

## تأثیر آبگریزی خاک بر مشخصات نفوذ در دو خاک لوم رسی و لوم شنی

حسین بیرامی<sup>۱\*</sup>، محمد رضا نیشابوری<sup>۲</sup>، امیر حسین ناظمی<sup>۳</sup>، فریبرز عباسی<sup>۴</sup>

تاریخ دریافت: ۹۳/۰۴/۲۹ تاریخ پذیرش: ۹۳/۰۷/۱۲

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری علوم خاک، دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز

<sup>۲</sup> استاد گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز

<sup>۳</sup> استاد گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز

<sup>۴</sup> استاد مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی، کرج

\* مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: beyrami.h@hotmail.com

### چکیده

نفوذ آب در خاک و ویژگی‌های آن، در مدیریت آب و خاک مزرعه از جنبه‌های مختلف مهم می‌باشد. آبگریزی خاک پدیده‌ای است که غالباً در خاک‌های جنگلی رخ می‌دهد و نفوذ را به شدت کاهش داده و تخریب خاک را به شیوه‌های مختلف شدت می‌بخشد. در تحقیق حاضر از دو خاک غالب منطقه با بافت‌های لوم رسی و لوم شنی از اطراف شهرستان کلبر استان آذربایجان شرقی نمونه‌برداری و به صورت مصنوعی با اسید استناریک در پنج درجه مختلف آبگریز شد. شدت آبگریزی به روش آزمون زمان نفوذ قطره آب (WDPT) اندازه‌گیری و اثر آبگریزی بر نفوذ تجمعی و ضرایب معادلات نفوذ کوستیاکف و فیلیپ بررسی شد. نتایج نشان‌دهنده این بود که با افزایش درجه آبگریزی در هر دو خاک مقدار نفوذ تجمعی، متوسط سرعت نفوذ در شروع آزمایش و متوسط سرعت نفوذ نهایی (حاصل از میانگین داده‌های نفوذ در سه تکرار) کاهش یافت. با افزایش درجه آبگریزی از درجه یک به درجه پنج مقدار متوسط سرعت نفوذ اولیه از ۱/۳۷ به ۰/۳۱ سانتی‌متر بر دقیقه در خاک لوم شنی و از ۱/۵۰ به ۰/۲۳ سانتی‌متر بر دقیقه در خاک لوم رسی رسید. همچنین با افزایش درجه آبگریزی از درجه یک به درجه پنج سرعت نفوذ نهایی برای خاک لوم شنی از ۰/۰۳۷ به ۰/۰۰۱ سانتی‌متر بر دقیقه و برای خاک لوم رسی از ۰/۰۲۰ به ۰/۰۰۸ سانتی‌متر بر دقیقه رسید. افزایش آبگریزی در هر دو خاک بر ضرایب مدل‌های نفوذ مذکور تأثیرگذار بود. به طوری که ضرایب جذبی خاک (c کوستیاکف و s فیلیپ) بیشترین کاهش در مقابل افزایش آبگریزی را داشتند. ارزیابی مدل‌ها نشان داد که مدل کوستیاکف مدل بهتری در مقایسه با مدل فیلیپ برای برآورد میزان نفوذ تجمعی در درجه‌های متفاوت آبگریزی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: آبگریزی، آزمون زمان نفوذ قطره آب، مدل فیلیپ، مدل کوستیاکف، نفوذ تجمعی

## Effects of Soil Water Repellency on Infiltration Characteristics of Two Sandy Loam and Clay Loam Soils

H Beyrami<sup>1\*</sup>, MR Neyshabouri<sup>2</sup>, AH Nazemi<sup>3</sup>, F Abbasi<sup>4</sup>

Received: 20 July 2014 Accepted: 4 October 2014

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Soil Sc. Dept., University of Tabriz, Iran

<sup>2</sup>Prof., Soil Sc. Dept., University of Tabriz, Iran

<sup>3</sup>Prof., Water Engin. Dept., University of Tabriz, Iran

<sup>4</sup>Prof., Agricultural Engineering Research Institute, Karaj, Iran

\*Corresponding Author, Email: Beyrami.h@hotmail.com

### Abstracts

Soil water infiltration and its characteristics are important in water management both in agriculture and hydrology. Water repellency of soil, a phenomenon that often occurs in forest soils, reduces infiltration greatly and enhances soil degradation by various ways. In this study two clay loam and sandy loam soils were sampled from Kaleybar forest area, East Azarbaijan province. They were artificially hydrophobized into five different degrees of water repellency by using stearic acid. Water drop penetration time test (WDPT) was applied to assess the severity of the repellency. Effects of the repellency were investigated on cumulative infiltration and infiltration coefficients of the Kostiakov and Philip models. Results indicated that in the both soils, cumulative and average infiltration rate (average of triplicate infiltration measurement data) at the beginning of the experiment and the average steady state infiltration rate decreased with increasing of repellency from degree 1 to 5. The average value of the initial infiltration rate decreased from 1.37 to 0.31 in sandy loam soil, and from 1.50 to 0.23 in clay loam soil with increasing the severity of the repellency from degree one to five. Steady state infiltration rate was greatly reduced from 0.037 to 0.0001 in sandy loam soil, and from 0.02 to 0.008 in clay loam soil. Water repellency significantly affected Kostiakov  $c$  and Philip sorptivity  $S$ . The Kostiakov model in comparison to the Philip model was more appropriate for estimating cumulative infiltration in different degrees of water repellency.

**Keywords:** Cumulative infiltration, Kostiakov model, Philip model, Water drop penetration time test (WDPT), Water repellency

طی تجزیه مواد آلی این ترکیبات ذرات خاک را پوشانده و خاک به شکل آبگریز در می‌آید. ماهیت ترکیبات آلی به وجود آورنده آبگریزی گزارش شده در مطالعات شامل مواد مومی مربوط به گیاهان و پوست آن‌ها، آلکان‌ها، اسیدهای چرب و نمک‌های آن‌ها، استرها، فیتان‌ها و استرول‌ها می‌باشند (دکر و جانگریوس

### مقدمه

خاک آبگریز خاکی است که وقتی قطره‌ای از آب روی سطح آن قرار گیرد، سریعاً خیس نمی‌شود (دوئر و همکاران ۲۰۰۰). آبگریزی خاک شرایطی است که توسط ترکیبات آلی مومی پیچیده تشکیل می‌شود. در

خاک‌های متنوع در انواع مختلفی از آب و هوا می‌باشند (گرک و همکاران ۲۰۰۱، بوسزکو و همکاران ۲۰۰۲، تومر و همکاران ۲۰۰۵، رگالادو و ریتر ۲۰۰۵، ذولفقاری و حاج‌عباسی ۱۳۸۷). آبریزی در خاک باعث تغییر خصوصیات و رفتارهای خاک می‌شود. از جمله این رفتارها می‌توان: محدود شدن رشد گیاهان مرتعی، کاهش سرعت نفوذ و ایجاد رواناب، افزایش جریان سطحی (تشدید سیل و فرسایش)، ایجاد الگوهای خیسیدگی غیریکنواخت در خاک و ایجاد مسیرهای جریان ترجیحی که آب را با سرعت بیشتری به خاک زیرین انتقال می‌دهند و افزایش شستشوی مواد شیمیایی کشاورزی و آلاینده‌ها به آب زیرزمینی را به-همراه دارند، اشاره نمود (دوئر و همکاران ۲۰۰۰). آبریزی عموماً در خاک سطحی، در ناحیه ریشه غنی از هوموس و در عمقی بین ۱۰ تا ۳۰ سانتی‌متر رخ می‌دهد. خاک این لایه می‌تواند قابل خیس شدن یا آبریز باشد. نواحی خیس‌شونده به‌صورت لکه‌های تیره (مرطوب) و نواحی آبریز به‌صورت لکه‌های روشن (خشک) ظاهر می‌شوند. نواحی آبریز خاک قابل‌دسترس برای آب نبوده و برای دوره‌های طولانی خشک باقی می‌مانند (دوئر و همکاران ۲۰۰۰).

جدول ۱- درجه‌های آبریزی بر اساس روش آزمون زمان نفوذ قطره آب (دکر و ریتمسا ۱۹۹۴).

درجه آبریزی	زمان نفوذ قطره آب (WDPT) (s)
بدون آبریزی	< ۵
آبریزی جزئی	۵-۶۰
آبریزی زیاد	۶۰-۶۰۰
آبریزی شدید	۶۰۰-۳۶۰۰
آبریزی خیلی شدید	> ۳۶۰۰

نفوذ آب به‌عنوان جریان آب از سطح خاک به درون خاکرخ تعریف می‌شود. سرعت نفوذ آب به خاک به‌شدت وابسته به شرایط سطح خاک است. نفوذ آب به خاک فرآیندی مهم در علوم خاک، آبیاری، هیدرولوژی، کشاورزی و محیط‌زیست بوده (والیانتراس ۲۰۱۰) و نقشی حیاتی در چرخه آبی طبیعت ایفا می‌کند. نفوذ آب به خاک همانند دیگر ویژگی‌های هیدرولیکی خاک

۱۹۹۰، دوئر و همکاران ۲۰۰۰). آبریزی خاک به-صورت موضعی به‌علت نشست مواد نفتی و روغنی و آتش‌سوزی نیز ایجاد می‌شود. اخیراً مشاهده شده که آبیاری متوالی با استفاده از آب فاضلاب می‌تواند به توسعه آبریزی خاک به‌علت مواد آلی محلول در آب فاضلاب بیانجامد (آریه و همکاران ۲۰۱۱). شیوه‌های مختلفی برای تعیین آبریزی وجود دارند، از جمله این روش‌ها می‌توان به آزمون زمان نفوذ قطره آب<sup>۱</sup> (WDPT) (دکر و ریتمسا ۱۹۹۴، دکر و همکاران ۲۰۰۳)، اندازه‌گیری زاویه تماس آب<sup>۲</sup> (آزمون مولاریته اتانول<sup>۳</sup> (MED) (روی و مک‌گیل ۲۰۰۲)، روش صعود موئینگی<sup>۴</sup> (CRM) (لی‌لامانیه و همکاران ۲۰۰۸) و روش قطره ثابت<sup>۵</sup> (SDM) (بچمن و همکاران ۲۰۰۰)) و آزمون تعیین محتوای بحرانی آب اشاره نمود. اخیراً از دیسک نفوذ<sup>۶</sup> (DI) جهت بررسی آبریزی نیز استفاده می‌گردد (روبی‌چاد و همکاران ۲۰۰۸). آزمون زمان نفوذ قطره آب (WDPT) بیشترین کاربرد را در بررسی آبریزی خاک‌ها دارد (دبانو ۱۹۸۱، دکر و جانگریوس ۱۹۹۰، دکر و ریتمسا ۱۹۹۴، دکر و ریتمسا ۱۹۹۶). در این شیوه قطره کوچکی از آب توسط یک پی‌پت روی سطح خاک هواخشک رها می‌شود و زمان جذب آن توسط خاک یا نفوذ آن برحسب ثانیه اندازه‌گیری می‌شود. هرچه زمان باقی‌ماندن قطره روی خاک بیشتر باشد، آبریزی بیشتر است. یک خاک آبریز است زمانی که WDPT بیشتر از پنج ثانیه باشد (دکر و ریتمسا ۱۹۹۶). این شیوه اغلب به‌علت سادگی برای تفکیک خاک‌های آبریز از خاک‌های خیس شونده (آبدوست) استفاده می‌شود (لتی و همکاران ۲۰۰۰). پنج درجه مختلف آبریزی با توجه به آزمون WDPT تعریف شده است (جدول ۱).

آبریزی خاک‌ها یک ویژگی مؤثر بر رشد گیاهان، هیدرولوژی سطحی، زیرسطحی و فرسایش خاک می‌باشد. مطالعات گوناگونی بیان‌گر حضور آبریزی در

<sup>1</sup> Water drop penetration time

<sup>2</sup> Water contact angle

<sup>3</sup> Molarity of ethanol droplet

<sup>4</sup> Capillary rise method

<sup>5</sup> Sessile drop method

<sup>6</sup> Disk infiltrometer

تجربی هستند که مقادیر آن‌ها به ترتیب بزرگ‌تر از صفر و بین صفر تا یک می‌باشد. رابطه کوستیاکوف فقط تا زمانی اعتبار دارد که سرعت نفوذ از هدایت هیدرولیکی اشباع خاک بیشتر باشد.  
مدل فیلیپ به صورت زیر است:

$$I = S\sqrt{Et} + Kt \quad [2]$$

که S ضریب جذبی خاک برای آب می‌باشد که تابع رطوبت اولیه و مکش خاک است و K هدایت هیدرولیکی خاک در ناحیه انتقالی در شرایط مزرعه‌ای است (فیلیپ a,b ۱۹۵۷). تعیین ضرایب مدل‌ها عموماً از طریق برازش آن‌ها به داده‌های تجربی نفوذ تجمعی بوده است.

در بررسی منابع انجام یافته تأثیر آبریزی بر روی نفوذ آب مطالعه شده اما تحقیقی که در خاک‌های آبریز به بررسی اثر آبریزی و درجه‌های مختلف آن بر روی مدل‌های نفوذ (مانند کوستیاکف و فیلیپ) و پارامترهای آن انجام نگرفته است. بدین جهت و همچنین با توجه به این‌که در ایران کار چندانی در روی آبریزی و اثرات آن بر ویژگی‌هایی همچون نفوذ آب صورت نگرفته بود، این تحقیق انجام یافت. هدف مطالعه جاری، بررسی اثر درجه‌های مختلف آبریزی بر منحنی‌های نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ و ضرایب مدل‌های کوستیاکف و فیلیپ در دو خاک لوم شنی و لوم رسی بود.

#### مواد و روش‌ها

جهت نیل به اهداف تحقیق، دو خاک با بافت متفاوت لوم رسی (در عرض شمالی  $28^{\circ}51'22''$  و طول شرقی  $46^{\circ}02'27''$ ) از جنگل و لوم شنی (در عرض شمالی  $28^{\circ}51'27''$  و طول شرقی  $46^{\circ}02'46''$ ) از مرتع تبدیل‌شده به زراعت دیم در اطراف شهرستان کلپیر استان آذربایجان شرقی انتخاب شدند. ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های نمونه- برداری شده در جدول ۲ آورده شده است.

به شدت از ویژگی‌های ذاتی خاک تأثیر می‌پذیرد (بوما ۱۹۸۳). آبریزی خاک‌ها موجب تأخیر و کاهش در نفوذ آب می‌شود (والیس و همکاران ۱۹۹۰، فنگ و همکاران ۲۰۰۱). نتایج مطالعات زیادی بیان‌گر کاهش سرعت نفوذ آب به خاک در اثر آبریزی می‌باشد (ون-دام و همکاران ۱۹۹۰، وانگ و همکاران ۲۰۰۰، فنگ و همکاران ۲۰۰۱، بچمن و همکاران ۲۰۰۷، مودی و همکاران ۲۰۰۹، آریه و همکاران ۲۰۱۱). چگونگی تأثیر آبریزی بر روی نفوذ چندان شناخته شده نیست. کاهش سرعت نفوذ در اثر آبریزی باعث ایجاد حالت ماندابی ولو به طور موقت در سطح خاک می‌شود. والیس و همکاران (۱۹۹۰) بیان نمودند که ظرفیت نفوذ یک خاک خشک شنی آبریز شش برابر کمتر از خاک مجاور مرطوب با آبریزی کمتر می‌باشد. همچنین برای پنج دقیقه اول نفوذ، یک خاک آبریز تنها یک درصد از مقدار بالقوه ظرفیت نفوذ در حالت آبدوست را دارا می‌باشد. نتایج مطالعات وانگ و همکاران (۲۰۰۰) و بچمن و همکاران (۲۰۰۷) نشان داده که در خاک‌های آبریز نفوذ آب حالت منظم نداشته و منجر به الگوی خیسیدگی گسسته در پروفیل خاک شده است.

مدل‌های مختلفی برای کمی کردن فرآیند نفوذ آب به خاک وجود دارد که برخی از آن‌ها بر مبنای ویژگی‌های فیزیکی خاک بنا شده‌اند (مثل مدل گرین و امپت (۱۹۱۱) و مدل فیلیپ (۱۹۵۷a)) و برخی دیگر معادلاتی تجربی هستند که بر اساس شکل منحنی سرعت نفوذ - زمان بوده و پایه فیزیکی ندارند (مانند مدل کوستیاکف (۱۹۳۲)) (موسوی و همکاران ۱۳۸۴). از جمله مدل‌هایی که کاربرد بیشتری در بین مدل‌های فیزیکی و تجربی دارند به ترتیب مدل فیلیپ و کوستیاکف است (نیشابوری و همکاران ۱۳۸۸).

کوستیاکوف (۱۹۳۲) مدل تجربی زیر را برای تعیین مقدار نفوذ آب در خاک پیشنهاد کرده است:

$$I = ct^n \quad [1]$$

که در آن I نفوذ تجمعی برحسب سانتی‌متر، t طول زمان نفوذ برحسب دقیقه می‌باشند. C و  $\alpha$  ضرایب

جدول ۲- ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی دو خاک مورد استفاده در آزمایش.

ویژگی‌های خاک	خاک لوم شنی	خاک لوم رسی
شن (%)	۶۱	۳۱
سیلت (%)	۲۶	۳۹
رس (%)	۱۳	۳۰
جرم مخصوص ظاهری ( $\text{g cm}^{-3}$ )	۱٫۴۰	۱٫۳۰
میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (mm)	۰٫۱۴	۰٫۵۶
pH عصاره گل اشباع	۷٫۷۵	۷٫۶۰
EC عصاره اشباع ( $\text{dS m}^{-1}$ )	۰٫۴۱	۰٫۷۸
کربنات کلسیم معادل (%)	۷٫۷۰	۱۹
ماده آلی (%)	۲٫۹۵	۳٫۹۴

انتخاب شد (جدول ۳). حجم محلول اسید استناریکی که به خاک‌ها اضافه می‌شد، به طوری بود که حالت اشباع در خاک‌ها ایجاد شود تا خاک‌ها به طور یکنواخت آبگریز شوند.

جدول ۳- مقدار اسید استناریک مورد نیاز برآورد شده با آزمون WDPT جهت ایجاد درجه‌های مشخص آبگریزی در دو خاک.

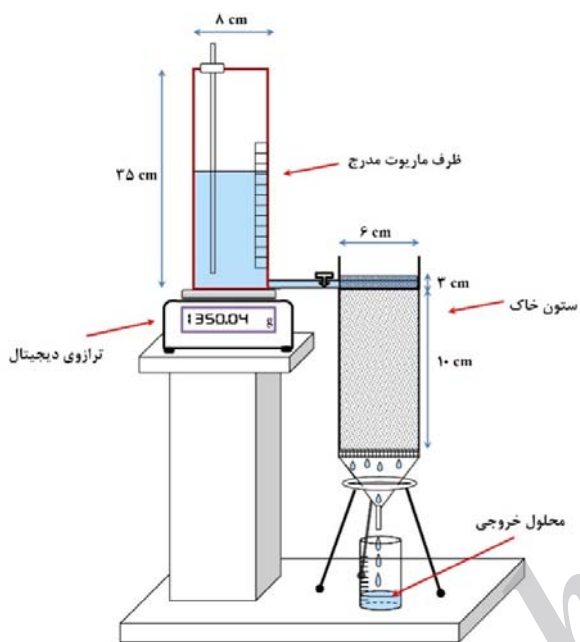
درجه آبگریزی	خاک لوم شنی	خاک لوم رسی
مقدار اسید استناریک مورد نیاز ( $\text{g kg}^{-1}$ soil)		
۱ (بدون آبگریزی)	صفر	صفر
۲ (آبگریزی جزئی)	۸	۱۴
۳ (آبگریزی زیاد)	۹	۱۴٫۵
۴ (آبگریزی شدید)	۹٫۷	۱۵
۵ (آبگریزی خیلی شدید)	۱۵	۲۰

اندازه‌گیری مشخصات نفوذ در ستون‌های خاک دست‌خورده انجام یافت فنگ و همکاران ۲۰۰۲، آریه و همکاران ۲۰۱۱). به این منظور خاک‌های آبگریز آماده‌شده در ۵ درجه مختلف (مطابق جدول ۳)، با چگالی ظاهری خشک ۱٫۴ برای خاک لوم شنی و چگالی ظاهری خشک ۱٫۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب برای خاک لوم رسی در استوانه‌های PVC با قطر ۶ و ارتفاع ۱۰ سانتی‌متر در سه تکرار پر شدند. برای جلوگیری از ریزش خاک، ته استوانه‌ها با توری فلزی و پارچه کتان بسته شد. جریان آب (محلول ۰٫۰۱ مولار  $\text{CaCl}_2$ ) با ایجاد بار ثابت سه سانتی‌متر در سطح خاک با به‌کارگیری ظرف ماریوت برقرار (شکل ۱) و اندازه-

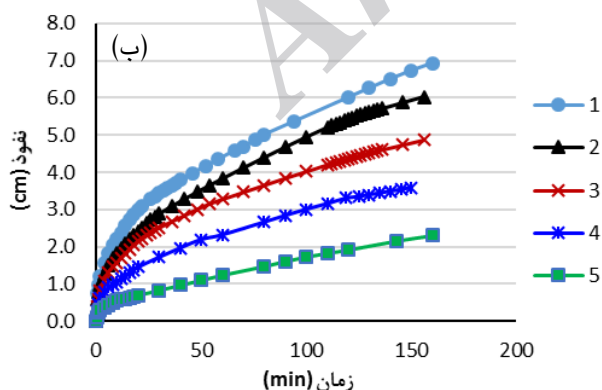
با توجه به هدف این تحقیق که بررسی درجه‌های متفاوت آبگریزی و در شرایط یکسان از نظر دیگر ویژگی‌های خاک، اثر آبگریزی بر نفوذ آب بود و در طبیعت یافتن خاک‌هایی که دارای درجه‌های متفاوت آبگریزی بوده و به صورت همزمان خصوصیات فیزیکی آن‌ها یکسان باشد تقریباً ممکن نیست، بدین جهت لازم بود تا آبگریزی به صورت مصنوعی ایجاد گردد. به همین دلیل برای ایجاد آبگریزی یکنواخت در هر یک از درجه‌های آبگریزی در خاک‌های مورد بررسی با خصوصیات فیزیکی یکسان آن‌ها را به صورت دست‌خورده آبگریز نمودیم.

برای ایجاد درجه‌های مختلف آبگریزی از غلظت‌های متفاوت استناریک اسید استفاده شد. با توجه به حلالیت بسیار کم اسید استناریک در آب (لی‌لامانیه و همکاران ۲۰۰۸)، از استون به عنوان حلال در اضافه نمودن اسید استناریک به خاک استفاده شد. ابتدا مقدار اسید استناریک لازم جهت رسیدن به درجه‌های آبگریزی متفاوت به صورت تجربی تعیین شد. به این ترتیب که محلول‌هایی با غلظت‌های متفاوت اسید استناریک (در دامنه وسیع) تهیه و به مقدار مشخصی از خاک اضافه شد. پس از تبخیر کامل استون پس از حدود یک هفته و خشک شدن خاک، WDPT برای هر یک از این خاک‌ها اندازه‌گیری شد. سپس با توجه به کلاس بندی درجه آبگریزی دکر و ریتسما (۱۹۹۴)، برای هر یک از دو خاک لوم شنی و لوم رسی چهار غلظت اسید استناریک برای ایجاد چهار درجه مختلف آبگریزی

هریک از درجه‌های آبریزی به ترتیب برابر ۴/۳۷، ۳/۸۲، ۳/۲۷، ۲/۳۲ و ۱/۲۳ سانتی‌متر بود. بنس و همکاران (۲۰۰۷) و آریه و همکاران (۲۰۱۱) نیز نتایج مشابهی در کاهش نفوذ با افزایش آبریزی خاک‌ها گزارش نموده‌اند. آنان بیان نمودند که آبریزی خاک، یکی از دلایل مهم کاهش نفوذ و هدایت هیدرولیکی در خاک‌ها می‌باشد.



شکل ۱- ستون خاک و ظرف ماریوت جهت ایجاد بار آبی ثابت.



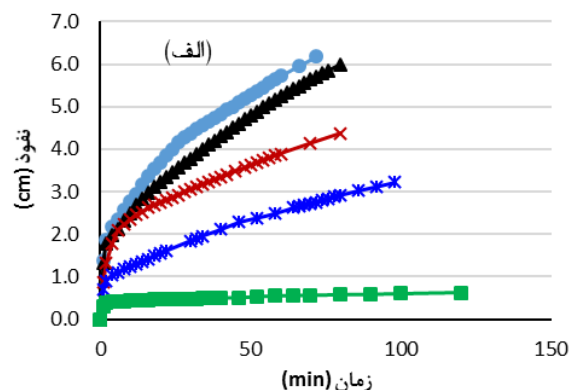
شکل ۲- منحنی نفوذ تجمعی (میانگین سه تکرار داده‌های اندازه‌گیری شده نفوذ) خاک لوم شنی (الف) و خاک لوم رسی (ب) در درجه‌های مختلف آبریزی.

گیری مقدار تجمعی آب نفوذ یافته به خاک در زمان‌های کوتاه دو دقیقه‌ای با توجه به کاهش سطح آب در ظرف ماریوت و توزین (با استفاده از ترازوی با دقت ۰/۰۱ گرم برای افزایش دقت اندازه‌گیری مقدار نفوذ) مستمر ظرف ماریوت صورت گرفت.

اتمام آزمایش درجایی بود که مقدار نفوذ آب در زمان‌های دو دقیقه ثابت شد، یعنی به سرعت نفوذ پایه رسیدیم. در نهایت منحنی نفوذ در درجه‌های مختلف آبریزی برای دو خاک فوق‌الذکر حاصل شد. برای برازش داده‌های مشاهده‌ای به مدل‌های نفوذ و برآورد ضرایب مدل‌ها از نرم‌افزار Excel 2013 استفاده شد.

### نتایج و بحث

منحنی‌های نفوذ تجمعی (میانگین ۳ تکرار اعداد اندازه‌گیری شده نفوذ) برای خاک لوم شنی و لوم رسی با درجه‌های متفاوت آبریزی در شکل ۲ نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل ۲ دیده می‌شود با افزایش درجه آبریزی شاهد کاهش مقدار نفوذ تجمعی در هر دو خاک هستیم، به طوری که پس از گذشت زمان‌های برابر در خاک با آبریزی بیشتر، نفوذ تجمعی کمتر مشاهده شد. به عنوان نمونه در خاک لوم شنی در زمان ۶۰ دقیقه مقدار نفوذ تجمعی در هر یک از درجه‌های آبریزی به ترتیب برابر ۵/۷۲، ۵/۲۵، ۳/۸۹، ۲/۵۱ و ۰/۵۴۸ سانتی‌متر بود. در خاک لوم رسی نیز در زمان ۶۰ دقیقه پس از شروع آزمایش، مقدار نفوذ تجمعی در



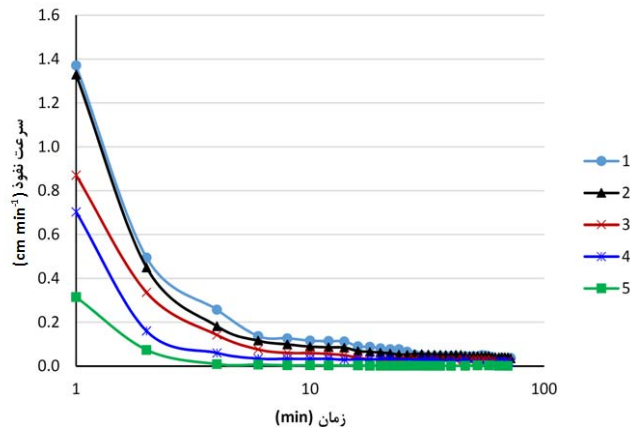
(الف)

سانتی‌متر بر دقیقه بود. اندازه‌گیری خروج آب از انتهای ستون خاک در زمان‌های مشخص نشان‌دهنده این بود که با افزایش درجه آبگریزی در خاک خروج آب از انتهای ستون‌ها دیرتر مشاهده شد. خروج آب به ترتیب در ستون‌های خاک با افزایش آبگریزی در زمان‌های ۹۴، ۱۰۰، ۱۱۰، ۱۱۹ و ۱۷۸ دقیقه اتفاق افتاد که در روی شکل‌ها نشان داده شده است. کاهش نفوذپذیری در اثر افزایش درجه آبگریزی در مطالعات وانگ و همکاران (۲۰۰۰)، بنس و همکاران (۲۰۰۷) نیز گزارش شده است. کاریلو و همکاران (۲۰۰۰) بیان نمودند که آبگریزی در سطح خاک می‌تواند اثر ویژه‌ای بر نفوذ آب در خاک داشته باشد، زیرا در این حالت آب قادر نخواهد بود بر فشار ورود هوای خاک غلبه نماید. یارویس و همکاران (۲۰۰۸) در مطالعات خود کاهش چشمگیر ظرفیت نفوذ آب به خاک ناشی از آبگریزی را گزارش نمودند.

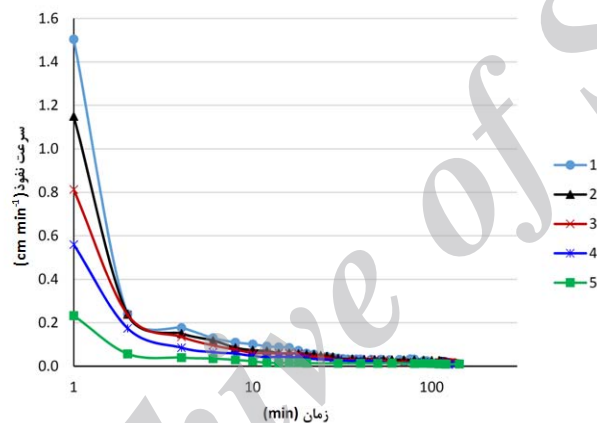
اثر آبگریزی بر کاهش نفوذ آب در خاک شنی بیشتر مشهود است، زیرا به خاطر سطح ویژه کم خاک-های درشت‌بافت که مواد ایجاد کننده آبگریزی (در این تحقیق اسید استئاریک) ذرات خاک را در چنین خاک-هایی با سهولت بیشتری نسبت خاک‌های ریزبافت پوشش می‌دهند و باعث اثر بیشتر آبگریزی و یا به عبارت دیگر باعث کاهش یا تأخیر بیشتر در نفوذ آب در چنین خاک‌هایی می‌شوند. همچنین با توجه به اینکه در دامنه بالای آبگریزی (با  $WDPT > 3600$  s) که تفاوت بیشتری نسبت به درجه‌های کمتر آبگریزی در خصوصیات نفوذ دو خاک مشاهده شده است، امکان اندازه‌گیری دقیق  $WDPT$  به علت عواملی مانند تبخیر قطره آب در طولانی‌مدت وجود ندارد، اندازه‌گیری پس از گذشت ۳۶۰۰ ثانیه متوقف شده و آبگریزی با درجه شدید ذکر گردید، ممکن است در این دامنه آبگریزی دو خاک لوم شنی و لوم رسی با اینکه دارای آبگریزی شدید هستند، مقدار  $WDPT$  متفاوت‌تری از هم داشته باشند که باعث شده در خاک لوم شنی با درجه آبگریزی پنج (با  $WDPT > 3600$  s) پس از دو روز خروج آب مشاهده نگردد. پس با توجه به اینکه مقایسه مورد ذکر شده به ویژه در درجه آبگریزی ۵ میسر نبود، امکان تحلیل بیشتری در این زمینه وجود نداشت.

شکل‌های ۳ و ۴ به ترتیب نشان‌دهنده مقدار متوسط سرعت نفوذ (میانگین سه تکرار اعداد اندازه‌گیری شده نفوذ) در دو خاک لوم شنی و لوم رسی می‌باشند. با افزایش درجه آبگریزی، در خاک لوم شنی مقدار متوسط سرعت نفوذ در زمان‌های اولیه نفوذ آب کاهش یافته است (شکل ۳). مقدار متوسط سرعت نفوذ اولیه با افزایش درجه آبگریزی به ترتیب ۱/۳۷، ۱/۳۳، ۰/۸۷، ۰/۷۰۳ و ۰/۳۱۵ سانتی‌متر بر دقیقه بود. در این ستون‌های خاک مقدار نهایی متوسط سرعت نفوذ (سرعت نفوذ پایه) به ترتیب برابر با ۰/۰۳۷، ۰/۰۳۴، ۰/۰۲۴، ۰/۰۱۶ و ۰/۰۰۱ سانتی‌متر بر دقیقه رسید. اندازه‌گیری خروج آب از انتهای ستون در زمان‌های مشخص نشان‌دهنده این بود که با افزایش درجه آبگریزی در خاک خروج آب از انتهای ستون‌ها دیرتر مشاهده شد. خروج آب در خاک شاهد (بدون آبگریزی) پس از گذشت ۳۴ دقیقه از شروع آزمایش مشاهده گردید ولی با افزایش آبگریزی در ستون‌های خاک خروج آب از انتهای ستون‌ها در دقایق ۵۰، ۵۶، ۶۴ و بی‌نهایت اتفاق افتاد. در خاک لوم شنی با آبگریزی خیلی شدید (۱۵ گرم اسید استئاریک در کیلوگرم خاک) خروج آب در انتهای ستون خاک بعد از گذشت دو روز نیز مشاهده نگردید. پیرسون و همکاران (۲۰۰۸) نیز کاهش نفوذ در خاک‌های آبگریز ناشی از آتش‌سوزی را گزارش نمودند. فنگ و همکاران (۲۰۰۲)، بنس و همکاران (۲۰۰۷) و مودی و همکاران (۲۰۰۹) نیز در مطالعات خود بیان نمودند که افزایش درجه آبگریزی موجب کاهش نفوذپذیری آب به خاک می‌گردد و رابطه معکوسی بین هدایت هیدرولیکی نهایی خاک و ضریب جذبی آب با درجه آبگریزی خاک وجود دارد.

همچنین همان‌طور که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، مقدار متوسط سرعت نفوذ با افزایش درجه آبگریزی، در خاک لوم رسی نیز در زمان‌های اولیه نفوذ آب کاهش یافته است، به طوری که مقدار متوسط سرعت نفوذ در شروع آزمایش به ترتیب ۱/۵۰، ۱/۱۵، ۰/۸۱، ۰/۵۶ و ۰/۲۳ سانتی‌متر بر دقیقه بود. مقدار نهایی متوسط سرعت نفوذ در خاک لوم رسی برای ستون-های خاک با درجه‌های مختلف آبگریزی ذکر شده به ترتیب برابر با ۰/۰۲۰، ۰/۰۱۶، ۰/۰۱۳، ۰/۰۱۰ و ۰/۰۰۸



شکل ۳- منحنی سرعت نفوذ خاک لوم شنی در درجه‌های متفاوت آبریزی.



شکل ۴- منحنی سرعت نفوذ خاک لوم رسی در درجه‌های متفاوت آبریزی.

همان‌گونه که دیده می‌شود با افزایش آبریزی خاک، مقدار S (ضریب جذب آب) کاهش یافته است. به طوری که از ۱/۴۱۹۲ در خاک بدون آبریزی به ۰/۳۱۳۸ در خاک با آبریزی خیلی شدید رسیده است. مودی و همکاران (۲۰۰۹) نیز کاهش ضریب جذبی آب ناشی از آبریزی را گزارش نموده‌اند. بالاترین ضریب تبیین برای این مدل در خاک با درجه آبریزی سه مشاهده گردید.

اثرات آبریزی بر ضرایب معادلات نفوذ کوستیاکف و فیلیپ خاک لوم رسی در جدول ۵ نشان داده شده است. همان‌گونه که در جدول ۵ دیده می‌شود افزایش درجه آبریزی باعث افزایش ضریب  $\alpha$  مدل کوستیاکف برازش داده شده به داده‌های آزمایشی شده است. همچنین با افزایش درجه آبریزی ضریب تبیین

اثرات آبریزی بر ضرایب معادلات نفوذ کوستیاکف و فیلیپ خاک لوم شنی در جدول ۴ نشان داده شده است. همان‌گونه که در جدول ۴ دیده می‌شود افزایش درجه آبریزی باعث کاهش ضرایب مدل کوستیاکف ( $\alpha$  و  $c$ ) برازش داده شده به داده‌های آزمایشی شده است. همچنین با افزایش درجه آبریزی ضریب تبیین معادلات نیز کاهش یافته است، که نشان‌دهنده این است که مدل‌های نفوذ فوق‌الذکر در دامنه‌های بالای آبریزی نسبت به خاک شاهد برازش خوبی به داده‌های نفوذ نداشته‌اند. بالاترین ضریب تبیین در خاک شاهد (۱) مشاهده شد. تغییرات ضرایب مشاهده شده برای مدل فیلیپ نیز در جدول ۴ نشان داده شده است.



درجه‌های آبریزی یکسان تقریباً نزدیک به هم است. همچنین افزایش درجه آبریزی از درجه یک تا پنج موجب کاهش مقدار سرعت نفوذ پایه (K مدل فیلیپ) در هر دو خاک شد. دلیل این امر می‌تواند کاهش سطح مقطع جریان در اثر از دسترس خارج شدن برخی از منافذ برای جریان آب بر اثر افزایش درجه آبریزی باشد. مقدار شیب منحنی سرعت نفوذ (ضریب  $\alpha$  مدل کوستیاکف) در خاک لوم شنی کاهش ولی در خاک لوم رسی افزایش یافته است. با توجه به اطلاعات موجود و اینکه تحقیق خاصی در این زمینه در مطالعات دیگر محققان وجود نداشت، تحلیل جامعی که بیان‌کننده این امر باشد میسر نشد.

معادلات نیز کاهش یافته است. بالاترین ضریب تبیین در خاک شاهد (۱) مشاهده شد. در جدول ۵ با افزایش آبریزی خاک، مقدار S (ضریب جذب آب) کاهش یافته است. به طوری که از ۱/۰۳۲۶ در خاک بدون آبریزی به ۰/۱۸۸۵ در خاک با آبریزی خیلی شدید رسیده است. بالاترین ضریب تبیین برای این مدل نیز در خاک شاهد مشاهده گردید.

نتایج حاصل از جدول‌های ۴ و ۵ نشان می‌دهد که افزایش درجه آبریزی از درجه یک تا پنج در هر دو خاک با کاهش قدرت خیس‌شدگی خاک اثر شدیدی بر ضریب جذب سطحی خاک (ضریب S مدل فیلیپ و ضریب c مدل کوستیاکف) داشته و به شدت آن را کاهش داده است. همان‌طور که در جدول‌های ۴ و ۵ دیده می‌شود مقدار این دو ضریب در هر دو خاک در

جدول ۴- ضرایب مدل نفوذ کوستیاکف ( $I=ct^{\alpha}$ ) و مدل نفوذ فیلیپ ( $I = S\sqrt{t} + Kt$ ) خاک لوم شنی در درجه‌های مختلف آبریزی.

مدل فیلیپ				مدل کوستیاکف				درجه آبریزی
RMSE	R <sup>2</sup>	K	S	RMSE	R <sup>2</sup>	$\alpha$	c	
۷/۹۲۹	۰/۹۸۴۵	۰/۱۱۵۲ <sup>c</sup>	۱/۴۱۹۲ <sup>e</sup>	۰/۱۰۴	۰/۹۹۰۷	۰/۳۵۴۵ <sup>c</sup>	۱/۳۰۵۸ <sup>e</sup>	۱
۸/۰۱۶	۰/۹۷۲۴	۰/۱۰۲۸ <sup>d</sup>	۱/۳۲۸۶ <sup>d</sup>	۰/۱۸۰	۰/۹۷۷۶	۰/۳۵۱۴ <sup>d</sup>	۱/۱۹۱۴ <sup>d</sup>	۲
۴/۶۲۶	۰/۹۹۴۳	۰/۰۶۸۷ <sup>c</sup>	۰/۹۷۲۷ <sup>c</sup>	۰/۰۸۸	۰/۹۷۴۵	۰/۳۱۷ <sup>c</sup>	۱/۰۵۹۸ <sup>c</sup>	۳
۳/۷۶۷	۰/۹۶۹۶	۰/۰۶۰۵ <sup>b</sup>	۰/۷۰۱۹ <sup>b</sup>	۰/۱۱۹	۰/۹۶۴۷	۰/۳۱۱۷ <sup>b</sup>	۰/۶۴۷۷ <sup>b</sup>	۴
۴/۴۳۸	۰/۹۵۱۳	۰/۰۳۵۹ <sup>a</sup>	۰/۳۱۳۸ <sup>a</sup>	۰/۰۲۰	۰/۹۴۷۴	۰/۱۳۳۹ <sup>a</sup>	۰/۳۱۸۹ <sup>a</sup>	۵

c: (cm min<sup>-۰.۵</sup>), S: (cm min<sup>-۱</sup>), K: (cm min<sup>-۱</sup>).

\* حروف کوچک متفاوت انگلیسی در هر ستون نشان‌دهنده معنی‌دار بودن تفاوت در هر یک از دو خاک است (p < ۰/۰۱).

جدول ۵- ضرایب مدل نفوذ کوستیاکف ( $I=ct^{\alpha}$ ) و مدل نفوذ فیلیپ ( $I = S\sqrt{t} + Kt$ ) خاک لوم رسی در درجه‌های مختلف آبریزی.

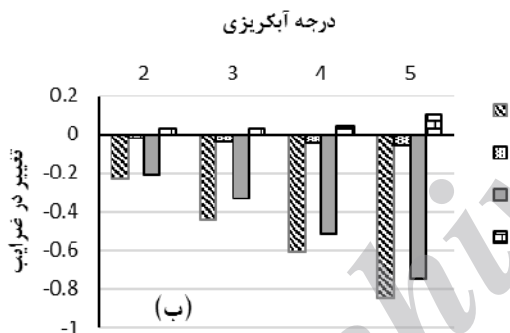
مدل فیلیپ				مدل کوستیاکف				درجه آبریزی
RMSE	R <sup>2</sup>	K	S	RMSE	R <sup>2</sup>	$\alpha$	c	
۹/۳۰۹	۰/۹۸۷۰	۰/۰۶۲۹ <sup>c</sup>	۱/۰۳۲۶ <sup>e</sup>	۰/۱۰۵۵	۰/۹۹۸۰	۰/۳۹۰۵ <sup>a</sup>	۰/۹۲۱۱ <sup>e</sup>	۱
۶/۲۰۱	۰/۹۹۰۷	۰/۰۴۲۳ <sup>d</sup>	۰/۸۰۲۶ <sup>d</sup>	۰/۱۰۳۷	۰/۹۹۷۲	۰/۴۱۸۳ <sup>b</sup>	۰/۷۱۴۲ <sup>d</sup>	۲
۳/۲۳۱	۰/۹۹۹۱	۰/۰۲۰۷ <sup>c</sup>	۰/۵۹ <sup>c</sup>	۰/۰۷۱۱	۰/۹۹۹۸	۰/۴۲۲۵ <sup>c</sup>	۰/۵۹۰۶ <sup>c</sup>	۳
۲/۲۹۹	۰/۹۹۱۶	۰/۰۱۵۱ <sup>b</sup>	۰/۴۲۴ <sup>b</sup>	۰/۰۴۵۸	۰/۹۹۹۷	۰/۴۳۲۴ <sup>d</sup>	۰/۴۰۷۶ <sup>b</sup>	۴
۰/۲۶۵۲	۰/۹۶۴۵	۰/۰۰۲۲ <sup>a</sup>	۰/۱۸۸۵ <sup>a</sup>	۰/۰۶۹۵	۰/۹۸۷۶	۰/۴۹۵۵ <sup>e</sup>	۰/۱۷۶۶ <sup>a</sup>	۵

c: (cm min<sup>-۰.۵</sup>), S: (cm min<sup>-۱</sup>), K: (cm min<sup>-۱</sup>).

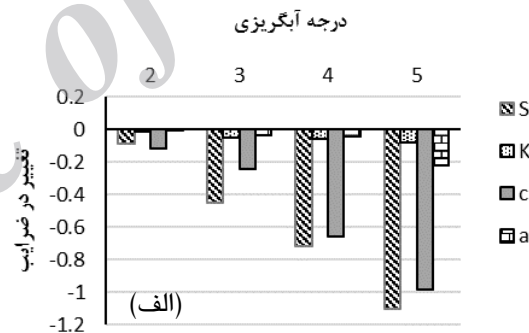
\* حروف کوچک متفاوت انگلیسی در هر ستون نشان‌دهنده معنی‌دار بودن تفاوت در هر یک از دو خاک است (p < ۰/۰۱).

های بیشتری در این زمینه است تا دلیل اصلی آن مورد بررسی قرار گیرد.

همچنین با افزایش درجه آبگریزی ضرایب S فیلیپ و c کوستیاکف به شدت کاهش یافته‌اند که نشان‌دهنده این است که آبگریزی از طریق جلوگیری از خیسیدگی سریع خاک باعث کاهش نفوذ شده است (مودی و همکاران ۲۰۰۹). مقایسه میانگین بین ضرایب معادلات در درجه‌های مختلف آبگریزی و ضرایب معادله در حالت بدون آبگریزی نشان‌دهنده اختلاف معنی‌دار در سطح یک درصد بود. یعنی آبگریزی باعث تغییرات معنی‌دار در ضرایب معادلات کوستیاکف و فیلیپ شده است. با توجه به اینکه در بررسی منابع، تحقیقی در مورد مقایسه ضرایب مدل‌های نفوذ در اثر آبگریزی یافت نشد، امکان مقایسه نتایج تغییرات ضرایب مدل‌ها با مطالعات دیگر محققان میسر نشد.



تغییرات ضرایب معادلات نفوذ کوستیاکف و فیلیپ در درجه‌های متفاوت آبگریزی نسبت به خاک شاهد (بدون آبگریزی) در شکل ۵ نشان داده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، آبگریزی غالباً باعث شده تا ضرایب نسبت به شرایط بدون آبگریزی کاهش یابند، به‌ویژه در مورد ضریب جذبی آب (S) فیلیپ که با افزایش درجه آبگریزی به شدت کاهش یافته است. نکته قابل‌توجه در شکل ۵ تغییرات ضریب  $\alpha$  مدل کوستیاکف با افزایش درجه آبگریزی است. در خاک لوم شنی ضریب  $\alpha$  کوستیاکف نسبت به خاک بدون آبگریزی کاهش یافته است، اما در خاک لوم رسی افزایش این ضریب نسبت به خاک بدون آبگریزی دیده شد. با توجه به اطلاعات موجود و اینکه تحقیق خاصی در این زمینه در مطالعات دیگر محققان وجود نداشت، تحلیل جامعی که بیان‌کننده این امر باشد میسر نشد. نیاز به پژوهش-



شکل ۵- تغییرات ضرایب مدل‌های نفوذ کوستیاکف (c و  $\alpha$ ) و فیلیپ (S و K) در درجه‌های مختلف آبگریزی در مقایسه با خاک بدون آبگریزی (درجه ۱) الف: خاک لوم شنی، ب: خاک لوم رسی.

شد تا خاک به صورت یک ماده غیرقابل نفوذ عمل نماید. نتایج همچنین نشان‌دهنده این بود که در بین دو مدل بررسی شده، مدل کوستیاکف بهترین برازش را به داده‌های مشاهده‌ای در درجات آبگریزی نشان داد و بالاترین  $R^2$  و کمترین RMSE را داشت. بنابراین استفاده از این مدل در خاک‌های آبگریز توصیه می‌شود. همچنین افزایش درجات آبگریزی تغییرات معنی‌داری در ضرایب معادلات کوستیاکف و فیلیپ برازش داده شده به داده‌های آزمایشی نسبت به خاک بدون آبگریزی داشت. نکته مهم در این تحقیق تغییرات ضریب  $\alpha$  در مدل کوستیاکف در دو خاک با افزایش آبگریزی بود که روند عکس داشتند.

### نتیجه‌گیری کلی

نتایج کلی حاصل از آزمایش‌ها نشان داد که افزایش درجات آبگریزی با اثر بر ضریب جذبی آب و مقاومت در نفوذ آب از سطح خاک باعث کاهش مقدار نفوذ جمعی، مقدار اولیه متوسط سرعت نفوذ شده است. همچنین اثر افزایش آبگریزی برافزایش مقاومت در مقابل نفوذ آب به خاک با کاهش ضریب جذبی آب در مدل فیلیپ همخوانی دارد. آبگریزی خاک با اثری که بر کاهش سطح مسیر جریان دارد بر مقدار نهایی متوسط سرعت نفوذ نیز تأثیرگذار بوده و باعث کاهش آن نسبت به حالت غیر آبگریز شد. مقاومت شدید یا تأخیر قابل‌توجه در نفوذ آب در درجات بالای آبگریزی (آبگریزی خیلی شدید با WDPT بالای ۳۶۰۰ ثانیه) باعث

## منابع مورد استفاده

- ذوالفقاری ع، حاج‌عباسی مع، ۱۳۸۷، تأثیر تغییر کاربری اراضی بر خصوصیات فیزیکی و آبریزی خاک در مراتع فریدون‌شهر و جنگل‌های لردگان. آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۲، شماره ۲، صفحه‌های ۲۵۱ تا ۲۶۲.
- موسوی س‌ب، نیشابوری مر و فیضی اصل و، ۱۳۸۴. نفوذپذیری و تعیین ضرایب معادلات نفوذ با روش‌های استوانه مضاعف، باران‌ساز مصنوعی و آبیاش. دانش کشاورزی، جلد ۱۵، شماره ۱، صفحه‌های ۷۹ تا ۹۱.
- نیشابوری مر، فاخری‌فرد ا، فرسادی‌زاده د، صادقیان ن و خیری ج. ۱۳۸۸. ضرایب مدل‌های نفوذ فیلپ، کاستیاکف و کاستیاکف اصلاح شده بر مبنای جرم مخصوص ظاهری و رطوبت اولیه خاک. نشریه دانش آب و خاک، جلد ۱۹، شماره ۲، صفحه‌های ۵۷ تا ۶۹.
- Arye G, Tarchitzky J and Chen Y. 2011. Treated wastewater effects on water repellency and soil hydraulic properties of soil aquifer treatment infiltration basins. *Journal of Hydrology* 397: 136–145.
- Bachmann J, Deurer M and Arye G, 2007. Modeling water movement in heterogeneous water-repellent soil: 1. development of a contact angle-dependent water-retention model. *Vadose Zone Journal* 6: 436–445.
- Bachmann J, Ellies A, and Hartge KH, 2000. A development and application of a new sessile drop contact angle method to assess soil water repellency. *Journal of Hydrology* 231–232: 66–75.
- Bens O, Wahl NA, Fischer H and Huttl RF, 2007. Water infiltration and hydraulic conductivity in sandy cambisols: impacts of forest transformation on soil hydrological properties. *European Journal of Forest Research* 126: 101–109.
- Bouma J, 1983. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. *Agricultural Water Management* 6: 177–190.
- Buczko U, Bens O, Fischer H and Huttl RF, 2002. Water repellency in sandy luvisols under different forest transformation stages in northeast Germany. *Geoderma* 109: 1–18.
- Carrillo MLK, Letey J and Yates SR, 2000. Unstable water flow in a layered soil: I. Effects of a stable water-repellent layer. *Soil Science Society of America Journal* 64: 450–455.
- DeBano LF, 1981. Water-repellent soils: a state of the art. General Technical Report, PSW-46. United States Department of Agriculture, Forest Service. Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station, Berkeley, CA.
- Dekker LW and Jungerius PD, 1990. Water repellency in the dunes with special reference to The Netherlands. *Catena Supplement* 18: 173-183.
- Dekker LW and Ritsema CJ, 1994. How water moves in a water repellent sandy soil: 1. Potential and actual water repellency. *Water Resources Research* 30: 2507–2517.
- Dekker LW and Ritsema CJ. 1996. Uneven moisture patterns in water repellent soils. *Geoderma*. 70:87-99.
- Dekker LW, Ritsema CJ and Oostindie K, 2003. Water repellency in dunes along the dutch coast, Pp. 99-113. In: Ritsema CJ and Dekker LW (eds). *Soil Water Repellency – Occurrence, Consequences and Amelioration*. Elsevier Amsterdam.
- Doerr SH, Shakesby RA and Walsh RPD, 2000. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews* 51: 33-65.
- Feng GL, Letey J and Wu L, 2001. Water ponding depths affect temporal infiltration rates in a water-repellent sand. *Soil Science Society of America Journal* 65: 315–320.
- Feng GL, Letey J and Wu L, 2002. The Influence of Two Surfactants on Infiltration into a Water-Repellent Soil. *Soil Science Society of America Journal* 66: 361–367.
- Gerke HH, Hangen E, Schaaf W and Huttl RF, 2001. Spatial variability of potential water repellency in a lignitic mine soil afforested with *Pinus nigra*. *Geoderma* 102: 255–274.
- Green W and Ampt GA, 1911. Studies on soil physics, I. Flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science* 4:1-24.
- Jarvis N, Etana A and Stagnitti F, 2008. Water repellency, near-saturated infiltration and preferential solute transport in a macroporous clay soil. *Geoderma* 143: 223–230.

- Kostiakov AN, 1932. On the dynamics of coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying in from dynamic point of view for purposes of amelioration. Transactions of 6th Committee International Society of Soil Science, Russia, Part A: 17-21.
- Leelamanie DAL, Karube J and Yoshida A, 2008. Characterizing water repellency indices: Contact angle and water drop penetration time of hydrophobized sand. *Soil Science and Plant Nutrition* 54: 179–187.
- Letey J, Carrillo MLK and Pang XP, 2000. Approaches to characterize the degree of water repellency. *Journal of Hydrology* 231–232: 61–65.
- Moody JA, Kinner DA and Úbeda X, 2009. Linking hydraulic properties of fire-affected soils to infiltration and water repellency. *Journal of Hydrology* 379: 291–303.
- Philip JR, 1957a. The theory of infiltration: 1. the infiltration equation and its solution. *Soil Science* 83: 345-388.
- Philip JR, 1957b. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science* 83: 257-264.
- Pierson FB, Robichaud PR, Moffet CA, Spaeth KE, Williams CJ, Hardegree SP and Clark PE, 2008. Soil water repellency and infiltration in coarse-textured soils of burned and unburned sagebrush ecosystems. *Catena* 74: 98–108.
- Regalado CM and Ritter A, 2005. Characterizing Water Dependent Soil Repellency with Minimal Parameter Requirement. *Soil Science Society of America Journal* 69: 1955–1966.
- Robichaud PR, Lewis SA and Ashmun LE. 2008. New Procedure for Sampling Infiltration to Assess Post-fire Soil Water Repellency. USDA Forest Service Research Note RMRS-RN-33. 14 p.
- Roy JL and McGill WB, 2002. Assessing Soil Water Repellency Using the Molarity of Ethanol Droplet (Med) Test. *Soil Science* 167(2): 83-97.
- Tumer K, Stoffregen H and Wessolek G, 2005. Determination of repellency distribution using soil organic matter and water content. *Geoderma* 125: 107– 115.
- Valiantzas JD. 2010. New linearized two parameter infiltration equation for direct determination of conductivity and sorptivity. *Journal of Hydrology* 384(1–2): 1–13.
- Van Dam JC, Hendrickx JMH, Van Ommen HC, Bannink MH, Van Genuchten MTH and Dekker LW, 1990. Water and solute movement in a coarse-textured water-repellent field soil. *Journal of Hydrology* 120: 359-379.
- Wallis MG, Horne DJ and McAuliffe KW, 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. *New Zealand Journal of Agriculture Research* 33: 139–144.
- Wang Z, Wu L and Wu QJ, 2000. Water-entry value as an alternative indicator of soil water-repellency and wettability. *Journal of Hydrology* 231–232: 76–83.