



دوره‌ی ۳۳، شماره‌ی ۴، شماره‌ی پیاپی ۱۲۹، زمستان ۱۳۹۹، صفحه‌های ۹۳-۷۷
شناسه‌ی دیجیتال: 10.22092/wmej.2020.123725.1161

پژوهش‌های آبخیزداری

نقش اندوده‌ی سطحی ناشی از باران‌های متوالی در مؤلفه‌های روان‌آب در آبخیز کجور مازندران

رضا زارعی

دانش‌آموخته‌ی کارشناسی‌ارشد، گروه مهندسی آبخیزداری، دانشکده‌ی منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، نور، ایران

عبدالواحد خالدی درویشان

(نویسنده‌ی مسئول)* دانشیار گروه آبخیزداری، دانشکده‌ی منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، نور، مازندران، ایران

*رایانامه‌ی نویسنده‌ی مسئول: a.khaledi@modares.ac.ir

تاریخ دریافت: ۲۳ مهر ۱۳۹۷ تاریخ پذیرش: ۲۷ اسفند ۱۳۹۸

چکیده

تخریب خاک‌دانه‌ها بر اثر برخورد قطره‌های باران باعث شکل‌گیری اندوده‌ی سطحی، کاهش زبری و بسته‌شدن منافذ سطح خاک و به دنبال آن افزایش روان‌آب و فرسایش خاک می‌شود. توالی بارندگی از جمله رخدادهایی است که به‌رغم تأثیر در شکست خاک‌دانه‌ها و ایجاد اندوده‌ی سطحی، تاکنون کم‌تر از این جنبه بررسی شده است. در این پژوهش اثر سه باران متوالی و شکل‌گیری اندوده‌ی سطحی در دو نوع خاک لومی-شنی و لومی-شنی-رسی در کرت‌های کوچک آزمایشگاهی و با شبیه‌سازی باران به مدت ۱۵ دقیقه پس از شروع روان‌آب با شدت‌های ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت بر مؤلفه‌های روان‌آب و هدرفت خاک بررسی شد. نتایج نشان داد که در هر دو بافت خاک و هر دو شدت بارندگی، اندوده‌ی سطحی خاک بر اثر باران‌های متوالی ایجاد شد. توالی بارندگی بر زمان شروع، حجم و زمان خاتمه‌ی روان‌آب تأثیر معنی‌دار ($P < 0/01$) داشت. برپایه‌ی تصویربرداری سه‌بعدی در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت بر اثر توالی بارندگی زبری سطح خاک میان‌بافت-شنی از ۱/۳۰ به ۱/۱۸ میلی‌متر و در خاک میان‌بافت-شنی-رسی از ۱/۸۰ به ۱/۳۱ رسید. در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت اندازه‌ی زبری افزایش یافت و به ۲/۳۷ و ۱/۹۹ میلی‌متر به ترتیب در میان‌بافت-شنی و میان‌بافت-شنی-رسی رسید. با توجه به اثر باقی‌مانده‌های پوشش گیاهی بر اصلاح ساختمان و حفاظت ساختمانی خاک سطحی در برخورد قطره‌های باران، پیشنهاد می‌شود در راستای کاهش اندوده‌ی سطحی، از چرای بی‌رویه جلوگیری و پوشش گیاهی منطقه با کنش‌های اصلاحی تقویت شود.

واژگان کلیدی: پاسخ آب‌شناسی، پایداری خاک‌دانه، زبری سطح خاک، شبیه‌سازی باران، عکس‌برداری سه‌بعدی

مقدمه

خاک یکی از مهم‌ترین منابع طبیعی هر کشور است که بیش‌تر مواد غذایی بشر مستقیم و نامستقیم از آن تأمین می‌شود و بستر مهمی فعالیت‌های تولیدی انسان است (رفاهی ۲۰۰۶). با توجه به رشد روز افزون جمعیت و محدودیت منابع، در قرن اخیر پدیده‌ی آلودگی منابع آب و خاک، فرسایش و تولید رسوب برای جامعه‌ی بشری مسائل و مشکلات زیادی را ایجاد کرده است (پیمنتل و همکاران ۱۹۹۵). به‌طوری که امروزه فرسایش خاک یکی از جدی‌ترین مشکلات کشورهای در حال توسعه و بسیاری از کشورهای توسعه یافته است (خیرفام و همکاران ۲۰۱۷). اگر چه متوقف کردن کامل فرسایش خاک تا حد شرایط طبیعی امکان‌پذیر نیست، ولی مهار کردن فرسایش و آلودگی‌های منابع آب و خاک در آبخیزها و طرح‌های بهره‌برداری از آب و خاک اجتناب‌ناپذیر است (غلامی و همکاران ۲۰۱۵ و ۲۰۱۶؛ صادقی و همکاران ۲۰۱۵ و ۲۰۱۶). بر همین اساس اولین گام برای حفاظت از منابع خاک و آب مطالعه و اندازه‌گیری دقیق عامل‌های مؤثر و تحلیل فرآیندهای حاکم بر فرسایش و تخریب خاک است (کومینو و همکاران ۲۰۱۶). نخستین شرط پیش‌گیری و کاهش فرسایش شناخت پاسخ آب‌شناسی خاک در مقابل بارش و ایجاد روان‌آب است؛ چرا که یکی از عامل‌های اصلی وقوع فرسایش ایجاد روان‌آب سطحی است. اگر چه روان‌آب به تغییر محیطی وابسته است اما از تغییر زمانی نیز تأثیر می‌گیرد (مرز و همکاران ۲۰۰۶؛ واعظی و همکاران ۲۰۰۸). گاهی تغییر روان‌آب فصلی است به‌طوری که در فصل زمستان به دلیل کاهش نفوذپذیری خاک و کاهش پوشش گیاهی (دونجو و همکاران ۲۰۰۴) افزایش پیدا می‌کند. در کنار تغییر زمانی روان‌آب در یک سال مقدار روان‌آب از رخدادی به رخداد دیگر نیز تغییر می‌کند. پس تولید روان‌آب تحت تأثیر باران، که در زمان‌های متفاوت بر خاک اثر می‌گذارد، متفاوت است (مرز و همکاران ۲۰۰۶). این موضوع در کنار تغییر ویژگی‌های باران به تغییر ویژگی‌های خاک نیز بستگی دارد. روان‌آب مدتی بعد از شروع بارندگی (که به ویژگی‌های شدت باران، مدت باران، خاک و شیب زمین وابسته است) شکل می‌گیرد. وقتی که اندازه‌ی نفوذ آب به درون خاک به دلایلی کاهش یابد این عامل باعث افزایش حجم روان‌آب می‌شود و باعث می‌شود که انرژی آب برای جابه‌جایی ذرات خاک بیش‌تر شود. اگر چه اندازه و مقیاس منطقه نیز از عامل‌های مؤثر بر زمان شروع و ضریب روان‌آب است (کامرات ۲۰۰۴)، اما صرف نظر از اولویت، مجموعه‌ی این عامل در مقیاس آبخیز و کرت تفاوت زیادی با یکدیگر ندارند و در مجموع می‌توان گفت ویژگی‌های بارندگی، شرایط خاک، پوشش گیاهی و شیب در تمامی مقیاس‌ها از جمله مهم‌ترین عامل‌های مؤثر بر زمان تشکیل و ضریب روان‌آب

است (شریفی و همکاران ۲۰۰۴). با توجه به این که افزایش شدت بارندگی در بیش‌تر خاک‌ها با فروپاشی ذرات ریز خاک باعث بسته‌شدن منافذ خاک و کاهش نفوذ و در نتیجه افزایش روان‌آب می‌شود، اما در مواقعی افزایش نفوذ به دلیل نبود شباهت مکانی ویژگی‌های نفوذ لایه‌ی سطحی خاک، موجب کاهش روان‌آب می‌شود (اسولین و بن‌هور ۲۰۰۶؛ پارسونس و استون ۲۰۰۶). پژوهشگران معتقدند که بارندگی مهم‌ترین عامل مؤثر در ایجاد فرسایش خاک است. سرعت ضربه‌ی قطره‌های باران به سطح بی پوشش گیاهی، مقدار زیادی انرژی جنبشی ایجاد می‌نماید که علاوه بر تخریب خاک‌دانه‌ها باعث می‌شود مواد حل‌شدنی خاک به آسانی در آب باران حل شوند (جاراد ۲۰۰۵). مقدار روان‌آب تحت تأثیر ویژگی‌های خاک از جمله بافت، ساختمان، نفوذپذیری و رطوبت اولیه، ویژگی‌های باران (شدت و مدت)، شیب و ویژگی‌های سطحی خاک است (بلانکو و لال ۲۰۰۸). نتایج کاستیلو و همکاران (۲۰۱۱) بر اندوده‌ی سطحی تشکیل شده در بافت‌های مختلف خاک نشان داد برخلاف آن چه انتظار می‌رفت تشکیل اندوده‌ی سطحی^۱ همواره با کاهش تخلخل، هدایت آبی و حفظ آب خاک همراه نبود. نتایج بوو و همکاران (۲۰۱۴) نشان می‌دهد که اندازه‌ی تولید روان‌آب و فرسایش در بافت‌های مختلف مشابه نیست. از طرفی نتایج آرناتز و همکاران (۲۰۰۷) و هاوکه و همکاران (۲۰۰۶) حاکی از آن است که شدت بارندگی اثر عکس بر زمان شروع روان‌آب و اثر مستقیم بر ضریب روان‌آب دارد. دفرشا و ملسه (۲۰۱۲) و سیگر (۲۰۰۷) به این نتیجه رسیدند که شدت بارندگی اثر بی معنا بر زمان شروع و ضریب روان‌آب دارد. نتایج دیپیرما و همکاران (۲۰۱۸) نشان داد که اندوده‌ی سطحی باعث افزایش تراکم توده‌ی خاک از ۳۸/۷ تا ۴۲/۱ شده است و باعث افزایش ضریب روان‌آب و کاهش نفوذ می‌شود. راموس و همکاران (۲۰۰۰) نشان دادند که در ۱۰ نوع خاک سطحی روان‌آب، تلفات و هدررفت خاک به‌طور معنی‌داری حساس به اندوده‌ی سطحی تشکیل شده در سطح خاک است. ضخامت اندوده‌ی سطحی تشکیل شده (آرمنیس و همکاران ۲۰۱۸) تحت تأثیر ویژگی‌های بافت خاک و ماده‌ی آلی است به‌طوری که در خاک میانه‌بافت-شنی با ماده‌ی آلی کم‌تر اندوده‌ی تشکیل شده بیش‌ترین ضخامت و در خاک میانه‌بافت-سیلتی-شنی با ماده‌ی آلی زیاد کم‌ترین ضخامت را داشته است. نتیجه‌های واعظی و حسن‌زاده (۲۰۱۶) نشان داد رطوبت خاک، تولید روان‌آب و هدررفت خاک تحت تأثیر معنی‌دار رخداد باران قرار گرفت و افزایش رطوبت خاک باعث کاهش ظرفیت نفوذ و به دنبال آن افزایش تولید روان‌آب و هدررفت خاک در رخدادهای متوالی باران شد. طبق پژوهش حسن‌زاده و همکاران (۲۰۱۳) رطوبت خاک، زمان آغاز روان‌آب و مقدار روان‌آب تحت

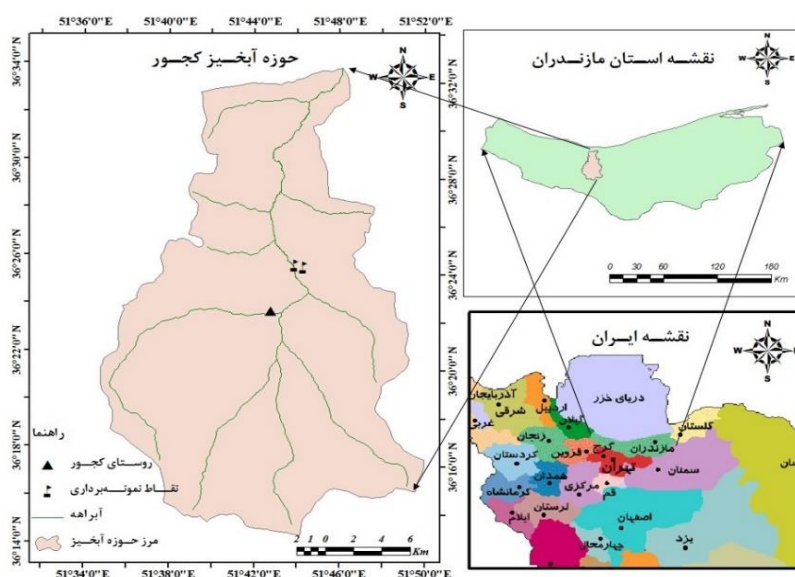
راه انسداد منافذ بزرگ، زبری سطح و تخلخل خاک کاهش یافته و باعث کاهش نفوذپذیری خاک و افزایش روان آب شده‌است (دابوکس و همکاران ۲۰۰۲؛ رایز و هیبرت ۲۰۰۸) و در نهایت در اثر تنش برشی ناشی از روان آب و جدایش، انتقال و رسوب گذاری ذرات خاک افزایش می‌یابد (ژائو و همکاران ۲۰۱۴). تأثیر اندوده‌ی سطحی خاک در کاهش پنجاه درصدی پوشش گیاهی (رایز و هیبرت ۲۰۰۸)، کاهش زی‌توده‌ی میکروبی خاک (پیوتروسکا-دوگوس و کارزینسکی ۲۰۱۵) و افزایش خطر سیل و کاهش حاصل‌خیزی خاک (پرز و گارسیا ۲۰۱۶) تأیید شده‌است. بنابراین، برای احیای خاک و مهار اندوده‌ی سطحی پیشنهاد می‌شود از چرای بی‌رویه جلوگیری و با کنش‌های اصلاحی پوشش گیاهی منطقه تقویت گردد. با هدف تکمیل یافته‌های پژوهش‌های پیشین و از آن‌جا که اندازه‌گیری ویژگی‌های آب‌شناسی در باران طبیعی زمان‌بر است و هزینه‌های سنگینی به دنبال دارد، و از سویی در طبیعت تکرار بارش‌هایی با شدت و توالی یکسان بسیار نادر است، شبیه‌ساز باران می‌تواند با صرفه‌جویی در زمان پژوهشی دقیق‌تر در تغییر روان آب در توالی‌های یکسان فراهم کند. در این پژوهش اثر متقابل شدت و توالی بارندگی بر پاسخ آب‌شناسی کرت در خاک‌هایی با بافت مختلف آزمایش شد.

مواد و روش‌ها

خاک کاربردی در پژوهش حاضر از زمین مرتعی محدودده‌ی روستای کجور واقع در استان مازندران با دو نوع خاک میانه‌بافت-شنی-رسی در موقعیت طول و عرض جغرافیایی ۵۱ درجه و ۴۵ دقیقه و ۲۳/۵ ثانیه و ۳۶ درجه و ۲۴ دقیقه و ۴۲/۵ ثانیه و میانه‌بافت-شنی در موقعیت طول و عرض جغرافیایی ۵۱ درجه و ۴۴ دقیقه و ۵۹/۱۲ ثانیه و ۳۶ درجه و ۲۴ دقیقه و ۴۸/۵ ثانیه انتخاب شد. این محدوده دارای ۱۴۲۷ متر ارتفاع از سطح دریا و ۴۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌متر بارندگی سالانه و دارای زمستان سرد و خشک و تابستان کوتاه است و بیش‌ترین توزیع بارندگی در بهار و ماه فروردین است (خالدی درویشان و همکاران ۲۰۱۶). شکل ۱ موقعیت جغرافیایی محل مادری خاک و محل خاک‌برداری را نشان می‌دهد.

تأثیر بافت خاک قرار می‌گیرند. از طرفی نتیجه‌های زارع‌خوری همکاران (۲۰۱۳) نشان داد که درصد آهک بر شدت تولید روان آب و مقاومت خاک سطحی و درصد ماده‌ی آلی بر اندازه‌ی هدررفت خاک تأثیرگذار است. نتیجه‌های سیفی و همکاران (۲۰۱۴) نشان داد که میانه‌بافت-شنی با داشتن شاخص اندوده‌ی سطحی ۲۳/۲ خاک حساس به تشکیل اندوده‌ی سطحی، و خاک رسی با داشتن شاخص اندوده‌ی سطحی نسبی ۹/۸ خاک مقاوم به تشکیل اندوده‌ی سطحی است، پیوسته و همکاران (۲۰۱۰) نیز نشان دادند که رابطه‌ی معنی‌داری بین نمایه‌های پایداری خاک‌دانه و تشکیل اندوده‌ی سطحی هست، اما در این میان، رابطه‌ی بین میانگین هندسی قطر خاک‌دانه‌ها و درصد تخلخل اندوده‌ی سطحی دارای ضریب تشخیص بهتری است. پایداری خاک‌دانه با بافت و ماده‌ی آلی هم‌بستگی داشت. اندازه‌ی فرسایش و روان آب نیز تابعی از ویژگی‌های خاک از جمله بافت، ماده‌ی آلی، درصد سدیم تبادل و پایداری خاک‌دانه است.

از میان ویژگی‌های مختلف خاک، بافت خاک عاملی بسیار مهم بر تولید روان آب است (روبیو و همکاران ۱۹۹۷). یکی از تغییرهایی که در سطح خاک بر اثر برخورد قطره‌های باران هست اندوده‌ی سطحی است، که عبارت است از هم‌پاشیدگی خاک‌دانه‌های سطحی در اثر برخورد قطرات باران و پراکنش به اطراف و پاشمان و قرارگیری ذرات ریزتر در منافذ خاک که پس از خشک‌شدن باعث تشکیل لایه‌ی فشرده به‌نام اندوده‌ی سطحی به ضخامت چند میلی‌متر در سطح خاک می‌شود (اسولین ۲۰۱۱). دو نوع اندوده‌ی سطحی ناشی از بارندگی هست، اندوده‌های ساختاری در نتیجه‌ی برخورد قطرات باران بر سطح خاک، و اندوده‌های رسوبی که با رسوب ذرات ریز خاک در سطح خاک است (اسولین ۲۰۰۶؛ لو و همکاران ۲۰۱۷). اندوده‌ی سطحی به‌طور معمول دارای تخلخل کم‌تر، منافذ ظریف‌تر، هدایت آبی کم‌تر و مقاومت بیش‌تر در تنش برشی نسبت به خاک بی‌اندوده است (ژوو همکاران ۲۰۱۳؛ هان و همکاران ۲۰۱۶). این عامل باعث تغییر فیزیکی و تغییر رفتار خاک در مقابل برخورد قطرات باران و جریان روان آب می‌شود (احمدی و همکاران ۲۰۱۰). از سویی دیگر با پراکنش ذرات جدا شده و تشکیل اندوده‌ی سطحی از



شکل ۱- موقعیت منطقه‌ی بررسی شده.

اول ۴۰۴ و برای خاک دوم ۱۲۰/۹ میکروزیمنس به دست آمد. در گام بعدی برای آماده‌سازی خاک روش کار پیشنهادی (کوکال و سرکار ۲۰۱۱) به کار گرفته شد. برای هر دو نوع بافت خاک در محیط آزمایشگاه هوا خشک شد و بقایای گیاهی و سنگ و سنگ‌ریزه‌ی آن‌ها حذف شد و سپس به دلیل تلاش حداکثری برای حفظ شرایط طبیعی و بودن خاک‌دانه‌های بزرگ‌تر از دو میلی‌متر، از الک چهار میلی‌متری عبور داده شد و در کرت‌های ۵/۵×۵/۵ متر و ارتفاع ۰/۵ متر ریخته شد. برای شبیه‌سازی بهتر شرایط طبیعی، یک لایه پوک‌های معدنی در زیر خاک ریخته شد و خاک تا رسیدن به جرم مخصوص ظاهری نمونه‌ی دست‌نخورده غلتک زده شد (خالدی درویشان و همکاران ۲۰۱۶ ب). سپس برای تأمین شرایط رطوبت پیشین خاک و متناسب با شرایط طبیعی، حدود ۲۴ ساعت در شرایط اشباع از کف قرار گرفت و سپس به مدت ۲۴ ساعت رها شد تا به حالت نزدیک به رطوبت ظرفیت مزرعه‌آ رسید (شکل ۲) (کوکال و سرکار ۲۰۱۱).

خاک از لایه‌ی ۲۰ سانتی‌متری سطحی (بارتز و رووس ۲۰۰۲؛ دانگ سنگ و همکاران ۲۰۰۶؛ کوکال و سرکار ۲۰۱۰؛ خالدی درویشان و همکاران ۲۰۱۴) در منطقه‌ی مادری در مرتع‌های اطراف روستای کجور (شکل ۱) نمونه‌برداری و به آزمایشگاه دانشکده‌ی منابع طبیعی دانشگاه تربیت مدرس منتقل و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی آن اندازه‌گیری شد. بافت خاک به روش آب‌سنجی (زرین‌کفش ۱۹۹۲) برای خاک اول میان‌بافت-شنی با مقدار رس، سیلت و شن به ترتیب ۱۶، ۱۴ و ۷۰٪ و خاک دوم میان‌بافت-شنی-رسی با مقدار رس، سیلت و شن به ترتیب ۲۰، ۱۴ و ۶۶٪ به دست آمد. جرم مخصوص ظاهری به روش کلوخه‌یی (زرین‌کفش ۱۹۹۲) برای خاک اول، ۱/۴۰ و برای خاک دوم، ۱/۵۹ گرم در سانتی‌متر مکعب به دست آمد. محتوای ماده‌ی آلی خاک به روش والکلی-بلک (نوستو و همکاران ۲۰۰۶) برای خاک اول، ۱/۱۵۹٪ و برای خاک دوم، ۲/۱۲٪ اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری پی‌اچ خاک برای خاک اول و دوم به ترتیب ۷/۹۱ و ۷/۷۸ و هدایت الکتریکی نیز با برای خاک



شکل ۲- آماده‌سازی خاک در کرت آزمایشگاهی (الف) و قرارگیری کرت‌ها برای اشباع خاک (ب).

مجاور منطقه‌ی بررسی شده و با توجه به حداکثر و حداقل شدت بارندگی محتمل با دوره‌ی بازگشت ۱۰ تا ۵۰ سال در این منطقه شدت‌های ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر بر ساعت انتخاب شد. در نهایت بارندگی در سه توالی و هر توالی ۱۰ روز بعد از توالی قبلی انجام شد. مدت باران حدود ۱۵ دقیقه (پس از شروع روان‌آب و اندازه‌گیری روان‌آب و رسوب در فواصل زمانی سه دقیقه‌ای) و شیب متناسب با شرایط منطقه‌ی مادری خاک حدود ۱۸٪ ثابت در نظر گرفته شد. رطوبت پیشین خاک پس از شروع بارندگی بیش‌ترین اثر مستقیم را در مقاومت خاک‌دانه‌ها و تغییر ویژگی‌های سطح خاک و نیز زمان تشکیل روان‌آب دارد. برای حذف اثر رطوبت پیشین خاک بر نتیجه‌ها، این متغیر برای همه‌ی کرت‌ها یکسان و تقریباً برابر با ظرفیت مزرعه تعیین شد (کوکال و سرکار ۲۰۱۱). دلیل انتخاب ظرفیت مزرعه برای رطوبت پیشین خاک این بود که در رطوبت‌های کم‌تر زمان و اندازه‌ی مصرف آب برای رسیدن به روان‌آب بیش از ۱۵ دقیقه است که براساس اطلاعات منحنی شدت-مدت-فراوانی منطقه‌ی مادری خاک (ایستگاه سینوپتیک کجور) مدت‌های بیش از ۱۵ دقیقه نمی‌تواند برای شدت‌های بارندگی بررسی شده منطقی باشد. برای اندازه‌گیری رطوبت خاک در فواصل بین بارندگی‌های متوالی از دستگاه رطوبت‌سنج دیجیتال بهره‌گرفته شد. نتیجه‌های حاصل از این اندازه‌گیری اندازه‌ی رطوبت خاک را در بارندگی‌های متوالی ۲۳/۶ نشان داد.

در حین شبیه‌سازی باران از زمان ایجاد روان‌آب تا اتمام آزمایش در فواصل زمانی سه دقیقه‌ای (در مجموع ۱۵ دقیقه) مقدار روان‌آب به تفکیک نمونه‌برداری شده و غلظت رسوب در نمونه‌ها با روش تخلیه‌ی آب (پوتجارون و پانگسون ۱۹۸۷؛ والینگ و همکاران ۲۰۰۱؛ صادقی و همکاران ۲۰۱۵؛ غلامی و همکاران ۲۰۱۶) اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری قطر خاک‌دانه‌ها و اندازه‌ی زبری قبل و بعد از شبیه‌سازی باران و حاصل از اندوده‌ی

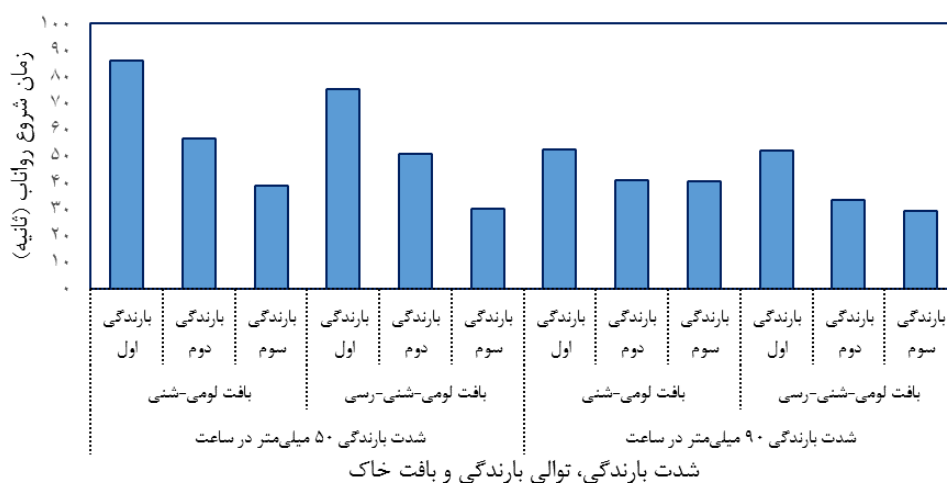
شبیه‌ساز باران حمل‌شدنی طراحی و ساخته شده‌ی محققان پیشین (خالدی درویشان و همکاران ۲۰۱۶الف) در دانشکده‌ی منابع طبیعی دانشگاه تربیت مدرس به‌کارگرفته شد. این شبیه‌ساز باران از نوع تحت فشار است و با ارتفاع ریزش ۲/۵ متر و مناسب برای دسترسی نسبی به سرعت حد قطرات (خالدی درویشان و همکاران ۲۰۱۶الف) به‌کاربرده شد. برای رسیدن به حداکثر تشابه ویژگی‌های فیزیکی باران شبیه‌سازی شده شامل دانه‌بندی و قطر قطرات با باران طبیعی، پیش‌بینی‌ها و اندازه‌گیری‌ها و واسنجی‌های لازم در سامانه‌ی شبیه‌ساز باران شکل گرفت (خالدی درویشان و همکاران ۲۰۱۶ب). با توجه به امکان وزش باد، برای اطمینان از این‌که در حین اجرای هر یک از تیمارها اختلالی در شدت بارندگی شبیه‌سازی شده ایجاد نشود، از سامانه‌ی بادگیر بهره‌گرفته شد. شرایط دقیق بارش طرح با انجام آزمایش‌های متعدد با یک یا دو افشانه‌ی بمعیار BEX W S24 3/8 و فشارهای مختلف از نظر شدت، توزیع یک‌نواخت، قطر قطره و پوشش زمینی واسنجی شد (عبداللهی و همکاران ۲۰۱۳؛ خالدی درویشان و همکاران ۲۰۱۶الف). از محاسن و مزایای شبیه‌ساز باران سرعت، کارایی و امکان تکرارپذیری شدت‌ها، تداوم‌ها و مقادیر متفاوت باران در مطالعات روان‌آب سطحی، فرسایش و رسوب است (جهانبخشی و همکاران ۲۰۱۶). شبیه‌ساز باران دارای محدودیت‌ها و معایبی از جمله شباهت نداشتن کامل خصوصیات باران تولید شده با باران طبیعی، کوچک بودن سطح کرت آزمایش شده، هزینه و زمان مورد نیاز برای طراحی و ساخت شبیه‌ساز باران و نازل‌های وارداتی به دلیل نبود نازل ساخت داخل با کیفیت و دقت لازم و مصرف آب نسبتاً زیاد نیز است (آقابگی و عرب‌خداری ۲۰۱۸). شبیه‌سازی باران با شدت‌های ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر بر ساعت براساس آمار باران‌نگاری ایستگاه کجور و مطالعات هواشناسی استان مازندران و منحنی‌های شدت، مدت و فراوانی ایستگاه‌های

پنج نقطه از چهار گوشه و مرکز تصویرها به کمک نرم‌افزار Geomagic Studio و سپس میانگین‌گیری از پنج نقطه، مقدار متوسط زبری به‌دست آمد و به‌عنوان شاخصی از اندازه‌ی تخریب خاک‌دانه‌ها و تشکیل اندوده‌ی سطحی خاک در اثر برخورد قطرات باران به‌کارگرفته‌شد. پس از جمع‌آوری و و ثبت داده‌ها در نسخه‌ی ۲۰۱۳ نرم‌افزار Excel برای تحلیل آماری از نسخه‌ی ۱۹ نرم‌افزار SPSS بهره‌گیری شد. ابتدا بهنجار بودن داده‌ها با آزمون کولموگروف-اسمیرنوف در سطح ۵٪ آزموده شد (گیسن و همکاران ۲۰۰۹). سپس مقایسه‌های آماری در قالب طرح کاملاً تصادفی با آزمون تجزیه‌ی واریانس یک‌طرفه و دوطرفه^۴ در مدل خطی عمومی^۵ (آرنائز و همکاران ۲۰۰۷) انجام شد. با معنی‌دار بودن اختلاف میانگین‌ها، مقایسه‌ی آن‌ها با استفاده از آزمون دانکن^۶ در سطح اعتماد ۹۵٪ انجام شد.

نتایج

تغییر زمان شروع روان‌آب در کرت‌های آزمایشگاهی در شدت‌ها، توالی بارندگی و بافت‌های مختلف خاک در شکل ۳ آورده شده است.

سطحی از عکس‌برداری سه‌بعدی بهره‌گرفته شد. عکس‌بردار مدل ES-Scan-D و از نوع نوری است و قادر است سطح خاک را با دقت ۲۰ میکرون عکس‌برداری نماید. برای سهولت در جابه‌جایی و به علت ارتفاع زیاد کرت‌ها برای قرارگیری کرت‌ها در زیر عکس‌بردار، از کرت‌های کوچک فلزی گالوانیزه با سطح مقطع ۲۵×۲۵ سانتی‌متر و با ارتفاع ۱۰ سانتی‌متر بهره‌گرفته شد. برای یکسان بودن سطح عکس‌برداری شده در همه‌ی تیمارها و برای حذف اثر حاشیه‌یی و ترک‌های اطراف کرت که در اثر جابه‌جایی ممکن است اتفاق بیافتد سطح ۲۰×۲۰ سانتی‌متر در مرکز کرت برای عکس‌برداری انتخاب و مراحل تهیه و آماده‌سازی این کرت‌ها مشابه با قبل انجام شد. سپس قبل و بعد از شبیه‌سازی باران در تیمارهای بررسی‌شده، کرت‌ها در زیر عکس‌برداری سه‌بعدی^۳ در موقعیت و زاویه مناسب قرار داده شد و چندین مرتبه در جهت‌های مختلف عکس‌برداری شد به نحوی که همه‌ی سطح فرسایشی در تصویر دیده شد. تصویرهای تهیه شده پس مختصات سه‌بعدی (طول، عرض و ارتفاع) مجموعه‌یی از نقطه‌ها هستند (حکمت ۲۰۱۲). سپس از تصویرهای تهیه شده به وسیله‌ی عکس‌بردار سه‌بعدی متغیرهای کمی از قبیل میانگین زبری سطح خاک با برداشت

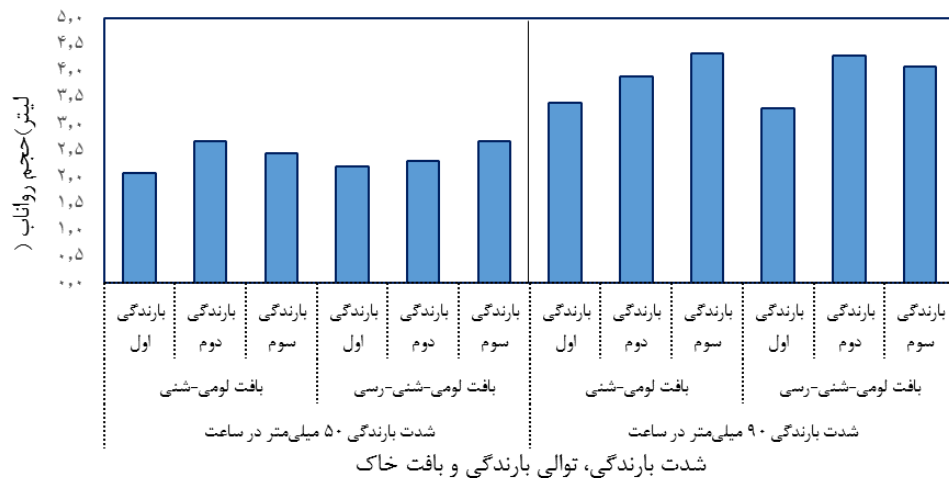


شکل ۳- زمان شروع روان‌آب در تیمارهای مختلف بررسی‌شده.

- 3 - 3D Scanner
- 4 - One-Way and Tow-Way ANOVA
- 5 - General Liner Model (GLM)
- 6 - Duncan test

که باعث فشرده‌شدن سطح خاک و مانع از نفوذ بیش‌تر آب به‌درون خاک شد. دبیرما و همکاران (۲۰۱۸) نیز با بررسی اثر اندوده‌ی سطحی بر نفوذ لایه‌های فوقانی در سه نوع خاک با بافت‌های مختلف به این نتیجه رسیدند که اندوده‌ی سطحی باعث افزایش تراکم توده‌ی خاک از ۳۸/۷ تا ۴۲/۱٪ و در نتیجه باعث افزایش سرعت تشکیل روان‌آب و کاهش نفوذ شد. از آن‌جاکه رطوبت پیشین خاک قبل از اجرای همه‌ی تیمارها ثابت بود، تشکیل اندوده‌ی سطحی در سطح خاک یکی از عامل‌های اصلی کاهش نفوذ و افزایش روان‌آب بود.

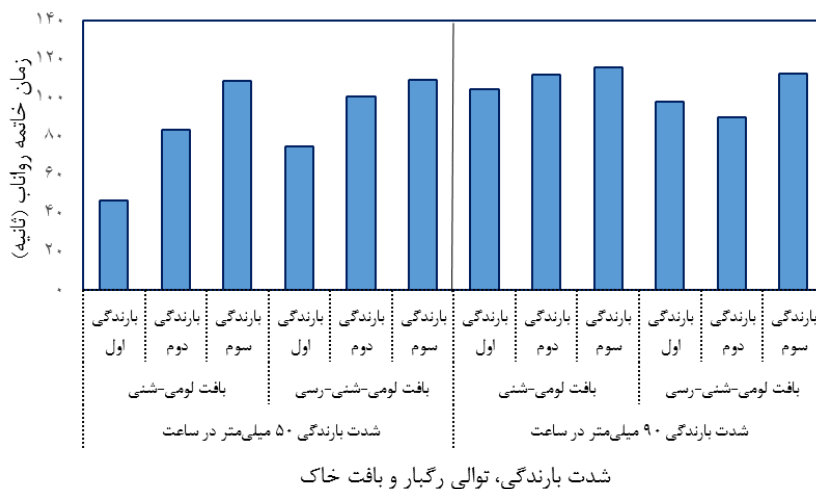
طبق شکل ۵ در خاک میانه‌بافت-شنی در هر دو شدت بارندگی ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت، زمان شروع روان‌آب به‌ترتیب ۵۴/۶۵ و ۲۲/۸۵٪ کاهش یافت. این نسبت برای میانه‌بافت-شنی-رسی به‌ترتیب ۶۰/۲۶ و ۴۳/۲۶٪ بود. نتیجه‌ها نشان می‌دهد که توالی رگبار موجب می‌شود که روان‌آب در زمان کوتاه‌تری ایجاد شود به‌نحوی که در بافت‌های مختلف خاک و شدت‌های ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت، پس از سه رگبار متوالی سرعت تشکیل روان‌آب بیش از دو برابر شد. ذرات خاک بر اثر برخورد قطرات باران از هم جدا شد و در اثر فرسایش پاشمانی سله در سطح خاک تشکیل شد



شکل ۴- حجم روان‌آب در تیمارهای مختلف بررسی شده.

می‌شود که در رگبارهای بعدی زمان شروع روان‌آب کم‌تر شود و اندازه‌ی حجم روان‌آب افزایش یابد. چون درصد تشکیل اندوده‌ی سطحی در میانه‌بافت-شنی بیش‌تر از میانه‌بافت-شنی-رسی است.

در خاک با بافت میانه‌بافت-شنی در هر دو شدت ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت، اندازه‌ی حجم روان‌آب به‌ترتیب ۱۴/۶۹ و ۲۱/۱۹٪ افزایش یافت. این نسبت افزایش برای میانه‌بافت-شنی-رسی به‌ترتیب ۱۷/۶۰ و ۱۹/۲۶٪ بود (شکل ۴). نتیجه‌ها نشان می‌دهد که تخریب ساختمان خاک باعث

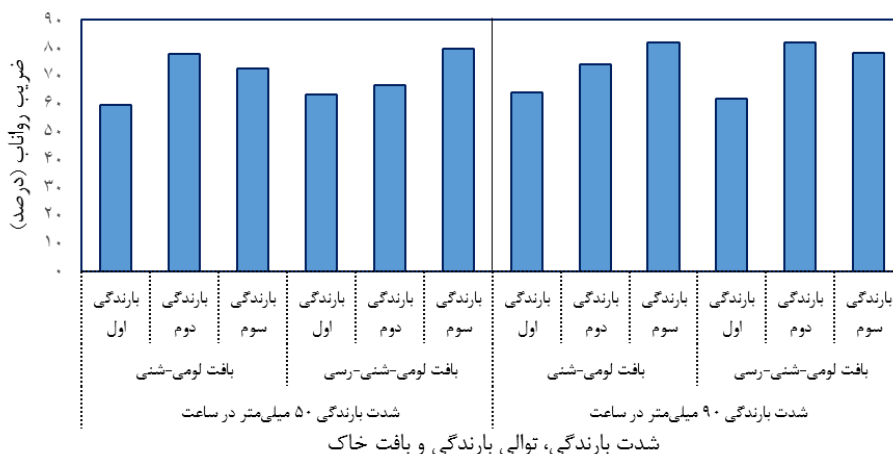


شکل ۵- زمان خاتمه‌ی روان‌آب در تیمارهای مختلف بررسی شده.

نقش اندوده‌ی سطحی ناشی از باران‌های متوالی در مؤلفه‌های...

تشکیل سله باعث افزایش زمان خاتمه شد. در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت به دلیل این که در شدت‌های زیاد اثر دیگر عامل‌های از جمله بافت خاک تحت تأثیر شدت باران قرار می‌گیرند، اختلاف در زمان خاتمه‌ی روان‌آب کم‌تر از شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت بود. اندازه‌ی زمان خاتمه‌ی روان‌آب در بارش‌های متوالی در شدت زیاد دارای اختلاف زمانی کم‌تری نسبت به شدت‌های کم‌تر است.

بر اساس شکل ۵ در میانه‌بافت-شنی و میانه‌بافت-شنی-رسی در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت زمان خاتمه‌ی روان‌آب به ترتیب ۵۷/۱۴ و ۶۵/۳۱٪ افزایش یافت به نحوی که در شدت مختلف و بافت‌های مختلف خاک در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت پس از سه رگبار متوالی اندازه‌ی نفوذ کاهش یافت و زمان خاتمه‌ی روان‌آب به بیش از دو برابر افزایش یافت. این عامل ناشی از تشکیل سله در اثر توالی رگبار است چرا که در ابتدا به دلیل نفوذ بیش‌تر زمان خاتمه‌ی روان‌آب کم‌تر است و با تکرار بارش و



شکل ۶- ضریب روان‌آب در تیمارهای مختلف بررسی شده.

میانه‌بافت-شنی-رسی به ترتیب برابر ۲۰/۷۱ و ۲۰/۷۸٪ به دست آمد. نتیجه‌های بررسی بهنجار بودن برای انتخاب روش آماری مناسب برای مقایسه‌ی داده‌ها در جدول ۱ آورده شده است.

بر اساس شکل ۶ ضریب روان‌آب در میانه‌بافت-شنی در شدت بارندگی ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت ضریب روان‌آب به ترتیب ۱۸/۳۳ و ۲۱/۶۸٪ افزایش داشت در حالی که این نسبت در

جدول ۱- نتیجه‌های آزمون کولموگروف-اسمیرنوف برای بهنجار بودن داده‌ها.

تعداد داده‌ها	زمان شروع روان‌آب (ثانیه)	حجم روان‌آب (لیتر)	زمان خاتمه‌ی روان‌آب (ثانیه)	ضریب روان‌آب (%)
۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴
میانگین	۴۸/۹۲	۳/۱۵	۹۶/۱۳	۷۱/۸۵
انحراف معیار	۱۷/۸۷	۰/۸۴	۲۰/۰۷	۸/۴۴
ضریب تغییر	۳۶/۵۳	۲۶/۷۲	۲۰/۸۸	۱۱/۷۵
کولموگروف-اسمیرنوف	۰/۷۱۳	۰/۸۳۰	۰/۸۳۷	۰/۵۷۸
سطح معنی‌داری	۰/۶۹۰	۰/۴۹۶	۰/۴۸۵	۰/۸۹۲

خاک بر متغیرهای روان‌آب از مدل خطی عمومی بهره‌گرفته شد (جدول ۲).

نتایج بررسی بهنجار بودن داده‌ها با آزمون کولموگروف-اسمیرنوف نشان داد که داده‌ها بهنجار بودند. بنابراین، برای بررسی اثر یک جانبه و متقابل شدت و توالی بارندگی و بافت

جدول ۲- آثار یک‌جانبه و متقابل شدت و توالی بارندگی و بافت خاک بر متغیرهای روان‌آب با مدل خطی عمومی.

منبع اثر	متغیر وابسته	درجه آزادی (df)	میانگین مربعات	آماره F	سطح معنی‌داری (sig)
شدت بارندگی	زمان شروع روان‌آب (ثانیه)	۱	۱۳۲۰/۱۶۷	۲۶/۲۷۲	**./۰.۰۰۰
	حجم روان‌آب (لیتر)		۱۳/۴۳۴	۶۱۰/۷۵۶	**./۰.۰۰۰
	زمان خاتمه‌ی روان‌آب (ثانیه)		۱۹۹۸/۳۷۵	۶۴/۵۵۰	**./۰.۰۰۰
	ضریب روان‌آب (درصد)		۸۲/۱۰۳	۸/۵۵۲	*./۰.۱۳
توالی رگبار	زمان شروع روان‌آب (ثانیه)	۲	۲۰۸۶/۱۶۷	۴۱/۵۱۶	**./۰.۰۰۰
	حجم روان‌آب (لیتر)		۰/۹۵۶	۴۳/۴۵۵	**./۰.۰۰۰
	زمان خاتمه‌ی روان‌آب (ثانیه)		۱۸۷۵/۸۷۵	۶۰/۵۹۴	**./۰.۰۰۰
	ضریب روان‌آب (درصد)		۰/۰۰۰	۱/۸۴۷	(ns) ۰/۲۰۰
بافت خاک	زمان شروع روان‌آب (ثانیه)	۱	۳۲۲/۶۶۷	۶/۴۲۱	*./۰.۲۶
	حجم روان‌آب (لیتر)		۶/۰۰۰۶	۰/۰۰۰	(ns) ۰/۹۸۷
	زمان خاتمه‌ی روان‌آب (ثانیه)		۳۵/۰۴۲	۱/۱۳۲	(ns) ۰/۳۰۸
	ضریب روان‌آب (درصد)		۰/۶۳۷	۰/۰۶۶	(ns) ۰/۸۰۱
شدت بارندگی × توالی رگبار	زمان شروع روان‌آب (ثانیه)	۲	۴۲۴/۶۶۷	۸/۴۵۱	**./۰.۰۰۵
	حجم روان‌آب (لیتر)		۰/۱۱۹	۵/۴۰۴	*./۰.۲۱
	زمان خاتمه‌ی روان‌آب (ثانیه)		۷۴۹/۶۲۵	۲۴/۲۱۴	**./۰.۰۰۰
	ضریب روان‌آب (درصد)		۸/۴۰۷	۰/۸۷۶	(ns) ۰/۴۴۲
شدت بارندگی × بافت خاک	زمان شروع روان‌آب (ثانیه)	۱	۶/۰۰۰	۰/۱۹۹	(ns) ۰/۷۳۶
	حجم روان‌آب (لیتر)		۰/۰۰۱	۰/۰۶۴	(ns) ۰/۸۰۴
	زمان خاتمه‌ی روان‌آب (ثانیه)		۱۰۰/۱۰۴۲	۳۲/۳۳۵	**./۰.۰۰۰
	ضریب روان‌آب (درصد)		۱/۱۵۷	۰/۱۲۱	(ns) ۰/۷۳۴
توالی رگبار × بافت خاک	زمان شروع روان‌آب (ثانیه)	۲	۱۱/۱۶۷	۰/۲۲۲	(ns) ۰/۸۰۴
	حجم روان‌آب (لیتر)		۰/۰۰۰	۰/۰۰۵	(ns) ۰/۹۹۵
	زمان خاتمه‌ی روان‌آب (ثانیه)		۱۱۱/۲۹۲	۳/۵۹۵	**./۰.۰۶۰
	ضریب روان‌آب (درصد)		۵/۱۸۲	۰/۵۴۰	(ns) ۰/۵۹۶

**، * و ns به ترتیب معنی‌داری با تراز اطمینان ۰.۹۹، ۰.۹۵ و بی‌معنا

جدول ۳- تفکیک اثر زیرگروه‌های تیمار توالی بارندگی بر متغیرهای روان‌آب با آزمون دانکن ($P \leq 0.05$).

زیر گروه سه	زیر گروه دو	زیر گروه یک	
رگبار سوم (c)	رگبار دوم (b)	رگبار اول (a)	زمان شروع روان‌آب (ثانیه)
-	رگبار اول (b)	رگبار دوم و سوم (a)	حجم روان‌آب (لیتر)
رگبار اول (c)	رگبار دوم (b)	رگبار سوم (a)	زمان خاتمه‌ی روان‌آب (ثانیه)
-	رگبار اول (b)	رگبار دوم و سوم (a)	ضریب روان‌آب (درصد)

نشان داد که شدت بارندگی با تراز اطمینان ۰.۹۹٪ بر زمان شروع، حجم روان‌آب، زمان خاتمه‌ی روان‌آب معنی‌دار بود و با تراز اطمینان ۰.۹۵٪ بر اندازه‌ی ضریب روان‌آب اثر معنی‌دار داشت.

برای شناخت اختلاف معنی‌دار به تفکیک بین سطوح مختلف از آزمون دانکن بهره‌گرفته شد (جدول ۳). نتیجه‌های تجزیه و تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده در جدول ۲

و واعظی و حسن‌زاده (۲۰۱۶) مبنی بر این‌که از رگباری به رگبار بعدی سطح خاک آسیب‌پذیرتر می‌شود مطابقت دارد. با نتیجه‌های هاوکه و همکاران (۲۰۰۶) و آرنائز و همکاران (۲۰۰۷) مبنی بر اثر معکوس شدت بارندگی بر زمان شروع روان‌آب هم‌سو است و با نتیجه‌های سیگر (۲۰۰۷) و دفرشا و ملسه (۲۰۱۲) مبنی بر معنی‌دار نشدن اثر شدت بارندگی بر زمان شروع روان‌آب مغایرت دارد. در میانه‌بافت-شنی-رسی در هر دو شدت بارندگی ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت زمان شروع روان‌آب نسبت به میانه‌بافت-شنی به‌دلیل درصد رس بیش‌تر، زودتر تشکیل شد.

اندازه‌ی حجم روان‌آب در هر دو بافت و هر دو شدت بارندگی افزایش یافت که تخریب ساختمان خاک و تشکیل اندوده‌ی سطحی این عامل را باعث شد (شکل ۴) که با نتیجه‌های وی و همکاران (۲۰۰۷) که به بررسی اثر رطوبت خاک بر اندازه‌ی نفوذ و روان‌آب پرداختند و به این نتیجه رسیدند که رطوبت خاک باعث شکست خاک‌دانه‌ها، کاهش اندازه‌ی نفوذ و به تبع آن افزایش روان‌آب می‌شود هم‌سو است. با یافته‌های ارویدسن و کلر (۲۰۰۴) و دیپیرما و همکاران (۲۰۱۸) مبنی بر این‌که در توالی بارندگی در اثر ضربه‌ی قطرات باران، جرم مخصوص ظاهری خاک افزایش می‌یابد و باعث کاهش نفوذ، کاهش زمان آغاز روان‌آب و افزایش حجم روان‌آب می‌شود مطابقت دارد. با نتیجه‌های آقاسی و همکاران (۱۹۸۵)، ارپول و کانگو (۱۹۹۹) و واعظی و همکاران (۲۰۱۷) مبنی بر این‌که در بارندگی‌های بعدی به‌دلیل این‌که سطح خاک به‌طور فزاینده‌ی در طول باران آسیب‌پذیر شده و با توجه به تشکیل اندوده‌ی سطحی نفوذ کاهش می‌یابد هم‌سو است. با نتایج اسولین و بن‌هور (۲۰۰۶) که مشاهده کردند سرعت نفوذ در شیب‌های مختلف و شدت‌های متفاوت بارندگی تحت تأثیر اندوده‌ی سطحی است هم‌سو است. با نتیجه‌های بوو و همکاران (۲۰۱۴) که نشان دادند اندازه‌ی تولید روان‌آب و فرسایش در بافت‌های مختلف مشابه نیست مطابقت دارد. براساس شکل ۵ در میانه‌بافت-شنی و میانه‌بافت-شنی-رسی در شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت زمان خاتمه‌ی روان‌آب افزایش یافت و در رگبار سوم به بیش از دو برابر نسبت به رگبار اول رسید. با توجه به ثابت‌بودن رطوبت پیشین مهم‌ترین عمل ایجاد افزایش روان‌آب تشکیل اندوده‌ی بیش‌تر در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت بود که نتیجه‌های به‌دست آمده از این آزمایش با یافته‌های حاصل از پژوهش ارشم و همکاران (۲۰۱۰) مبنی بر این‌که در شدت کم‌تر اندازه‌ی زبری کاهش یافته‌است و نفوذ به حداقل می‌رسد هم‌سو است. در همین راستا زین‌هو و همکاران (۲۰۱۱) اظهار داشتند که با افزایش شدت بارندگی اندازه‌ی تأثیر سایر عامل‌های موثر کم‌تر می‌شود. بنابراین، اندازه‌ی زمان خاتمه‌ی روان‌آب در بارش‌های متوالی در شدت فراوان دارای اختلاف

توالی رگبارها نیز بر زمان شروع، حجم روان‌آب، زمان خاتمه‌ی روان‌آب و ضریب روان‌آب با تراز اطمینان ۹۹٪ تأثیر معنی‌دار داشت. به‌دلیل اختلاف کم بافت دو نوع خاک بررسی‌شده و اختلاف چهار درصدی در اندازه‌ی رس آن‌ها، تأثیر بافت بر عامل‌های آب‌شناسی معنی‌دار تشخیص داده نشد. شدت بارندگی و توالی باهم با سطح اطمینان ۹۹٪ بر زمان شروع و زمان خاتمه‌ی روان‌آب و با سطح اطمینان ۹۵٪ بر حجم روان‌آب تأثیر معنی‌دار داشته است که ناشی از تشکیل اندوده‌ی سطحی در اثر تخریب ساختمان خاک و تشکیل اندوده‌ی سطحی بوده است. شدت بارندگی در بافت خاک و توالی رگبار در بافت خاک فقط بر زمان خاتمه‌ی روان‌آب معنی‌دار بودند که به‌دلیل نزدیکی بافت این دو نوع خاک و تأثیر سه عامل شدت بارندگی، بافت خاک و توالی بارندگی برهم به‌شکل هم‌زمان و تشکیل اندوده‌ی سطحی باعث شد که تأثیر آن‌ها بر هم معنی‌دار گزارش نشود.

نتایج تفکیک سطوح (جدول ۳) نشان داد در هر توالی بارندگی، زمان شروع روان‌آب اختلاف معنی‌داری با شرایط قبل پیدا می‌کند. حجم روان‌آب و ضریب روان‌آب در رگبار اول اختلاف معنی‌دار با رگبار دو و سه دارد این نتیجه نشان می‌دهد یک‌بار توالی بارندگی اثر بیش‌تری بر کاهش نفوذ و افزایش حجم روان‌آب داشت، درحالی‌که پس از آن نفوذ دیگر کاهش زیادی نداشت. زمان خاتمه‌ی روان‌آب نیز در هر سه توالی اختلاف معنی‌دار با هم داشت و هر توالی در یک زیر گروه قرار گرفت. اندازه‌ی زبری از رگبار اول به سمت رگبار سوم در میانه‌بافت-شنی و میانه‌بافت-شنی-رسی در شدت ۵۰ میلی‌متر کاهش یافت که دلیل اصلی آن تشکیل اندوده در سطح خاک است (جدول ۴). در شدت ۹۰ میلی‌متر در هر دو بافت اندازه‌ی زبری افزایش یافت که به‌دلیل شدت بیش‌تر باران و غالبیت اثر قطرات باران بر تخریب مجدد و انتقال لایه‌ی اندوده‌ی سطحی بود.

بحث و نتیجه‌گیری

این پژوهش برای ارزیابی تحلیل اثر متقابل شدت و توالی بارندگی بر مؤلفه‌های روان‌آب در کرت‌های کوچک آزمایشگاهی در خاک مرتع‌های اطراف منطقه‌ی کجور با دو نوع خاک میانه‌بافت-شنی و میانه‌بافت-شنی-رسی و در شرایط آزمایشگاهی در دو شدت ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت با سامانه‌ی شبیه‌ساز باران و کرت‌های فرسایشی کوچک با ابعاد ۰/۲۵ مترمربع در شیب ۱۸٪ انجام شد. در هر دو بافت و شدت بارندگی زمان شروع روان‌آب کاهش یافت و پس از سه رگبار متوالی سرعت تشکیل روان‌آب بیش از دو برابر شد که دلیل این امر تشکیل اندوده‌ی سطحی در سطح خاک است و نتیجه‌های حاضر با نتیجه‌های حسن‌زاده و همکاران (۲۰۱۳)

تأثیر سه عامل شدت بارندگی، بافت خاک و توالی بارندگی برهم به شکل هم‌زمان و تشکیل اندوده‌ی سطحی باعث شد که تأثیرشان بر هم معنی‌دار گزارش نشود. نتیجه‌های تفکیک سطوح (جدول ۳) نشان داد که در هر توالی بارندگی، زمان شروع روان‌آب اختلاف معنی‌داری با شرایط قبل پیدا می‌کند. حجم روان‌آب و ضریب روان‌آب در رگبار اول اختلاف معنی‌دار با رگبار دو و سه دارد. این نتیجه‌ها نشان می‌دهد یک‌بار توالی بارندگی اثر بیش‌تری بر کاهش نفوذ و افزایش حجم روان‌آب دارد در حالی که پس از آن نفوذ دیگر کاهش زیادی نداشته است که با نتیجه‌های دویکر و همکاران (۲۰۰۱) و حسن‌زاده و همکاران (۲۰۱۳) مطابقت دارد.

زمان خاتمه‌ی روان‌آب نیز در هر سه توالی اختلاف معنی‌دار با هم دارد و هر توالی در یک زیر گروه قرار گرفت. میانگین اندازه‌ی تغییر زبری در میانه‌بافت-شنی در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت، قبل از بارندگی تا بارندگی سوم روند کاهشی را نشان داد و اندازه‌ی زبری از ۱/۳۰ میلی‌متر از قبل اعمال بارندگی به ۱/۱۸ میلی‌متر در بارندگی سوم رسید (جدول ۴). در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت در میانه‌بافت-شنی-رسی اندازه‌ی زبری قبل از اعمال بارندگی تا بارندگی سوم کاهش پیدا کرد و از ۱/۸۰ میلی‌متر قبل از اعمال بارندگی به ۱/۳۱ میلی‌متر در بارندگی سوم رسید. نتیجه‌های حسن‌زاده و همکاران (۲۰۱۳) و واعظی و حسن‌زاده (۲۰۱۶) مبنی بر این که از رگباری به رگبار بعدی سطح خاک آسیب‌پذیرتر می‌شود نیز مؤید همین نتیجه است. در هر دو بافت در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت با تشکیل اندوده‌ی سطحی مقاومت سطحی خاک افزایش یافت و از ایجاد کنش بیش‌تر در سطح خاک جلوگیری کرد. چون این شدت بارندگی نسبت به شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت کم‌تر بود، مقاومت ایجاد شده حاصل از اندوده‌ی سطحی در سطح خاک از ایجاد کنش بیش‌تر با قطرات باران جلوگیری کرد. در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت در میانه‌بافت-شنی قبل از اعمال بارندگی اندازه‌ی میانگین زبری ۱/۳۰ میلی‌متر بود که با شروع بارندگی و وقوع بارندگی اول به علت کنش ضربه‌ی قطرات باران اندازه‌ی میانگین زبری به ۲/۳۴ میلی‌متر رسید. در این زمینه نتیجه‌های پژوهش با نتیجه‌های کاستیلو و همکاران (۲۰۱۱)، ران و همکاران (۲۰۱۲) و سیفی و همکاران (۲۰۱۴) که بیان کردند بافت تأثیر به‌سزایی در اندازه‌ی ایجاد زبری در سطح خاک دارد همسو است. در میانه‌بافت-شنی-رسی میانگین زبری از ۱/۸۰ به ۱/۹۹ میلی‌متر رسید که با نتیجه‌های فرناندز راگا و همکاران (۲۰۱۰) که به این نتیجه رسیدند که کاهش میانگین وزنی قطر خاک‌دانه‌ها، تشکیل اندوده‌ی سطحی و کاهش زبری سطح خاک متأثر از افزایش انرژی جنبشی قطرات باران و شدت بارندگی است، هم‌سو است.

زمانی کم‌تری نسبت به شدت‌های کم‌تر است. ضریب روان‌آب نیز در هر دو بافت خاک و شدت بارندگی تقریباً به یک نسبت افزایش یافت که با نتیجه‌های سیگر (۲۰۰۷) و دفرشا و ملسه (۲۰۱۲) مبنی بر این که شدت بارندگی اثر معناداری بر زمان شروع و ضریب روان‌آب ندارد همسو بود، و با نتیجه‌های هاوکه و همکاران (۲۰۰۶) و آرنائز و همکاران (۲۰۰۷) که در پژوهش خود به این نتیجه رسیدند که شدت بارندگی اثر مستقیم بر ضریب روان‌آب دارد مغایرت دارد. اگر چه نوع بافت نیز تأثیر معنی‌دار بر ضریب روان‌آب نشان نداد، اما اندازه‌ی تأثیر نوع بافت بیش‌تر از شدت بارندگی بود. در حالی که اسمت و همکاران (۲۰۰۸)، سگرن و ترونت (۱۹۹۱) و غلامی و همکاران (۲۰۱۵) تأثیر معنی‌دار نوع بافت خاک را بر ضریب روان‌آب معنی‌دار گزارش دادند

نتیجه‌های تجزیه و تحلیل داده‌های جدول ۲ نشان داد که شدت بارندگی با تراز اطمینان ۹۹٪ بر زمان شروع، حجم روان‌آب و زمان خاتمه‌ی روان‌آب معنی‌دار بود و با تراز اطمینان ۹۵٪ بر اندازه‌ی ضریب روان‌آب اثر معنی‌دار داشت، که با یافته‌های شریفی و همکاران (۲۰۰۴)، هاوکه و همکاران (۲۰۰۶) و آرنائز و همکاران (۲۰۰۷) که شدت بارندگی اثر مستقیم بر ضریب روان‌آب دارد، هم‌سو است. توالی رگبارها نیز بر زمان شروع، حجم روان‌آب، زمان خاتمه‌ی روان‌آب و ضریب روان‌آب با تراز اطمینان ۹۹٪ تأثیر معنی‌دار داشت، که با نتیجه‌های واعظی و حسن‌زاده (۲۰۱۶) که در پژوهش خود به این نتیجه رسیدند که عامل‌های آب‌شناسی تحت تأثیر معنی‌دار توالی بارندگی قرار می‌گیرند همسو است. به دلیل اختلاف کم بافت دو نوع خاک بررسی شده و اختلاف چهاردرصدی در اندازه‌ی رس آن‌ها، تأثیر بافت بر عامل‌های آب‌شناسی معنی‌دار تشخیص داده نشد که با نتیجه‌های پژوهش‌های روبیو و همکاران (۱۹۹۷)، بلانکو و لال (۲۰۰۸) و بوو و همکاران (۲۰۱۴) که نشان دادند اندازه‌ی تولید روان‌آب و فرسایش در بافت‌های مختلف مشابه نبوده است و از بافتی به بافت دیگر تغییر می‌کند. شدت بارندگی و توالی باهم با تراز اطمینان ۹۹٪ بر زمان شروع و زمان خاتمه‌ی روان‌آب و با تراز اطمینان ۹۵٪ بر حجم روان‌آب تأثیر معنی‌دار داشت که ناشی از تشکیل اندوده‌ی سطحی در اثر تخریب ساختمان خاک و تشکیل اندوده‌ی سطحی بود و با نتیجه‌های روبیو و همکاران (۱۹۹۷)، احمدی و همکاران (۲۰۱۰) و اسولین (۲۰۱۱) مبنی بر این که اندوده‌ی سطحی باعث تغییر فیزیکی خاک و تغییر رفتار خاک در مقابل برخورد قطرات باران و جریان روان‌آب شد مطابقت دارد. شدت بارندگی در بافت خاک و توالی رگبار در بافت خاک فقط بر زمان خاتمه‌ی روان‌آب معنی‌دار بود که به دلیل نزدیکی بافت این دو نوع خاک و

روان‌آب نیز نشان‌دهنده‌ی اثر معنی‌دار ($P \leq 0.05$) بر همه‌ی مؤلفه‌های بررسی‌شده بود. نتیجه‌ی عکس‌برداری سه‌بعدی در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت در اثر توالی بارندگی زبری سطح خاک در میانه‌بافت-شنی از ۱/۳۰ به ۱/۱۸ میلی‌متر و در میانه‌بافت-شنی-رسی از ۱/۸۰ به ۱/۳۱ رسید. درحالی‌که در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت اندازه‌ی زبری افزایش یافت و به ۲/۳۷ و ۱/۹۹ میلی‌متر به‌ترتیب در میانه‌بافت-شنی و میانه‌بافت-شنی-رسی رسید. نتیجه‌های این آزمایش نشان داد که شدت بارندگی تأثیر زیادی بر مؤلفه‌های روان‌آب داشت. توالی رگبارها با ایجاد تغییر در سطح خاک و پراکندگی ذرات سطح خاک به اطراف باعث می‌شود که اندوده در سطح خاک تشکیل شود و این عامل با توجه به ثابت‌بودن رطوبت پیشین در قطعه‌ها، عامل اصلی تغییر در مؤلفه‌های روان‌آب است. با توجه به نتیجه‌ها و شرایط طبیعی و اقلیمی منطقه، کاشت پوشش گیاهی متناسب با شرایط طبیعی منطقه و جلوگیری از چرای بی‌رویه برای کاهش برخورد مستقیم قطرات باران بر سطح خاک و بهره‌گیری خاک‌پوش‌های آلی و معدنی (مالچ) روی سطح خاک برای کاهش ضخامت و اثر اندوده‌ی سطحی از جمله راه‌کارهای کاربردی و کنش‌ی است که با توجه به شرایط منطقه می‌توان برای کنترل روان‌آب استفاده نمود.

با توجه به این‌که خواص فیزیکی و شیمیایی و به‌ویژه رطوبت پیشین خاک که در تیمارهای مختلف یکسان بود، نتیجه‌ها نشان داد در شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت اندازه‌ی حجم روان‌آب در میانه‌بافت-شنی بیش‌تر از میانه‌بافت-شنی-رسی به‌دست آمد که ناشی از تشکیل اندوده‌ی سطحی در سطح خاک است. ولی در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت اندازه‌ی روان‌آب در میانه‌بافت-شنی-رسی بیش‌تر از میانه‌بافت-شنی به‌دست آمد. با این‌که اندازه‌ی نفوذ در میانه‌بافت-شنی بیش‌تر از میانه‌بافت-شنی-رسی است، در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت به‌دلیل تشکیل اندوده‌ی سطحی بیش‌تر در سطح خاک اندازه‌ی نفوذ در میانه‌بافت-شنی کاهش و روان‌آب افزایش یافت. در هر دو بافت در شدت ۵۰ میلی‌متر بر ساعت کاهش زمان شروع روان‌آب بیش‌تر از شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت بود که با توجه به ثابت‌بودن رطوبت پیشین خاک ناشی از تأثیر توالی بر سطح خاک و تشکیل اندوده‌ی سطحی بیش‌تر نسبت به شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت است. شدت و توالی بارندگی بر زمان شروع، حجم و زمان خاتمه‌ی روان‌آب تأثیر معنی‌دار ($P \leq 0.01$) داشت. بافت خاک نیز بر زمان شروع روان‌آب تأثیر معنی‌دار ($P \leq 0.05$) داشت. نتیجه‌های بررسی اثر متقابل شدت و توالی بارندگی بر مؤلفه‌های

- Agassi M, Morin J, Shainberg I. 1985. Effect of raindrop impact energy and water salinity on infiltration rates of sodic soils. *Soil Science Society of America Journal*. 49(1): 186–190.
- Aghabeygi S, Arabkhedri M. 2018. Design and construction of portable rainfall simulator. *Eco Hydrology*. 5(1): 229–239. (In Persian)
- Ahmadi A, Neyshabouri MR, Rouhipour H, Asadi H, Iranajad M. 2010. Factors and mechanisms influencing interrill erodibility at different rainfall intensities. *Journal of Food, Agriculture & Environment*. 8(2): 996–999.
- Armenise E, Simmons RW, Ahn S, Garbout A, Doerr SH, Mooney SJ, Ritz K. 2018. Soil seal development under simulated rainfall: Structural, physical and hydrological dynamics. *Journal of hydrology*. 556: 211–219.
- Arnaez J, Lasanta T, Ruiz-Flaño P, Ortigosa L. 2007. Factors affecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. *Soil and Tillage Research*. 93(2): 324–334.
- Arsham A, Akhund Ali AM, Behnia A. 2010. Effect of soil antecedent moisture contents on runoff and sedimentation values with simulated rainfall method. *Iranian Journal of Rangeland Desert Research*. 16(4): 445–455. (In Persian).
- Arvidsson J, Keller T. 2004. Soil precompression stress: I. A survey of Swedish arable soils. *Soil and Tillage research*. 77(1): 85–95.
- Assouline S, Ben-Hur M. 2006. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. *Catena*. 66(3): 211–220.
- Assouline S. 2006. Modeling the relationship between soil bulk density and the hydraulic conductivity function. *Vadose Zone Journal*. 5(2): 697–705.
- Assouline S. 2011. Soil surface sealing and crusting. In: *Encyclopedia of Agrophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer. Dordrecht. 786–791.
- Barthes B, Roose E. 2002. Aggregate stability as an indicator of soil susceptibility to runoff and erosion; validation at several levels. *Catena*. 47(2): 133–149.
- Blanco H, Lal R. 2008. *Principles of soil conservation and management: Springer Science+ Business Media BV*. 626 p.
- Bu CF, Wu SF, Yang KB. 2014. Effects of physical soil crusts on infiltration and splash erosion in three typical Chinese soils. *International Journal of Sediment Research*. 29(4): 491–501.
- Cammeraat EL. 2004. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agriculture, Ecosystems & Environment*. 104(2): 317–332.
- Castilho S.C.D.P, Cooper M, Juhász C.E.P. 2011. Influence of crust formation under natural rain on physical attributes of soils with different textures. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 35(6): 1893–1905.
- Castilho SCDP, Cooper M, Juhász CEP. 2011. Influence of crust formation under natural rain on physical attributes of soils with different textures. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 35(6): 1893–1905.
- Comino JR, Iserloh T, Lassu T, Cerdà A, Keeštra SD, Prosdocimi M, Sinoga JR. 2016. Quantitative comparison of initial soil erosion processes and runoff generation in Spanish and German vineyards. *Science of the Total Environment*. 565: 1165–1174.
- Darboux F, Davy P, Gascuel-Oudou C, Huang C. 2002. Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. *Catena*. 46(2–3): 125–139.
- Defersha MB, Melesse AM. 2012. Effect of rainfall intensity, slope and antecedent moisture content on sediment concentration and sediment enrichment ratio. *Catena*. 90: 47–52.
- Di Prima S, Concialdi P, Lassabatere L, Angulo-Jaramillo R, Pirastru M, Cerda A, Keeštra S.

2018. Laboratory testing of Beerkan infiltration experiments for assessing the role of soil sealing on water infiltration. *Catena*. 167: 373–384.
- Dongsheng Y, Xuezheng S, Weindorf DC. 2006. Relationships between permeability and erodibility of cultivated arisols and cambisols in Subtropical China. *Soil Science Society of China*. 16(3): 304–311.
- Duiker SW, Flanagan DC, Lal R. 2001. Erodibility and infiltration characteristics of five major soils of southwest Spain. *Catena*. 45(2): 103–121.
- Dunjó G, Pardini G, Gispert M. 2004. The role of land use–land cover on runoff generation and sediment yield at a microplot scale, in a small Mediterranean catchment. *Journal of Arid Environments*. 57(2): 239–256.
- Erpul G, Canga MR. 1999. Effect of subsequent simulated rainfalls on runoff and erosion. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry*. 23(6):659–666.
- Fernández-Raga M, Fraile R, Keizer J.J, Teijeiro M.E.V, Castro A, Palencia C, Calvo A.I, Konders J, Marques R.L.D.C. 2010. The kinetic energy of rain measured with an optical disdrometer: An application to splash erosion. *Atmospheric Research*. 96(2): 225–240.
- Geissen V, Sánchez-Hernández R, Kampichler C, Ramos-Reyes R, Sepulveda-Lozada A, Ochoa-Goana S, Hernández-Daumas S. 2009. Effects of land-use change on some properties of tropical soils—an example from Southeast Mexico. *Geoderma*. 151(3): 87–97.
- Gholami L, Sadeghi SHR, Homaei M. 2016. Different effects of sheep manure conditioner on runoff and soil loss components in eroded soil. *Catena*. 139: 99–104.
- Gholami L, Sadeghi SHR, Homaei M. 2015. Effect of rice straw mulch on runoff threshold and coefficient from rainfall. *Iranian Journal Water Research*. 8(15): 33–40. (In Persian).
- Han Y, Fan Y, Xin Z, Wang L, Cai Q, Wan X. 2016. Effects of wetting rate and simulated rain duration on soil crust formation of red loam. *Environmental Earth Science*. 75(2): 149.
- Hasanzadeh H, Vaezi A, Mohammadi MH. 2013. Runoff variations in plots with different soil textures under simulated similar rain events. *Iranian Journal of Soil and Water Research*. 44(3): 243–253. (In Persian).
- Hawke RM, Price AG, Bryan RB. 2006. The effect of initial soil water content and rainfall intensity on near-surface soil hydrologic conductivity: a laboratory investigation. *Catena*. 65(3): 237–246.
- Hekmat H. 2012. Optical three-dimensional measuring devices technology and its application. *Manufacturing and Production Magazine*. 43: 96–99.
- Jahanbakhshi F, Ekhtesasi MR, Talebi A, Piri M. 2016. Investigation of permeability of three geological formations in different precipitation intensities using rainfall simulator (Case study: Shirkooh Yazd). 11th National Conference on Watershed Management Sciences and Engineering of Iran. *Yasooj. Iran*. 818–822. (In Persian).
- Jarraud M. 2005. Climate and land degradation. *World Meteorological Organization*. Geneva. Switzerland. 11p.
- Khaledi Darvishan A, Homayounfar V, Sadeghi SHR. 2016a. Designing, construction and calibration of a portable rainfall simulator for field runoff and soil erosion studies. *Journal of Watershed Management Sciences and Engineering*. 10 (34): 105–112. (In Persian).
- Khaledi Darvishan A, Homayounfar V, Sadeghi SHR. 2016b. The impact of standard preparation practice on the runoff and soil erosion rates under laboratory conditions. *Solid Earth*. 7(5): 1293–1302.
- Khaledi Darvishan A, Sadeghi SHR, Homaei M, Arabkhedri M. 2014. Affectability of runoff threshold and coefficient from rainfall intensity

- and antecedent soil moisture content in laboratory erosion plots. *Iranian Journal of Water Research*. 8(15): 41–49. (In Persian).
- Kheirfam H, Sadeghi SHR, Homae M, Zarei Darki B. 2017. Quality improvement of an erosion-prone soil through microbial enrichment. *Soil and Tillage Research*. 165: 230–238.
- Kukul S. S, Sarkar M. 2011. Laboratory simulation studies on splash erosion and crusting in relation to surface roughness and raindrop size. *Journal of the Indian Society of Soil Science*. 59(1): 87–93.
- Kukul SS, Sarkar M. 2010. Splash erosion and infiltration in relation to mulching and polyvinyl alcohol application in Semi-Arid Tropics. *Archives of Agronomy and Soil Science*. 56(6): 697–705.
- Lu P, Xie X, Wang L, Wu F. 2017. Effects of different spatial distributions of physical soil crusts on runoff and erosion on the Loess Plateau in China. *Earth Surface Processes and Landforms*. 42(13): 2082–2089.
- Merz R, Blöschl G, Parajka J. 2006. Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. *Journal of Hydrology*. 331(3): 591–604.
- Nosetto MD, Jobbágy EG, Paruelo JM. 2006. Carbon sequestration in semi-arid rangelands: Comparison of *Pinus ponderosa* plantations and grazing exclusion in NW Patagonia. *Journal of Arid Environments*. 67(1): 142–156.
- Parsons AJ, Stone PM. 2006. Effects of intrastorm variations in rainfall intensity on interrill runoff and erosion. *Catena*. 67(1): 68–78.
- Pérez E, García P. 2016. Monitoring soil sealing in Guadarrama River Basin, Spain, and its potential impact in agricultural areas. *Agriculture*. 6(1): 7 p.
- Peyvashteh F, Asadi H, Akef M. 2010. Relationship between aggregate stability and surface sealing formation and its effect on soil erosion in laboratory conditions. *Iranian Journal of Watershed Management Science and Engineering*. 4(10): 1 – 8.
- Pimentel D, Harvey C, Resosudarmo P, Sinclair K, Kurz D, McNair M, Blair R. 1995. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science-AAAS-Weekly Paper Edition*. 267(5201): 1117–1122.
- Piotrowska-Długosz A, Charzyński P. 2015. The impact of the soil sealing degree on microbial biomass, enzymatic activity, and physicochemical properties in the ekranic technosols of Toruń (Poland). *Journal of Soils and Sediments*. 15(1): 47–59.
- Putjaroon W, Pongboon K. 1987. Amount of runoff and soil losses from various land-use sampling plots in Sakonakorn Province, Thailand. *IAHS-AISH Publication*. 167: 231–238.
- Ramos M C, Nacci S, Pla I. 2000. Soil sealing and its influence on erosion rates for some soils in the mediterranean area. *Soil Science*. 165(5): 398–403.
- Ran Q H, Shi Z N, Fu X D, Wang GQ, Xu Y P. 2012. Impact of rainfall movement on soil crust development. *International Journal of Sediment Research*. 27(4): 439–450.
- Refahi H. 2006. *Water erosion and its control*. 5th Edition, Tehran University Press. 671 p. (In Persian).
- Ries J, Hirt U. 2008. Permanence of soil surface crusts on abandoned farmland in the Central Ebro basin/Spain. *Catena*. 72: 282–296.
- Rubio JL, Forteza J, Andreu V, Cerni R. 1997. Soil profile characteristics influencing runoff and soil erosion after forest fire: A case study (Valencia, Spain). *Soil Technology*. 11(1): 67–78.
- Sadeghi SHR, Gholami L, Sharifi Moghadam E, Khaledi Darvishan A. 2015. Scale effect on runoff and soil loss control using rice straw mulch under laboratory conditions. *Solid Earth*. 6(1): 1–8.
- Sadeghi SHR, Sharifi Moghadam E, Khaledi Darvishan A. 2016. Effects of subsequent rainfall events on runoff and soil erosion components from small plots treated by vinasse. *Catena*. 138: 1–12.

- Seeger M. 2007. Uncertainty of factors determining runoff and erosion processes as quantified by rainfall simulations. *Catena*. 71(1): 56–67.
- Segeren AG, Trout TJ. 1991. Hydraulic resistance of soil surface seals in irrigated furrows. *Soil Science Society of America Journal*. 55(3): 640–646.
- Seifi M, Neyshabouri MR, Rouhipour H, Ahmadi A. 2014. Effects of surface seal on interrill erodibility at various slopes and rainfall intensities under laboratory conditions. *Journal of Water and Soil Science*. 24(1): 55–66. (In Persian).
- Sharifi F, Safarpour Sh, Ayoubzadeh SA, Vakilpour J. 2004. An investigation of factors affecting runoff generation in arid and Semisemi-arid area using simulation and rainfall runoff data. *Iranian Journal of Natural Resources*. 57(1): 33–45. (In Persian).
- Smets T, Poesen J, Knapen A. 2008. Spatial scale effects on the effectiveness of organic mulches in reducing soil erosion by water. *Earth-Science Reviews*. 89(1): 1–12.
- Vaezi AR, Bahrami HA, Sadeghi SHR, Mahdian MH. 2008. Spatial variations of runoff in a port of calcareous soils of semi-arid region in north-west of Iran. *Journal of Agricultural Sciences and Natural Resources*. 15(5): 213–225.
- Vaezi AR, Hasanzadeh H. 2016. Investigation of Soil loss from small plots with different soil textures in sequential simulated rainfall events. *Journal of Water and Soil Sciences*. 20(75): 201–212. (In Persian).
- Vaezi AR, Zarrinabadi E, Auerswald K. 2017. Interaction of land use, slope gradient and rain sequence on runoff and soil loss from weakly aggregated semi-arid soils. *Soil and Tillage Research*. 172: 22–31.
- Walling DE, Collins AL, Sickingabula HM, Leeks GJL. 2001. Integrated assessment of catchment suspended sediment budgets: a Zambian example. *Land Degradation & Development*. 12(5): 387–415.
- Wei L, Zhang B, Wang M. 2007. Effects of antecedent soil moisture on runoff and soil erosion in alley cropping systems. *Agricultural Water Management*. 94(1): 54–62.
- Xin-Hu L, Zhang ZY, Jie YANG, Zhang GH, Bin WANG. 2011. Effects of Bahia grass cover and mulch on runoff and sediment yield of sloping red soil in southern China. *Pedosphere*. 21(2): 238–243.
- Zarea Khormizi M, Najafinejad A, Noura N. Kavian A. 2013. The effects of soil properties on runoff and soil loss generation in the farm lands of the Chehel-Chai Watershed, Golestan Province. *Journal of Water and Soil Sciences*. 17(64): 173–183. (In Persian).
- Zarrinkafsh M. 1992. Morphology evaluation and quantitative analysis of soil, water and plants. *Applied Soil Science*, Tehran University Press, 2nd Edition. 345 p. (In Persian).
- Zhao L, Liang X, Wu F. 2014. Soil surface roughness change and its effect on runoff and erosion on the loess plateau of China. *Journal of Arid Land*. 6(4): 400–409.
- Zhou H, Peng X, Darboux F. 2013. Effect of rainfall kinetic energy on crust formation and interrill erosion of an ultisol in subtropical China. *Vadose Zone Journal*. 12(4): 1–9.



Watershed Management Research

VOL. 33, No. 4, Ser. No: 129, Winter 2021, pp. 77 -93
DOI: 10.22092/wmej.2020.123725.1161

The Role of Surface Sealing Caused by Subsequent Rainfall in the Runoff Components at the Kojour Watershed Mazandaran

Reza Zarei

Former Master Student, Department of Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Tarbiat Modares University, Noor, Iran

Abdulvahed Khaledi Darvishan

(Corresponding Author)* Associate Professor, Department of Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources, Tarbiat Modares University, Noor, Mazandaran, Iran

Corresponding Author's Email: a.khaledi@modares.ac.ir

Received: 15 October 2018

Accepted: 17 March 2020

Abstract

Degradation of aggregates due to rain drop impacts leads to surface sealing formation, roughness reduction, filling of soil pores and consequently increase in the runoff rate and soil loss. Despite the effect on aggregate breakdown and formation of surface sealing, rainfall sequence is among the factors that have been less studied so far. Effect of three subsequent rainfalls and surface sealing formation were investigated on runoff and soil loss components in small experimental plots under simulated rainfalls with the intensities of 50 and 90 mm h⁻¹ and duration of 15 min after time to runoff, in two soil types of sandy-loam and sandy-clay-loam, respectively. The results indicated that soil surface seal was formed by subsequent rainfalls in both of the studied soil textures and rainfall intensities. The rainfall sequence had the significant effect ($P < 0.01$) on the time to runoff initiation, runoff volume and runoff termination. Based on the results of a 3D scanning, soil surface roughness decreased from 1.30 to 1.18 in sandy-loam and from 1.80 to 1.31 mm in the sandy-clay-loam soil as a result of rainfall sequence with the intensity of 50 mm h⁻¹. However, soil surface roughness increased and became 2.37 and 1.99 mm in sandy-loam and sandy-clay-loam soils, respectively, at the rainfall intensity of 90 mm h⁻¹. Regarding the effects of vegetation residues on the structural modification and physical protection of surface soil against raindrop impacts, it is suggested to reduce grazing and also to increase the vegetative cover in the area in order to reduce surface sealing.

■ **Keywords:** Aggregate stability, 3D scanner, Hydrological response, Rainfall simulator, Soil surface roughness ■