

تعیین منحنی رطوبتی و پارامترهای معادله ون-گنوختن در خاک‌های آبدوست و آب‌گریز شده در اثر حرارت

نگار نورمهندا^۱، سیدحسین طباطبائی، محمدرضا نوری امامزاده‌ای، شجاع قربانی دشتکی

و عبدالرحیم هوشمند

دانشجوی دکتری آبیاری و زهکشی دانشگاه شهرکرد؛ Negar_Nourmahnad@yahoo.com

دانشیار گروه مهندسی آب دانشگاه شهرکرد؛ stabaei@agr.sku.ac.ir

استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه شهرکرد؛ Nouri1351@yahoo.com

استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه شهرکرد؛ shoja2002@yahoo.com

استادیار گروه آبیاری و زهکشی دانشکده مهندسی علوم آب دانشگاه شهید چمران اهواز؛ hooshmand_a@scu.ac.ir

دریافت: ۹۱/۸/۲۲ و پذیرش: ۹۲/۴/۱۷

چکیده

از آنجا که حرارت روی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک تأثیر می‌گذارد و گاهی سبب آب‌گریزی خاک می‌شود، بنابراین منحنی رطوبتی خاک نیز تحت تأثیر این تغییرات قرار می‌گیرد. در این پژوهش به منظور تعیین اثر حرارت بر منحنی رطوبتی خاک، یک نوع خاک آلی با آب‌گریزی اندک به مدت ۳۰ دقیقه در دماهای ۱۰۰ (T100)، ۲۰۰ (T200)، ۳۰۰ (T300)، ۴۰۰ (T400) و ۵۰۰ (T500) درجه سانتی‌گراد در کوره حرارت داده شد به این ترتیب خاک حاصل تحت تأثیر ۵ تیمار حرارتی در ۳ تکرار در قالب طرح آزمایشی کاملاً تصادفی قرار گرفت. سپس آب‌گریزی خاک‌ها به روش زمان نفوذ قطره آب و محلول آب - الکل و منحنی رطوبتی نمونه‌های تیمار شده با استفاده از دستگاه صفحات فشاری و جعبه شنی اندازه‌گیری شد. پارامترهای معادله ون‌گنوختن به روش حداقل‌سازی مجموع مربعات و با استفاده از برنامه RETC تعیین گردید. سپس با استفاده از نرم افزار SAS8 و آزمون LSD اثر حرارت بر پارامترهای این معادله مشخص شد. مشخصات منحنی رطوبتی نیز در خاک‌های حرارت دیده و خاک بدون حرارت (تیمار شاهد) تعیین شد. نتایج نشان داد خاک مورد نظر که در ابتدا دارای آب‌گریزی اندک بود با حرارت دادن در ۳۰۰ درجه آب‌گریزی قوی در آن ایجاد شد و با بالاتر رفتن دما، ناگهان آب‌گریزی آن از بین رفت. همچنین، پارامترهای معادله ون‌گنوختن تحت تأثیر افزایش دما و آب‌گریزی خاک قرار گرفتند. تیمارهای خاک آب‌گریز رطوبت اشباع کمتری نسبت به سایر تیمارهای با بافت مشابه داشتند. تیمار T500 دارای کمترین مقدار رطوبت اشباع بود که احتمالاً علت آن افزایش ذرات با اندازه شن و نیز از بین رفتن مواد آلی و تشکیل خاکستر در این تیمار است. مقدار پارامتر α در تیمارهای خاک آب‌گریز (T300 و تیمار شاهد) نسبت به سایر تیمارها با بافت مشابه کمتر بود. پارامتر n نیز در تیمارهای خاک آب‌گریز نسبت به تیمارهای T100 و T200 بیشتر بود. از آنجا که این پارامتر در خاک‌های سنگین مقدار کمتری نسبت به خاک‌های سبک دارد به همین دلیل در تیمارهای T400 و T500 که دارای بافت لوم شنی بودند نسبت به سایر تیمارها که دارای بافت لومی بودند، مقدار آن بیشتر بود. رطوبت در ظرفیت زراعی و نقطه پژمردگی نیز با افزایش دمای تیمارها کاهش یافت.

واژه‌های کلیدی: آب‌گریزی، حرارت، صفحات فشاری، معادله ون‌گنوختن

^۱ نویسنده مسئول، آدرس: شهرکرد، دانشگاه شهرکرد، دانشکده کشاورزی، گروه مهندسی آب، کدپستی 88186-34141

مقدمه

در این روابط n و α ثابت‌های تجربی مؤثر در شکل منحنی نگهداری هستند. θ_r میزان آب باقیمانده، θ_s میزان آب اشباع $[L^3/L^3]$ ، K_s هدایت هیدرولیکی اشباع $[L/T]$ ، α پارامتر تجربی است که به طور معکوس متناسب با مکش در نقطه ورود هوا می‌باشد $[L^{-1}]$ ، n شاخص توزیع اندازه منافذ و 1 پارامتر اتصال منافذ که برای بیشتر خاک‌ها برابر 0.5 در نظر گرفته می‌شود. S_e اشباع مؤثر که آن را می‌توان به صورت زیر نیز به کار برد.

$$Se = \frac{1}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (5)$$

به نظر می‌رسد $m=1-1/n$ بهترین نتیجه را برای بیشتر خاک‌ها (نه همه خاک‌ها) به دست می‌دهد، حالت متغیر m و n همیشه نتایج خوبی را ایجاد می‌کند، با این حال استفاده از آن لزوماً برای تمام دسته داده‌های مشاهده شده توصیه نشده است. پارامترهای هیدرولیکی خاک عموماً از برازش منحنی به معادلات نگهداشت آب و نفوذ با استفاده از داده‌های آزمایشی به دست می‌آید (ون گنوختن و همکاران 1991) به نقل از اوموتو و گامبه (2009). برنامه‌های کامپیوتری مختلف از جمله RETC برای برازش منحنی رطوبتی به داده‌های اندازه‌گیری شده وجود دارد (سیمونک و همکاران، 1998) به نقل از اوموتو و گامبه (2009).

میزان آب نگهداری شده در خاک به وسیله بافت، ساختمان، میزان مواد آلی و چگالی ظاهری تعیین می‌شود (وریکن و همکاران، 1989؛ میناسنی و مک بریتنی، 2007؛ رایبو و همکاران، 2008). میزان رطوبت در یک مکش خاص با کاهش اندازه ذرات و افزایش مواد آلی، افزایش می‌یابد (وسلینگ و همکاران، 2009). بنابراین با نوع خاک (باجز، 1996)، کاربری زمین (هیسکانن و همکاران، 2007؛ بورمن و کلاسن، 2008)، مدیریت (آهوجا و همکاران، 1998؛ کاتسوايرو و همکاران، 2002) و توپوگرافی (پاچسکی و همکاران، 2001) ویژگی‌های مرتبط با نگهداشت آب در خاک تغییر می‌کند.

یکی دیگر از عواملی که در نگهداشت آب در پتانسیل‌های مختلف مؤثر است آب‌گریزی خاک (Water Repellency) می‌باشد (دبانو، 1981). طبق تعریف مقاومت خاک به مرطوب شدن برای دوره‌های زمانی چند دقیقه‌ای، چند ساعته و حتی بالاتر را آب‌گریزی خاک گویند (ذوالفقاری و حاج عباسی، 1387). آب‌گریزی تابعی از بسیاری فاکتورها از جمله میزان آب خاک (کینگ، 1981؛ دکر و ریتسما، 1994)، سابقه‌ی تر و خشک

رابطه میان نیروی مکش (پتانسیل ماتریک) و رطوبت خاک را منحنی رطوبتی یا منحنی مشخصه رطوبتی خاک می‌نامند. در حقیقت بخش غیر اشباع خاک اهمیتی فراوان در چرخه‌ی آبی در طبیعت دارد و یکی از مهمترین شاخص‌هایی که ویژگی‌های این بخش را به صورت کمی بیان می‌کند، منحنی مشخصه رطوبتی خاک است که در بسیاری از پژوهش‌ها به عنوان اطلاعات پایه مورد استفاده قرار می‌گیرد (خداوردی لو و همکاران، 1383). منحنی رطوبتی خاک و هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک در طرح‌های آبیاری و زه‌کشی و مسایل مربوط به حرکت آب در خاک‌های غیر اشباع کاربرد فراوان دارد. از دیگر سو، تأثیر ساختمان خاک، تخلخل، توزیع اندازه خلل و فرج و جذب سطحی خاک بر وضعیت آب خاک به وسیله‌ی این دو تابع به صورت کمی قابل بیان می‌باشد. حالت آب در خاک و تغییرات آن در پروفیل خاک، تعیین کننده جهت حرکت آب در خاک است و در میزان حرکت آب در خاک و جذب آن به وسیله گیاه مؤثر است (عالمی، 1360). در واقع نگهداشت آب خاک معیاری از میزان آبی است که خاک می‌تواند در خود ذخیره کند و یا نفوذ یابد و سرنوشت بارش‌ها را تعیین می‌کند. بنابراین این ویژگی نقشی کلیدی در فرآیندهای هیدرولوژیکی و فرسایش دارد (درو و همکاران، 1996؛ وان دام و همکاران، 1997؛ وسلینگ و همکاران، 2009). معادلات زیادی به عنوان توابع نگهداری آب خاک پیشنهاد شده‌اند. این توابع قادر هستند که اطلاعات نگهداری آب خاک را با دقت بیشتری بدست آورند. بیشتر این توابع از نظر ریاضی خیلی پیچیده هستند. یکی از معادلات کاربردی و مناسب در این زمینه معادله ون گنوختن-معلم (1980) است که به گونه‌ی زیر می‌باشد.

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (1)$$

$$K(h) = K_s S_e' [1 - (1 - Se^m)^m]^2 \quad (3)$$

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta} \quad (4)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad n > 1$$

مقابل منحنی آب خاک بر اساس ترکیبی از پارامترها و خصوصیات مطرح کرد (رگالدو و ریتر، ۲۰۰۵). از آنجا که عوامل مؤثر بر منحنی رطوبتی، ضرایب منحنی به ویژه ضرایب شکل را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهند (سهراب، ۱۳۸۲)، بنابراین می‌توان انتظار داشت که آب‌گریزی خاک نیز با تغییر شکل منحنی رطوبتی، پارامترهای معادلات برازش یافته بر آن را نیز تغییر دهد.

شناخت رفتار رطوبتی خاک و به خصوص تغییراتی که در منحنی مشخصه آن ایجاد می‌گردد در اراضی جنگلی با خاک‌های غنی، پس از آتش‌سوزی اهمیت زیادی دارد. در همین راستا هدف از این پژوهش بررسی منحنی مشخصه رطوبتی خاک و پارامترهای معادله ون گنوختن در خاک‌های آب‌گریز شده در اثر حرارت بود.

مواد و روش‌ها

این تحقیق در آزمایشگاه‌های آبیاری و خاکشناسی دانشگاه شهرکرد در سال ۱۳۹۰ انجام شد. در این تحقیق از خاکی با بافت لومی استفاده شد (جدول ۱). خاک مورد استفاده از نظر مواد آلی فقیر بود و به همین دلیل کمپوست قارچ (کود) به اندازه ۵۰ درصد حجمی به آن اضافه شد. به این منظور چگالی ظاهری خاک با استفاده از استوانه‌های نمونه‌برداری تعیین شد و با توجه به آن، حجم جرم مشخصی از خاک بدست آمد. سپس به اندازه حجم خاک مورد نظر، کمپوست با آن ترکیب شد.

خاک حاصل تحت تأثیر ۵ تیمار حرارتی در ۳ تکرار در قالب طرح آزمایشی کاملاً تصادفی قرار گرفت. تیمارهای تحقیق عبارتند از: خاک حرارت دیده در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۳۰ دقیقه (T100)، خاک حرارت دیده در دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۳۰ دقیقه (T200)، خاک حرارت دیده در دمای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۳۰ دقیقه (T300)، خاک حرارت دیده در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۳۰ دقیقه (T400)، خاک حرارت دیده در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۳۰ دقیقه (T500) و خاک بدون حرارت (شاهد Ctrl). خاک‌های مورد آزمایش در حرارت معین درون کوره قرار داده شدند. پس از حرارت دیدن، فراوانی نسبی ذرات به روش هیدرومتری (جی و باوور، ۱۹۸۶) مجدداً تعیین شد.

تعیین آب‌گریزی

برای تعیین آب‌گریزی نمونه‌های حرارت دیده از روش‌های آزمایش قطره آب (دکر و همکاران، ۱۹۹۰) و آزمایش مولارینته محلول آب و الکل (لثی و همکاران، ۲۰۰۰) استفاده شد. روش قطره آب یا زمان نفوذ آب در خاک (Water Drop Penetration Time) شامل قرار دادن

شدن خاک (دوار و توماس، ۲۰۰۰)، دما (دکر و همکاران، ۱۹۹۸)، رطوبت محیط (دوار و همکاران، ۲۰۰۲)، مقدار و کیفیت مواد آلی (والیس و همکاران، ۱۹۹۰؛ دکر و ریتمسا، ۱۹۹۴) و بافت خاک (کراک فورد و همکاران، ۱۹۹۱) است. مطالعات نشان داده است که عوامل گوناگونی سبب آب‌گریزی خاک می‌شوند که از جمله آنها می‌توان به استفاده طولانی مدت از پساب فاضلاب (آری و همکاران، ۲۰۱۱)، ورود مواد نفتی به خاک (آدامز و همکاران، ۲۰۰۸) و وقوع آتش‌سوزی و افزایش حرارت خاک (استوف و همکاران، ۲۰۱۰) اشاره کرد.

سوختن لایه لاشبرگ و مواد آلی در خاک سبب ایجاد آب‌گریزی در خاک می‌شود. اگر چه خاصیت آب‌گریزی می‌تواند توسط رها شدن ترکیبات آلی طی فرآیند تجزیه لایه لاشبرگ ایجاد شود اما دلیل اصلی ایجاد و توسعه آن، آتش‌سوزی جنگل‌ها و مراتع می‌باشد. در اثر آتش‌سوزی و حرارت دیدن پوشش‌های گیاهی، برخی از مواد آلی با خاصیت آب‌گریزی مانند هیدروکربن‌های آلیفاتیک تبخیر می‌شوند و در دود حاصل از آتش‌سوزی به طرف بالا می‌روند و مقداری از آن‌ها نیز در امتداد شیب حرارتی به طرف پایین حرکت می‌کنند و روی ذرات خاک متراکم می‌شوند و لایه‌های دفع‌کننده آب را به وجود می‌آورند (دوار، ۲۰۰۴). بر اساس بررسی دبانو، (۲۰۰۰) حرارت دادن خاک موجب می‌شود مواد آلی بخار شده و در بین ذرات خاک محبوس و در آنجا سرد شود. این تبخیر در دمای خاصی روی می‌دهد.

در واقع حرارت دادن باعث فعل و انفعالات شیمیایی در مواد آلی می‌شود که این فعل و انفعالات سبب ایجاد آب‌گریزی در خاک می‌شود. اجزای بخار شده در طول حرارت دادن مواد آلی در خاک‌های شامل بلوط جنگلی در کالیفرنیا وقتی به شن بدون آب‌گریزی اضافه شدند آب‌گریزی اندکی را ایجاد کردند اما همین خاک زمانی که ۳۰۰ درجه حرارت داده شد برای مدت ۱۰ دقیقه، شدیداً آب‌گریز شد (ساواچ و همکاران، ۱۹۷۲). عواملی که باعث آب‌گریزی می‌شوند، بخصوص زمانی که خاک به مدت چند دقیقه در دمای ۲۰۰-۳۰۰ درجه حرارت داده شود، عبارتند از هیدروکربن‌های چرب که بیشتر از اکسیژن تشکیل شده‌اند مانند گروه‌های کربونیل. بنابراین بیش از ۵۰ تا ۹۵ درصد از مواد ناشی از سوختن سبب آب‌گریزی می‌شوند (ساواچ، ۱۹۷۴).

آب‌گریزی به طور غیر خطی با میزان رطوبت خاک تغییر می‌کند. همچنین بین بعضی از پارامترهای آب‌گریزی و میزان آب خاک رابطه وجود دارد. در نتیجه می‌توان یک استراتژی کارآمد برای بیان آب‌گریزی در

تحلیل نتایج

پس از تعیین نقاط رطوبتی تغییرات میزان آب در هر پتانسیل و در هر تیمار تعیین شد. در هر خاک معادله ون گنوختن به داده‌های بدست آمده برازش داده شد. پارامترهای معادله نیز با استفاده از نرم افزار RETC تعیین و در انتها میزان تغییرات هر یک از پارامترها و چگونگی تغییر هر یک از آنها با افزایش درجه حرارت مشخص گردید. مشخصات منحنی رطوبتی از جمله ظرفیت زراعی و رطوبت در نقطه پژمردگی و نیز میزان آب قابل استفاده (FC-PWP) با توجه به شکل منحنی تعیین شد به این ترتیب ضمن انجام تجزیه واریانس به کمک نرم‌افزار SAS8، میانگین این مشخصه‌ها در تیمارهای مختلف به کمک آزمون LSD مقایسه شدند.

نتایج و بحث

نتایج بررسی بافت خاک نشان داد، به جز تیمارهای T400 و T500 که دارای بافت لوم شنی بودند، سایر تیمارها بافت لومی داشتند (جدول 3). طبق نظر اولری و گراهام (1993)، بادیا و مارتی (2003) و ترفی و همکاران (2008) تغییر بافت خاک و افزایش میزان شن با بالا رفتن دما، در اثر تجمع و گردهم‌آیی ذرات رسی و سیلتی به ذراتی با اندازه شن می‌باشد. طبق نظر هسو (1989) و تأیید آن توسط اولری و گراهام (1993) اکسیدهای آلومینیوم و هیدروکسیدهای آزاد شده در طول تجزیه رس ممکن است به عنوان عامل سیمانته شدن در تشکیل ذرات با اندازه شن موثر باشند. سرتسو و سانچز (1978) نیز دلیل کاهش رس و افزایش شن را تجزیه رس در دماهای بالاتر از 400 درجه سانتی‌گراد در اثر حذف غیر قابل برگشت یون‌های هیدروکسیل که منجر به فروپاشی و تجزیه ساختمان کریستالی ذرات معدنی رسی می‌شود بیان کرده‌اند.

از بین تیمارهای حرارتی خاک اولیه (تیمار شاهد) دارای آب‌گریزی اندک و تیمار 300 درجه دارای آب‌گریزی شدید بودند. به گونه‌ای که زمان نفوذ قطره آب و درصد محلول الکلی (WDPT و MED) در این دو خاک برابر با 45 ثانیه و 17% و 80 ثانیه و 23% بود. سایر تیمارهای حرارتی فاقد خاصیت آب‌گریزی بودند (جدول 3). در واقع حرارت دادن خاک موجب می‌شود مواد آلی بخار شده و در بین ذرات خاک محبوس و در آنجا سرد شود. این تبخیر در دمای خاصی روی می‌دهد (دبانو، 2000). بنابراین حرارت دادن باعث فعل و انفعالات شیمیایی در مواد آلی می‌شود که این فعل و انفعالات سبب ایجاد آب‌گریزی در خاک می‌شود. در واقع مقدار ماده آلی تا 100 درجه تغییر چشمگیری نداشت زیرا

سه قطره آب مقطر (80 μ L) توسط قطره چکان پزشکی روی سطح صاف خاک و اندازه‌گیری مدت زمان نفوذ و جذب قطره‌ها توسط خاک می‌باشد (گارسیا کرون و همکاران، 2004، دکر و همکاران، 1990). این روش به علت سادگی تقریباً همیشه مورد استفاده قرار می‌گیرد حتی اگر روش‌های دیگر برای تعیین آب‌گریزی خاک به کار برده شود، این روش قادر به جداسازی خاک‌ها از نظر آب‌گریزی بودن یا نبودن است (لتی و همکاران، 2000). دبانو (1981)، دکر و جانگریس (1990) و دکر و ریتسما (1994) از معیاری به صورت جدول 2 برای تعیین شدت آب‌گریزی خاک و کمی کردن آب‌گریزی خاک استفاده کردند.

در روش مولاریته محلول آب و الکلی، محلول آب و الکلی که در کمتر از 5 ثانیه در خاک نفوذ می‌کند به عنوان کشش سطحی بحرانی نامیده می‌شود. در این روش یک سری از محلول‌های آب و الکلی با درصد حجمی 0 تا 40% الکلی که دارای کشش سطحی متفاوت هستند برای تعیین شدت آب‌گریزی استفاده شدند. هر چه غلظت اتانول در محلول بیشتر باشد کشش سطحی کاهش می‌یابد. بنابراین مشاهده می‌شود که محلول‌هایی که کشش سطحی آنها پایین‌تر است، خودبه‌خود در خاک نفوذ می‌کنند. کشش سطحی محلولی که در کمتر از 5 ثانیه در خاک نفوذ می‌کند، کشش سطحی محلولی است که خاک را با زاویه تماس کمتر از 90 درجه خیس می‌کند (میربابایی و همکاران، 1390).

تعیین منحنی رطوبتی

برای اندازه‌گیری منحنی مشخصه خاک تا مکش 1/5 متر از دستگاه جعبه ماسه‌ای (Sand box) استفاده شد. در این دستگاه، ماسه بلوکسی ژل ریخته شده و مکش با ستون آب آویزان ایجاد می‌شود و با ایجاد اختلاف ارتفاع بین نمونه‌های خاک و ستون معلق آب، مکش‌های مختلف اعمال شد. در هر مکش نمونه‌ها توزین شدند تا زمانی که از نظر وزنی به تعادل برسند. به این ترتیب درصد رطوبت وزنی در هر مکش تعیین شد. برای اندازه‌گیری رطوبت خاک در مکش‌های بیشتر از 0/3 بار از دستگاه صفحات فشار (Pressure Plate) استفاده شد. با رسم درصد رطوبت‌های اندازه‌گیری شده در مقابل فشار یا خلاء اعمال شده، منحنی مشخصه رطوبتی خاک بدست آمد. ریچاردز (1965) و تانر والرک (1958) روند اندازه‌گیری و جزئیات دستگاه‌های مورد استفاده را تشریح کرده‌اند (به نقل از زینالزاده، 1377).

تیمار T300 با رطوبت اشباع $0/666 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ و تیمار شاهد با رطوبت اشباع $0/7466 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ کمترین درصد رطوبت اشباع را دارا بودند. البته در بین تمامی تیمارها، تیمارهای با بافت لوم شنی (T400 و T500) رطوبت اشباع کمتری داشتند. تیمار T500 دارای کمترین مقدار رطوبت اشباع ($0/6206 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) بود. علت آن کاهش ذرات با اندازه رس و افزایش ذرات با اندازه شن یا به عبارتی تغییر بافت از لومی به لوم شنی در این تیمار می‌باشد. دلیل دیگر آن احتمالاً از بین رفتن مواد آلی و نیز تشکیل خاکستر در این تیمار می‌باشد. بنابراین خاکستر ایجاد شده در منافذ قرار می‌گیرد و سبب کاهش حجم تخلخل مفید و در نتیجه کاهش رطوبت اشباع می‌شود. علاوه بر این مقدار رطوبت باقیمانده (θ_r) در تیمار T500 از سایر تیمارها بیشتر بود.

پارامتر α در تیمارهای خاک آب‌گریز (T300 و تیمار شاهد) نسبت به سایر تیمارها با بافت مشابه کمتر بود. از آنجا که این پارامتر نشان‌دهنده عکس مکش ورود هوا به داخل خاک است بنابراین نشان دهنده مکش ورود هوای بیشتر در این تیمار است. در واقع خاک‌های آب‌گریز رطوبت موجود در منطقه اشباع خود را با مکش بیشتری در مقایسه با تیمارهای دیگر در خود نگه می‌دارد. پارامتر n بیانگر شیب منحنی رطوبتی خاک است که این پارامتر در تیمارهای خاک آب‌گریز نسبت به تیمارهای T100 و T200 بیشتر بود. البته تفاوت این پارامتر در تیمار شاهد با تیمارهای T100، T200 و T300 در سطح یک درصد معنی‌دار نبود. پارامتر n به طور کلی در خاک‌های سنگین مقدار کمتری نسبت به خاک‌های سبک دارد در حقیقت با افزایش ذرات درشت دانه افزایش می‌یابد و با افزایش ذرات ریز دانه کاهش پیدا می‌کند (پروسکا و همکاران، 2005، حق شناس و بیگی هرچگانی، 1389). بنابراین مقدار n در تیمارهای T400 و T500 که دارای بافت لوم شنی بودند نسبت به سایر تیمارها که دارای بافت لومی بودند، بیشتر بود.

از شاخص‌های مورد بررسی در این تحقیق میزان آب قابل استفاده، آب ثقلی، FC و PWP بود. همان‌طور که در جدول 6 نشان داده شده است، مقدار رطوبت در ظرفیت زراعی، نقطه پژمردگی، آب ثقلی و قابل استفاده در تیمارهای حرارتی در سطح یک درصد با یکدیگر تفاوت معنی‌دار داشتند. به گونه‌ای که تمامی این خصوصیات با افزایش دما، کاهش یافتند. مقدار FC از حداکثر مقدار $0/313$ در تیمار T100 تا حداقل مقدار $0/172$ در تیمار T500 تغییر کرد. مقدار PWP نیز با افزایش دما از 100 تا 500 درجه سانتی‌گراد از مقدار

معمولاً حرارت کمتر از 110 درجه سانتی‌گراد بر مقدار ماده آلی بی‌تأثیر است اما با افزایش دما از 200 تا 500 درجه مقدار ماده آلی کاهش یافت البته این کاهش در دمای 400 تا 500 درجه معنی‌دار نبود، علت این موضوع شاید کاهش ماده آلی در دماهای قبل از 400 درجه و از بین رفتن مواد آلی تا قبل از این دما باشد. به این ترتیب بیشترین میزان ماده آلی در تیمار شاهد برابر $10/96$ درصد و کمترین آن در تیمار T500 برابر $1/2$ درصد بدست آمد. طبق بررسی استوف و همکاران (2010) نیز میزان ماده آلی تا دمای 200 درجه تغییری نداشت و دماهای بالاتر از آن کاهش معنی‌داری در ماده آلی ایجاد کردند.

منحنی رطوبتی تیمار شاهد و تیمارهای حرارتی در شکل 1 رسم شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، منحنی رطوبتی خاک‌های حرارتی با یکدیگر تفاوت قابل توجهی دارند، این تغییرات در مکش‌های پایین محسوس‌تر می‌باشد. با افزایش مکش تغییرات رطوبت بین تیمارهای حرارتی نیز کاهش پیدا می‌کند. در واقع نگهداشت آب در مکش‌های بالاتر ناشی از جذب سطحی است و بنابراین بیشتر از بافت خاک و به خصوص نواحی سطحی خاک تأثیر می‌گیرد (شارد و همکاران، 2004).

در تیمارهای با بافت یکسان (شاهد، T100، T200، T300) روند تغییرات رطوبت در مکش‌های مختلف تقریباً مشابه یکدیگر بود. مواد آب‌گریز در نگهداری آب در خاک در پتانسیل‌های مختلف مؤثر است. کمترین میزان نگهداشت رطوبت در بین خاک‌های با بافت مشابه، در خاک‌های آب‌گریز (شاهد و T300) مشاهده شد. که دلیل آن خاصیت دفع‌کنندگی آب در این تیمارها می‌باشد. کمترین میزان نگهداشت رطوبت در تمامی مکش‌ها در تیمار T500 مشاهده شد. به نظر می‌رسد که علت اصلی آن کاهش ماده آلی در این تیمار است. در واقع کاهش مواد آلی سبب کاهش نگهداشت آب در خاک‌های شنی و افزایش آن در خاک‌های با بافت ریزتر می‌شود (راولز و همکاران، 2003).

نتایج تجزیه واریانس و مقایسه میانگین ضرایب θ_r و θ_s به ترتیب در جداول 4 و 5 آورده شده است. همان‌طور که در جدول 3 نشان داده شده است، تمامی تیمارها از نظر پارامترهای معادله ون گنوختن با یکدیگر تفاوت معنی‌داری داشتند. بنابراین می‌توان گفت حرارت دادن و افزایش دمای خاک روی معادله ون گنوختن تأثیر دارد.

کمترین مقدار درصد رطوبت اشباع در خاک‌های با بافت مشابه، در خاک‌های آب‌گریز مشاهده شد. بنابراین

داشتند، این تفاوت در مکش‌های پایین بیشتر از مکش‌های بالاتر بود. در واقع با افزایش مکش، رطوبت بین تیمارهای حرارتی تفاوت محسوسی با هم نداشتند. کمترین میزان نگهداشت رطوبت در بین خاک‌های با بافت مشابه، در خاک‌های آب‌گریز (شاهد و T300) مشاهده شد. که دلیل این امر می‌تواند میل کمتر این خاک‌ها به جذب آب باشد. کمیت پارامترهای ون گنوختن در تیمارها تفاوت معنی‌داری با یکدیگر داشتند. تیمار T500 دارای کمترین مقدار رطوبت اشباع بود که علت آن را می‌توان به افزایش ذرات هم‌اندازه شن، از بین رفتن مواد آلی و نیز تشکیل خاکستر در این تیمار ارتباط داد. پارامتر α در تیمارهای خاک آب‌گریز (T300 و تیمار شاهد) نسبت به سایر تیمارها با بافت مشابه کمتر بود. پارامتر n در تیمارهای آب‌گریز نسبت به تیمارهای T100 و T200 به عنوان دو تیمار آبدوست، بیشتر بود. پارامتر n به‌طور کلی در خاک‌های سنگین مقدار کمتری نسبت به خاک‌های سبک دارد شاید به همین دلیل در تیمارهای T400 و T500 که دارای بافت لوم شنی بودند نسبت به تیمارهایی که دارای بافت لومی بودند، این مقدار بیشتر بود.

0/112 تا 0/0695 کاهش یافت. مقدار آب ثقلی در تیمارهای آب‌گریز نسبت به سایر تیمارها کمتر بود (جدول 7).

این نتایج با نتایج مالیک و همکاران، 1984، آلازیس و همکاران، 2004، کتیزبرگر و همکاران، 2005 و سیلوا و همکاران، 2006 مطابقت دارد. در حالیکه آری و همکاران (2009) تغییری در رطوبت ظرفیت زراعی و نقطه پژمردگی در اثر حرارت دادن مشاهده نکردند. البته طبق تحقیقی که توسط بادیا و مارتی (2003) انجام شد، میزان رطوبت FC در دمای 250 درجه سانتی‌گراد کاهش یافت اما دوباره با افزایش حرارت تا 500 درجه به حالت اول بازگشت. علت این بازگشت در بررسی آن‌ها افزایش سیلت و رس در دماهای بالا بود و از آنجا که میزان نگهداشت رطوبت با کاهش اندازه ذرات افزایش می‌یابد بنابراین با افزایش دما مجدداً مقدار رطوبت افزایش یافت.

نتیجه‌گیری

در این بررسی به منظور تعیین اثر حرارت روی منحنی رطوبتی، خاک اولیه پس از ترکیب با کمپوست در دماهای 100، 200، 300، 400 و 500 درجه سانتی‌گراد در آون و کوره به مدت 30 دقیقه حرارت داده شد. منحنی مشخصه خاک‌های حرارتی با یکدیگر تفاوت قابل توجهی

جدول 1- مشخصات خاک مورد آزمایش

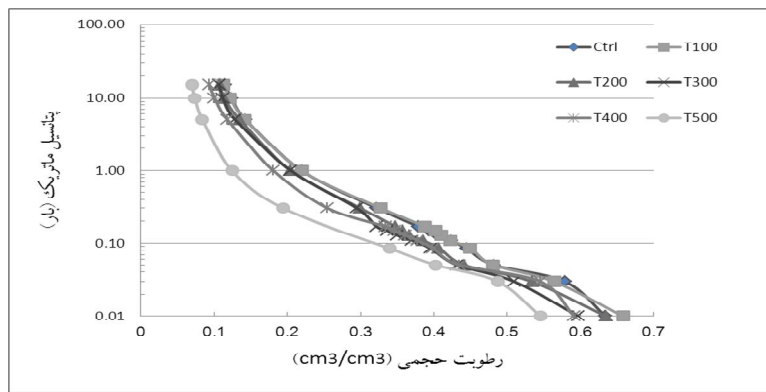
EC (mS/cm)	pH	چگالی ظاهری (gr/cm^3)	بافت	سیلت (%)	رس (%)	شن (%)
0/2	8/04	1/27	لوم	39/49	14/11	46/38

جدول 2- کلاس بندی زمان نفوذ قطره آب با توجه به خصوصیات آب‌گریزی (گریفنهاگن و همکاران، 2006)

زمان نفوذ قطره آب	درجه آب‌گریزی
ثانیه ≤ 5	قابل مرطوب شدن
5-60 ثانیه	اندک
60 ثانیه - 10 دقیقه	قوی
10 دقیقه - 1 ساعت	شدید
1-6 ساعت	بسیار شدید

جدول 3- بافت و وضعیت آب‌گریزی در تیمارها بر اساس طبقه‌بندی گریفنهاگن و همکاران (2006)

T500	T400	T300	T200	T100	Ctrl	تیمار
لوم شنی	لوم شنی	لوم	لوم	لوم	لوم	بافت
آبدوست	آبدوست	آب‌گریز قوی	آبدوست	آبدوست	آب‌گریزی اندک	وضعیت آب‌گریزی



شکل 1- منحنی رطوبتی در تیمارهای مختلف

جدول 4- تجزیه واریانس پارامترهای معادله ون گنوختن

n	α	Θ_r (cm ³ /cm ³)	Θ_s (cm ³ /cm ³)	درجه آزادی	منابع تغییرات
0/0286**	0/0033*	0/00097**	**0/0151	5	تیمار
0/00035	0/000407	0/00002	0/00046	12	خطا
1/42	22/44	52/44	2/98		ضریب تغییرات
<0/0001	0/0015	<0/0001	<0/0001		P

** معنی‌داری در سطح احتمال 1 درصد

جدول 5- مقایسه میانگین پارامترهای معادله ون گنوختن در تیمارهای مختلف

n	α	Θ_r (cm ³ /cm ³)	Θ_s (cm ³ /cm ³)	تیمار
bc263/1	bc0852/0	c00/0	b07466	Ctrl
c251/1	a1398/0	c00/0	a8214/0	T100
bc266/1	ab1099/0	c00/0	b7487/0	T200
b290/1	dc0725/0	b018/0	c6660/0	T300
b287/1	bc0902/0	c00/0	b7126/0	T400
a5086/1	d0419/0	a044/0	c6206/0	T500

جدول 6- تجزیه واریانس رطوبت در ظرفیت زراعی، نقطه پژمردگی، میزان آب ثقی و قابل استفاده

آب ثقی	AW	PWP	FC	درجه آزادی	منابع تغییرات
**0/0071	**0/0042	**0/00085	**0/0088	5	تیمار
0/00038	0/00015	0/00001	0/00012	12	خطا
4/3	7/32	4/17	4/08		ضریب تغییرات
<0/0001	<0/0001	<0/0001	<0/0001		P

** معنی‌داری در سطح احتمال 1 درصد

جدول 7- مقایسه میانگین ظرفیت زراعی و نقطه پژمردگی، میزان آب ثقی و قابل استفاده در تیمارها

آب ثقی	AW (cm ³ /cm ³)	PWP (cm ³ /cm ³)	FC (cm ³ /cm ³)	تیمار
0/4341c	0/194 a	0/114a	0/309a	Ctrl
0/5177a	0/201 a	0/112ab	0/313a	T100
0/4610bc	0/180 a	0/108ab	0/288b	T200
0/3764d	0/181 a	0/106b	0/288b	T300
0/4904 ab	0/143b	0/0936c	0/236c	T400
0/4657 bc	0/102c	0/0695d	0/172c	T500

فهرست منابع:

۱. زینال زاده، ک. 1377. تخمین پارامترهای معادله ریچاردز و کاربرد آن در شبیه سازی جریان رطوبت در محیط غیر اشباع. پایان‌نامه کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید چمران اهواز.
۲. ذوالفقاری، ع. ا. و م. ع. حاج عباسی. 1387. تأثیر تغییر کاربری اراضی بر خصوصیات فیزیکی و آب‌گریزی خاک در مراتع فریدونشهر و جنگل‌های لردگان. مجله آب و خاک علوم و صنایع کشاورزی. جلد 22، شماره 2: 251-262.
۳. سهراب ف. 1382. ارزیابی تأثیر افزودن مواد جاذب رطوبت بر ظرفیت نگهداشت آب در اراضی آبخیز اردستان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، رشته آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان. 132 ص.
۴. عالمی م. ح. 1360. آب و خاک ترجمه. چاپ اول. انتشارات دانشگاه تهران. شماره 1792.
۵. حق شناس گرگابی، م. و ح. ا. بیگی هرچگانی. 1389. اثر ژئولیت میانه بر ظرفیت نگهداری آب و ضرایب مدل‌های منحنی رطوبتی دو بافت خاک شنی و لوم رسی. مجله پژوهش آب ایران. شماره 6: 35-42.
۶. خداوردی لو، ح. فتحی، پ. و م. همایی. 1383. تخمین هوشمند منحنی رطوبتی با استفاده از شبکه عصبی. دومین کنفرانس ملی دانشجویی منابع آب و خاک. دانشگاه شیراز.
۷. میر بابایی، م.، م. شعبانپور شهرستانی و ع. ا. ذوالفقاری. 1390. تعیین آب‌گریزی و زاویه تماس آب با خاک در برخی از خاک‌های استان گیلان و بررسی رابطه برخی پارامترها با زاویه تماس آب با خاک. دوازدهمین کنگره علوم خاک ایران.
8. Adams, R.H., Osorio, F.J. and J.Z. Cruz. 2008. Water repellency in oil contaminated sandy and clayey soils. *Environment Science Technology Journal*. 5 (4): 445-454.
9. Ahuja, L.R., Fiedler, F., Dunn, G.H., Benjamin, J.G. and A. Garrison. 1998. Changes in soil water retention curves due to tillage and natural reconsolidation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62 (5):1228– 1233.
10. Alauzis, M.V., Mazzarino, M.J., Raffaele, E. and L. Roselli. 2004. Wildfires in NW Patagonia: long-term effects on a *Nothofagus* forest soil. *Forest Ecology and Management* 192 (2–3), 131–142.
11. Are, K.S., Oluwatosin, G.A., Adeyolanu, O.D. and A.O. Oke. 2009. Slash and burn effect on soil quality of an Alfisol: soil physical properties. *Soil and Tillage Research* 103 (1): 4–10.
12. Arye, G., Tarchitzky, J. and Y. Chen. 2011. Treated wastewater effects on water repellency and soil hydraulic properties of soil aquifer treatment infiltration basins. *Journal of Hydrology* 397: 136–145
13. Badia, D., and C. Marti. 2003. Plant ash and heat intensity effects on chemical and physical properties of two contrasting soils. *Arid Land Research and Management* 17: 23–41.
14. Batjes, N.H. 1996. Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. *Geoderma* 71 (1–2): 31–52.
15. Bormann, H. and K. Klaassen. 2008. Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil hydrological properties of two Northern German soils. *Geoderma* 145 (3–4), 295–302.
16. Crockford, H., Topalidis, S. and D.P. Richardson. 1991. Water repellency in a dry sclerophyll eucalypt forest — measurements and processes. *Hydrology, Process.* 5: 405–420.
17. Dekker, L. W., and P. D. Jungerius. 1990. Water repellency in the dunes with special reference to The Netherlands. *Catena, Suppl.* 18: 173– 183
18. Dekker, L.W., and C.J. Ritsema. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil. 1. Potential and actual water repellency. *Water Resour. Res.* 30: 2507–2517.

19. Dekker, L.W., Ritsema, C.J. Oostindie, K. and O.H. Boersma. 1998. Effect of drying temperature on the severity of soil water repellency. *Soil Sci.* 163 _10, 780–796.
20. DeRoo, A.P.J., Wesseling, C.G. and C.J. Ritsema. 1996. LISEM: a single- event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: Theory input and output. *Hydrological Processes* 10 (8): 1107–1117.
21. DeBano, L. F. 1981. Water repellent soils: a state-of-the-art. Gen. Tech. Rep. PSW-46. Berkeley, CA: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station. 21 p.
22. DeBano, L. F. 2000. The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: A Review. *Journal of Hydrology* 231– 232: 195–206.
23. Doerr, S.H., 2004. Heating effects on water repellency in Australian eucalypt forest soils and their value in estimating wildfire soil temperatures. *International Journal of Wildland Fire* 13 (2), 157.
24. Doerr, S.H., and A.D. Thomas. 2000. The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. *J. Hydrology.* 231–232, 134–147.
25. Doerr, S.H., Dekker, L.W., Ritsema, C.J., Shakesby, R.A. and R. Bryant. 2002. Water repellency of soils: the influence of ambient relative humidity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 401–405.
26. Garcia-Corona, R., Benito, E. De Blas E. and M. E. Varela. 2004. Effects of heating on some soil physical properties related to its hydrological behavior in two north-western Spanish soils. *International Journal of Wildland Fire.* 13: 195–199.
27. Gee G.H., and J.W. Bauder. 1986. Particle size analysis. In: A. Klute (ed.) *Methods of Soil Analysis. Part 2 physical properties.* SSSA, Madison, WI.
28. Greiffenhagen, A., G. Wessolek, M. Facklam, M. Renger and H. Stoffregen. 2006. Hydraulic functions and water repellency of forest floor horizons on sandy soils. *Geoderma* 132: 182–195.
29. Heiskanen, J., Makitalo, K. and J. Hyvonen. 2007. Long-term influence of site preparation on water-retention characteristics of forest soil in Finnish Lapland. *Forest Ecology and Management.* 241 (1–3): 127–133.
30. Hsu, P.H. 1989. Aluminum hydroxides and oxyhydroxides. In: Dixon, J.B., Weed, S.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environments.* *Soil Sci. Soc. Am. J.* pp. 331–378.
31. Katsvairo, T., Cox, W.J. and H. Van Es. 2002. Tillage and rotation effects on soil physical characteristics. *Journal of Agronomy* 94 (2): 299–304.
32. King, P. M. 1981. Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affect its measurement. *Aust. J. Soil Res.* 19: 275-85.
33. Kitzberger, T., Raffaele, E., Heinemann, K., Mazzarino, M.J. and P. Harcombe. 2005. Effects of fire severity in a north Patagonian subalpine forest. *Journal of Vegetation Science* 16 (1): 5–12.
34. Letey, J., M. L. K. Carrillo and X. P. Pang. 2000. Approaches to characterize the degree of water repellency. *Journal of Hydrology* 231–232: 61–65.
35. Mallik, A.U., Gimingham, C.H. and A.A. Rahman. 1984. Ecological effects of heather burning. 1. Water infiltration, moisture retention and porosity of surface soil. *J. Ecol.* 72: 767–776.
36. Minasny, B., and A.B. McBratney. 2007. Estimating the water retention shape parameter from sand and clay content. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 71 (4): 1105–1110.
37. Omuto C.T. and L.O. Gumbe. 2009. Estimating water infiltration and retention characteristics using a computer program in R. *Computers & Geosciences* 35: 579–585.
38. Pachepsky, Y.A., Timlin, D.J. and W.J. Rawls. 2001. Soil water retention as related to topographic variables. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65 (6): 1787–1795.

39. Porebska, D., Sawinski, C. Lamorski, K. and R.T. Walczak. 2005. Relationship between van Genuchten's parameters of the retention curve equation and physical properties of soil solid phase. *Int. Agrophysics*, 2006, 20, 153-159.
40. Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., Ritchie, J.C., Sobecki, T.M. and H. Bloodworth. 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma* 116 (1-2): 61-76.
41. Regalado C. M. and A. Ritter. 2005. Characterizing water dependent soil repellency with minimal parameter requirement. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69:1955-1966
42. Rubio, C.M., Llorens, P. and F. Gallart. 2008. Uncertainty and efficiency of pedotransfer functions for estimating water retention characteristics of soils. *European Journal of Soil Sci.* 59 (2): 339-347.
43. Savage, S.M., 1974. Mechanism of fire-induced water repellency in soil. *Soil Sci. Soc. Am. J. Proceedings* 38: 652-657.
44. Savage, S.M., Osborn, J., Letey, J., Heaton, C., 1972. Substances contributing to fire-induced water repellency in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J. Proceedings* 36: 674-678.
45. Sertsu, S.M., and P. A. Sanchez. 1978. Effects of heating on some changes in soil properties in relation to an Ethiopian land management practice. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42: 940-944.
46. Sharad K. J. Singh V. P. and Th. M. Van Genuchten. 2004. Analysis of soil water retention data using artificial neural networks. *Journal of Hydrologic Engineering* 9:415-420.
47. Silva, J.S., Rego, F.C. and S. Mazzoleni. 2006. Soil water dynamics after fire in a Portuguese shrubland. *International Journal of Wildland Fire* 15: 99-111.
48. Stoof, C. R., J. G. Wesseling and C. J. Ritsema. 2010. Effects of fire and ash on soil water retention. *Geoderma* 159: 276-285.
49. Terefe, T., I. Mariscal-Sancho, F. Peregrina and R. Espejo. 2008. Influence of heating on various properties of six Mediterranean soils. A laboratory study. *Geoderma* 143 (3-4): 273-280.
50. Ulery, A. L. and R. C. Graham. 1993. Forest fire effects on soil color and texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57 (1): 135-140.
51. Van Dam, J.C., Huygen, J., Wesseling, J.G., Feddes, R.A., Kabat, P., Van Walsum, P.E.V., Groenendijk, P. and C.A. Van Diepen. 1997. Theory of SWAP version 2.0; simulation of water flow, solute transport and plant growth in the soil-water-atmosphere-plant environment, Winand Staring Centre for Integrated Land, Soil and Water Research, Wageningen.
52. Van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.
53. Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J. and Darius, P. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content. *Soil Sci.* 148 (6): 389-403.
54. Wallis, M.G., Horne, D.J. and K.W. McAuliffe. 1990. A study of water repellency and its amelioration in a yellow-brown sand. 1. Severity of water repellency and the effects of wetting and abrasion. *N.Z. J. Agric. Res.* 33: 139-144.
55. Wesseling, J.G., Ritsema, C.J., Oostindie, K., Stoof, C.R. and L.W. Dekker. 2009. A new, flexible and widely applicable software package for the simulation of one-dimensional moisture flow. *Environmental Modeling & Software* 24 (9): 1127-1132.