

نقش تغییرپذیری اقلیمی بر الگوی زمانی و مکانی فرساینده‌گی باران (بررسی موردی: حوزه آبخیز فشند)

- ❖ علی اکبر نظری سامانی*؛ دانشیار دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران.
- ❖ بهناز زرین؛ کارشناس ارشد آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران.
- ❖ شهرام خلیقی سیگارودی؛ دانشیار دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران.

چکیده

انرژی فرساینده‌گی باران، فاکتوری مهم و تأثیرگذار بر جداسازی ذرات خاک و انتقال آن‌ها می‌باشد و نقش مهمی در پتانسیل فرسایش منطقه دارد. شاخص‌های متفاوتی به منظور محاسبه فرساینده‌گی باران ارائه شده‌اند که بر مبنای ویژگی‌های باران از جمله مقدار، شدت، مدت، اندازه قطر قطره، انرژی جنبشی و یا ترکیبی از آن‌ها می‌باشند. همچنین تغییرات زمانی و مکانی آن در برآورد مناطق حساس ضروری می‌باشد و به منظور مدیریت و حفاظت خاک در حوزه‌های آبخیز، آگاهی از میزان فرساینده‌گی باران در شرایط مختلف اقلیمی و تهیه نقشه فرساینده‌گی در هر دوره ضروری می‌باشد. در این پژوهش با هدف تعیین تأثیر شرایط متفاوت اقلیمی بر فرساینده‌گی باران در حوزه آبخیز فشند واقع در استان البرز، ابتدا از شاخص SPI به منظور تعیین دوره‌های خشکسالی، ترسالی و سال نرمال آبی هر ایستگاه استفاده شد. سپس اقدام به محاسبه شاخص EI30 در چهار ایستگاه باران سنج ثبات و محاسبه شاخص فورنیه اصلاح شده در یازده ایستگاه باران سنج معمولی و باران سنج ثبات در دوره‌های مختلف اقلیمی شد و روابط همبستگی بین EI30 با بارش ۲۴ ساعته، بارش سالانه و فورنیه اصلاح شده برقرار شد. از این بین، بهترین رابطه بین شاخص EI30 و بارندگی سالانه با $R^2 = 0.71$ انتخاب شد. سپس روش‌های مختلف درون‌یابی زمین‌آماری مورد مقایسه قرار گرفت و نقشه‌های پهنه‌بندی فرساینده‌گی باران در دوره‌های خشکسالی، ترسالی، سال نرمال آبی و در کل دوره آماری ۹۱-۷۹ تهیه شد. نتایج نشان می‌دهد، نقشه‌های خروجی مطابق با الگوی تغییرپذیری اقلیمی نشان‌دهنده بیشترین میزان فرساینده‌گی باران در دوره ترسالی و کمترین میزان آن در دوره خشکسالی می‌باشند. البته نتایج نشان دادند که فرساینده‌گی در فصل تابستان در دوره خشک بیشتر از دوره تر است و این مسئله به دنبال کاهش پوشش حفاظتی زمین در سال‌های خشک خود موجب تشدید فرسایش در سال‌های خشک می‌شود. در حالی که تصور عمومی بر این است که به دلیل خشکسالی فرسایش نیز کمتر خواهد شد.

کلید واژگان: تغییرات اقلیمی، درون‌یابی، فرساینده‌گی باران، فورنیه اصلاح شده، SPI.

۱. مقدمه

مطالعاتی که در زمینه رابطه تلفات خاک و آب و هوا در مقیاس جهانی انجام شده است، نشان می‌دهد که فرسایش در جاهایی به حداکثر خود می‌رسد که میانگین بارندگی مؤثر سالانه آن ۳۰۰ میلی‌متر باشد. منظور از بارندگی مؤثر مقدار بارانی است که در شرایط مشخص درجه حرارت بتواند مقدار معینی رواناب ایجاد نماید [۱۱]. فرسایش بارانی اثر متقابل دو عامل باران و خاک است و تحت هر شرایطی میزان فرسایش متأثر از هر دوی آنها می‌باشد. مقایسه اثر یک رگبارش با رگبارش دیگر مقیاسی نسبی از قدرت فرساینده‌گی هر یک از آنها را به دست می‌دهد و این همان چیزی است که فرساینده‌گی نامیده می‌شود. به عبارت دیگر فرساینده‌گی، توانایی بالقوه باران در ایجاد فرسایش تابعی از خصوصیات فیزیکی باران است [۷]. شاخص‌هایی به منظور بیان قدرت فرساینده‌گی باران به عنوان تابعی از خصوصیات فیزیکی باران از قبیل انرژی جنبشی، شدت بارندگی و مقدار باران پیشنهاد شده است [۲۰]. شاخص EI_{30} در ایالت متحده آمریکا عمومیت دارد و حاصل ضرب انرژی کل رگبار و حداکثر شدت ثبت شده در مدت زمان مشخص ۳۰ دقیقه است. از جمله شاخص‌های دیگری که مورد توجه محققان واقع شده است، می‌توان به AI_{30} ، AI_{30}^2 ، اشاره نمود که متکی به روابط بین مقدار بارندگی (A) و حداکثر شدت ۳۰ دقیقه‌ای (I_{30}) هستند [۶]. از شاخص‌های دیگر شاخص فورنیه اصلاح شده می‌باشد که از متوسط بارندگی ماهانه و سالانه بهره می‌گیرد [۱]. با بهره‌گیری از شاخص فرساینده‌گی EI_{30} ، نقشه فرساینده‌گی کل کشور به دست آمده است و بر اساس آن بیشترین فرساینده‌گی به ناحیه خزری و پس از آن ناحیه ساحلی جنوب و کمترین مقادیر فرساینده‌گی مربوط در مناطق کوهستانی البرز و زاگرس و مناطق خشک داخلی به دست آمده است [۱۰]. همچنین [۵] به منظور تعیین فرساینده‌گی در سطح کشور، از شاخص فورنیه اصلاح شده در ۱۳۳۷ ایستگاه دارای آمار بیش از ۲۰ سال استفاده نمودند. نقشه حاصل از بررسی وضعیت فرساینده‌گی باران

در سطح کشور در پنج کلاس ناچیز (>20)، کم ($40-20$)، متوسط ($60-40$)، زیاد ($90-60$)، خیلی زیاد (>90) طبقه‌بندی شد. نتایج نشان دهنده بیشترین مقادیر فرساینده‌گی در ناحیه ساحلی خزر، ارتفاعات میانی زاگرس، قسمت‌هایی از ارتفاعات البرز و ناحیه ساحلی جنوب می‌باشد و کمترین مقادیر فرساینده‌گی متعلق به کویرهای داخلی و مناطق محاط به آن می‌باشد. [۱۳] از ۶۴ شاخص مختلف برای محاسبه فرساینده‌گی باران در سطح کشور استفاده و روابط همبستگی آنها با تلفات خاک را در هفت استان بررسی نمودند که در نهایت شاخص EI_{30} به عنوان مناسب‌ترین شاخص انتخاب گردید و روابط همبستگی بین شاخص EI_{30} با شاخص فورنیه، فورنیه اصلاح شده، بارندگی متوسط سالانه و حداکثر بارندگی روزانه برقرار شد و بعد از تعیین شاخص فورنیه اصلاح شده به عنوان شاخص انتخابی، مقادیر EI_{30} در ایستگاه‌های فاقد آمار محاسبه و با کمترین خطا به روش اسپلین، درونیابی صورت گرفت. با توجه به اینکه اکثر مطالعات انجام گرفته در مورد فرساینده‌گی تنها مربوط به نحوه محاسبه آن بوده و کمتر مطالعاتی در مورد تغییرپذیری فرساینده‌گی تحت شرایط متفاوت اقلیمی انجام گرفته است، لذا در این پژوهش محاسبه شاخص فرساینده‌گی باران با هدف بررسی تغییرپذیری مکانی و زمانی آن در دوره‌های مختلف اقلیمی به عنوان عامل فعال در فرسایش خاک انجام گرفته است. در این رابطه پس از محاسبه فرساینده‌گی اقدام به پهنه‌بندی آن در دوره‌های تر، خشک، نرمال و کل دوره آماری شد و نقش دوره‌های مختلف اقلیمی بر توزیع مکانی و زمانی آن مورد بررسی قرار گرفت.

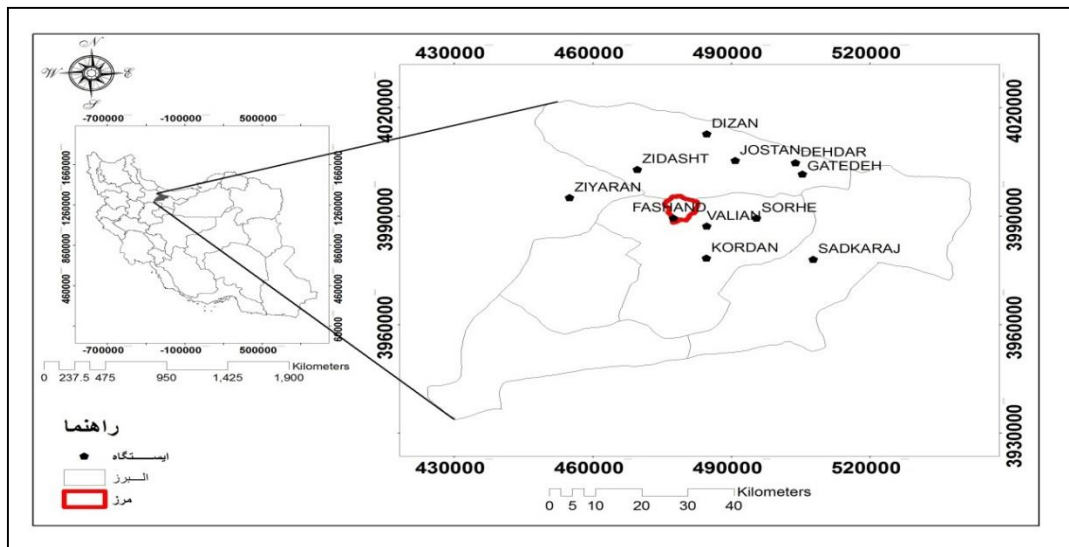
۲. روش شناسی

۲.۱. معرفی منطقه مورد مطالعه

حوزه آبخیز فشند واقع در استان البرز در ارتفاعات شمالی شهرستان هشتگرد در مختصات جغرافیایی $36^{\circ} 02' 17''$ شرقی و $50^{\circ} 48' 30''$ تا $50^{\circ} 43' 40''$ طول

حوضه جنوبی است. بارندگی که از فاکتورهای مهم اقلیمی به شمار می‌آید، در این حوضه بیشترین ریزش ۵۹۶ میلیمتر و حداقل ۲۱۷/۵ میلیمتر در نقاط پست و متوسط ریزش سالانه به ۴۲۷/۴ می‌رسد. محدوده مورد مطالعه دارای ۴ ایستگاه باران‌سنج ثابت و ۷ ایستگاه باران‌سنج معمولی می‌باشد که مشخصات آن‌ها در جدول شماره (۱) آمده است.

تا $18' 06'' 36^{\circ}$ عرض شمالی واقع شده است شکل (۱). ارتفاعی‌ترین نقطه آن کوه طالقان واقع در شمال شرق این حوضه به ارتفاع ۳۳۱۰ متر از سطح دریا و پست‌ترین نقطه ارتفاعی آن در محل خروجی حوزه در جنوب روستای فشند به ارتفاع ۱۶۰۰ متر از سطح دریا می‌باشد. حداکثر مقدار شیب در حوضه بیشتر از ۶۰ درصد و حداقل آن ۱۰-۵ درصد می‌باشد و جهت‌های شیب در



شکل ۱. موقعیت منطقه مطالعاتی

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های آب و هواشناسی

شماره	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	ارتفاع (m)	طول جغرافیایی (deg)	عرض جغرافیایی (deg)
۱	زیدشت	باران‌سنج ثابت	۱۹۳۱	۵۰ - ۴۱	۳۶ - ۰۹
۲	جستان	باران‌سنج ثابت	۲۰۰۳	۵۰ - ۵۳	۳۶ - ۱۱
۳	دهدر	باران‌سنج ثابت	۲۳۰۰	۵۱ - ۰۲	۳۶ - ۱۱
۴	سد کرج	باران‌سنج ثابت	۱۶۱۳	۵۱ - ۰۵	۳۶ - ۵۶
۵	ولیان	باران‌سنج معمولی	۱۷۴۰	۵۰ - ۵۰	۳۶ - ۰۲
۶	گتته ده	باران‌سنج معمولی	۲۶۰۰	۵۱ - ۰۴	۳۶ - ۱۰
۷	سرکه برغان	باران‌سنج معمولی	۲۲۳۴	۵۰ - ۵۷	۳۶ - ۰۳
۸	زیاران	باران‌سنج معمولی	۱۷۰۰	۵۰ - ۳۰	۳۶ - ۰۶
۹	فشند	باران‌سنج معمولی	۱۷۸۰	۵۰ - ۴۵	۳۶ - ۰۳
۱۰	دیزان	باران‌سنج معمولی	۱۹۵۰	۵۰ - ۵۰	۳۶ - ۱۶
۱۱	کردان	باران‌سنج معمولی	۱۴۱۰	۵۰ - ۵۰	۳۵ - ۵۷

۲،۲. روش تحقیق

تری و خشکی در یک منطقه می‌باشد [۸]. در این روش در ابتدا توزیع آماری مناسب بر آمار بلندمدت بارندگی برازش داده می‌شود؛ معمولاً برای این کار توزیع گاما در نظر گرفته می‌شود، سپس تابع تجمعی توزیع با استفاده از احتمالات مساوی به توزیع نرمال تبدیل می‌گردد [۱۷، ۳]. در این تحقیق نیز ابتدا با وارد کردن مقادیر ماهانه بارش در نرم افزار DIP، مقادیر SPI داده‌های بارش به صورت سالانه محاسبه شد. سپس بر اساس طبقات مختلف SPI که بر اساس نتایج مک‌کی و همکاران [۸] در جدول (۲) ارائه شده است، روند سال‌های تر، خشک و نرمال در هر ایستگاه محاسبه شد.

در پژوهش جاری ابتدا به منظور کمی‌سازی میزان بارش و پایش و وضعیت خشکسالی و ترسالی، از شاخص بارش استاندارد شده^۱ (SPI) استفاده شد. با توجه به اینکه با استفاده از شاخص SPI می‌توان آستانه خشکسالی و ترسالی را برای هر دوره زمانی تعیین کرد، بنابراین علاوه بر محاسبه شدت تری و خشکی، مدت آن را نیز می‌توان تعیین کرد. برای تعیین خشکی و تری در هر ایستگاه یک سیستم طبقه‌بندی معین برای مقادیر بدست آمده SPI تعیین و معرفی شده است که بیانگر شدت‌های متفاوتی از

جدول ۲. ضرایب شاخص SPI

طبقه	بی نهایت مرطوب	مرطوب شدید	مرطوب متوسط	نرمال	خشکی ملایم	خشکی شدید	خشکی حاد
مقدار SPI	۲ و بیشتر	۱/۹۹ تا ۱/۵	۱/۴۹ تا ۱	۰/۹۹ تا -۰/۹۹	-۱/۴۹ تا -۱	-۱/۹۹ تا -۱/۵	-۲ و کمتر
کد طبقه	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱

به طور رایج انرژی جنبشی باران بر پایه شدت باران محاسبه می‌شود زیرا شدت باران تابعی از قطر قطرات باران یا در واقع تابعی از جرم قطرات باران و سرعت نهایی آن‌ها می‌باشد و بنابراین متناسب با انرژی جنبشی باران خواهد بود. رابطه‌های متعددی برای محاسبه آن ارائه شده است. در این پژوهش از رابطه ویشمپیرو اسمیت که بر اساس مطالعات لاوز و پارسون به دست آورده‌اند استفاده شد:^۱

$$KE = 11.87 + 8.73 \log_{10} I \quad (2)$$

که در آن I شدت بر حسب میلی‌متر در ساعت و KE انرژی جنبشی باران بر حسب ژول بر متر مربع در میلی‌متر باران است. در بسیاری از مناطق، آمار باران نگاری به اندازه کافی در اختیار نیست که بتوان بر اساس آن‌ها نقشه‌های فرساینده‌گی باران را تهیه کرد. در این

سپس به منظور محاسبه فرساینده‌گی باران در هر یک از دوره‌های ترسالی، خشکسالی، سال نرمال آبی و کل دوره آماری، ابتدا از آمار داده‌های رگبار حاصل از چهار ایستگاه باران سنج ثبات (زیدشت، جویستان، دهدر، سد امیرکبیر) با استفاده از رابطه (۱) در یک دوره آماری ۱۲ ساله (۷۹-۹۱) استفاده شد. در رابطه مذکور، R (EI₃₀) حاصل ضرب مجموع انرژی یک رگبار (E) در حداکثر شدت ۳۰ دقیقه‌ای (I₃₀) می‌باشد [۱۵]:

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n [\sum_{k=1}^m (E)_k (I_{30})_k] \quad (1)$$

R بر حسب (MJmm/h/ha/year) مقدار عامل فرساینده‌گی در کل دوره آماری می‌باشد که در آن n برابر تعداد سال‌های دوره آماری، m برابر تعداد رخداد‌های فرساینده در یک سال معین، EI₃₀ شاخص فرساینده‌گی باران برای هر رخداد مجزا است.

^۱ Standardized Precipitation Index

شد و سپس پهنه‌بندی فرساینده‌گی به‌طور جداگانه برای هر دوره اقلیمی به‌دست آمد. در این پژوهش به منظور پهنه‌بندی فرساینده‌گی باران در هر دوره اقلیمی از روش‌های درون‌یابی استفاده شد. بدین ترتیب که ابتدا ویژگی‌های آماری مقادیر فرساینده‌گی در هر دوره اقلیمی با استفاده از نرم افزار SPSS 16.00 بررسی شد و به منظور تشخیص نرمال بودن داده‌ها از آزمون کولموگروف-اسمیرنوف استفاده شد. سپس داده‌ها برای درون‌یابی وارد نرم افزار ARCGIS9.3 شد. با توجه به نرمال نبودن داده‌ها، با استفاده از لگاریتم‌گیری، داده‌ها نرمال شد و سپس به چهار روش کریجینگ^۱، کوکریجینگ^۲ با متغیر کمکی ارتفاع ایستگاه، عکس فاصله وزن دار^۳ و توابع شعاع محور^۴ درون‌یابی صورت گرفت. بدین صورت که ابتدا واریوگرام داده‌ها ترسیم شد، خصوصیات نیم تغییر نماها در کل دوره آماری از جمله شیب کم و رفتار سهمی گونه در نزدیکی مبدأ مختصات، افزایش منظم منحنی با افزایش فاصله تا رسیدن به حد آستانه، شیب کم قسمت میانی نیم تغییر نما، رسیدن به سقف معین و اثر قطعه‌ای کم بررسی شد که بیانگر مناسب بودن آن‌ها برای انجام روش‌های درون‌یابی است. به منظور ارزیابی میزان دقت و انتخاب بهترین روش، از روش ریشه میانگین مربعات خطا^۵ (RMSE)، استفاده شد. بدین صورت که روشی که دارای کمترین میزان RMSE بود، به عنوان برترین روش شناخته شد.

۳. نتایج

با محاسبه شاخص فرساینده‌گی EI₃₀ در چهار ایستگاه باران سنج ثبات، روابط رگرسیونی با فورنیة اصلاح شده، بارش ۲۴ ساعته و بارش سالانه به عنوان متغیر مستقل در روابط (۶)، (۷) و (۸) به دست آمد. نتایج نشان دهنده بیشترین میزان همبستگی شاخص فرساینده‌گی با بارش

شرایط سعی می‌شود در ایستگاه‌هایی که آمار باران نگار وجود دارد و می‌توان شاخص فرساینده‌گی را در آن‌ها محاسبه کرد، بین این شاخص و یکی دیگر از پارامترهای معمول بارندگی همبستگی برقرار کرد، سپس با استفاده از این همبستگی و روش‌هایی مانند معادلات رگرسیون و روش‌های درون‌یابی زمین‌آماری شاخص فرساینده‌گی را برای دیگر نقاط تخمین زد. از جمله این شاخص‌ها، شاخص فورنیة اصلاح شده می‌باشد، بنابراین با استفاده از آمار ماهانه و سالانه ایستگاه‌های باران سنج معمولی و ثبات اقدام به محاسبه شاخص فورنیة اصلاح شده شد:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^{12} p_i^2}{\sum_{i=1}^{12} P} \quad (3)$$

در این رابطه، p_i متوسط بارندگی بر حسب میلی‌متر در ماه i است و P متوسط بارندگی سالانه بر حسب میلی‌متر. سپس با جاگذاری شاخص فورنیة اصلاح شده در رابطه (۴) که برای مناطق فاقد داده‌های تفضیلی رگبار پیشنهاد شده است، عامل R برای ایستگاه‌های مورد نظر محاسبه شد [۱].

$$R - factor = 0.264 F^{1.5} \quad (4)$$

همچنین به منظور اصلاح اثر برف، اقدام به تفکیک روزهای با بارش برف شد و تنها از مقادیر روزهای با بارش باران استفاده شد. در مرحله بعد برای به دست آوردن شاخص EI₃₀ در ایستگاه‌های باران سنج معمولی و فاقد داده‌های باران نگار، روابط همبستگی بین شاخص EI₃₀ به عنوان متغیر وابسته و شاخص‌های بارش ۲۴ ساعته، بارش سالانه و فورنیة اصلاح شده به عنوان متغیر مستقل در ایستگاه‌های باران سنج ثبات برقرار شد. سپس از روابط رگرسیونی به‌دست آمده برای تعمیم شاخص EI₃₀ در ایستگاه‌های باران سنج معمولی استفاده شد. بدین صورت که شاخص مورد نظر در دوره‌های ترسالی، خشک‌سالی، سال نرمال و کل دوره آماری برای هر ایستگاه محاسبه

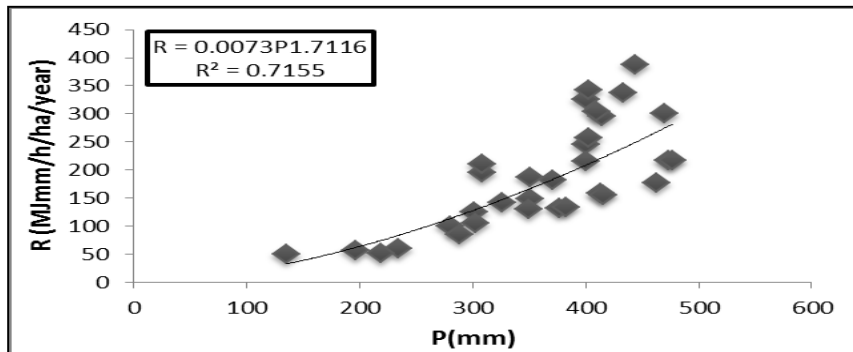
$$R = 0.0073P^{1.7116} \quad r^2 = 0.71 \quad (۷)$$

سالانه با بالاترین ضریب همبستگی ($R^2=0.71$) شکل (۲) در این منطقه بود.

در روابط ارائه شده، R شاخص فرساینده‌گی باران بر حسب (MJmm/h/ha/year)، p بارش ۲۴ ساعته بر حسب (mm) و P بارش سالانه بر حسب (mm) می‌باشد.

$$R = 2.6796F^{0.9633} \quad r^2 = 0.34 \quad (۵)$$

$$R = 0.0246p^2 - 0.0076p + 9.1424 \quad r^2 = 0.61 \quad (۶)$$



شکل ۲. نمودار همبستگی بارش سالانه با فرساینده‌گی باران

اقلیمی، ترسیم واریوگرام و بررسی خصوصیات نیم تغییرنما، بهترین روش درون‌یابی برای هر دوره انتخاب شد. در نهایت مطلوب‌ترین روش و نقشه‌های پهنه‌بندی و الگوی تغییرات مکانی فرساینده‌گی در دوره‌های مختلف اقلیمی به دست آمد جدول (۴) و شکل (۳).

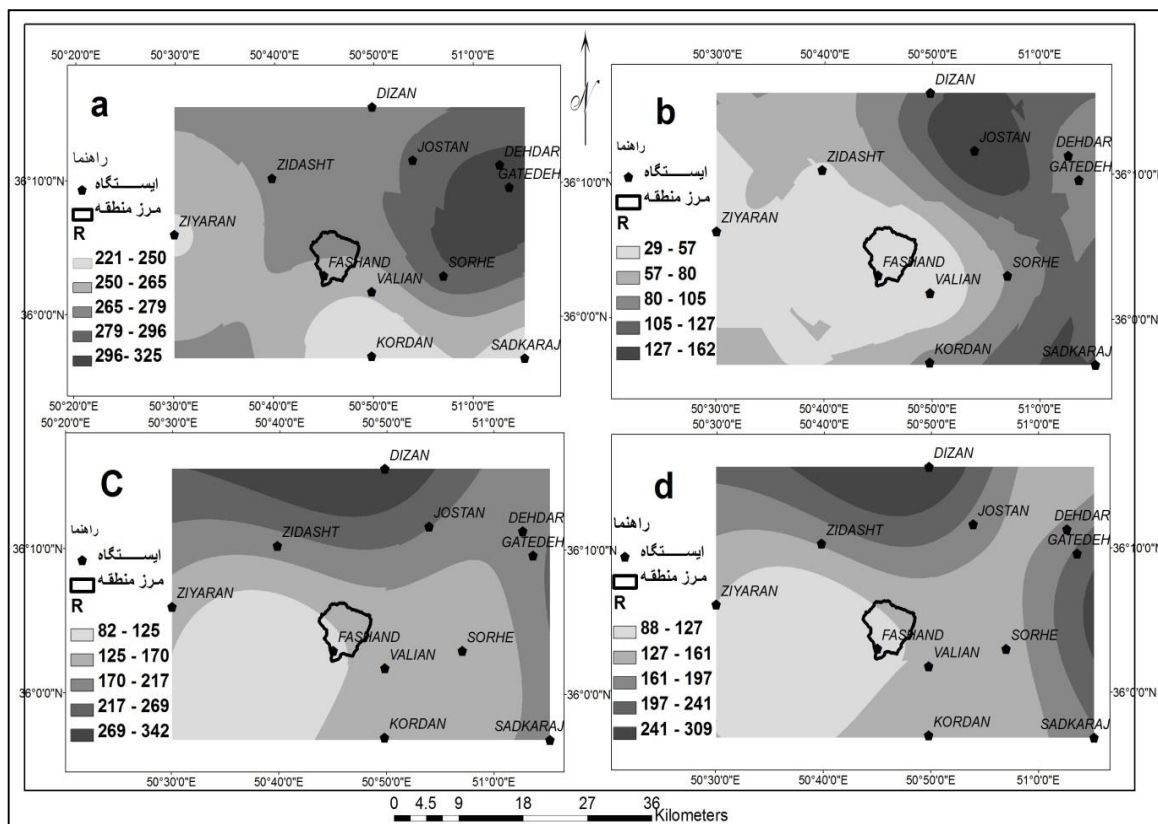
لذا با تعمیم رابطه (۷) به بارش سالانه ایستگاه‌های باران سنجی به عنوان رابطه مبنا، مقادیر فرساینده‌گی در هر دوره اقلیمی برای آن‌ها نیز تعیین شد. روند فرساینده‌گی در دوره‌های ترسالی، خشکسالی، سال نرمال و کل دوره آماری در جدول (۳) نشان داده شده است. پس از نرمال‌سازی مقادیر فرساینده‌گی در هر دور

جدول ۳. وضعیت فرساینده‌گی در دوره‌های تر - خشک - نرمال در ایستگاه‌های باران سنجی

ردیف	ایستگاه	فرساینده‌گی در دوره تر (MJmm/h/ha/year)	فرساینده‌گی در دوره خشک (MJmm/h/ha/year)	فرساینده‌گی در دوره نرمال (MJmm/h/ha/year)
۱	زیدشت	۲۲۶/۳۰	۵۵/۱۳	۱۹۳/۳۹
۲	جوهستان	۳۱۰/۳۸	۱۶۲/۰۴	۲۱۹/۵۸
۳	دهدر	۱۹۴/۹۹	۹۳/۶۹	۱۲۳/۹۳
۴	سد کرج	۲۴۳/۵۱	۱۲۹/۲۰	۱۹۸/۶۶
۵	سرکه برغان	۲۵۶/۶۳	۸۲/۱۴	۱۳۵/۵۵
۶	زیاران	۱۹۲/۷۱	۵۴/۳۲	۱۴۷/۶۱
۷	ولیان	۱۹۶/۹۵	۳۳/۹۸	۱۳۹/۳۹
۸	گته ده	۴۳۰/۲۶	۶۹/۷۱	۲۰۳/۹۳
۹	کردان	۲۱۰/۲۳	۹۴/۶۵	۱۶۴/۷۷
۱۰	دیزان	۵۸۲/۳۷	۱۱۸/۸۲	۳۲۶/۶۳
۱۱	فشند	۱۸۶/۶۴	۲۹/۹۰	۱۱۷/۸۹

جدول ۴. ارزیابی روش‌های درون‌یابی در دوره‌های اقلیمی متفاوت

RMSE	تابع (تون)	نوع	روش	دوره اقلیمی
۱۴۴/۵	۱	-	IDW	ترسالی
۱۳۵/۲	Inverse Multiquadric	-	RBF	
۱۲۵/۲	J - Bessel	Distinctive	کریجینگ	
۱۱۸/۴	Rational	Distinctive	کو کریجینگ	خشکسالی
۳۰/۶۳	۳/۹۹	-	IDW	
۲۹/۴۶	Completely Regularized Spline	-	RBF	
۲۶/۱	Ordinary	Circular	کریجینگ	نرمال
۳۱/۸۲	Distinctive	Gaussian	کو کریجینگ	
۴۳/۵۷	۳/۸	-	IDW	
۳۱/۰۳	Completely Regularized Spline	-	RBF	دوره آماری
۳۸/۰۴	Distinctive	Stable	کریجینگ	
۳۶/۲۶	Ordinary	J - Bessel	کو کریجینگ	
۴۳/۲۱	۳/۱۹	-	IDW	دوره آماری
۳۴/۳۹	Completely Regularized Spline	-	RBF	
۳۵/۲	Simple	J - Bessel	کریجینگ	
۳۶/۵۵	Simple	J - Bessel	کو کریجینگ	



شکل ۳. پهنه‌بندی فرساینده‌گی در دوره‌تر (a)، دوره خشک (b)، دوره نرمال (c)، کل دوره آماری (d)

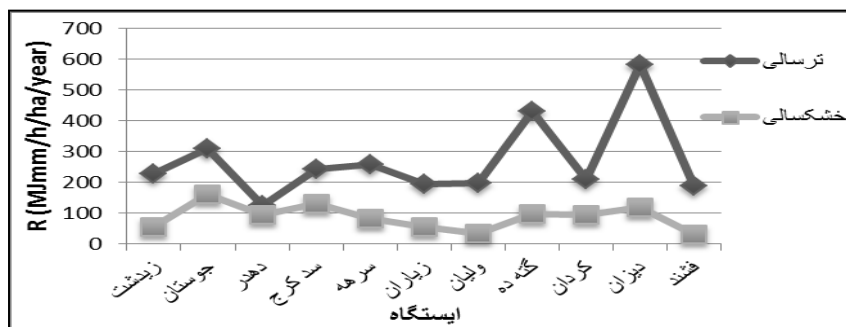
روند یکسانی نمی‌باشد. در حالی که طی دوره‌های خشک دارای روند تقریباً خطی است که ممکن است ناشی از اثر ارتفاع، مختصات جغرافیایی، شرایط محلی و الگوی بارش منطقه‌ای ایستگاه بر فرسایندها باشد.

همچنین میزان فرسایندها نیز با آزمون t مستقل از نظر آماری بررسی شد. تفاوت فرسایندها در دوره ترسالی و خشکسالی معنی‌دار است ($p < 0.05$). به طوری که میزان فرسایندها در دوره ترسالی ۲/۶ برابر فرسایندها در دوره خشکسالی می‌باشد. همچنین اختلاف فرسایندها در دوره خشک با دوره نرمال نیز معنی‌دار شد ($p < 0.01$). اما فرسایندها در دوره ترسالی و دوره نرمال معنی‌دار نیست ($p = 0.51$).

همان‌طور که نشان داده شده است، بیشترین میزان فرسایندها در دوره تر (a) در بخش‌های شرق و شمال شرق، در دوره خشک (b) بخش‌های جنوب شرق و شمال شرق، در دوره نرمال (c) و کل دوره آماری (d) در بخش‌های شمالی می‌باشد.

۴. بحث و نتیجه‌گیری

روند فرسایندها در دوره‌های تر و خشک در شکل (۴) نشان داده شده است و همان‌طور که قابل استنباط است مقادیر فرسایندها طی دوره‌های ترسالی دارای نوسانات سینوسی است و در ایستگاه‌های مختلف دارای



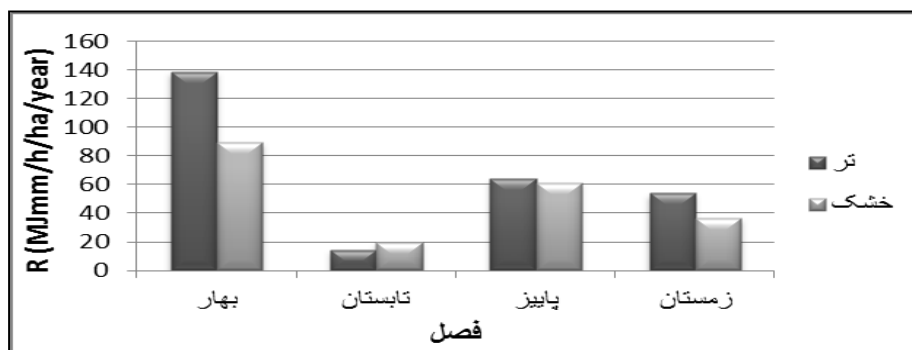
شکل ۴. روند فرسایندها در دوره‌های تر و خشک

فرسایندها در فصل تابستان در دوره خشک بیشتر از دوره تر است، همچنین ماه‌های شهریور، مهر، آذر و دی دارای فرسایندها بیشتری در دوره خشک نسبت به دوره تر می‌باشند، لذا در ماه‌های مذکور خطر فرسایش در دوره‌های خشک بیشتر است. این مسئله به دنبال کاهش پوشش حفاظتی زمین در سال‌های خشک خود موجب تشدید فرسایش در سال‌های خشک می‌شود علی‌رغم تصور عمومی از اینکه به دلیل خشکسالی فرسایش نیز کمتر خواهد شد. روشن است که تغییر در مقدار بارش به علت خاصیت ارتجاعی بین بارندگی و فرسایندها موجب تغییر در فرسایندها باران خواهد شد. همچنین علت تفاوت فرسایندها در دوره‌های تر و خشک علاوه بر میزان

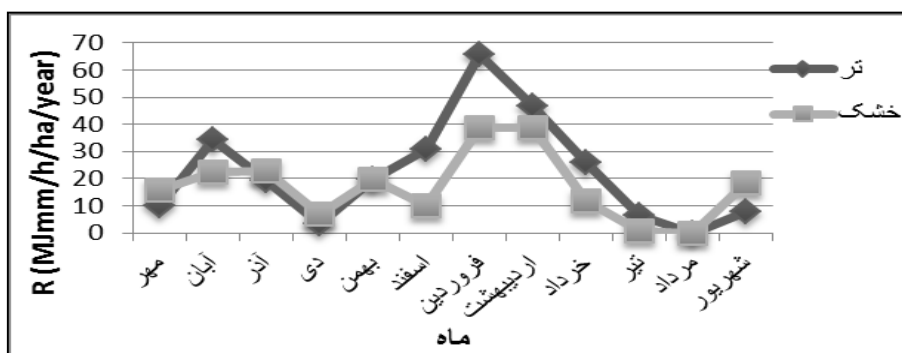
با توجه به شکل (۵)، بیشترین مقادیر فرسایندها در هر دو دوره تر و خشک متعلق به فصل بهار و کمترین آن متعلق به فصل تابستان است و همان‌طور که در شکل (۶) نشان داده شده است، فرسایندها در ماه‌های فروردین و اردیبهشت دارای بیشینه و در ماه‌های مرداد و دی دارای کمینه است که علت آن این می‌باشد که بیشتر حجم بارش در ماه‌های سرد سال (آذر تا اسفند) در منطقه مورد مطالعه به صورت برف است و در ماه‌های گرم (به خصوص مرداد) مقدار بارش بسیار کم است. اگر چه روند فرسایندها فصلی و ماهانه مطابق با الگوی تغییرپذیری اقلیمی دارای مقادیر بیشینه در دوره تر و مقادیر کمینه در دوره خشک می‌باشد، اما نتایج نشان می‌دهد

احتمال وقوع رگبارهای بیشتر بیان کرده‌اند (به خصوص در اقلیم مدیترانه‌ای)، که در این فصل پوشش گیاهی کم می‌باشد و در نتیجه احتمال فرسایش خاک افزایش می‌یابد. بنابراین یافته‌های این تحقیق تا حدودی متفاوت با محققانی نظیر [۹، ۱۴ و ۲] می‌باشد، زیرا بر اساس این تحقیق فصل بهار و به خصوص ماه‌های فروردین و اردیبهشت دارای بیشینه فرساینده می‌باشند. علت این امر این می‌باشد که همان‌طور که قبلاً ذکر شد در منطقه مورد مطالعه بیشتر حجم بارش از ماه آبان تا بهمن به صورت برف می‌باشد، لذا فرساینده باران تا حدودی کاهش می‌یابد و فصل پاییز بعد از فصل بهار دارای بیشترین مقدار فرساینده می‌باشد.

بارش که موجب افزایش فرساینده‌گی در دوره‌های تر می‌شود می‌تواند تحت تأثیر شدت باران، فرکانس باران یا الگوهای فصلی بارش باشد که موجب افزایش فرساینده‌گی در دوره‌های خشک می‌شود. لذا می‌توان بیان نمود افزایش فرساینده‌گی در طی دوره‌های تر ناشی از افزایش بارش و افزایش فرساینده‌گی در طی دوره‌های خشک ناشی از باران‌هایی با شدت بیشتر است. [۹، ۱۴ و ۲] نیز تغییرپذیری زمانی و مکانی فرساینده‌گی باران را در اقلیم مختلف نظیر سوییس، فرانسه و یونان بررسی کرده‌اند. این محققین ماه‌های فصل پاییز را فرساینده‌ترین ماه‌های سال و ماه‌های فصل تابستان را به عنوان ماه‌هایی که دارای حداقل فرساینده‌گی می‌باشند، بیان کرده‌اند. همچنین علت بیشتر بودن فرساینده‌گی باران در فصل پاییز را



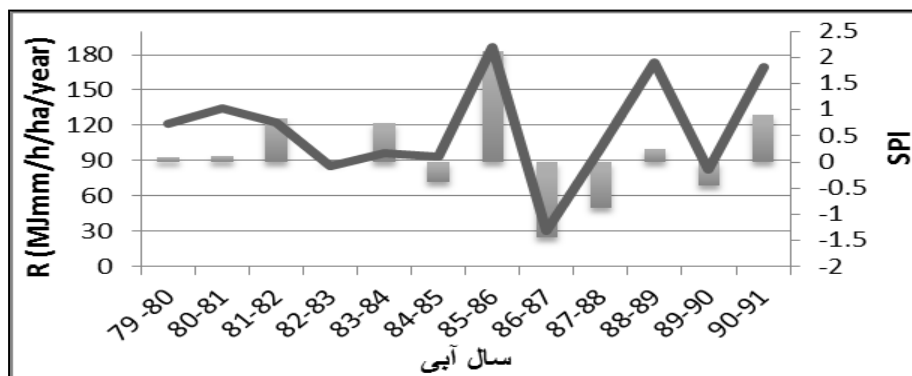
شکل ۵. نمودار فرساینده‌گی فصلی



شکل ۶. نمودار فرساینده‌گی ماهانه

تغییرپذیری اقلیمی در دوره‌های تر و خشک می‌باشد و از آن تبعیت می‌کند، به طوری که در سال تر (۸۶-۱۳۸۵) بیشینه فرساینده و در سال خشک (۸۷-۱۳۸۶) کمینه فرساینده مشاهده می‌شود.

در پایان با در نظر گرفتن ایستگاه فشند در منطقه مطالعاتی به عنوان ایستگاه مبنا، روند مقادیر فرساینده با در نظر گرفتن مقادیر شاخص SPI در شکل (۷) نشان داده شده است، لذا مقدار فرساینده مطابق با الگوی



شکل ۷. نمودار روند تغییرات فرساینده با شاخص SPI در حوضه فشند

همچنین انتظار می‌رود افزایش بارش در دوره ترسالی اثرات مثبت بر احیای پوشش گیاهی داشته باشد. این تغییر ممکن است اثرگذار بر سایر فاکتورها از قبیل پوشش محافظ (C در RUSLE) باشد، به طوری که بهبود شرایط پوشش منجر به کاهش فاکتور C شود و در نتیجه نرخ فرسایش خاک تا حدودی کمتر شود [۲۱]. همچنین به منظور ارتباط بین فرساینده و میزان تولید رسوب نیز مقایسه‌ای تطبیقی با عمق رسوبات پشت سازه‌های آبخیزداری حوضه فشند [۱۸] انجام گرفت که بر اساس آن عمق رسوبات در سال آبی ۸۶-۱۳۸۵ که سال شدیداً تر برای حوزه مورد مطالعه محسوب می‌شود، ۳۲ سانتی‌متر و عمق رسوبات در سال آبی ۸۷-۱۳۸۶ که سال شدیداً خشک می‌باشد، ۴۰ سانتی‌متر می‌باشد. عدم همخوانی بین شاخص فرساینده با عمق رسوبات انباشته شده حاکی از آن است که فرآیند حمل و انباشت رسوب بسیار پیچیده است و مفاهیمی همچون نسبت تحویل رسوب، باز توزیع و باز حرکت (حمل و توزیع مجدد) رسوب در سیستم یک آبخیز حاکم است. بنابراین امکان انطباق بین عمق رسوبات پشت سازه‌ها با دوره‌های اقلیمی

تحقیق انجام شده در برزیل [۱۹] نیز نشان داد در مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری برزیل، افزایش در مقدار بارش برای فصول خاصی از سال (فصول پر باران) ممکن است با خطر آسیب رساندن به یکپارچگی فیزیکی خاک همراه باشد. با توجه به نتایج به دست آمده فاکتور بارندگی سالانه بیشترین میزان همبستگی را با فرساینده باران در این منطقه دارا می‌باشد. با توجه به اینکه تغییرات شاخص فرساینده بستگی به منطقه جغرافیایی، مقیاس، شرایط محلی، الگوی بارش منطقه‌ای و ... دارد، نمی‌توان نتایج یک منطقه و اقلیم را به منطقه و اقلیم دیگر تعمیم داد. با توجه به نتایج به دست آمده بیشترین نرخ فرساینده متعلق به دوره تر و کمترین متعلق به دوره خشک می‌باشد. اما لزوماً به معنای آسیب‌پذیری بیشتر خاک در مقابل فرسایش نمی‌باشد، به دلیل اینکه خاک‌های خشک نسبت به خاک مرطوب بسیار مستعد به فرسایش آبی هستند چراکه نفوذ آب، هوا را در بین خاکدانه‌ها فشرده کرده و موجب بی‌ثبات شدن و شکست خاکدانه‌ها می‌شود و در نتیجه خاکدانه‌ها به راحتی توسط رواناب سطحی حمل می‌شوند [۱۶].

خواهد شد [۴]. بنابراین با توجه به اینکه تغییرات بارش (افزایش مقدار، افزایش شدت) همیشه تقویت کننده فرساینده‌گی است، بنابراین به منظور برنامه‌ریزی‌های بلندمدت کاراتر برای اجرایی کردن عملیات حفاظت خاک (به ویژه توالی اجرای عملیات‌های مختلف سازه‌ای، بیولوژیک و مدیریتی) نیاز به انجام مطالعه نقش تغییرات زمانی و مکانی و در نظر گرفتن الگوی بارش منطقه‌ای به ویژه تأثیر شدت بارش در تغییرات بالقوه فرساینده‌گی باران و فرسایش خاک در هر منطقه ضروری است.

بسیار سخت می‌باشد. لذا افزایش مقدار فرساینده‌گی لزوماً به معنای افزایش میزان تولید رسوب نیست اگرچه عامل فعال و تأثیر گذار بر آن می‌باشد. [۱۲] یکی از پیشگامان مطالعه اثرات تغییرات آب و هوایی بر پتانسیل فرساینده‌گی باران، تغییر در الگوی بارندگی را مهم‌ترین عوامل آب و هوایی در فرسایش خاک ذکر کرده‌اند. لذا در نهایت، با در نظر گرفتن اثرات دوره‌های مختلف اقلیمی، ممکن است در بلندمدت سیستم‌های کشاورزی و کاربری‌های مختلف برای انطباق با تغییرات و شرایط مختلف اقلیمی تغییر کنند که منجر به تغییرات پیچیده‌ای در فرسایش خاک

References

- [1] Arnoldus, H.M.J. (1977). Methodology used to determine the maximum potential average annual soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. *FAO Soils Bull*, 34,39-51.
- [2] Diodato, N., Bellocchi, G., Nunzio R, Nunzio and M. Guadagno, F. (2016). Modeling the rainfall erosivity of the Rhone region (Southeastern France) Associated with climate variability and storminess. *Hindawi Publishing Corporation*. Article ID 7626505, 9 pages.
- [3] Edwards D.C. and McKee T.B. (1997). Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. Department of Atmospheric Science Colorado State University Fort Collins, CO 80523-137. *Atmospheric Science Paper No. 634. Climatology Report No. 97-2*
- [4] Favis-Mortlock, D.T. Savabi, M.R. (1996). Shifts in rates and spatial distributions of soil erosion and deposition under climate change. In: Anderson, M.G. Brooks, S.M. (Eds.). *Advances in Hillslope Processes*. Wiley, Chichester, UK, 529-560pp.
- [5] Hakimkhani, S., M.H. Mahdian, M., Arabkhedri and D. Ghorbanpoor. (2005). Investigating rainfall erosivity in Iran. 3rd Erosion and Sediment National Conference, 28-31 August, Tehran, Iran.
- [6] Hemmati, M., D., Nikkani, H., Ahmadi, G., Zehtabian and M, Jafari. (2009). Determining appropriate rainfall erosivity index in a cold semi-arid region of Iran, case study: Kermanshah province. *Watershed Engineering and Management*, 1(1), 21-31.
- [7] Hudson, N. (1995). *Soil Conservation*. (3rd edition) B. T. Batsford Limited, London. 391 p.
- [8] McKee, T.B., Doesken, N.J. and Kleist, J. (1993). The relation of drought frequency and duration to time scales. *Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology*. Anaheim, California, 17-22 pp.
- [9] Meusburger, K., Steel, A., Panagos, P., Montanarella, L. and Alewell, C. (2012). Spatial and temporal variability of rainfall erosivity factor for Switzerland. *Hydrology Earth System Sciences*, 16, 167-177.
- [10] Mokhtarzadeh, M. (1988). Determining erosivity factor of Wischmeier equation for Iran. MSc thesis, Faculty of Agriculture, Tarbiat Modares University, 125 pages.
- [11] Morgan, R.P.C. (1995). *Soil Erosion and Conservation*. Addison-Wesley, London, 198 p.
- [12] Nearing M. (2001). Potential changes in rainfall erosivity in the US with climate change during 21st century. *Soil and Water Conservation*, 56,229-232.

- [13] Nikkami, D., Mahdian, MH. (2014). Investigating Rainfall Erosivity Index Map in Iran, *Journal of Watershed Engineering and Management*, Volume 6, Issue 4, 364-376.
- [14] Panagos, P., Ballabio, C., Borrelli, P., Meusburger, K. (2016). Spatio-temporal analysis of rainfall erosivity and erosivity density in Greece. *Catena*, 137, 161–172.
- [15] Renard, K.G. G.R., Foster, G.A., Weesies, D.K. McCool and D.C. Yoder. (1997). Predicting soil loss by water: a guide to conservation planning with the revised soil loss equation (RSULE). Handbook, Vol. 703, US Department of Agriculture, Washington, DC, USA. 65 p.
- [16] Sauerborn, P., Klein, A., Botschek, J., Skowronek, A. (1999). Future rainfall erosivity derived from large-scale climate models: methods and scenarios for a humid region. *Geoderma*, 93 (3–4), 269–276.
- [17] Sonmez F.K., Komuscu A.U., Erkan A. and Turgu E. (2005). An Analysis of Spatial and 18- Temporal Dimension of Drought Vulnerability in Turkey Using the Standardize Precipitation Index. *Natural Hazards* 35:, 243-264
- [18] Teimurian, T. (2014). Source study of sediment in small dams for determination of erodibility of watershed. M.Sc. thesis, University of Tehran, 115p.
- [19] Viola MR, Mello CR, Chou SC, Yanagi SN, Gomes JL. (2014). Assessing climate change impacts on Upper Grande River Basin hydrology, Southeast Brazil. *International Journal Of Climatology*, doi:10.1002/joc 4038.
- [20] Wischmeier, W.H. and D.D. Smith. (1978). Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. USDA Handbook No. 537. Washington DC, 58 p.
- [21] Zhang G., Nearing M., Liu B. (2005). Potential effects of climate change on rainfall erosivity in the Yellow River Basin of China. *American Society of Agricultural Engineers*. ISSN 0001–2351. *Trans ASAE* 48 (2), 511–517.