

## تحلیل نایستایی بارش‌های حدی در رابطه با دما

مهین رازی فلاوند<sup>۱</sup>، منوچهر فرج زاده اصل<sup>۲\*</sup>، یوسف قویدل رحیمی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، آب و هواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس

۲- استاد، آب و هواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس

۳- دانشیار، آب و هواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس

### چکیده

تغییرات اقلیمی به احتمال زیاد باعث تشدید چرخه‌های هیدرولوژیکی و متعاقب آن باعث تغییر در شدت و فراوانی بارش‌های حدی می‌شود. افزایش شدت و فراوانی وقوع بارش‌های حدی در سال‌های اخیر در کشور باعث شده است تا فرضیه اثر تغییر اقلیم بر نایستایی بارش‌های حدی تقویت شود. تغییر در پارامترهای تابع توزیع احتمال تحت تاثیر متغیر زمان یا دیگر متغیرهای فیزیکی بعنوان نایستایی تعریف می‌شود. هدف از این مطالعه بررسی اثر افزایش دما بر نایستایی بارش‌های حدی در کشور است. به این منظور، ابتدا جهت مشخص کردن اینکه بارش‌های حدی از مدل ایستایی یا نایستای پیروی می‌کنند، مقدار  $AIC$  برای این بارش‌ها مورد محاسبه قرار گرفت. سپس تحلیل فراوانی نایستای، برای بارش‌های حدی با استفاده از توزیع  $GEV$  انجام و دوره بازگشت بارش‌های حدی در رابطه با حداکثر دما در زمان وقوع بارش‌های حدی و میانگین دمای سالانه محاسبه شد. نتایج نشان داد که افزایش دما باعث نایستایی بارش‌های حدی در ایران شده است. این نایستایی الگوی مکانی یکنواختی را در کشور نشان نمی‌دهد. در رابطه با متغیر دمای حداکثر، شدت بارش‌های حدی در ۶ ایستگاه همدان، شیراز، شهرکرد، زاهدان، ابرانشهر و شاهرود بطور معناداری نایستای کاهشی می‌باشند. روند نایستایی در ایستگاه کرمان در رابطه با افزایش دمای حداکثر معنادار دار افزایشی است. در رابطه با میانگین دمای سالانه تنها ۲ ایستگاه زاهدان و اراک بطور معنی‌داری نایستای بوده‌اند هر دو ایستگاه روند کاهشی دارند.

کلید واژه‌ها: ایران، نایستایی بارش‌های حدی، توزیع حدی تعمیم یافته ( $GEV$ )، سطح بازگشت موثر

## مقدمه

تغییر اقلیم احتمالا باعث تغییر در وقوع رویدادهای حدی بویژه بارش می‌شود. یکی از شاخص‌های کلیدی تغییر اقلیم، فراوانی و شدت بیشتر بارش‌های حدی در بیشتر نقاط جهان است (Thackeray et al, 2022). بر اساس رابطه کلازیوس-کلاپیرون گرمایش جهانی و افزایش دما باعث افزایش تبخیر و متعاقبا افزایش بخار آب جو می‌شود. این شرایط باعث تغییر در شدت و فراوانی بارش‌های حدی و احتمال رخداد بیشتر این بارش‌ها در مناطق حاره و عرض‌های بالای جغرافیایی و کاهش آنها در مناطق گرم و خشک جنب حاره خواهد شد. طبق ششمین گزارش IPCC<sup>1</sup> پیش‌بینی شده است که شدت بارش‌های حدی روزانه احتمالا به ازای هر ۱ درجه افزایش دمای کره زمین ۷ درصد افزایش یابد (IPCC, 2021). با توجه به اینکه، طراحی و ساخت زیرساخت‌های شهری مانند سیستم تخلیه شهری و بزرگراهی، سیل بندها، ساختارهای هیدرولیکی، سیستم‌های فاضلاب و سرریز شدن سدها به شدت و فراوانی وقوع بارش‌های حدی بستگی دارد. بنابراین، آگاهی از نحوه رفتار بارش‌های حدی می‌تواند هم برای مدیریت منابع آب و هم برای ساخت زیرساخت‌ها جهت جلوگیری از وقوع سیل مفید باشد (khan et al. 2021). بروز نایستایی در وقوع بارش‌های حدی در سالهای اخیر باعث به چالش کشیده شدن فرض ایستایی در مورد این بارش‌ها و در نتیجه غیر قابل اعتماد بودن فرض ایستایی در تحلیل فراوانی و شدت بارش‌های حدی شده است (Salas and Obeysekera, 2014; Aghakouchak, 2014; Tian et al. 2020). در مدل ایستایی، پارامترهای آماری تابع توزیع احتمال در طول زمان یا در ارتباط با متغیر کمکی دیگر تغییر نمی‌کنند در حالی که در مدل‌های نایستایی، پارامترهای تابع توزیع احتمال ثابت نیستند و می‌توانند نسبت به زمان یا دیگر متغیرهای کمکی تغییر کنند (Sadeh et al. 2015; Yan et al. 2021). با توجه به موارد ذکر شده، تکنیک‌های تحلیل فراوانی کلاسیک و ایستا به دلیل پیروی احتمال رخداد بارش و دوره بازگشت آن از رویکرد نایستایی نتایج درستی از واقعیت‌های اقلیمی ارائه نمی‌دهند (Sarhadi and Soulis, 2017; Vu and Mishra, 2019; Cheng and Aghakouchak, 2014; Khaliq et al. 2006). بنابراین،

ضروری است در بررسی بارش‌های حدی مدل‌های توزیع احتمال نایستا مورد توجه و بررسی قرار گیرند. سالاس و همکاران (Salas et al. 2013)، دوره بازگشت و ریسک را برای نایستایی رویدادهای حدی هیدرولیکی مورد محاسبه قرار دادند نتایج آنها نشان داد که دوره بازگشت و ریسک محاسبه شده در شرایط نایستایی کاملا می‌تواند متفاوت از شرایط ایستا باشد. چنگ و آقا کوچک (Cheng and Aghakouchak, 2014)، منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی را برای طراحی زیرساخت‌های شهری در شرایط تغییر اقلیم را بر اساس نایستایی سری‌های زمانی برای ایالات متحده مورد بررسی و بازبینی قرار دادند. موندال و موجودمدار (Mondal and Mujumdar, 2014)، نایستایی شدت، مدت و فراوانی بارش‌های حدی هند را با استفاده از متغیرهای میانگین دمای جهانی، میانگین دمای محلی و شاخص اقلیمی انسو مدل سازی نمودند. یافته‌های آنها نشان دهنده متفاوت بودن ماهیت و ویژگی‌های بارش‌های حدی و محرک‌های وقوع آنها می‌باشد. گائو و همکاران (Gao et al. 2016)، نایستایی بارش‌های حدی چین را با استفاده از حداکثر بارش روزانه ۶۳۱ ایستگاه هواشناسی مدل سازی کردند. نتایج آنها نشان داد که توزیع‌های GEV2 نایستا کارایی بهتری نسبت به معادل ایستا آنها دارا می‌باشند. سرحدی و سولیس (Sarhadi and Soulis, 2017)، تغییرات زمانی منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی بارش‌های حدی را تحت شرایط تغییر اقلیم برای منطقه دریاچه‌های بزرگ امریکا بررسی نمودند. ایشان دریافتند که بررسی سری‌های زمانی براساس فرض ایستایی باعث نادیده گرفتن بارش‌های حدی خواهد شد، بنابراین لازم است که منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی برپایه نایستایی بارش‌های حدی طراحی و بازساخت شوند. سان و همکاران (Sun et al. 2017)، تاثیر تغییرات درجه حرارت محلی و انسو را در نایستایی بارش‌های حدی در مقیاس جهانی را مورد مطالعه قرار داده، نتیجه این بررسی حاکی از افزایش شدت بارش‌های حدی در عرض‌های بالا و کاهش آنها در عرض‌های میانی و پایین نیمکره شمالی تحت سناریوهای گرمایش جهانی می‌باشد. گائو و همکاران (Gao et al. 2018)، بارش‌های حدی چین را در ارتباط با دما در مقیاس زمانی ساعتی و روزانه مورد بررسی قرار دادند. نتایج تحقیق نشان می‌دهد که همبستگی مکانی مثبتی بین

<sup>2</sup> Generalized Extreme Value Distribution<sup>1</sup> Intergovernmental Panel on Climate Change

بارش محتمل در دوره های ۱۵ تا ۱۰ ساله در سواحل شمالی و بیشینه شدت آن در سواحل جنوبی می‌باشد. همچنین بیشینه عدم قطعیت در احتمال رخداد بارش روزانه در مناطق کوهستانی می‌باشد. افروشه و همکاران (۱۴۰۰) رفتار دنباله توزیع و فراوانی رویدادهای فرین را در ایستگاه همدان، سنندج، کرمانشاه و خرم‌آباد در غرب کشور با استفاده از توزیع GEV بررسی کردند. نتایج آنها نشان داد که مقدار بارش های فرین بجز در خرم‌آباد در دوره بازگشت‌های ۵ و ۱۰ سال در بقیه دوره بازگشت‌ها افزایش داشته است.

بررسی و ارزیابی بیشینه پژوهش نشان می‌دهد که علیرغم اهمیت و کارایی بهتر روش‌های ناپستی در مقایسه با روش ناپستی در بررسی بارش‌های حدی، مورد توجه کمتری در مطالعات انجام شده در کشور بوده است. هدف ما در این مطالعه تحلیل ناپستی بارش‌های حدی تحت تاثیر افزایش دما می‌باشد. به این منظور روند و دوره بازگشت بارش‌های حدی با استفاده از توزیع GEV ناپستا و با در نظر گرفتن دمای حداکثر و میانگین دمای سالانه بعنوان متغیرهای تاثیر گذار بر ناپستی بارش‌های حدی محاسبه شد. این تحقیق، با استفاده از داده‌های روزانه بارش و همچنین داده‌های دمای حداکثر و میانگین دمای سالانه ۳۶ ایستگاه سینوپتیک کشور، طی دوره زمانی ۶۲ سال از ۲۰۲۱-۱۹۶۰ انجام گرفت

## داده‌ها و روش

### الف- معرفی منطقه مورد مطالعه

کشور ایران در محدوده بین ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و ۴۴ تا ۶۴ درجه طول شرقی قرار گرفته است. بیشتر مناطق کشور (حدود دو سوم) در محدوده خشک و نیمه خشک قرار گرفته است. متوسط بارندگی ایران حدود ۲۵۰ میلی متر با پراکندگی نامنظم در سراسر کشور می‌باشد. انحراف معیار مکانی بارش‌ها حدود ۱۷۰.۵ میلیمتر می‌باشد که نشان دهنده تفاوت‌های مکانی بسیار زیاد بارش در ایران است (عساکره و همکاران، ۱۴۰۰). تمرکز بارش بیشینه در کشور، در دو ناحیه خزری و ارتفاعات زاگرس از غرب تا جنوب غرب کشور است. قدرتمندترین عامل در توزیع مکانی بارش کشور ارتفاعات می‌باشند (عساکره و سیفی، ۱۳۹۱).

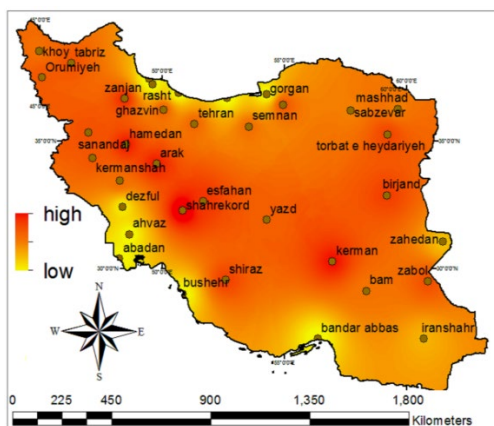
### ب- داده‌ها

حداکثر دما و حداکثر بارش وجود دارد. پومو و همکاران (Pumo et al. 2018)، ارتباط بین بارش‌های حدی و دمای سطح را در مقیاس زمانی ساعتی در سیسیلی ایتالیا مورد مطالعه قرار دادند. این تحقیق نشان داد که بین مدت زمان بارش و مقیاس گذاری ساعتی کلازیوس- کلاپیرون ارتباط معناداری بویژه در مناطق نیمه خشک وجود دارد. وو و میشر (Vu and Mishra, 2019)، فراوانی ناپستی در وقوع بارش‌های اخیر ایالت متحده را تحلیل کردند. بررسی آنها نشان داد که اغلب تغییرات زمانی وقوع بارش‌های حدی از الگوی ناپستی پیروی می‌کند. همچنین بر اساس تحلیل مقادیر حدی ناپستا دوره بازگشت بارش‌های حدی بطور معنی‌داری در مقایسه با رویکرد ایستا کاهش پیدا کرده است. تیان و همکاران (Tian et al. 2020)، فراوانی بارش‌های حدی در چین را تحت شرایط تغییر اقلیم تحلیل و نتیجه‌گیری کردند که سطوح بازگشت بارش‌های حدی به صورت خطی و غیرخطی در ارتباط با متغیرهای مورد بررسی تغییر می‌یابند. اوروک (Oruc, 2021)، ناپستی بارش‌های حدی در دریای سیاه را مورد بررسی قرار داده و نتیجه گرفته که مدل ناپستا دارای کارایی بهتری نسبت به مدل ایستا سری‌های زمانی بارش‌های حدی در ۱۷ ایستگاه مورد بررسی می‌باشد.

در ایران مطالعات اندکی در زمینه ناپستی بارش‌های حدی انجام شده است. عساکره (۱۳۹۱)، تغییر توزیع فراوانی بارش‌های حدی زنجان را با استفاده از توزیع GEV را بررسی کرده، نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که چند مورد ناپستی بصورت چرخه‌ها، جهش و تغییر توزیع فراوانی در بارش‌های زنجان رخ داده است. مظفری و شفیع (۱۳۹۵)، در بررسی خود بارش‌های حدی مناطق غربی ایران را با استفاده از توزیع GEV از نظر زمانی و مکانی مطالعه و نتیجه‌گیری کردند که فراوانی روزهای بارش حدی در ۱۲ ماه سال در دوره آماری مورد بررسی روند منفی و کاهشی داشته، بجز قسمت کوچکی از ایلام که روند افزایشی و مثبت است. اوجی و غفاریان (۱۳۹۷)، بارش‌های فرین سواحل جنوبی دریای خزر را بر اساس نظریه مقدار فرین مورد مطالعه قرار دادند. نتایج ایشان نشان می‌دهد که بارش‌های فرین ایستگاههای ساحلی با نرخ بالاتری نسبت به سایر ایستگاههای منطقه افزایش خواهد داشت. زرین و داداشی (۱۴۰۰)، به بررسی دوره بازگشت و احتمال رخداد بارش در ایران بر اساس پایگاه داده بارش MSWEP پرداختند. نتیجه این بررسی نشان می‌دهد که بیشینه

تمامی ایستگاهها همگن می‌باشد. بررسی همگنی میانگین دمای سالانه، نشان داد که تقریباً در تمامی ایستگاههای مورد بررسی، داده‌ها دارای روند افزایشی می‌باشند. در این رابطه با توجه به اینکه شروع روند افزایشی در تمامی این ایستگاهها در دهه ۹۰ میلادی رخ داده است، لذا این افزایش می‌تواند ناشی از افزایش میانگین دمای جهانی باشد. موقعیت جغرافیایی ایستگاههای مورد بررسی در شکل ۱ قابل مشاهده می‌باشد.

این مطالعه با استفاده از داده‌های بارش روزانه، میانگین دمای سالانه و حداکثر دمای ۳۶ ایستگاه سینوپتیک انجام شد. ملاک انتخاب این ایستگاهها بر اساس حداکثر دوره آماری در دسترس و همچنین دارا بودن شرط کمتر از ۱۰ درصد داده‌های مفقوده بوده است. بر این اساس دوره آماری ۶۲ سال از ۲۰۲۱-۱۹۶۰ انتخاب گردید. بازسازی داده‌های مفقوده با استفاده از روش میانگین گیری و به کمک آمار ایستگاههای مجاور انجام شد. آزمون همگنی داده‌های بارش‌های حدی، دمای حداکثر در زمان وقوع بارش‌های حدی و میانگین دمای سالانه با استفاده از آزمون‌های همگنی در نرم افزار XLStat، انجام شد. نتایج نشان داد که، داده‌های بارش حدی و دمای حداکثر در



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی ایستگاههای منتخب

های زمانی وجود ندارد. در مقابل فرضیه جایگزین ( $H_1$ ) نشان می‌دهد که در سری‌های زمانی روند وجود دارد. این روند می‌تواند مثبت (کاهش)، منفی (افزایشی) و یا ثابت و ایستا باشد.

#### ب- تئوری مقادیر حدی

تغییر در میانگین یا واریانس توزیع یا تغییر هر دوی اینها منجر به تغییر در شکل توزیع و پارامترهای مقیاس و موقعیت منحنی توزیع متغیر اقلیمی شده و باعث ایجاد تغییرات بزرگی در دنباله توزیع می‌شود که تغییر قابل ملاحظه فراوانی و شدت رویدادهای حدی را در پی خواهد داشت (عساکره، ۱۳۹۱). تئوری مقادیر حدی چارچوبی را جهت محاسبه بزرگی و فراوانی رویدادهای مخاطره انگیز حدی فراهم می‌کند (Coles, 2001, Katz et al. 2002). تحلیل مقادیر حدی براساس دو رویکرد بلوک ماکزیمم و اوج‌های بالاتر از حد آستانه می‌باشد. رویکرد بلوک ماکزیمم بر اساس حداکثر مقدار

#### روش

#### الف- روند

آزمون‌های آماری پارامتریک بر پایه فرض نرمال بودن داده‌ها استوارند. در صورتی که نرمال بودن داده‌ها مورد تردید باشد، باید از آزمون‌های ناپارامتریک استفاده کرد. همچنین به دلیل چولگی و کشیدگی زیاد متغیر بارش، روش‌های ناپارامتریک از کارایی بهتری برخوردار می‌باشند. به دلیل شرایط ذکر شده، در این تحقیق از آزمون ناپارامتریک من-کندال جهت بررسی روند بارش‌های حدی در ارتباط با دمای حداکثر و دمای میانگین سالانه استفاده شد. آزمون روند من-کندال (Kendall 1938; Mann 1945) یک آزمون ناپارامتریک برای شناسایی روند در سری‌های زمانی است. فرضیه صفر ( $H_0$ ) در آزمون من-کندال بیان شناسایی روند در سری‌های زمانی است. فرضیه صفر ( $H_0$ ) در آزمون من-کندال بیان کننده این است که هیچگونه روند یکنواختی در سری

### ج- تحلیل نایستایی بارش‌های حدی

در مدل ایستایی، پارامترهای تابع توزیع احتمال در طی زمان و یا در رابطه با متغیرهای دیگر تغییر نمی‌کنند. در مقابل، در مدل‌های نایستا، پارامترها بعنوان تابعی از متغیرها بیان می‌شوند. در این مطالعه جهت بررسی نایستایی بارش‌های حدی در رابطه با دما، دو پارامتر میانگین و انحراف از معیار بارش-های حدی را تابعی از دو متغیر کمکی حداکثر دما روزانه ثبت شده در زمان وقوع بارش‌های حدی و دمای میانگین سالانه در نظر گرفتیم. در توزیع تعمیم یافته مقادیر حدی (GEV) متغیر کمکی متغیری است که برای توضیح تغییر در پارامترهای مکان، مقیاس و شکل توزیع استفاده می‌شود. از متغیرهای کمکی می‌توان برای مدل سازی وابستگی رویدادهای حدی به سایر متغیرها استفاده کرد (Vu and Mishra 2019).

### د- دوره بازگشت بارش‌های حدی تحت شرایط

#### نایستایی

تحت شرایط ایستایی سطوح بازگشت برای همه سال‌ها یکسان خواهد بود. بنابراین، سطح بازگشت  $m$ -year با دوره بازگشت  $m$  سال همراه است (Cooley, 2013). بر اساس این مفهوم، دوره بازگشت  $Q_i$  به عنوان معکوس احتمال مازاد بر آن ( $T_i = 1/q_i$ ) در سال خواهد بود. به دلیل وجود رابطه یک به یک بین سطح بازگشت و دوره بازگشت، در مدل‌های آماری ایستا، منحنی‌های سطوح بازگشت به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$((T_i; Q_i), T_i > 1 \text{ yr}, i=1, \dots) \quad (2)$$

که در آن  $T_i$  دوره بازگشت و  $Q_i$  سطح بازگشت (شدت بارش‌های حدی) می‌باشند (Ragno et al. 2019; Cooley, 2012). بسط دادن سطح بازگشت ایستا در شرایط نایستا، که در آن سطح بازگشت در طول زمان و در رابطه با متغیرهای فیزیکی تغییر می‌کند، باعث عدم قطعیت‌های بزرگ هم در دوره بازگشت و هم سطح بازگشت می‌شود (Hamid et al. 2018; Cooley, 2012). برای تحلیل سطح بازگشت نایستا دو مفهوم شامل: زمان انتظار مورد انتظار (Salas and Obeysekera, 2014) و سطح بازگشت موثر (Katz et al. 2002) پیشنهاد شده است. سطح بازگشت موثر به عنوان کمیت  $q$  تعریف می‌شود که در آن

ثبت شده از یک پدیده در هر سال می‌باشد. در تابع توزیع GEV برای مدلسازی سری‌های زمانی بلوک ماکزیمما استفاده می‌شود. توزیع GEV که برای اولین بار توسط Jenkinson (1955) معرفی گردید، بطور گسترده‌ای جهت مدلسازی رویدادهای حدی بکار گرفته می‌شود. مطالعات زیادی با استفاده از توزیع GEV جهت تحلیل بارش‌های حدی انجام شده است (Mondal and Mujumdar, 2014; Sarhadi and Souliis, 2017; Sun et al. 2017; Gao et al. 2018; Vu and Mishra, 2019; Zarrin and Dadashi, 2022; Ragno et al. 2019; Katz, 2010; Cooley, 2012; Khan et al. 2021; Sadegh et al. 2015; Yan et al. 2021; Salas and Obeysekera, 2014; Cheng and Aghakouchak, 2014; Khaliq et al. 2006). توزیع GEV دارای انعطاف پذیری در مدلسازی رفتارهای متفاوت پدیده‌های حدی با استفاده از پارامترهای توزیعی  $\theta = \{\xi, \mu, \sigma\}$  می‌باشد (Coles, 2001). تابع توزیع تراکمی GEV به صورت زیر می‌باشد.

$$F(x; \mu, \sigma, \xi) = \left( \exp \left\{ -[1 + \xi(x - \mu)/\sigma] \right\} - 1 \right)^{-1/\xi}, \text{ if } \xi \neq 0 \quad (1)$$

$$\frac{1 + \xi(x - \mu)/\sigma > 0$$

در این توزیع پارامترهای تصادفی از متغیر تصادفی  $(fx)x$  به وسیله ۳ پارامتر موقعیت ( $\mu$ )، مقیاس ( $\sigma$ ) و شکل ( $\xi$ ) کنترل می‌شوند.

پارامتر موقعیت ( $\mu$ ) که گویای میانگین است، مرکز توزیع را مشخص می‌کند.

پارامتر مقیاس ( $\sigma$ ) اندازه انحرافات در اطراف پارامتر موقعیت را تعیین می‌کند.

پارامتر شکل ( $\xi$ ) طبیعت و چگونگی دنباله توزیع GEV را بیان می‌کند.

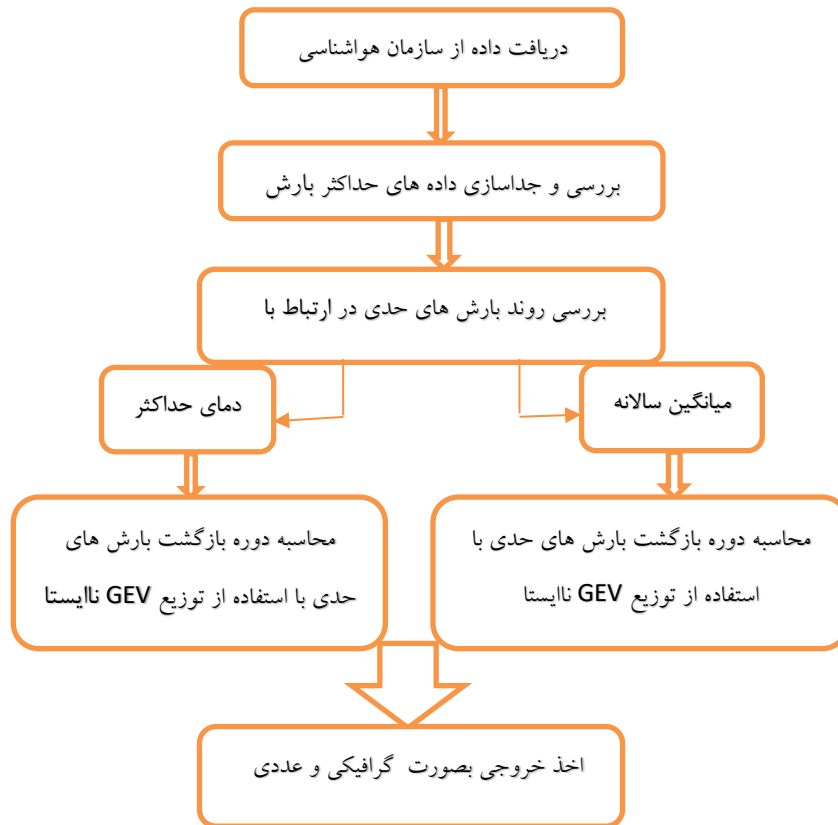
بر اساس پارامتر شکل ۳ توزیع حدی به صورت زیر می‌باشند. اگر پارامتر  $\xi$  مساوی صفر باشد، تابع توزیع GEV معرف نوع ۱ موسوم به گامبل می‌باشد. اگر پارامتر  $\xi$  بزرگتر از صفر باشد، تابع توزیع GEV از نوع ۲ یا فریچه می‌باشد و در صورتی که پارامتر  $\xi$  کوچکتر از صفر باشد، تابع توزیع GEV معرف نوع ۳ یا ویبول می‌باشد (Coles, 2001). در این مطالعه از روش حداکثر احتمال برای برآورد پارامترهای توزیع GEV استفاده شد (Katz et al. 2002; Vu and Mishra, 2019; Ossandon et al. 2021).

از سطح بازگشت موثر دوره بازگشت بارش های حدی مورد محاسبه قرار گرفت. با محاسبه سطح بازگشت موثر بارش های حدی می توان ریسک وقوع بارش های حدی را تحت شرایط مختلف تخمین زد. جهت انجام این کار سطح بازگشت (شدت) بارش های حدی را تابعی از دمای حداکثر در زمان وقوع این بارش ها و میانگین دمای سالانه در نظر گرفته شد.

Q به عنوان تابعی از یک متغیر کمکی (به عنوان مثال، زمان یا متغیر های فیزیکی دیگر مانند دما و شاخص های اقلیمی) تغییر می کند. بنابراین، برای مقدار ثابت  $PR=1/q$ ، در جای که q احتمال مازاد سالانه باشد، منحنی های سطوح بازگشت موثر به صورت زیر تعریف می شوند:

$$((X_c, Q_q | X_c)), q \in [0, 1] \quad (3)$$

که در آن  $x_c$  متغیر کمکی است و  $Q_q$  کمیت q است (Katz et al.2002; Ragno et al.2019). با استفاده



شکل ۲- مراحل انجام تحقیق

ایستگاهها در محدوده مناطق بسیار کم بارش مرکزی و جنوب شرقی با میانگین ۱۰۲ و ۱۶۱ میلیمتر می باشند (مسعودیان، ۱۳۸۶) در مقابل بیشترین میانگین این بارش ها به ترتیب متعلق به ایستگاههای رامسر (۱۴۱.۹)، انزلی (۱۲۵.۹)، رشت (۹۰.۳)، بابلسر (۸۴.۴) و دزفول (۵۵.۰۵) می باشد. ایستگاههای با بیشترین میانگین بارش حدی منطبق بر نواحی پربارش و نیمه پر بارش خزری می باشند. ایستگاه دزفول در محدوده نیمه پربارش زاگرس جنوبی قرار

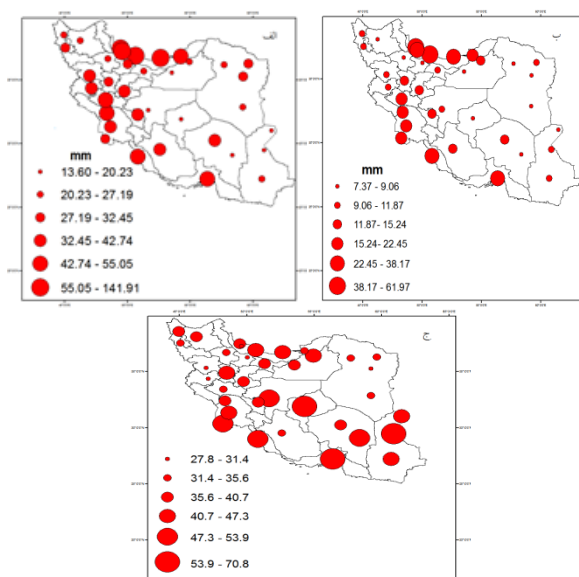
## نتایج

### الف- ویژگی بارش های حدی ایران

شکل ۳ میانگین و انحراف معیار بارش های حدی ایستگاههای منتخب را در سالهای مورد بررسی بر اساس رویکرد بلوک ماکزیمما نشان می دهد. همانطور که مشاهده می شود کمترین میانگین بارش های حدی به ترتیب متعلق به ایستگاههای یزد (۱۳.۶)، بم (۱۴.۴)، زابل (۱۴.۶)، زاهدان (۱۶.۸)، اصفهان (۲۰.۱) و سمنان (۲۰.۲) می باشد. این

مرکزی و جنوب شرقی و کم بارش جنوبی می‌باشد. بیشینه ضریب تغییرات بارش‌های حدی متعلق به ایستگاه‌های بندرعباس (۷۰.۸)، زابل (۶۴.۶) و یزد (۶۲.۴) می‌باشد. کمترین مقدار ضریب تغییرات مربوط به ایستگاه‌های قزوین (۲۷.۸)، رشت (۲۸.۹)، کرمانشاه (۲۹) و سنندج (۲۹.۴) می‌باشد. کمینه ضریب تغییرات از الگوی مکانی خاصی پیروی نمی‌کند (شکل ۳ج). همانگونه که مشاهده می‌شود بارش‌های حدی در بیشتر مناطق کشور، حتی مناطق مرطوب شمالی، دارای ضریب تغییرات بالای می‌باشند، که نشان دهنده بی‌نظمی و تغییرات شدید زمانی در وقوع این بارش‌ها در کشور می‌باشد، علی‌جانی و همکاران به نتایج مشابهی در مورد بارش‌های ایران دست یافتند.

دارد (مسعودیان، ۱۳۸۶). بررسی انحراف معیار بارش حدی نشان می‌دهد که کمترین انحراف از میانگین بارش‌های حدی مربوط به ایستگاه‌های زاهدان (۷.۳)، بیرجند (۷.۵)، سبزووار (۷.۶)، بم (۷.۷)، سمنان (۷.۸)، قزوین (۷.۸)، زنجان (۸.۳)، یزد (۸.۴) و تبریز (۸.۹) می‌باشد. همانگونه که ملاحظه می‌شود الگوی مکانی خاصی در مقدار کمینه انحراف از معیار بارش‌های حدی دیده نمی‌شود. در مورد مقدار بیشینه انحراف از معیار این بارش‌ها الگوی مکانی نسبتاً مشخصی وجود دارد، بطوری که بیشترین انحراف از میانگین در بارش‌های حدی مربوط به سواحل شمالی و سواحل جنوبی کشور، شامل ایستگاه‌های رامسر (۶۱.۹)، انزلی (۵۰.۸)، بایلسر (۳۸.۲)، بندرعباس (۳۴.۸)، بوشهر (۲۶.۶) و رشت (۲۶.۲) می‌باشد (شکل ۳ب). بیشترین ضریب تغییرات بارش‌های حدی عمدتاً منطبق بر نواحی بسیار کم بارش



شکل ۳- الف- میانگین ب- انحراف معیار ج- ضریب تغییرات بارش‌های حدی در ایستگاه‌های منتخب

۳۶ ایستگاه مورد بررسی تعداد ۷ ایستگاه ایرانشهر، زاهدان، همدان، شهرکرد، شیراز، کرمان و شاهرود دارای روند معنی دار می‌باشند. از این تعداد ایستگاه تنها ایستگاه کرمان دارای روند افزایشی و بقیه ایستگاه‌ها روند کاهش‌ی را نشان می‌دهند. به این معنی که با افزایش دما شدت و فراوانی وقوع بارش‌های حدی در تمام دوره بازگشت‌ها روند کاهش‌ی

#### ب- روند بارش‌های حدی در رابطه با دما

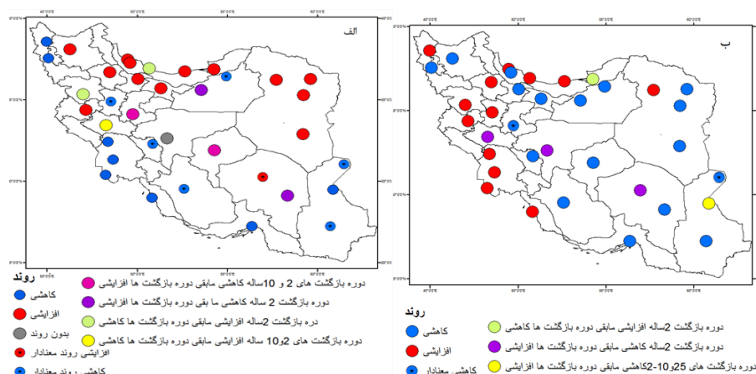
از آزمون ناپارامتری من - کندال جهت پی بردن به اینکه آیا تغییر اقلیم و افزایش دما در شدت بارش‌های حدی تاثیر گذار بوده است یا نه استفاده شده است. همانطور که در شکل (۴) دیده می‌شود، بررسی روند تغییرات بارش‌های حدی در ارتباط با دمای حداکثر نشان می‌دهد که از بین

سایر ایستگاهها شامل ۵ ایستگاه در رابطه با میانگین دمای سالانه و ۷ ایستگاه مرتبط با دمای حداکثر روند متفاوت افزایشی و کاهششی در دوره بازگشت های مختلف داشته اند. همچنین بارش های حدی در ایستگاه اصفهان در رابطه با افزایش دمای حداکثر بدون تغییرات و روند بوده اند شکل (۴). ایستگاههای با روند معنی دار با علامت ستاره مشخص شده اند (جدول ۱).

داشته اند. در رابطه با دمای میانگین سالانه دو ایستگاه زاهدان و کرمان روند معناداری را نشان می دهند. هر دو ایستگاه روند کاهششی در رابطه با افزایش دمای میانگین دارند. بطور کلی بدون در نظر گرفتن روند معنی داری در ناپایداری بارش های حدی در رابطه با دمای حداکثر و دمای میانگین سالانه به ترتیب تعداد ۱۸ و ۱۴ ایستگاه روند کاهششی، تعداد ۱۴ و ۱۳ ایستگاه روند افزایششی در تمام دوره بازگشت ها داشته اند.

جدول ۱- نتایج آزمون روند معناداری بارش های حدی در رابطه با دمای حداکثر و میانگین دمای سالانه

ایستگاه	M-K trend test Tmax	M-K trend test Tmean	ایستگاه	M-K trend test Tmax	M-K trend test Tmean
آبادان	۰.۳۴	۰.۱۶	مشهد	۰.۱۶	۰.۸۵
اهواز	۰.۶۶	۰.۷۰	ارومیه	۰.۸۴	۰.۸۸
اراک	۰.۷۱	۰.۹۷*	رامسر	۰.۴۴	۰.۲۲
بابلسر	۰.۳۱	۰.۳۱	رشت	۰.۰۷۴	۰.۸۷
بم	۰.۶۲	۰.۵۳	سبزوار	۰.۵۰	۰.۴۸
بندر عباس	۰.۸۲	۰.۹۳	سنندج	۰.۴۸	۰.۱۴
بندر انزلی	۰.۰۴۵	۰.۵۷	سمنان	۰.۵۹	۰.۹۴
بوشهر	۰.۸۸	۰.۴۲	شاهرود	۰.۹۹*	۰.۸۳
دزفول	۰.۶۲	۰.۷۶	شهرکرد	۰.۹۶*	۰.۸۸
اصفهان	۰.۶۵	۰.۶۱	شیراز	۰.۹۹*	۰.۹۴
قزوین	۰.۰۵	۰.۷۳	تبریز	۰.۱۰	۰.۸۱
گرگان	۰.۱۰	۰.۶۴	تهران	۰.۳۰	۰.۷۳
همدان	۰.۹۹*	۰.۰۷۲	تربت حیدریه	۰.۵۸	۰.۹۴
کرمان	۰.۹۹*	۰.۶۷	یزد	۰.۹۲	۰.۹۲
کرمانشاه	۰.۰۸۱	۰.۱۰	زابل	۰.۸۵	۰.۷۷
خرم آباد	۰.۹۱	۰.۶۷	زاهدان	۰.۹۹*	۰.۹۸*
خوی	۰.۴۶	۰.۱۵	زنجان	۰.۱۳	۰.۷۶
ایران شهر	۰.۹۵*	۰.۶۵	بیرجند	۰.۴۰	۰.۹۳



شکل ۴- روند تغییرات بارش‌های حدی در رابطه با الف- حداکثر دمای روزانه ب- دمای میانگین سالانه

معنی‌دار بوده‌اند شکل (۶). همچنین، براساس تحلیل نایستایی از بارش‌های حدی، ایستگاههای بندرعباس، بوشهر و ارومیه کاهش محسوس در روند بارش‌های حدی در رابطه با افزایش دما نشان می‌دهند. بطور کلی در رابطه با دمای حداکثر در تمام دوره بازگشت‌ها مناطق شمالی کشور دارای روند افزایشی می‌باشند، بجز رامسر که تنها در دوره بازگشت ۲ ساله روند افزایشی را نشان می‌دهد. برخلاف مناطق شمالی، جنوب و جنوب شرق کشور در تمام دوره بازگشت‌ها روند کاهشی را در رابطه با افزایش دمای حداکثر داشته‌اند. در مجموع از جنوب به شمال کشور، جز در چند ایستگاه محدود، با افزایش عرض جغرافیایی، همزمان با افزایش دما شدت بارش‌های حدی نیز افزایش پیدا می‌کند. در جنوب و جنوب شرق و تا حدودی جنوب غرب، الگوی نسبتاً یکنواختی از کاهش بارش‌های حدی با افزایش دما ملاحظه می‌شود. در جنوب شرق کشور ایستگاه کرمان الگوی متفاوتی را نشان می‌دهد که با توجه به توپوگرافی این منطقه می‌تواند ناشی از وقوع بارش‌های همرفتی باشد که در دماهای بالا رخ می‌دهند. شمال شرق، تبریز و زنجان در شمال غرب، کرمانشاه در غرب و همچنین تهران و قزوین در تمام دوره بازگشت‌ها افزایش را نشان می‌دهد. ارومیه در شمال غرب کاهش، یزد و خرم‌آباد در دوره بازگشت دوساله کاهش و بقیه دوره بازگشت‌ها افزایش را نشان می‌دهند. بقیه ایستگاهها مقدار اندک کاهش و یا روند ثابتی را دارا بوده‌اند. کاهش در شدت و فراوانی بارش‌های

### ج- نایستایی بارش‌های حدی در رابطه با دمای حداکثر

جهت بررسی نایستایی بارش‌های حدی در رابطه با حداکثر دما، ابتدا جهت پی بردن به اینکه کدام یک از دو مدل ایستایی و نایستایی کارایی بهتری در تحلیل بارش‌های حدی دارند، مقدار  $AIC^1$  بارش‌های حدی برای دو مدل بررسی شد (جدول ۲). سپس دوره بازگشت بارش‌های حدی در رابطه با حداکثر دمای ثبت شده در زمان وقوع بارش‌های حدی برای تمامی ایستگاهها، بدون در نظر گرفتن اینکه ایستگاههای ما طبق مقدار  $AIC$ ، از مدل ایستا یا نایستا پیروی می‌کنند، محاسبه گردید. این محاسبه برای دوره بازگشت‌های ۲۵، ۵۰، ۱۰۰ و ۲۰۰ سال و با استفاده از توزیع  $GEV$  نایستا انجام شد. نتایج در شکل (۵) و (۶) قابل مشاهده می‌باشد. روند کاهشی بارش‌های حدی در دوره بازگشت‌های مختلف نشان دهنده تغییرات محسوس و معنی‌دار نسبت به روند افزایشی می‌باشد. بطوری که از بین ایستگاههای مورد بررسی ۷ ایستگاه دارای روند معنی‌دار در رابطه با افزایش دما می‌باشد که از این تعداد ایستگاه ۶ ایستگاه شامل شیراز، شاهرود، زاهدان، همدان، شهرکرد و ایرانشهر روند نایستا کاهشی را نشان می‌دهند. علاوه بر این تعداد ایستگاه که دارای روند نایستا معنادار بودند، طبق مقدار  $AIC$  ایستگاههای خرم‌آباد (نایستا افزایشی)، زابل (نایستا کاهشی)، بندرانزلی (نایستا افزایشی)، یزد (نایستا افزایشی) و ایرانشهر (نایستا کاهشی) نیز نایستا بدون روند

<sup>1</sup>Akaike information criterion

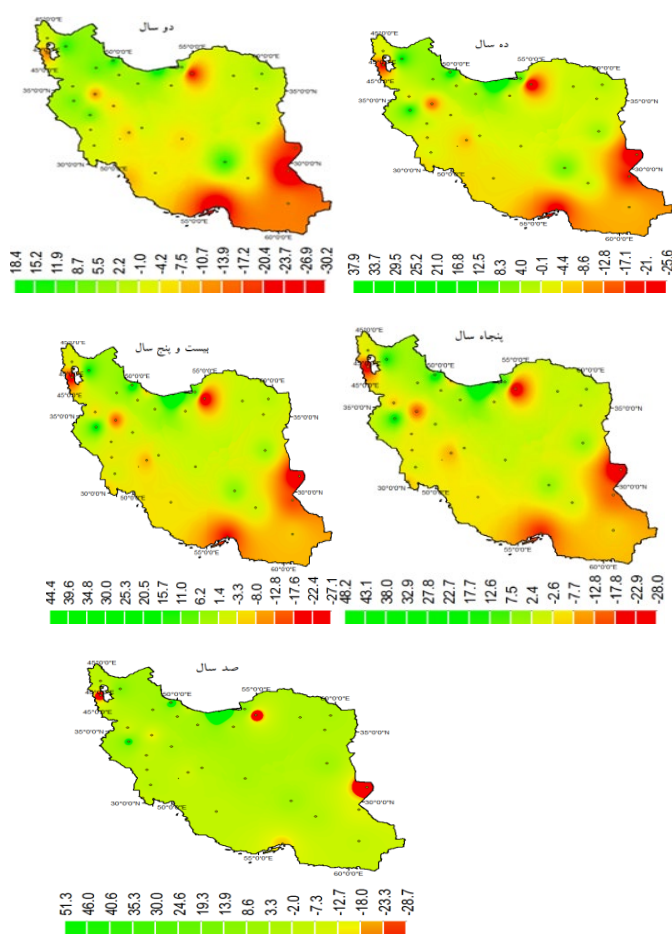
می‌شود ایستگاههای با روند ناپستی کاهشی و افزایشی پراکنندگی مکانی یکنواختی را دارا نمی‌باشند، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که نقش عوامل مکانی محلی، مانند ارتفاع در این برهم کنش موثرتر بوده است.

حدی در رابطه با دمای حداکثر در جنوب شرق، جنوب و تا حدودی جنوب غرب کشور الگوی منسجم تر و شدیدتری را نشان می‌دهد. این الگو در رابطه با افزایش شدت بارش های حدی برای مناطق شمالی شامل ایستگاههای حاشیه دریای خزر، تهران و قزوین و تا حدودی شمال شرق و شمال غرب کشور بوده است همانگونه که ملاحظه

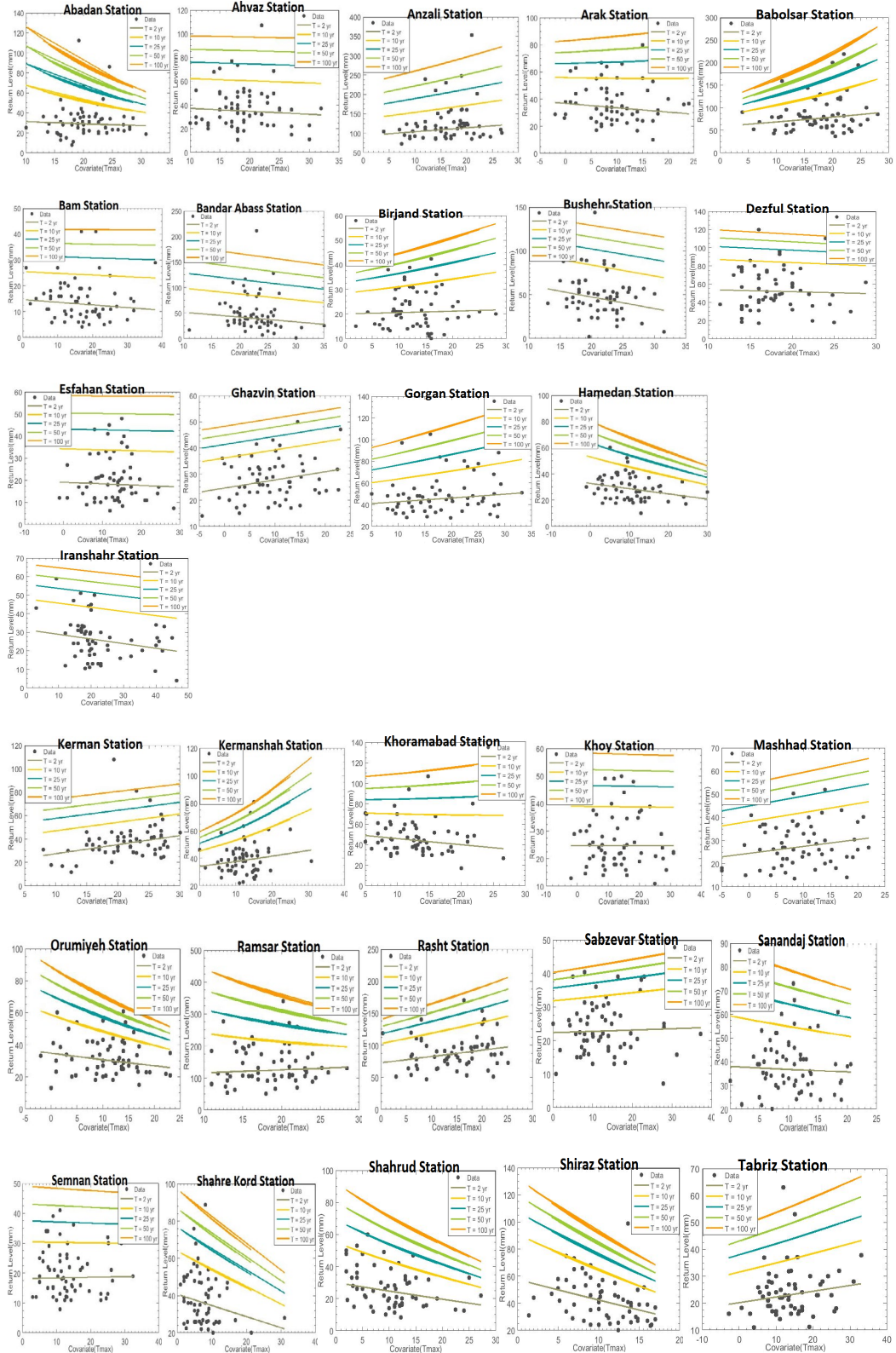
جدول ۲- مقدار AIC بارش های حدی برای دو مدل ایستایی و ناپستی

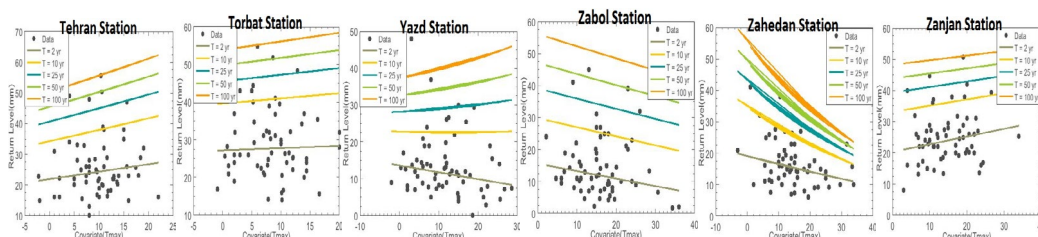
ایستگاه	Model	AIC	ایستگاه	Model	AIC	ایستگاه	Model	AIC
آبادان	ایستایی	۴۹۶.۳	گرگان	ایستایی	۵۱۰.۶	شاهرود	ایستایی	۴۸۴.۶
	ناپستی	۴۹۸.۲		ناپستی	۵۱۲.۲		ناپستی	۴۸۲.۰۱
اهواز	ایستایی	۵۲۲.۴	خرم آباد	ایستایی	۵۱۳.۴	شیراز	ایستایی	۵۰۷.۱
	ناپستی	۵۲۵.۶		ناپستی	۵۱۰.۶		ناپستی	۵۰۲.۵
اراک	ایستایی	۵۰۱.۷	همدان	ایستایی	۴۶۸.۰۶	تهریز	ایستایی	۴۲۹.۸
	ناپستی	۵۰۴.۳		ناپستی	۴۶۶.۹		ناپستی	۴۳۱.۷
بابلسر	ایستایی	۶۰۰.۷	کرمان	ایستایی	۴۹۸.۴	تهران	ایستایی	۴۴۵.۲
	ناپستی	۶۰۱.۰۳		ناپستی	۴۸۷.۵		ناپستی	۴۴۹.۰۸
بم	ایستایی	۴۱۳.۹	خوی	ایستایی	۴۵۱.۲	یزد	ایستایی	۴۲۳.۶
	ناپستی	۴۱۶.۹		ناپستی	۴۵۵.۵		ناپستی	۴۲۱.۷
انزلی	ایستایی	۶۱۲.۰۹	مشهد	ایستایی	۴۵۴.۳	زاهدان	ایستایی	۴۱۴.۴
	ناپستی	۵۹۸.۰۷		ناپستی	۴۵۶.۶		ناپستی	۴۱۱.۲
بیرجند	ایستایی	۴۲۴.۴	ارومیه	ایستایی	۴۷۲.۵	زابل	ایستایی	۴۴۰.۸
	ناپستی	۴۲۷.۹		ناپستی	۴۷۴.۰۳		ناپستی	۴۳۷.۹
بندرعباس	ایستایی	۵۸۴.۲	رامسر	ایستایی	۶۷۹.۳	زنجان	ایستایی	۴۳۷.۸
	ناپستی	۵۸۸.۷		ناپستی	۶۸۱.۴		ناپستی	۴۳۹.۰۹
بوشهر	ایستایی	۵۷۳.۹	رشت	ایستایی	۵۷۸.۴	سمنان	ایستایی	۴۲۴.۹
	ناپستی	۵۷۵.۲		ناپستی	۵۸۰.۵		ناپستی	۴۲۹.۰۴

۴۸۱.۹	ایستایی	ایران‌شهر	۴۳۰.۷	ایستایی	سبزوار	۵۶۳.۰۸	ایستایی	دزفول
۴۸۱.۱	ناایستایی		۴۳۳.۹	ناایستایی		۵۶۷.۸	ناایستایی	
۴۷۱.۸	ایستایی	کرمانشاه	۴۷۵.۸	ایستایی	سنندج	۴۴۹.۵	ایستایی	اصفهان
۴۷۳.۸	ناایستایی		۴۷۹.۱	ناایستایی		۴۵۳.۹	ناایستایی	
۴۴۶.۹	ایستایی	تربت حیدریه	۴۹۶.۶	ایستایی	شهرکرد	۴۳۳.۴	ایستایی	قزوین
۴۵۱.۱	ناایستایی		۴۹۶.۲	ناایستایی		۴۳۴.۶	ناایستایی	



شکل ۵- درصد تغییرات بارش‌های حدی در ارتباط با دمای حداکثر در دوره بازگشت‌های ۱۰۰-۵۰-۲۵-۱۰-۲ سال





شکل ۶- نمودار شدت و فراوانی بارش‌های حدی در رابطه با دمای حداکثر در دوره بازگشت‌های ۱۰۰، ۵۰، ۲۵، ۱۰، ۲ سال در ایستگاه‌های مورد مطالعه (محور عمودی مقدار بارش به میلی‌متر و محور افقی دمای حداکثر در زمان وقوع بارش‌های حدی)

شدت و فراوانی بارش حدی نشان می‌دهند. رشت در تمام دوره بازگشت‌ها روند کاهشی داشته، همچنین ایستگاه گرگان بجز در دوره بازگشت دوساله در بقیه دوره بازگشت‌ها در شدت و فراوانی بارش‌های حدی در رابطه با افزایش میانگین دمای سالانه کاهش داشته است. در غرب و جنوب غرب کشور روند افزایشی در شدت و فراوانی بارش‌های حدی رخ داده است، مقدار این افزایش در ایستگاه آبادان در جنوب غرب نسبت به دیگر ایستگاه‌ها شدیدتر بوده است (شکل ۷ و ۸). در جنوب غرب ایستگاه خرم آباد برای دوره بازگشت ۲ ساله روند کاهشی و در بقیه دوره بازگشت‌ها روند افزایشی داشته است. در شمال شرق کشور بجز ایستگاه سبزوار که روند افزایشی داشته است، بقیه ایستگاه‌های این منطقه روند کاهشی را نشان می‌دهند. در شمال غرب تبریز و ارومیه روند کاهشی، خوی و زنجان روند افزایشی داشته‌اند. در مناطق مرکزی اصفهان در دوره بازگشت ۲ ساله افزایش و بقیه دوره‌ها کاهش داشته است. در یزد، سمنان، تهران و قزوین روند بارش‌های حدی در رابطه با افزایش دمای میانگین کاهشی بوده است. نایستایی بارش‌های حدی در رابطه با میانگین دمای سالانه الگوی متفاوتی را نسبت به حداکثر دما در زمان وقوع بارش‌های حدی نشان می‌دهد. بطور کلی مناطق شرقی، شمال شرق و جنوب شرق کشور همچنین مناطق مرکزی درصد بیشتری از کاهش شدت و فراوانی بارش‌های حدی را در رابطه با دمای میانگین داشته‌اند. در مقابل در مناطق شمالی و غربی کشور، همزمان با افزایش دمای میانگین سالانه، شدت و فراوانی بارش‌های حدی نیز افزایش داشته است.

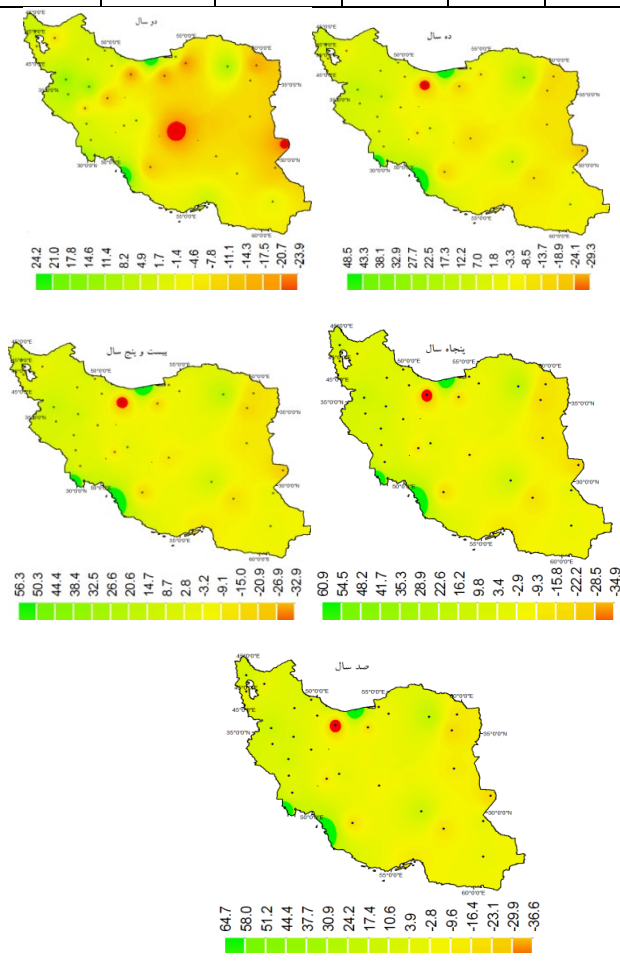
## د- نایستایی بارش‌های حدی در رابطه با دمای میانگین سالانه

همانطور که قبلاً گفته شد، در رابطه با افزایش میانگین دمای سالانه و تاثیر آن بر روند تغییرات بارش‌های حدی، دو ایستگاه زاهدان و اراک دارای روند معنادار کاهشی می‌باشند (شکل ۷). همچنین، مدل سازی نایستایی بارش‌های حدی در رابطه با میانگین دمای سالانه بر اساس معیار AIC، نشان می‌دهد که ایستگاه اراک علیرغم روند معنی‌دار، نایستایی نیست (جدول ۳). مدل نایستایی در ایستگاه‌های زاهدان و تهران، مقدار کمتری از AIC را نسبت به مدل ایستایی دارد، که نشان دهنده نایستایی بودن بارش‌های این ایستگاه‌ها می‌باشد. علاوه بر این دو ایستگاه، در ایستگاه‌های بیرجند، بابلسر و بوشهر، مقدار AIC تفاوت اندکی بین دو مدل ایستایی و نایستایی را نشان می‌دهد (جدول ۳). تحلیل نایستایی از بارش‌های حدی در رابطه با دمای میانگین سالانه نشان می‌دهد که، مناطق شرقی و جنوب شرقی روند کاهشی در شدت و فراوانی بارش‌های حدی را در تمامی دوره بازگشت‌ها دارند. همانطور که در شکل (۷) قابل مشاهده می‌باشد در جنوب شرق کشور ایستگاه کرمان الگوی کاملاً متفاوتی را داشته است و بجز در دوره بازگشت ۲ ساله که روند کاهشی داشته در بقیه دوره بازگشت‌ها روند افزایشی را نشان می‌دهد. در جنوب ایستگاه بندرعباس بجز در دوره بازگشت ۲ ساله که افزایش اندکی را نشان می‌دهد در بقیه دوره بازگشت‌ها روند کاهشی در شدت و فراوانی بارش‌های حدی داشته است. ایستگاه بوشهر روند افزایشی را در شدت و فراوانی نشان می‌دهد. در شمال کشور ایستگاه‌های رامسر، انزلی و بابلسر در تمام دوره بازگشت‌ها روند افزایشی در

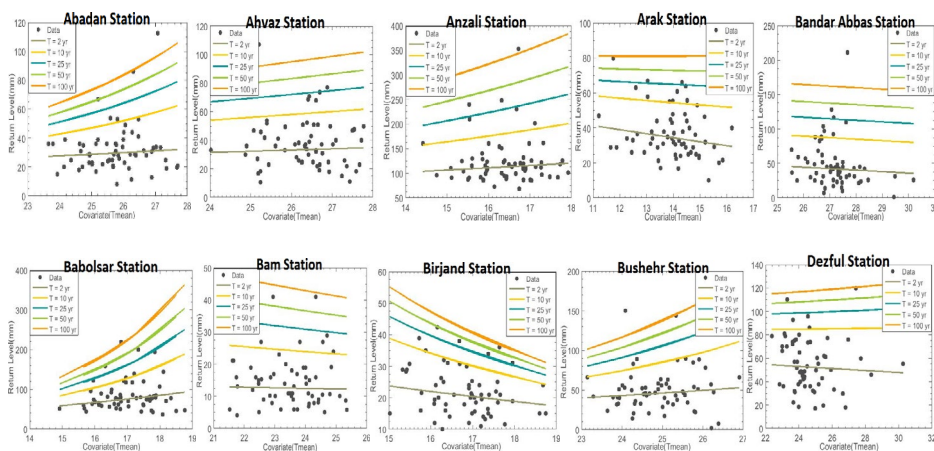
جدول ۳- مقدار AIC بارش های حدی برای دو مدل ایستایی و ناپستی

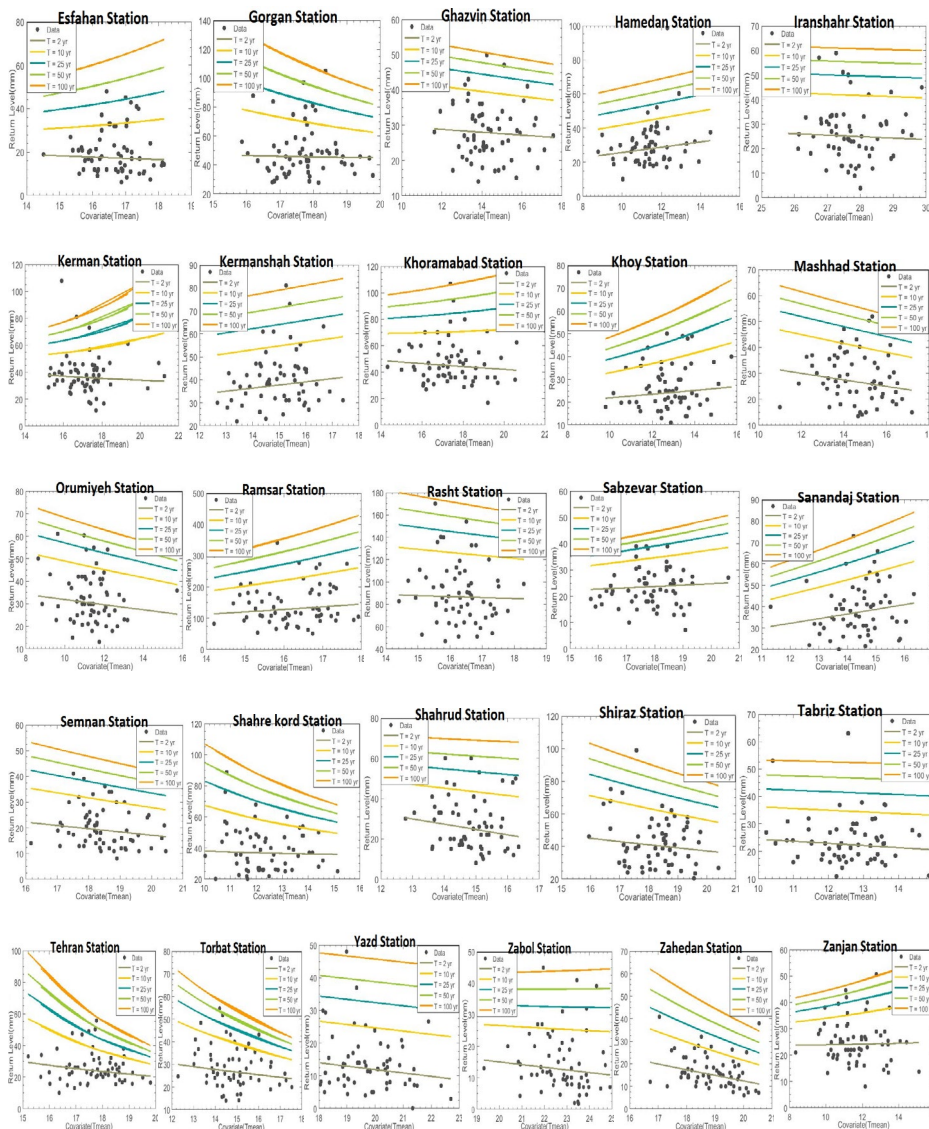
ایستگاه	Model	AIC	ایستگاه	Model	AIC	ایستگاه	Model	AIC
آبادان	ایستایی	۴۹۶۰۳	شاهرود	ایستایی	۵۱۰.۶	گرگان	ایستایی	۴۸۴.۶
	ناپستی	۴۹۹.۷		ناپستی	۵۱۳.۴		ناپستی	۴۸۵.۷
اهواز	ایستایی	۵۲۲.۴	شیراز	ایستایی	۵۱۳.۴	خرم آباد	ایستایی	۵۰۷.۱
	ناپستی	۵۲۸.۸		ناپستی	۵۱۴.۶		ناپستی	۵۰۹.۲
اراک	ایستایی	۵۰۱.۷	تبریز	ایستایی	۴۶۸.۰۶	همدان	ایستایی	۴۲۹.۷
	ناپستی	۵۰۲.۳		ناپستی	۴۷۱.۲		ناپستی	۴۳۲.۰۶
بابلسر	ایستایی	۶۰۰.۷	تهران	ایستایی	۴۹۸.۴	کرمان	ایستایی	۴۴۵.۲
	ناپستی	۶۰۰.۹		ناپستی	۵۰۰.۰۷		ناپستی	۴۴۴.۵
بم	ایستایی	۴۱۳.۹	یزد	ایستایی	۴۵۱.۱	خوی	ایستایی	۴۲۳.۶
	ناپستی	۴۱۷.۵		ناپستی	۴۵۳.۵		ناپستی	۴۲۴.۵
انزلی	ایستایی	۶۱۲.۰۹	زاهدان	ایستایی	۴۵۴.۳	مشهد	ایستایی	۴۱۴.۴
	ناپستی	۶۱۷.۲		ناپستی	۴۵۶.۸		ناپستی	۴۰۷.۹
بیرجند	ایستایی	۴۲۴.۴	زابل	ایستایی	۴۷۲.۵	ارومیه	ایستایی	۴۴۰.۸
	ناپستی	۴۲۴.۴		ناپستی	۴۷۵.۵		ناپستی	۴۴۱.۶
بندرعباس	ایستایی	۵۸۴.۲	زنجان	ایستایی	۶۷۹.۳	رامسر	ایستایی	۴۳۷.۸
	ناپستی	۵۸۸.۰۴		ناپستی	۶۸۳.۲		ناپستی	۴۴۰.۶
بوشهر	ایستایی	۵۷۳.۹	سمنان	ایستایی	۵۷۸.۴	رشت	ایستایی	۴۲۴.۹
	ناپستی	۵۷۳.۱		ناپستی	۵۸۱.۷		ناپستی	۴۲۶.۳
دزفول	ایستایی	۵۶۳.۰۸	ایران شهر	ایستایی	۴۳۰.۷	سبزوار	ایستایی	۴۸۱.۹
	ناپستی	۵۶۶.۳		ناپستی	۴۳۴.۸		ناپستی	۴۸۸.۰
اصفهان	ایستایی	۴۴۹.۵	کرمانشاه	ایستایی	۴۷۵.۸	سنندج	ایستایی	۴۷۱.۸
	ناپستی	۴۵۱.۰۶		ناپستی	۴۷۸.۴		ناپستی	۴۷۳.۹
قزوین	ایستایی	۴۳۳.۴		ایستایی	۴۹۶.۶	شهرکرد	ایستایی	۴۴۶.۹

۴۴۸.۳	ناایستایی	تریت حیدریه	۴۹۷.۹	ناایستایی	۴۳۷.۰۱	ناایستایی
-------	-----------	----------------	-------	-----------	--------	-----------



شکل ۷- درصد تغییرات شدت بارش های حدی در ارتباط با میانگین دمای سالانه در دوره بازگشت های ۱۰۰-۵۰-۲۵-۱۰-۲ سال





شکل ۸- نمودار شدت و فراوانی بارش های حدی در رابطه با میانگین دمای سالانه در دوره بازگشت های ۲، ۱۰، ۲۵، ۵۰ و ۱۰۰ سال در ایستگاههای مورد مطالعه (محور عمودی مقدار بارش به میلیمتر و محور افقی میانگین دمای سالانه)

### نتیجه گیری

افزایش شدت و فراوانی بارش های حدی در سال های اخیر، احتمال تاثیر تغییر اقلیم و افزایش دما بر ناپیوستایی و تغییر در فراوانی وقوع این بارش ها را افزایش می دهد. طبق ششمین گزارش IPCC افزایش دما و تغییر اقلیم بر الگوی بارندگی تاثیر گذار خواهد بود، به این صورت که در عرض های بالای جغرافیای افزایش و در مناطق جنب حاره کاهش خواهد داشت. افزایش دما و گرم شدن جو، احتمالا باعث افزایش رطوبت جو و فراهم شدن شرایط جهت افزایش بارش می شود. بنابراین دما بعنوان یک متغیر مهم در بررسی

ناپیوستایی بارش های حدی است (Romer et al. 2011).

در سال های اخیر، افزایش شدت و فراوانی بارش های حدی باعث شده تا فرضیه ناپیوستایی بودن این بارش ها در کشور تقویت شود. ناپیوستایی بارش های حدی می تواند تحت تاثیر عوامل مختلفی رخ دهد. در این مطالعه ناپیوستایی بارش های حدی با استفاده از متغیر دما مورد بررسی قرار گرفت، بدین منظور دوره بازگشت این بارش ها در رابطه با دمای حداکثر و میانگین دمای سالانه مورد محاسبه قرار گرفت. نتایج این تحقیق نشان داد، شدت و فراوانی بارش های حدی در کشور تحت تاثیر افزایش دما ناپیوستا است. این ناپیوستایی الگوی

- 3- Asakereh H. Masoodian S. A. Tarkarani F. 2021. Variation in the Spatial Factors Affecting Precipitation in Relation to the Decadal Changes of Annual Precipitation in Iran. *Geography and Environmental Planning*. Vol.32.No3.Pp.129-146.
- 4- Asakereh H. SeifiPour Z. 2014. Description of Spatial Structure of Annual Precipitation of Iran. *GeoRes*. Vol.28 (4) .Pp.15-30.
- 5- Alijani, B. O'Brien J. Yarnal B. 2008. Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran. *Theoretical and Applied climatology*. Vol.94.Pp. 107-124..
- 6- Cooley D. 2012. Return periods and return levels under climate change. In *Extremes in a changing climate: Detection, analysis and uncertainty*. Dordrecht: Springer Netherlands. Pp.97 -114.
- 7- Cheng L. AghaKouchak A. Gilleland E. Katz R W. 2014. Non-stationary extreme value analysis in a changing climate. *Climatic change*. No.127. Pp.353-369.
- 8- Cheng L. AghaKouchak A. 2014. Nonstationary precipitation intensity-duration-frequency curves for infrastructure design in a changing climate. *Scientific reports*4. No.1. pp. 70-93.
- 9- Coles S. 2001. Classical extreme value theory and models. An introduction to statistical modeling of extreme values. Pp. 45-73.
- 10- Gao M. Mo D. Wu X. 2016. Nonstationary modeling of extreme precipitation in China. *Atmospheric Research*. Vol.182. pp. 1-9.
- 11- Gao X. Guo M. Yang Z. Zhu Q. Xu Z. Gao K.. 2020. Temperature dependence of extreme precipitation over mainland China. *Journal of Hydrology*. Vol.583 .
- 12- Ghayur H A. masodian S A. 1996. An spatial analysis of elevation- precipitation model( case study;Iran). *Geographical Researches*. Vol.41.Pp.124-143.
- 13- Hamdi Y. Duluc C M. Rebour V. 2018. Temperature extremes: estimation of non-stationary return levels and associated uncertainties. *Atmosphere*9. NO. 4. P. 129.
- 14- Jenkinson A F. 1955. The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *QJ Roy. Meteor. Soc*. Vol.81.Pp.158-171.
- 15- Katz R W. Parlange M B. Naveau P. 2002. Statistics of extremes in hydrology. *Advances in water resources*. NO 8-12. PP. 1287-1304.
- 16- Katz R W. 2010. Statistics of extremes in climate change. *Climatic change*. No1. Pp.71-76.
- هماهنگ و یکسانی را در کشور نشان نمی‌دهد. موندال و میشرا به نتایج مشابهی در مورد بارش‌های حدی در هند و امریکا دست یافتند. از جنوب به شمال کشور، جز در چند ایستگاه محدود، با افزایش عرض جغرافیایی، همزمان با افزایش دما شدت و فراوانی بارش‌های حدی نیز افزایش پیدا می‌کند. این نتایج، تا حدودی با نتایج مطالعات (Utsumi et al.2011; Gao et al.2018; Maeda et al 2012) که کاهش و افزایش بارش‌های حدی همزمان با افزایش دما در عرض‌های پایین و بالا را نشان می‌دهند، همخوانی دارد. ناهمگونی مکانی در نایستایی بارش‌های حدی همزمان با افزایش دما می‌تواند تحت تاثیر عوامل مکانی در مقیاس محلی، مانند طول و عرض جغرافیایی، ارتفاع، میزان و جهت شیب باشد. در این رابطه عساکره و همکاران (۱۴۰۰)، غیور و مسعودیان (۱۳۷۵)، تغییرات مکانی بارش در ایران را به این عوامل مرتبط دانستند. نتایج نشان داد که، ارتباط قویتری بین دمای حداکثر و بارش‌های حدی، نسبت به دمای میانگین وجود دارد. با توجه به گرمایش جهانی و افزایش میانگین دما، افزایش بارش‌های حدی همزمان با افزایش میانگین دمای سالانه در کشور می‌تواند متاثر از اثرات تغییرات اقلیمی باشد، که موجب تغییر در دینامیک جو و عملکرد مکانیسم بارش و در نتیجه تغییر در میزان بارش می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که شدت و فراوانی بارش‌های حدی همزمان با افزایش دمای حداکثر در زمان وقوع این بارش‌ها، با افزایش عرض جغرافیایی افزایش می‌یابد. در رابطه با افزایش دمای میانگین سالانه، شدت و فراوانی بارش‌های حدی افزایش را بیشتر در جهت طول جغرافیایی (نیمه غربی) نشان می‌دهد.

## منابع

- 1- Afrousheh R. Rasouli A A. Mokhtari D. Jalali T. 2021. Analyzing the Sequence Distribution Behavior and Frequency of extreme Events in the Selected Stations in the West of Iran. Vol.74. No.21. pp.88.73.
- 2- Asakereh H. 2012. Frequency Distribution Change of Extreme precipitation in Zanjan City. *Geography and environmental planning* Vol.23. pp.51-63.

- Value Analysis. In AGU Fall Meeting Abstracts . pp. H52B-07.
- 29- Romero Y L. Bessembinder J. Van de Giesen N C. Van de Ven F H M. 2011. A relation between extreme daily precipitation and extreme short term precipitation. *Climatic change*. Vol. 106Pp. 393-405.
- 30- Salas J D. Obeysekera J. 2013. Return period and risk for nonstationary hydrologic extreme events. In *World Environmental and Water Resources Congress 2013* . pp. 1213-1223.
- 31- Sarhadi A. Soulis E D. 2017. Time-varying extreme precipitation intensity-duration-frequency curves in a changing climate. *Geophysical Research Letters*. Vol. 44. No.5. pp. 2454-2463.
- 32- Su, Q. Miao C. Qiao Y. Duan Q . 2017. The nonstationary impact of local temperature changes and ENSO on extreme precipitation at the global scale. *Climate Dynamics*. No. 49. pp. 4281-4292.
- 33- Tian Q. Li Z. Sun X . 2021. Frequency analysis of precipitation extremes under a changing climate: a case study in Heihe River basin, China. *Journal of Water and Climate Change*. Vol.12. No.3. pp. 772-786.
- 34- Thackeray C W. Hall A. Norris J. Chen D. 2022. Constraining the increased frequency of global precipitation extremes under warming . *Nature Climate Change*. Vol. 12.No.5. pp. 441-448.
- 35- Utsumi N. Seto S. Kanae S. Maeda E E. Oki T. 2011. Does higher surface temperature intensify extreme precipitation?. *Geophysical research letters*. Vol.38.
- 36- Vu T M. Mishra A K. 2019. Nonstationary frequency analysis of the recent extreme precipitation events in the United States. *Journal of Hydrology*. No. 575. Pp. 999-1010.
- 37- Zarrin A. Dadashi Roudbari A. 2022. Investigating Precipitation Return Period and its Probability of Occurrence in Iran based on Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP). *Journal of Geography and Environmental Hazards*. Vol. 10.No.4. pp.209-227.
- 17- Kendall M G. 1938. A new measure of rank correlation. *Biometrika*. Vol.30.No.1/2.pp. 81-93.
- 18- Khaliq M N. Ouarda T B. Ondo. J C. Gachon P. Bobée B. 2006. Frequency analysis of a sequence of dependent and/or non-stationary hydro-meteorological observations. A review. *Journal of hydrology*. Vol.329. No.3-4. Pp.534-552.
- 19- IPCC. 2021: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis . Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte V P. Zhai A. Pirani S L. Connors C. Péan S. Berger N. Caud Y. Chen L. Goldfarb M I. Gomis M. Huang K. Leitzell E. Lonnoy J B R. Matthews T K. Maycock T. Waterfield O. Yelekçi R. Yu. Zhou. Cambridge University Press. Cambridge. United Kingdom and New York. NY. USA. In press. doi:10.1017/9781009157896.
- 20- Mozafari G. Shfiei S. 2017. Temporal-Spatial Analysis of Precipitation Days Frequency Trend of Western Iran Regions. *Territory*. Vol.13. No.52. pp. 77-94.
- 21- Mann H B. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica Journal of the econometric society*. pp. 245-259.
- 22- Maeda E E. Utsumi N. Oki T. 2012. Decreasing precipitation extremes at higher temperatures in tropical regions. *Natural Hazards*. Vol. 64. Pp. 935-941.
- 23- Mondal A. Mujumdar P P. 2015. Modeling non-stationarity in intensity, duration and frequency of extreme precipitation over India. *Journal of Hydrology*. Vol. 521.pp.217-231.
- 24- masodian S. 2009. Precipitation Regions of Iran. *Geography and Development*. Vol.7(13). Pp. 79-91. doi: 10.22111/gdij.2009.1230
- 25- Obeysekera J. Salas J D. 2014. Quantifying the uncertainty of design floods under nonstationary conditions. *Journal of Hydrologic Engineering*. Vol.19. No.7. pp.1438-1446.
- 26- Oji R. Ghafarian P. Identification and Estimation of Extreme Precipitations of Southern Coast of the Caspian Sea Using Extreme Value Analysis Theory. *Journal title 2018*. Vol. 9. No.34. pp.39-48.
- 27- Oruc S. 2021. Non-stationary investigation of extreme precipitation. *Civ Eng J*. Vol19. No.7. pp.1620-1633.
- 28- Ragno E. Cheng L. Sadegh M. AghaKouchak A. 2017. A Generalized Framework for Non-Stationary Extreme