

اثر کیفیت آب آبیاری بر مقدار آب قابل استفاده برای گیاه و توزیع اندازه منافذ دو خاک آهکی با بافت متفاوت

مهناز ختار^۱، محمدرضا مصدقی^{۲*} و علی اکبر محبوبی^۱

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۱/۳۰؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۰/۲۷)

چکیده

در این پژوهش تأثیر شوری و سدیمی بودن آب بر توزیع اندازه منافذ و مقدار آب قابل استفاده برای گیاه در دو خاک آهکی رسی و لوم رسی شنی بررسی شد. خاک‌ها با تیمارهای ترکیبی شامل ۱۶ آب با کیفیت متفاوت (مقادیر EC برابر ۰/۵، ۲، ۴ و 8 dS m^{-1} و مقادیر SAR برابر ۱، ۵، ۱۳ و ۱۸) اشباع شده و پنج بار تر و خشک شدند. سپس مقدار رطوبت در مکش‌های ماتریک θ_s ، θ_{10} ، θ_{100} و 300 cm (θ_{FC}) و 15000 cm (θ_{PWP}) اندازه‌گیری شد. تفاوت‌های θ_{100} یا θ_{300} با θ_{15000} برابر آب قابل استفاده، θ_s با θ_{10} برابر تخلخل درشت، θ_{10} با θ_{100} برابر تخلخل میانه، و θ_{100} برابر تخلخل ریز در نظر گرفته شد. تخلخل اولیه دو خاک یکسان بود ولی مقدار بیشتر شاخص‌های توزیع اندازه منافذ و θ_{FC} ، θ_{PWP} و AWC را خاک رسی به علت ایجاد تخلخل بیش تر ناشی از آماس به خود اختصاص داد. با افزایش EC، منافذ میانه کاهش یافته و به منافذ درشت و ریز تبدیل شدند. هم‌چنین EC به دلیل کاهش ضخامت لایه پخشیده دوگانه و هم‌آوری ذرات خاک، باعث تبدیل منافذ میانه به منافذ درشت و در نتیجه کاهش θ_{FC} و از طرفی باعث ایجاد منافذ ریز جدیدی شد که θ_{PWP} را افزایش داد، و در کل منجر به کاهش AWC گردید. افزایش SAR منجر به تخریب و کاهش حجم منافذ میانه و تبدیل آنها به منافذ ریز شد ولی اثر معنی‌داری بر منافذ درشت نداشت. با افزایش SAR، θ_{FC} و θ_{PWP} به علت تخریب منافذ ساختمانی، آماس و پراکندگی رس‌ها و افزایش سطوح برای جذب آب، افزایش یافت که این افزایش برای θ_{PWP} شدیدتر و مشخص‌تر بود و در نتیجه AWC کاهش یافت. بنابراین گذشته از اثر ویژه (سمیت) یون سدیم برای گیاه، با افزایش SAR، آب خاک در دسترس گیاه هم کاهش یافت. با افزایش شوری آب آبیاری، اثر تخریبی SAR کاهش یافت و اثر کیفیت آب بر نگهداشت آب خاک رسی بیشتر بود.

واژه‌های کلیدی: تخلخل خاک، کیفیت آب، گنجایش زراعی، نقطه پژمردگی دائم، آب قابل استفاده، لایه پخشیده دوگانه

۱. به ترتیب دانشجوی سابق کارشناسی‌ارشد و استاد خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۲. دانشیار خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

* مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: mosaddeghi@cc.iut.ac.ir

مقدمه

بسیاری از دشواری‌های کشاورزی فاریاب ناشی از ترکیب شیمیایی و کیفیت آب آبیاری است. جدیدترین طبقه‌بندی کیفیت آب آبیاری توسط FAO پیشنهاد شده که نشان می‌دهد با افزایش شوری (EC) آب آبیاری، حد بحرانی سدیمی‌بودن (SAR) از دیدگاه اثر بر ساختمان خاک افزایش می‌یابد (۶). اثر آب آبیاری با کیفیت پایین (شوری کم و سدیم زیاد) بر تخریب ساختمان و منافذ موجود در خاک از راه دو پدیده تورم کانی‌های رسی و از هم پاشیدگی خاکدانه‌ها رخ می‌دهد که ناشی از مقدار زیاد یون سدیم محلول است. این فرآیندها سبب کاهش اندازه و پیوستگی منافذ خاک می‌گردند (۲ و ۷)، و از راه تأثیر بر ساختمان خاک، توزیع اندازه منافذ، پیوستگی و اعوجاج منافذ، بر بسیاری از ویژگی‌های فیزیکی و هیدرولیکی خاک می‌تواند مؤثر باشد (۱، ۱۶، ۱۹، ۲۵ و ۳۰). اثر ESP و SAR بر پراکنش ذرات و تخریب فیزیکی خاک، به مقدار EC بستگی دارد و مقدار شوری تعیین‌کننده حد بحرانی ESP برای تخریب فیزیکی خاک است (۵، ۶، ۸، ۱۳، ۱۷، ۲۱، ۲۶، ۲۸، ۳۳ و ۳۴).

برسلر و همکاران (۱۲) اثر کیفیت آب بر منحنی مشخصه رطوبتی خاک را بررسی کرده و دریافتند که با افزایش SAR یا کاهش شوری، رطوبت حجمی در یک مکش ماتریک مشخص افزایش یافت. هم‌چنین اثر شوری و SAR بر نگهداشت آب در مکش‌های ماتریک کم، مشخص‌تر بود (۱۲). کریسیمانو و همکاران (۱۷) با ارزیابی اثر شوری و قلیابیت بر ویژگی‌های هیدرولیکی و پایداری ساختمان دو خاک رسی، گزارش کردند که با افزایش ESP به علت پراکنندگی ذرات و افزایش سطوح خاک (به‌ویژه در خاک با رس بیشتر)، آب با انرژی بیشتری نگهداشته شده و در نتیجه مقدار رطوبت در مکش ماتریک یکسان افزایش یافت (۱۷). در این پژوهش شاخص پایداری چایلدز (۱۹۴۰)، برابر نسبت میزان منافذ قابل زه‌کشی (VDP) به مکش ماتریک در نقطه عطف (τ_d) منحنی مشخصه رطوبتی پراثری (۱۵ و ۱۶)، نیز محاسبه شد که به دلیل کاهش VDP

افزایش τ_d ، با افزایش ESP خاک کاهش یافت. اثر کیفیت آب آبیاری و ویژگی‌های شیمیایی محلول بر خاک به نوع و ویژگی‌های ذاتی خاک (به‌ویژه مقدار و نوع رس) نیز بستگی دارد (۱۲، ۱۴، ۱۷، ۲۰، ۲۹، ۳۲ و ۳۹).

اگرچه در مورد اثر کیفیت آب آبیاری بر ویژگی‌های شیمیایی و برخی از ویژگی‌های فیزیکی پژوهش‌های زیادی انجام شده است، ولی در مورد اثر آن بر ویژگی‌های هیدرولیکی و به‌ویژه منحنی مشخصه رطوبتی خاک پژوهش‌های اندکی انجام گرفته و یا نتایج پژوهش‌ها به دلیل برخی دشواری‌ها به درستی قابل استفاده نیست. برای نمونه در اغلب گزارش‌های منحنی نگهداشت آب خاک از مقدار رطوبت حجمی در برابر مکش ماتریک با فرض ثابت ماندن حجم خاک استفاده شده که گمراه‌کننده است. از این رو لزوم انجام پژوهش‌های سیستماتیک در این زمینه، مورد تأکید قرار گرفته است (۱۹).

از آنجایی که کیفیت آب بر ویژگی‌های هیدرولیکی و نگهداشت آب در خاک مؤثر است، انتظار می‌رود که بر حدود رطوبتی مهم در رابطه با جذب آب توسط گیاه، گنجایش زراعی (θ_{FC}) و نقطه پژمردگی دائم (θ_{PWP})، نیز تأثیرگذار باشد. ولی پژوهش‌های اندکی در مورد اثر کیفیت آب بر θ_{FC} ، θ_{PWP} و میزان آب قابل استفاده خاک برای گیاه (AWC) انجام شده است. جذب آب توسط گیاهان نیز به ویژگی‌های فیزیکی خاک مرتبط است. به این ترتیب که با افزایش یون سدیم و تخریب ساختمان خاک، آب قابل دسترس گیاه تا حدود زیادی کاهش می‌یابد (۳۲). کیفیت آب آبیاری با اثرهای مستقیم و غیرمستقیم بر پتانسیل آب، ساختمان و توزیع اندازه منافذ و مقاومت مکانیکی خاک می‌تواند بر کیفیت فیزیکی و آب قابل استفاده خاک برای گیاه اثر بگذارد. پژوهش‌های اندکی در مورد اثر کیفیت آب بر ویژگی‌های هیدرولیکی و به‌ویژه منحنی مشخصه رطوبتی خاک (۱۹) و هم‌چنین در مورد θ_{FC} ، θ_{PWP} و میزان آب قابل استفاده خاک برای گیاه انجام شده است.

در مناطق غرب کشور منابع آب آبیاری کم و تبخیر بالقوه زیاد است و از این رو آبیاری با آب نامناسب در این مناطق

مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است. هر دو خاک براساس رده‌بندی USDA در گروه بزرگ Typic Calcixerepts قرار گرفتند. سیلندرهایی به قطر و ارتفاع ۵ سانتی‌متر تا ارتفاع ۳ سانتی‌متر از خاک‌ها پر شده و تخلخل (نسبت پوک) اولیه آنها به‌طور یکنواخت به مقدار 0.55 ± 0.1 رسانده شد تا درصد منافذ اولیه دو خاک یکسان باشد. در کل ۱۶ (تیمار آب آبیاری) $2 \times$ (نوع خاک) $3 \times$ تکرار برای $EC = 0.5 \text{ dS m}^{-1}$ و ۲ تکرار برای سایر $EC = 72$ سیلندر از نمونه‌های خاک تهیه شد.

ب) تیمارهای کیفیت آب و اندازه‌گیری نگهداشت آب خاک

تیمارهای ترکیبی آب شامل مقادیر EC برابر 0.5 ، 2 ، 4 و 8 دسی‌زیمنس بر متر و مقادیر SAR برابر 1 ، 5 ، 13 و 18 بود که 16 آب با کیفیت متفاوت را ایجاد نمود. برای ساخت محلول‌های مذکور از نمک‌های خالص $NaCl$ و $CaCl_2$ استفاده شد. دامنه‌های EC و SAR استفاده شده براساس دامنه شوری و قلیائیت گزارش شده برای منابع آب سطحی و زیرزمینی استان همدان انتخاب شدند (۲۲). برای ساخت محلول‌های مذکور از دو معادله دو مجهولی به صورت زیر استفاده شد:

$$SAR = \frac{[Na^+]}{\sqrt{[Ca^{2+}]/2}} \quad [1]$$

$$TC = [Na^+] + [Ca^{2+}] = 10(EC) \quad [2]$$

که در این فرمول‌ها: SAR نسبت جذب سدیم برحسب (میلی‌اکی‌والان در لیتر) 0.5 ، $[Na^+]$ و $[Ca^{2+}]$ به ترتیب غلظت یون‌های سدیم و کلسیم برحسب میلی‌اکی‌والان در لیتر، TC غلظت کل کاتیون‌ها برحسب میلی‌اکی‌والان در لیتر و EC رسانایی الکتریکی برحسب دسی‌زیمنس بر متر می‌باشند. در نهایت مقدار مورد نیاز نمک‌های $NaCl$ و $CaCl_2$ برای ساخت محلول‌ها محاسبه شد. برای اعمال تیمارهای آب، سیلندرهای بازسازی شده خاک به مدت یک شبانه‌روز با محلول مورد نظر در ظروف در بسته (برای جلوگیری از تبخیر) اشباع شده تا تبادل یونی بین محلول و سطوح تبدالی خاک انجام گیرد. سپس

باعث افزایش EC و SAR خاک شده است (۲۲). با توجه به نیاز مبرم به شناخت اثر کیفیت آب بر ویژگی‌های هیدرولیکی خاک و پژوهش‌های محدود در این زمینه و به‌ویژه در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک کشور (که مشخصه مهم آنها آهکی بودن آنها است)، در این پژوهش اثر کیفیت آب بر توزیع اندازه منافذ و مقدار آب قابل استفاده برای گیاه در دو خاک آهکی با بافت مختلف از استان همدان بررسی شده است.

مواد و روش‌ها

الف) خاک‌های مورد بررسی و آماده‌سازی آنها

در این پژوهش اثر کیفیت آب (شوری و سدیمی بودن) بر توزیع اندازه منافذ و مقدار آب قابل استفاده دو خاک آهکی رسی و لوم رسی شنی مورد بررسی قرار گرفت. خاک‌های مورد بررسی، خاک‌های غیرشور و غیرسدیمی بودند که از مزارع کشاورزی استان همدان تهیه شدند. سعی شد که خاک‌ها از نظر مقدار ماده آلی، pH ، شوری و درصد کربنات کلسیم نزدیک به هم بوده و دارای شوری کمی باشند. نمونه‌برداری مرکب از لایه $0-30$ سانتی‌متری این خاک‌ها انجام گرفت. نمونه‌ها، هوا-خشک شده و توده خاک بدون کوبیدن از الک 2 میلی‌متری گذرانده شد تا خاک‌دانه‌های ریز طبیعی در آن حفظ شوند.

برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی دو خاک مورد بررسی به روش‌های زیر اندازه‌گیری شد. تعیین بافت خاک بر پایه قانون استوکز و به روش هیدرومتر انجام گرفت (۱۱). چگالی حقیقی (ρ_s) خاک به روش پیکنومتر اندازه‌گیری شد (۳). ماده آلی (OM) خاک به روش اکسیداسیون تر اندازه‌گیری شد (۴۱). کربنات کلسیم معادل خاک (CCE) به روش تیتراسیون برگشتی با $NaOH$ تعیین گردید (۳۶). رسانایی الکتریکی (EC) خاک در عصاره $1:5$ خاک به آب با رسانایی سنج الکتریکی (متروم ۷۱۲) اندازه‌گیری شده و به رسانایی الکتریکی در دمای 25 درجه سانتی‌گراد تبدیل شد (۳۱). اسیدیته خاک (pH) در عصاره $1:5$ خاک به آب، به وسیله دستگاه pH متر (متروم ۷۴۴) اندازه‌گیری شد (۴۰). ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های

جدول ۱. برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد بررسی

ρ_s ($Mg\ m^{-3}$)	CCE%	EC ($dS\ m^{-1}$)	OM%	pH	رس			بافت	سری خاک
					سیت	شن	%		
۲/۵۷	۱۵/۰	۰/۱۹۸	۱/۸۷	۷/۵۹	۱۸/۸	۵۳/۱	۲۷/۱	لوم رسی شنی	حسام آباد
۲/۵۵	۱۵/۰	۰/۲۰۰	۱/۷۰	۷/۷۵	۲۰/۰	۳۸/۶	۴۱/۴	رسی	امیر آباد

پیچیدگی اثر تیمارهای استفاده‌شده می‌افزاید، در تمام محاسبه‌ها و تجزیه‌های آماری از مقدار رطوبت وزنی خاک استفاده شد. دکستر (۲۰۰۴) نیز از مقدار رطوبت وزنی برای بیان اثر عوامل مختلف بر منحنی مشخصه رطوبتی و کیفیت فیزیکی خاک استفاده کرد. برای بررسی اثر تیمارهای کیفیت آب بر توزیع اندازه منافذ، لازم است که منافذ خاک به گروه‌هایی تقسیم شوند. تعاریف و گروه‌بندی‌های مختلفی برای منافذ خاک پیشنهاد شده است (۹). از جمله رایج‌ترین آنها (که در این پژوهش استفاده شد) این است که در آن منافذ خاک به سه گروه منافذ بزرگ‌تر از ۳۰۰ میکرون (منافذ درشت)، منافذ کوچک‌تر از ۳۰۰ میکرون و بزرگ‌تر از ۳۰ میکرون (منافذ میانه) و منافذ کوچک‌تر از ۳۰ میکرون (منافذ ریز) تقسیم شده‌اند (۹). با توجه به فرمول یانگ-لاپلاس مکش ماتریک نظیر بزرگ‌ترین منافذ پر از آب ۳۰۰ و ۳۰ میکرون برابر ۱۰ و ۱۰۰ سانتی‌متر می‌باشد (۲۳). تفاوت θ_s و θ_1 برابر تخلخل درشت (Macro-P)، تفاوت θ_1 و θ_{10} برابر تخلخل میانه (Meso-P) و θ_{10} برابر تخلخل ریز (Micro-P) در نظر گرفته شد. مقدار رطوبت در مکش‌های ماتریک ۱۰۰ و ۳۰۰ سانتی‌متر (θ_{10} و θ_{300}) به عنوان گنجایش زراعی (θ_{FC}) و مقدار رطوبت در مکش ماتریک ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر (θ_{15000}) به عنوان نقطه پژمردگی دائم (θ_{pwp}) در نظر گرفته شد. مقدار θ_{10} به عنوان θ_{FC} برابر Micro-P است. تفاوت θ_{10} یا θ_{300} با θ_{15000} نیز برابر آب قابل استفاده خاک برای گیاه (به ترتیب AWC_{10} و AWC_{300}) محاسبه شد (۴):

$$AWC = \theta_{FC} - \theta_{pwp} = \theta_{10} - \theta_{15000}$$

[۳]

استوانه‌های خاک به مدت ۵ ساعت روی صفحه سرامیکی و تحت خلأ برابر ۱۰ kPa آب‌کشی شدند. این روش تر و خشک‌شدن یک روش جایگزینی (Displacement method) است که سبب می‌شود غلظت نمک‌ها در خاک با تر و خشک شدن تقریباً ثابت بماند. عمل تر و خشک شدن ۵ بار تکرار شد تا ترکیب سطوح تبدلی خاک با محلول‌های ساخته شده به تعادل برسند. سپس برای آخرین بار سیلندرهای خاک با محلول‌های نظیرشان اشباع شده و وزن اشباع آنها یادداشت شد. سپس وزن نمونه‌ها در مکش‌های ماتریک ۱۰ و ۱۰۰ سانتی‌متر به کمک دستگاه جعبه شن (Sand box) و در مکش‌های ماتریک ۳۰۰ و ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر به کمک دستگاه صفحه فشار (Pressure plate apparatus) اندازه‌گیری شد. زمان لازم برای تعادل آبی نمونه‌های خاک بسته به نوع خاک و مکش واردشده بین چند روز تا یک ماه متغیر بود. پس از تعادل آبی، نمونه‌های خاک توزین شده و مکش بالاتر روی نمونه‌ها وارد شد. پس از توزین نمونه به تعادل رسیده در مکش ماتریک ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر، نمونه خاک برای اندازه‌گیری جرم خاک خشک در آون به مدت ۲۴ ساعت و دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد، خشک شده و وزن شد. در نهایت مقادیر رطوبت وزنی خاک در مکش‌های ماتریک ۰ (θ_s)، ۱۰ (θ_{10})، ۱۰۰ (θ_{100})، ۳۰۰ (θ_{300}) و ۱۵۰۰۰ cm (θ_{15000}) محاسبه شد.

ج) محاسبه توزیع اندازه منافذ و مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه

با توجه به این‌که بررسی درست تغییرات رطوبت حجمی خاک نیاز به اندازه‌گیری دقیق چگالی ظاهری خاک با خشک‌شدن دارد و محاسبه مقدار رطوبت حجمی به

برهم‌کنش EC و SAR توانست بر Meso-P در سطح آماری ۱ درصد معنی‌دار شود. برهم‌کنش سه‌گانه تنها بر Meso-P در سطح آماری ۱ درصد معنی‌دار شد (جدول ۲). جدول ۳ مقایسه میانگین اثر تیمارهای بافت خاک و کیفیت آب بر ویژگی‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. اثر بافت بر تمامی شاخص‌های توزیع اندازه منافذ خاک معنی‌دار شد. اگرچه تخلخل اولیه دو خاک یکسان بود، ولی مقدار بیشتر شاخص‌های توزیع اندازه منافذ را خاک رسی، به علت ایجاد تخلخل بیشتر ناشی از آماس در هنگام جذب آب بین لایه‌های رس به خود اختصاص داد. افزایش شوری باعث کاهش Meso-P و افزایش معنی‌دار Macro-P و Micro-P شد. بنابراین شوری سبب هم‌آوری ذرات و تبدیل منافذ میانه به منافذ درشت شد. از طرفی شوری، موجب هم‌آوری ذرات و ایجاد منافذ ریز جدیدی گردید که منجر به افزایش معنی‌دار مقدار آنها شد. با افزایش قلیائیت آب، خاک توانایی انقباض بیشتری یافته و در هنگام تر و خشک شدن به علت انقباض و انبساط زیاد احتمالاً منافذ (درز و ترک‌های) جدیدی در خاک ایجاد شد که موجب افزایش (اگرچه غیر معنی‌دار) Macro-P شده است.

فراوانی منافذ میانه (Meso-P) با افزایش SAR کاهش یافت (جدول ۳). به عبارت دیگر به علت اثر تخریبی سدیم بر خاکدانه‌ها، این منافذ تخریب شده (تبدیل به منافذ کوچک شده) و Micro-P افزایش یافته است. دلیل دیگر افزایش فراوانی منافذ ریز (Micro-P) این است که این منافذ بیشتر منافذ بافتی بوده و تحت تأثیر اندازه و آرایش ذرات اولیه در توده خاک می‌باشند. بنابراین با افزایش SAR، مولکول‌های آب به راحتی در بین لایه‌های رسی قرار گرفته و در نتیجه آب بیشتری در یک مکش ماتریک مشخص نگهداشته می‌شود (۳۰). می‌توان گفت با افزایش SAR آب، به علت آماس و پراکنش ذرات، منافذ میانه کاهش یافته و به منافذ ریز تبدیل شدند (جدول ۳) که این امر موجب کاهش پیوستگی منافذ و کاهش تخلخل خاک نیز می‌شود (۳۸). هم‌چنین آماس و جذب آب در بین لایه‌های رسی سبب افزایش نگهداشت آب در

$$AWC = \theta_{FC} - \theta_{PWP} = \theta - \theta$$

[۴]

در این روابط از اثر پتانسیل اسمزی ناشی از نمک‌های محلول بر مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه چشم‌پوشی شده و تنها به اثر کیفیت آب بر ساختمان و نگهداشت آب در خاک پرداخته شده است.

د) طرح آزمایشی و تجزیه و تحلیل نتایج

طرح آزمایشی مورد استفاده در این پژوهش به صورت فاکتوریل سه‌فاکتوره (خاک، EC و SAR) و در قالب طرح کاملاً تصادفی بود. ویژگی‌های مورد بررسی شامل Macro-P، Meso-P، Micro-P، θ_{FC} ، θ_{PWP} ، θ_s ، AWC_{100} و AWC_{300} بودند. تجزیه و تحلیل آماری با نرم‌افزار SAS و مقایسه میانگین‌ها به روش دانکن انجام گرفت. رسم شکل‌ها توسط نرم‌افزار Excel انجام شد.

نتایج و بحث

نتایج نشان داد که تیمارهای کیفیت آب سبب تغییر توزیع اندازه منافذ و ساختمان خاک و مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه شده و اثر نوع (بافت) خاک نیز قابل توجه بود. در ابتدا اثر تیمارهای آزمایشی بر توزیع اندازه منافذ خاک و در ادامه اثر آنها بر ضرایب هیدرودینامیکی خاک (θ_{FC} ، θ_{PWP} و AWC) بررسی می‌شود.

الف) توزیع اندازه منافذ خاک

تجزیه واریانس اثر تیمارهای آزمایشی بر توزیع اندازه منافذ خاک در جدول ۲ نشان داده شده است. بافت خاک اثر معنی‌داری بر فراوانی منافذ مختلف (Macro-P، Meso-P و Micro-P) در سطح آماری ۱ درصد داشت. اثر EC بر توزیع اندازه منافذ خاک بسیار معنی‌دار بود. SAR آب تنها بر Meso-P در سطح آماری ۱ درصد اثر داشت. برهم‌کنش بافت و شوری بر Macro-P در سطح آماری ۵ درصد معنی‌دار شد. برهم‌کنش بافت و SAR بر هیچ یک از این شاخص‌ها معنی‌دار نبود.

جدول ۲. تجزیه واریانس اثر تیمارهای بافت خاک و کیفیت آب بر تخلخل درشت (Macro-P)، تخلخل میانه (Meso-P)، تخلخل ریز (Micro-P)، گنجایش زراعی (θ_{FC})، نقطه پژمردگی دائم (θ_{PWP})، مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه ($AWC_{1..}$ و $AWC_{3..}$) و مقدار رطوبت اشباع (θ_s)

θ_s	نسبت F							درجه آزادی	منبع تغییر
	$AWC_{3..}$	$AWC_{1..}$	θ_{PWP}	θ_{FC}	Micro-P	Meso-P	Macro-P		
۳۴/۱۳۳ [†]	۴/۴۲*	۴/۰۶	۰/۷۴	۱۹/۵۲**	۲۱/۶۳**	۱۷/۵۱**	۱۱/۲۰**	۱	بافت (T)
۱/۳۵	۴/۴۹**	۱/۳۷	۹/۴۸**	۳/۲۰*	۱۱/۱۸**	۷۵/۴۶**	۵/۹۶**	۳	EC
۱/۳۳	۲/۱۹	۲/۲۵	۴/۳۱**	۰/۲۴	۰/۸۶	۵/۶۰**	۱/۵۵	۳	SAR
۲/۶۵	۱/۲۰	۰/۹۵	۲/۶۵ [†]	۱/۹۲	۴/۷۶**	۰/۴۶*	۳/۴۰*	۷	T×EC
۰/۵۳	۰/۸۸	۱/۷۶	۱/۱۰	۰/۰۷	۰/۳۵	۰/۸۹	۰/۶۷	۷	T×SAR
۰/۷۴	۲/۴۰*	۵/۳۳ [†]	۶/۷۱**	۱/۷۲	۰/۷۷	۶/۰۸**	۱/۵۲	۱۵	EC×SAR
۱/۲۸	۱/۱۱	۱/۶۳	۲/۲۱*	۰/۶۶	۰/۴۷	۳/۱۴**	۰/۷۹	۳۱	T×EC×SAR

۱. **، * و †: به ترتیب بیانگر اثر معنی دار در سطوح آماری ۱، ۵ و ۱۰ درصد می باشند.

جدول ۳. مقایسه میانگین اثر تیمارهای بافت خاک و کیفیت آب بر تخلخل درشت (Macro-P)، تخلخل میانه (Meso-P)، تخلخل ریز (Micro-P)، گنجایش زراعی (θ_{FC})، نقطه پژمردگی دائم (θ_{PWP}) و مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه ($AWC_{1..}$ و $AWC_{3..}$) و مقدار رطوبت اشباع (θ_s)

θ_s	$AWC_{3..}$	$AWC_{1..}$	θ_{PWP}	θ_{FC}	Micro-P	Meso-P	Macro-P	منبع تغییر	
----- g g ⁻¹ -----									
۰/۵۰۱ ^a	۰/۰۹۶ ^a	۰/۱۳۱ ^a	۰/۱۸۱ ^a	۰/۲۷۷ ^a	۰/۳۱۳ ^a	۰/۰۵۵ ^a	۰/۱۳۲ ^a	رسی	بافت
۰/۴۶۳ ^b	۰/۰۸۲ ^b	۰/۱۱۸ ^b	۰/۱۷۹ ^b	۰/۲۶۱ ^b	۰/۲۹۷ ^b	۰/۰۵۱ ^b	۰/۱۱۳ ^b	لوم رسی شنی	
۰/۴۸۱ ^a	۰/۱۱۳ ^a	۰/۱۳۰ ^a	۰/۱۶۳ ^b	۰/۲۷۷ ^a	۰/۲۹۳ ^b	۰/۰۶۱ ^a	۰/۱۰۷ ^c	۰/۵	شوری (dS m ⁻¹)
۰/۴۷۳ ^a	۰/۰۸۹ ^{ab}	۰/۱۲۷ ^a	۰/۱۸۱ ^a	۰/۲۷۱ ^{ab}	۰/۳۰۸ ^a	۰/۰۵۵ ^b	۰/۱۱۷ ^{bc}	۲	
۰/۴۷۹ ^a	۰/۰۸۰ ^b	۰/۱۲۶ ^a	۰/۱۸۶ ^a	۰/۲۶۶ ^b	۰/۳۱۲ ^a	۰/۰۵۰ ^c	۰/۱۲۶ ^{ab}	۴	
۰/۴۹۲ ^a	۰/۰۶۴ ^b	۰/۱۱۴ ^a	۰/۱۹۸ ^a	۰/۲۶۲ ^b	۰/۳۱۲ ^a	۰/۰۴۱ ^d	۰/۱۴۲ ^a	۸	
۰/۴۷۹ ^a	۰/۰۹۴ ^a	۰/۱۳۱ ^a	۰/۱۶۹ ^b	۰/۲۶۳ ^a	۰/۳۰۰ ^a	۰/۰۵۴ ^a	۰/۱۲۰ ^a	۱	سدیمی بودن (SAR)
۰/۴۷۳ ^a	۰/۰۸۹ ^{ab}	۰/۱۲۴ ^a	۰/۱۸۰ ^{ab}	۰/۲۶۹ ^a	۰/۳۰۴ ^a	۰/۰۵۴ ^a	۰/۱۱۴ ^a	۵	
۰/۴۸۶ ^a	۰/۰۸۸ ^{ab}	۰/۱۲۶ ^a	۰/۱۸۱ ^{ab}	۰/۲۶۹ ^a	۰/۳۰۷ ^a	۰/۰۵۲ ^{ab}	۰/۱۲۶ ^a	۱۳	
۰/۴۸۹ ^a	۰/۰۷۳ ^b	۰/۱۱۱ ^a	۰/۱۹۹ ^a	۰/۲۷۲ ^a	۰/۳۱۰ ^a	۰/۰۵۱ ^b	۰/۱۳۱ ^a	۱۸	

۱. در هر ستون و در هر گروه، میانگین‌هایی که دارای حداقل یک حرف مشترک می باشند، در سطح آماری ۵ درصد اختلاف معنی داری ندارند.

کاهش حجم منافذ خاک می شود. فرنکل (۲۰)، سو و آیلومور (۳۷)، لاگوروف و همکاران (۲۴) و دان و کلوت (۱۸) نیز بیان کردند که با افزایش ESP، بسیاری از منافذ خاک از بین می روند. برهم کنش شوری و سدیمی بودن آب آبیاری بر فراوانی منافذ درشت (Macro-P)، منافذ میانه (Meso-P) و منافذ ریز

مکش های ماتریک زیاد شد. کریسیمانو و همکاران (۱۷) نیز بیان کردند که با افزایش ESP، انقباض و انبساط خاک افزایش یافت که موجب تخریب منافذ خاک می گردد. ناصری و ریکروف (۲۷) دریافتند که با افزایش ESP و کاهش EC، انقباض و انبساط خاک افزایش یافته که منجر به گرفتگی و

تیمارها بر $\theta_{FC} = \theta_{300}$ بررسی می‌شود. بافت خاک اثر معنی‌داری بر θ_{FC} در سطح آماری ۱ درصد و بر مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه (AWC_{300}) در سطح آماری ۵ درصد داشت. همچنین بافت خاک اثر معنی‌داری بر مقدار θ_s در سطح آماری ۱۰ درصد داشت. EC اثر معنی‌داری بر θ_{FC} در سطح آماری ۵ درصد و بر θ_{PWP} و AWC_{300} در سطح آماری ۱ درصد داشت. SAR آب آبیاری تنها بر θ_{PWP} سطح آماری ۱ درصد اثر داشت. برهم‌کنش بافت و شوری بر θ_{PWP} در سطح آماری ۱۰ درصد معنی‌دار شد. برهم‌کنش بافت و SAR بر هیچ یک از ضرایب هیدرودینامیکی خاک معنی‌دار نشد. برهم‌کنش EC و SAR توانست بر θ_{PWP} در سطح آماری ۱ درصد و بر AWC_{300} در سطح آماری ۵ درصد معنی‌دار شود. برهم‌کنش سه‌گانه تنها بر θ_{PWP} در سطح آماری ۵ درصد معنی‌دار شد (جدول ۲).

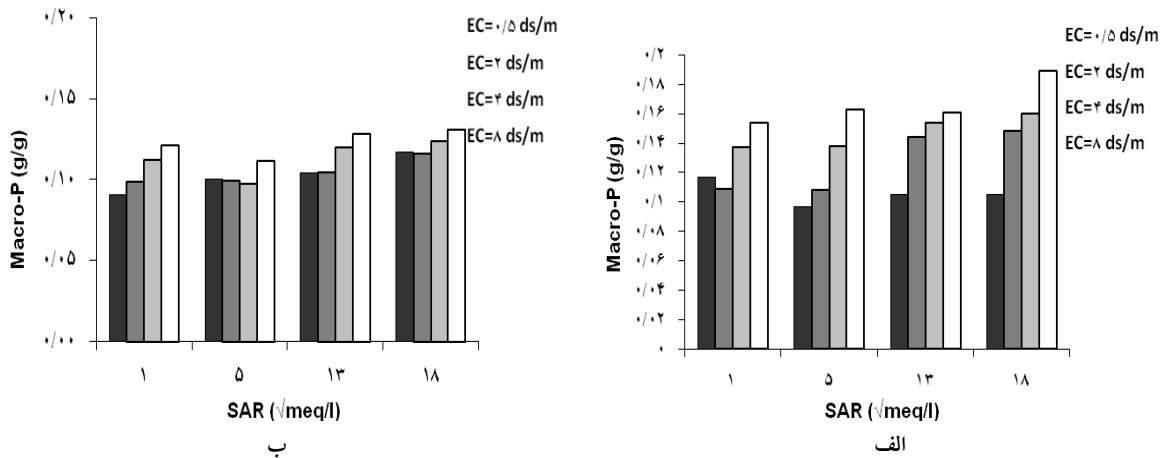
جدول ۲ نشان می‌دهد که بافت اثر معنی‌داری بر $\theta_{FC} = \theta_{100}$ داشت، ولی بر AWC_{100} اثری معنی‌داری نداشت. از بین تمامی منابع تغییر، تنها برهم‌کنش EC و SAR بر AWC_{100} در سطح آماری ۱۰ درصد معنی‌دار شد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که AWC_{100} در مقایسه با AWC_{300} شاخص خوبی برای بیان مقدار آب قابل استفاده در خاک‌های مورد بررسی (ریز-بافت) نمی‌باشد. جدول ۳ مقایسه میانگین اثر تیمارهای بافت خاک و کیفیت آب بر ضرایب هیدرودینامیکی خاک را نشان می‌دهد. اثر بافت خاک بر θ_{FC} ، θ_{PWP} ، AWC_{100} ، AWC_{300} و θ_s معنی‌دار شد. اگرچه تخلخل اولیه دو خاک یکسان بود ولی مقادیر بیشتر ضرایب هیدرودینامیکی در خاک رسی دیده شد. چرا که در این خاک به دلیل رس (و فعالیت فیزیکی و شیمیایی بیشتر) با جذب آب تخلخل کل افزایش یافته و در نتیجه فراوانی گروه‌های منافذ خاک (البته نه به یک نسبت) افزایش یافته است. افزایش شوری باعث کاهش معنی‌دار θ_{FC} و افزایش معنی‌دار θ_{PWP} شده و در نتیجه کاهش معنی‌دار AWC_{300} را به دنبال داشت (جدول ۳). بنابراین با افزایش غلظت نمک در محلول خاک، منافذ ریز جدیدی در خاک ایجاد شده و از مقدار منافذ مویینه مؤثر در نگهداشت آب قابل استفاده خاک برای گیاه

(Micro-P) در شکل‌های ۱ تا ۳ آورده شده است. در شوری‌های کم اثر تخریبی سدیم بر منافذ درشت بیشتر است به گونه‌ای که با افزایش شوری آب و به علت بهبود ساختمان خاک، فراوانی منافذ درشت افزایش یافت. مقایسه دو خاک رسی (الف) و لوم رسی شنی (ب) نشان می‌دهد که اثر تیمارهای آب بر خاک رسی به دلیل زیادبودن سطوح کلونیدی در آن بیشتر است (شکل ۱). فراوانی منافذ میانه خاک، در ECهای کم (۵/۰ و 2 dS m^{-1}) با افزایش SAR کاهش یافته‌اند (شکل ۲). با افزایش SAR در شوری‌های کم، خاک آماس یافته و ذرات خاک پراکنده می‌شوند و در نتیجه فراوانی منافذ میانه خاک کاهش می‌یابند. ولی با افزایش EC فراوانی منافذ میانه خاک کاهش می‌یابد. می‌توان گفت با افزایش شوری ساختمان خاک بهتر شده و منافذ میانه تبدیل به منافذ درشت خاک شده‌اند. همچنین مقادیر منافذ میانه در خاک رسی بیشتر از خاک لوم رسی شنی است و اثر تیمارها نیز در خاک رسی مشخص‌تر می‌باشد (مقایسه شکل‌های ۲-الف و ۲-ب). شکل ۳ نشان می‌دهد که مقدار منافذ ریز در خاک رسی خیلی بیشتر از خاک لوم رسی شنی است. با کاهش EC، فراوانی منافذ ریز خاک کاهش یافته است به گونه‌ای که Micro-P در تیمار $EC = 5/0 \text{ dS m}^{-1}$ کم‌ترین مقدار است. افزایش SAR در همه تیمارها باعث افزایش فراوانی منافذ ریز خاک شده است به این ترتیب که SAR موجب تخریب منافذ میانه و تبدیل آنها به منافذ ریز خاک می‌شود. همچنین تخریب ساختمان و خاکدانه‌ها با افزایش SAR سبب افزایش سطوح جذب آب خاک شده است.

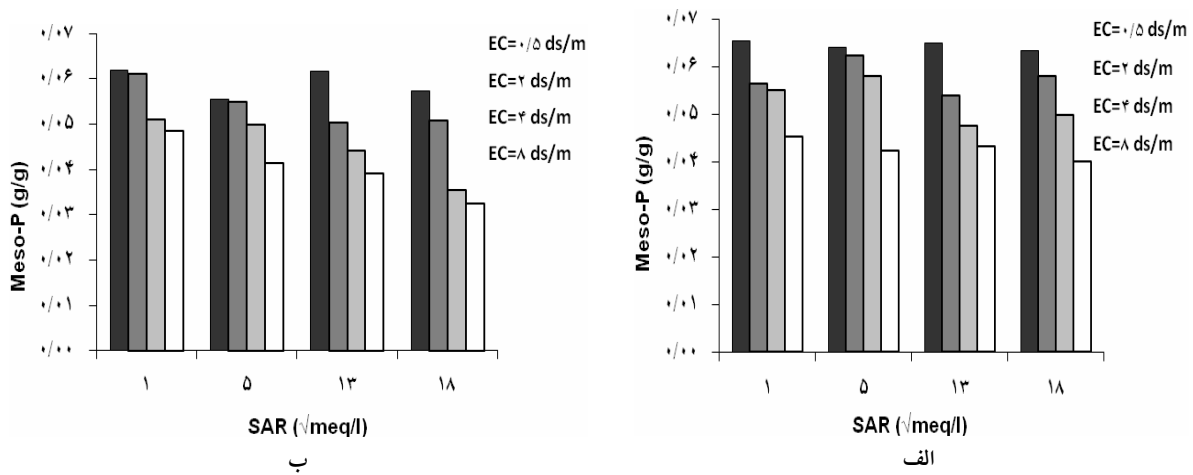
ب) گنجایش زراعی، نقطه پژمردگی دائم، مقدار آب قابل

استفاده خاک برای گیاه و رطوبت خاک در حالت اشباع

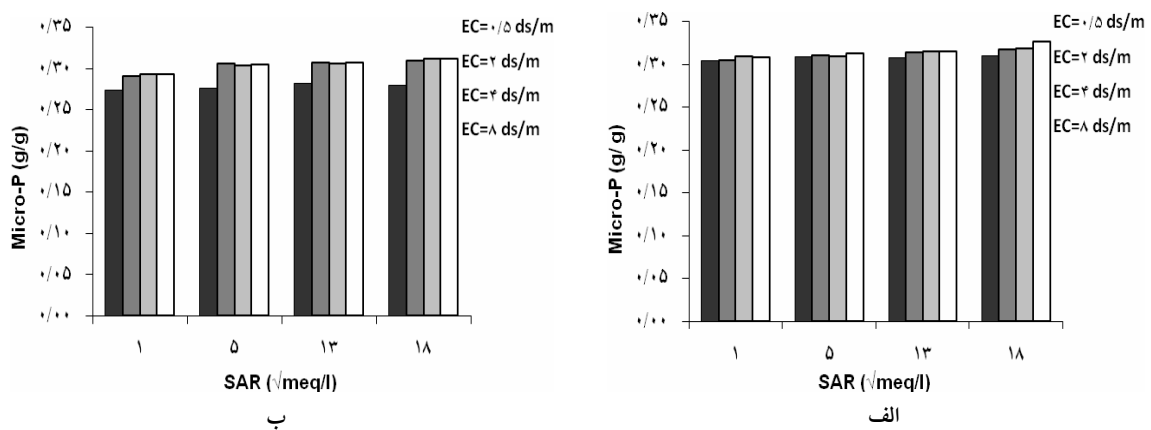
با تغییر توزیع اندازه منافذ خاک، θ_{FC} و θ_{PWP} در نتیجه AWC تحت تأثیر قرار گرفت. از آنجایی که θ_{100} به عنوان θ_{FC} برابر Micro-P است، تمامی نتایج و بحث در مورد Micro-P در بخش ۳-۱ برای $\theta_{FC} = \theta_{100}$ نیز صادق است و در این جا تنها اثر



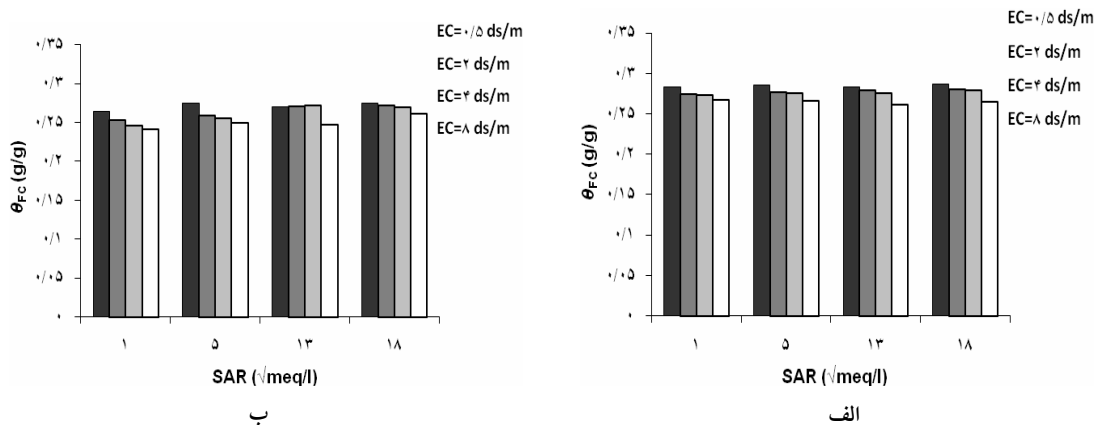
شکل ۱. اثر کیفیت آب بر تخلخل درشت (Macro-P) در خاک رسی (الف) و خاک لوم رسی شنی (ب)



شکل ۲. اثر کیفیت آب بر تخلخل میانه (Meso-P) در خاک رسی (الف) و خاک لوم رسی شنی (ب)



شکل ۳. اثر کیفیت آب بر تخلخل ریز (Micro-P) در خاک رسی (الف) و خاک لوم رسی شنی (ب)



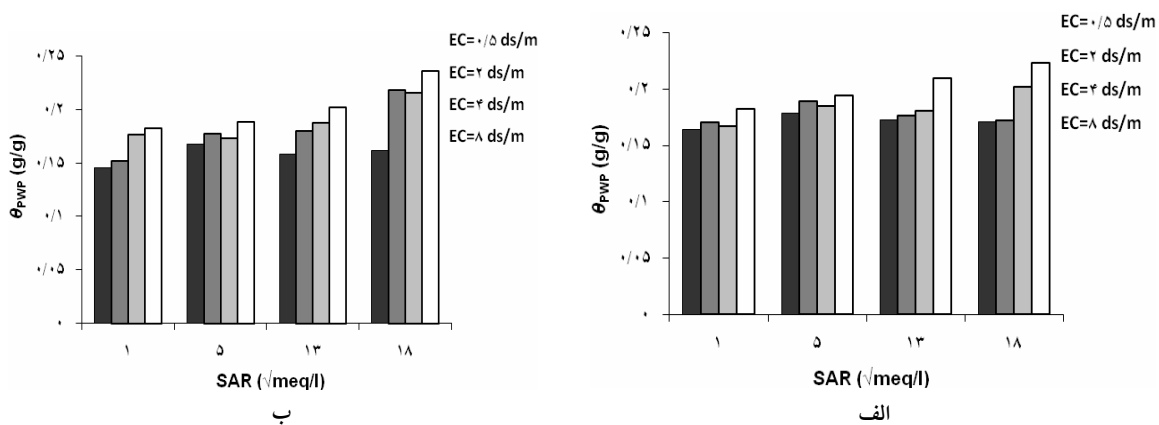
شکل ۴. اثر کیفیت آب بر گنجایش زراعی (θ_{FC}) در خاک رسی (الف) و خاک لوم رسی شنی (ب)

θ_{PWP} داشت ولی بر AWC_{100} اثر معنی داری نداشت اگرچه مقدار آب قابل استفاده در خاک رسی بیشتر بود. بنابراین می توان گفت اگرچه ممکن است یک تیمار آزمایشی سبب افزایش یا کاهش حدود بالایی و پایینی آب قابل استفاده شوند ولی اگر این اثر به یک میزان باشد، اثر معنی داری بر AWC نخواهد داشت. عسگرزاده و همکاران (۴) نیز نشان دادند که مقدار رس و ماده آلی اثر معنی داری بر AWC در تعدادی از خاک های استان همدان ندارند. با افزایش شوری روند خاصی در تغییرات AWC_{100} دیده نشد اگرچه در شوری زیاد، مقدار آن کاهش یافت. افزایش SAR موجب کاهش AWC_{100} شد که دلیل آن افزایش θ_{PWP} به دلیل افزایش منافذ ریز و آب بین لایه ای رس های خاک است (جدول ۳).

برهم کنش شوری و سدیمی بودن آب آبیاری بر θ_{FC} ، θ_{PWP} ، AW_{100} و AWC_{300} در شکل های ۴ تا ۷ آورده شده است. شکل ۴ نشان می دهد که θ_{FC} با افزایش SAR تغییر چندانی نیافته و روند مشخصی نیز ندارد ولی افزایش شوری سبب کاهش θ_{FC} شد و کمترین مقدار آن مربوط به تیمار $EC = 8 \text{ ds m}^{-1}$ بود. مقادیر θ_{FC} در خاک رسی بیشتر از خاک لوم رسی شنی بود که علت آن فراوانی منافذ ریز و میانه در خاک رسی است. شکل ۵ نشان می دهد که با افزایش EC و SAR، روند کلی تغییر θ_{PWP} افزایشی بود. با افزایش شوری آب آبیاری ذرات خاک هم آوری شده و منافذ جدید (منافذ ریز)

کاسته می شود. از این رو شوری سبب می شود که فراوانی منافذ میانه کاهش یافته و آنها تبدیل به منافذ درشت و ریز شوند. شوری سبب هم آوری ذرات و تبدیل منافذ میانه به منافذ درشت شد، از طرفی شوری با کاهش ضخامت DDL و افزایش فراوانی منافذ ریز سبب افزایش θ_{PWP} (آب نگهداری شده در منافذ ریز) شد. همچنین جذب اسمزی آب در بین لایه های رس در اثر شوری زیاد نیز می تواند عامل مؤثر در نگهداشت بیشتر آب در مکش های ماتریک زیاد باشد (۱۱). نکته جالب این است که افزایش EC از ۲ به 8 ds m^{-1} اثر معنی داری بر θ_{FC} ، θ_{PWP} و AWC_{300} نداشت. همچنین اثر EC و SAR بر AWC_{100} و θ_s معنی دار نشد (جدول ۳).

با افزایش SAR، θ_{FC} تغییر معنی داری نداشت ولی θ_{PWP} به علت آماس و پراکنش رس ها و در نتیجه افزایش سطوح در دسترس خاک برای جذب آب، افزایش یافت. بنابراین θ_{PWP} که بیشتر به آب جذب سطحی شده بستگی دارد، افزایش یافت. با افزایش SAR به دلیل تغییر ناچیز و غیر معنی دار θ_{FC} و افزایش معنی دار θ_{PWP} ، AWC_{300} به گونه معنی داری کاهش یافت. بنابراین گذشته از اثر ویژه (سمیت) یون سدیم بر گیاه، با افزایش SAR، مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه نیز کاهش می یابد. جالب توجه است که افزایش SAR از ۵ به ۱۸ اثر معنی داری بر θ_{PWP} و AWC_{300} نداشت (جدول ۳). جدول ۳ نشان می دهد که بافت خاک اثر افزایشی معنی داری بر θ_{FC} و



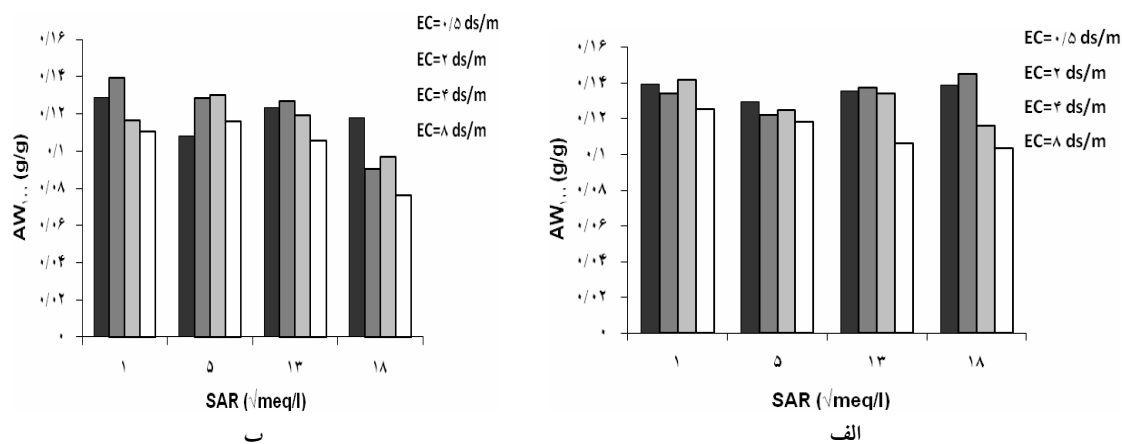
شکل ۵. اثر کیفیت آب بر نقطه پژمردگی دائم (θ_{PWP}) در خاک رسی (الف) و خاک لوم رسی شنی (ب)

گونه‌ای می‌شوند که دامنه رایج آب قابل استفاده خاک برای گیاه را نیز کاهش می‌دهند. مقدار θ_s در خاک رسی بیشتر و اثر EC به ویژه در $\text{SAR}=18$ بر آن مشهودتر از اثر آن بر خاک لوم رسی شنی بود (شکل ۸). می‌توان گفت در مقادیر زیاد SAR، با افزایش شوری منافذ جدیدی در خاک ایجاد شده و به تبع آن میزان θ_s افزایش یافت.

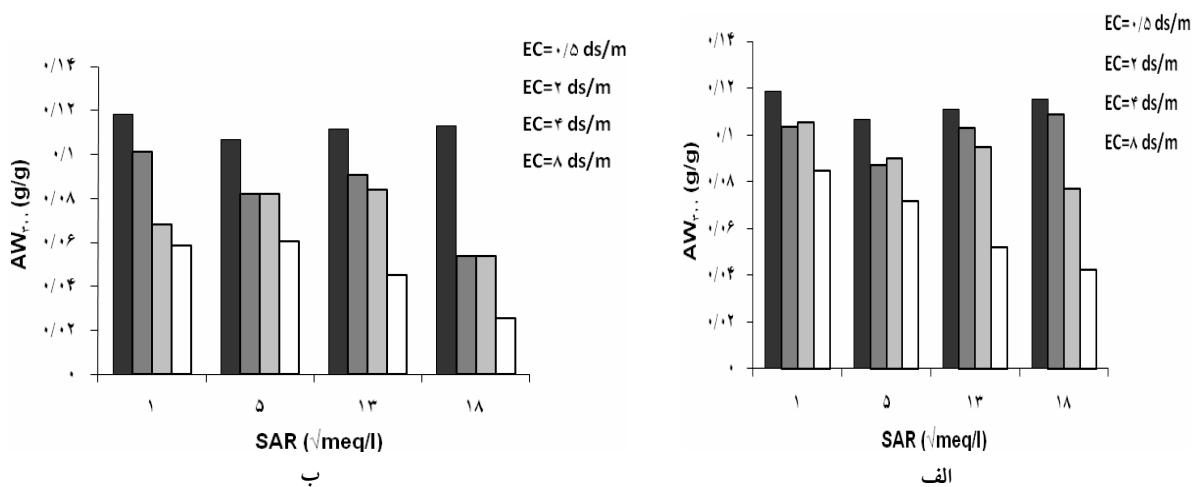
نتیجه‌گیری

در این پژوهش تأثیر شوری و سدیمی بودن آب بر توزیع اندازه منافذ و مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه در دو خاک رسی و لوم رسی شنی در همدان بررسی شد. نتایج نشان داد که تیمارهای کیفیت آب سبب تغییر توزیع اندازه منافذ خاک می‌شوند. با کاهش EC، به علت آماس و پراکنده‌گی ذرات، منافذ درشت خاک تخریب شده و تبدیل به منافذ میانه گردید و در نهایت پیوستگی منافذ خاک کاهش یافت. هم‌چنین با کاهش شوری به علت تخریب خاکدانه‌ها، منافذ درون خاکدانه‌ای که منافذ ریز را شامل می‌شوند نیز کاهش یافت. افزایش SAR منجر به تخریب و کاهش حجم منافذ میانه و تبدیل آنها به منافذ ریز شد. با افزایش شوری، گنجایش زراعی کاهش و نقطه پژمردگی دائم افزایش یافته و در نتیجه مقدار آب قابل استفاده برای گیاه کاهش یافت. با افزایش SAR نیز به دلیل تغییر ناچیز

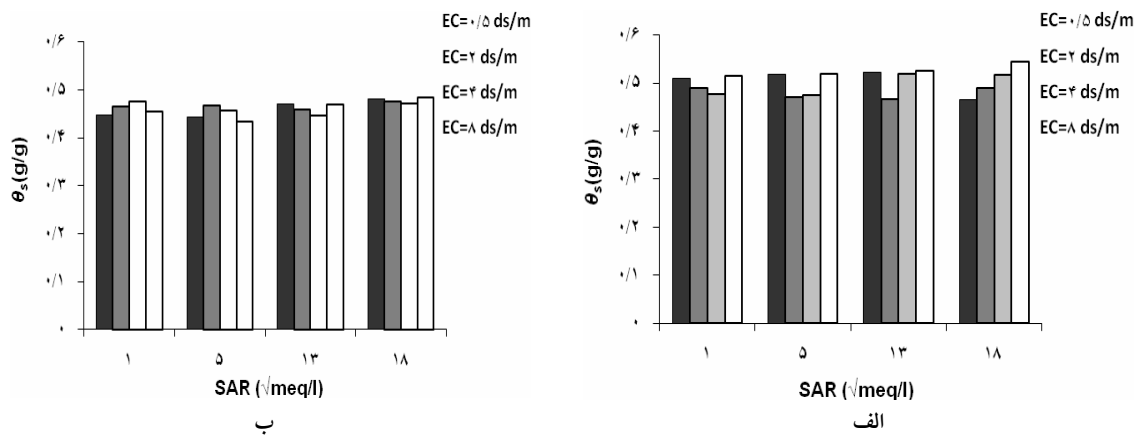
در خاک ایجاد می‌شود که سبب افزایش θ_{PWP} شده است. با افزایش SAR منافذ درشت و میانه تخریب شده و به منافذ ریز تبدیل شده‌اند. هم‌چنین سدیم زیاد در محلول خاک سبب پراکنش ذرات و افزایش سطوح ذرات برای جذب آب می‌شود که سبب افزایش θ_{PWP} شده است. این فرآیندها مجموعاً سبب افزایش θ_{PWP} با افزایش SAR شده است. در کل به علت فراوانی منافذ ریز در خاک رسی، مقادیر θ_{PWP} در این خاک بیشتر از خاک لوم رسی شنی بود. شکل ۶ نشان می‌دهد که مقدار AWC_{100} در خاک رسی در تمام تیمارها از خاک لوم رسی شنی بیشتر است. افزایش SAR اثر کاهشی بر AWC_{100} داشت. می‌توان گفت که با افزایش یون سدیم پراکنش رس‌ها افزایش یافته و در نتیجه آن آب در دسترس گیاه کاهش می‌یابد. در شکل ۷ برهم‌کنش EC و SAR بر مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه (AWC_{300}) نشان داده شده است. تفاوت دو خاک از نظر مقدار AWC_{300} چشم‌گیر نیست. دیده می‌شود با افزایش EC و SAR مقدار AWC_{300} کاهش می‌یابد که دلیل مهم آن افزایش قابل توجه فراوانی منافذ ریز و در نتیجه θ_{PWP} با افزایش SAR آب آبیاری می‌باشد. این کاهش مقدار آب قابل استفاده افزون بر کاهش فراهمی آب خاک ناشی از اثر پتانسیل اسمزی می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت نمک‌های محلول علاوه بر کاهش پتانسیل آب، سبب تغییر توزیع اندازه منافذ خاک به



شکل ۶. اثر کیفیت آب بر مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه ($AWC_{10..}$) در خاک رسی (الف) و خاک لوم رسی شنی (ب)



شکل ۷. اثر کیفیت آب بر مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه ($AWC_{30..}$) در خاک رسی (الف) و خاک لوم رسی شنی (ب)



شکل ۸. اثر کیفیت آب بر مقدار رطوبت اشباع (θ_s) در خاک رسی (الف) و خاک لوم رسی شنی (ب)

برای گیاه کاسته می‌شود. با افزایش غلظت نمک‌ها در آب آبیاری و در نتیجه در محلول خاک، مقدار آب قابل استفاده رایج خاک برای گیاه کاهش یافت. به‌طورکلی می‌توان گفت نمک‌های محلول علاوه بر کاهش پتانسیل آب، سبب تغییر توزیع اندازه منافذ خاک به گونه‌ای می‌شوند که دامنه رایج آب قابل استفاده خاک برای گیاه را نیز کاهش می‌دهند.

گنجایش زراعی و افزایش نقطه پژمردگی دائم، مقدار آب قابل استفاده برای گیاه کاهش یافت. بنابراین گذشته از اثر ویژه (سمیت) یون سدیم بر گیاه، با افزایش SAR، مقدار آب قابل استفاده خاک برای گیاه نیز کاهش می‌یابد. بنابراین می‌توان گفت با افزایش غلظت کل نمک‌ها و یون سدیم در محلول خاک، منافذ ریز جدیدی در خاک ایجاد شده و از مقدار منافذ مویینه مؤثر در نگهداشت آب قابل استفاده خاک

منابع مورد استفاده

۱. برزگر، ع. ۱۳۸۳. فیزیک خاک پیشرفته. انتشارات دانشگاه شهید چمران اهواز. صفحه ۳۱۷.
2. Allison, F.E. 1968. Soil aggregation-some facts and fallacies as seen by a microbiologist. *Soil Sci.* 106: 136–143.
3. Anonymous. 1958. Procedures for Testing Soils. American Society for Testing and Materials, Philadelphia.
4. Asgarzadeh, H., M.R. Mosaddeghi, A.A. Mahboubi, A. Nosrati and A.R. Dexter. 2010. Soil water availability for plants as quantified by conventional available water, least limiting water range and integral water capacity. *Plant Soil* 335(1-2): 229–244.
5. Ayers, R.S. and K. Tanji. 1981. An application from Ayers and Westcot's 1985 "Use of treated municipal wastewaters for irrigation." FAO Irrigation and Drainage Paper No. 29 Rev. 1. Originally published as an ASCE 1981 Water Forum Conference Proceedings.
6. Ayers, R.S. and D.W. Westcot. 1976. Water Quality for Agriculture. FAO Irrigation and Drainage Paper No, 29 (Rev 1), Food and Agriculture Organization of the United Nations.
7. Barlow, K. and D. Nash. 2002. Investigating structural stability using the soil water characteristic curve. *Aust. J. Exp. Agric.* 42: 291–296.
8. Bauder, J.W. and T.A. Brock. 2001. Irrigation water quality, soil amendment, and crop effects on sodium leaching. *Arid. Land Res. Manage.* 15: 101–113.
9. Beven, K. and P. Germann. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18: 1311–1325.
10. Blake, G.R. 1986. Bulk density. PP. 363–375. *In: Klute, A. (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1, Physical and Mineralogical Methods, SSSA/ASA, Madison, WI.*
11. Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particles size analyses of soils. *Agron. J.* 56: 464–465.
12. Bresler, E.B.L. McNeal and D.L. Carter. 1982. Saline and Sodic Soils. Principles-Dynamics-Modeling. Springer-Verlag.
13. Buckman, H.O. and N.C. Brady. 1967. The Nature and Properties of Soils. The MacMillan Co., New York.
14. Chen, Y. and A. Banin. 1975. Scanning electron microscope (SEM) observations of soil structure changes induced by sodium calcium exchange in relation to hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 120: 428–36.
15. Childs, E.C. 1940. The use of the soil moisture characteristic in soil studies. *Soil Sci.* 50: 239–252.
16. Collis-George, N. and B.S. Figueroa. 1984. The use of high energy moisture characteristic to assess soil stability. *Aust. J. Soil Res.* 22: 349–356.
17. Crescimanno, G., M. Iovino and G. Provenzano. 1995. Influence of salinity and sodicity on soil structural and hydraulic characteristics. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 59: 1701–1708.
18. Dane, J.H. and A. Klute. 1977. Salt effects on the hydraulic properties of a swelling soil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 41: 1043–1049.
19. Dexter, A.R. 2004. Soil physical quality. Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma* 120: 201–214
20. Frenkel, H., J.O. Goertzen and J.D. Rhoades. 1978. Effect of clay type and content, exchangeable sodium percentage, and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 142: 32–39.
21. Hardy, N., I. Shainberg, M. Gal and R. Keren. 1983. The effect of water quality and storm sequence upon infiltration rate and crust formation. *Soil Sci.* 34: 665–676.

22. Jalali, M. 2002. Composition of irrigation waters in west of Iran. WCSS. Bangkok, Thailand. 17: 2184: 1-4.
23. Klute, A. 1986. Methods of Soil Analysis: Part I. Physical and Mineralogical Methods. Agronomy Monograph, 2nded., Vol. 9. ASA, WI, USA.
24. Lagerwerff, J.V., F.S. Nakayama and H.M. Frere. 1969. Hydraulic conductivity related to porosity and swelling of soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 33: 3-12.
25. Loveday, J. 1974. Recognition of gypsum-responsive soil. Aust. J. Soil Res. 12: 87-96.
26. McNeal, B.L. 1968. Prediction of the effect of mixed salt solutions on soil hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. J. 31: 190-193.
27. Naseri, A. and D. Rycroft. 2002. Effect of swelling and overburden weight on hydraulic conductivity of a restructured saline-sodic clay. WCSS. Bangkok, Thailand. 17: 1843: 1-11.
28. Oster, J.D. and W. Schroer. 1979. Infiltration as influenced by irrigation water quality. Soil Sci. Soc. Amer. J. 43: 444-447.
29. Oster, J.D. and I. Shainberg. 2001. Soil responses to sodicity and salinity. Aust. J. Soil Res. 39(6): 1219-1224
30. Rengasamy, P. and K.A. Olsson. 1991. Sodicity and soil structure. Aust. J. Soil Res. 29: 935-952.
31. Rhoades, J. D. 1996. Salinity: electrical conductivity and total dissolved solid. PP: 417-436. *In*: Sparks, D. L., A. L. Page, P. A. Helmke. R. H. Loeppert, P. N. Soltanpour, M. A. Tabatabai, C. T. Johnston, M. E. Sumner. (Eds.), Methods of Soil Analysis. Part 3, Chemical Methods. ASA/SSSA Madison, Wisconsin, USA.
32. Scherer, T.F. B. Seelig and D. Franzen. 1996. Soil, water and plant characteristics important to irrigation. Available at <http://www.ag.ndsu.edu/pubs/ageng/irrigate/eb66w.htm>.
33. Shainberg, I. and A. Caiserman. 1971. Studies on Na/Ca montmorillonite systems. 2. The hydraulic conductivity. Soil Sci. 111: 277-281.
34. Shainberg, I., J.D. Rhoades, and R.J. Prather. 1981. Effect of low electrolyte concentration on clay dispersion and hydraulic conductivity of a sodic soil. Soil Sci. Soc. Amer. J. 45: 273-277.
35. Shanmuganathan, R.T. and J.M. Oades. 1983. Modification of soil physical properties by addition of calcium compounds. Aust. J. Soil Res. 21: 285-300.
36. Sims, J. T. 1996. Lime requirement. PP: 491-515. *In*: Sparks, D. L., A. L. Page, P. A. Helmke. R. H. Loeppert, P. N. Soltanpour, M. A. Tabatabai, C., T. Johnston, M. E. Sumner (Eds.), Methods of Soil Analysis. Part 3, Chemical Methods. ASA/SSSA Madison, Wisconsin, USA.
37. So, H.B. and A.G. Aylmore. 1993. How do sodic soils behave? The effects of sodicity on soil physical behaviour. Aust. J. Soil Res. 31: 761-771.
38. Speirs, S. and S. Cattel. 2004. Soil structural form: the effect of irrigation water with varying SAR on several Vertisols. Australian-New Zealand Soil Conference, 5-9 Dec. 2004, University of Sydney, Australia.
39. Suarez, D.L., J.D. Wood and S.M. Lesch 2006. Effect of SAR on water infiltration under a sequential rain-irrigation management system. Agric. Water Manage. 86: 150-164
40. Thomas, G. W. 1996. Soil pH and soil acidity. PP: 475-490. *In*: Sparks, D. L., A. L. Page, P. A. Helmke. R. H. Loeppert, P. N. Soltanpour, M. A. Tabatabai, C. T. Johnston, M. E. Sumner (Eds.), Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods. ASA/SSSA Madison, Wisconsin, USA.
41. Walkey, A. and I.A. Black. 1934. An examination of digestion method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration. Soil Sci. 37: 29-38.

Water Quality Effect on Plant-Available Water and Pore Size Distribution of Two Texturally-Different Calcareous Soils

M. Khatar¹, M. R. Mosaddeghi^{2*} and A. A. Mahboubi¹

(Received : Feb. 19-2011 ; Accepted : Jan. 17-2012)

Abstract

This study was conducted to investigate the effect of water salinity and sodicity on pore size distribution and plant-available water of two clay and sandy clay loam calcareous soils. All combinations of water EC values of 0.5, 2, 4 and 8 dS m⁻¹ and SAR values of 1, 5, 13 and 18 (in total 16 solutions) were used to wet and dry the soil samples for five cycles. Then, water retention of the soil cores was measured at matric suctions of 0 (θ_s), 10 (θ_{10}) 100 or 300 cm (θ_{FC}) and 15000 cm (θ_{PWP}). The following quantities were calculated: the difference between θ_{100} or θ_{300} and θ_{15000} considered as available water content, the θ_s and θ_{10} as macroporosity, the θ_{10} and θ_{100} as mesoporosity, and the θ_{100} as microporosity. The initial porosity of both soils was similar, but the greater values of pore indices and θ_{FC} , θ_{PWP} and AWC were measured in the clay soil due to clay swelling. As water EC increased, mesopores were destructed and altered to macropores and micropores. Salinity altered the mesopores into macropores due to contraction of diffuse double layer and particle's flocculation and consequently decreased the θ_{FC} , and created new micropores which were responsible for the higher value of θ_{PWP} . These trends ultimately diminished the AWC. As water SAR increased, mesopores were destructed and altered to micropores but it did not significantly affect the macropores. With increment of SAR, both θ_{FC} and θ_{PWP} increased due to structural disruption clay swelling and dispersion resulting in increased adsorptive and interlayer surfaces. The increasing effect of SAR on θ_{PWP} was greater and more distinct so that AWC was reduced. As a result, high values of SAR of irrigation water decreased the soil available water to plants besides its toxicity and hazardous effect on plants. With increment of irrigation water salinity, the destructive impacts of SAR diminished. The influence of water quality on water retention was pronounced for the clay soil.

Keywords: Soil porosity, Water quality, Field capacity, Permanent wilting point, Available water content, Diffuse double layer.

1. Former MSc. Student and Prof. of Soil Sci., Respectively, College of Agric., Bu-Ali Sina Univ., Hamedan, Iran.

2. Assoc. Prof. of Soil Sci., College of Agric., Isf. Univ. Technol., Isfahan., Iran.

*: Corresponding Author, Email: mosaddeghi@cc.iut.ac.ir