برآورد شد. در این مطالعه بهترین مدل از نظر دقت و سرعت تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع مدلی بود که از پارامترهای ورودی لگاریتم میانگین هندسی قطر ذرات، تخلخل کل و درصد شن و رس استفاده می‌کرد (NosratiKarizak *et al*.,2012). یکی از پارامترهای خاک که در بسیاری از مناطق برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع استفاده شده، تخلخل مؤثراست. Ahuja *et al*. (1984) نیز رابطه زیر را ارائه داده و کارایی مدل یادشده را برای محدوده‌ای وسیع از داده‌های جمع آوری شده در منطقه جنوبی ایالات متحده، هاوایی و آریزونا به اثبات رساندند.

$$\phi_e = \theta_s - \theta_{FC} \qquad K_s = B\phi_e^n$$

Franzmeier (1991) برای محدوده وسیعی از خاک‌های ایالت Indiana ضرایب B و n (ضریب و نمای تخلخل مؤثر در رابطه بالا)را به ترتیب ۰/۰۰۵ متر برثانیه و ۳/۲۵ پیشنهاد کرد. همچنین برای ۱۵ کلاس شکل شناسی سنگ، پارامترهای B و n به ترتیب ۰/۰۰۱۹۵ متر برثانیه و ۲/۶۷ با ضریب تبیین (R^2=۰/۶۶) به‌دست آمد. در مطالعه‌ای در اراضی مزارع پست شالیزاری رابطهٔ بین تخلخل موثر و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با استفاده از ۴۰۸ نمونه خاک در سه عمق به‌دست آمد. معادله به‌دست آمده داری ضریب تبیین(R^2=۰/۵) و ضرایب B و n به ترتیب۰/۰۲۷۷ متر بر روز و۱/۳ بود(Aimran *et al*.,2004). مقایسه مدل‌های ون‌گنوختن-معلم، مدل بر پایه تخلخل مؤثر و مدل بر پایه تخلخل مؤثر نسبی برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع، نشان داد که برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع بر اساس تخلخل مؤثر نسبی، کمترین ریشه دوم خطای میانگین مربعات (RMSE=۰/۷۲۱) را دارد. آزمون فرضیه‌ها نیز نشان داد که این مدل در سطح پنج درصد، بهترین گزینه برای تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع می‌باشد (Pandey *et al*., 2007). رابطه هدایت هیدرولیکی اشباع با پارامترهای اندازه‌گیری شده با روش پرتونگاری اشعه ایکس (مانند تعداد حفرات خاک، شکل حفرات و ...) توسط پژوهشگران بررسی شد و بهترین نتیجه مدل رگرسیون بین لگاریتم هدایت هیدرولیکی اشباع و لگاریتم تعدادحفرات با ضریب تبیین برابر ۰/۶۹ گزارش شد (Anderson *et al*.,2010).

روابط تجربی برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع برای هر مدیریت زراعی و هر منطقه نتایج متفاوتی دارند. چند رابطه تجربی تعیین هدایت هیدرولیکی برای ناحیه Jineta-yola بررسی شد. نتایج نشان داد که برای شرایط این منطقه رابطه ترزاقی (Terzaghi) نتیجه بهتری نسبت به سایر روابط مورد بررسی ارائه می‌دهد. پس از آن به‌ترتیب روابط کوزنی-کارمن (Kozney-Carman)، هیزن(Hazen)، بریر(Breyer) و اسلیتچر(Slitcher) پاسخ مناسبی داشتند (Ishaku *et al*.,2011).

بسیاری از مطالعات انجام شده بر تغییرات هدایت هیدرولیکی خاک در اثر آبیاری با آبهای نامتعارف در درازمدت

1 -Potassium adsorption ratio

www.SID.ir

Archive of SID

متمرکز شده است. اما هنوز برای استفاده از آب‌های زیرزمینی کم‌عمق خصوصاً در دوره‌های کوتاه‌مدت، نیاز به مطالعه بیشتری بر روی رفتار خاک است. لذا در این بررسی سعی شد تا اثر مدیریت آب زیرزمینی کم‌عمق شور برای تأمین بخشی از نیاز آبی خرما در ابتدای کاشت، بر خصوصیات مهم فیزیکی خاک (تخلخل مؤثر و هدایت هیدرولیکی اشباع) بررسی شود و رابطه بین تخلخل مؤثر و هدایت هیدرولیکی اشباع برای استفاده در پژوهش‌های بعدی در این زمینه برای منطقه جنوب خوزستان ، مشخص گردد.

مواد و روش‌ها

به‌منظور بررسی اثر شوری و عمق آب زیرزمینی و نیز پوشش خاک بر هدایت هیدرولیکی اشباع و تخلخل مؤثر در طی دوره گیرایی نهال خرما، آزمایشی لایسیمتری در قالب کرت‌های دوبارخردشده در محل مؤسسه تحقیقات خرما و میوه‌های گرمسیری کشور واقع در ۱۰ کیلومتری جنوب اهواز (روستای ام‌التمیر) به طول جغرافیایی ۱۵،° ۳۱ و عرض جغرافیایی ۳۰،° ۴۸ و ارتفاع ۱۸ متر از سطح دریا انجام شد. آزمایش‌ها در فاصله آبان تا اسفند۱۳۹۱ انجام شد. میزان بارش به صورت روزانه از ایستگاه هواشناسی موجود در منطقه ام‌التمیر(رادار اهواز) دریافت شد. میزان بارش در ماه‌های آبان و آذر صفر بود. در دی ماه اندازه‌گیری بارش انجام نشد و میزان بارش در ماه‌های بهمن و اسفند به‌ترتیب ۲۸/۴ و ۱۹/۱ میلی‌متر بود. در این آزمایش از ۳۶ لایسیمتر استوانه‌ای زهکش‌دار از جنس پلی‌اتیلن (به عمق ۱/۲ و قطر داخلی ۰/۸متر) استفاده شد. گیاه کشت شده درون این لایسیمترها نهال خرما (رقم کشت بافتی برحی) بود که به مدت ۱۵ ماه (دوره گیرایی نهال خرما) تحت عوامل شوری آب زیرزمینی به‌عنوان عامل اصلی (در سه سطحS_1=<۴ ، ۸=S_2و ۱۲=S_3 دسی‌زیمنس بر متر)، عمق آب زیرزمینی به‌عنوان عامل فرعی (۶۰ و ۹۰ سانتی‌متر) و پوشش خاک به‌عنوان عامل فرعی فرعی(بدون پوشش، پوشش برگ خرد شده به اندازه ۵/۵ کیلوگرم برمترمربع) قرار داشتند (TishehZan, 2011). عمق ریشه نهال در ابتدای کاشت حدود ۳۰- ۲۵ سانتی‌متر و پس از ۱۵ ماه (اتمام دوره گیرایی) کشت، حدود ۵۰ سانتی‌متر بود. آبیاری نهال‌های خرما به روش سطحی و با استفاده از آب رودخانه کارون صورت پذیرفت. میزان آب مورد نیاز آبیاری با توجه به داده‌های هواشناسی به‌دست آمده از ایستگاه هواشناسی ام‌التمیر در مجاورت طرح با روش تشتک تبخیر برای هر آبیاری برآورد و به کمک کنتور با دقت اندازه‌گیری شد. ضریب تشتک با توجه به داده‌های هواشناسی و نوع قرارگیری تشتک در ایستگاه هواشناسی برای هر آبیاری محاسبه شد (Vaziriiet *al.*, 2009). دور آبیاری براساس دستورالعمل فنی برنامه آبیاری نهال‌های تازه احداث خرما (Alihouri,2009) تعیین شد. ۱۵ ماه پس از اعمال تیمارها (پایان دوره گیرایی نهال خرما)، آزمایش‌های تعیین هدایت هیدرولیکی اشباع انجام شد.

تعیین هدایت هیدرولیکی اشباع و تخلخل مؤثر

اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع در لایسیمترهای مختلف به روش بار ثابت با استفاده از آبی با همان شوری آب زیرزمینی تعیین شد. بدین منظور دو پیزومتر از جنس PVC به قطر اسمی ۱/۵ اینچ و قطر واقعی در حدود ۱/۸ اینچ (۴/۵سانتی‌متر) و طول ۶۱ و۹۱ سانتی‌متر استفاده شد. پیزومترها در عمق‌های ۴۵ و ۷۵ سانتی‌متری خاک نصب شد، به‌طوری‌که هر دو پیزومتر به اندازه مساوی ۱۶ سانتی‌متر از خاک بیرون بود. برای اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع، ابتدا هر لایسیمتراز پایین با آب دارای همان شوری آب زیرزمینی کاملاً اشباع شده و به مدت ۲۴ ساعت در حالت اشباع نگه داشته شد. سپس با تعویض جهت جریان، ارتفاع آب ثابت بالای سطح خاک به‌وسیله قطره-چکان تنظیمی که به مخزن با شوری مورد نظر متصل بود، برقرار شد. جریان خروجی از لایسیمتر نیز بعد از ۲۴ ساعت (زمان لازم برای ثابت شدن ارتفاع آب درون پیزومتر) تداوم جریان اندازه‌گیری شد. اختلاف فشار نیز با قرائت ارتفاع فشاری در داخل دو پیزومتر به‌دست آمد. شکل (۱) نمایی از چگونگی اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی در لایسیمتر را نشان می‌دهد. سپس مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع (K_S) از رابطه دارسی (رابطه ۱) محاسبه شد (Alizadeh,2005):

$$K = \frac{VL}{TA\Delta H} \quad \text{(رابطه ۱)}$$

که در آن K: هدایت هیدرولیکی اشباع (متر بروز)، V: حجم آب عبوری در زمان T (مترمکعب)، L: طول نمونه (متر)، T: زمان عبور حجم آب (روز)، A: سطح مقطع لایسیمتر (مترمربع) و ΔH: اختلاف ارتفاع آب در دو پیزومتر (متر) است.

تخلخل مؤثر هر لایسیمتر با جمع‌آوری آب خروجی از آن، پس از اشباع نمودن محاسبه شد (جمع‌آوری زهاب تا زمان قطع زهاب ادامه یافت). با توجه به این‌که میزان تبخیر و تعرق و بارندگی روی آب خارج شده و اضافه شدهٔ خلل‌وفرج درشت (تخلخل مؤثر) تأثیرگذارند، لذا تبخیر و تعرق و بارندگی به نسبت تخلخل مؤثر به تخلخل کل محاسبه و به‌ترتیب به حجم کل آب خروجی اضافه و کم شدند. حجم کل تخلخل مؤثر با توجه به بیلان آب از رابطه (۲) و تخلخل مؤثر با استفاده از رابطه (۳) محاسبه شد.

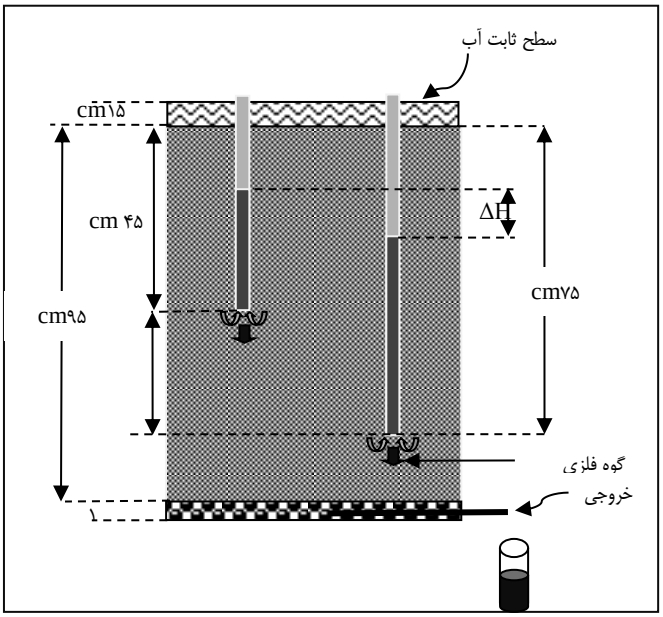
www.SID.ir

Archive of SID

$$\phi_e = \frac{V_e}{V_t} \quad (۳) \qquad V_e = V_w + ET.\left(\frac{V_e/V_t}{\phi}\right) - P.\left(\frac{V_e/V_t}{\phi}\right) \quad (۲)$$

که در آن‌ها؛ ϕ_e: (بی بعد)، تخلخل مؤثر، V_e: حجم کل تخلخل مؤثر (مترمکعب)، V_t: حجم کل خاک درون لایسیمتر (مترمربع)، V_w: حجم کل آب خارج شده از لایسیمتر (مترمکعب)، ET: تبخیر و تعرق (مترمکعب)، P: بارندگی (مترمکعب) و ϕ : تخلخل کل است.

با توجه به این که در این آزمایش، مقدار جمله دوم و سوم در معادله (۲) ناچیز بود، برای راحتی در محاسبات، تبخیر و تعرق به‌صورت تقریبی برابر با تبخیر از تشت تبخیر و تخلخل کل برابر درصد رطوبت اشباع (SP) قبل از اعمال تیمارها در نظر گرفته شد. البته این رابطه زمانی صادق است که حجم بارندگی از حداکثر ظرفیت خاک برای رطوبت (میزان تخلخل کل) تجاوز نکند که در این مطالعه با توجه به میزان کم بارندگی‌ها تجاوز نکرده است.



شکل ۱- شماتیک روش اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع.

اندازه‌گیری خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک

نمونه‌های خاک از هر لایسیمتر در عمق ۷۵-۴۵ سانتی‌متری (۱۵ سانتی‌متر بالای سطح ایستابی) برداشته شد. پس از هواخشک شدن، کوبیدن و عبور از الک ۱۰ میلی‌متری، عصاره اشباع نمونه تهیه و در آن، هدایت الکتریکی (EC) با استفاده از دستگاه شوری سنج، کلسیم و منیزیم با روش تیتراسیون و سدیم با روش فلیم‌فتومتری اندازه‌گیری شد. سپس نسبت جذبی سدیم بر اساس رابطه (۴)به‌دست آمد.

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{(Ca+Mg)/2}} \quad \text{(رابطه ۴)}$$

که در آن؛ SAR: نسبت جذبی سدیم، Na: غلظت سدیم(میلی‌اکی‌والان بر لیتر)، Ca: غلظت کلسیم (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)وMg: غلظت منیزیم (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)است. بافت خاک نیز به روش هیدرومتری،لوم تعیین شد.داده‌های اندازه‌گیری‌شدهبه کمک نرم‌افزار آماری SPSS 19و SAS تجزیه و تحلیل شد. به‌منظورتعیین رابطه مناسب بین هدایت هیدرولیکی اشباع و تخلخل مؤثر نیز از نرم‌افزارهای SPSS 19 استفاده و رگرسیون‌های خطی و غیرخطی برازش داده شد و بهترین برازش از لحاظ آماری انتخاب شد.

نتایج و بحث

بررسی نرمال بودن توزیع داده‌ها

برای تجزیه واریانس داده‌های اندازه‌گیری و محاسبه شده، آن‌ها باید از توزیع نرمال برخوردار باشند. بنابراین، ابتدا متغیرهای مورد نظر (هدایت هیدرولیکی اشباع، تخلخل مؤثر، شوری و SAR) به کمک آزمون کلمونوگراف-اسمیرنوف و با استفاده از SPSS 19 از نظر دارا بودن توزیع نرمال مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که داده‌های تخلخل مؤثر، شوری و همچنین SARدارای توزیع نرمال است ولی داده‌های هدایت هیدرولیکی اشباع از توزیع نرمال برخوردار نیستند. برای نرمال کردن هدایت هیدرولیکی اشباع از تبدیل لگاریتمی پایه طبیعی استفاده شد.Navabian(2007) وRezaiArshadو همکاران(2012)نیز

www.SID.ir

Archive of SID

برای نرمال کردن داده‌های هدایت هیدرولیکی اشباع از لگاریتم طبیعی استفاده کردند. پس از اطمینان از نرمال بودن داده‌ها، تجزیه واریانس آن‌ها به کمک نرم افزار SAS انجام شد.

شوری خاک

نتایج تجزیه واریانس داده‌های شوری (جدول ۱) نشان داد که اثر مالچ بر روی شوری خاک در سطح پنج درصد معنی‌دار است ولی اثر سایر تیمارها و اثر متقابل آن‌ها بر شوری معنی‌دار نبوده است. این اختلاف می‌تواند به‌دلیل تبخیر و تعرق بیشتر از سطح لایسیمتر بدون پوشش نسبت به لایسیمتر با پوشش و در نتیجه صعود بیشتر آب زیرزمینی به محیط ریشه و برجا ماندن نمک محلول درون خاک در عمق ریشه باشد. این مسئله در مطالعات دیگر نیز به اثبات رسیده است(TishehZan, 2011).

نسبت جذبی سدیم(SAR)

تجزیه واریانس داده‌های SAR(جدول۱) نشان می‌دهدکه اثر تیمارها و اثرمتقابل آن‌ها بر روی SAR معنی‌دار نیست. عدم معنی‌داری تیمارهای مختلف شوری و سطح ایستابی بر نسبت جذبی سدیم و شوری می‌تواند دلیلی بر عدم خطر شور و سدیمی شدن در این نوع مدیریت زهکشی و در این مدت باشد. در پژوهشی در پاکستان با مقایسه کاربرد مالچ آلی (کلش برنج) و پلی‌اتیلن در هنگام کاشت نهال اکالیپتوس دریافتند که مالچ آلی EC عصاره خاک سطحی (۱۵-۰ سانتی‌متری) را ۵۳ درصد وSAR آن را ۴۵ درصد کاهش داد (Beltr'an and Manzur, 2005).

جدول ۱: میانگین مربعات اثر تیمارها بر پارامترهای EC وSAR

منابع تغییرات	EC(dS/m)		SAR	
	میانگین مربعات	احتمال	میانگین مربعات	احتمال
تکرار	۱۷/۷۹	۰/۰۵۴ ns	۱۳/۶۸	۰/۳۳۳ns
شوری آب زیرزمینی	۱۱/۲۶	۰/۱۳۳ ns	۲۴/۱۸	۰/۱۶۲ns
خطا	۶۸/۰۴		۳/۱۱	
عمق آب زیرزمینی	۰/۳۱۱	۰/۸ ns	۱۳/۹۸	۰/۲۸۸ns
شوری×عمق آب زیرزمینی	۹/۸۱	۰/۱۶۶ ns	۹/۴۷	۰/۴۵۶ns
خطا	۲۱/۹۳		۱۱/۷۰	
پوشش خاک	۲۳/۰۶	۰/۰۴۷۵*	۹/۰۹	۰/۳۸۷ ns
شوری آب زیرزمینی× پوشش خاک	۴/۶۸	۰/۳۹۵ ns	۹/۶۹	۰/۴۴۸ ns
عمق آب زیرزمینی× پوشش خاک	۷/۷۴	۰/۲۲۲ ns	۱/۴۸	۰/۷۲۳ ns
شوری× عمق آب زیرزمینی× پوشش خاک	۰/۱۸	۰/۹۶۱ ns	۱/۷۰	۰/۸۶۱ ns
خطا	۴/۶۴		۱۱/۲۴	

* : معنی داری در سطح ۵٪، ** : معنی داری در سطح ۱٪، ns : معنی دار نیست

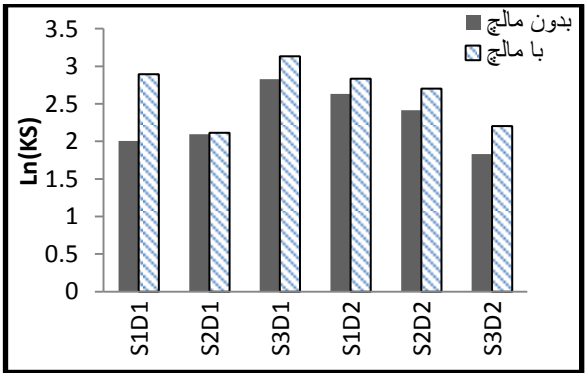
هدایت هیدرولیکی اشباع و تخلخل مؤثر

نتایج تجزیه واریانس داده‌های لگاریتم طبیعی هدایت هیدرولیکی اشباع و تخلخل مؤثر (جدول ۲) نشان دادکه اثر هیچ‌کدام از عوامل روی این دو پارامتر در سطح پنج و یک درصد معنی‌دار نیست. اما اثر متقابل شوری و عمق آب زیرزمینی در سطح ۱۱ درصد روی لگاریتم طبیعی هدایت هیدرولیکی معنی‌دار است. با توجه به نمودار میله‌ای ($Ln(K_S)$ و EC (شکل‌های۲ و ۳)، روند تغییرات در هدایت‌هیدرولیکی و شوری خاک در تیمارهای شوری×عمق آب زیرزمینی تقریباً به یک صورت است، به گونه‌ای‌که با افزایش عمق سطح ایستابی و کاهش شوری آب زیرزمینی، میزان هر دو پارامتر افزایش پیدا می‌کند و با کاهش عمق سطح ایستابی و افزایش شوری آب زیرزمینی، میزان این دو پارامتر افزایش می‌یابد. همچنین با توجه به جدول تجزیه واریانس داده‌های SAR (جدول ۱) و نمودار میله‌ای داده‌های SAR (شکل ۴)، بین تیمارهای شوری×عمق آب زیرزمینی اختلافی محسوسی مشاهده نمی‌شود. مطالعات TishehZan(2011) نشان داد که اثر متقابل شوری و عمق سطح ایستابی آب زیرزمینی روی خصوصیات رویشی معنی‌دار نیست و همچنین تقریباً در همهٔ خصوصیات رویشی بین تیمارهای مرکب شوری×عمق آب زیرزمینی اختلاف محسوس، هر چند غیرمعنی‌دار مشاهده نمی‌شود. بنابراین،انتظار نمی‌رود اختلافی در رشد ریشه این تیمارها نیز وجود داشته

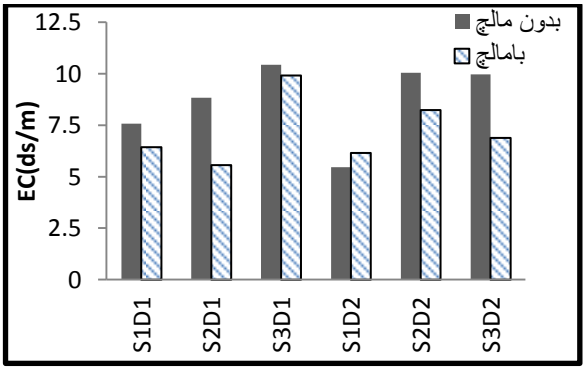
www.SID.ir

Archive of SID

باشد. لذا بروز چنین تغییراتی روی هدایت اشباع خاک می‌تواند به دلیل افزایش غلظت املاح و ثابت ماندن میزان سدیم (نسبت جذبی سدیم) باشد. همچنین اگر به نمودار میله‌ای $Ln(K_S)$ (شکل ۲) توجه شود ملاحظه می‌شود که در تمام تیمارها،$Ln(K_S)$ در تیمارهای دارای مالچ بیشتر از تیمارهای بدون مالچ است. با این‌که این اختلاف معنی‌دار نیست، ولی با توجه به روند ثابت اختلاف بین تیمارهای با مالچ و بدون مالچ، نمی‌توان آن را بدون دلیل دانست.از سویی در مورد مالچ، با توجه به جدول تجزیه واریانس داده‌های شوری (جدول ۱) و نمودار میله‌ای شوری (شکل۳)، بالاتر بودن شوری خاک در تیمارهای بدون مالچ نسبت به تیمارهای بامالچ به صورت معنی‌دار مشهود است. همچنین با توجه به جدول تجزیه واریانس داده‌های SAR (جدول ۱) و نمودار میله‌ای آن‌ها (شکل ۴) اختلاف معنی‌داری بین تیمارها وجود ندارد. بنابراین انتظار می‌رود تیمارهای بدون مالچ هدایت هیدرولیکی بیشتری نسبت به تیمارهای بامالچ داشته باشند.



شکل ۲: تغییرات میزان میانگین $Ln(K_S)$در تیمارهای مختلف.



شکل ۳: تغییرات میزان میانگین شوری در تیمارهای مختلف (دسی-زیمنس بر متر)

جدول ۲: میانگین مربعات اثر تیمارها بر پارامترهای $Ln(K_S)$ و ϕ_e

منابع تغییرات	$Ln(K_S)$		ϕ_e	
	میانگین مربعات	احتمال	میانگین مربعات	احتمال
تکرار	۰/۶۴۲	۰/۴۴۱ ns	۰/۲۱۱	۰/۴۷۰ ns
شوری آب زیرزمینی	۰/۴۳۱	۰/۵۶۹ ns	۰/۲۰۴	۰/۴۸۱ns
خطا	۱/۱۴۴		۰/۱۸۱	
عمق آب زیرزمینی	۰/۱۷۴	۰/۶۳۴ ns	۰/۲۲۶	۰/۳۷۱ns
شوری×عمق آب زیرزمینی	۲/۰۵۹	۰/۱۰۲ ns	۰/۲۳۱	۰/۴۴۰ns
خطا	۰/۴۲۲		۰/۱۷۰	
پوشش خاک	۱/۴۵۱	۰/۱۸۵ ns	۰/۲۳۳	۰/۳۶۴ ns
شوری آب زیرزمینی× پوشش خاک	۰/۱۴۹	۰/۸۱۷ ns	۰/۲۰۵	۰/۴۷۹ns
عمق آب زیرزمینی× پوشش خاک	۰/۱۵۵	۰/۶۵۲ ns	۰/۲۲۴	۰/۳۷۴ns
شوری× عمق آب زیرزمینی× پوشش خاک	۰/۶۲۳	۰/۴۵۱ ns	۰/۱۹۴	۰/۴۹۷ns
خطا	۰/۷۲۸		۰/۲۶۱	

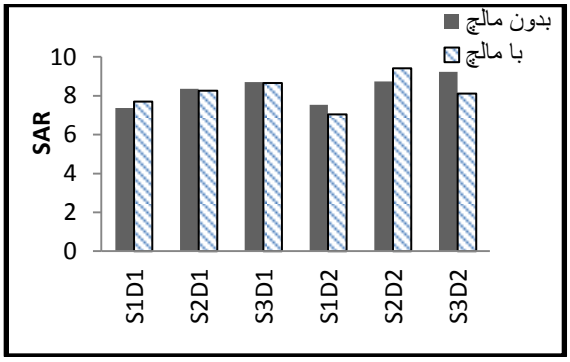
* : معنی داری در سطح ۵٪، ** : معنی داری در سطح ۱٪ و ns : معنی دار نیست

پژوهش‌های دیگر نیز نشان داد که اثر مالچ برخصوصیات رویشی گیاه در سطح یک درصد معنی‌دار است و تیمارهای با مالچ رشد بسیار بهتری نسبت به تیمارهای بدون مالچ داشته‌اند(TishehZan, 2011). بنابراین این اختلاف قطعاً دررشد

www.SID.ir

Archive of SID

ریشه نیز خواهد بود. لذا اختلاف در هدایت هیدرولیکی در تیمار مالچ احتمالاً به‌دلیل رشد بیشتر ریشه در تیمارهای با مالچ نسبت به تیمارهای بدون مالچ است، به‌طوری‌که بر تأثیر افزایش غلظت املاح روی هدایت هیدرولیکی غالب آمده و از آن پیشی گرفته است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت در دوره حدود ۱۵ تا ۱۸ ماهه، این نوع مدیریت زهکشی اثر تخریبی روی خصوصیات مهم فیزیکی خاک (تخلخل مؤثر و هدایت هیدرولیکی) نشان نمی‌دهد. HassanOghli *et al.* (2005) محدوده هدایت هیدرولیکی به‌دست آمده در لایسیمتر با خاک لوم رسی قبل از کشت را ۱۲-۴/۶ سانتی‌متر در روز تعیین نمودند. این مقادیر پس از کشت به‌دلیل رشد ریشه‌ها و تغییر ساختمان خاک، به میزان زیادی افزایش یافت. البته وجود ریشه در خاک نیز باعث افزایش نفوذپذیری خاک می‌شود(Tabatabaii *et al*., 2005).



شکل ۴: تغییرات میزان میانگین SAR در تیمارهای مختلف

مقایسه تغییرات هدایت هیدرولیکی بعد از اعمال تیمارها با قبل

پس از پرکردن لایسیمترها و قبل از کاشت نهال‌های خرما، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به روش بار ثابت و به‌صورت مستقیم در لایسیمتر اندازه‌گیری شد که میزان آن حدود۱۶- ۱۲ سانتی‌متر بر روز تعیین شد. این محدوده برای خاک لوم قابل قبول است(TishehZan, 2011).برای مقایسه میانگین هدایت هیدرولیکی هر یک از تیمارها با هدایت هیدرولیکی قبل از کاشت نهال‌ها جدول (۳) تهیه شده است. همانطور که از این جدول پیداست هدایت هیدرولیکی بعضی از تیمارها نسبت به قبل افزایش یافته و تعدادی نیز کاهش یافته است. علت این تغییرات را می‌توان دقیقاً همان عواملی دانست که در زیر بخش قبل ارائه شد. این امر نشان می‌دهد که اگر چه رشد ریشه باعث بهبود هدایت هیدرولیکی خاک می‌شودولی در بعضی از تیمارها نمی‌تواند اثرات مخرب شوری ثانویه به دلیل افزایش عناصر تک ظرفیتی مخصوصاً سدیم جذبی را جبران کند.

بررسی رابطه بین K_S و ϕ_e

به‌منظور تعیین رابطه بین تخلخل مؤثر و هدایت هیدرولیکی اشباع بین میانگین داده‌های لگاریتم طبیعی هدایت هیدرولیکی و تخلخل مؤثر تیمارها، رگرسیون‌های خطی و غیر خطی برازش داده شد (جدول ۴). همان طور که در جدول (۴) ملاحظه می‌شود، بهترین رگرسیون از نوع سیگموید با ضریب تبیین(R^2) برابر ۰/۷۳ است.

$$LnK_S = 4.66e^{-0.02\frac{1}{\phi_e}}$$ (رابطه ۵)

که در آن؛K_S: هدایت هیدرولیکی اشباع (سانتی‌متر بر روز) و ϕ_e: تخلخل مؤثر (مترمکعب بر مترمکعب) است.

برای بررسی صحت رابطه به‌دست آمده، این معادله به کمک نرم‌افزار مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج نشان داد که ضریب تبیین به‌دست آمده ۰/۷۳ در سطح یک درصد معنی-دار است (جدول۵). برای اطمینان بیشتر از رابطه فوق، ضرایب به‌دست آمده از نظر معنی‌داری مورد بررسی قرار گرفت (جدول ۶). نتایج نشان داد که ضریب ثابت با احتمال ۹۹درصد و ضریب $1/\phi_e$ با احتمال ۹۹درصد صحیح می‌باشند. از سوی دیگر برای پذیرش یک مدل رگرسیونی، باید مقادیر باقیمانده استاندارد شده بین ۲ و ۲- باشند. همان‌گونه که در شکل (۵) مشخص است مقادیر باقیمانده استاندارد شده بین ۲ و ۲- واقع شده‌اند و پراکنش خوبی را اطراف خط باقیمانده صفر نشان می‌دهند که بیانگر صحت رابطه است.

جدول ۳: میانگین هدایت هیدرولیکی (dS/m) بعد از اعمال هر یک از تیمارها

شوری آب زیرزمینی	عمق ایستابی ۶۰ cm		عمق ایستابی۹۰cm	
	بدون مالچ	با مالچ	بدون مالچ	با مالچ
کمتر از ۴dS/m	۸/۸	۲۶/۸۱	۱۵/۰۹	۲۳/۵۱
حدود ۸dS/m	۱۰/۰۵	۹/۴۴	۱۱/۵۶	۱۵/۸۹
حدود ۱۲dS/m	۲۹/۳۷	۲۴/۹۳	۷/۲۴	۱۶/۰۹

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۴- بررسی معادلات مختلف رابطه بین تخلخل مؤثر و هدایت هیدرولیکی اشباع

معادله	خلاصه مدل					برآورد پارامترها			
	R^2	F	df_1	df_2	Sig	ثابت	B_1^*	B_2	B_3
خطی	۰/۶۳	۱۷/۵۱	۱	۱۰	۰/۰۰۲	۰/۹۰۳	۴۶/۲۲۷		
لگاریتمی	۰/۶۶	۲۰/۲۵	۱	۱۰	۰/۰۰۱	۷/۷۶۷	۱/۵۵۵		
معکوس	۰/۶۸	۲۲/۱۰	۱	۱۰	۰/۰۰۱	۴/۰۱۰	-۰/۰۵۰		
درجه ۲	۰/۷۰	۱۰/۵۹	۲	۹	۰/۰۰۴	-۱/۵۴۰	۱۹۶/۸۶۳	-۲۲۲۴/۲۵۲	
درجه ۳	۰/۷۰	۱۰/۵۹	۲	۹	۰/۰۰۴	-۱/۵۴۰	۱۹۶/۸۶۳	-۲۲۲۴/۲۵۲	۰/۰۰۰
ترکیبی	۰/۶۷	۲۰/۷۵	۱	۱۰	۰/۰۰۱	۱/۲۵۳	۳/۳۰۴E+۸		
توانی	۰/۷۱	۲۴/۶۹	۱	۱۰	۰/۰۰۱	۲۳/۱۴۳	۰/۶۶۱		
سیگموئید	۰/۷۳	۲۷/۶۵	۱	۱۰	۰/۰۰۰	۱/۵۴۶	-۰/۲۱		
رشد	۰/۶۷	۲۰/۷۵	۱	۱۰	۰/۰۰۱	۰/۲۲۶	۱۹/۶۱۶		
نمائی	۰/۶۷	۲۰/۷۵	۱	۱۰	۰/۰۰۱	۱/۲۵۳	۱۹/۶۱۶		
لجستیک	۰/۶۷	۲۰/۷۵	۱	۱۰	۰/۰۰۱	۰/۷۹۸	۳/۰۲۶E-۹		

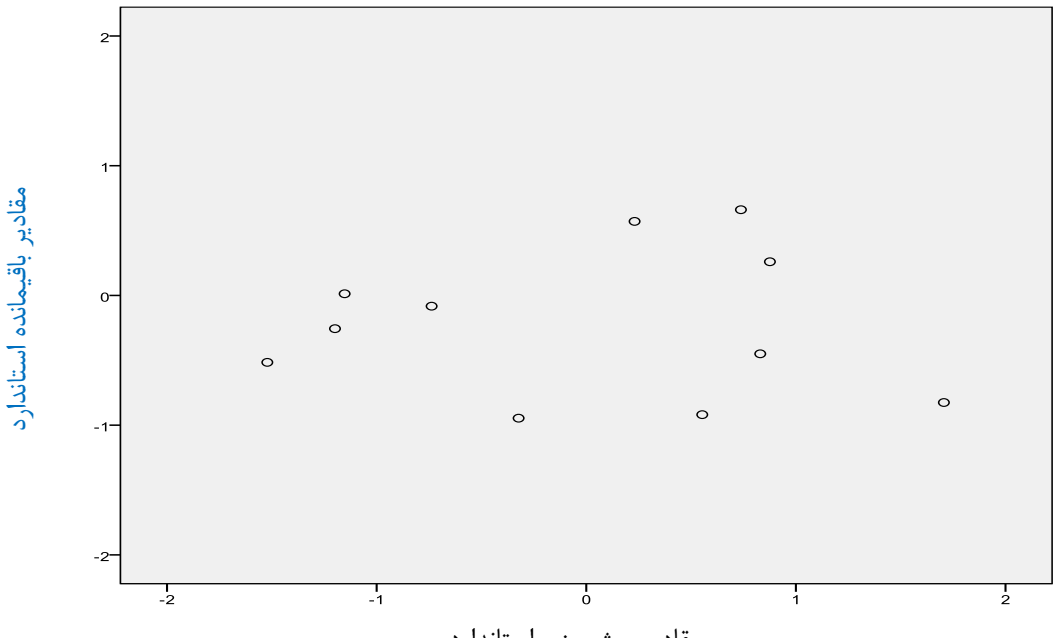
*B_1، B_2 و B_3 ضرایب رگرسیون جزئی هستند.

جدول۵: تجزیه آماری مدل رگرسیون سیگموید

مدل	درجه آزادی	مجموع مربعات	میانگین مربعات	F	Sig.
رگرسیون	۱	۰/۲۴۱	۰/۲۴۱	۲۷/۶۵۲	۰/۰۰۰
باقیمانده	۱۰	۰/۰۸۷	۰/۰۰۹		
کل	۱۱	۰/۳۲۸			

جدول ۶- جدول بررسی معنی‌داری ضرایب به‌دست آمده معادله سیگموئید

ضرایب	مقدار ضریب	مقدار t	Sig.
$1/\phi_e$	-۰/۰۲۱	-۵/۲۵۹	۰/۰۰۰
ثابت	۱/۵۴۶	۱۲/۱۶۲	۰/۰۰۰



شکل ۵: پراکنش مقادیر باقیمانده استاندارد در برابر مقادیر پیش‌بینی شده استاندارد.

www.SID.ir

Archive of SID

نتیجه‌گیری

بررسی مدیریت سطح ایستابی شور کم‌عمق در خاک لومی نشان داد، خطر سدیمی شدن و شور شدن خاک‌ها در دوره گیرایی نهال خرما (۱۵ ماه) در این نوع مدیریت زهکشی وجود ندارد. همچنین نتایج نشان داد که مالچ به‌طور مشهودی باعث کاهش شوری خاک به‌دلیل جلوگیری از تبخیر و تعرق و بر جا ماندن نمک محلول در آب خاک می‌شود.این امر به نوبهٔ خود باعث افزایش خصوصیات رویشی گیاه از جمله ریشه گیاه می‌شودکه افزایش هدایت هیدرولیکی اشباع را به دنبال دارد. اگر چه رشد ریشه باعث بهبود هدایت هیدرولیکی خاک می‌شود ولی در بعضی از تیمارها نمی‌تواند اثرات مخرب شوری ثانویه به‌دلیل افزایش عناصر تک ظرفیتی مخصوصاً سدیم را جبران کند. لذا استفاده طولانی‌مدت از آب زیرزمینی شور کم‌عمق نیازمند تدابیر حفاظت خاک می‌باشد.از سوی دیگر برای پیش‌بینی تغییرات هدایت هیدرولیکی در این شرایط، براساس تخلخل مؤثر رابطه سیگموییدی با ضریب تعیین ۰/۷۳ به‌دست آمد. صحت رابطه از نظر آماری نیز تأیید شد.

سپاسگذاری

نویسندگان بر خود لازم می دانند که از مؤسسه تحقیقات خرما و میوه‌های گرمسیری کشور به خاطر همکاری در انجام این پژوهش تشکر و قدردانی نمایند.

REFERENCES

Ahuja, L.R., Naney, J.W., Green, R.E., and Nielsen,D.R. (1984). Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. Soil Science Society of America Journal, 48 , 699-702.

Aimran, W., Amin, M.S.M and Eltaib,S.M.(2004). Effective porosity of paddy soils as an estimation of its saturated hydraulic conductivity.Geoderma, 121, 197-203.

Alihouri, M. (2009). Irrigation scheulding for new planted seedling of date palm. Technical Instruction. Date Palm and Tropical Fruit Research Institute of Iran (In Farsi).

Alizadeh, A. (2005). Modern land drainage.496pp. (in Farsi).

Anderson, S.H., Udawatta, R.P., Kumar, S., Gantzar, C.J. and Rachman, A. (2010). CT-measured macropore parameters for estimating saturated hydrulic conductivity at four study sites. World congress of soil solutions for a changing world. 1-6 August (2010). Brisbone. Australia.

Arienzo, M., Christen E.W., Jayawardane, N.S and W.C. (2012). Quayle. The relative effects of sodium and potassium on soil hydraulic conductivity and implication for winery wastewater management. Geoderma 173-174. 303-310.

Beltr'an, J.M. and Manzur,C.L. (2005). Overview of salinity problems in the world and FAO strategies to address the problem. In Proceedings of the Intenational salinity Forum, 25-27 April 2005, Riverside, pp. CA; 311-313.

Franzmeier, D.P. (1991). Estimation of hydraulic conductivity from effective porosity data for some Indiana soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 55 , 1801-1803.

Ghafari, H. andNeyshabouri, M.R. (2012). Salinity and sodicity effects of irrigation water on soil physical quality criteria.Journalof Water and soil. 26(1):65-74 (In Farsi).

HassanOghli, A.R., Liaghat, A. and MirabZadeh, M. (2005).Investigation of soil saturated hydraulic conductivity changes via irrigation by raw and treated domestic wastewaters.Journal of agricultural sciences. Islamic Azad University 11(4):99-108 (In Farsi).

Ishaku, J.M., Gadzama, E.W. and Kaigama, U.(2011). Evaluation of empricical formulae for the determination of hydraulic conductivity based on grain size analysis. Journal of geology and mining research. Vol 3(4):105-113.

Navabian, M. (2007). Compared transfer functions and regression neural network in estimating saturated hydraulic conductivity.10th Congress Soil Science.26-28 Aguset , Karaj (In Farsi).

Nosrati Kariza, F., Movahedi Naeni, S.A., Hezarjaribi, A., Roshani, Gh.A. and Dehghani, A.A. (2012).Using artificial neural networks to estimate saturated hydraulic conductivity from easily available soil properties. Journal of Soil Management and Sustainable Production. 2(1):95-110 (In Farsi).

Pandey,N.G., Chakavavorty, B., Kumar, S. and Mani, P.(2007). Comparison of estimated saturated hydrulic conductivity of alluvial soils. Hydrology journal. 28(3-4):59-72.

RezaeArshad, R., Sayyad. GH.,Mazloom, M., Shorafa, M. and Jafarnejady, A.(2012). Comparison of artificial neural networks and regression pedotransfer functions for predicting saturated hydraulic conductivity in soils of Khuzestan province. Journal of science and technology, Agriculture and nature recourses, Water and soil science. 16(60):107-118. (In Farsi).

Tabatabaii, S.H., Fardad, H., Neyshabouri, M.R. and. Lighat, A. (2005). The impact of crop management on the soil infiltration in furrow irrigation.11th Congress of Iranian national Committee of Irrigation and drainage. Tehran. (In Farsi).

Tarzi, A.,Moazed, H. and Farasati, M. (2012). Evaluation of hydraulic characteristics of

www.SID.ir

Archive of SID

Vaziri, J,.Salamat, A.R., Enresari, M.R., Meschi, M., Hidari, N. and DehghaniSanich, H. (2009). Crop evapotranspiration.Iranian national committee on irrigation and drainage. Pp: 389 (In Farsi).

Zare, A. (2009). Comparison of methods for measuring hydraulic conductivity of soils before and after leaching. M.S. dissertation. ShahidChamran University. Ahwaz (in Farsi).

saturated soil by irrigation water with different quality.Journal of Water and Soil Conservation. 19(3):237-244 (In Farsi).

TishehZan, P. (2011). Root zone salinity change investigationunder water table and mulch for establishment Date Palm. Ph. D. dissertation. ShahidChamran University. Ahwaz (in Farsi).

Unknown.(2015). http://www.fao.org/iran/news/detail-events/en/c/287596/

www.SID.ir