

مقدمه

فرسایش بین‌شیاری^۳ یکی از انواع رایج فرسایش ناشی از باران در اراضی کشاورزی است [۲۴] که تأثیر معنی‌داری بر هدررفت خاک به‌ویژه ذرات ریز و حاصلخیز دارد و می‌تواند باعث آلودگی آب‌های سطحی از طریق مواد شیمیایی منتقل شده از اراضی کشاورزی گردد [۴]. در این نوع فرسایش، جدا شدن ذرات خاک در اثر برخورد قطرات باران و انتقال این ذرات از طریق پاشمان و جریان ورقه‌ای کم‌عمق اتفاق می‌افتد [۲ و ۲۹]. به‌طور کلی فرسایش بین‌شیاری در مکان‌هایی مانند اراضی مرتعی، زمین‌های شخم نخورده و یا زمین‌هایی که شیب آن‌ها کم است به‌عنوان فرآیند غالب فرسایش محسوب می‌شود. از آنجایی که فرسایش بین‌شیاری سهم زیادی در انتقال ذرات ریز دارد، این فرآیند به‌طور عمده مسئول کاهش حاصلخیزی خاک و آلودگی آب‌های سطحی نیز می‌باشد [۳۳]. در فرسایش بین‌شیاری قطرات باران و جریان ورقه‌ای حاصل از باران دو عامل مهم در جداسازی و انتقال ذرات از سطح خاک هستند [۱۹]. در فرسایش بین‌شیاری، جریان ورقه‌ای نقش انتقال ذرات جدا شده در اثر برخورد قطرات باران را ایفاء می‌کند [۲۹]. عمق جریان، سرعت جریان و پارامترهای هیدرولیکی جریان (تنش برشی، قدرت جریان و قدرت جریان واحد) برای تعیین قدرت فرسایش بین‌شیاری کم‌عمق سطحی (ورقه‌ای) به کار می‌رود [۱۹]. در سطوح بین‌شیاری به علت کم بودن درجه و طول شیب و تنش برشی کم جریان، جداسازی ذرات توسط جریان ورقه‌ای ناچیز است [۲۹].

فرسایش بین‌شیاری تحت تأثیر عوامل متعددی مانند ویژگی‌های باران (قطر قطرات، انرژی جنبشی، مقدار و شدت باران)، ویژگی‌های هیدرولیک جریان سطحی (سرعت و عمق جریان)، ویژگی‌های خاک (بافت، توزیع اندازه خاک‌دانه، مقاومت برشی خاک و رطوبت اولیه) و شرایط سطحی زمین (شیب، پوشش گیاهی، پستی و زبری سطح) قرار می‌گیرد [۲۰ و ۲۹]. ویژگی‌های باران تعیین‌کننده قدرت فرسایش بین‌شیاری باران و جریان سطحی ناشی از آن می‌باشد، در حالی که ویژگی‌های خاک و شرایط سطحی آن، جدایش‌پذیری و انتقال‌پذیری ذرات را تحت تأثیر قرار می‌دهد. [۱۲]. اخیراً در پژوهش‌های فرسایش خاک، به‌منظور بررسی دقیق‌تر فرآیندهای جدا شدن و انتقال ذرات خاک در اثر بارندگی و یا رواناب، فرسایش

تغییرات زمانی فرسایش بین‌شیاری تحت تأثیر درجه شیب در خاک‌های با بافت مختلف

مجید فرومدی^۱ و علی‌رضا واعظی^۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۲/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۲/۱۴

چکیده

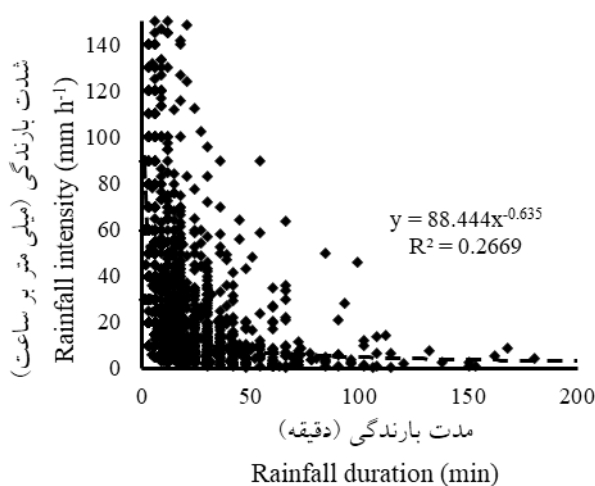
فرآیند جدا شدن ذرات خاک به وسیله قطرات باران و انتقال آن‌ها بر اثر پاشمان و یا جریان کم‌عمق سطحی، فرسایش بین‌شیاری در نظر گرفته می‌شود که می‌تواند باعث کاهش حاصلخیزی خاک و آلودگی آب‌های سطحی شود. این پژوهش به‌منظور بررسی تغییرات زمانی فرسایش بین‌شیاری در خاک‌های مختلف تحت تأثیر شیب سطح انجام گرفت. برای این منظور آزمایش در سه خاک منطقه نیمه‌خشک با بافت مختلف در چهار شیب تحت باران شبیه‌سازی شده با شدت ثابت ۳۰ میلی‌متر بر ساعت در سه تکرار با مجموع ۳۶ واحد آزمایشی اجرا شد. نتایج نشان داد که آستانه وقوع فرسایش بین‌شیاری در شیب‌های بالا سریع‌تر به وقوع پیوست. خاک درشت‌بافت (لوم‌رس‌شنی) به دلیل وجود ذرات درشت‌دانه وابستگی بیشتری به شیب سطح دارد و در شیب‌های پایین به دلیل عدم تشکیل جریان‌های سطحی زیاد، آستانه وقوع فرسایش بین‌شیاری با تأخیر بیشتری رخ می‌دهد. به‌طور کلی این پژوهش نشان می‌دهد که درجه شیب عامل مهم مؤثر بر آستانه زمانی وقوع، زمان اوج و شدت تغییرات فرسایش بین‌شیاری در خاک‌های منطقه نیمه‌خشک می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: انتقال ذرات خاک، جریان کم‌عمق، رسوب‌گذاری، ضربه قطرات باران، غلظت جریان

مواد و روش‌ها

تیمارهای آزمایشی

آزمایش در سه خاک با بافت مختلف (لوم، لومرسی و لومرسی شنی) در چهار سطح شیب (صفر، ۱۰، ۲۰ و ۳۰ درصد) تحت باران با شدت ثابت ۳۰ میلی‌متر بر ساعت در سه تکرار در مجموع با ۳۶ واحد آزمایشی انجام شد. برای انتخاب شدت و مدت بارندگی، از تحلیل‌های انجام گرفته روی ۱۹۶۱ رخداد باران ثبت شده در ایستگاه باران‌نگاری قلتوق واقع در غرب زنجان طی سال‌های ۱۳۸۰-۱۳۹۰ استفاده شد [۷] (شکل ۱). باران‌های رایج در منطقه از شدت حدود ۳۰ میلی‌متر بر ساعت (با حدود ۲۶ درصد فراوانی) با مدت بین ۷/۵ و ۱۵ دقیقه (با حدود ۳۲ درصد فراوانی) برخوردارند. خاک‌های مورد مطالعه در این پژوهش از مناطق مختلف استان زنجان شناسایی گردید. این منطقه در ارتفاع ۱۳۲۹ متری از سطح دریا با طول جغرافیایی ۴۸ درجه و ۵ دقیقه و ۳۵ ثانیه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۵۷ دقیقه و ۳۹ ثانیه شمالی قرار دارد. میانگین بارندگی سالانه ۳۱۵ میلی‌متر و اقلیم منطقه به روش دمارتن، نیمه‌خشک می‌باشد. از نظر زمین‌شناسی این منطقه بر روی رسوبات کواترنری واقع شده است [۱]. خاک منطقه به شدت تحت تأثیر فرسایش پاشمانی است و سله‌ها که از پیامدهای این نوع فرسایش می‌باشد، سراسر سطح آن را در بر گرفته است. در بسیاری از زمین‌های شیب‌دار فرسایش شیاری و خندقی نیز به چشم می‌خورد. این منطقه یکی از منابع مهم تولید رسوب در حوزه آبخیز سفیدرود می‌باشد [۳۹].



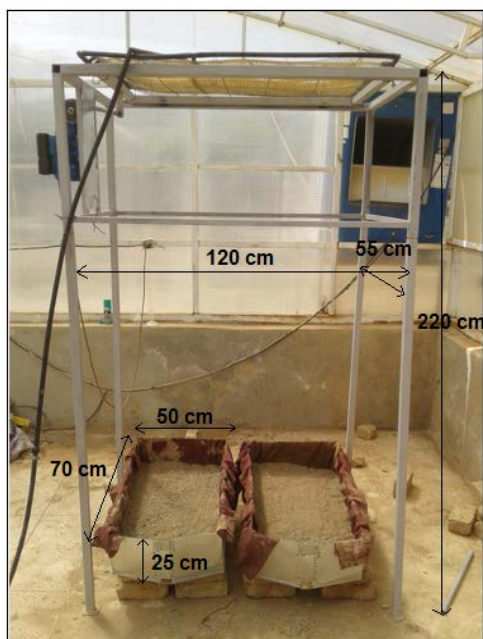
شکل ۱- توزیع شدت بارش به ازای مدت بارندگی در ایستگاه قلتوق زنجان برای سال‌های ۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰ [۷]

Fig 1. Intensity-duration distribution rainfalls in Qoltuq station, Zanjan for 2001-2011 [7]

بین‌شیاری از فرسایش شیاری تفکیک شده است [۳۰، ۴۲ و ۴۴]. از این رو، لازم است طراحی و انجام آزمایش‌های مربوط به فرسایش بین‌شیاری به نحوی صورت پذیرد که فرآیند جدا شدن صرفاً در اثر برخورد قطرات باران و انتقال آن‌ها به وسیله پاشمان و یا جریان رواناب کم‌عمق انجام شود [۲۳ و ۳۵].

در زمینه فرسایش بین‌شیاری تاکنون مطالعات زیادی صورت گرفته است. محمودآبادی و همکاران [۳۰] در پژوهشی که به ارزیابی مدل فرآیندی WEPP در برآورد شدت فرسایش بین‌شیاری با استفاده از شبیه‌ساز باران پرداختند، نشان دادند که در تنش‌های برشی کم‌تر از آستانه، مدل WEPP تمایل به بیش‌برآورد فرسایش بین‌شیاری دارد. محمودآبادی و سردا [۲۹] در پژوهشی به ارزیابی و بهبود مدل WEPP برای مناطق خشک و نیمه‌خشک برای فرسایش بین‌شیاری با استفاده از شبیه‌ساز باران در مقیاس کرت پرداختند. نتایج نشان داد که شدت فرسایش بین‌شیاری اندازه‌گیری شده در دامنه $۹/۳ \times 10^{-6}$ تا $۸۹/۶ \times 10^{-6}$ کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه است. سیفی و همکاران [۳۶] در پژوهشی به بررسی تأثیر اندوده سطحی بر فرسایش بین‌شیاری در شیب و شدت بارندگی مختلف در شرایط آزمایشگاهی پرداختند. نتایج نشان داد که تشکیل اندوده سطحی طی بارندگی باعث افزایش مقاومت برشی خاک و کاهش فرسایش‌پذیری بین‌شیاری شد. ژانگ و وانگ [۴۵] در پژوهشی به بررسی اثرات متقابل شدت باران و عمق جریان بر روی قدرت انتقال رسوب و توسعه یک مدل فرسایش بین‌شیاری پرداختند. نتایج نشان داد که با افزایش شدت باران و عمق جریان، قدرت انتقال رسوب به‌طور قابل توجهی افزایش یافت. کیانی هرچگانی و همکاران [۲۲] در پژوهشی به تحلیل حلقه‌های سنجه رسوبی فرسایش بین‌شیاری در رگبارهای پیاپی تحت شرایط آزمایشگاهی پرداختند. نتایج بیانگر افزایش عمق رواناب با افزایش تعداد رگبارهای پیاپی در شدت بارندگی ۳۰ میلی‌متر بر ساعت بود.

فرسایش بین‌شیاری از شکل‌های مهم فرسایش خاک در مناطق خشک و نیمه‌خشک است. در این مناطق دوره‌های طولانی‌مدت خشکی مانع از استقرار و حفظ پوشش گیاهی می‌شود [۲۶]. از سوی دیگر خاک‌های واقع در مناطق خشک و نیمه‌خشک اغلب کم‌عمق، با مواد آلی کم و ساختمان ضعیف می‌باشند [۲۷ و ۴۱]. هر چند تحقیقات کلی در مورد نقش درجه شیب یا شدت باران بر میزان فرسایش بین‌شیاری مورد توجه برخی از محققین قرار گرفته، لیکن تحقیقات دقیق در مورد تغییرات زمانی فرسایش بین‌شیاری در یک رخداد باران در شیب‌های مختلف مورد بررسی قرار نگرفته است. از این رو در این پژوهش تغییرات زمانی فرسایش بین‌شیاری در سطوح مختلف شیب در بافت‌های مختلف خاک در منطقه نیمه‌خشک در شمال غرب کشور مورد بررسی قرار گرفت.



شکل ۲- نمای از فلوم فرسایشی و دستگاه شبیه‌ساز باران مورد استفاده در پژوهش

Fig 2. View of the erosion flume and rainfall simulator used in the research

اندازه‌گیری تغییرات زمانی فرسایش بین‌شیاری

برای اندازه‌گیری مقدار فرسایش بین‌شیاری از سه فلوم آزمایشی به عرض ۵۰ سانتی‌متر و به طول ۷۰ سانتی‌متر و ارتفاع ۲۵ سانتی‌متر [۴۵] استفاده شد. کف فلوم دارای یک لایه شنی با قابلیت زهکشی بود و در درون آن خاک تا عمق ۱۵ سانتی‌متر قرار گرفت. پس از پر کردن فلوم با خاک، سطح خاک به آرامی تسطیح شد. برای جلوگیری از خارج شدن خاک از منافذ پایین فلوم، قبل از پر کردن فلوم یک قطعه پارچه توری و منفذدار در انتهای آن قرار داده شد. با توجه به ابعاد دستگاه شبیه‌ساز باران (۵۰ سانتی‌متر × ۱۲۰ سانتی‌متر)، در هر آزمایش دو قطعه فلوم در زیر دستگاه قرار می‌گرفت. فلوم‌های آزمایشی محتوی خاک‌های مختلف تحت باران شبیه‌سازی شده با شدت ۳۰ میلی‌متر بر ساعت به مدت ۶۰ دقیقه قرار گرفتند. در فاصله زمانی یک دقیقه، به مدت یک ساعت رواناب و رسوب حاصل از هر فلوم در ظرفی معین جمع‌آوری شد. مقدار فرسایش بین‌شیاری از مقدار رسوب (گرم) خروجی از هر فلوم طی هر رخداد در واحد سطح (مترمربع) و واحد زمان (دقیقه) به دست آمد.

تجزیه و تحلیل داده‌ها

به‌منظور تجزیه و تحلیل داده‌ها، ابتدا نرمال بودن توزیع آماری داده‌ها بر مبنای تحلیل چولگی و کشیدگی داده‌ها تعیین شد [۶]. تغییرات فرسایش بین‌شیاری بین بازه‌های زمانی طی بارندگی مورد

نمونه‌های خاک از عمق صفر تا ۳۰ سانتی‌متری برداشت و با الک هشت میلی‌متری غربال شدند [۱۵] تا شباهت نمونه‌های عبور داده شده از این الک با خاک طبیعی حفظ شود. انتخاب عمق صفر تا ۳۰ سانتی‌متر بر اساس مشاهده انتقال ذرات ریز و تشکیل بافت درشت و سنگی در خاک‌ها بود چرا که خاک زیرسطحی تحت فرآیندهای فرسایشی قرار نمی‌گیرد. در نمونه خاک گذرانده از الک، ذرات معدنی درشت (سنگ‌ریزه) به صورت دستی برداشت شدند و تنها خاک‌دانه‌های با قطر کوچک‌تر از ۸ میلی‌متر برای انجام آزمایش‌های فرسایش مورد استفاده قرار گرفتند. مقداری از خاک عبور داده شده از الک دو میلی‌متر نیز برای انجام آزمایش‌های معمول فیزیکی و شیمیایی تهیه و به آزمایشگاه منتقل شد.

تعیین ویژگی‌های خاک

ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک شامل توزیع اندازه ذرات (PSD) به روش هیدرومتری تعیین شد [۹]. فراوانی ذرات بر اساس روش دانه‌بندی آمریکایی [۳۸] تعیین شد. چگالی ظاهری در نمونه خاک برداشت شده به وسیله سیلندر فلزی با قطر داخلی ۵ سانتی‌متر و ارتفاع ۴/۹ سانتی‌متر تعیین شد [۸]. میانگین وزنی قطر خاک‌دانه (MWD) پایدار در آب بر اساس مقاومت خاک‌دانه‌ها در آب به روش الک تر [۱۷] در خاک‌دانه‌هایی با قطر کوچک‌تر از شش میلی‌متر با استفاده از دستگاه مکانیکی با نوسان ۳۰ دور در دقیقه به مدت یک دقیقه [۱۸]، متوسط اندازه خاک‌دانه با جداسازی خاک‌دانه‌ها به وسیله سری الک‌ها [۲۱]، هدایت هیدرولیکی اشباع به روش بار ثابت [۳۴]، درصد ماده آلی به روش والکلی - بلک [۴۳]، درصد کربنات کلسیم معادل به روش خنثی‌سازی با اسید کلریدریک [۱۴] و درصد سدیم تبادل‌پذیر خاک (ESP) نیز به روش استات آمونیوم [۲۵] تعیین شدند.

شبیه‌سازی باران

شبیه‌سازهای باران ابزارهای مناسبی برای بررسی تغییرات خاک تحت فرآیند فرسایش و هم‌چنین ارزیابی شرایط محیطی مانند شیب زمین، رطوبت اولیه خاک و شدت باران از نظر فرسایش خاک می‌باشند [۲]. در این پژوهش از یک دستگاه شبیه‌ساز باران قابل حمل و متحرک با چارچوب فلزی با صفحه بارشی به طول ۱۲۰ و به عرض ۵۵ سانتی‌متر و ارتفاع ۲۲۰ سانتی‌متر استفاده شد (شکل ۲). دستگاه شبیه‌ساز باران از قابلیت نوسان ۲۰ دور در دقیقه برخوردار بود. صفحه بارش باران‌ساز از ۴۸۰ قطعه نازل قطره‌ساز تشکیل شده بود. نازل‌ها به فاصله سه سانتی‌متری از هم برای ایجاد بارش یکنواخت باران قرار گرفتند. نازل‌ها توانایی تولید قطراتی با قطر ۲/۱ میلی‌متر را داشتند. قطر قطرات باران شبیه‌سازی شده به روش گلوله آردی [۱۰] تعیین شد. شدت باران (۳۰ میلی‌متر بر ساعت) با ایجاد توزیع یکنواخت در دستگاه باران‌ساز قابل شبیه‌سازی بود. مدت بارندگی در تمام آزمایش‌ها یکسان و برابر ۶۰ دقیقه در نظر گرفته شد. انتخاب زمان ثابت (۶۰ دقیقه) برای کل آزمایش‌ها به دلیل امکان پایش تغییرات زمانی فرسایش بین‌شیاری در زمان نسبتاً طولانی و

رابطه بین فرسایش بین‌شیاری و شیب سطح در خاک‌های مختلف

نتایج نشان داد که بین فرسایش بین‌شیاری و شیب سطح در بافت‌های مختلف رابطه‌ای معنی‌دار وجود دارد و به‌طور کلی مقدار فرسایش بین‌شیاری با افزایش شیب سطح افزایش یافت (شکل ۳). درجه وابستگی فرسایش بین‌شیاری به شیب سطح در خاک‌های مختلف متفاوت بود. این تفاوت به دلیل تغییر میزان ذرات قابل انتقال در سطح در خاک‌های مختلف بود. در خاک لوم‌رس‌شنی بیش‌ترین وابستگی بین فرسایش بین‌شیاری و شیب سطح وجود داشت ($R^2=0.99, P<0.001$). در حالی که در خاک لوم‌رسی کم‌ترین مقدار وابستگی بین فرسایش بین‌شیاری و شیب سطح وجود داشت ($R^2=0.53$). در خاک با بافت درشت‌تر (لوم‌رس‌شنی) نسبت به خاک ریزتر (لوم‌رسی) به دلیل وجود ذرات درشت‌دانه زیاد، قابلیت انتقال ذرات در جریان‌های سطحی اندک است و وجود شیب زیاد برای تولید جریان بیش‌تر و انتقال ذرات درشت‌تر حائز اهمیت است. شن و همکاران [۳۷] نیز در پژوهشی که در زمینه فرسایش شیاری در خاک‌های لسی در چین انجام دادند نشان دادند که فرسایش شیاری به صورت قابل توجهی تحت تأثیر شیب سطح قرار دارد.

تغییرات زمانی فرسایش بین‌شیاری

بررسی الگوی تغییرات زمانی فرسایش بین‌شیاری نشان داد که با افزایش درجه شیب، زمان آغاز فرسایش بین‌شیاری کاهش یافت به‌طوری که در شیب ۳۰ درصد در دو خاک لوم و لوم‌رسی وقوع فرسایش بین‌شیاری در دقیقه ۲۷ رخ داد (شکل ۴ الف و ب). وجود شیب زیاد امکان تولید جریان سطحی قوی‌تر و سریع‌تر برای وقوع

مقایسه قرار گرفت شد. برای این منظور از نرم‌افزار SPSS نسخه ۲۰ بهره گرفته شد. برای رسم نمودارها از نرم‌افزار Excel نسخه ۲۰۱۳ استفاده شد.

نتایج

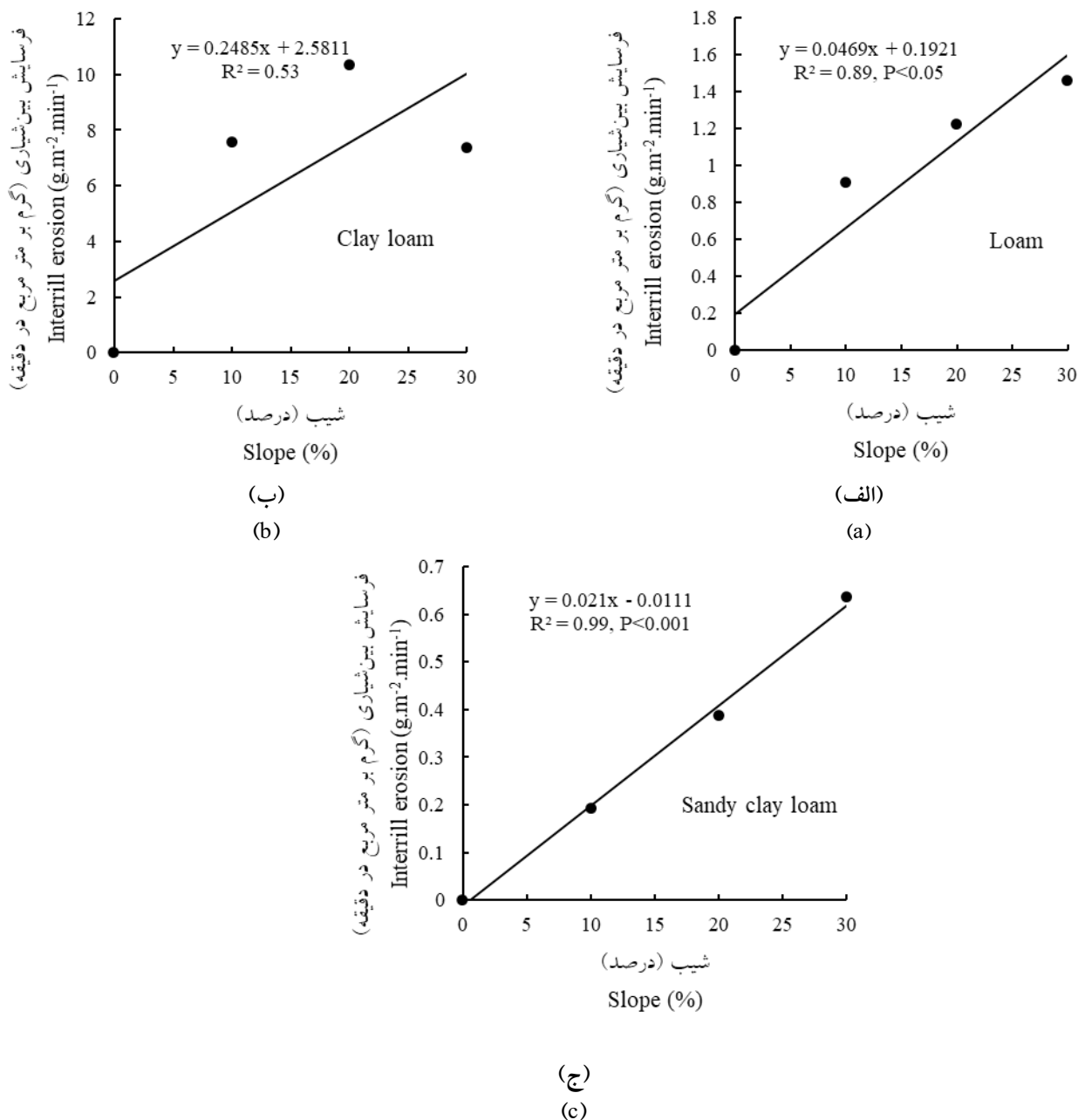
ویژگی خاک‌های مورد بررسی

ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است. خاک‌ها دارای محتوای بسیار اندک ماده آلی (کم‌تر از یک درصد) هستند و به دلیل وجود درصد بالایی از آهک (۱۴-۱۲ درصد) در گروه خاک‌های آهکی [۱۳] قرار دارند. پایداری خاک‌دانه‌ها در آب برای مدت ۱ دقیقه بسیار پایین (۰/۵۲ تا ۰/۹۷ میلی‌متر) است و نشان از حساسیت بالای خاک به تخریب ساختمان در اثر بارندگی دارد [۳۲]. متوسط اندازه خاک‌دانه‌ها در سه بافت لوم، لوم‌رسی و لوم‌رس‌شنی به ترتیب ۲/۱۴، ۲/۰۱ و ۲/۳۱ میلی‌متر بود. برزگر و همکاران [۵] بیان کردند زمانی که هم‌آوری ذرات رس و تشکیل خاک‌دانه به دلیل حضور یون‌های کلسیم یا مواد آلی باشد، رس‌ها نمی‌توانند در پیوند ذرات چندان مؤثر باشند و بنابراین مقدار کل رس، اثر قابل توجهی بر مقاومت خاک‌دانه‌ها نمی‌گذارد. ضعف پوشش گیاهی و برگشت ناچیز بقایای گیاهی، عامل اصلی کمبود ماده آلی و کاهش درجه تشکیل و پایداری خاک‌دانه‌ها است. با توجه به مقدار بالای سدیم تبادلی خاک در خاک لوم (۵/۱۲ درصد) و لوم‌رس‌شنی (۶/۱۳ درصد)، این ویژگی خاک می‌تواند یکی از عوامل مهم ناپایداری خاک‌دانه‌ها و فروپاشی آن‌ها در این خاک‌ها باشد.

جدول ۱- ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک مورد مطالعه در غرب استان زنجان

Table 1. Physical and chemical properties of soil studied in the west of Zanjan province

Soil texture خاک بافت			Soil properties		ویژگی‌های خاک
لوم‌رس‌شنی Sandy clay loam	لوم‌رسی Clay loam	لوم Loam			
55.50	26.42	45.80	Sand (%)		شن (درصد)
22.25	36.06	36.65	Silt (%)		سیلت (درصد)
22.25	37.52	17.55	Clay (%)		رس (درصد)
18.20	8.70	15.60	Gravel (%)		سنگ‌ریزه (درصد)
1.29	1.17	1.20	Bulk density (g.cm ⁻³)		چگالی ظاهری (گرم بر سانتی‌متر مکعب)
2.31	2.01	2.14	MWD (mm)		اندازه خاک‌دانه (میلی‌متر)
0.96	0.52	0.97	MWD _{wet} (mm)		پایداری خاک‌دانه (میلی‌متر)
8.22	5.34	2.82	Saturated hydraulic conductivity (cm.h ⁻¹)		هدایت هیدرولیکی اشباع (سانتی‌متر بر ساعت)
0.35	0.44	0.58	OM (%)		ماده آلی (درصد)
20.55	23.26	27.85	CaCO ₃ (%)		آهک (درصد)
6.13	2.17	5.12	ESP		درصد سدیم تبادلی



شکل ۳- رابطه بین شیب و فرسایش بین‌شیاری در خاک لوم (الف)، لومرسی (ب) و لومرسی شنی (ج)

Fig 3. The relationship between the slope and interrill erosion in loam soil (a), clay loam (b) and sandy clay loam (c)

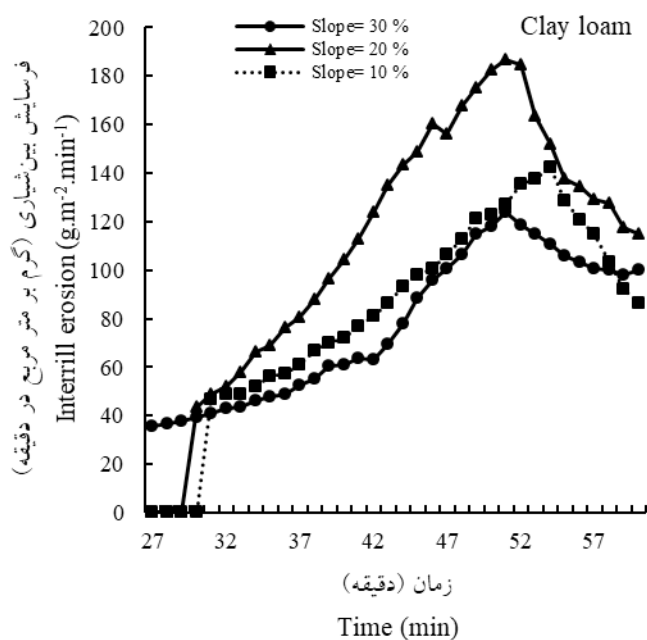
روند از شدت بیش‌تری برخوردار بود. با این حال در ادامه بارندگی به دلیل انتقال بخش عمده ذرات فرسایش‌پذیر در زمان‌های اولیه، افزایش شدت فرسایش بین‌شیاری روندی تدریجی داشت و در لحظات پایانی روندی کاهشی داشت [۱۵]. در دو خاک لوم و لومرسی در شیب ۳۰ درصد مقدار فرسایش بین‌شیاری به شدت افزایش پیدا کرد و در ادامه به اوج خود رسید و در زمان‌های پایانی از روند کاهشی پیروی کرد؛ این در حالی بود که در شیب ۲۰ درصد در اوایل بارش مقدار فرسایش بین‌شیاری کم‌تر از شیب ۳۰ درصد بود اما در این شیب روند افزایشی مقدار فرسایش بین‌شیاری تا زمان‌های انتهایی بارش ادامه پیدا کرد و این موضوع باعث شد تا

فرسایش بین‌شیاری فراهم می‌آورد. هم‌چنین بررسی الگوی تغییرات مقدار فرسایش بین‌شیاری در بازه‌های زمانی مختلف نشان داد که با افزایش درجه شیب مقدار فرسایش بین‌شیاری در تمامی خاک‌ها روند افزایشی داشت و مقدار آن در شیب‌های بالاتر بیش‌تر بود که علت این موضوع به دلیل افزایش سرعت جریان در اثر افزایش درجه شیب بود (شکل ۴).

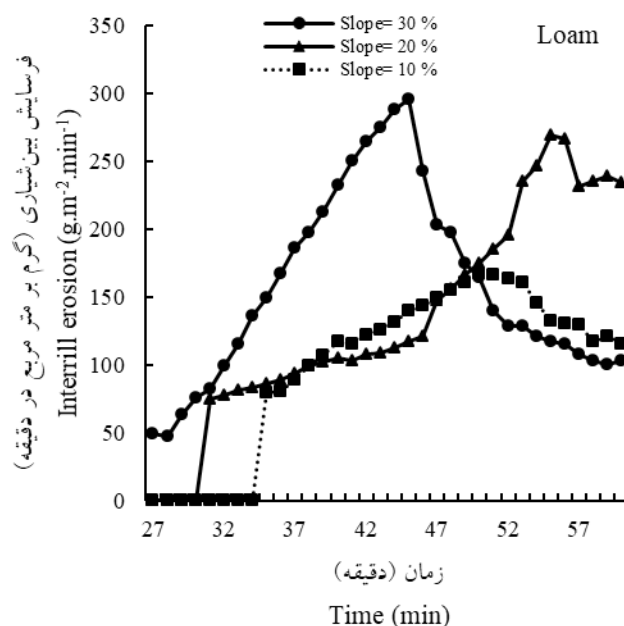
در اوایل بارندگی، فرسایش بین‌شیاری در خاک‌ها کم بود و با گذشت زمان با انتقال ذرات فرسایش‌پذیر، فرسایش بین‌شیاری افزایش یافت. روند افزایش شدت فرسایش بین‌شیاری در زمان‌های اولیه بارندگی در اغلب شیب‌ها زیاد بود و در شیب‌های بالاتر این

اواخر باراندگی در این شیب شد. هم‌چنین شدت اوج فرسایش بین‌شیاری در خاک لوم و لومرسی نسبت به خاک لومرسی شنی بارزتر بود که علت این موضوع وجود ذرات شن بیشتر در خاک لومرسی شنی بود. بررسی‌های لی‌یو و همکاران [۲۸] نشان داد که در

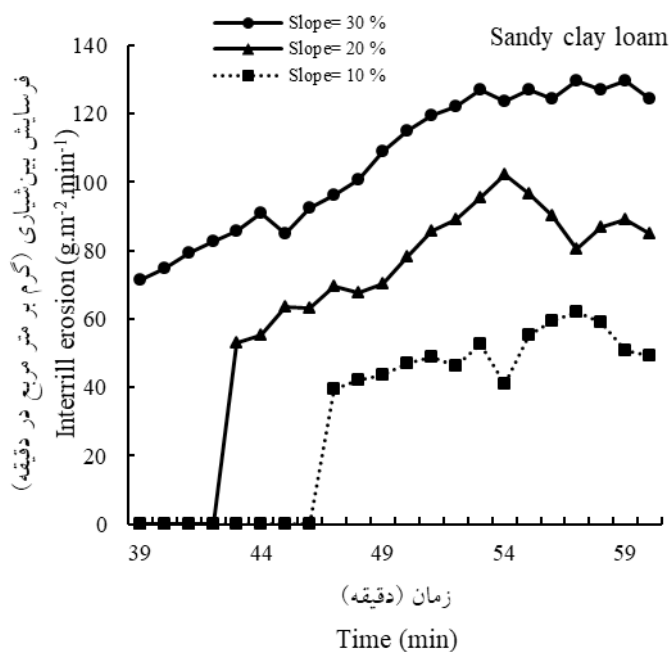
مقدار فرسایش بین‌شیاری در اواخر باراندگی در شیب ۲۰ درصد از شیب ۳۰ درصد پیشی بگیرد که علت این موضوع را می‌توان هدررفت سریع ذرات فرسایش‌پذیر در شیب ۳۰ درصد دانست و همین موضوع باعث کاهش شدید مقدار فرسایش بین‌شیاری در



(ب)
(b)



(الف)
(a)



(ج)
(c)

شکل ۴- تغییرات فرسایش بین‌شیاری در طی زمان در خاک لوم (الف)، لومرسی (ب) و لومرسی شنی (ج)

Fig 4. Variation of interrill erosion in during time in Loam (a), Clay loam (b) and Sandy clay loam (c)

به آگاهی از درجه شیب است. با آگاهی از درجه شیب، می توان زمان تولید بیشترین جریان آب و فرسایش بین شیبی را پیش بینی کرد و فرساینده ترین شیب های منطقه از نظر فرسایش بین شیبی را تشخیص داد. هم چنین نتایج این پژوهش می تواند به گسترش معادلاتی برای کمی سازی تغییرات زمانی فرسایش بین شیبی در شیب های مختلف و در نهایت مدل سازی دقیق این نوع فرسایش خاک کمک کند.

منابع

1. Abdinezhad, P. Feiznia, S. and Peirovan H. 2013. Compare marl soil erodibility in Zanjan Province using simulators rain. Journal of Soil Research. 28(2): 408-419. (In Persian).
2. Asadi, H. and Rouhipour, H. 2007. The dynamic of sheet erosion. In Proceedings of the 10th Iranian Soil Science Congress. 1256-1257. (In Persian).
3. Asadi, H. Moussavi, A. Ghadiri, H. and Rose, C.W. 2011. Flow-driven soil erosion processes and the size selectivity of sediment. Journal of Hydrology. 406(1-2): 73-81.
4. Bajracharya, R.M. Lal, R. and Elliot, W.J. 1992. Interrill erodibility of some Ohio soils based on field rainfall simulation. Soil Science Society of America Journal. 56(1): 267-272.
5. Barzegar, A.R. Oades, J.M. Rengasamy, P. and Murray, R.S. 1995. Tensile strength of dry, remolded soils as affected by properties of the clay fraction. Geoderma. 65(1-2): 93-108.
6. Berthouex, P.M. and Brown, L.C. 1994. Statistics for Environmental Engineers, Lewis Publishers. Spanish. Journal of Agriculture Research. 2(1): 42-58.
7. Besharat F. and Vaezi A.R. 2015. Soil loss under simulated rainfalls rainfall during events on runoff and soil loss under simulated rainfalls. Iranian Watershed Management Science and Engineering. 9(29): 9-18. (In Persian).
8. Blake, G.R. and Hartge, K.H. 1986. Bulk Density 1. Methods of Soil Analysis: Part 1 Physical and Mineralogical Methods. (methodsofsoilan1). 363-375.
9. Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analyses of soils 1. Agronomy journal. 54(5): 464-465.
10. Carter, C.E. Greer, J.D. Braud, H.J., and Floyd,

آغاز بارندگی به دلیل پایین بودن رطوبت خاک، سرعت نفوذ آب به خاک بالا و مقدار رواناب کم می باشد. با گذشت زمان و پر شدن خلل و فرج خاک، سرعت نفوذ کاهش یافته و میزان رواناب تولیدی رو به افزایش می گذارد و در نهایت به میزان ثابتی می رسد. مطالعه کالو و همکاران [۱۱] نشان داد سهم زیادی از انتقال رسوب (۷۰-۸۰ درصد) مربوط به زمان های اوج جریان است. فرانتی و همکاران [۱۶] نشان دادند که فرسایش پذیری خاک پس از عملیات شخم (مراحل اولیه فرسایش) بیشترین مقدار خود را دارد و این به دلیل سست شدن خاک ها و از هم جدا شدن ذرات خاک در اثر شخم است. در بازه های زمانی ابتدایی، فراهمی ذرات قابل انتقال زیاد بوده و بخش عمده انرژی رواناب صرف انتقال این رسوبات می شود [۱۶]. در پژوهشی واعظی و همکاران [۴۰] در بررسی فرسایش پاشمانی نشان دادند که با تداوم بارندگی، میزان پاشمان ذرات خاک تا زمان ۴۵ دقیقه به دلیل تخریب بیشتر خاک دانه ها افزایش یافت و پس از این زمان، به دلیل تشکیل اندوده سطحی از تخریب بیشتر خاک دانه ها و تا اندازه ای از پاشمان بیشتر ذرات جلوگیری به عمل آمد و مقدار پاشمان و فرسایش خاک کاهش یافت.

بحث و نتیجه گیری

این پژوهش نشان داد که آستانه وقوع فرسایش بین شیبی تحت تأثیر درجه شیب سطح قرار دارد و با افزایش شیب سطح، آستانه زمانی وقوع فرسایش بین شیبی کاهش می یابد. شدت تغییرات زمانی فرسایش بین شیبی با افزایش درجه شیب افزایش می یابد. با افزایش درجه شیب از یک سو به دلیل افزایش دبی جریان، سرعت و حجم جریان افزایش می یابد و از سوی دیگر افزایش سرعت و حجم جریان موجب تخریب بیشتر ساختمان خاک سطحی می گردد که این دو منجر به تولید ذرات حساس بیشتر در سطح خاک شده و شدت فرسایش بین شیبی را افزایش می دهد. فرسایش بین شیبی در شیب های مختلف دچار تغییرات زمانی آشکاری بود. در خاک های درشت بافت مانند لوم رس شنی به دلیل فراوانی بیشتر ذرات درشت دانه (شن و سنگ ریزه)، شدت فرسایش بین شیبی در زمان های آغازین بارندگی بسیار ناچیز است و با تداوم بارندگی، جریان سطحی به یکباره توانایی انتقال ذرات سطح را پیدا می کند. افزایش شیب سطح موجب تسریع آستانه فرسایش بین شیبی در این خاک می شود. پس از این زمان، الگوی افزایش فرسایش بین شیبی بر خلاف دو خاک دیگر بسیار تدریجی است. در خاک لوم و لومرسی، فراوانی بیشتر ذرات ریز موجب می شود شدت تغییرات فرسایش بین شیبی طی زمان بسیار زیاد باشد و در زمانی (بین ۳۸ و ۴۴ دقیقه در خاک لوم و بین ۴۷ و ۵۲ دقیقه در خاک لومرسی) به اوج می رسد. در این زمان بخش عمده ذرات قابل انتقال توسط جریان سطحی دچار فرسایش شده و از آن پس میزان فرسایش بین شیبی به شدت افت پیدا می کند. به طور کلی این مطالعه نشان می دهد که پیش بینی تغییرات زمانی فرسایش بین شیبی در هر خاک منوط

- Mortlock, D. Silvera, N. and Wainwright, J. 2006. Soil detachment and transport on field-and laboratory-scale interrill areas: erosion processes and the size-selectivity of eroded sediment. *Earth Surface Processes and Landforms*. 31(8): 929-939.
21. Kemper, W.D. and Rosenau, R.C. 1986. Aggregate stability and size distribution. 425-442.
22. Kiani Harchegani, M. Saedi, P. and Sadeghi, S.H.R. 2018. Analysis of rating loops of interrill erosion on consecutive storms under laboratory conditions. *Iranian Journal of Soil and Water Research*. 49(2): 293-302. (In Persian).
23. Kinnell, P.I.A. 1993. Interrill erodibilities based on the rainfall intensity flow discharge erosivity factor. *Soil Research*. 31(3): 319-332.
24. Kinnell, P.I.A. 2005. Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. *Hydrological Processes: An International Journal*. 19(14): 2815-2844.
25. Klute, A. and Dirksen, C. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. *Methods of soil analysis: part 1 physical and mineralogical methods (methodsofsoil1)*. 687-734.
26. Lal, R. 1990. *Soil erosion in the tropics: principles and management*. McGraw-Hill Inc.
27. Lal, R. 2000. Physical management of soils of the tropics: priorities for the 21st century. *Soil Science*. 165(3): 191-207.
28. Liu, H. Lei, T.W. Zhao, J. Yuan, C.P. Fan, Y.T. and Qu, L.Q. 2011. Effects of rainfall intensity and antecedent soil water content on soil infiltrability under rainfall conditions using the run off-on-out method. *Journal of Hydrology*. 396(1): 24-32.
29. Mahmoodabadi, M. and Cerdà, A. 2013. WEPP calibration for improved predictions of interrill erosion in semi-arid to arid environments. *Geoderma*. 204: 75-83.
30. Mahmoodabadi, M. Ghadiri, H. Rose, C. Yu, B. Rafahi, H. and Rouhipour, H. 2014. Evaluation of GUEST and WEPP with a new approach for the determination of sediment transport capacity. *Journal of Hydrology*. 513: 413-421.
31. Mahmoodabadi, M. Refahi, H.G. and Rouhipur, J.M. 1974. Raindrop characteristics in south central United States. *Transactions of the ASAE*. 17(6): 1033-1037.
11. Chalov, S.R. Jarsjö, J. Kasimov, N.S. Romanchenko, A.O. Pietron, J. Thorslund, J. and Promakhova, E.V. 2015. Spatio-temporal variation of sediment transport in the Selenga River Basin, Mongolia and Russia. *Environmental Earth Sciences*. 73(2): 663-680.
12. Dimoyiannis, D. Valmis, S. and Danalatos, N.G. 2006. Interrill erosion on cultivated Greek soils: modelling sediment delivery. *Earth Surface Processes and Landforms*. 31(8): 940-949.
13. Duiker, S.W. Flanagan, D.C. and Lal, R. 2001. Erodibility and infiltration characteristics of five major soils of southwest Spain. *Catena*. 45(2): 103-121.
14. Erskine, W.D. Mahmoudzadeh, A.H.M.A.D. and Myers, C. 2002. Land use effects on sediment yields and soil loss rates in small basins of Triassic sandstone near Sydney, NSW, Australia. *Catena*. 49(4): 271-287.
15. Foroumadi, M. and Vaezi, A.R. 2017. Physical degradation and particle detachment capacity of rill in relation to rainfall intensity and raindrop impact in a marl soil. *Journal of Water and Soil Science*. 21(2): 263-277. (In Persian).
16. Giménez, R. Casali, J. Grande, I., Díez, J. Campo, M.A. Álvarez-Mozos, J. and Goñi, M. 2012. Factors controlling sediment export in a small agricultural watershed in Navarre (Spain). *Agricultural Water Management*. 110: 1-8.
17. Goh, T.B. Arnaud, R.S. and Mermut, A.R. 1993. Aggregate stability to water. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 177-180.
18. Hasanzadeh, H. Vaezi, A.R. and Mohammadi, M.H. 2013. Variation of runoff in plot size in soil samples with different texture under rainfall simulated events. *Iranian Journal of Soil and Water Research*. 44(3): 245-254. (In Persian).
19. Hui-Ming, S. and Yang, C.T. 2009. Estimating overland flow erosion capacity using unit stream power. *International Journal of Sediment Research*. 24(1): 46-62.
20. Issa, O.M. Bissonnais, Y.L. Planchon, O. Favis-

39. Vaezi, A.R. and Gharehdaghlil, H. 2013. Quantification of rill erosion development in Marl soils of Zanjanroud watershed in North West of Zanjan, Iran. *Journal of Water and Soil*. 27(5): 872-881. (In Persian).
40. Vaezi, A.R. Rostami, A. and Mohammadi, M.H. 2012. Temporal variation of soil degradation and splash processes in Marl under Simulated rainfall. *Journal of Soil Research*. 25 (4): 362-371. (In Persian).
41. Vaezi, A.R. Bayat, Z. and Foroumadi, M. 2018. Variability of surface erosion and particle size distribution in relation to slope aspect and gradient in a semi-arid region in west of Zanjan. *Journal of Water and Soil Science*. 22(2): 1-14. (In Persian).
42. Valmis, S. Dimoyiannis, D. and Danalatos, N.G. 2005. Assessing interrill erosion rate from soil aggregate instability index, rainfall intensity and slope angle on cultivated soils in central Greece. *Soil and Tillage Research*. 80(1-2): 139-147.
43. Walkley, A. and Black, I.A. 1947. Determination of organic matter in the soil by chromic acid digestion. *Soil Science*. 63: 251-264.
44. Zhang, X.C. Nearing, M.A. Norton, L.D. Miller, W.P. and West, L.T. 1998. Modeling interrill sediment delivery. *Soil Science Society of America Journal*. 62(2): 438-444.
45. Zhang, X.J. and Wang, Z.L. 2017. Interrill soil erosion processes on steep slopes. *Journal of Hydrology*. 548: 652-664.
- H. 2014. Evaluation of WEPP process model for estimating intensity interrill erosion using rainfall simulator. *Iranian Journal of Soil Research*. 27(1): 24-34. (In Persian).
32. Mamedov, A.I. Levy, G.J. Shainberg, I. and Letey, J. 2001. Wetting rate, sodicity, and soil texture effects on infiltration rate and runoff. *Soil Research*. 39(6): 1293-1305.
33. Miller, W.P. and Baharuddin, M.K. 1987. Interrill erodibility of highly weathered soils. *Communications in soil science and plant analysis*. 18(9): 933-945.
34. Page, A.L. 1982. Method of soil analysis. Part 2: chemical and microbiological properties. *Soil Science Society of American Madison, Wisconsin, USA*.
35. Sajjadi, S.A. and Mahmoodabadi, M. 2015. Sediment concentration and hydraulic characteristics of rain-induced overland flows in arid land soils. *Journal of soils and sediments*. 15(3): 710-721.
36. Seifi, M. Neyshabouri, M.R. Rouhipour, H. and Ahmadi, A. 2014. Effects of surface seal on interrill erodibility at various slopes and rainfall intensities under laboratory conditions. *Water and Soil Science*. 24(1): 55-67. (In Persian).
37. Shen, H. Zheng, F. Wen, L. Han, Y. and Hu, W. 2016. Impacts of rainfall intensity and slope gradient on rill erosion processes at loessial hillslope. *Soil and Tillage Research*. 155: 429-436.
38. United States. Department of Agriculture. 1972. *Soil survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples*. US Government Printing Office.

Temporal Variation of Interrill Erosion Affected by Slope Gradient in Soils with Different Texture

M. Foroumadi¹ and A.R. Vaezi²

Received: 12-03-2019 Accepted: 04-05-2019

Abstract

The process of splash of soil particles by raindrops and their transport by splash or surface shallow flow is considered as interrill erosion, which can reduce soil fertility and cause pollution of surface water. This research was carried out to investigate the temporal variation of interrill erosion in different soils affected by surface slope. For this purpose, laboratory experiments were carried out on three soils with different texture on four slopes under simulated rainfall with a constant intensity of 30 mm.h⁻¹ in three replications with a total of 36 test units. The results showed that there are significant differences between the slopes in terms of the threshold of occurrence of interrill erosion ($P < 0.0001$). The threshold for the interrill erosion in the occurred speedy steeper slopes. The coarse textured soil (sandy clay loam) appended hither dependency on slope gradient witch was associated ti its more percentage of coarse particles. In lower slope gradients, the interrill erosion threshold was occurred with more delay after runoff appearance. This study revealed that slope gradients is an important factor controlling time threshold, pick time and rate of interrill erosion during rainfall in semi-arid soils.

Keywords: *Transport of soil particles, Shallow flow, Sedimentation, Raindrops impact, Flow concentration*

1 Ph.D. Student, Department of Soil Science, University of Zanjan,

2. Corresponding author and Professor, Department of Soil Science, University of Zanjan, Email: vaezi.alireza@gmail.com