

## واکوی تغییرات مقدار، فراوانی، و شدت بارش سالانه ناحیه خزری طی دوره آماری ۱۹۶۶-۲۰۱۶

حسین عساکره\* - استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران  
نسرین ورناصری قندعلی - دانشجوی دکتری تغییرات آب و هوایی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۸/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۲/۲۷

### چکیده

بارش یکی از عناصر و فرایندهای اصلی اقلیم هر منطقه است که در برنامه‌ریزی‌های شهری و روستایی، مکان‌یابی صنعتی، معماری، کشاورزی، صنایع، و ... نقش تعیین‌کننده دارد. از این رو، در تحقیق حاضر تلاش شده است تا مقدار، فراوانی، و شدت بارش‌های سالانه ناحیه خزری ارزیابی شود. بدین منظور، از داده‌های روزانه ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی، و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازه زمانی ۱۹۶۶-۲۰۱۶ استفاده شده است. با برآزش مدل رگرسیون خطی به روش پارامتری، روند مقدار، فراوانی، و شدت بارش سالانه بررسی شد. نتایج حاصل از این پژوهش که در دیگر مطالعات مشهود نبوده است بیانگر این است که میانگین بارش سالانه و فراوانی آن به ترتیب در ۶۱/۴ درصد و ۴۷/۱ درصد از پهنه دارای روند افزایشی است. شدت بارش سالانه در همه پهنه دارای رفتار ایستاست. روند ضریب تغییرات میانگین بارش سالانه نشان داد که گستره تحت حاکمیت روند ایستا بیشتر است؛ به طوری که در همه خط ساحلی و بخش‌هایی از ارتفاعات البرز توزیع بارش در گذر زمان در طی فصل‌های مختلف سال تغییری نکرده است. بخش‌های شرقی ناحیه، ارتفاعات البرز (جنوب دریای خزر)، بخش‌هایی از ارتفاعات البرز غربی، و بخش بسیار کوچکی از غرب ناحیه روند کاهشی در ضریب تغییرات میانگین بارش سالانه دیده می‌شود.

واژگان کلیدی: تغییرات آب و هوایی، روند تغییرات بارش، مشخصات بارش، ناحیه خزری.

### مقدمه

بارش از عناصر و فرایندهای اقلیمی پیچیده در زمان و مکان است. در این زمینه عوامل مؤثر بر بارش را می‌توان به عوامل محلی، منطقه‌ای، و جهانی طبقه‌بندی کرد. مثلاً، در مقیاس محلی، مناطق کوهستانی و دشتی تأثیر متفاوت و طی فصول مختلف نقش متنوعی بر میزان و نوع بارش بجا می‌نهند (فانگ و همکاران، ۲۰۱۶: ۵۹-۶۹). در مقیاس منطقه‌ای، نظیر برخی نواحی آسیایی، که تحت تأثیر موسمی‌ها هستند، ناهنجاری دمای هوا به دلیل ناهنجاری‌های موسمی زمستان آسیا در وردسپهر زیرین بر میزان بارش تأثیر می‌گذارد (ایکسنگن و یاکینگ، ۲۰۱۱: ۲۵۰-۲۶۲). در مقیاس جهانی، برای مثال، بسیاری از دانشمندان بارش را تحت تأثیر فرایندهای پیوند از دور نظیر نوسانات مادن جولیان و نوسان جنوبی-ال‌نینو (اندرو و همکاران، ۲۰۱۲: ۷۵۰۹-۷۵۲۶؛ شی و همکاران، ۲۰۱۸: ۱۳۴۱-۱۳۶۸)، یا نوسانات اطلس شمالی (فریری و همکاران، ۲۰۱۳: ۴۷۹-۴۹۴) می‌دانند.

بنا به همه دلایلی که در بالا برای ما روشن است و نیز براساس دلایل احتمالی که بر ما کاملاً روشن نیست، بارش از الگوی زمانی و مکانی آشفته‌ای برخوردار است (تان و همکاران، ۲۰۱۸: ۱-۲). این آشفتگی را می‌توان در مطالعات بسیاری (برای مثال، یانگین و همکاران، ۲۰۱۶: ۶۷۳-۶۹۳؛ لان و همکاران، ۲۰۱۲: ۹۸۹-۱۰۰۱) ردیابی کرد. یکی از نمودهای آشفتگی رفتار بارش در روند تغییرات بلندمدت آن مشهود است. برای مثال، همه حوضه‌های رودخانه‌ای حتی در یک کشور نظیر کشور چین، روند یکسانی از بارش را تجربه نکرده‌اند. در برخی حوضه‌های رودخانه‌ای نظیر حوضه رودخانه «هائه»<sup>۱</sup> روند کاهشی (جین‌تینگ و همکاران، ۲۰۱۰: ۲۴۸-۲۶۰) و در حوضه «هگزی»<sup>۲</sup> روند افزایشی (ژو‌جنگ و همکاران، ۲۰۱۳: ۶۵۳-۶۶۷) ولی در ارتفاعات «یوننان»<sup>۳</sup> چین روند بارش ایستا بوده است (هوی و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۱۰۷-۱۱۲۲).

هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم<sup>۴</sup> (۲۰۰۷) افزایش دمای کره زمین را ۰/۲ درجه سلسیوس در هر دهه گزارش کرده است. برخی (برای مثال، ژانگ و همکاران، ۲۰۰۸: ۲۱۶) بر این باورند که گرمایش جهانی تغییر میزان و پراکنش بارندگی را در پی خواهد شد. بارش، به‌عنوان یکی از عناصر بنیادی اقلیم، به‌ویژه طی قرن بیستم، در عرض‌های میانه و بالای نیم‌کره شمالی در حدود ۰/۱ درصد افزایش یافته است. از طرف دیگر، در خشکی‌های جنب حاره (عرض‌های ۳۰-۱۰ درجه شمالی) روند بارش در حدود ۰/۳ درصد کاهش یافته است (برای مثال، رجوع کنید به نونز و لورنسو، ۲۰۱۵: ۷۸۴-۸۰۰). در نواحی حاره، افزایش نسبی بارش در حدود ۰/۲ تا ۰/۳ درصد بوده (ماسمن و همکاران، ۲۰۰۴: ۴۴) و در حوضه مدیترانه بعد از دهه ۱۹۵۰ روند بارش منفی بوده است. باوجوداین، هیچ‌گونه تغییری در بارش نیم‌کره جنوبی دیده نمی‌شود (ونچرا و همکاران، ۲۰۰۲: ۲۰۴). به‌دلیل این تنوع مکانی در تغییرات بارش، تغییرات ناحیه‌ای آن در معرض توجه اقلیم‌شناسان به‌ویژه به‌منظور کشف الگوهای مکانی آن بوده است. ناحیه خزری به‌عنوان ناحیه بارشی ویژه در ایران از لحاظ تغییر الگوی زمانی- مکانی بارشی شایان مطالعه عمیق و دقیق است.

در سواحل جنوبی دریای خزر بارش، به‌عنوان مهم‌ترین عنصر اقلیمی و پدیده جوی، از توزیع زمانی و مکانی پیچیده‌ای برخوردار است. موقعیت جغرافیایی منحصربه‌فرد این منطقه، به‌ویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، استقرار رشته‌کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده همراه با جابه‌جایی مداوم پشته‌ها و ناهه‌های امواج غربی بر روی منطقه، بروز چنین پیچیدگی را در ساختار بارش منطقه‌ای در پی داشته است (جانباز قبادی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲۳). بیشتر بارش‌های ناحیه خزری در توالی‌های دو و سه‌روزه رخ می‌دهند که نشان‌دهنده پوشی بودن عوامل مرتبط با بارش‌های مزبور است. سامانه‌های همدیدی توأم با این بارش‌ها پُرفشارهای پوشی غربی هستند که غالباً در ماه اکتبر وارد منطقه می‌شوند (علیجان و همکاران، ۱۳۸۶: ۳۷-۵۲).

یکی از ویژگی‌های مهم بارش ناحیه خزری، بارش‌های فرین و نیز شدت، مدت، و فراوانی این بارش‌ها و بارش‌های بهنجار است. بارش‌های شدید و فرین پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر با استقرار مرکز پُرفشاری بر غرب دریای خزر و وجود تاوایی منفی روی دریا در ترازهای زیرین جو همراه با جریان‌های شدید و غالب شمالی- جنوبی است (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۱-۱۵۴). علاوه‌براین، در الگوهای سطح زمین تقابل یک مرکز پُرفشار نسبتاً قوی در سمت غرب یا شمال غرب و مرکز کم‌فشاری در مرزهای شرقی ایران در تکوین بارش‌های فرین مؤثر بوده‌اند (باعقیده و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۱۳-۱۲۴). عموماً در رخدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر شانزده الگوی اصلی تشخیص

1. Haihe

2. Hexi

3. Yunnan

4. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)

داده شده است. به‌طور کلی، پُرفشار اروپایی سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌های همرفت و پُرفشار آسیایی یا سیبری سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌های غیر همرفت را به‌وجود می‌آورند (نوری و ایلدرمی، ۱۳۹۱: ۱۲۱-۱۳۷). علاوه‌براین، می‌توان از تغییرات فشار تراز دریا در منطقه دریای سیاه به‌منزله یک شاخص مناسب برای تبیین تغییرات زمانی- مکانی بارش در سواحل جنوبی دریای خزر استفاده کرد (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۴۰-۱۷۶). پُرفشار دریای سیاه همراه دو فرود عمیق بر روی شرق مدیترانه و شمال غربی دریای خزر ریزش‌های جوی را همراهی می‌کرده است (حلییان و همکاران، ۱۳۹۵: ۳۷-۵۷). علاوه‌براین، برخی نمایه‌های اقلیمی نظیر نمایه الگوی دریای شمال- خزر (NCPI)<sup>۱</sup> و نمایه نوسانات افریقای مرکزی- دریای خزر (CACO)<sup>۲</sup> با بارش‌های فراگیر پاییزه، سواحل خزر جنوبی ارتباط داشته است. در این رابطه یک پُرفشار بر بالای خزر یا زبانه پُرفشار بر روی خزر کشیده شده است که موجب ایجاد جریان‌ها به‌صورت شمالی می‌شود و به‌دلیل سردی خود در برخورد با دریای نسبتاً گرم به‌تدریج در حال حرکت به‌سمت جنوب رطوبت جذب می‌کند و ناپایدار می‌شود (سلیقه و همکاران، ۱۳۹۵: ۲۱۷-۲۳۸). باوجوداین، بسامدهای بارش در همه سواحل خزر یکسان، همسان، و هم‌زمان نیست. ازاین‌رو، بررسی توزیع احتمال بارش حتی در یک ناحیه (نظیر استان گلستان) از تنوع مکانی حکایت دارد (عساکره و مازینی، ۱۳۸۹: ۵۱-۵۵). بدین دلیل، بررسی پراکندگی مکانی و زمانی بارش، براساس نمایه یکنواختی بارش، تنوع مکانی قابل تفکیکی ارائه داده است (مفاخری و همکاران، ۱۳۹۶: ۱۹۱-۲۰۵).

یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های بارش در ناحیه خزری و حتی در همه ایران زمین روند تغییرات آن است. بررسی روند تغییرات بارش‌های سالانه و فصلی ایران حاکی از کاهش روند بارش در غرب، شمال غرب، و شرق ایران است (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۱: ۲۳-۴۲). تغییرات فصلی و به‌ویژه تراکم بارش نیم قرن اخیر ایران نشان داد که ایران را می‌توان به سه ناحیه (از نظر الگوی پراکندگی بارش) تقسیم کرد: مناطق شمالی و حاشیه دریای خزر با تراکم و الگوی متوسط بارش، نواحی مرکزی ایران با الگوی بی‌نظم در بارش‌ها، و مناطق جنوبی ایران و حاشیه دریای عمان و خلیج فارس که الگوی به‌شدت بی‌نظمی در بارش‌ها دارند (ناظری تهرودی و همکاران، ۱۳۹۵: ۱۱۱-۱۲۳). واکاوی روند تغییرات بارش ناحیه خزری نشان می‌دهد که روند بارش فصلی و سالانه منفی بوده است (نساجی زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹-۷۵۲). این وضعیت در بخش‌هایی از این ناحیه مثلاً بارش سالانه و تابستانه استان گلستان نیز تأیید شده است، اما در بیشتر ایستگاه‌ها فاقد روند (ایستا) بوده است. همچنین، تعداد روزهای بارش سنگین روندی افزایشی داشته است (اکبری و نودهی، ۱۳۹۴: ۱۴۱-۱۵۰).

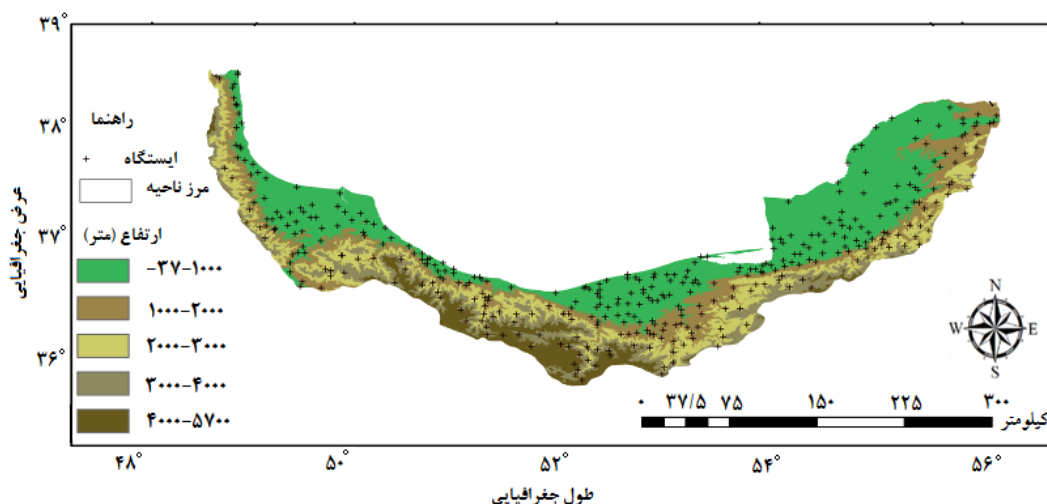
استان‌های واقع در سواحل جنوبی دریای خزر از قطب‌های کشاورزی کشور محسوب می‌شوند و بروز هرگونه ناهنجاری در وقوع بارش به‌طور مستقیم اقتصاد این منطقه پُرجمیت و نیز کل کشور را متأثر می‌کند (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۴۳). بنابراین، مطالعه و شناخت بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر در زمینه‌های پیش‌بینی و تخمین منابع آب، مدیریت منابع آب و مطالعات بنیادی در برنامه‌های توسعه برای کشوری که دچار کمبود آب و نامناسب بودن توزیع مکانی و زمانی بارش است ضروری به‌نظر می‌رسد (علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶: ۳۹-۴۰). به‌طور کلی، نتایج پژوهش‌های انجام‌گرفته در ناحیه خزری بیانگر این نکته است که در وقوع بارش‌های شدید این ناحیه سامانه‌های همدید از جمله پُرفشار سیبری، پُرفشار دریای سیاه، و ... مؤثرند. همچنین، به‌نظر می‌رسد روند بارش ناحیه خزری با الگوهای مختلف در مکان‌های متفاوت بیانگر این است که بارش فصلی و سالانه دارای رفتار کاهشی بوده است.

1. North Sea Caspian Pattern Index  
2. Central African -Caspian Oscillation

با توجه به این مطالب، هدف از این پژوهش شناسایی تغییرات مکانی و زمانی مقدار، فراوانی، و شدت بارش ناحیه خزری است. تنوع تغییرات زمانی- مکانی بارش این بخش از کشور در بسیاری از پدیده‌های اقلیمی و محیطی (مانند رواناب، سیلاب، دمای هوا، رطوبت هوا) و همچنین در بسیاری از فعالیت‌های بشر (مانند کشاورزی و نوع مسکن) اثر دارد. از طرفی دیگر، نیاز روزافزون به شناخت ویژگی‌های اقلیمی آن از ضروریات زندگی بشر امروز است. علاوه بر این، پژوهش‌های پیشین در این بخش از کشور عمدتاً درباره یکی از ویژگی‌های بارش مطالعه کرده‌اند، اما در پژوهش حاضر تلاش شده سه ویژگی (مقدار، فراوانی، و شدت) بارش واکاوی شود.

## مواد و روش‌ها

به منظور بررسی مقدار، فراوانی، و شدت بارش روزانه، داده‌های روزانه بارش ۳۸۵ ایستگاه (ایستگاه‌های همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور، و باران‌سنجی وزارت نیرو) در ناحیه خزری برای بازه زمانی ۱۹۶۶-۲۰۱۶ (۵۱ سال) استفاده شده است (شکل ۱).



شکل ۱. مشخصات ارتفاعی و موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در پژوهش حاضر

برای اجرای فرایند پژوهش چهار مرحله تنظیم پایگاه داده‌ای، تعیین مشخصات عمومی بارش و روند آن‌ها، تعیین ضریب تغییرات بارش و روند آن، و سپس تحلیل روابط انجام گرفت. این مراحل در ذیل بیان شده‌اند:

- در گام نخست، به دلیل یکسان نبودن طول دوره آماری ایستگاه‌ها و عدم پراکندگی یکنواخت آن‌ها و به منظور تبدیل داده‌های نقطه‌ای به مقادیر پهنه‌ای، از شگرد میان‌یابی با روش کریجینگ<sup>۱</sup> (به دلیل دقت بیشتر و کمینه خطا نسبت به سایر روش‌های میان‌یابی) استفاده شد (برای بحثی مشابه، مراجعه کنید به عساکره، ۱۳۸۷: ۲۵). بدین ترتیب، طول زمان و توزیع مکانی مشاهدات یکنواخت شد. برای اجرای فرایند میان‌یابی، از ۳۸۵ ایستگاه، که طول دوره آماری طولانی داشتند، استفاده شد (شکل ۱). همچنین، همگنی آن‌ها به وسیله آزمون (الکساندرسون، ۱۹۸۶: ۶۶۱) ارزیابی و تأیید شد. حاصل فرایند میان‌یابی داده‌های بارش روزانه ماتریسی با ابعاد  $6479 \times 18628$  (سطرها یاخته و ستون‌ها

1. Kriging

روزهای بارش) که پوشش ناحیه با یاخته‌هایی با تفکیک مکانی  $3 \times 3$  کیلومتر را شکل داد. نکته شایان ذکر این است که سیستم مختصات استفاده شده در این پژوهش لامبرت هم‌شکل است.

۲. در مرحله بعد مشخصات عمومی بارش (شامل میانگین بارش، میانگین شمار روزهای توأم با بارش بیش از ۱ میلی‌متر، و میانگین شدت بارش سالانه)، ضریب تغییرات، و روند آن‌ها برآورد شد. در این پژوهش میانگین شدت بارش سالانه بر روی هر یاخته حاصل نسبت میانگین بارش هر یاخته به میانگین فراوانی بارش بر روی همان یاخته است. نکته شایان ذکر این است که علت تعیین شمار روزهای توأم با بارش بیش از یک میلی‌متر این است که سازمان جهانی هواشناسی بیان کرده است که روز بارانی روزی است که بارش آن یک میلی‌متر و بیشتر باشد.

روند براساس روش‌های پارامتری معرفی شده توسط عساکره (۱۳۸۶: ۱۰-۱۱) برآورد شد. بدین ترتیب، معادله خط رگرسیون برای هریک از فراسنج‌های مورد بررسی برآورد و شیب خط براساس کمینه مربعات خطا محاسبه و ارزیابی شد. اندیشه اصلی در برآورد خط رگرسیون برازش خط مستقیم از میان سری زمانی است؛ به طوری که مجموع مربع مانده‌ها کمینه شود. برآورد کمترین مربعات ضرایب رگرسیون عبارت است از (جانسون و بهات تاچریا، ۲۰۰۶: ۱۵۵):

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2} \quad (1)$$

$$a = \bar{y} - b\bar{t} \quad (2)$$

در اینجا  $\bar{t}$  و  $\bar{y}$  به ترتیب میانگین زمان و متغیر اقلیمی است. معنادار بودن  $b$  را می‌توان براساس فرض صفر  $(H_0: \beta = 0)$  به صورت زیر آزمون کرد:

$$t = \frac{b}{SE(b)} \quad (3)$$

در اینجا  $SE(b)$  انحراف استاندارد  $b$  است که به صورت زیر حساب می‌شود:

$$SE(b) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - a - b)^2}{(n-2) \sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2}} = \sqrt{\frac{12 \sum_{i=1}^n (y_i - a - b)^2}{(n-2)n(n^2-1)}} \quad (4)$$

۳. به منظور نمایش و واکاوای تغییرات بارش، ضریب تغییرات (CV)<sup>۱</sup> بارش ناحیه خزری انحراف معیار ماه به ماه نسبت به میانگین درازمدت ماه به ماه برای هریک از یاخته‌های نقشه محاسبه شد. این نمایه تصویری از میزان پایستگی بارش ماه به ماه به دست می‌دهد. ضریب تغییرات کم معرف پایداری و توزیع زمانی بیشتر است؛ در حالی که ضریب تغییرات بالا بیانگر تمرکز بارش در یک محدوده زمانی کوتاه است.

۴. برای بررسی رابطه فراسنج‌های مورد استفاده در این پژوهش با عوامل مکانی (طول، عرض جغرافیایی، و ارتفاع) از همبستگی پیرسون استفاده شد. می‌توان گفت که رابطه‌سنجی برای یافتن روابط موجود میان فراسنج‌های مورد نظر و عوامل مکانی انجام می‌شود. بدین جهت که مشخص شود کدام عامل مکانی بر فراسنج‌های مورد نظر بیشترین و کمترین تأثیر را دارد.

1. Coefficient of variation

همبستگی پیرسون به روش زیر محاسبه می‌شود (عساکره، ۱۳۹۰: ۱۸۸):

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (5)$$

نتیجه رابطه ۵، بین +۱ و -۱ است. ضریب ۱ بیانگر همبستگی کامل و مثبت و -۱ بیانگر همبستگی کامل و منفی بین دو متغیر است. اگر رابطه بین متغیرها وجود داشته باشد، اما کامل نباشد، ضریب همبستگی بین +۱ و -۱ خواهد بود. در صورتی که نتیجه حاصل صفر باشد، هیچ‌گونه رابطه‌ای بین متغیرها وجود ندارد.

## یافته‌های پژوهش

### الف) مشخصات سالانه بارش

مشخصات عمومی بارش و روند آن‌ها در شکل ۲ و جدول ۱ ارائه شده است. در زیر یافته‌های حاصل از بررسی شکل و جدول ارائه شده است:

### مجموع بارش سالانه

میانگین مکانی بارش در شکل ۲- الف به صورت خطوط هم‌مقدار و روند بلندمدت به شکل پس‌زمینه خاکستری ارائه شده است: میانگین بارش سالانه در ناحیه خزری طی دوره آماری مورد بررسی بین ۲۰۰ تا ۲۵۰۰ میلی‌متر در نوسان است. کمینه میانگین بارش (۲۰۰ میلی‌متر) در بخش‌های شرقی ناحیه و بیشینه آن (۲۵۰۰ میلی‌متر) در جنوب‌غربی دریای خزر است. میانگین بارش سالانه در خط ساحل به‌ویژه در جنوب غربی دریای خزر بیشتر است و با دورشدن از ساحل کاهش می‌یابد. علیجانی (۱۳۸۷: ۱۳۳)، مفیدی و همکاران (۱۳۹۳: ۱۴۰-۱۷۶) و سلیقه و همکاران (۱۳۹۵: ۲۱۷) بر آن‌اند که در بخش‌های جنوب غربی، علاوه بر ورود بادهای غربی و چرخندهای مدیترانه، بادهای شرقی و شمال شرقی نیز پس از عبور مسیری طولانی از روی دریای خزر، در این ناحیه (و به‌ویژه انزلی) سازوکارهای بارش را مهیا می‌کنند، اما این شرایط به طرف شرق دریای خزر کمتر می‌شود. در واقع، میانگین بارش از مرکز بیشینه آن به طرف شرق ناحیه و ارتفاعات البرز کاسته می‌شود. در این بخش از کشور، با افزایش ارتفاع تا حد معین از مقدار بارش کاسته می‌شود (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۲۷). به طوری که در بخش‌های شرقی ناحیه میانگین بارش سالانه بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌متر و در ارتفاعات البرز (جنوب دریای خزر) بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ میلی‌متر در تغییر است.

می‌توان دید که میانگین بارش سالانه حدود ۳۲٫۶ درصد از پهنه روند کاهشی (۱۰ تا ۲۰ میلی‌متر در سال) و حدود ۱٫۴ درصد از پهنه روند افزایشی (۱۰ تا ۴۰ میلی‌متر در سال) را تجربه کرده است. در حالی که یافته‌های مسعودیان (۱۳۹۰: ۱۴۳) حاکی از این است که طی نیم سده گذشته بارش کشور حدود ۱۰ درصد افزایش یافته است. بیشینه مقدار روند افزایشی در جنوب غربی دریای خزر (به طور متوسط بیش از ۳۰ میلی‌متر در سال) رخ داده است. این امر بیانگر تقویت سامانه‌های باران‌زای مؤثر بر این بخش از ناحیه خزری است. عمده روند کاهشی در بخش‌هایی از شرق استان مازندران (به طور متوسط ۲۰ میلی‌متر در سال) دیده می‌شود. این سیر کاهشی گویای تباین سازوکارهای باران‌زایی در دو بخش شرقی و غربی ناحیه خزری است. برای مثال، گسترش پرفشار سیبری از یک سو و همچنین گسترش جنوب‌سوی کم‌فشار ایسلند از سامانه‌های اثرگذار در بخش‌های غربی ناحیه است (فرید مجتهدی و همکاران، ۱۳۹۶: ۶۹؛ مسعودیان، ۱۳۹۰: ۲۲؛ قشقای، ۱۳۷۵: ۷۳-۷۴). همچنین، گسترش پرفشار دریای سیاه و کم‌فشار مدیترانه‌ای (حلبیان و همکاران،

۱۳۹۵: ۳۷؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶: ۴۷) عوامل مؤثر بر بارش بخش‌های شرقی ناحیه است. درعین حال، برخی محققان نقش جبهه‌های سرد چرخندهای برون‌حاره را در وقوع بارش‌های سواحل جنوبی خزر تشریح کرده‌اند (مرادی، ۱۳۸۳: ۷۷). درحالی‌که برخی پژوهشگران وقوع بارش‌های شدید پاییزه در ناحیه خزری را ناشی از وقوع همرفت دانسته‌اند (علیجانی، ۱۳۷۲: ۸۵).

بخش‌هایی از نواحی کم‌باران (نظیر شرق ناحیه و ارتفاعات البرز در جنوب دریای خزر) با روند افزایشی (به‌طور متوسط ۲ تا ۶ میلی‌متر در سال) مواجه بوده است. حدوداً، ۶ درصد از پهنه ناحیه خزری روند عمومی بارش ایستایی را نشان می‌دهد. نکته شایان توجه انطباق این روند ایستا با مسیر رودخانه‌های عمده و بعضاً ستیغ‌های البرز است. به‌طور کلی، می‌توان گفت که بخش‌هایی از خط ساحلی، شرق ناحیه، و نقاط مرتفع ناحیه خزری عمدتاً دارای روند افزایشی در میزان بارش است. نتایج حاصل از این پژوهش با تحقیقات برخی پژوهشگران از جمله ناظری تهرودی (۱۳۹۵: ۶۴۳)، در خط ساحلی و بخش‌هایی از جنوب دریای خزر (استان مازندران)، رسولی و همکاران (۱۳۹۲: ۲۱۵) در بخش‌هایی از نقاط مرتفع و جنوب دریای خزر (استان مازندران) همخوانی دارد و در سایر نقاط این همخوانی دیده نمی‌شود. این اختلاف ممکن است ناشی از تفاوت طول آماری و اختلاف روش‌های استفاده‌شده در این پژوهش و پژوهش‌های پیشین باشد. همچنین، نتایج پژوهش فرسادنیا و همکاران (۱۳۹۱: ۶۰) در بخش‌هایی از جنوب دریای خزر (استان مازندران) با پژوهش حاضر همخوانی دارد. بخش‌هایی از نواحی جلگه‌ای و دورتر از خط ساحلی دارای روند کاهشی در میانگین بارش سالانه است.

### شمار روزهای بارانی

شکل ۲- ب میانگین شمار روزهای توأم با بارش بیش از ۱ میلی‌متر (خطوط هم‌مقدار) و روند بلندمدت آن (پس‌زمینه خاکستری) در ناحیه خزری را نشان می‌دهد:

میانگین شمار روزهای بارانی در این ناحیه بین ۳۰ تا ۱۸۰ روز در نوسان است. بیشینه آن (به‌طور متوسط ۱۸۰ روز در سال) در بخشی از ساحل غربی و جنوب دریای خزر (بندر انزلی) است. در امتداد خط ساحل، شمار روزهای بارانی از مرکز بیشینه تالاب انزلی به دو طرف کاهش می‌یابد. در جهت نصف‌النهاری نیز از خط ساحلی به طرف ارتفاعات البرز کاهش می‌یابد. مسعودیان (۱۳۹۰: ۱۳۷) بر آن است که فراوانی روزهای توأم با بارش در این ناحیه حاصل گسترش جریان‌های غربی در این مناطق است. براساس بحث گفته‌شده در بالا و شکل ۲- الف، شایان توجه است انطباق نواحی پُربارش ناحیه خزری با نواحی توأم با بیشینه شمار روزهای توأم با بارش است. کمینه روزهای توأم با بارش در بخش‌های شرقی ناحیه (به‌طور متوسط بین ۳۰ تا ۵۰ روز) است. در ارتفاعات البرز شمار این روزها افزون‌تر (به‌طور متوسط ۷۰ تا ۱۱۰ روز) است. خوشحال دستجردی (۱۳۷۶: ۱۱۵، ۴۶۸) این ویژگی را به صعود کوهساری<sup>۱</sup> هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز نسبت می‌دهد.

روند شمار روزهای بارانی نشان می‌دهد که گستره زیر پوشش روند منفی کمتر از پهنه توأم با روند افزایشی است. به‌گونه‌ای که تنها ۳/۱ درصد از ناحیه خزری دارای روند کاهشی (به‌طور متوسط ۵ تا ۱۰ روز در ده سال) است که در بخش‌هایی از شرق استان مازندران، غرب استان گرگان، و بخش کوچکی از ارتفاعات البرز (جنوب دریای خزر) دیده می‌شود. روند افزایشی (به‌طور متوسط بین ۵ تا ۳۰ روز در ده سال) ۴۷/۱ درصد از پهنه را شامل می‌شود. بیشترین مقدار

روند افزایشی روزهای توأم با بارش در جنوب‌غربی دریای خزر و بخش‌هایی از ارتفاعات البرز (جنوب دریای خزر) رخ داده است. به‌طوری‌که متوسط شمار روزهای بارانی در این مناطق در هر ده سال بین ۲۰ تا ۳۰ روز در تغییر است. به‌نظر می‌رسد که در بخش کوچکی از خط ساحلی، مناطق مرتفع، و شرق ناحیه دارای روند افزایشی در شمار روزهای بارانی است. از این‌گونه رخدادها در بسیاری نواحی نظیر چمنزارهای کانادا (آکی‌نرمی و همکاران، ۱۹۹۸: ۲۱۷۷) مشاهده شده است. نتایج یافته‌های پژوهش حاضر در این بخش با تحقیقات برخی پژوهشگران از جمله کتیرایی و همکاران (۱۳۸۶: ۷۳) در بخشی از خط ساحلی (بندر انزلی) همخوانی دارد. بخش کوچکی از نواحی جلگه‌ای دارای روند کاهشی در شمار روزهای توأم با بارش است. یافته‌های برخی پژوهشگران از جمله مسعودیان و همکاران (۱۳۸۹: ۸۷) برای ایران با این پژوهش هماهنگی دارد. نکته قابل توجه این است که به لحاظ مکانی نظمی که در گستردگی روند میانگین بارش سالانه دیده می‌شود در شمار روزهای توأم با بارش کاسته می‌شود.

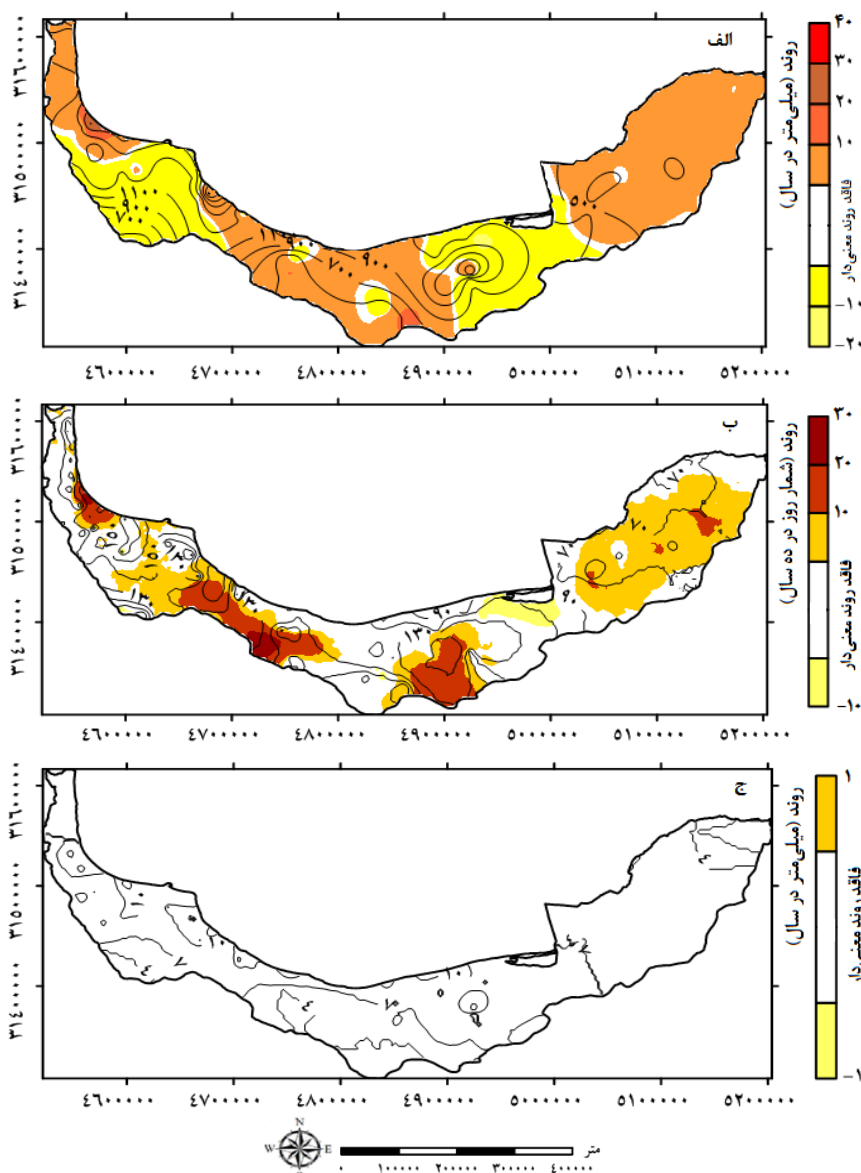
به‌طور کلی، می‌توان گفت که نواحی پُرباران (ساحل غربی و جنوب غربی) با افزایش شمار روزهای بارانی مواجه بوده است. بنابراین، بارش زیاد در زمان بیشتری رخ داده است. همچنین، نواحی کم‌باران (شرق ناحیه و بخشی از نقاط مرتفع) با افزایش شمار روزهای بارانی مواجه بوده‌اند. در نتیجه، بارش کم در زمان بیشتری از سال توزیع شده است.

### شدت بارش

شکل ۲- ج میانگین شدت بارش (خطوط هم‌مقدار) و روند بلندمدت آن (پس‌زمینه خاکستری) را نشان می‌دهد. میانگین شدت بارش سالانه در ناحیه خزری بین ۱ تا ۱۵ میلی‌متر در نوسان است. بیشینه آن در ساحل غربی و جنوب غربی دریای خزر (حدود ۱۵ میلی‌متر در روز) است. کمینه آن در بخش‌های شرقی و ارتفاعات البرز (۱ تا ۴ میلی‌متر در روز) دیده می‌شود. نکته قابل ذکر کاهش میانگین شدت بارش سالانه از غرب به شرق و از خط ساحلی به سمت ارتفاعات است. شکل ۲- ب نشان می‌دهد که متوسط شمار روزهای بارانی به سمت شرق ناحیه و ارتفاعات البرز کاسته می‌شود همچنین، شکل ۲- الف گویای کاهش مقدار بارندگی است. بنابراین، کاهش شدت بارندگی به سمت بخش‌های شرقی متأثر از کاهش میزان بارش و روزهای توأم با بارش است.

به‌رغم تغییرات قابل توجه در میزان بارش و روزهای توأم با بارش، متوسط شدت بارش فاقد روند معنی‌دار است. از آنجا که در ساحل غربی، بخش‌های از شرق، و نواحی مرتفع مقدار بارش و شمار روزهای توأم با بارش با آهنگ یکسان تغییر کرده و در سایر نقاط پهنه در شمار روزهای بارانی تغییری رخ نداده، می‌توان گفت شدت بارش این بخش از کشور تغییری نکرده است. نتایج این بخش با نتایج پژوهش‌های مشابه در بسیاری نواحی ایران (محمدی، ۱۳۹۲: ۱۸۹۰۸؛ رحیم‌زاده و همکاران، ۲۰۰۹: ۳۲۹) و جهان (آنجل و هاف، ۱۹۹۷: ۲۴۶ برای میانه غربی ایالات متحده؛ سن‌روی، ۲۰۰۹: ۳۴۵ برای نواحی مرتفع هیمالیا) همخوانی ندارد. این عدم انطباق ممکن است ناشی از اختلاف در طول دوره آماری، روش‌ها، و آستانه‌های تعیین‌شده در این پژوهش‌ها و پژوهش‌های یادشده باشد.





شکل ۲. میانگین (الف)، فراوانی (ب)، و شدت (ج) بارش سالانه (خطوط هم‌مقدار) و روند آن‌ها (پس‌زمینه) برای ناحیه خزری طی دوره ۱۹۶۶-۲۰۱۶

جدول ۱. درصد مساحت تحت پوشش روند در ناحیه خزری طی دوره ۱۹۶۶-۲۰۱۶

۳۲٫۶	درصد سطح کاهشی	میانگین بارش (سالانه)
۶۱٫۴	درصد سطح افزایشی	
۵٫۹۷	درصد سطح پایدار	
۳٫۱	درصد سطح کاهشی	فراوانی بارش (سالانه)
۴۷٫۱۳	درصد سطح افزایشی	
۴۹٫۷۹	درصد سطح پایدار	
۰	درصد سطح کاهشی	شدت بارش (سالانه)
۰	درصد سطح افزایشی	
۱۰۰	درصد سطح پایدار	

از آنجا که عوامل مکانی به‌عنوان مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار در بارش هر پهنه محسوب می‌شوند، همبستگی بین فراسنج‌های مورد بررسی و عوامل مکانی در ناحیه خزری برآورد شد. براساس جدول ۲، می‌توان گفت که رابطه بین میزان بارش و شمار روزهای بارانی بیش از سایر رویدادها و نیز گویای رابطه مستقیم و بالاست؛ یعنی با افزایش میزان بارش، شمار روزهای بارانی نیز افزایش می‌یابد. سپس، در مرتبه دوم اهمیت رابطه بین شمار روزهای بارانی و طول جغرافیایی قرار دارد؛ به‌گونه‌ای که رابطه بین این دو متغیر معکوس و بالاست؛ یعنی با افزایش طول جغرافیایی، شمار روزهای بارانی کاسته می‌شود. شکل ۲-ب نیز مؤید همین امر است؛ به‌طوری‌که با پیشروی به سمت شرق ناحیه از شمار روزهای بارانی کاسته می‌شود. کمترین میزان همبستگی بین روند شمار روزهای بارانی و طول و عرض جغرافیایی بیانگر رابطه معکوس است. بنابراین، با توجه به پس‌زمینه شکل ۲-ب، شمار روزهای بارانی با افزایش طول و عرض جغرافیایی کاهش می‌یابد. همبستگی بین میزان بارش سالانه و عوامل مکانی مبین وجود رابطه معکوس و قوی بین میزان بارش ناحیه خزری و طول جغرافیایی است. شکل ۲-الف نیز بیانگر کاهش میزان بارندگی سالانه با افزایش طول جغرافیایی است. همچنین، میان میزان بارش و ارتفاع رابطه معکوس و بسیار کم وجود دارد و میان میزان بارش و عرض جغرافیایی رابطه مستقیم و بسیار کم وجود دارد. درواقع، با توجه به شکل ۲-الف، می‌توان گفت که میزان بارش سالانه با افزایش عرض جغرافیایی افزایش می‌یابد و در ارتفاعات البرز کاسته می‌شود. مسعودیان (۱۳۹۰: ۱۱۹) نیز بر این باور است که در این بخش با افزایش ارتفاع تا حد معین از مقدار بارش کاسته می‌شود.

جدول ۲. ضریب همبستگی فراسنج‌های مورد بررسی در پژوهش حاضر و فراسنج‌های مکانی

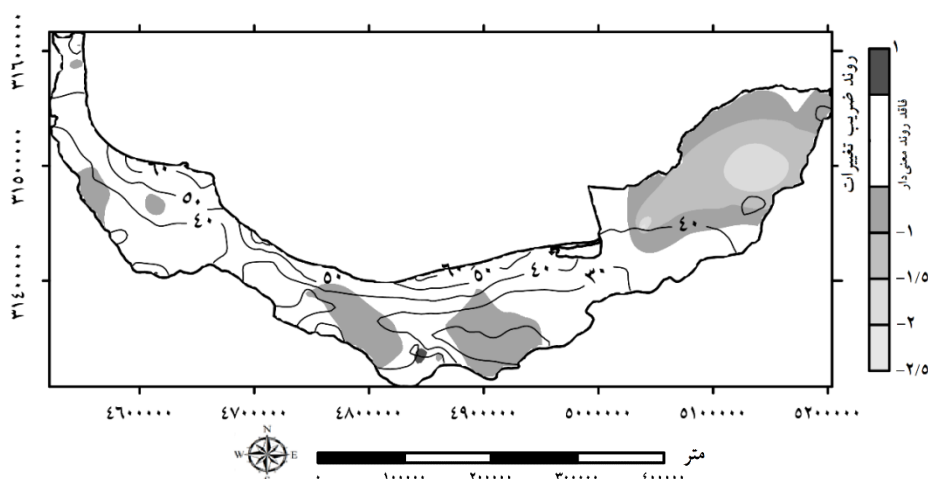
میزان بارش	شمار روزهای بارانی	شدت بارش	ضریب تغییرات	روند میزان بارش	روند شمار روزهای بارانی	روند شدت بارش	روند ضریب تغییرات
-۰٫۷۳	-۰٫۷۷	-۰٫۵۴	-۰٫۱۱	۰٫۱۳	-۰٫۰۴	۰٫۳۹	-۰٫۴۸
۰٫۰۲	-۰٫۲۲	-۰٫۲۵	۰٫۶۳	۰٫۱۸	-۰٫۰۴	۰٫۲۲	-۰٫۳۳
-۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۰۳	-۰٫۵۱	۰٫۰۹	۰٫۱۱	-۰٫۱۲	۰٫۱۶
۱	۰٫۸۷	۰٫۷۶	۰٫۱۰	-۰٫۱۸	۰٫۰۲	-۰٫۵۰	۰٫۴۶
-	۱	۰٫۷۲	-۰٫۱۹	-۰٫۲۶	۰٫۱۲	-۰٫۶۰	۰٫۴۵
-	-	۱	-۰٫۰۷	-۰٫۳۳	-۰٫۱۲	-۰٫۴۹	۰٫۴۶
-	-	-	۱	۰٫۱۹	-۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۰۲
-	-	-	-	۱	۰٫۵۳	۰٫۴۹	-۰٫۳۹
-	-	-	-	-	۱	-۰٫۲۷	-۰٫۳۹
-	-	-	-	-	-	۱	-۰٫۲۱
-	-	-	-	-	-	-	۱

### ب) مشخصات بین سالانه بارش

در بخش پیشین تغییرات سال به سال بارش ناحیه خزری گویای وضعیت بلندمدت بارش سالانه بود. در این بخش، به‌منظور واریس توزیع ماهانه بارش و تغییرات آن، تغییرات ماه به ماه بارش در معرض توجه قرار خواهد گرفت. شکل ۳ ضریب تغییرپذیری ماه به ماه بارش طی ۵۱ سال مورد مطالعه (خطوط هم‌مقدار) و روند بلندمدت ضریب تغییرات (پس‌زمینه) را به درصد نشان می‌دهد. در جدول ۳ نیز درصد پهنه زیر پوشش روند ارائه شده است:

بیشترین ضریب تغییرپذیری بلندمدت (۶۰ تا ۷۰ درصد) به استثنای ساحل شرقی در خط ساحلی دریای خزر است. این وضعیت گویای محدود بودن سازوکارهای باران‌زایی این بخش‌ها در ماه‌های معدود است. با دور شدن از خط ساحلی ضریب تغییرات نیز به تدریج کاسته می‌شود؛ به طوری که در بخش‌هایی از جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) بین ۱۵ تا ۳۰ درصد و در شرق ناحیه ۴۰ درصد است. این امر گویای فعالیت سامانه‌های باران‌زا در ماه‌های بیشتری از سال است. در نواحی شرقی و نیز در ارتفاعات البرز، علاوه بر سامانه‌های بزرگ‌مقیاس، سیستم‌های محلی نیز در تکوین بارش مؤثرند. برخی پژوهشگران وقوع بارش در این بخش از منطقه خزری را ناشی از صعود کوهساری هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز بیان کرده‌اند. این یافته مجدداً در تحقیقات متعددی تأیید شده است (خلیلی، ۱۹۷۳: ۲۱۷؛ علیجانی، ۱۳۷۴: ۳۸؛ خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶: ۱۱۵، ۴۶۸). شکل‌گیری جبهه‌ای موسوم به جبهه نسیم دریا در حد فاصل دریا و خشکی (خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶: ۹۹) سازوکار دیگری است که برای وقوع بارش‌های این بخش از ناحیه خزری بیان شده است.

بررسی روند بلندمدت ضریب تغییرات ماه به ماه گویای ایستایی گستره بزرگی از منطقه مورد مطالعه (حدود ۶۲ درصد) به‌ویژه در تمام خط ساحلی و بخش‌هایی از ارتفاعات البرز است. این وضعیت گواهی بر پایداری توزیع ماه به ماه بارش در این نواحی و طی دوره مورد بررسی است. روند کاهشی در حدود بیش از یک سوم (۳۸ درصد) از پهنه را دربر گرفته است. این روند کاهشی در بخش‌های شرقی ناحیه، ارتفاعات البرز (جنوب دریای خزر)، بخش‌هایی از ارتفاعات البرز غربی، و بخش بسیار کوچکی از غرب ناحیه دیده می‌شود. به نظر می‌رسد در این نواحی اختلاف بارش دریافتی از ماه به ماه دیگر رو به کاهش بوده و توزیع فصلی بارش متناسب بوده است. از آنجا که در این نواحی مقدار بارش سالانه با روند کاهشی توأم بوده است، به نظر می‌رسد که این یکنواختی ماه به ماه حاصل مشابهت ماه‌های پرباران به ماه‌های کم‌باران بوده و نه شبیه شدن ماه‌های کم‌باران به ماه‌های پرباران. در واقع، این مشابهت حاصل کاهش بارندگی ماه‌های پربارش بوده است. روند افزایشی در بخش بسیار کوچکی (۲۰ درصد) از محدوده مورد مطالعه قابل رؤیت است که در بخش بسیار کوچکی از ارتفاعات البرز دیده می‌شود. در فرایند رُند کردن اعداد از این مقدار چشم‌پوشی شده است.



شکل ۳. میانگین ضریب تغییرپذیری ماه به ماه بارش (خطوط هم‌مقدار به درصد) و روند آن (پس‌زمینه به درصد در سال) ناحیه خزری طی دوره ۱۹۶۶-۲۰۱۶

جدول ۳. درصد مساحت تحت پوشش روند تغییرپذیری بارش ناحیه خزری طی دوره ۱۹۶۶-۲۰۱۶

سالانه	
۳۷/۸۴	درصد سطح کاهش
۰/۲۰	درصد سطح افزایش
۶۱/۹۶	درصد سطح پایدار

### نتیجه‌گیری

بررسی میانگین بارش سالانه ناحیه خزری نشان داد که میانگین بارش سالانه در خط ساحل، به‌ویژه در بخش جنوب غربی دریای خزر بیشتر است و با دور شدن از ساحل بارش کاهش می‌یابد. بیشینه شمار روزهای بارانی در بخشی از ساحل غربی و جنوب دریای خزر (بندر انزلی) است که به‌طور متوسط شمار روزهای بارانی در این مناطق ۱۸۰ روز است. متوسط شدت بارش سالانه در ناحیه خزری بین ۱ تا ۱۵ میلی‌متر در نوسان است. بیشینه آن در ساحل غربی دریای خزر برابر ۱۵ میلی‌متر و کمینه آن در بخش‌های شرقی و ارتفاعات البرز برابر ۱ تا ۴ میلی‌متر است. به‌منظور بررسی روند از مدل رگرسیون خطی به روش پارامتری استفاده شد. یافته‌ها نشان داد که میانگین بارش سالانه در ۶۱/۳۹ درصد از پهنه دارای روند افزایشی و شمار روزهای بارانی سالانه در ۴۹/۷۹ درصد از پهنه دارای روند ایستا و شدت بارش سالانه در تمام پهنه دارای رفتار ایستا است. نتایج حاصل از همبستگی بارش سالانه و عوامل مکانی بیانگر رابطه معکوس و قوی بین میزان بارش سالانه ناحیه خزری و طول جغرافیایی، همبستگی معکوس و بسیار کم بین میزان بارش و ارتفاع و رابطه مستقیم و بسیار کم بین میزان بارش و عرض جغرافیایی است.

نتایج حاصل از این پژوهش با یافته‌های برخی پژوهشگران (از جمله موسوی، ۱۳۸۶: ۷-۱۹؛ عیوضی و همکاران، ۱۳۸۹: ۱۵۵-۱۶۸؛ پیرنیا و همکاران، ۱۳۹۴: ۹۰-۱۰۰ و نساجی زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹-۷۵۲) همخوانی دارد. به‌گونه‌ای که بارش در نقاط مختلف ناحیه خزری تغییرات متفاوتی داشته است که این شرایط می‌تواند تأثیری از افزایش گازهای گلخانه‌ای در سطح محلی و همچنین فاصله از منبع عظیم آبی دریای خزر باشد.

این مسئله نشان می‌دهد که فراوانی عبور یا تشکیل سامانه‌های همدید به تغییر بارش در نقاط مختلف این بخش از کشور منجر شده است. از این‌رو، شناخت این موضوع و علل ایجاد آن می‌تواند در مطالعات منابع آب، خاک، و اکوسیستم‌های منطقه و نیز مدیریت شهری و محیطی این محدوده ارزشمند از کشور مهم و راهگشا باشد. بنابراین، پیشنهاد می‌شود که به شناخت تغییرات سامانه‌های همدید و همچنین تغییرات و جابه‌جایی فصلی بارندگی در این منطقه نیز پرداخته شود.

## منابع

- اکبری، م. و نودهی، و. (۱۳۹۴). بررسی و تحلیل روند بارش سالانه و تابستانه استان گلستان، مجله آمایش جغرافیایی فضا، ۵(۱۷): ۱۴۱-۱۵۰.
- باغقیده، م.؛ انتظاری، ع. و علیمردانی، ف. (۱۳۹۱). تحلیل سینوپتیکی بارش‌های حوضه‌های اترک و گرگان‌رود (۳۹ بارش فراگیر)، جغرافیا و توسعه، ۱۰(۲۶): ۱۱۳-۱۲۴.
- پیرنیا، ع.؛ حبیب‌نژاد روشن، م. و سلیمانی، ک. (۱۳۹۴). بررسی تغییرات دما و بارندگی در سواحل جنوبی دریای خزر و مقایسه آن با تغییرات در مقیاس جهانی و نیم‌کره شمالی، پژوهش‌نامه مدیریت حوزه آبخیز، ۶(۱۱): ۹۰-۱۰۰.
- حلبیان، ا.ح.؛ دهقان‌پور، ع. و عاشوری قلعه رودخانی، ز. (۱۳۹۵). تحلیل هم‌دید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های شرقی خزر، جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۱۹: ۳۷-۵۷.
- جانباز قبادی، غ.؛ مفیدی، ع. و زرین، آ. (۱۳۹۰). شناسایی الگوهای هم‌دید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲۲(۴۲): ۲۳-۴۰.
- خوشحال دستجردی، ج. (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- رسولی، ع.ا.؛ روشنی، ر. و قاسمی، ا.ر. (۱۳۹۲). تحلیل تغییرات زمانی و مکانی بارش‌های سالانه ایران، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۲۸(۱۰۸): ۱۸۹۵۲-۱۸۹۷۲.
- سلیقه، م.؛ ناصرزاده، م.ح. و چهره‌آرا، ت. (۱۳۹۵). بررسی رابطه شاخص‌های NCPI و CACO با بارش‌های فراگیر پاییزه، سواحل خزر جنوبی، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۶(۴): ۲۱۷-۲۳۸.
- عساکره، ح. (۱۳۸۶). کاربرد رگرسیون خطی در تحلیل روند دمای سالانه تبریز، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۸۷: ۳-۲۶.
- عساکره، ح. (۱۳۸۷). کاربرد روش کریجینگ در میان‌یابی بارش (مطالعه موردی: میان‌یابی بارش ۱۳۷۶/۱۲/۲۶ در ایران‌زمین)، جغرافیا و توسعه، ۱۲: ۲۵-۴۲.
- عساکره، ح. و مازینی، ف. (۱۳۸۹). تحلیل توزیع احتمال بارش سالانه استان گلستان، تحقیقات منابع آب ایران، ۶(۱): ۵۱-۵۵.
- عساکره، ح. (۱۳۹۰). مبانی اقلیم‌شناسی آماری، ج ۱، تهران: انتشارات دانشگاه زنجان.
- علیجانی، ب. (۱۳۷۲). مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی، ۱: ۸۵-۱۰۱.
- علیجانی، ب. (۱۳۷۴). نقش رشته‌کوه‌های البرز در توزیع ارتفاعی بارش، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ص ۳۷-۵۲.
- علیجانی، ب.؛ محمودی، پ. و چوگان، ع. (۱۳۹۱). بررسی روند تغییرات بارش‌های سالانه و فصلی ایران با استفاده از روش ناپارامتریک «برآوردکننده شیب سنس»، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۳(۹): ۲۳-۴۲.
- علیجانی، ب.؛ محمدی، ح. و بیگدلی، آ. (۱۳۸۶). نقش الگوهای فشار در بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر، فصل‌نامه جغرافیایی سرزمین، ۴(۱۶): ۳۷-۵۲.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۷). آب و هوای ایران، چ ۶ تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور.

- عیوضی، م.؛ مساعدی، ا.ب.؛ مفتاح هلقی، م. و حسام، م. (۱۳۸۹). بررسی روند تغییرات بارش در مناطق شمالی استان گلستان، مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۱۷(۲): ۱۵۵-۱۶۸.
- فرسادیان، ف.؛ رستمی کامرود، م. و مقدم‌نیا، ع. (۱۳۹۱). تحلیل روند بارندگی در استان مازندران با استفاده از روش من-کندال منطقه‌ای، تحقیقات منابع آب، ۸(۲): ۶۰-۷۰.
- فرید مجتهدی، ن.؛ عابد، ح.؛ نگاه، س.؛ اوجی، ر.؛ هادی‌نژاد صیوری، ش. و مؤمن‌پور، ف. (۱۳۹۶). آب و هوای گیلان، در فرهنگ ایلیا، رشت.
- قشقای، ق. (۱۳۷۵). بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی خزر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت معلم.
- کتیرایی، پ.س.؛ حجام، س. و ایران‌نژاد، پ. (۱۳۸۶). سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش در ایران طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۳(۱): ۶۷-۸۳.
- محمدی، ب. (۱۳۹۲). تحلیل روند سالانه آستانه بارش‌های سنگین ایران، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۲۸(۱۰۸): ۱۸۹۰۸-۱۸۹۲۲.
- مرادی، ح.ر. (۱۳۸۳). نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور، مجله علوم و فنون دریایی ایران، ۳(۲-۳): ۷۷-۸۷.
- مسعودیان، س.ا.؛ دارند، م. و کاشکی، ع. (۱۳۸۹). بررسی روند روزهای بارشی ایران، چهارمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، ۲: ۶۳-۷۲.
- مسعودیان، س.ا. (۱۳۹۰). آب و هوای ایران، مشهد: انتشارات شریعه توس، ص، ۱۲۷، ۱۴۳.
- مفیدی، ع.؛ زرین، آ. و جانباز قبادی، غ.ر. (۱۳۸۶). تعیین الگوی هم‌مدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۳(۳): ۱۳۱-۱۵۴.
- مفیدی، ع.؛ زرین، آ. و کارخانه، م. (۱۳۹۳). بررسی الگوی گردش جو در طول دوره‌های خشک و مرطوب در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله ژئوفیزیک ایران، ۸(۱): ۱۴۰-۱۷۶.
- مفاخری، ا.؛ سلیقه، م.؛ علیجانی، ب. و اکبری، م. (۱۳۹۶). شناسایی و ناحیه‌بندی تغییرات زمانی و یکنواختی بارش در ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۹(۲): ۱۹۱-۲۰۵.
- موسوی، س.ش. (۱۳۸۶). بررسی تغییرپذیری بارش و روند شاخص بی‌نظمی آن در سواحل جنوب دریای خزر، مجله نیوار (علمی-ترویجی سازمان هواشناسی کشور)، ۳۲: ۷-۱۹.
- ناظری تهرودی، م.؛ خلیلی، ک. و بهمنش، ج. (۱۳۹۵). بررسی تغییرات فصلی تراکم بارش نیم قرن اخیر ایران، نشریه دانش آب و خاک، ۲۶(۲/۲): ۱۱۱-۱۲۳.
- نساجی زواره، م.؛ خورشیددوست، ع.م.؛ رسولی، ع.ا. و سلاجقه، ع. (۱۳۹۵). آنالیز روند تغییرات دما و بارش با استفاده از سری‌های زمانی همگن (مطالعه موردی ناحیه خزر)، مرتع و آبخیزداری، مجله منابع طبیعی ایران، ۶۹(۳): ۷۳۹-۷۵۲.
- نوری، ح. و ایلدرمی، ع.ر. (۱۳۹۱). الگوهای هم‌مدید فشار تراز در رخدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر، فصل‌نامه علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، ۱۲(۹۳): ۱۲۱-۱۳۷.

- Akinremi, O.O.; McGinn, S.M. and Cutforth, H.W. (1998). Precipitation Trends on the Canadian Prairies, *Journal of Climate*, 12: 2177.
- Akbari, M. and Nodehi, V. (2015). Analysis of trends in annual and summer rainfall of Golestan Province, *Geographical Planning of Space Quarterly Journal*, 5(17): 141-150.
- Alijani, B. (1993). Mechanisms rainfalls upward Iran, *Journal of the Faculty of Literature and Humanities*, 1: 85-101.
- Alijani, B. (1995). The role of the Alborz mountains range in altitudinal distribution of Precipitation, *Geographical Research*, pp. 37-52.
- Alijani, B. (2008). *Climate of Iran*, Payam Noor University Press, Tehran.
- Alijani, B.; Mohammadi, H. and Bigdeli, A. (2008). The Role of Pressure Patterns on the Precipitation of the South Coast of Caspian Sea, *Territory Geographical*, 4(16): 37-52.
- Alijani, B.; Mahmoodi, P. and Choghan, A. (2012). Investigation of the process of annual and seasonal precipitation variation in Iran using the nonparametric method "Sense gradient estimator", *Climatology Research*, 3(9): 23-42.
- Eivazi, M.; Mosaedi, A.; Meftah Halaghi, M and Hesam, M. (2010). Investigation of precipitation trend on the north region of Golestan Province, *J. of Water and Soil Conservation*, 17(2): 155-168.
- Alexandersson, H. (1986). A Homogeneity Test Applied to precipitation data, *Journal of Climatology*, 6: 661-675.
- Angel, J.R. and Huff, F.A. (1997). Changes in heavy rainfall in Midwestern United States, *Journal of water Resources planning and management*, pp. 246-249.
- Andrew, H.; Mathew, B. and Roop, S. (2012). The Leading Pattern of Intrapersonal and Internal Indian Ocean Precipitation Variability and its Relationship with Asian Circulation During the Boreal Cold Season, *AMS Journals Online*, pp. 7509-7526.
- Asakereh, H. (2008). Application of linear regression in the analysis of annual temperature of Tabriz, *Geographical Research*, 87: 3-26.
- Asakereh, H. (2008). Kriging Application in Climatic Element Interpolation A Case Study: Iran Precipitation in 1996.12.26, *Geography And Development Iranian Journal*, 12: 25-42.
- Asakereh, H. and Mazini, F. (2010). Analysis of the Probability Distribution for the Annual Precipitation in the Golestan Province, *Iran-Water Resources Research*, 6(1): 51-55.
- Asakereh, H. (2011). *Fundamentals of Statistical Climatology*, University of Zanjan Press, Zanjan.
- Baaghdeh, M.; Entezari, A and Alimardani, F. (2012). Synoptic Analysis of Rainfall in Atrak and Gorganroud Basins (39 Pervasive Rainfall), *Geography And Development Iranian Journal*, 10(26): 113-124.
- Farsadnia, F.; Rostami Kamrod, M. and Moghadam Nia, A. (2012). Rainfall Trend Analysis of Mazandaran Province Using Regional Mann-Kendall Test, *Iran-Water Resources Research*, 8(2): 60-70.
- Ferrari, E.; Caloiero, T. and Coscarelli, R. (2013). Influence of the North atlantic oscillation on winter rainfall in Calabria (southern in Italy), *Theoretical and applied climatology*, 114: 479-494.
- Fang, Q.; Mingjun, Z.; Shengjie, W.; Yangmin, L.; Zhengguo, R and Xiaofan, Z. (2016). Estimation of areal precipitation in the Qilian Mountains based on a gridded dataset since 1961, *Journal of Geographical Sciences*, 26(1): 59-69.
- Farid Mojtahedi, N.; Abed, H.; Negha, S.; Oji, R.; Hadineghad Saboori, SH. and Momenpoor, F. (2017). *Climate of Gilan, Culture of Ilya, Rasht*.

- Ghashghaei, GH. (1996). Investigation of the effect of Siberian high pressure on the autumn Precipitation of the southern coast of the Caspian Sea, Master's thesis of natural geography, Tarbiat Moallem University.
- Hui, F.; Jinming, H.U. and Daming, H.E. (2013). Trends in precipitation over the low latitude highlands of Yunnan, China, *Journal of Geographical Sciences*, 23(6): 1107-1122.
- Halabian. A.H.; Dehghanpoor. A and Ashuri Ghalheh Roodkhani, Z. (2015). The Analysis of extreme and widespread precipitation on the Eastern coast of the Caspian Sea, *Geography and environmental hazards*, 19: 37-57.
- IPCC (2007). In: Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K.B.; Tignor, M. and Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change (2007). The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to The Fourth Assessment Report of The Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom/ New York, USA.
- Johnson, R. and Bhattacharyya, G.K. (2006). *Statistics: Principles and Methods*, John Wiley & Sons, INC.U.S.A., 671pp.
- Jianting, C.; Jun, X.; Chongyu, X.; LI, L. and Zhonggen, W. (2010). Spatial and temporal variability of daily precipitation in Haihe River basin, 1958–2007, *Journal of Geographical Sciences*, 20(2): 248-260.
- Janbaz Ghobadi, G.R.; Mofidi, A. and Zarrin, A. (2011). Recognizing the Synoptic Patterns of Wintertime Heavy Precipitation in the Southern Coast of the Caspian Sea, *Geography and Environmental Planning*, 22(42): 23-40.
- Khalili, A. (1973). Precipitation patterns of Central Elburz, *Theoretical and Applied Climatology*, 21(2): 215-232.
- Khoshhal Dastjerdi, J. (1997). Analyze and provide synoptic climatology model for more than 100 mm precipitations on the southern coast of the Caspian sea, Ph.D Thesis in climatology, Tarbiat Modares University.
- Katiraie, P.S.; Hejam, S. and Irannejad, P. (2007). Contribution of frequency variation and Precipitation intensity of Trend rainfall during the period 1960 to 2001, *Journal of the Earth and Space Physics*, 1: 67-83.
- Ligang, X.; Hongfei, Z.; Li, D. Haijiao, Y. and Wang, H. (2015). Precipitation trends and variability from 1950 to 2000 in arid lands of Central Asia, *J. Arid Land*, 7(4): 514-526.
- Lan, F.; Changhe, L.; Biao, Y. and Zhao, C. (2012). Long-term trends of precipitation in the North China Plain, *Journal of Geographical Sciences*, 22(6): 989-1001.
- Masoodian, S.A.; Darand, M. and Kashki, A. (2010). Survey of the trend of Iranian rainy day, 4th Regional Conference on Climate Change, 2: 63-72.
- Masoodian, S.A. (2011). *Climate of Iran*, Sharia Toos Press, Mashhad, pp. 127, 143.
- Mafakheri, A.; Saligheh, M.; Alijani, B. and Akbari, M. (2016). Zonnation of temporal changes and uniformity of rainfall in Iran, *Physical Geography Research Quarterly*, 2: 191-205.
- Moradi, H.R. (2004). The role of the Caspian Sea in the conditions of the northern coast of the country, *Journal of Marine Science and Technology*, 2-3: 77-87.
- Mosmann, V.; Castro, A.; Fraile, R. and Sa´nchez, J.L. (2004). Detection of statistically significant trends in the summer precipitation of mainland Spain, *Atmospheric Research*, 70: 43-53.
- Mosavi, S.Sh. (2008). Investigation of precipitation variability and trend of its index on the coast of southern Caspian Sea, *NIVAR (Journal of Meteorological Organization)*, 32: 7-19.



- Mofidi, A.; Zarrin, A. and Janbaz Ghobadi, G.R. (2008). Determining the synoptic pattern of autumn heavy and extreme precipitations on the southern coast of the Caspian Sea, *Journal of the Earth and Space Physics*, 3: 131-154.
- Mofidi, A.; Zarrin, A. and Kharkhaneh, M. (2014). The investigation of atmospheric circulation patterns during wet and dry spells over the southern coast of the Caspian Sea, *Iranian Journal of Geophysics*, 1: 140-176.
- Mohammadi, B. (2013). Trend Analysis of Annual Threshold Heavy Precipitation Over Iran, *Geographical Researches Quarterly Journal*, 28(108): 18908-18922.
- Noori, H. and Ildoromi, A.R. (2012). Sea Surface Level Pressures Synoptic Patterns in Heavy and Super Heavy Precipitation Events in the Southern Coasts of Caspian Sea, *Geographical Space*, 39: 121-137.
- Nunes, A.N. and Lourenco, L. (2015). Precipitation variability in Portugal from 1960 to 2011, *Journal of Geographical Sciences*, 25(7): 784-800.
- Nassaji Zavareh, M.; Khorshiddoust, A.; Rasouli, A. and Salajegheh, A. (2016). Trend analysis of temperature and precipitation variability using homogenization time series (Case study: Khazar Region), *Journal of Range and Watershed Mangement*, 3: 739-752.
- Nazeri, M.; Khalili, K. and Behmanesh, J. (2016). Nvestigating Changes of Seasonal Precipitation Concentration of Iran in Recent Half-Century, *Water and Soil Science*, 26(2/2): 111-123.
- Pirmia, A.; Habibnejad Roshan, M. and Solaimani, K. (2015). Investigation of Precipitation and Temperature Changes in Caspian Sea Southern Coasts and Its Comparison with Changes in Northern Hemisphere and Global Scales, *Journal of Watershed Management Research*, 6(11): 90-100.
- Rahimzadeh, F.; Asgari, A. and Fattahi, E. (2009). Variability of Extreme Temperature and Precipitation in Iran during Recent Decades, *International Journal of Climatology*, 29(3): 329-343.
- Rasooli, A.A.; Roshani, R. and Ghasemi, A.R. (2013). Analyzing the Spatial-Temporal Changes of Annual Precipitation of Iran, *Geographical Research*, 28(108): 18952-18972.
- SenRoy, S. (2009). A Spatial Analysis of Extreme Hourly Precipitation Patterns in India, *Int.J. Climatol*, 29: 345-355.
- Saligheh, M.; Nasserzadeh, M.H. and Chehreara Ziabari, T. (2016). Study of the relation between NCPI and CACO indices with autumn precipitation of Southern Coast of Caspian Sea, *Scientific Journals Management System*, 16(43): 217-238.
- Tan, X.; Gan, T.Y.; Chen, S. and Liu, B. (2018). Modeling distributional changes in winter precipitation of Canada using Bayesian spatiotemporal quantile regression subjected to different teleconnections, *Climate Dynamics*, pp. 1-20.
- Ventura, P.; Rossi, P. and Ardizzoni, E. (2002). Temperature and precipitation trends in Bologna (Italy) from 1952 to 1999, *Atmospheric Research*, 61: 203-214.
- Xingwen, J. and Yueqing, LI. (2011). Spatio-temporal variability of winter temperature and precipitation in Southwest China, *Journal of Geographical Sciences*, 21(2): 250-262.
- Xiujing, M.; Shifeng, Z.; Yongyong, Z. and Cuicui, W. (2013). Temporal and spatial changes of temperature and precipitation in Hexi Corridor during 1955–2011, *Journal of Geographical Sciences*, 23(4): 653-667.
- Xi, C.; Shanshan, W.; Zengyun, H.; Qiming, Z. and Qi, H. (2018). Spatiotemporal characteristics of seasonal precipitation and their relationships with ENSO in Central Asia during 1901–2013, *Journal of Geographical Sciences*, 28(9): 1341-1368.

Yonglin, L.; Junping, Y.; Minyi, C.; Qunsheng, F.; Zhengyao, L. and Yingjie, Li. (2016). A graded index for evaluating precipitation heterogeneity in China, *Journal of Geographical Sciences*, 26(6): 673-693.

Zhang, Q.; Xu, C.; Zhang, Z.; Chen, Y.; David, L. and Lin, H. (2008). Spatial and temporal variability of precipitation maxima during 1960–2005 in the Yangtze River basin and possible association with large-scale circulation, *Journal of Hydrology*, 353(3-4): 215-227.