

تعیین تغییرات الگوی زمانی و مکانی شاخص تراکم بارندگی در ایران

صادق کابلی^۱، علی اکبر حکمت زاده^{۱*}، علی ترابی حقیقی^۲

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۲/۱

صص: ۵۷-۶۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۹/۷

چکیده

تعیین تغییرات الگوی زمانی و مکانی بارندگی نقش موثری در مدیریت منابع آب، کنترل مخاطرات طبیعی و طراحی زیرساخت های توسعه ایفا می کند. در این پژوهش تغییرات مکانی و زمانی شاخص تراکم بارندگی روزانه (CI) در گستره کشور ایران و با در نظر گرفتن ۸۰ ایستگاه هواشناسی در دوره آماری سی ساله ۱۹۸۷-۲۰۱۶ مورد بررسی قرار گرفت. علاوه بر این روند تغییرات شاخص CI به صورت سالانه نیز توسط آزمون ناپارامتریک من-کندال مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج نشان داد که مقدار این شاخص طی دوره سی ساله و در گستره ایران از ۰/۵۷ تا ۰/۷۱ متغیر می باشد. بیشترین مقادیر CI مربوط به مناطق ساحلی واقع در دریای خزر و خلیج فارس است که نشان دهنده تمرکز بارندگی در روزهای خاصی از سال در این مناطق می باشد. همچنین ۶۴ ایستگاه از ۸۰ ایستگاه مورد بررسی در این پژوهش روند رو به افزایش مقدار شاخص تراکم بارندگی روزانه را تجربه کرده اند. در ضمن با اعمال آزمون همبستگی اسپیرمن بر روی تمامی ایستگاه ها مشخص شد که همبستگی معنی دار و معکوس میان شاخص تراکم بارندگی روزانه، ارتفاع از سطح دریا و عرض جغرافیایی وجود دارد.

واژه های کلیدی: شاخص تراکم بارندگی روزانه، الگوی بارش، آزمون من-کندال، ایران.

^۱ گروه آب و سازه های هیدرولیکی، دانشکده مهندسی عمران و محیط زیست، دانشگاه صنعتی شیراز، ایران.

^۲ گروه مهندسی آب، انرژی و محیط زیست، دانشگاه اولو، فنلاند.

* نویسنده مسئول مقاله: hekmatzadeh@sutech.ac.ir

مقدمه

بارندگی که یکی از پارامترهای مهم اقلیم به شمار می‌رود به صورت گسترده توسط پژوهشگران متعدد در مناطق مختلف جهان مورد مطالعه قرار گرفته است (روی و مارتین واید، ۲۰۱۷). درک تغییرات الگوی بارندگی تحت تاثیر پدیده تغییر اقلیم از مهمترین چالش‌های پیش روی پژوهشگران است (پاناگوس و همکاران، ۲۰۱۷). تغییر اقلیم که به معنی تغییرات تدریجی شرایط جوی غالب درازمدت در یک منطقه است (شیرازی و همکاران، ۱۳۹۷)، پیامدهای شدیدی در تغییر رفتار الگوهای بارش داشته است. به طوریکه گزارش ارائه شده توسط هیئت بین الدول تغییر اقلیم در سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۱۴ بیانگر این موضوع است که الگوی بارش روزانه در دهه‌های اخیر بیش از هر چیز تحت تاثیر گرمایش جهانی قرار گرفته است (هیئت بین الدول تغییر اقلیم، ۲۰۰۷؛ هیئت بین الدول تغییر اقلیم، ۲۰۱۴). این تغییرات در رفتار بارندگی با مخاطرات وسیعی برای جوامع بشری همراه است که از این میان می‌توان به وقوع خشکسالی، سیلاب، فرسایش شدید خاک (در مناطق دارای پوشش گیاهی ضعیف)، زمین لغزش و غیره اشاره کرد (گامبل و کورتیس، ۲۰۰۸، ویشکورکوا و همکاران، ۲۰۱۸؛ ساریلا و همکاران، ۲۰۱۹). در مطالعات بیندوف و همکاران که در سال ۲۰۱۳ انجام گرفت با بررسی بارش در مقیاس جهانی و قاره‌ای مشخص شد که مناطق مرطوب، مرطوب تر و مناطق خشک نیز خشک تر می‌شوند (بیندوف و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین یانگ و همکاران در سال ۲۰۱۷ روند معنی دار افزایش بارندگی بین ۰.۵ تا ۱ درصدی در نیمکره شمالی و ۲ درصدی را در نیم کره جنوبی مشاهده نمودند (یانگ و همکاران، ۲۰۱۷). بر اساس سومین گزارش هیئت بین الدول تغییر اقلیم (IPCC¹)، مشخص شده است که تغییر اقلیم احتمال رخداد بارش‌های حدی در عرض‌های جغرافیایی متوسط و بالا را افزایش داده است. در میان شاخص‌های بارش، شاخص تراکم باران روزانه (CI²) از مهمترین پارامترهای بارندگی است که به واسطه آن می‌توان میزان فاجعه بار بودن وقایع حدی بارندگی را تعیین نمود (اسپینوزا و مارتین واید، ۲۰۱۴). به عبارت دیگر شاخص CI رابطه میان میزان بارش و توزیع زمانی بارندگی روزانه را در یک دوره زمانی مشخص تعیین میکند (زوبیتا

و همکاران، ۲۰۱۷). به این ترتیب که مقادیر بالای شاخص تراکم، بیانگر توزیع ناهمگن بارش و مقادیر پایین این شاخص، نشان دهنده یکنواختی بیشتر در توزیع بارش‌های روزانه منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شی و همکاران، ۲۰۱۳). برای اولین بار این شاخص توسط مارتین واید در سال ۲۰۰۴ معرفی شد و بر روی کشور اسپانیا اعمال گردید (مارتین واید، ۲۰۰۴)، از آن پس شاخص تراکم بارندگی روزانه برای مناطق مختلف جهان توسط پژوهشگران متعدد مورد بررسی قرار گرفته است تا میزان آسیب پذیری این مناطق در برابر مخاطرات طبیعی ناشی از بارندگی مشخص شود که از میان این پژوهش‌ها می‌توان به مطالعاتی که بر روی منطقه آسیا (علیجانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ لی و همکاران، ۲۰۱۱؛ دنگ و همکاران، ۲۰۱۸)، اروپا (کوتی و همکاران، ۲۰۱۲؛ ویشکورکوا و همکاران، ۲۰۱۸)، امریکا (زوبیتا و ساودرا، ۲۰۰۹؛ برون مانریک و همکاران، ۲۰۱۷؛ پین هرو و مارتین واید، ۲۰۱۷؛ نری و همکاران، ۲۰۱۷)، آفریقا (بنهامروچ و همکاران، ۲۰۱۵) و در نهایت در مقیاس جهانی (منجور و مارتین واید، ۲۰۱۶) انجام شده است، اشاره نمود. همچنین در سال ۲۰۰۸ علیجانی و همکاران شاخص CI را برای کشور ایران مورد ارزیابی قرار دادند و نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که مجموعاً ۲۰ درصد مناطق کشور در معرض خطر بارندگی سیل‌آسا قرار دارند (علیجانی و همکاران، ۲۰۰۸). با وجود این که نتایج پژوهش علیجانی و همکاران با دقت و اعتبار کافی الگوی زمانی و مکانی شاخص تراکم بارندگی را در ایران مشخص می‌نماید. اما نیاز است که با مجموعه داده‌های به روزتر در رابطه با الگوی زمانی و مکانی شاخص تراکم بارندگی در گستره کشور ایران قضاوت نمود. همچنین در جهت تکمیل مطالعات در این زمینه لازم است که روند تغییرات سالانه شاخص تراکم بارندگی نیز برای این منطقه مشخص گردد. لذا در پژوهش حاضر پس از مشخص شدن الگوی زمانی و مکانی شاخص CI در طول یک دوره سی ساله (۱۹۸۷-۲۰۱۶) و در میان ۸۰ ایستگاه سینوپتیک کشور، مقادیر سالانه CI نیز محاسبه می‌گردد و با توجه به آزمون من-کندال روند تغییرات این شاخص در کل منطقه مشخص می‌شود و در نهایت با استفاده از آزمون همبستگی اسپیرمن، وجود یا عدم وجود رابطه معنی دار میان شاخص

² Concentration Index

¹ Intergovernmental Panel on Climate Change

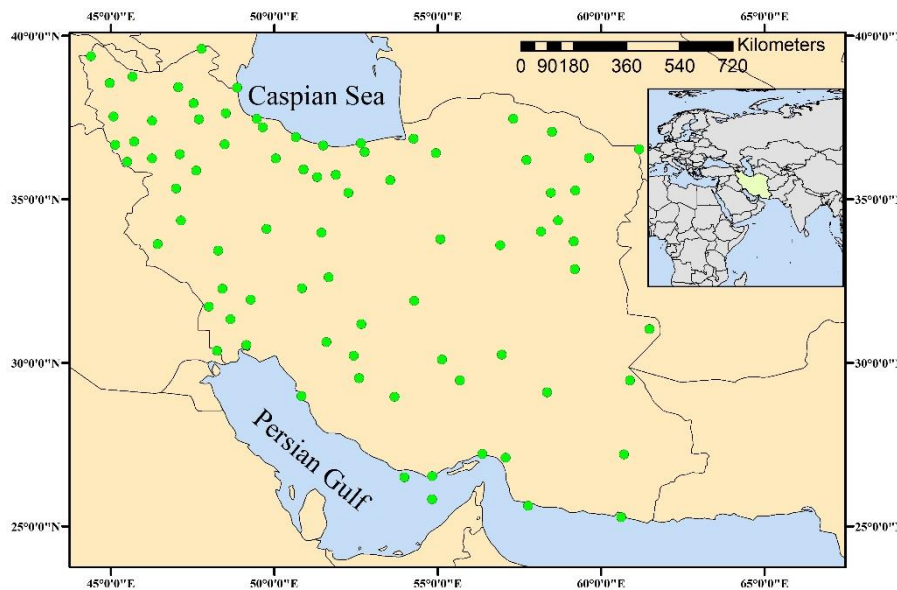
در این تحقیق از اطلاعات روزانه بارندگی ۸۰ ایستگاه سینوپتیک با دوره آماری ۳۰ سال (۱۹۸۷ تا ۲۰۱۶) که پراکندگی مناسبی در سطح کشور دارند استفاده شده است. این داده‌ها از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد (IRIMO¹). ایستگاه‌هایی که نواقص آماری آن‌ها بیش از ۱۰ درصد بود از محاسبات کنار گذاشته شد (در مجموع تعداد ۴ ایستگاه از مجموع ۸۴ ایستگاه مورد بررسی دارای بیش از ۱۰ درصد نقص آماری بودند). شکل ۱ موقعیت مکانی و پراکنده‌گی ایستگاه‌های سینوپتیک مورد استفاده در این پژوهش را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که ایستگاه بندر انزلی با ارتفاع منفی ۲۶ متر از سطح دریا کم ارتفاع ترین ایستگاه و ایستگاه آبدلی با ارتفاع ۲۴۶۵/۲ دارای بیشترین ارتفاع در مجموعه ایستگاه‌های مورد مطالعه می‌باشند.

تراکم بارندگی روزانه، میانگین بارندگی سالانه و مشخصات جغرافیایی هر کدام از ایستگاه‌ها بررسی می‌گردد.

موارد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه و مجموعه داده‌ها

کشور ایران با مساحت ۱۶۴۸۰۰۰ کیلومتر مربع وسعت در فاصله ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض شمالی و ۴۴ تا ۶۳ درجه طول شرقی واقع شده است (عباسپور و همکاران، ۲۰۰۹). میانگین مجموع بارندگی سالانه محاسبه شده در طول سی سال در گستره کشور ایران در بازه ۲۰ الی ۲۱۰۰ میلیمتر در میان ۸۰ ایستگاه سینوپتیک متغییر می‌باشد. ۹۴/۸ درصد کشور ایران در اقلیم خشک و نیمه خشک قرار گرفته است که دارای بارندگی کم و تبخیر زیاد می‌باشد. (ساقیان و همکاران، ۲۰۱۴؛ خلیلی و همکاران، ۲۰۱۶).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و ۸۰ ایستگاه سینوپتیک ایران

دسته قرار می‌گیرند، X و مقادیر درصد تجمعی آن‌ها، Y در یک نمودار ترسیم می‌شوند. در نتیجه یک منحنی نمایی از درصد تجمعی روزهای بارانی در مقابل درصد تجمعی مقدار بارش مطابق رابطه (۱) به دست می‌آید (روی و مارتین واید، ۲۰۱۷).

$$Y = aX \exp(bx) \quad (1)$$

شاخص تراکم بارندگی روزانه (CI)

جهت محاسبه شاخص تراکم روزانه بارندگی (CI) از داده‌های بارندگی روزانه در یک دوره بلند مدت چندین ساله یا حتی دوره یک ساله استفاده می‌شود (سرانوتیولی و همکاران، ۲۰۱۸). مجموعه داده‌های باران روزانه در دسته‌های ۱ میلیمتری و به صورت صعودی تقسیم بندی می‌شود. سپس درصد تجمعی روزهای بارانی که در هر

¹ Islamic Republic of Iran Meteorological Organization.(www.irimo.ir)

جهت درک بهتر، محاسبات فوق برای ایستگاه بابلسر در یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۸۷ تا ۲۰۱۶) انجام شده است و تابع نمایی و مقادیر تجربی X و Y در شکل ۲ نشان داده شده است.

شاخص تراکم باران روزانه عددی است در بازه صفر و یک که نسبت به شاخص های سالانه و ماهانه اطلاعات بیشتری را در مورد شرایط هیدرولوژیکی منطقه در اختیار می گذارد و با توجه به آن می توان مشخص نمود که کدام مناطق مستعد مخاطراتی از جمله، سیل، خشکسالی، فرسایش خاک و زمین لغزش می باشند (ویشکورکوا و همکاران، ۲۰۱۸). به طوری که هرچه مقدار شاخص CI به عدد یک نزدیک تر باشد نشان دهنده تمرکز مقدار زیاد بارندگی در تعداد روزهای محدود است که احتمال وقوع سیل و بارندگی های شدید در این مناطق بیشتر می باشد (سوهايلا و جماین، ۲۰۱۲).

در این رابطه مقادیر ثابت a و b از روش حداقل مربعات به دست می آید (روابط ۲ و ۳).

$$\ln(a) = \frac{\sum X_i^2 \sum \ln(Y_i) + \sum X_i \sum X_i \ln(X_i)}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2} \quad (2)$$

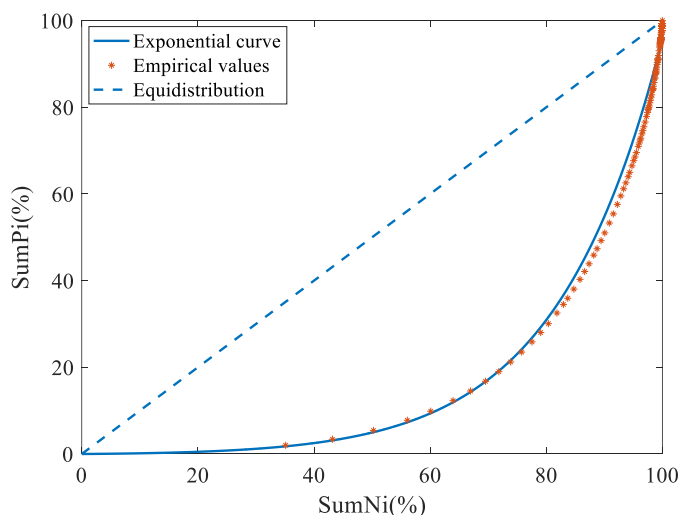
$$- \frac{\sum X_i^2 \sum \ln(X_i) - \sum X_i \sum X_i \ln(Y_i)}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2}$$

$$b = \frac{N \sum X_i \sum \ln(Y_i) + \sum X_i \sum \ln(X_i)}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2} \quad (3)$$

$$- \frac{N \sum X_i \ln(X_i) - \sum X_i \sum \ln(Y_i)}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2}$$

پس از محاسبه ضرایب a و b ، شاخص CI با استفاده از رابطه (۴) محاسبه می گردد که در این رابطه S' مساحت محصور میان خط $Y=X$ و منحنی نمایی است (شکل ۲).

$$CI = \frac{S'}{5000} \quad (4)$$



شکل ۲- مقادیر تجربی (X و Y) و نمودار نمایی حاصل از ترسیم درصد تجمعی روزهای بارانی در برابر مقدار باران در ایستگاه بابلسر

داده ها دلالت دارد و پذیرش فرض یک (ردفرض صفر) دال بر وجود روند در سری داده ها می باشد. آماره S در این آزمون از روابط (۵ و ۶) محاسبه می شود.

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k) \quad (5)$$

$$\text{sign}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{for } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{for } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{for } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (6)$$

تحلیل روند

آزمون من-کندال

این آزمون ناپارامتریک توسط من^۱ در سال ۱۹۴۵ و کندال^۲ در سال ۱۹۷۵ ارائه شد (من، ۱۹۴۵؛ کندال، ۱۹۷۵). این آزمون تاکنون به طور گسترده در مطالعاتی که احتیاجی به فرض نرمال بودن داده ها ندارد مورد استفاده قرار گرفته است (ژای و فنگ، ۲۰۰۹). فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری

² Kendall

¹ Mann

واریانس در آزمون من-کندال از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \quad \text{for } i = 1, \dots, N \quad j > k \quad (9)$$

$$Q_{\text{med}} = Q_{\lfloor (N+1)/2 \rfloor} \quad \text{if } N \text{ is odd} \quad (10)$$

$$Q_{\text{med}} = 0.5 \left(Q_{\lfloor N/2 \rfloor} + Q_{\lfloor (N+2)/2 \rfloor} \right) \quad \text{if } N \text{ is even} \quad (11)$$

N : تعداد Q_i های به دست آمده است.
 x_j و x_i : به ترتیب i امین و j امین داده هستند.
 Q_{med} : میانه Q_i های موجود است.

حذف اثر خود همبستگی از داده ها

پیش از اعمال آزمون من-کندال باید مطمئن شد که سری داده ها دارای خود همبستگی نباشند. زیرا وجود خود همبستگی مثبت در سری داده ها ممکن است که منجر به افزایش احتمال رد فرض صفر در آزمون های معنی داری شود و برعکس (وان استورچ، ۱۹۹۹). روش های متعددی برای حذف اثر خود همبستگی از سری داده ها وجود دارد. در این پژوهش از روش TFPW² که توسط یو³ و همکاران در سال ۲۰۰۳ ارائه گردیده است استفاده می‌شود (یو و هاشینو، ۲۰۰۳).

با استفاده از روابط زیر میتوان این روش را بر سری داده ها اعمال نمود.

$$Y_i = x_i - (\beta * i) \quad (12)$$

β شیب تخمین زده شده توسط روش سن و x_i ها مقادیر متغیر وابسته در سری زمانی هستند. پس از محاسبه مقادیر Y_i باید ضریب خود همبستگی (lag-1) را برای این سری داده جدید محاسبه نمود که این ضریب از رابطه زیر قابل محاسبه است.

$$r_1 = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{t=1}^{n-1} [x_t - E(x)][x_{t+1} - E(x)]}{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n [x_t - E(x)]^2} \quad (13)$$

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} - \frac{\sum_{i=0}^m t_m(t_m-1)(2t_m+5)}{18} \quad (7)$$

و در نهایت آماره استاندارد شده Z از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (8)$$

در روابط فوق n تعداد مشاهدات سری زمانی، x_i و x_j به ترتیب i امین و j امین داده هستند. همچنین m تعداد سری هایی است که در آن ها حداقل یک داده تکراری وجود دارد و t ، فراوانی داده‌های با ارزش یکسان می‌باشد. پس از محاسبه پارامتر Z با توجه به عدد به دست آمده از این آزمون می‌توانیم مشخص کنیم که سری زمانی ما به شکل معنی داری دارای روند صعودی یا نزولی است و یا این که هیچ روند خاصی را دنبال نمی‌کند. مقدار Z در سطوح معنی داری مختلف از جدول توزیع تجمعی نرمال استاندارد استخراج شده است.

با توجه به مقادیر Z به دست آمده پس از تحلیل سری زمانی و مقایسه آن با مقادیر Z در سطح معنی داری مورد نظر می‌توانیم مشخص کنیم که سری داده های ما چه روندی دارد. به عنوان مثال در سطح معنی داری ۹۵ درصد ($\alpha = 0.05$) اگر شرایط $-1.96 \leq Z \leq 1.96$ برای آماره Z برقرار باشد می‌توان گفت که معنی دار است.

تخمینگر شیب سن^۱

سن در سال ۱۹۶۸ برای مشخص شدن بزرگی تغییرات روند یک سری زمانی (شیب تغییرات روند) روش ناپارامتریک زیر را ارائه کرد (سن، ۱۹۶۸).

نحوه محاسبه شیب روند با روش سن با استفاده از روابط (۹) تا (۱۱) است.

³ Yue

¹ Sen's Slope

² Trend Free Pre-whitening Method

$$Z_{sr} = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (18)$$

R_i رتبه i امین داده است و n تعداد مشاهدات در سری زمانی است. برای بررسی رد یا تایید فرض صفر، آماره استاندارد شده این آزمون Z_{sr} با مقدار t بحرانی (توزیع تی-استیودنت) در سطح معنی داری مورد نظر و درجه آزادی $n-2$ مقایسه می‌شود و در صورت برقرار بودن رابطه زیر فرض صفر رد می‌گردد.

$$|Z_{sr}| > t(n-2, \alpha/2) \quad (19)$$

نتایج

منحنی تراکم باران روزانه برای ۸۰ ایستگاه سینوپتیک در طول دوره آماری ۱۹۸۷-۲۰۱۶ در سطح کشور ایران محاسبه شد. همچنین تغییرات سالانه شاخص CI برای هر کدام از ایستگاه‌ها و در مدت ۳۰ سال مورد ارزیابی قرار گرفت و در نهایت وجود روند معنی دار میان شاخص تراکم باران روزانه، میانگین مجموع بارندگی سالانه و مشخصات جغرافیایی (طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی و ارتفاع از سطح دریا) هر یک از ایستگاه‌ها در ناحیه مورد مطالعه بررسی شد.

توزیع مکانی میانگین مجموع بارندگی سالانه

میانگین مجموع بارندگی سالانه ۸۰ ایستگاه سینوپتیک در گستره کشور ایران و در طول یک دوره آماری سی ساله (۱۹۸۷-۲۰۱۶) محاسبه شد (شکل ۳). توزیع مکانی میانگین سالانه بارندگی نشان می‌دهد که در اکثر مناطق کشور مقدار این شاخص کمتر از ۱۴۵ میلیمتر در هر سال می‌باشد. اما مناطق شمالی و غربی کشور (دامنه رشته کوه‌های زاگرس) نسبت به سایر مناطق کشور از میزان بارندگی بیشتری برخوردار هستند. همچنین بیشترین میزان بارندگی سالانه مربوط به ایستگاه‌های حاشیه دریای خزر می‌باشد.

در رابطه (۱۳) r_1 ضریب خود همبستگی درجه اول، n تعداد کل داده‌ها در سری زمانی و $E(x)$ میانگین کل داده‌ها می‌باشند. اگر ضریب r_1 (ضریب خود همبستگی) در سطح معنی داری ۹۵ درصد معنی دار نباشد یعنی سری داده‌ها دارای خود همبستگی نیست و می‌توان آزمون من-کندال را به صورت مستقیم بر سری زمانی اصلی اعمال نمود. برای تشخیص معنی داری ضریب همبستگی در سطح ۹۵ درصد، می‌توان از رابطه زیر استفاده نمود به این صورت که اگر r_1 در بازه ارائه شده در رابطه (۱۴) قرار بگیرد ضریب همبستگی معنی دار نیست (سالاس، ۱۹۸۰).

$$(-1-1.645\sqrt{n-2})/\sqrt{n-1} \leq r_1 \leq (-1+1.645\sqrt{n-2})/\sqrt{n-1} \quad (14)$$

در صورت معنی داری ضریب r_1 در سطح معنی داری ۹۵ درصد باید اثر خود همبستگی را از سری داده‌ها و از طریق روابط زیر حذف نمود و پس از آن آزمون‌های معنی داری روند را بر روی این سری‌های زمانی اعمال کرد.

$$Y'_i = Y_i - r_1 * Y_{i-1} \quad (15)$$

$$Y''_i = Y'_i + (\beta * i) \quad (16)$$

Y''_i سری زمانی نهایی پس از حذف اثر خود-همبستگی است.

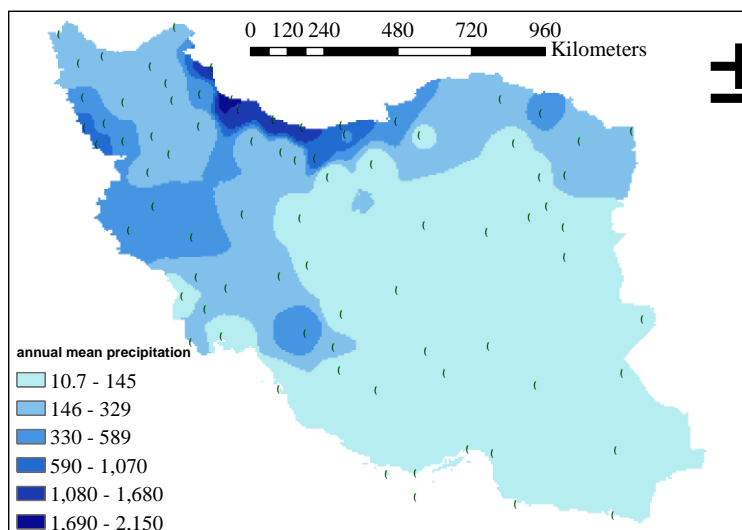
آزمون همبستگی اسپیرمن

با استفاده از آزمون ناپارامتریک اسپیرمن^۱ وجود یا عدم وجود همبستگی در میان شاخص‌های اقلیمی بررسی می‌شود (پیکارتا و همکاران، ۲۰۰۴). فرض صفر آماری در این آزمون آن است که هیچ رابطه مشخص و معنی داری در میان داده‌ها وجود ندارد، در حالی که فرض مقابل وجود رابطه معنی دار مثبت یا منفی را در بین سری داده‌ها تایید می‌کند.

r ضریب همبستگی و Z_{sr} آماره استاندارد شده این آزمون به ترتیب از روابط (۱۷) و (۱۸) محاسبه می‌شوند.

$$r = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (R_i - i)^2}{n(n^2 - 1)} \quad (17)$$

¹ Spearman



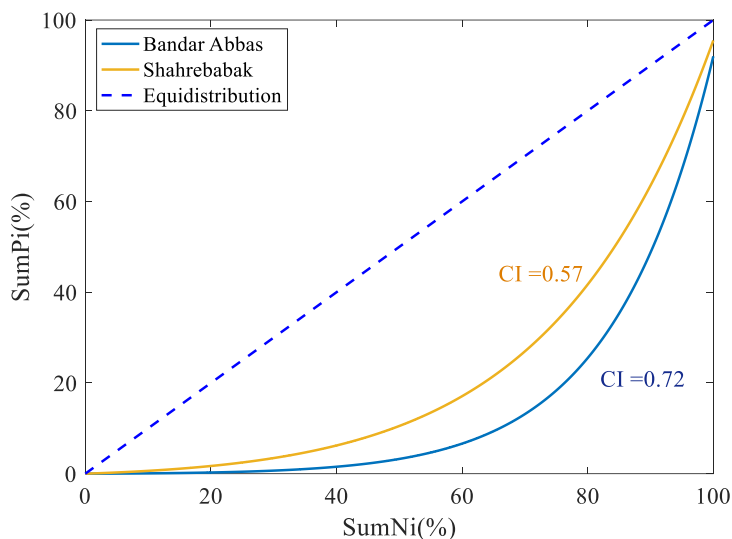
شکل ۳- توزیع مکانی میانگین مجموع بارندگی سالانه در طول دوره آماری ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۶

شدید قرار دارند که اکثر منطقه های ساحلی شمال و جنوب کشور را شامل می شوند. علاوه بر این دامنه های غربی رشته کوه زاگرس نیز باران شدید روزانه را تجربه می کنند. سواحل غربی دریای خزر نیز از جمله منطقه های خطر پذیر با تراکم بالای بارندگی شناخته می شوند اما در مقایسه با سواحل شرقی به دلیل پوشش گیاهی غنی تر، خسارتهای کمتری را در پی دارند. این نتایج تا حد زیادی با نتایج به دست آمده در این پژوهش هماهنگی دارد. بر اساس تقسیم بندی های انجام شده برای شاخص تراکم (مارتین واید، ۲۰۰۴)، CI کوچکتر از ۰/۶۱ گواه آن است که تمرکز مقدار بارندگی در منطقه مورد مطالعه متوسط است در حالی که CI هرچه از ۰/۶۱ بالاتر رود نشان از آن دارد که تمرکز بارش روزانه در منطقه مورد مطالعه بالا است و درصد بالایی از کل مقدار بارش در تعداد محدودی از روزهای بارانی اتفاق می افتد. همانطور که از پهنه بندی انجام شده در شکل ۵ نیز مشخص است تعداد زیادی از ایستگاه های سینوپتیک کشور (۶۱ درصد) در دسته $CI > 0.61$ قرار می گیرد که تمرکز بالای مقدار بارندگی در روزهای کمی از سال را تجربه می کنند (به طور کلی $CI = 0.16$ نشان می دهد که ۷۰ درصد کل باران در ۲۵ درصد بارانی ترین روزها اتفاق می افتد.) و ۳۹ درصد باقی ایستگاه ها در کلاس متوسط قرار می گیرند. میانگین تمامی ایستگاه هایی که CI آنها در دسته متوسط قرار دارد، برابر با ۰/۵۹ است که به این معنی است که حدوداً ۶۸ درصد کل باران در ۲۵ درصد بارانی ترین روزها اتفاق می افتد.

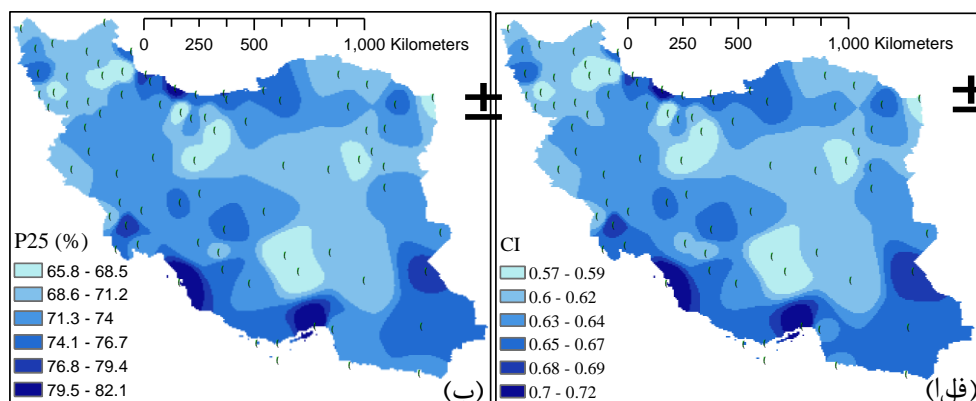
توزیع مکانی شاخص CI و P25

شاخص تمرکز باران روزانه (CI) برای ۸۰ ایستگاه سینوپتیک در سطح کشور ایران با حداقل مقدار ۰/۵۷ در ایستگاه شهر بابک تا حداکثر مقدار ۰/۷۱ در ایستگاه بندر عباس متغیر می باشد (شکل ۴). این اختلاف ۰/۱۴ در شاخص CI خود نشان از تفاوت توزیع تراکم باران روزانه در مناطق مختلف کشور است. همچنین در شکل ۵ مقادیر شاخص P25 نیز در گستره کشور ایران مشخص شده است. مقدار شاخص P25 بیانگر این است که چند درصد مقدار کل بارندگی در ۲۵ درصد روزهای بارانی اتفاق افتاده است. به طور کلی مقدار P25 در بازه ۶۵/۸ درصد تا ۸۲/۱ درصد در سطح کشور متغیر است (شکل ۵.ب) که یک اختلاف ۱۶/۳ درصدی را نشان می دهد.

نتایج بررسی شاخص CI در کل دوره آماری (شکل ۵.الف) نشان داد که در مناطق جنوبی کشور همچنین ایستگاه هایی که در سواحل دریای خزر قرار دارند، بیشترین بی نظمی در بارش روزانه وجود دارد به طوری که در ایستگاه های ساحلی بندر عباس و بوشهر در جنوب کشور و بندر انزلی در شمال مقدار شاخص CI برابر با ۰/۷ است که یعنی حدوداً ۸۰ درصد باران روزانه در تنها ۲۵ درصد از روزهای بارانی اتفاق افتاده است (شکل ۵). از طرفی به طور پراکنده مناطقی در شرق، شمال غرب و مرکز کشور وجود دارند که ۶۷ درصد مقدار کل باران، تنها در ۲۵ درصد پرباران ترین روزها باریده است. نتایج مشابه ای در مطالعات علیچانی و همکاران نیز آورده شده است. بر این اساس، ۲۰ درصد از مساحت کشور در معرض بارندگی



شکل ۴- نمودار نمایی حاصل از ترسیم درصد تجمعی روزهای بارانی در برابر درصد تجمعی مقدار باران در ایستگاه های بندر عباس و شهر بابک.



شکل ۵- توزیع مکانی (الف) شاخص CI، (ب) شاخص P25، در دوره آماری ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۶ و در میان ۸۰ ایستگاه سینوپتیک کشور

توزیع مکانی روند سالانه شاخص CI

جهت تعیین روند تراکم بارندگی در ایران، شاخص CI به صورت سالانه نیز برای هر کدام از ۸۰ ایستگاه سینوپتیک در دوره آماری ۱۹۸۷ - ۲۰۱۶ محاسبه شد. نتایج نشان داد که اکثر ایستگاه ها (۶۴ ایستگاه) روند افزایشی شاخص تمرکز باران روزانه را تجربه کرده اند که این روند افزایشی با مطالعات اخیر انجام شده در مناطق مختلف جهان همخوانی دارد به طوری که نتایج مشابه در پژوهش هایی که در کشور های اسپانیا، شیلی و جنوب غربی چین انجام شده است، نیز روند افزایشی شاخص CI سالانه را نشان داده است (شی و همکاران، ۲۰۱۵؛ سرانوتیولی و همکاران، ۲۰۱۸؛ سنگوسا و همکاران، ۲۰۱۸). این درحالی است که تنها ۲۰ درصد ایستگاه ها

(۱۶ ایستگاه) در کشور ایران روند کاهشی داشته اند (جدول ۱).

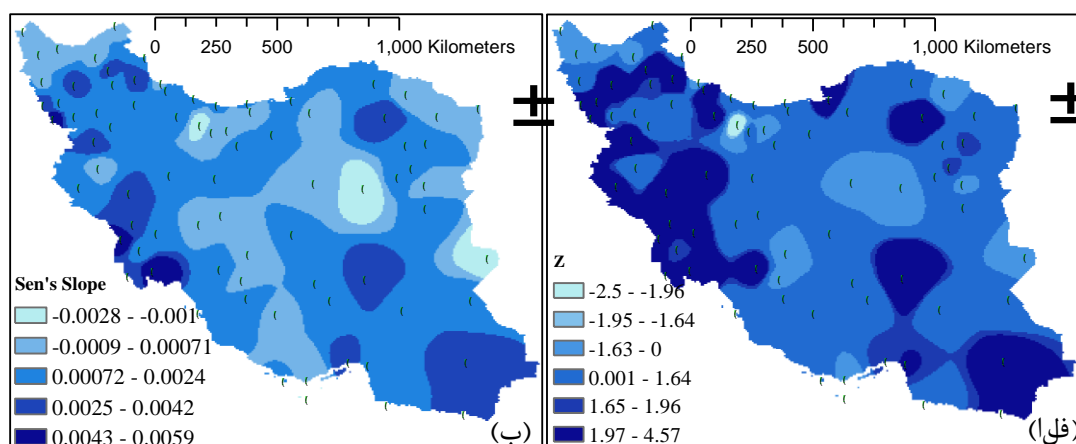
جدول ۱- تعداد روند مثبت و منفی به دست آمده از آزمون من-کندال به تفکیک معنی داری در سطوح ۹۰ و ۹۵ درصد در میان ۸۰ ایستگاه سینوپتیک کشور.

روند سالانه CI ۸۰ ایستگاه سینوپتیک (۱۹۸۷-۲۰۱۶)		
وضعیت روند	افزایشی	کاهشی
تعداد کل ایستگاه ها	۶۴	۱۶
سطح معنی داری		
۹۰٪	۲۹	۱
۹۵٪	۲۴	۱

در میان همه ایستگاه های دارای روند مثبت، تعداد ۲۹ ایستگاه در سطح معنی داری ۹۰ درصد و تعداد ۲۴

و رو به افزایش تشخیص داده شده است که این خود وضعیت این مناطق را از نظر احتمال وقوع سیلاب ها و یا خشکسالی های شدید بسیار مخاطره انگیز ارزیابی می کند. شیب تغییرات شاخص تمرکز باران روزانه از ۰/۰۰۲۸ تا ۰/۰۰۵۹ در هر سال و در گستره کشور ایران متغیر است. در مناطقی که روند افزایشی معنی دار تشخیص داده شده است شیب Sen مقداری مابین ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۵۹ را برای هر دهه نشان می دهد که در طول دوره آماری (۱۹۸۷ تا ۲۰۱۶) به میزان ۰/۰۷۵ تا ۰/۱۷۷ به مقدار شاخص CI سالانه افزوده شده است که این خود نشان دهنده افزایش احتمال وقوع خشکسالی و سیل های شدید در این مناطق می باشد.

ایستگاه در سطح معنی داری ۹۵ درصد افزایش شاخص CI را در هر سال نشان می دهند اما تنها یک ایستگاه سینوپتیک در گستره کشور ایران، روند کاهشی معنی دار در سطح معنی داری ۹۵ درصد را تجربه کرده است (جدول ۱). عمده تغییرات مثبت و معنی دار شاخص CI در ایستگاه های غربی و شمال غربی کشور و همچنین به صورت پراکنده در جنوب و جنوب شرقی مشاهده می شود. این مکان ها با رنگ آبی تیره در شکل ۶ الف مشخص شده است. با نگاهی دوباره بر نقشه مکانی مقادیر شاخص تراکم بارندگی روزانه (شکل ۵ الف) می توان دریافت که نواحی جنوب و جنوب غربی که با رنگ آبی تیره مشخص شده است با تمرکز بالای بارندگی های روزانه همراه هستند و از طرفی روند تغییرات شاخص CI نیز در این مناطق مثبت



شکل ۶- توزیع مکانی (الف)، پارامتر Z آزمون من-کندال (ب)، بزرگی شیب سن در دوره آماری ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۶ و در میان ۸۰ ایستگاه سینوپتیک کشور

پس از اعمال آزمون همبستگی بر روی شاخص تراکم بارندگی روزانه (CI) و ارتفاع مشخص شد که هرچه ایستگاه سینوپتیک ارتفاع بالاتری از سطح دریا داشته باشد، ضریب تراکم آن کمتر خواهد بود همچنین رابطه میان ضریب تراکم و عرض جغرافیایی نیز رابطه ای معکوس است به این ترتیب که در عرض های جغرافیایی بالاتر ضریب تراکم بارندگی کمتر می باشد. ضرایب همبستگی میان شاخص تراکم، ارتفاع و عرض جغرافیایی به ترتیب برابر ۰/۴۷- و ۰/۲۷- می باشد و در سطح معنی داری ۹۹ درصد معنی دار هستند. نتایج پژوهش ویشکاورکوا و همکاران در سال ۲۰۱۸ نیز رابطه معنی دار و منفی میان شاخص تراکم بارندگی روزانه و ارتفاع را نشان داد (ویشکاورکوا و همکاران، ۲۰۱۸).

بررسی ضریب همبستگی میان شاخص های بارش

در این بخش، وجود یا عدم وجود رابطه معنی دار میان شاخص تراکم باران روزانه، میانگین بارندگی سالانه و مشخصات جغرافیایی هر یک از ایستگاه های سینوپتیک با استفاده از آزمون همبستگی اسپیرمن بررسی می گردد (جدول ۲).

میانگین بارندگی سالانه دارای رابطه معنی دار معکوس با طول جغرافیایی و همچنین رابطه مستقیم و معنی دار با عرض جغرافیایی است و به ترتیب ضرایب همبستگی آن ها برابر ۰/۰۶- و ۰/۶۸ می باشد. این نتایج با نتایج حاصل از شکل ۳ نیز مطابق است به این صورت که با حرکت از جنوب به شمال و همچنین از شرق به غرب میانگین بارندگی سالانه در ایران افزایش می یابد.

جدول ۲- ضرایب همبستگی اسپیرمن میان ضریب تراکم بارندگی روزانه، میانگین سالانه بارندگی و مشخصات جغرافیایی هر کدام از ایستگاه ها. نشانگر *، معنی داری آماره آزمون اسپیرمن را در سطح معنی داری ۹۹ درصد نشان می دهد.

میانگین بارندگی سالانه	ضریب تراکم	ارتفاع از سطح دریا	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
				طول جغرافیایی
				عرض جغرافیایی
				ارتفاع از سطح دریا
				ضریب تراکم
				میانگین بارندگی سالانه

نتیجه گیری

الگوی مکانی و زمانی شاخص تراکم بارندگی روزانه در گستره کشور ایران و در یک دوره بلند مدت ۳۰ ساله (۱۹۸۷-۲۰۱۶) رفتارهای متفاوتی را در بخش های مختلف کشور نمایان می سازد. این شاخص در بازه ۰/۵۷ تا ۰/۷۱ تغییر می کند و حدوداً ۶۰ درصد ایستگاه های کشور دارای CI بزرگتر از ۰/۶۱ می باشند که نشان دهنده این است که تعداد کمی از روزهای بارانی سهم زیادی از کل مقدار بارندگی را به خود اختصاص می دهند. همچنین بیشترین مقدار CI در این پژوهش در ایستگاه های واقع در سواحل شمالی کشور (دریای خزر) و ایستگاه های واقع در سواحل جنوب کشور (خلیج فارس) مشاهده شد. الگوی زمانی و مکانی شاخص CI می تواند به دولت ها و دستگاه های تصمیم گیری کمک کند تا بتوانند تصمیمات آگاهانه تری در خصوص کاربری اراضی و مدیریت بهتر منابع آب در مناطق مختلف کشور داشته باشند. چرا که در مناطقی که مقدار شاخص CI در آن بالا است احتمال وقوع سیلاب و خشکسالی بیشتری وجود دارد و در صورتی که زمین هایی با پوشش گیاهی کم در این مناطق وجود داشته باشد به صورت مستقیم تحت تاثیر تمرکز بالای بارندگی دچار فرسایش شدید خاک می شود (روی و مارتین واید، ۲۰۱۷؛ یسلیرماک و اتانانر، ۲۰۱۶). مطالعات این پژوهش نشان داد که به طور کلی در بسیاری از مناطق کشور شاخص CI سالانه، روند افزایشی را نشان می دهد. همچنین همبستگی معنی دار و معکوس میان شاخص تراکم بارندگی روزانه، ارتفاع از سطح دریا و عرض جغرافیایی نیز مشاهده شد، این در حالی است که رابطه میان طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی و میانگین بارندگی سالانه به ترتیب رابطه منفی و مثبت معنی دار می باشد.

سیاسگزاری

داده های مورد استفاده در این پژوهش از سازمان هواشناسی کشور تهیه گردید که بدین وسیله از همکاری این سازمان در شکل گیری این پژوهش سپاسگزاری می - نمائیم.

منابع

- شیرازی، مسعود؛ محسن ناصری و بنفشه زهرایی، ۱۳۹۷. "آشکارسازی و نسبت دهی تغییرات بارش های حدی در ایران". کنفرانس جامع مدیریت و مهندسی سیلاب، تهران، کارگروه تخصصی سیل، مخاطرات دریایی - آب و فاضلاب و برق وزارت نیرو با همکاری پژوهشکده سوانح طبیعی دوره ۶.
- Abbaspour, K.C., Faramarzi, M., Ghasemi, S.S. and Yang, H., 2009. Assessing the impact of climate change on water resources in Iran. *Water resources research*, 45(10).
- Alijani, B., O'brien, J. and Yarnal, B., 2008. Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 94(1-2), pp.107-124.
- Benhamrouche, A., Boucherf, D., Hamadache, R., Bendahmane, L., Martín Vide, J. and Teixeira Nery, J., 2015. Spatial distribution of the daily precipitation concentration index in Algeria. *Natural Hazards And Earth System Sciences*, 2015, vol. 15, num. 3, p. 617-625.
- Bindoff, N.L., Stott, P.A., AchutaRao, K.M., Allen, M.R., Gillett, N., Gutzler, D., Hansingo, K., Hegerl, G., Hu, Y., Jain, S. and Mokhov, I.I., 2013. Detection and attribution of climate change: from global to regional.
- Brown Manrique, O., Díaz Ruiz, R., Gallardo Ballat, Y. and Valero Freyre, J., 2017. Caracterización de precipitaciones diarias en el municipio de Ciego de Ávila, Cuba. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, 38(2), pp.44-58.
- Change, I.C., 2007. The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on

- 21) Piccarreta, M., Capolongo, D. and Boenzi, F., 2004. Trend analysis of precipitation and drought in Basilicata from 1923 to 2000 within a southern Italy context. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(7), pp.907-922.
- 22) Pinheiro, G.M. and Vide, J.M., 2017. CONCENTRAÇÃO DIÁRIA DA PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO ALTO IGUAÇU, PARANÁ, BRASIL- CONCENTRATION INDEX OF RAINFALL IN THE UPPER BASIN IGUAÇU, PARANÁ, BRAZIL. *Raega-O Espaço Geográfico em Análise*, 39, pp.266-279.
- 23) Royé, D. and Martin-Vide, J., 2017. Concentration of daily precipitation in the contiguous United States. *Atmospheric research*, 196, pp.237-247.
- 24) Saghebian, S.M., Sattari, M.T., Mirabbasi, R. and Pal, M., 2014. Ground water quality classification by decision tree method in Ardebil region, Iran. *Arabian journal of geosciences*, 7(11), pp.4767-4777.
- 25) Salas, J.D., 1980. Applied modeling of hydrologic time series. Water Resources Publication.
- 26) Sangüesa, C., Pizarro, R., Ibañez, A., Pino, J., Rivera, D., García-Chevesich, P. and Ingram, B., 2018. Spatial and temporal analysis of rainfall concentration using the Gini index and PCI. *Water*, 10(2), p.112.
- 27) Sarricolea, P., Meseguer-Ruiz, Ó., Serrano-Notivoli, R., Soto, M.V. and Martin-Vide, J., 2019. Trends of daily precipitation concentration in Central-Southern Chile. *Atmospheric research*, 215, pp.85-98.
- 28) Sen, P.K., 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, 63(324), pp.1379-1389.
- 29) Serrano-Notivoli, R., Martín-Vide, J., Saz, M.A., Longares, L.A., Beguería, S., Sarricolea, P., Meseguer-Ruiz, O. and De Luis, M., 2018. Spatio-temporal variability of daily precipitation concentration in Spain based on a high-resolution gridded data set. *International Journal of Climatology*, 38, pp.e518-e530.
- 30) Shi, P., Wu, M., Qu, S., Jiang, P., Qiao, X., Chen, X., Zhou, M. and Zhang, Z., 2015. Spatial distribution and temporal trends in precipitation concentration indices for the Southwest China. *Water resources management*, 29(11), pp.3941-3955.
- 31) Shi, W., Yu, X., Liao, W., Wang, Y. and Jia, B., 2013. Spatial and temporal variability of daily precipitation concentration in the Lancang River basin, China. *Journal of hydrology*, 495, pp.197-207.
- 32) Suhaila, J. and Jemain, A.A., 2012. Spatial analysis of daily rainfall intensity and concentration climate change. Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, KB, Tignor, M., and Miller, HL, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 996, p.2007.
- 8) Cortesi, N., González-Hidalgo, J.C., Brunetti, M. and Martín Vide, J., 2012. Daily precipitation concentration across Europe 1971-2010. *Natural Hazards And Earth System Sciences*, 2012, vol. 12, p. 2799-2810.
- 9) Deng, S., Chen, T., Yang, N., Qu, L., Li, M. and Chen, D., 2018. Spatial and temporal distribution of rainfall and drought characteristics across the Pearl River basin. *Science of the Total Environment*, 619, pp.28-41.
- 10) Espinoza, P.A.S. and Martín-Vide, J., 2014. Spatial analysis of rainfall daily trends and concentration in Chile. *Investigaciones Geográficas*, (47), pp.ág-53.
- 11) Field, C.B. ed., 2014. Climate change 2014–Impacts, adaptation and vulnerability: Regional aspects. Cambridge University Press.
- 12) Gamble, D.W. and Curtis, S., 2008. Caribbean precipitation: review, model and prospect. *Progress in Physical Geography*, 32(3), pp.265-276.
- 13) Kendall, M.G., 1975. Rank correlation methods. 2nd impression. Charles Griffin and Company Ltd. London and High Wycombe.
- 14) Khalili, K., Tahoudi, M.N., Mirabbasi, R. and Ahmadi, F., 2016. Investigation of spatial and temporal variability of precipitation in Iran over the last half century. *Stochastic environmental research and risk assessment*, 30(4), pp.1205-1221.
- 15) Li, X., Jiang, F., Li, L. and Wang, G., 2011. Spatial and temporal variability of precipitation concentration index, concentration degree and concentration period in Xinjiang, China. *International Journal of Climatology*, 31(11), pp.1679-1693.
- 16) Mann, H.B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, pp.245-259.
- 17) Martin-Vide, J., 2004. Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(8), pp.959-971.
- 18) Monjo, R. and Martin-Vide, J., 2016. Daily precipitation concentration around the world according to several indices. *International Journal of Climatology*, 36(11), pp.3828-3838.
- 19) Nery, J.T., Carfan, A.C. and Martin-Vide, J., 2017. Analysis of Rain Variability Using the Daily and Monthly Concentration Indexes in Southeastern Brazil. *Atmos. Clim. Sci*, 7, pp.176-190.
- 20) Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., Yu, B., Klik, A., Lim, K.J., Yang, J.E., Ni, J., Miao, C., Chattopadhyay, N. and Sadeghi, S.H., 2017. Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records. *Scientific reports*, 7(1), p.4175.

- index in Peninsular Malaysia. *Theoretical and Applied Climatology*, 108(1-2), pp.235-245.
- 33) Von Storch, H., 1999. Misuses of statistical analysis in climate research. In *Analysis of climate variability* (pp. 11-26). Springer, Berlin, Heidelberg.
- 34) Vyshkvarkova, E., Voskresenskaya, E. and Martin-Vide, J., 2018. Spatial distribution of the daily precipitation concentration index in Southern Russia. *Atmospheric research*, 203, pp.36-43.
- 35) Yang, P., Xia, J., Zhang, Y. and Hong, S., 2017. Temporal and spatial variations of precipitation in Northwest China during 1960–2013. *Atmospheric Research*, 183, pp.283-295.
- 36) Yeşilirmak, E. and Atatanır, L., 2016. Spatiotemporal variability of precipitation concentration in western Turkey. *Natural Hazards*, 81(1), pp.687-704.
- 37) Yue, S. and Hashino, M., 2003. Temperature trends in Japan: 1900–1996. *Theoretical and Applied Climatology*, 75(1-2), pp.15-27.
- 38) Zhai, L. and Feng, Q., 2009. Spatial and temporal pattern of precipitation and drought in Gansu Province, Northwest China. *Natural hazards*, 49(1), p.1.
- 39) Zubieta, R. and Saavedra, M., 2009. Spatial Distribution of a Daily Precipitation Concentration Index in Central Andes of Peru: Mantaro River Valley. *TECNIA*, 19, pp.13-22.
- 40) Zubieta, R., Saavedra, M., Silva, Y. and Giráldez, L., 2017. Spatial analysis and temporal trends of daily precipitation concentration in the Mantaro River basin: central Andes of Peru. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 31(6), pp.1305-1318.