

## تحلیل مخاطرات بارش‌های سنگین استان کرمانشاه به روش من کندال

(مطالعه موردی: دوره ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۷)

جمال پرویز<sup>۱</sup>، رضا برنا<sup>۲\*</sup>، فریده اسدیان<sup>۳</sup>

۱- دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲- دانشیار، گروه جغرافیا، واحد اهواز، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران

۳- استادیار، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

### چکیده

هدف از این مطالعه بررسی و تحلیل اقلیم‌شناسی بارش‌های سنگین کرمانشاه می‌باشد. برای این منظور داده‌های سینوپتیک و ابرسنجی ۹۲ ایستگاه در سطح استان از پایگاه داده‌ای اسفزاری استخراج شده است. بعد از تشکیل پایگاه داده‌ای به منظور تعیین آستانه بارش سنگین در هر نقطه از صدک ۹۰ استفاده شده است. به منظور تحلیل دقیقتر بارش‌های سنگین استان، تداوم بارش‌های سنگین برای تداوم دو تا پنج روزه استخراج و مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. همچنین به منظور بررسی و تحلیل روند بارش‌های سنگین از آزمون من کندال بهره گرفته شده است. نتایج نشان داد که بارش‌های سنگین در استان کرمانشان بخش عظیمی از میانگین بارش سالانه استان را تشکیل می‌دهد. آستانه‌های بارش سنگین در سطح استان متفاوت بوده است بیشترین آستانه رخداد بارش‌های سنگین در بخش‌های از شمال غرب استان و کمترین آن در نیمه شرقی استان مشاهده شده است. روند بارش‌های سنگین در تداوم‌های دو تا پنج روزه در اکثر پهنه استان به ویژه کرمانشاه از روند کاهشی برخوردار بوده است. همچنین شیب روند کاهشی برای بارش‌های سنگین با تداوم دو روزه بوده است. همچنین نتایج حاصل از آزمون گرافیکی من کندال بیانگر این است که بارش‌های با تداوم دو و سه به سمت سالهای اخیر از جهش معنی‌داری برخوردار بوده است و برای تداوم چهار و پنج روزه در سالهای ابتدای دوره مورد مطالعه جهش را تجربه کرده است.

**کلید واژه‌ها:** بارش سنگین، روند، تداوم، کرمانشاه، من کندال.

## مقدمه

بارش از متغیرترین عناصر اقلیمی است. این تغییرات هم در بعد مکان و هم در بعد زمان در قالب اقلیم منطقه رخ می‌دهد (میرموسوی و همکاران ۱۳۹۵). اهمیت بررسی پدیده بارش زمانی آشکارتر است که یک مکان شاهد بارش ناچیز یا قابل توجه و یا ناگهانی حجم زیادی از بارش باشد. ویژگی اصلی بارش‌های ایران تغییرپذیری آنها است. در واقع تغییرات بارشی، ناشی از تغییرات عوامل تولید کننده آنها است. بی‌نظمی موجود، در عوامل ایجاد بارش است که به توزیع مکانی و زمانی بارش منتقل شده است (علیچانی ۱۳۹۰). اقلیم از عوامل تاثیر گذار بر جنبه‌های متعدد زندگی انسان است. از این رو انسان با این شرایط سازگار می‌شود (داداشی و همکاران ۱۳۹۵). بدین ترتیب تغییرات خارج از محدوده سازگاری و نیز شدت و ظهور ناگهانی این تغییرات موجب اختلال و بعضاً تحمیل خطر بر زندگی آدمی می‌شود (مسعودیان و جعفری شندی ۱۳۹۳). یکی از این گونه اختلال تغییر شرایط معمول عناصر اقلیمی است. یکی از عناصر اقلیمی که با تغییر پذیری شدید توأم است، بارش است. یکی از جلوه‌های بارش، ریزش مقدار زیاد در بازه زمانی کوچک است. این نوع بارش به بارش سنگین موسوم است (مسعودیان و کارساز ۱۳۹۳، گندمکار ۱۳۸۹). یکی از مسائل مهم در عصر حاضر، مسئله‌ی تغییر اقلیم می‌باشد که از مهم‌ترین نشانه‌های قابل مشاهده آن بارش‌های سنگین است (چینگ سن<sup>۱</sup> و همکاران ۲۰۰۲، لانا<sup>۲</sup> و همکاران ۲۰۰۷) که گاه مخرب و زیان بار بوده و تأثیرات ناخوشایندی بر محیط زندگی انسان وارد می‌سازند (ماریناکی<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۶) و به نظر می‌رسد این بارش‌ها از یک منشأ معینی بوجود نمی‌آیند و هر بخش از ایران دارای الگوی متفاوتی است (غیور و همکاران ۱۳۹۱).

رویدادهای اقلیمی فرین، پدیده‌هایی هستند که از نظر شدت و فراوانی کمیاب هستند (تجربستورم<sup>۴</sup> و همکاران ۲۰۱۵) و از آنجایی که اکوسیستم‌ها و ساختارهای فیزیکی جوامع با

شرایط اقلیمی بهنجار تنظیم شده‌اند، در زمان رخداد این پدیده‌ها، بندرت می‌توانند خود را تجهیز و آماده کنند (سوگهارتا<sup>۵</sup> و همکاران ۲۰۰۸)، در نتیجه تغییر در زمان وقوع رویدادهای فرین می‌تواند آثار چشمگیری بر اکوسیستم‌ها و جامعه داشته باشد. تغییر رویدادهای فرین به عنوان حاصل و شاهدهی بر تغییر اقلیم در سال‌های اخیر چهره و بعد متفاوتی از این تغییرات اقلیمی را ارائه کرده‌اند (سون لی<sup>۶</sup> و همکاران ۲۰۱۴، تکسیرا<sup>۷</sup> ۲۰۰۷، وسترا<sup>۸</sup> و همکاران ۲۰۱۳).

ایران از جمله مناطقی است که شاهد رفتار ناهنجار و بی‌قاعده بارش است (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹) و به دلیل برخورداری بودن از توپوگرافی‌ها شرایط مناسبی را برای امکان وقوع رخداد بارش سنگین و فوق سنگین دارد. در متون اقلیمی، تعاریف متعدد و مقادیر متفاوتی برای «بارش شدید» و «بارش حدی» ارائه شده و پژوهش‌هایی که تا کنون در کشور صورت گرفته، تفاوت‌های قابل ملاحظه‌ای را از جهت معیار تعیین بارش‌های شدید و حدی نشان می‌دهد. برای مثال در این شاخص (بارش‌های حدی) بر اساس تجربیات محلی، آستانه خاصی برای بارش‌های شدید و حدی تعیین می‌شود (مفیدی و همکاران ۱۳۸۶). بارش‌های شدید یکی از پدیده‌های مهم هستند که بر تمام جنبه‌های زندگی انسان تأثیر گذار هستند (لشکری و خزائی ۱۳۹۳). بارش‌های سنگین به عنوان رویدادی فرین از اهمیت قابل توجهی برخوردار است (سورو<sup>۹</sup> و همکاران ۲۰۱۶). شدیدترین بارش ثبت شده در سال ۱۹۸۹ در شهر باروت گالوپ رخ داده که در حدود ۲۳۰۰ میلی متر در ساعت بوده است (لیناکر و گیتس<sup>۱۰</sup>، ۱۹۹۷). مطالعاتی زیادی در رابطه با بارش‌های سنگین انجام شده است. ویلیام<sup>۱۱</sup> و همکاران (۲۰۰۴)، بارش‌های سنگین انگلستان را به سه دسته جبهه‌ای، همرفتی و کوه - بارش تقسیم کردند، نتایج آنها نشان داد که بارش - های جبهه‌ای زمانی اتفاق می‌افتد که رطوبت نسبی بالای ۸۰٪ درصد باشد و هم چنین یک مرکز فرود از محدوده ۲۰۰

1. Ching-Sen  
3. Marinaki  
5. Sugahara  
7. Teixeira  
9. Soro  
11. William

2. Lana  
4. Tjernström  
6. Sun, Li  
8. Westra  
10. Linacre, geerts

بر روی قبرس و تغذیه رطوبتی خلیج فارس در ترازهای ۸۵۰، ۹۲۵ و دریای سرخ و مدیترانه در ترازهای بالا موجب رخداد بارش سنگین در این روز شده است.

خورشید دوست و همکاران (۱۳۹۵) در بررسی تحلیل همدیدی سازوکار وقوع بارش‌های سنگین بهاره در شمال غرب ایران نشان دادند که بارش‌های سنگین شمال غرب ایران در قالب ۴ الگوی همدیدی قابل دسته بندی می‌باشند. در الگوی اول، علت اصلی وقوع بارش سنگین در منطقه، عبور چرخند یا سامانه کم‌فشار دینامیکی مهاجر و منطقه همگرایی و گردش چرخندی ناشی از آن است که عامل اصلی تزریق رطوبت به داخل این چرخندها، و چرخند مستقر بر روی دریای عرب می‌باشد. در الگوی دوم سامانه بندالی از نوع زوجی در تراز میانی و ردسپهر با توقف حرکت سامانه‌های گردشی در تراز میانی و زیرین جو منجر به وقوع بارش سنگین شده است. در الگوی سوم یک مرکز کم‌فشار در تراز دریا مشاهده نمی‌گردد، اما یک مرکز گردش چرخندی بر روی منطقه شکل گرفته است. میرموسوی و همکاران (۱۳۹۵) در مطالعه ای به بررسی و تحلیل الگوی فضایی تغییرات درون‌دهه‌ای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین ایران پرداختند. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد، که بیشینه الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت بارش‌های سنگین به‌لحاظ مکانی و زمانی باوجود اینکه در دوره‌های مختلف نوساناتی داشته است، اما بیشتر شامل نواحی غرب، شمال غرب و کرانه‌های ساحلی دریای خزر می‌شود.

بارش‌های سنگین از جمله آثار و شواهد ناهنجاری‌های اقلیمی است که کره زمین را با بحران‌های مختلف از جمله سیلابهای شدید، خسارات در بخش‌های مختلف کشاورزی، حمل و نقل و مرگ انسانی مواجه کرده است. بر این اساس، بررسی و شناخت سازوکار همدید شکل‌گیری این رخدادها به منظور پیش‌بینی دقیق و هشدار قبل از وقوع، نقش مهمی در مدیریت این حوادث ایفا می‌کند. به دلیل کوهستانی بودن منطقه شمال غرب ایران، تغییرات مکانی-زمانی بارش در این منطقه زیاد است (خورشید دوست و همکاران ۱۳۹۲). پهنه غرب و شمال غرب ایران، نه تنها به شرایط محلی بلکه به عوامل بیرونی منطقه‌ای و سیاره‌ای سامانه‌های گردش

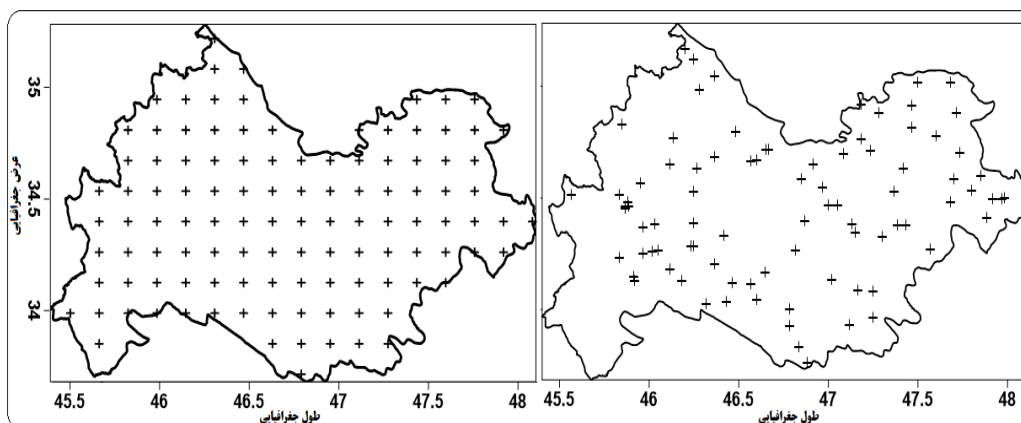
کیلومتری به طرف جنوب یا شرق محل رویداد بارش سنگین عبورکند، آنها دریافتند که بارش‌های سنگین همرفتی در ماه‌های ژوئن، جولای و آگوست و کوه- بارش سنگین در دسامبر، ژانویه و فوریه رخ می‌دهند. لیمن<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۱)، وقوع بارش‌های سنگین روزانه در جنوب شرق آمریکای جنوبی (سائوپائولو برزیل) و اشکال همگرایی اطلس جنوبی را مورد مطالعه قرار داده‌اند. هم‌چنین سانتوز<sup>۲</sup> (۲۰۰۶)، رویداد بارش سنگین را در حوضه دریای مدیترانه با استفاده از شبیه‌سازی عددی (MM) مورد بررسی قرار داد. نتایج وی نشان داد که سلول‌های همرفتی به همراه نگه‌داری رطوبت در امتداد خطوط ساحلی عامل اصلی ریزش بارش‌های سنگین در حوضه دریای مدیترانه می‌باشد. در سطح ایران مطالعات زیادی انجام شده است. برای مثال عساکره (۱۳۹۱) در مطالعه‌ای به تحلیل روند بارش‌های سنگین در شهر زنجان پرداختند. تایج تحقیق نشان داد که مشاهدات مورد بررسی در طول دوره آماری و در دو مقیاس سالانه- ماهانه فاقد روند معنی‌دار هستند. اما بارش بیشینه با دو فاز پرفت و خیز در دوره ۱۹۷۳-۱۹۶۱ و کم‌افت و خیز در دوره ۲۰۰۶-۱۹۷۴ مشخص می‌شود. بنفشه و همکاران (۱۳۹۴) در تحلیل همدیدی بارش‌های سنگین شمال غرب نشان دادند که چهار الگوی گردشی ضخامت در به وجود آمدن این‌گونه بارش‌ها مؤثر بوده است. در تحلیل این بارش‌ها برای هر الگوی گردشی یک روز نماینده معرفی گردید. نتایج تحلیل نشان داد که الگوی گردشی پرفشار سبیری و کم‌فشار دریای مدیترانه بیشتر بارش‌ها را توجیه می‌کند. احمدی و جعفری همبری (۱۳۹۴) به بررسی متغیرهای جوی بارش سنگین ۲۳ فروردین ۱۳۹۴ قزوین در تراز ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ پرداختند، آنها در تحلیل نقشه‌ها نشان دادند که در تراز دریا بین مرکز پرفشار دریای خزر و کم‌فشار عربستان، شیو شدید فشار ایجاد شده که منجر به کشیده شدن هوای مرطوب عرض‌های جنوبی به سمت محدوده مورد مطالعه شده است. نقشه‌های جو بالا نشانگر قرارگیری سامانه بلوکینگ بریده کم‌فشار در شرق مدیترانه و نیمه غربی ایران است، هم‌چنین تغذیه ادغام رودبادهای جنب حاره‌ای و قطبی بر روی عراق، فرود عمیق

شده است که به صورت جزئی بارش های سنگین کرمانشاه مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گیرد.

### داده ها و روشناسی

در این مطالعه به بررسی بارش های سنگین استان کرمانشاه پرداخته شده است. برای این منظور داده های ۹۲ ایستگاه سینوپتیکی و آب سنجی از پایگاه داده های اسفزاری که در دانشگاه اصفهان طی دوره ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۸ تهیه شده است استفاده شده است. توزیع و پراکندگی ایستگاه های مورد مطالعه در شکل ۱ آورده شده است. پس از آماده شدن پایگاه داده، جهت بررسی بارش های حدی، شدید و مخاطره آمیز مهم ترین مسئله انتخاب آستانه مناسب می باشد.

جوی بستگی دارد. این ویژگیها سبب شده پهنه مورد مطالعه تحت تأثیر برخی پدیده های آب و هوایی شدید و ناگهانی همچون بارش سالانه اندک، کوتاه بودن دوره بارش و نزول بارشها به صورت رگبارهای شدید باشد (بنفشه و همکاران ۱۳۹۴). بررسی پیشنه تحقیق نشان می دهد که عمده مطالعات بر روی بارش سنگین صرفه محدود به شناسایی الگوهای هممدیدی این نوع بارشها می باشد از این حیث مطالعات در داخل ایران نسبت به مطالعات خارجی بیشتر می باشد. از طرفی دیگر کمتر مطالعاتی به تغییرات بارش های سنگین پرداختند در چند مورد که به لحاظ آماری بارش های سنگین را مورد بررسی قرار دادند در محدوده بسیار وسیع بوده است و لذا نمی توان به صورت جزئی قضاوت تحلیل مناسبی در سطح استان ها را ارائه داد. از این رو در این مطالعه سعی



شکل ۱- موقعیت منطقه و ایستگاه های مطالعاتی

من-کندال یک آزمون غیرپارامتری بر اساس رتبه می باشد آزمون من-کندال براساس آماره  $S$  به صورت زیر محاسبه می شود. در ادامه مراحل محاسبه آماره این آزمون نشان داده شده است:

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

که با قبول فرض  $H_0$  توزیع  $S$  در حد  $n \rightarrow \infty$  نرمال است.  $n$  مدت سری زمانی داده ها،  $x_k$  و  $x_j$  نیز داده های متوالی  $k$ ام و  $j$ ام سری است که در این رابطه  $k, j \leq n$  است و  $k \neq j$ . همچنین  $\text{sgn}$ ، تابع علامت است؛ و تابع علامت نیز از رابطه (۲) مشخص می شود:

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

در همه تحقیقات اقلیمی تا کنون تعاریف متعددی جهت انتخاب مناسب ترین آستانه برای بارش های حدی و سنگین ارائه شده است. شاخص های متفاوتی هم وجود دارد که می تواند مورد استفاده قرار گیرد، اما بسته به هدف و پهنه مورد مطالعه انتخاب مناسب ترین شاخص از میان شاخص های تعریف شده متفاوت می باشد (عزیزی و همکاران ۱۳۸۸، رحیمی و همکاران ۱۳۸۹). با توجه به بررسی منابع بیشتر محققین از صدک ۹۰ برای بررسی بارش های سنگین استفاده کردند. در واقع کاربرد صدک ها این است که بارش سنگین در هر نقطه بر اساس رفتاری بارش هر نقطه تعریف شده است. در این مطالعه از صدک ۹۰ بهره گرفته شده است. به منظور بررسی روند تغییرات بارش های سنگین از روش من-کندال استفاده شده است.

اگر مقدار  $Q_{med}$  را با آزمون دوطرفه در سطح اطمینان  $100(1 - \alpha)\%$  بررسی شود شیب واقعی نمودار روند را می‌توان به دست آورد (ویوکاناندان، ۲۰۰۷: ۱۰۵، به نقل از محمدی، ۱۳۹۰: ۹۵-۱۰۶). اگر عدد صفر در دامنه بین دو شیب استخراج شده قرار بگیرد فرض صفر تأیید شده و در نتیجه بر سری زمانی مورد آزمون نمی‌توان هیچ روندی را در سطح اطمینان مورد نظر نسبت داد. در غیر این صورت فرض صفر رد شده و می‌توان پذیرفت که سری زمانی دارای روند معنی‌داری در سطح اطمینان مورد آزمون است. برای تعیین نقاط جهش می‌توان با رسم نمودار سری در برابر زمان نقطه جهش را حدس زد. اما این کار از طریق روش‌های آماری نیز امکان پذیر است. یکی از این آزمون‌ها، آزمون من-کندال دنباله‌ای است. در حقیقت این روش مقادیر آماره را در کلیه سری‌های زمانی با روش رتبه دادن من-کندال محاسبه می‌کند. که همین عمل به صورت عکس انجام می‌شود. یعنی می‌توان فرض کرد انتهای سری ابتدای آن باشد و دنباله را بر اساس چنین سری بیان کرد. اگر دنباله بر اساس  $u$  و  $u'$  به صورت نمودار رسم شود در حالت معناداری روند نقطه شروع پدیده یکدیگر را قطع خواهد نمود. در حالتی که سری ایستا باشد دو دنباله  $u$  و  $u'$  به صورت موازی عمل خواهد نمود و یا با چند بار برخورد به طوری که به تغییر جهش آنها منجر نشود، در خواهد آمد. اگر  $\alpha = 0.05$  را در نظر بگیریم، هر گاه اندازه  $u$  بیشتر از  $1/96$  باشد روند معنی دار است.  $+u$  روند افزایشی و  $-u$  روند کاهشی را نشان می‌دهد. به عبارت دیگر اگر منحنی  $u$  از خطوط بالا و پایین معنی دار ( $1/96$ ) خارج شود روند وجود دارد. اگر منحنی  $u$  و  $u'$  در محدوده معنی دار تلاقی بکنند ولی خارج نشوند به این معنی است که فقط تغییر ناگهانی در میانگین رخ داده است ولی روند وجود ندارد.

### نتایج و بحث

در جدول ۱ بعضی از مشخصات مکانی بارش‌های سنگین استان کرمانشاه آورده شده است. براساس جدول ۱ میانگین بارش در استان کرمانشاه  $519/24$  میلیمتر و میانگین بارش سنگین  $219/08$  میلیمتر می‌باشد که تقریباً نیمی از کل

آزمون آماره‌های  $S$  میانگین صفر دارد واریانس آن نیز از رابطه (۳) محاسبه می‌شود:

$$Var(s) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^n (t)(t-1)(2t+5)}{18} \quad (3)$$

در رابطه (۳)،  $t$  اندازه یک بازه زمانی در سری داده‌هاست و  $\sum t$  نیز یک مجموع بازه‌ها (سری زمانی داده‌ها) است. برای مواردی که مدت سری زمانی داده‌های بیشتر از ۱۰ باشد ( $n > 10$ ) آماره  $Z$  استاندارد شده را باید به کمک رابطه (۴) محاسبه کرد (ویوکاناندان، ۲۰۰۷، به نقل از محمدی، ۱۳۹۰:

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{Var(s)}} & \text{if } s = 0 \\ 0 & \text{if } s = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{Var(s)}} & \text{if } s = 0 \end{cases} \quad (4)$$

بنابراین، در آزمون دوطرفه روند، اگر رابطه  $|Z| \leq Z_{\alpha/2}$  در سطح اطمینان ۹۵٪ برقرار باشد، باید فرضیه  $H_0$  (قبول تصادفی بودن سری داده‌ها) را پذیرفت و در غیر این صورت باید فرضیه  $H_1$  (وجود روند) را قبول کرد. اگر معنی‌داری در سطح  $\alpha = 0.05$  (سطح ۹۵ درصد اطمینان) آزمون شد، فرضیه صفر  $H_0$  در صورتی رد می‌شود که  $Z_{0.995} > |Z| 2.575$  برقرار باشد. مقادیر مثبت  $Z$  روند صعودی و مقادیر منفی  $Z$  روند نزولی سری داده‌ها را نشان می‌دهند (ویوکاناندان، ۲۰۰۷، به نقل از محمدی، ۱۳۹۰). اگر روند در سری داده‌ها مشاهده شد، شیب واقعی (میزان تغییر در واحد زمان) را می‌توان با استفاده از روش ناپارامتری ساده‌ای که توسط سن توسعه داده شده برآورد نمود. ابتدا باید شیب هر جفت داده متوالی سری را از رابطه (۵) به دست آورد:

$$Q_i = \frac{(x_j - x_k)}{j - k} \text{ for } i = 1, 2, \dots, n \quad (5)$$

که در این رابطه  $x_j$  و  $x_k$  به ترتیب مقادیر داده‌ها در زمان‌های  $j$  و  $k$  است که با هم یک واحد زمانی اختلاف دارند.  $Q_i$  مقدار میانه‌ی  $n$  برآورده شده شیب نمودار سن است. اگر  $n$  فرد باشد، برآورد کننده شیب سن به صورت رابطه (۶) محاسبه خواهد شد:

$$Q_{med} = Q_{(n+2)/2} \quad (6)$$

و اگر  $n$  زوج باشد، برآورد کننده شیب سن رابطه (۷) به دست می‌آید:

$$Q_{med} = \frac{(Q_{\frac{n}{2}} + Q_{\frac{(n+2)}{2}})}{2} \quad (7)$$

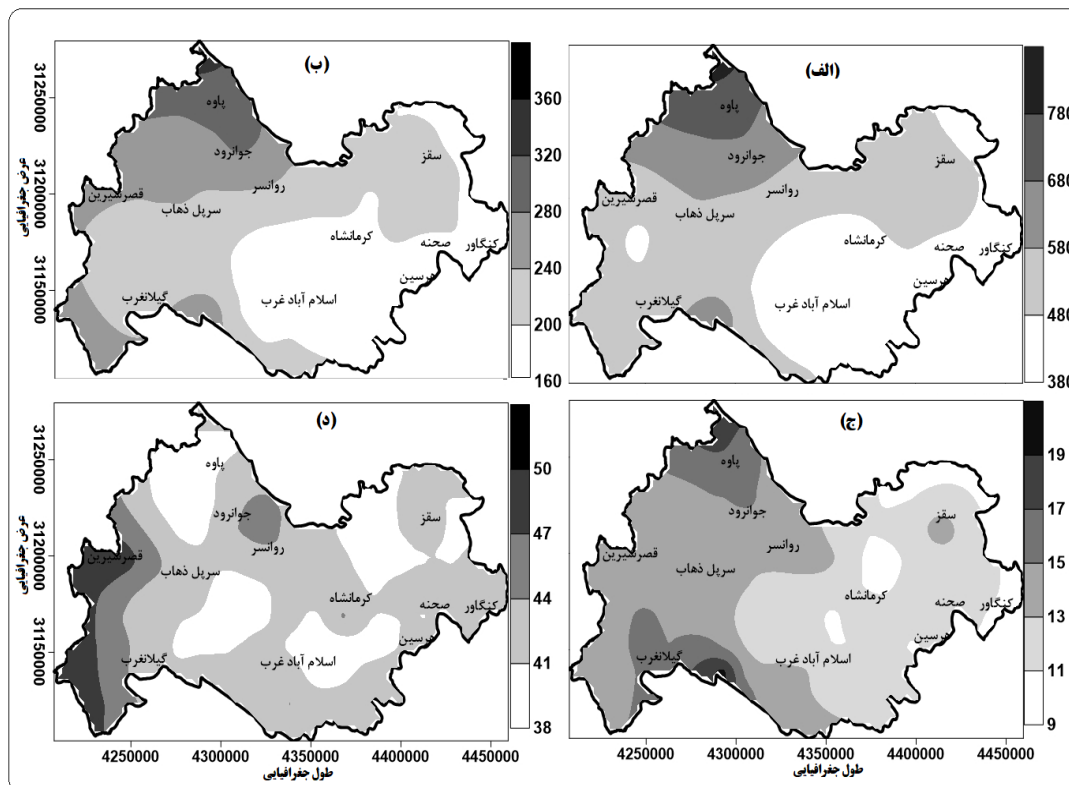
میانگین بارش کرمانشاه را شامل می‌شود. و این بیانگر رخداد زیاد بارش سنگین در این استان می‌باشد.

جدول ۱- مشخصات توصیفی بارش سنگین کرمانشاه

پارامتر	میانگین بارش کل استان	میانگین بارش سنگین	تداوم دو روزه	تداوم سه روزه	تداوم چهار روزه	تداوم پنج روزه
میانگین	۵۱۹/۲۴	۲۱۹/۰۸	۹۴/۴	۳۱/۵۵	۱۲/۴۱	۵/۳۶
میانه	۵۰۲/۹۴	۲۱۱/۵۹	۹۳/۸	۲۹/۲	۱۱/۳	۴/۰۵
مد	۳۹۳/۶۲	۱۶۳/۴۶	۵۲/۶۲	۸/۳۹	۰	۰
انحراف معیار	۸۴/۴۲	۳۵/۱۳	۲۰/۰۱	۱۱/۱۸	۷/۳۷	۴/۷۷
ضریب تغییرات	۱۵/۸۷	۱۶/۰۳	۲۱/۱۹	۳۵/۴۵	۵۹/۴	۸۸/۹۸
بیشینه	۸۳۰/۴۸	۳۵۳/۴۸	۱۵۹/۹۳	۶۷/۱۴	۳۱/۶۵	۱۹/۲۶
کمینه	۳۹۳/۶۳	۱۶۳/۴۶	۵۲/۶۲	۸/۳۹	۰	۰
چولگی	۱/۲۸	۱/۹۴	۳/۶	۳/۲	۱/۵۱	۱/۷۷
کشیدگی	۴/۷۲	۳/۹۳	۲/۹۳	۲/۸	۲/۵۷	۲/۸
دامنه تغییرات	۴۳۶/۸۶	۱۹۰/۰۲	۱۰۷/۳۲	۵۸/۷	۳۱/۶۵	۱۹/۲۶

بالای ۲ می‌باشد که براساس اماردانان کشیدگی بالای ۲ بیانگر ناهنگون بودن توزیع داده ها و ناپیکنواخت بودن توزیع بارش های سنگین در تداوم های مختلف می باشد. به منظور بررسی و تحلیل دقیق تر وضعیت بارش های سنگین در استان کرمانشاه توزیع مکانی مجموع کل بارش، مجموع بارش های سنگین، استانه بارش سنگین و درصد بارش سنگین به کل بارش های استان کرمانشاه در شکل ۲ آورده شده است. براساس شکل ۲ بالاترین میانگین بارش در بخش های شمال غربی استان یعنی شهرهای پاوه، جوان رود و روانسر رخ داده است. میانگین بارش در پاوه به بالای ۶۸۰ میلیمتر رسیده است. کمترین رخداد میانگی بارش مربوط به بخش های جنوب شرقی استان می باشد (شکل ۲- الف). میانگین بارش در این مناطق تقریباً بین ۳۸۰ تا ۴۸۰ میلیمتر می باشد (جدول ۲).

میانگین بارش های سنگین با تداوم دو روزه ۹۴/۴ میلیمتر بوده است که از کل رخداد بارش در شرق و نواحی مرکزی ایران بیشتر می باشد. هر چه به سمت تداوم های سه روزه و بیشتر نگاه کنیم به خاطر فراوانی کمتر این نوع بارش ها میانگین آنها هم بالتبع کاسته شده است. برای مثال میانگین بارش های با تداوم پنج روزه به ۵/۳۶ میلیمتر در سال رسیده است. در همه تداوم های بارش سنگین نمایه های مرکزی (میانگین، میانه و مد) اختلاف زیادی باهم دارند. اختلاف زیاد نمایه های مرکزی می تواند بیانگر ناهمگن بودن توزیع بارش های سنگین و ناپیکنواخت بودن تداوم بارش های سنگین باشد که این امر منجر به تغییرات زمانی و مکانی بارش های سنگین در تداوم های مختلف اشاره دارد. برای مثال ضریب تغییرات بارش های سنگین در تداوم چهار و پنج روزه به ترتیب به ۵۹/۴ و ۸۸/۹۸ درصد رسیده است. کما اینکه کشیدگی بالای ۲ تاییدی دیگر بر تغییر پذیر تداوم بارش های سنگین در استان کرمانشاه اشاره دارد. کمینه و بیشینه رخداد بارش های سنگین در استان کرمانشاه به ترتیب به ۱۶۳/۴۶ و ۳۵۳/۴۸ میلیمتر رسیده است. مقدار کشیدگی برای بارش سنگین در تداوم های دو تا پنج روزه



شکل ۲- توزیع مکانی مجموع کل بارش (الف)، مجموع بارش‌های سنگین (ب)، استان بارش سنگین (ج) و درصد بارش سنگین به کل بارش‌های استان کرمانشاه (د).

روانسر را شامل می‌شود دارای میانگین بارشی بین ۲۰۰ تا ۲۴۰ میلی‌متر می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۲-ب). میانگین بارش‌های سنگین بالای ۳۲۰ میلی‌متر در کمتر از ۹ درصد استان رخ داده است. از آنجای که آستانه بارش سنگین نسبت به رفتار بارش هر نقطه مشخص شده است (براساس صدک) بنابراین توزیع مکانی آستانه بارش سنگین در سطح استان کرمانشاه هم متفاوت می‌باشد. برای مثال ۳۴/۴ درصد از سطح استان (عمدتا شهرهای سنقر، کرمانه، هرsein، صحنه، کنگاور و اسلام‌آباد غرب) دارای آستانه بارش سنگین ۱۱ تا ۱۳ میلی‌متر می‌باشد (جدول ۲-ج). همچنین ۳۴/۴ درصد از مساحت استان که عمدتاً بخش‌های از شهرهای جوانرود، روانسر، سرپل ذهاب و قصرشیرین را شامل می‌شود دارای آستانه بارش سنگین بین ۱۳ تا ۱۵ میلی‌متر می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۲-ج). در شکل (۲-د) نسبت بارش‌های سنگین به بارش کل آورده شده است. برای مثال در ۴۹/۱ درصد از سطح استان که عمدتاً بخش‌های از شهرهای کنگاور، هرsein، صحنه، کرمانشاه و ... بارش‌های سنگین بین ۴۱

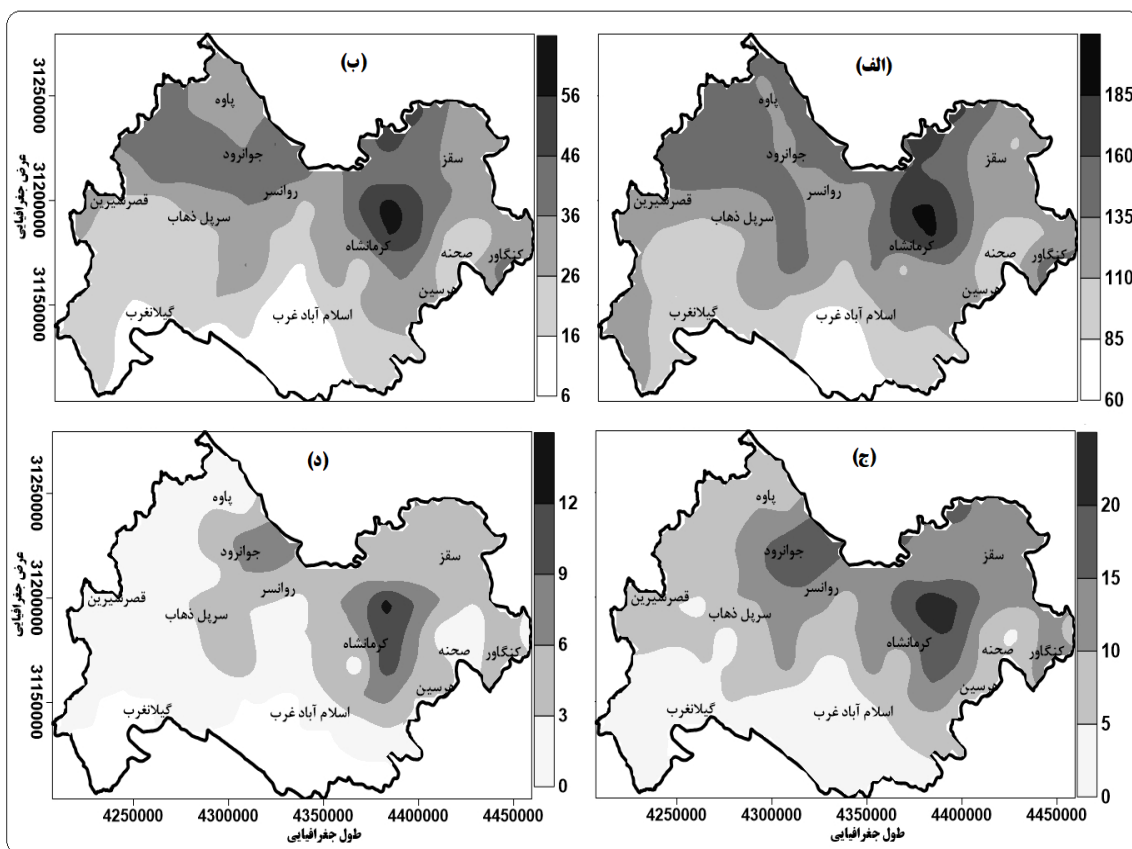
در واقع می‌توان گفت که حدوداً ۳۳/۳ درصد از مساحت استان از میانگین ۳۸۰ تا ۴۸۰ میلی‌متر برخوردار بوده است این مناطق عمدتاً بخش‌های جنوب شرقی استان یعنی شهرهای کنگاور، هرsein، صحنه و اسلام‌آباد غرب را شامل می‌شود. براساس شکل ۲-ب نیمی از مساحت استان (تقریباً ۵۰ درصد) که بیشتر شهرهای سنقر، سرپل ذهاب، گیلان غرب و بخش‌های از روانسر را شامل می‌شود دارای میانگین بارشی بین ۴۸۰ تا ۵۸۰ میلی‌متر می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۲-الف). در شکل (۲-ب) توزیع مکانی میانگین بارش‌های سنگین را نمایش داده است. همان طوری که مشاهده می‌شود توزیع مکانی رخداد میانگین بارش از توزیع مکانی میانگین بارش کل استان پیروی می‌کند به طوری که بالاترین میانگین بارش سنگین منطبق بر بالاترین میانگین بارش استان کرمانشاه و کمترین مجموع بارش سنگین سالانه منطبق بر کمترین مجموع بارش سالانه استان می‌باشد. براساس شکل (۲-ب) بیشتر مساحت استان کرمانشاه (تقریباً ۴۰ درصد) که عمدتاً شهرهای سنقر، سرپل ذهاب، گیلان غرب و بخش‌های از

بارش های سنگین در تداوم های مختلف در شکل ۳ آورده شده است.

تا ۴۴ درصد از بارش های کل را شامل می شود. در واقع در این مناطق بین ۴۱ تا ۴۴ درصد از کل بارش های مناطق یاد شده را بارش های سنگین تشکیل می دهد. فراوانی

جدول ۲- درصد تحت پوشش طبقات میانگین کل بارش، میانگین و آستانه بارش های سنگین

درصد	طبقات بارش سنگین (ج-میلیمتر)	درصد	طبقات کل بارش (الف-میلیمتر)
۳۴/۸	۱۶۰-۲۰۰	۳۳/۳	۳۸۰-۴۸۰
۴۰/۲	۲۰۰-۲۴۰	۵۰	۴۸۰-۵۸۰
۱۷/۹	۲۴۰-۲۸۰	۱۰/۷	۵۸۰-۶۸۰
۶/۳	۲۸۰-۳۲۰	۵/۴	۶۸۰-۷۸۰
۱/۹	>۳۲۰	۱/۹	>۷۸۰
درصد	طبقات استانه بارش سنگین (ب-میلیمتر)	درصد	طبقات نسبت بارش سنگین به کل بارش (د-درصد)
۳۵/۷	۹-۱۱	۹/۸	۳۸-۴۱
۲۹/۱	۱۱-۱۳	۳۴/۴	۴۱-۴۴
۱۰/۷	۱۳-۱۵	۳۴/۴	۴۴-۴۷
۴/۵	۱۵-۱۷	۸/۹	۴۷-۵۰
۰	>۱۷	۳/۶	>۵۰

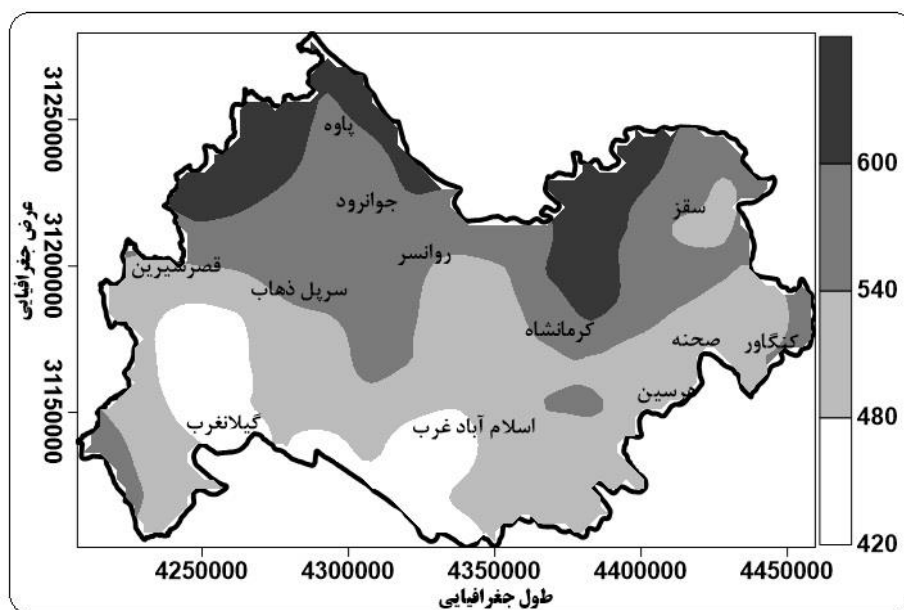


شکل ۳- فراوانی بارش های سنگین در تداوم های مختلف



توزیع مکانی تداوم چهار روزه (شکل ۳-ج) بیانگر این است که حداکثر رخداد تداوم چهار روزه به ۲۰ روز می‌رسد که همانند تداوم دو و سه روز در شرق و متمایل به شمال منطقه مورد مطالعه تشکیل هسته داده است. در تداوم چهار روزه بیشتر مساحت منطقه مورد مطالعه (نزدیک به ۳۳ درصد) دارای تداوم چهار روزه بین ۵ تا ۱۰ روزه بوده است (جدول ۳ و شکل ۳-ج). وضعیت تداوم پنج روزه بیانگر این است که در تداوم پنج روزه بارش‌های سنگین بیشتر مساحت منطقه مورد مطالعه (۵۱/۸ درصد) دارای تداوم ۱ تا ۳ روزه بوده است که عمدتاً بیشتر نواحی مرکزی و غربی منطقه مورد مطالعه را شامل می‌شود (شکل ۳-د). مجموع فراوانی رخداد بارش‌های سنگین نشان می‌دهد که بیشترین رخداد بارش‌های سنگین در نیمه‌های شمال استان کرمانشاه رخ داده است و بیشترین هسته رخداد بارش‌های سنگین در شمال غرب و شمال شرق استان مشاهده شده است. کمترین فراوانی رخداد بارش‌های سنگین در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه یعنی شهرهای گیلانغرب و اسلام‌آباد غرب رخ داده است مجموع فراوانی رخداد بارش‌های سنگین در این مناطق بین ۲۲۰ تا ۴۸۰ روز در طول دوره مورد مطالعه می‌باشد.

توزیع مکانی رخداد فراوانی تداوم دو روزه نشان می‌دهد که بیشتر تداوم‌های دو روزه بارش سنگین تقریباً با ۱۶۰ روز و بالاتر در بخش‌های شمال شرقی استان و بخش‌های شمالی منطقه مورد مطالعه یعنی بخش‌های از کرمانشاه، جوانرود، پاوه و روانسر رخ داده است. بیشتر مساحت استان (تقریباً ۳۳/۳ درصد) دارای تداوم بارش سنگین بین ۱۱۰ تا ۱۳۵ روز بوده است تداوم‌های بالاتر از ۱۶۰ روز در ۵/۴ درصد از مساحت استان رخ داده است. با این وجود بیشینه هسته تداوم دو روزه در بخش‌های از استان کرمانشاه رخ داده است (شکل ۳-الف). کمترین تداوم دو روزه در بخش‌های از اسلام‌آباد غرب مشاهده شده است. رخداد تداوم بارش‌های سنگین تقریباً وضعیتی مشابه با تداوم دو روزه را تجربه کرده است. در تداوم سه روزه بیشینه رخداد بارش‌های سنگین به صورت هسته در کرمانشاه مشاهده شده است (شکل ۳-ب). در تداوم سه روزه بارش‌های سنگین تقریباً ۳۰/۴ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه که عمدتاً بخش‌های از اسلام‌آباد غرب، گیلانغرب، سرپا ذهاب و بخش‌های از قصرشیرین را شامل می‌شود دارای تداوم سه روزه ۱۶ تا ۲۶ می‌باشد (شکل ۳-ب) همچنین ۲۵/۹ درصد از این مساحت دارای تداوم سه روزه ۲۶ تا ۳۶ روزه بوده است این مناطق بیشتر به صورت پراکنده بخش‌های مرکزی استان را در بر می‌گیرد.



شکل ۴- توزیع مکانی فراوانی رخداد بارش‌های سنگین

جدول ۳- طبقات فروانی رخداد تداوم بارش های سنگین برای استان کرمانشاه

تداوم دو روزه	درصد تحت پوشش	تداوم سه روزه	درصد تحت پوشش
۶۰-۸۵	۴/۵	۶-۱۶	۱۲/۵
۱۱۰-۸۵	۲۷	۱۶-۲۶	۳۰/۴
۱۱۰-۱۳۵	۳۳/۳	۲۶-۳۶	۲۵/۹
۱۳۵-۱۶۰	۲۹/۷	۳۶-۴۶	۲۴/۱
>۱۶۰	۵/۴	>۴۶	۷/۱
تداوم چهار روزه	درصد تحت پوشش	تداوم پنج روزه	درصد تحت پوشش
۰-۵	۲۵	۰-۳	۵۱/۸
۵-۱۰	۳۳	۳-۶	۳۰/۴
۱۰-۱۵	۳۰/۴	۶-۹	۱۴/۳
۱۵-۲۰	۸/۹	۹-۱۲	۲/۷
>۲۰	۲/۷	>۱۲	۱/۹

همان طوری که مشاهده شده است رخداد بارشهای سنگین بیشتر محدود به عرضهای جغرافیایی ۳۴/۵ درجه شمالی به بالاست به طوری که رخداد بارشهای سنگین در این محدوده طی دوره مورد مطالعه به بالای ۶۰۰ روز رسیده است. این نتایج با مطالعه میرموسوی و همکاران مطابقت دارد و در بررسی الگوی فضایی بارش های سنگین نشان داد که یکی از هسته های اصلی مناطق با بارش های سنگین استانهای کرمانشاه، کردستان و ایلام می باشد (میرموسوی و همکاران ۱۳۹۵). در بررسی علت رخداد بارش های این منطقه چند دیدگاه وجود دارد. بعضی از محققین به نقش و اچرخندها در رخداد بارش سنگین این منطقه اشاره کردند. برای مثال براتی و همکاران (۱۳۹۱) نشان دادند که بارش های سنگین به تبع پیدایش و اچرخند روی بامه ایران در موقعیت میان دو ناوه یکی در غرب و دیگری در شرق سامانه ی بارش زاء، جابه جایی شتابان و شرق سوی سامانه ی بارش زاء گند می شود. همچنین در چنین وضعیتی الگوهای شار افقی نم ویژه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به پیدایش و تقویت هسته های تغذیه نم مطلق روی شرق دریای مدیترانه، شمال و میانه دریای سرخ و خلیج فارس کمک کرده است. کمترین رخداد بارش های سنگین در محدوده جنوب غرب استان کرمانشاه مشاهده شده است. در واقع براساس یک قواعد کلی رخداد بارش های سنگین در مناطق پربارش زیاد تر می باشد که این وضعیت برای مناطق شمالی

و شمال غربی کرمانشاه که منطبق بر بیشترین رخداد بارش های سنگین می باشد صادق می باشد این وضعیت را روستا و همکاران (۲۰۱۷) در بررسی بارش های سنگین نشان دادند که با نتایج این تحقیق منطبق می باشد (Rousta et al 2017). بنابراین می توان گفت توپوگرافی و ناهمواری ها به شدت بر توزیع و پراکندگی رخداد بارش های سنگین در استان تاثیر گذاشته است. از طرفی دیگر بطور کلی پائیز و زمستان فصل های اصلی بارندگی در بخش های میانی و جنوبی منطقه مورد مطالعه می باشد. فصل تابستان فصل خشک منطقه به شمار می رود و تنها در برخی نقاط ممکن است در اثر ارتفاع بارندگی های همرفتی ایجاد گردد. به طوری که رضیئی و همکاران (۱۳۸۷) در بررسی توزیع فصلی بارش های غرب کشور نشان دادند که شباهت نقشه بارندگی سالانه با بارندگی فصل زمستان و پائیز نشان می دهد که عرض جغرافیایی و ناهمواری ها عامل اصلی کنترل کننده بارندگی در منطقه غرب ایران می باشند که با نتایج این مطالعه مطابقت دارد. تشابه بسیار زیاد الگوی توزیع مکانی بارندگی فصل پائیز و زمستان با توزیع مکانی بارندگی سالانه در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد که بیشتر بخش های منطقه مورد مطالعه به وسیله سامانه های سینوپتیکی مشابهی که در این فصل ها فعال هستند تغذیه می شوند. از این مقایسه همچنین می توان چنین برداشت نمود که پائیز و زمستان بیشترین سهم را در بارندگی سالانه

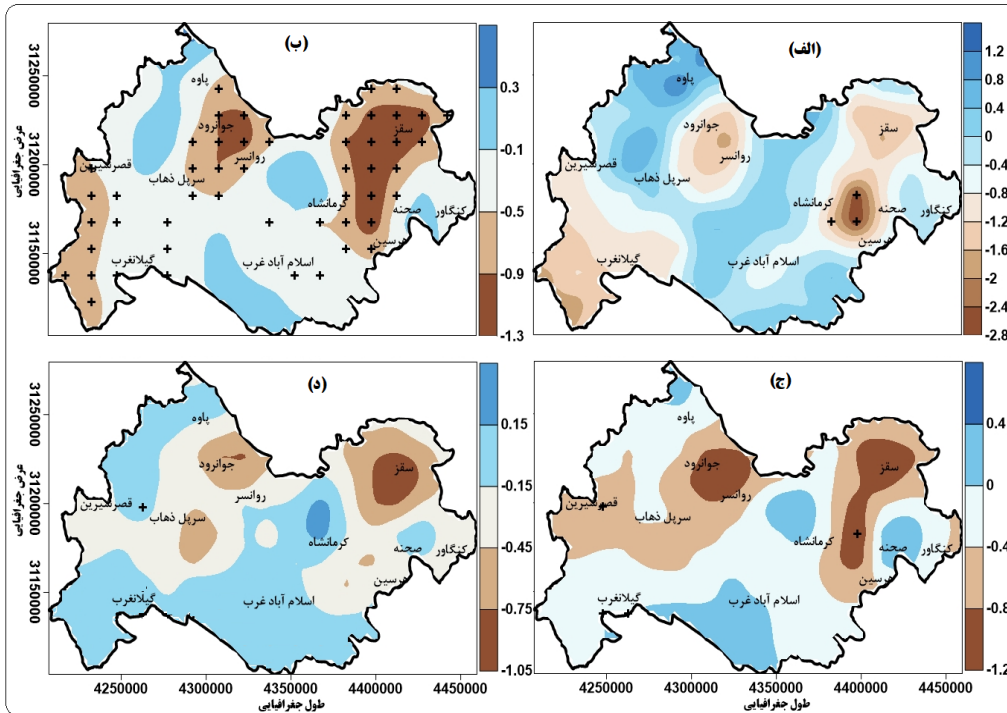
منطقه مورد مطالعه دارا می‌باشند. این نتیجه گیری با یافته های علیجانی و هارمان (۱۹۸۵) و علیجانی (۲۰۰۲) و رضی و قاسمی (۱۳۹۳) مبنی بر اینکه بیشتر بارندگی های ایران زمین به وسیله سامانه های بزرگ مقیاس سینوپتیک تولید می‌شوند همخوانی دارد. از این رو می‌توان چنین نتیجه گیری نمود که تغییرات درون سالی و بین سالی بارندگی و دوره‌های خشک و تر در این منطقه تابعی از تغییرات الگوی سامانه‌های بزرگ مقیاس سینوپتیک است. بر این اساس می‌توان گفت بیشتر بارندگی های منطقه مورد مطالعه از منبع و سامانه های همسانی سرچشمه می‌گیرد که کل منطقه را با شدت های متفاوت تحت تاثیر قرار می‌دهد. برخی سامانه‌ها مناطق جنوبی را و برخی دیگر مناطق شمالی را بیشتر تحت تاثیر قرار می‌دهند. از طرفی دیگر لشکری و همکاران (۱۳۹۲) درباره علت رخداد بارش‌های سنگین معتقدند که به هنگام بارش‌های سنگین در غرب کشور الگوی موج بارشی سنگین، کم فشار سودانی بر روی جنوب غرب دریای سرخ، استقرار یافته است و دامنه آن به صورت مورب از جنوبغرب به سوی شمالشرق امتداد یافته و مناطق جنوبی و جنوب غربی ایران را تحت تاثیر قرار داده است. بارش‌های سنگین به سمت تداوم‌های پنج ورزه محدود به بخش‌های شرقی منطقه مورد مطالعه به ویژه کرمانشاه می‌باشد. به طوری که بالای ۸۰ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه تدام پنج روزه در آنها به شش و کمتر از آن رسیده است. توزیع مکانی روند بارش‌های سنگین بیانگر این است که بارش‌های سنگین در تداوم‌های دو تا پنج روزه در اکثر پهنه استان کرمانشاه از روند کاهشی برخوردار بوده است به طوری که شدیدترین روند کاهشی منطبق بر بیشینه رخداد تداوم‌های دو تا پنج روزه بوده است. دارند و همکاران (۱۳۹۳) در بررسی نمایه های فرین بارش در کرمانشاه نشان دادند که نمایه‌های فرین بارش روزه‌های همراه با بارش دست کم ۵ و ۱۰ میلی‌متر، دوره‌های متوالی مرطوب و مجموع بارش روزه‌های مرطوب سالانه روند کاهشی نشان می‌دهند این نتایج با نتایج روند کاهشی بارش‌های سنگین در این تحقیق مطابقت دارد. از طرفی دیگر شدیدترین شیب روند کاهشی برای بارش‌های سنگین با تداوم دو روزه بوده است. روندهای افزایشی بیشتر به صورت لکه‌های کوچکی در بخش‌های مرکزی منطقه مورد

مطالعه مشاهده شده است. در شکل ۵ توزیع مکانی روند بارش‌های سنگین برای تداوم دو تا پنج روزه در شکل ۵ نمایش داده شده است. در این اشکال علامت مثبت (+) بیانگر معنی داری روند در سطح ۹۵ درصد اطمینان آماری در آن منطقه می‌باشد. بررسی روند بارش‌های سنگین در تدام دو روزه (شکل ۵-الف) بیانگر این است که بارش‌های سنگین با تداوم دو روزه در بیش از ۲۸/۵۷ درصد از استان کرمانشاه از روند افزایشی برخوردار است. این در حالی می‌باشد که رزمی و اشرفی در بررسی تغییرات بارش‌های سنگین در تبریز نشان دادند که بارش‌های سنگین با تداوم دو روزه به سمت دوره های اخیر روند کاهشی را تجربه کرده است که با نتایج این تحقیق منطبق می‌باشد (رزمی و اشرفی ۱۳۹۲). این مناطق بیشتر بخش‌های شمال غرب منطقه مورد مطالعه یعنی پاوه، سرپل ذهاب و بخش‌های از اسلام آباد غرب را شامل می‌شود (شکل ۵-الف).

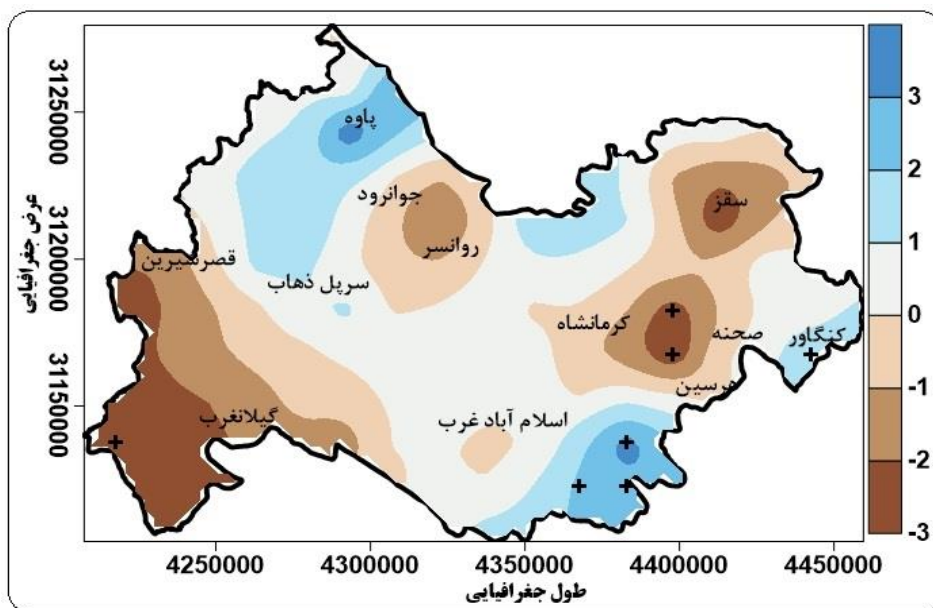
روند کاهشی تدام دو روزه در بیش از ۷۱/۴ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است که از این مقدار تنها ۲/۶۷ درصد آن در سطح ۹۵ درصد اطمینان آماری معنی دار بوده است (جدول ۴). شدیدترین روند کاهشی بارش سنگین با تداوم دو روزه با ۲/۸- میلیمتر در سال در بخش‌های از کرمانشاه، صحنه و هرسین مشاهده شده است. همانند تداوم دو روزه وضعیت روند بارش‌های سنگین در تداوم سه روزه بیانگر این است که قریب به بالای ۹۰/۱۷ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه بارش سنگین روند کاهشی را تجربه کرده است که از این مقدار ۴۴/۶۴ درصد آن در سطح ۹۵ درصد اطمینان (خطای ۰/۵ درصد) معنی دار بوده است. عمده ترین روند کاهشی بارش‌های سنگین با تداوم سه روزه در بخش‌های از سنقر، هرسین، بخش‌های شرقی کرمانشاه، جوانرود، و روانسر مشاهده شده است (شکل ۵-ب). با وجود اینکه ۹/۸ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه روند افزایشی را تجربه کرده است اما این روند افزایشی در سطح ۹۵ درصد اطمینان (خطای ۰/۵ درصد) معنی دار نبوده است. بارش‌های سنگین با تداوم چهار روزه تقریباً در بیش از ۸۰/۱۴ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه روند کاهشی را تجربه کرده است. روند کاهشی معنی دار بارش‌های سنگین تنها در بخش‌های شرقی استان کرمانشاه مشاهده

(جدول ۴). وضعیت روند تداوم بارش های سنگین همانند تداوم بارش های سنگین دو تا پنج روزه بیانگر این است که اکثر پهنه مورد مطالعه (نزدیک به ۷۳/۲۴ درصد) از روند کاهشی برخوردار بوده است و تنها ۲۶/۷۶ درصد از منطقه مورد مطالعه بارش های سنگین با تداوم پنج روزه از روند افزایشی برخوردار بوده است.

شده است که روند کاهشی بارش سنگین در این مناطق به ۱/۲- میلتر در سال رسیده است (شکل ۵-ج). روند های افزایشی که بیشتر به صورت لکه های کوچکی در سراسر منطقه مورد مطالعه پراکنده شده است تنها ۱۶/۰۷ درصد از مساحت منطقه را پوشش داده است که ادر سطح در سطح ۹۵ درصد اطمینان (خطای ۰/۰۵ درصد) معنی دار نبوده است



شکل ۵- توزیع مکانی روند بارش های سنگین در تداوم های دو تا پنج روزه



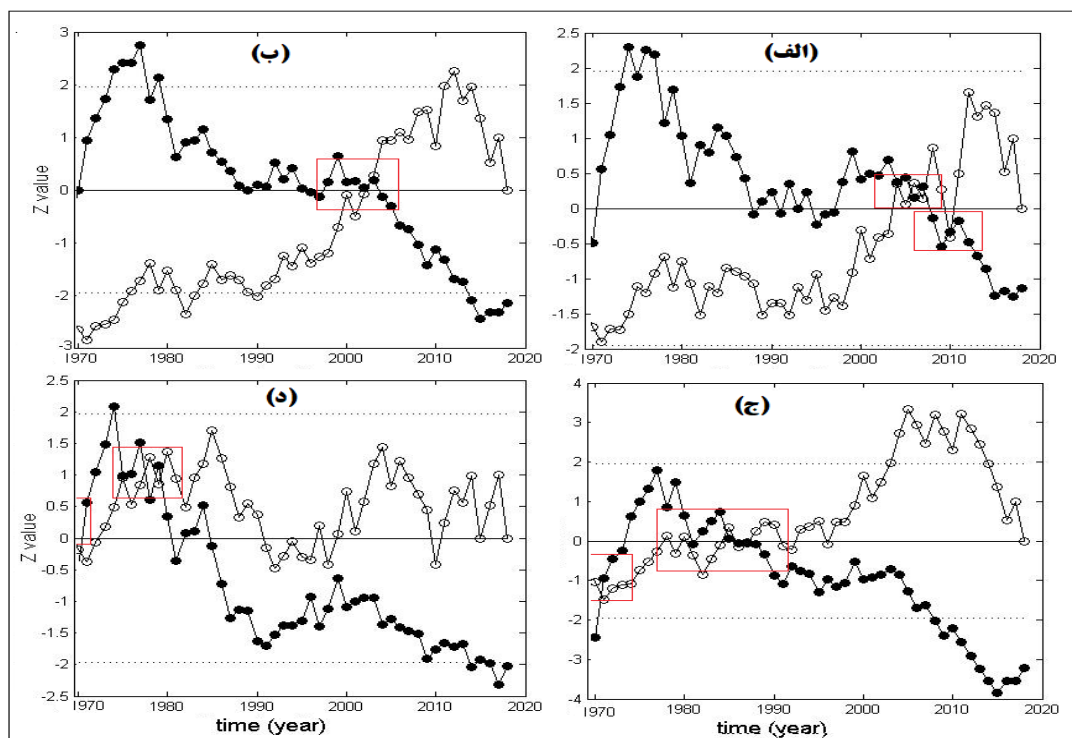
شکل ۶- روند بارش های سنگین سالانه استان کرمانشاه

جدول ۴ - ؟؟؟؟؟

درصد تحت پوشش روند مثبت		درصد پوشش معنی داری	درصد پوشش عدم معنی داری
کل بارش سنگین	۵۳/۵۷	۳/۵۷	۵۰
تداوم دو روزه	۲۸/۵۷	۰	۲۸/۵۷
تداوم سه روزه	۹/۸۲	۰	۹/۸۲
تداوم چهار روزه	۱۶/۰۷	۰	۱۶/۰۷
تداوم پنج روزه	۲۶/۷۶	۰	۴/۴۶
درصد تحت پوشش روند منفی		درصد پوشش معنی داری	درصد پوشش عدم معنی داری
کل بارش سنگین	۴۶/۴۲	۲/۶۷	۴۳/۸
تداوم دو روزه	۷۱/۴	۲/۶۷	۶۸/۸
تداوم سه روزه	۹۰/۱	۴۴/۶۴	۴۵/۵
تداوم چهار روزه	۸۲/۱۴	۱/۷	۸۰/۴
تداوم پنج روزه	۷۳/۲۴	۰	۷۳/۲

بررسی رفتار فرین های بارش و دمای کرمانشاه به کمک آزمون های آماری جهش در بارش کرمانشاه طی سالهای ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸ را نشان دادند که با نتایج این تحقیق مطابقت دارد. در این بین سالهای ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۷ جهش مثبت و بین سالهای ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۴ جهش منفی را تجربه کرده است (شکل - الف). وضعیت جهش بارش ها سنگین با تداوم سه روزه نشان داد که در بارش سنگین در سالهای ۲۰۰۲ و ۲۰۰۶ جهش افزایشی را تجربه کرده است (شکل ۷-ب). وضعیت جهش برای تداوم چهار روزه بر عکس تداوم دو و سه روزه در سالهای ابتدایی جهش را تجربه کرده است برای مثال در سال ۱۹۷۰ بارش های سنگین با تداوم سه روزه یک جهش کاهشی را تجربه کرده است. همچنین بین سالهای ۱۹۸۹ تا ۱۹۹۲ وضعیت ایستایی را تجربه کرده است (شکل ۷-ج). تداوم بارش های پنج روزه همانند تداوم بارش های چهار روزه در سالهای ابتدا بارش سنگین همراه با جهش افزایشی بوده است برای مثال در سالهای ۱۹۷۱ و ۱۹۸۰ بارشهای سنگین با تداوم پنج روزه از جهش افزایشی برخوردار بوده است (شکل ۷-د).

در مجموع روند بارش های سنگین در مقیاس سالانه بیانگر این است که تقریباً بیش از نیمی از مساحت منطقه مورد مطالعه (یعنی ۵۳/۵۷ درصد) از روند افزایشی برخوردار بوده است که عمدتاً بخش‌های مرکزی، شمال غرب و جنوب منطقه مورد مطالعه را شامل می شود. نواحی با روند کاهشی که ۴۶/۴۲ درصد از مساحت منطقه را پوشش داده است بیشتر مناطق غرب و شرق استان کرمانشاه را شامل می شود (شکل ۶). بیشتر روند کاهشی بارش های سنگین با ۳- میلتر در سال به صورت هسته ای مربوط به کرمانشاه، سنقر و همچنین بخش‌های از گیلانغرب و قصر شیرین می باشد. به منظور بررسی جهش بارش سنگین از آزمون گرافیکی من کندال استفاده شده است که نتایج آن در شکل ۷ ارایه شده است. در این اشکال چنانچه مقادیر  $U$  و  $U'$  بالاتر از ۱/۹۶ همدیگر را قطع کنند به معنی وجود روند مثبت و بر عکس در بازه ۱/۹۶- همدیگر را قطع کنند روند کاهشی را نشان می دهد. همچنین چنانچه در بازه صفر و ۱/۹۶ همدیگر را قطع کنند به معنی جهش مثبت و چنانچه در بازه صفر و ۱/۹۶- همدیگر را قطع کنند به معنی جهش منفی می باشد. همچنین در این اشکال رخداد جهش ها با کادر قرمز رنگ مشخص شده است. بررسی وضعیت جهش بارش سنگین برای تداوم دو روزه بیانگر این است که بارش های با تداوم دو روزه از سال ۲۰۰۸ به بعد دو نوع جهش را تجربه کرده است. دارند و همکاران (۱۳۹۳) در بررسی



شکل ۷- آزمون گرافیکی من کندال برای تداوم دو روزه (الف)، سه روزه (ب)، چهار روزه (ج)، پنج روزه (د)

## نتیجه گیری

در این پژوهش اقلیم شناسی بارش های سنگین استان کرمانشاه مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. برای این منظور امار بارش روزانه ۹۲ ایستگاه سینوپتیک و آب سنجی از پایگاه داده ای اسفزاری که در دانشگاه اصفهان تهیه شده است استفاده شده است. برای بررسی روند از روش من کندال بهره گرفته شده است. نتایج نشان داد که بارش های سنگین در استان کرمانشان بخش عظیمی از میانگین بارش سالانه استان را تشکیل می دهد. این وضعیت برای بخش های شمال غربی استان یعنی پاره و جوانرود مشهود تر می باشد و در بخش های جنوب شرقی استان به حداقل مقدار خود می رسد. بیشترین رخداد بارش های سنگین فراگیر دارای تداوم دو روزه بودند و کمترین آن تداوم پنج روزه می باشد. از طرفی دیگر ضریب تغییرات بارش های سنگین با افزایش تداوم آنها به شدت بالا رفته است به طوری که این وضعیت در نیمه شرقی استان چشمگیرتر بوده است تاجای که موسوی و همکاران در مطالعه بررسی و تحلیل الگوی فضایی تغییرات درون دهه ای بارش های سنگین و فوق سنگین

ایران به نتایج مشابهی رسیدند (موسوی و همکاران ۱۳۹۵). آستانه های بارش سنگین در سطح استان متفاوت بوده است بیشترین آستانه رخداد بارش های سنگین با ۲۰ میلیمتر در بخش های از غرب استان به ویژه گیلانغرب و کمترین آن با ۹ میلیمتر در نیمه شرقی استان مشاهده شده است. این در حالی می باشد که دارند و همکاران در مطالعه توزیع الگوی خودهمبستگی بارش های سنگین ایران به نتایج مشابهی رسیدند (Darand et al 2017). همچنین در مطالعه ای دیگر دوستکامیان و میرموسوی در بررسی آستانه های بارش شدید ایران، آستانه بارش های شدید را در کرمانشاه بین ۱۰ تا ۲۰ میلیمتر نشان دادند که با نتایج این تحقیق مطابقت دارد (دوستکامیان و میرموسوی ۱۳۹۵). در مجموع می توان گفت که نزدیک به ۶۸ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه آستانه بارش سنگین بین ۱۱ تا ۱۵ میلیمتر بوده است. این نتایج با نتایج مطالعات روستا و همکاران که به بررسی آستانه های بارش سنگین و فوق سنگین ایران پرداختند مطابقت دارد (Rousta et al 2017). با وجود اینکه کمترین میانگین بارش های سنگین در نیمه شرقی منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است اما بر عکس همین کمترین مقادارها با

- طی سال‌های ۱۳۲۹ تا ۱۳۸۶، مجله محیط زیست و مهندسی آب، شماره ۲، دوره ۲، صص ۱۱۱-۱۲۱.
۶. دارند محمد، دولتیاری زهرا، اصلانی اسلمرز فریبا، عزیزی یسری. بررسی رفتار فرین‌های بارش و دمای کرمانشاه به کمک آزمون‌های آماری. فضای جغرافیایی. ۱۳۹۳؛ ۱۴ (۴۶) و ۲۱۵-۱۹۵: (۴۶)
۷. داریوش، رحیمی؛ جواد، خوشحال؛ تیمور، علیزاده (۱۳۹۰-۱۳-۰۴). تحلیل آماری - هم دیدی بارش‌های سنگین مناطق خشک ایران (مطالعه ی موردی: استان کرمان) جغرافیا و توسعه ناحیه ای، ۳(۱۴)، ۵۱-۶۹.
۸. رزمی، رباب و سعیده اشرفی، ۱۳۹۲، تحلیل تغییرات بارش‌های سنگین و فوق سنگین تبریز، دومین کنفرانس بین‌المللی مخاطرات محیطی، تهران، دانشگاه خوارزمی.
۹. رضایی بنفشه، مجید؛ حسین‌علی‌پور گزی، فرشته؛ جعفری شندی، فاطمه؛ علی محمدی، مجید (۱۳۹۴) تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین پهنه شمال غرب ایران (با تأکید بر الگوهای ضخامت جو). نشریه جغرافیا و برنامه ریزی، ۱۹(۵۳)، ۱۱۷-۱۳۵.
۱۰. رضیعی، طیب، عزیزی، قاسم، ۱۳۸۷، بررسی توزیع مکانی بارندگی فصلی و سالانه در غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص ۹۳-۱۰۸.
۱۱. عزیزی، قاسم؛ نیری، معصومه؛ رستمی جلیلیان، شیوا (۱۳۸۸)، تحلیل سینوپتیک بارش‌های سنگین در غرب کشور (مطالعه موردی: بارش دوره ۷-۱۴ مارس ۲۰۰۵، ۱۶ تا ۲۴ اسفند ۱۳۸۵)، جغرافیای طبیعی، (۴)، ۱-۱۳.
۱۲. عساکره، حسین (۱۳۹۱). تحلیل روند بارش‌های سنگین در شهر زنجان. نشریه جغرافیا و برنامه ریزی، ۱۶(۳۹)، ۷۳-۸۸.
۱۳. غیور، حسنعلی؛ حلییان، امیر حسین؛ صابری، بیژن؛ حسنعلی پور جزی، فرشته (۱۳۹۱). بررسی رابطه بارش‌های سنگین با الگوهای گردشی جو بالا (مطالعه موردی: استان خراسان جنوبی). مخاطرات محیط طبیعی، (۲)، ۱۱-۲۷.
۱۴. گندمکار، امیر، ۱۳۸۹، بررسی هم‌دید بارش‌های شدید در نواحی جنوبی استان بوشهر، مجله چشم انداز جغرافیایی، دوره ۵، شماره ۱۰، صص ۱۵۷-۱۴۳.
۱۵. لشکری، حسن؛ خزایی، مهدی (۱۳۹۳). تحلیل سینوپتیک بارش‌های سنگین استان سیستان و بلوچستان. فصلنامه علمی- پژوهشی اطلاعات جغرافیایی سپهر، ۲۳(۹۰-۱)، ۷۰-۷۹.
۱۶. لشگری، حسن، قائمی، هوشنگ، پرک، فاطمه. (۱۳۹۲). تحلیل رژیم بارندگی منطقه جنوب و جنوب غرب کشور.

تداوم‌های بیشتری همراه بوده است تا جای که بیشترین تدام بارش‌های سنگین با تداوم دو و پنج روزه بیشتر به صورت هسته‌ای در بخش‌های از کرمانشاه و روانسر و جاجرود مشاهده شده است. در مجموع با نگاهی به الگوی میانگین بارشی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که توزیع مکانی بارش سالانه، الگوی همبسته‌ای با الگوی پراکنش ارتفاعات دارد و می‌توان گفت که ارتفاعات، تا حد زیادی باعث عدم توزیع یکنواخت بارش ایران گشته‌اند. کوهستان‌های مرتفع و عریض، علاوه بر تغییر مسیر جریان‌ها، سبب می‌شوند تا ریزش‌های جوی در دو سوی کوهستان با هم تفاوت داشته باشند (مرادی و همکاران، ۱۳۸۹). از این رو اثر دائمی محلی رشته کوهها روی سامانه‌های جوی، سبب می‌شود تا مناطق اطراف آنها از نظر اقلیمی شرایط مختلفی را تجربه کنند. همچنین نتایج حاصل از آزمون گرافیکی من‌کندال بیانگر این است که بارش‌های با تداوم دو و سه روزه از سال ۲۰۰۰ به بعد دچار جهش شدند این در حالی می‌باشد که بارش‌های سنگین چهار و پنج روزه بیشتر در اوایل دوره مورد مطالعه جهش را تجربه کرده است.

## منابع

۱. امیدوار، کمال؛ محمودآبادی، مهدی؛ صفرپور، فرشاد (۱۳۹۴). بررسی و تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین بهمن‌ماه ۱۳۸۹ در مناطق جنوبی و مرکزی ایران (با تأکید بر استان کرمان). نشریه جغرافیا و برنامه ریزی، ۱۹(۵۱)، ۲۱-۳۹.
۲. احمدی محمود، جعفری همبری فرزانه (۱۳۹۴) تحلیل سینوپتیک بارش سنگین ۱۲ آوریل ۲۰۱۵ شهرستان قزوین، مجله جغرافیا، شماره ۴۴، صص ۲۲۱-۲۳۲
۳. براتی، غلامرضا، بلاق جمالی، جواد، ملکی، ناصر. (۱۳۹۱). نقش واچرخندها در رخداد بارش‌های سنگین دهه‌ی اخیر غرب ایران. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۴(۲)، ۸۵-۹۸.
۴. خورشید دوست، علی محمد؛ مفیدی، عباس؛ رسولی، علی اکبر؛ آرم، کامل. (۱۳۹۵). تحلیل هم‌دید سازوکار وقوع بارش‌های سنگین بهاره در شمال غرب ایران. مخاطرات محیط طبیعی، ۵(۸)، ۵۳-۸۲.
۵. داداشی رودباری، عباسعلی، ابراهیمی، رضا، کیخسروی، محمد، ۱۳۹۵، واکاوی زمانی و مکانی بارش‌های سالانه ایران

- Greece. *Advances in Geosciences*, 7, 131-135.
29. Rousta, I., Doostkamian, M., Haghghi, E., Malamiri, H. R. G., & Yarahmadi, P. (2017). Analysis of spatial autocorrelation patterns of heavy and super-heavy rainfall in Iran. *Advances in Atmospheric Sciences*, 34(9), 1069-1081.
  30. Rousta, I., Nasserzadeh, M. H., Jalali, M., Haghghi, E., Ólafsson, H., Ashrafi, S., ... & Ghasemi, A. (2017). Decadal spatial-temporal variations in the spatial pattern of anomalies of extreme precipitation thresholds (case study: Northwest iran). *Atmosphere*, 8(8), 135.
  31. Santos-Munoz, D., Martin, M. L., Luna, M. Y. and Morata, A., (2006), Diagnosis and numerical simulations of a heavy rain event in the Western Mediterranean Basin, , *European Geosciences Union*, 7, 105-108
  32. Soro. G.E, Noufé.D, Goula Bi. T.A. and Shorohou.B. 2016, Trend Analysis for Extreme Rainfall at Sub-Daily and Daily Timescales in Côte d'Ivoire: climate Vol. 4, No. 3. pp 37-51
  33. Sugahara, S.; Porfírio da Rocha, R.; Silveira, R. 2008, Non-stationary frequency analysis of extreme daily rainfall in Sao Paulo, Brazil: *Int. J. Climatol* Vol. 29, pp. 1339–1349.
  34. Sun, Li., Shen, B. and Sui, Bo. 2010, A Study on Water Vap or Tr an sp ort and Budget of Heav y Rain in Northeast China: *Advances In atmospheric Sciences* Vol. 27, pp.1399–1414.
  35. Teixeira, M.S. and Satyamurty, P. 2007, Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil, *Monthly Weather Review* Vol. 135, No 2, pp.598-617.
  36. Tjernström M, Shupe MD, Brooks IM, Persson PO, Prytherch J, Salisbury DJ, Sedlar J, Achtert P, Brooks BJ, Johnston PE, Sotiropoulou G. 2015, Warm- air advection, air mass transformation and fog causes rapid ice melt, *Geophysical Research Letters* Vol. 42, No 13, pp. 5594-5602.
  37. Vivekanandan, N. (2007). Analysis of Trend in Rainfall Using Non-Parametric Statistical Methods. In AIP Conference Proceedings ,923(1), 101-113
  38. Westra, S., J. P. Evans, R. Mehrotra, and A. Sharma .2013, A conditional disaggregation algorithm for generating fine time-scale rainfall data in a warmer climate: *J. Hydrol* Vol. 479, pp. 86-99.
- فصلنامه علمی- پژوهشی اطلاعات جغرافیایی «سپهر»، ۲۲(۸۵-۱)، ۵۷-۶۳.
۱۷. محمدی، بختیار (۱۳۹۰). تحلیل روند بارش سالانه ایران. *جغرافیا و برنامه ریزی محیطی*، ۲۲(۳)، ۹۵-۱۰۶.
  ۱۸. مسعودیان، ابوالفضل، کارساز، سکینه، ۱۳۹۳، تحلیل همیدید الگوهای ضخامت بارش های سنگین ناحیه زاگرس جنوبی، *جغرافیا و توسعه*، شماره ۳۷، صص ۲۸-۱۵.
  ۱۹. مسعودیان، سید ابوالفضل، جعفری شندی، فاطمه ۱۳۹۳، بررسی رابطه سامانه های همیدید مؤثر در بارش های سنگین پهنه کم بارش شمالی ایران، نشریه جغرافیا و برنامه ریزی، سال ۱۸، شماره ۵۰، صص ۳۳۱-۳۰۵.
  ۲۰. مفیدی، عباس؛ زرین، آذر؛ جانباز قبادی، غلامرضا (۱۳۸۶). تعیین الگوی همیدیدی بارش های شدید و حلی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۳۳(۳)، ۱۵۴-۱۳۱.
  ۲۱. میر موسوی، حسین؛ دوستکامیان، مهدی؛ ستوده، فاطمه (۱۳۹۵). بررسی و تحلیل الگوی فضایی تغییرات درون دهه ای بارش های سنگین و فوق سنگین ایران. *جغرافیا و برنامه ریزی محیطی*، ۲۷(۳)، ۶۷-۸۶.
  22. Ching-Sen, Ch., Chuan-Yao, L., Yin-Jin, Ch. and His-Chi, Y) .(2002), "A Study of Afternoon Heavy Rainfall in Taiwan during the Mei-yu, Season", *Atmospheric Research*, Vol. 65, No. 1-2, PP.129-149.
  23. Darand, M., Dostkamyan, M., & Rehmani, M. I. A. (2017). Spatial autocorrelation analysis of extreme precipitation in Iran. *Russian Meteorology and Hydrology*, 42(6), 415-424.
  24. Hand, W. H., Fox, N. I., & Collier, C. G. (2004). A study of twentieth-century extreme rainfall events in the United Kingdom with implications for forecasting. *Meteorological Applications*, 11(1), 15-31.
  25. Lana, A.J. Campins, A. Genov'es, and A. Jans., (2007), "Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands", *Advances in Geosciences*, 12, 27-32
  26. Libman, B., Jones, C. and De Carvalho, L.M.V., (2001), Intreannual Variability of DailyExtreme Precipitation Event in the State of Sao Paulo, Brazil, *American Meteorological Society*, 14, 208-218.
  27. Linacre, E., & Geerts, B. (1997). *Climates and weather explained: an introduction from a southern perspective*. Routledge.
  28. Marinaki, A., Spiliotopoulos, M., & Michalopoulou, H. (2006). Evaluation of atmospheric instability indices in