نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال هجدهم، شماره ۵۱، زمستان ۹۷

بررسی و تحلیل چرخه‌ها و الگوی خودهمبستگی فضایی بارش‌های ماهانه ایران

دریافت مقاله: ۹۶/۱۱/۱۱ **پذیرش نهایی:** ۹۷/۴/۱۳

صفحات: ۲۵۱-۲۳۵

رحمت‌اله شجاعی‌مقدم: دانشجوی دکتری اقلیم شناسی دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران.
rshm1360@yahoo.com
مصطفی کرمپور: استادیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران[1].
karampoor.m@lu.ac.ir
بهروز نصیری: استادیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران.
nasiri.b@lu.ac.ir
ناصر طهماسبی پور: استادیار گروه مهندسی منابع طبیعی مرتع و آبخیزداری دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران.
tahmasebi.n@lu.ac.ir

چکیده

هدف از این مطالعه بررسی و تحلیل تغییرات بارش ایران طی نیم قرن اخیر (۱۳۴۶ تا ۱۳۹۶) می‌باشد. برای این منظور میانگین بارش ماهانه ایران طی دوره آماری ۵۰ ساله از پایگاه داده‌های اسفزاری با استفاده از داده‌های ۲۸۳ ایستگاه همدیدی و کلیماتولوژی استخراج گردید. از رگرسیون جهت بررسی و تحلیل روند و برای تحلیل چرخه‌های بارش سالانه و ماهانه ایران از تحلیل طیفی استفاده شد. بررسی و تحلیل روند ماهانه بارش بیانگر این است که به جز بخش‌های زاگرس مرکزی (نواحی لرستان و چهارمحال و بختیاری و منطقه گرگان) که بارش فصل زمستان، از روند افزایشی برخوردار بوده است. در سایر نواحی کشور و در سایر فصول سال روند کاهش بارش حاکم است. بررسی چرخه‌های بارش ایران نشان داد که بیشتر چرخه‌های بارشی ایران ۲ تا ۴ ساله و دارای دوره کوتاه مدت بوده است. این در حالی است که دو چرخه میان مدت ۲۵ ساله در ماه‌های ژانویه و جولای و دو چرخه بلند مدت ۵۰ ساله در ماه‌های مارس و دسامبر که نشان دهنده وجود روند در بارش‌های ماه مارس و دسامبر است برقرار بوده است. دو ماه فوریه و اکتبر فاقد چرخه مشخص بوده‌اند. تجزیه و تحلیل الگوی خودهمبستگی بارش‌ها نشان داد که الگوی خودهمبستگی فضایی بالا در فصل زمستان منطبق بر نواحی غربی، جنوب-غرب و نوار ساحلی دریای خزر بوده‌اند و حدود ۱۴ درصد مساحت کشور را دربر گرفته‌اند. الگوی خودهمبستگی فضایی پایین به صورت لکه‌های پراکنده‌ای در نواحی جنوبی، مرکزی و جنوب‌شرقی کشور در ماه‌های زمستان و بهار برقرار است و حدود ۷,۵ درصد مساحت کشور را اشغال کرده اند. نتایج نشان می‌دهد که روند کلی حاکم بر بارش ایران کاهشی بوده و در فصل زمستان مناطق کوچکی از کشور روند افزایشی داشته است.

کلید واژگان: بارش، تحلیل روند، تحلیل طیفی، ایران.

---

۱. نویسنده مسئول: لرستان، خرم آباد، دانشگاه لرستان، دانشکده ادبیات، گروه اقلیم شناسی.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

مقدمه

آب و هوا یکی از مهم‌ترین عوامل در استقرار و استمرار حیات موجودات زنده بوده است و انسان‌ها نیز از این قاعده مستثنی نیستند. با توجه به نقشه تراکم جمعیت می توان تطابق پراکندگی جمعیت با آب وهوای مساعد را دید، اگرچه به توجه به تکنولوژی‌های نوین امروزه سکونتگاه‌هایی در نواحی بد آب وهوا شکل گرفته است، ولی این سکونتگاه‌ها بیشتر برای بهره‌برداری از منابع این نواحی احداث می‌شوند. آب و هوا همچنان یک عامل مهم در زندگی بشری محسوب می‌شود. نوسان آب و هوا همیشه وجود داشته است. شواهد گوناگون و انکار نشدنی از نوسان آب و هوا و تغییر پذیری آن به دست آمده است(رجوع کنید به: عزیزی،۱۳۸۳: ۲۳۰-۱۰۱ و عساکره، ۱۳۸۶: ۲۰۹-۶۳). امروزه تغییرات آب و هوا به عنوان یک تهدید برای ساکنان سیاره زمین و بویژه کشورهای جهان سوم و درحال توسعه قلمداد می‌شود.

در بین عناصر آب و هوایی بارش یکی از مهم‌ترین عناصر به حساب می‌آید. نقش این عنصر در فراهم آوردن آب غیر قابل انکار است. کشور ایران به علت قرار گرفتن در کمربند خشک همیشه با مشکل خشکسالی روبه‌رو بوده است. با این حال بحث تغییرات آب و هوا به عنوان یک چالش برای آینده مورد تاکید قرار می‌گیرد. حساسیت مشکل کم آبی در ایران که امروزه تا مرز بحران نیز پیش رفته است نیازمند مطالعه دقیق و همه جانبه است، اگرچه مدلسازی‌های مختلف برای پیش بینی تغییرات آب و هوایی انجام می‌شود ولی این آگاهی از تغییرات بلند مدت بارش با تکیه بر داده‌های موثق می‌تواند به مدیریت بهتر و کارآمدتر منابع آب کمک نماید.

بارش از یک سو منبع تامین آب به عنوان شاهرگ حیات کل موجودات تلقی می گردد. و از سوی دیگر یکی از فاکتورهای مهم در جهت توسعه وجود منابع کافی آب می‌باشد. از این رو هر گونه تغییر در میزان بارش به تغییر در منابع آبی وابسته به آن می‌انجامد. گونگ و همکاران[1](۲۰۰۴)، در مقاله‌ای باعنوان تغییرات روزانه بارش در نواحی نیمه خشک شمال چین که با داده‌های روزانه ۳۰ ایستگاه در فاصله ماه می تا سپتامبرسال‌های ۱۹۵۶ تا ۲۰۰۰ انجام شد به این نتیجه رسیدند که مقادیر بارش روند کاهشی ناچیزی را نشان می‌دهند. همچنین در دهه‌ی ۱۹۹۰ در مقایسه با دهه‌ی ۱۹۵۰ تعداد روزهای بارانی ۸ روز کاهش را نشان می‌دهد. روزهای بارش سبک (کمتر از ۱۰میلی متر) در حال کاهش هستند و بارش‌های با بیشتر از سه روز متوالی با سرعت ٪۵,۶- در ده‌سال درحال کاهش هستند. این امر نشان دهنده‌ی تغییر به سمت رژیم بارش شدید است. اولکونومیو[2](۲۰۰۸)، در مقاله ای با عنوان آینده‌ی تغییرات مقادیر حدی بارش در مدیترانه شرقی با کمک داده های بارش روزانه در دوره‌ی ۱۹۶۰ تا ۱۹۹۰ در یک شبکه ۰/۴۴ در۰/۴۴ درجه طول و عرض جغرافیایی و بر مبنای سناریوی انتشار B2 IPCC و سه شاخص حداکثر روزهای مرطوب متوالی، حداکثر روزهای خشک متوالی و خارج قسمت مقدار بارش روزهای مرطوب بر تعداد روزهای مرطوب دوره با فرض دوره آماری یاد شده به عنوان مبنای پیش بینی برای دوره ۲۰۷۰ تا ۲۱۰۰ چنین پیش بینی می‌کنند که؛ عموما در آینده روند خشکی بر شرق مدیترانه حاکم خواهد بود، که همراه با کاهش شدت بارش است. دوره های خشکی در تمام فصول به استثنای پاییز با بیشترین افزایش در مناطق جنوبی افزایش می یابد. دوره های مرطوب در تمام

1- gong et al
2 -Olkonomou

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

فصول الا پاییز کوچکتر می‌شوند. شدت بارش در تمام فصول روندی کاهشی خواهد داشت، مخصوصا برای فصل تابستان درنواحی جنوبی دریای اژه. فاشی‌چی و کاپورلی[1](۲۰۰۹) در مطالعه بارش توسکانی(مرکز ایتالیا) با داده های ثبت شده درفاصله سالهای ۱۹۱۶ تا ۲۰۰۳ و استفاده از چهار شاخص برای نشان دادن تغییر بارش به این نتیجه رسیدند که شواهدی قوی برای ناپایداری رژیم بارش وجود ندارد. در برخی از ایستگاهها روند ضعیفی وجود دارد که معنی‌داری قابل ملاحظه‌ای ندارد. پیچیدگی آب وهوا در مرکز ایتالیا باعث شده است که بازخورد گرمایش جهانی تحریف و یا پاک شده باشد. گونزالس هیدالگو و همکاران[2](۲۰۰۹)، در مقاله‌ای با عنوان روند بارش در سواحل مدیترنه‌ای شبه جزیره ایبری در نیمه دوم قرن بیستم (۱۹۵۱تا۲۰۰۰) نشان دادند که روند بارش مثبت بارش اغلب در نوار ساحلی و روند منفی در درون خشکی اتفاق می افتد در این تحقیق از سه شاخص پیوند از دور NAO, MO&WEOM استفاده شد.

مطالعات (جاسون[3]،۲۰۱۰،ص. ۳۸۹) با مدل گوناگون GCM انجام گرفته، نشان می‌دهد که تا پایان قرن حاضر تغییرات معنی‌داری در بارش نواحی خاورمیانه اتفاق خواهد افتاد ، به‌طوری‌که کاهش بارش از ترکیه تا شمال-شرق ایران و افزایش بارش در نواحی خلیج فارس و عربستان سعودی معنی دارخواهد بود. دروگرز و همکاران[4](۲۰۱۲)، در مطالعه‌ای مشابه به این نتیجه رسیدند که اغلب کشورهای خاورمیانه و شمال افریقادر مقایسه با دوره پایه ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ در دو دوره ۲۰۲۰تا ۲۰۳۰ و ۲۰۴۰تا ۲۰۵۰ با ۱۵ تا ۲۰ درصد کاهش در بارش مواجه خواهند شد. حجام و همکاران(۱۳۸۷)، در مقاله‌ای با عنوان تحلیل روند تغییرات بارندگی فصلی و سالانه ایستگاه‌های مرکزی با روش ناپارامتری به کمک آزمون من کندال و شیب سنس نشان دادند که هر دو روش روند کاهشی معنی‌دار در برخی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهند ولی چون تعداد این ایستگاه‌ها نسبت به ایستگاه های فاقد روند بسیار کمتر است نمی‌توان روند خاصی را بر بارندگی‌های فصلی و سالانه منطقه نسبت داد. مسعودیان و کاویانی(۱۳۸۷)، با مطالعه بارش به این نتایج دست یافتند: بارش ایران در زمستان و پاییز روند افزایش را نشان می‌دهد و در فصل تابستان روند افزایش در بارش عمدتا در شرق کشور و روند کاهش در سواحل خزر مشاهده می‌شود. زارع ابیانه و همکاران(۱۳۹۰)، با تحلیل روند تغییرات بارش سالانه و فصلی در استان همدان با استفاده از شاخص SPI و آزمون من کندال نتیجه گرفتند که در ٪۶۰ ایستگاه‌ها روند کاهش بارندگی مشاهده می‌شودکه در همه فصول بجز پاییز دیده می‌شود. رحیم زاده و همکاران(۱۳۹۰)، با ارزیابی روند نمایه‌های حدی دما و بارش استان هرمزگان به این نتیجه رسیدند که میزان بارش در استان کاهش یافته و بارش در تعداد روزهای کمتری از سال بوقوع می‌پیوندد و در نتیجه رخداد بارش سنگین(بیشتر از ده میلی متر) در منطقه افزایش یافته است. پوراصغر و همکاران(۱۳۹۶)، با بررسی نقش دمای سطح اقیانوس هند به این نتیجه رسیدند که دمای سطح اقیانوس هند تاثیر مهمی در نوسانات بارش ایران دارد. به گونه ای که بیش از ۵۰ درصد بارش نیمه جنوبی کشور وابسته به این عامل است. خوش رو، میر ناصری و پسرکلو(۱۳۹۶)، با

[1]- Fatichi and Caporali
[2]- Gonzalez-Hidalgo et al
۱-jason
۲-Droogers et al.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

آشکار سازی روند تغییرات بارش شمال کشور نشان دادند که روند نزولی بارش در فصول سرد و روند صعودی در فصول گرم قابل مشاهده است. در دوره های ۳۰ و ۴۰ ساله روند های نزولی حاکم هستند.

اگرچه بارش‌های ایران به صورت گسترده‌ای مطالعه شده‌اند، ولی به علت کلی بودن این مطالعات و تکیه بر آمار تعداد معدودی از ایستگاه‌ها ، فقط یک شمای کلی از ریزش های جوی در سطح کشور بدست می‌دهند و برای آشنایی و آگاهی بیشتر از توزیع زمانی - مکانی بارش در سطح کشور، بررسی بارش با تعداد بیشتری ایستگاه و آمار طولانی‌تر لازم به نظر می‌رسد.

با توجه به اینکه برنامه‌های توسعه اقتصادی و فرهنگی در کشور درحال اجراست لزوم توجه به شرایط بارش و روندهای حاکم بر آن دوچندان می‌باشد بویژه آنکه در حال حاضر اغلب نقاط کشور با بحران‌های شدید در تامین آب و یا تخصیص حقابه به حوضه‌های آبریز مواجه هست. آگاهی و احاطه بر روندهای حاکم بر بارش کشور در برنامه‌ریزی برای آینده راهگشا خواهد بود. اهمیت تغییرات بارش برای ایران دوچندان است زیرا: فلات ایران در منطقه‌ای از جهان قرار گرفته است که تحت تاثیر پرفشار جنب حاره (آزور) و قرارگیری در کمربند بیابانی نیمکره‌ی شمالی از مناطق خشک دنیا به شمار می‌رود. از طرف دیگر این میزان بارش هم از نظر زمانی و هم از نظر مکانی در کشور به طور یکنواخت توزیع نشده است، بطوری که بیش از دوسوم کشور بارشی کمتر از این مقدار را دریافت می‌کند. این امر باعث کمبود منابع آب در بیشتر نقاط فلات ایران شده است. با توجه به موارد فوق و نیاز ضروری به آگاهی از ویژگی‌های بارش کشور، هدف از این مطالعه بررسی و تحلیل تغییرات نوسانات دمای ایران طی نیم قرن اخیر می باشد. سوال اصلی تحقیق این گونه طرح می شود که: تغییرات رژیم بارش کشور چگونه است و روند حاکم بر این تغییرات چیست؟

روش تحقیق

به منظور بررسی و تحلیل تغییرات نوسانات دمای ایران طی نیم قرن اخیر میانگین دمای سالانه ایران طی دوره آماری ۵۰ ساله از پایگاه داده های اسفزاری استخراج گردیده است. این پایگاه داده از طریق میان یابی مقادیر ایستگاهی دمای روزانه برای دوره ی آماری ۱۳۴۵ تا ۱۳۹۵ بدست آمده است. این داده ها در دو گام تهیه شده اند: بخش اول، داده های میان یابی شده بارش روزانه میانگین برای تاریخ های ۱۳۴۵/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ می باشد که توسط مسعودیان در دانشگاه اصفهان در سال ۱۳۸۳ با عنوان پایگاه داده ی اسفزاری تولید شده است. داده های این پایگاه دارای تفکیک مکانی ۱۵× ۱۵ کیلومتر بوده و در قالب سیستم تصویر لامبرت مخروطی تولید شده است و در قالب یک ماتریس ۷۱۸۷× ۱۵۹۹۲ با آرایش $\mathbf{S}$ (زمان در سطرها و مکان در ستون ها) مرتب شده است. به منظور تکمیل دوره ی آماری ۵۰ ساله و افزایش توان تفکیک زمانی، داده های مربوط از تاریخ ۱۳۸۳/۱۰/۱۲ تا ۱۳۹۵/۱۲/۲۹ با استفاده از داده های میانگین بارش روزانه ۲۸۳ ایستگاه همدید و اقلیم شناسی که از سازمان هواشناسی کشور دریافت شده بود، مرتب و میان یابی شد. در این مطالعه به منظور تحلیل روند از رگرسیون بهره گرفته شده است. رابطه هر مؤلفه (تنها یک متغیر) با زمان ($\mathbf{t}$) برای تحلیل روند در معرض توجه قرار گرفت. برای محاسبه روند از رگرسیون خطی ساده بهره گرفته شده است. در این روش معادله برازش خط به صورت رابطه (۱) است.

$$\hat{y}_i = a + bt_i$$

رابطه (۱)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

این معادله یک معادله درجه اول است و رابطه‌ای خطی را بیان می‌دارد. در این رابطه $\hat{y}_i$ مختصات خط به ازای tهای مختلف است. جزء $a + bt_i$ در این معادله به عنوان مؤلفه قطعی موسوم است که در آن a عرض از مبداء و b شیب خط حاصل از معادله است. عرض از مبداء، بیان‌گر نقطه‌ی آغاز ارتباط دو متغیر است درحالی‌که شیب خط، مقدار کجی و انحناء بهترین خط برازش یافته و عبارت از تانژانت زاویه خط وایازی و محور افقی (X) است (عساکره، ۱۳۹۰: ۲۲۱-۲۲۰). مثبت یا منفی بودن شیب خط به‌ترتیب بیان‌گر روند افزایشی یا کاهشی می‌باشد، در حالی‌که صفر بودن آن دال بر فقدان روند است. در این پژوهش به منظور محاسبه ضرایب رگرسیونی، از روش کم‌ترین مربعات خطا (LSE) بهره گرفته شده است. از آنجایی که خط حاصل از این روش، بر مقادیر واقعی منطبق نیست و نسبت به آن‌ها فاصله دارد، فاصله هر نقطه از برآورد آن، خطای برآورد به حساب می‌آید، بدین جهت این روش خطی را بر داده‌ها برازش می‌دهد که مجموع مربعات خطاها را به حداقل ممکن می‌رساند. در این روش محاسبه شیب خط از طریق و عرض از مبداء از ۲ می‌باشد.

رابطه (۲)

$$a = \bar{y} - \bar{b}x$$
$$b = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum(x_i - \bar{y})^2}$$

برای آزمون روندِ برازنده بر سری‌های اقلیمی لازم است متناسب با ماهیت موضوع و محتوای داده‌های مورد نظر از آزمون‌های مختلف استفاده نمود. آزمون‌های پرشماری وجود دارد که می‌توان در قالب آزمون‌های پارامتری و ناپارامتری آن‌ها را مورد استفاده قرار داد، در کاربرد آزمون‌ها توجه به فرضیه‌ها (توصیفی، تفاوتی یا رابطه‌ای) اهمیت دارد. از آنجایی که هر یک از فراسنج‌های شیب خط ($\mathbf{b}$) و عرض از مبدأ ($\mathbf{a}$) متغیر تصادفی به شمار می‌آیند، می‌توان برای آن‌ها میانگین و پراش متصور شد. به همین دلیل می‌توان آزمون معنی‌داری ضرایب را بر روی این فراسنج‌ها انجام داد. برآورد شیب خط ($\mathbf{b}$) نماینده میانگین شیب خط و انحراف استاندارد شیب خط ($\mathbf{SE}_b$) نیز بر اساس پراش مانده‌ها به روش شماره ۳ قابل حصول است(عساکره، ۱۳۹۰: ۴۵۱-۴۵۲):

رابطه (۳)

$$\mathbf{SE}_b = \sqrt{\frac{MSD}{\sum_{i=1}^{n}\sum(t_i - \bar{t})^2}}$$

می‌توان آزمون فرض صفر مبتنی بر برابری ضریب شیب خط جامعه (β) با صفر را به صورت $H_0: \beta = 0$ در مقابل $H_1: \beta \neq 0$ را با استفاده از آماره t از طریق معادله ۴ به دست می آید. (عساکره، ۱۳۹۰: ۴۵۴)

رابطه (۴)

$$t_0 = \frac{b}{SE(b)}$$

قدر مطلق t_0 با $t_{(n-2\frac{\alpha}{2})}$ از جدول t با $n-2$ درجه آزادی قابل مقایسه است. در صورتی که قدرمطلق t_0 بزرگتر از t جدول (t_ϵ) با $n-2$ درجه آزادی و در سطح معنی‌داری α باشد ($|t_0| > t_{(n-2\frac{\alpha}{2})}$)، شواهد کافی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

برای پذیرش فرض صفر وجود نخواهد داشت. در نهایت نتایج حاصل از روند و معنی‌داری آن، به صورت ترکیبی در مقیاس‌های زمانی ماهانه و سالانه و برای سطوحی که معناداری مشاهده شد، با استفاده از نرم‌افزار SURFER ترسیم گردید.

به‌منظور تحلیل افت خیزهای دما از روش الکساندرسون بهره گرفته‌شده است. روش الکساندرسون، میانگین k سال اول با میانگین $n-k$ سال بعدی مقایسه می‌شود تا آماره $T(K)$ از رابطه(۵) به دست آید به‌عبارت‌دیگر (الکساندرسون ، ۱۹۹۷: ۲۷) :

رابطه (۵)

$$T(K) = K \times \bar{Z}_1^2 + (n-K) \times \bar{Z}_2^2$$

معادله شماره ۵ بیان میکند، اگر T_o بزرگتر از یک سطح بحرانی مشخص باشد می‌گوییم فرض صفر در سطح معنی‌داری موردنظر رد شده است. جهت استخراج چرخه‌ها از تکنیک تحلیل همسازه‌ها و تحلیل طیفی بهره گرفته شد. از اهداف تحلیل همسازها، تعیین پارامترهای مشخص‌کننده واریانس بسامدهاست. هر همساز گویای یک رفتار تناوبی در یک سری زمانی است. ازاین‌رو هر طول‌موج متوالی در سری زمانی تناوبی با یک همساز نشان داده می‌شود. برای تبدیل سری زمانی به فرکانس و محاسبه هارمونیک ها بایستی ابتدا دو پارامتر را از روابط(۶ و ۷) حساب کرد (چتفیلد ترجمه نیرومند و بزرگ نیا، ۱۳۸۱: ۲۸۹):

روابطه (۶)

$$a_1 = \frac{2}{n}\sum_{t=1}^{n} x_t \cos\left(\frac{2\pi q}{n}t\right) \quad q = 1, 2, \ldots, \frac{n}{2}$$

رابطه(۷)

$$b_1 = \frac{2}{n}\sum_{t=1}^{n} x_t \sin\left(\frac{2\pi q}{n}t\right) \quad q = 1, 2, \ldots, \frac{n}{2}$$

در رابطه‌ی فوق q تعداد هارمونیک ها (هم سازها) می‌باشد که برای سری های زوج به تعداد $q = \frac{n}{2}$ و برای سری های زمانی فرد $q = \frac{(n-1)}{2}$ هم ساز خواهیم داشت.

برای آزمون معنی‌داری ابتدا باید سه مرحله زیر را به انجام رساند(عساکره، ۱۳۸۸: ۳۳-۵۰):

الف) محاسبه میانگین طیف ($\bar{S}$)

ب) محاسبه خودهمبستگی مرتبه اول برای مشاهدات (سری زمانی داده‌ها) (r_1)

ج) محاسبه طیف برای یک سری تصادفی با مشخصات ($\bar{S}$) و (r_1) سری موجود با استفاده از رابطه‌ی (۸)

$$I(F_i) = \bar{s}\left[\frac{1 - r_1^2}{1 + r_1^2 - 2r_1\cos(\frac{\pi \times i}{q})}\right] \qquad i = 1, 2, \ldots, q$$

رابطه (۸)

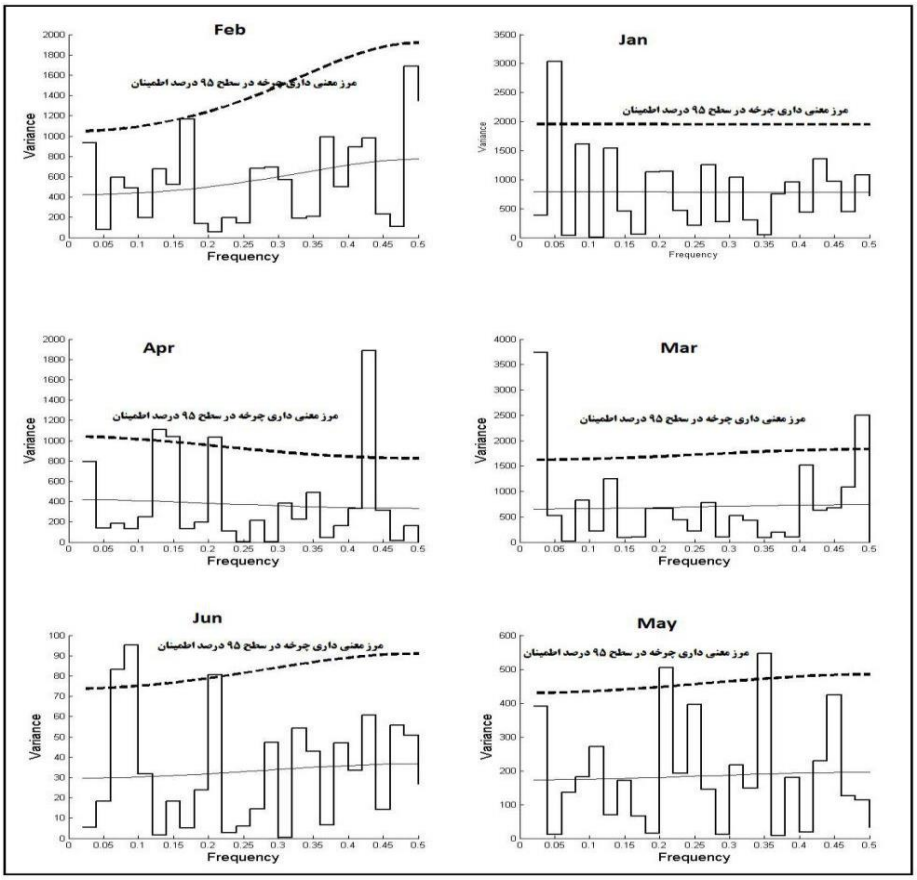
در رابطه فوق $I(F_i)$ واریانس همسازه‌های است که متعلق به سرس تصادفی بوده است به طوری که این سری تصادفی دارای روند و چرخه معنی‌دار نمی‌باشد.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

نتایج

تحلیل چرخه های بارش ماهانه سالانه ایران

بررسی چرخه‌های بارش ماهانه در ماه ژانویه در شکل (۱) نشان می‌دهد که شماره همساز ۲ با احتمال ۰/۰۴ درصد و با واریانس و تغییرات بالا دارای چرخه میان‌مدت ۲۵ ساله است. در حالی که ماه فوریه فاقد هرگونه چرخه معنی‌داری می‌باشد و در ماه مارس یک چرخه ۵۰ ساله با احتمال وقوع ۰/۰۲ با شماره همساز یک و یک چرخه ۲/۰۸ با احتمال ۰/۴۸ و با شماره همساز ۲۴ وجود دارد این درحالی است که شماره همساز یک با واریانس و ضریب تغییرات بالاتری نسبت به شماره همساز ۲۴ برقرار است. بنابراین می‌توان گفت با توجه با واریانس بیشتر چرخه پنجاه ساله نسبت به چرخه دو ساله این چرخه نقش مهمتری را در بارش ماه مارس ایجاد کرده است، از طرف دیگر به‌دلیل مطابقت چرخه ۵۰ ساله با طول دوره آماری که ۵۰ ساله می‌باشد می‌توان گفت که داده‌های بارش دارای روند هستند.

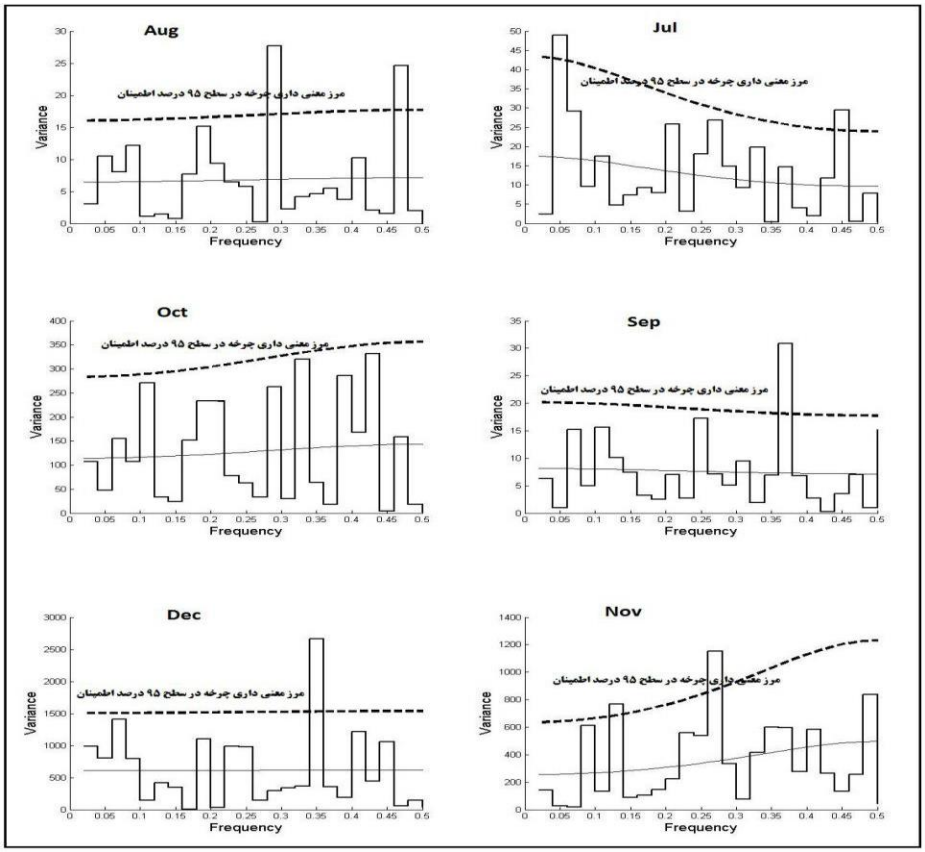


شکل(۱). دارنمای چرخه‌های ماهانه بارش ایران

در بررسی وضعیت چرخه‌های فصل بهار(آوریل، می، ژوئن) مشخص شده است که در ماه آوریل چهار نوسان یا چرخه وجود دارد به‌گونه‌ای که چرخه ۸ ساله با شماره همساز۶ با احتمال وقوع ۰/۱۲ ، چرخه ۷ ساله با شماره

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

همساز۷ با احتمال وقوع ۰/۱۴ درصد، چرخه ۵ ساله با شماره همساز ۱۰ با احتمال وقوع ۰/۲ و چرخه ۲ ساله با شماره همساز ۲۱ و با احتماع وقوع ۰/۴۲ رخ داده است. می‌توان گفت از آنجایی که چرخه ۸ و چرخه ۲ بیشترین مقدار واریانس را داشته است مهمترین و بیشترین نقش را بارش‌های ماه آوریل داشته است. در ماه می دو چرخه ۵ ساله و ۲/۹ ساله رخ داده است. به‌گونه‌ای که احتمال وقوع چرخه ۵ ساله ۰/۲ و احتمال وقوع چرخه ۲/۹ ساله ۰/۴۲ بوده است. در ماه ژوئن سه چرخه ۱۶/۶۶ با احتمال وقوع(۰/۰۶) و چرخه ۱۲/۵ با احتمال وقوع(۰/۰۸) و چرخه ۵ ساله با احتمال وقوع ۰/۰۲ رخ داده است. می‌توان گفت در طول فصل بهار چرخه‌های کوتاه مدت ۲ تا ۸ ساله اتفاق افتاده است. در حالی که در فصل زمستان چرخه‌های میان مدت و بلند مدت هم مشاهده شده است. در شکل (۲) بررسی وضعیت نوسانات بارش فصل تابستان و پائیز نمایش داده شده است. بیشتر نوسانات و چرخه‌های آن دارای چرخه‌های ۲ تا ۴ ساله است و تنها یک چرخه ۲۵ ساله وجود دارد. به‌گونه‌ای که در ماه جولای شماره همساز ۲ با احتمال وقوع ۰/۰۴ دارای نوسان و چرخه ۲۵ ساله و شماره همساز ۲۲ با احتمال وقوع ۰/۴۴ دارای چرخه ۲/۲۷ ساله بوده است. ماه اوت دارای دو چرخه و نوسان ۳/۵۷ و ۲/۱۷ ساله و ماه سپتامبر دارای یک چرخه ۲/۷۷ ساله طی دوره مورد مطالعه بوده است.



شکل(۲). دارنمای چرخه‌های ماهانه بارش ایران

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

در جدول (۱) وضعیت نوسانات و چرخه‌های بارش طی دوره مورد مطالعه در فصل پاییز نشان می‌دهد که ماه اکتبر فاقد چرخه و نوسان معنی‌داری می‌باشد. در ماه نوامبر سه چرخه ۸/۳۳ ساله،۳/۸۴ ساله و ۲/۹۴ ساله با واریانس بالا وجود دارد. در ماه دسامبر یک چرخه ۵۰ ساله با شماره همساز یک و با واریانس بسیار بالا(۲۰۸۴۶/۱۳) وجود دارد که این نشان دهنده وجود روند در داده‌های بارشی ماه دسامبر است. وضعیت بارش سالانه نشان می‌دهد که دو چرخه ۶ ساله و ۴/۸ ساله با واریانس بالا در داده‌های بارش سالانه وجود دارد که به ترتیب دارای شماره همساز ۸ و ۱۰ و احتمال وقوع (۰/۱۶، ۰/۲۰) می‌باشد. در نهایت می‌توان گفت که اکثر چرخه‌ها و نوسان‌های کوتاه مدت ۲ تا ۸ ساله در بارش‌های ایران برقرار است و بجز در ماه‌های مارس و دسامبر که دارای چرخه و نوسان ۵۰ ساله و نشان دهنده وجود روند در داده‌هاست در سایر ماه‌های سال چرخه بلندمدت و طولانی مدت در داده‌های بارش دیده نمی‌شود.

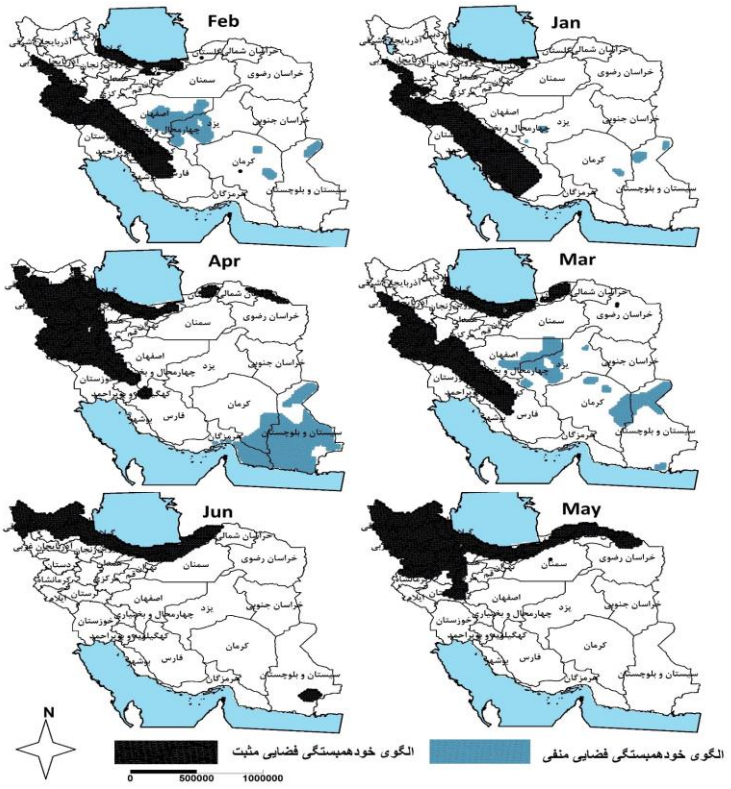
جدول (۱). مشخصات چرخه های بارش ماهانه ایران

	شماره همساز	چرخه	احتمال	واریانس
ژانویه	۲	۲	۰,۰۴	۳۰۳۸,۷۱
فوریه	*	*	*	*
مارس	۱	۵۰	۰,۰۲	۳۷۴۰,۹۹
	۲۴	۲,۰۸	۰,۴۸	۲۴۹۱,۹۱
آوریل	۶	۸,۳۳	۰,۱۲	۱۱۰۸,۶۸
	۷	۷,۱۴	۰,۱۴	۱۰۳۵,۴۵
	۱۰	۵	۰,۲	۱۰۳۳,۰۵
	۲۱	۲,۳۸	۰,۴۲	۱۸۸۸,۳۶
می	۱۰	۵	۰,۲	۵۰۵,۲۱
	۱۷	۲,۹۴	۰,۳۴	۵۴۶,۳۶
ژوئن	۳	۱۶,۶۶	۰,۰۶	۸۳,۰۹
	۴	۱۲,۵	۰,۰۸	۹۵,۲۴
	۱۰	۵	۰,۲	۸۰,۴۵
جولای	۲	۲۵	۰,۰۴	۴۸,۸۶
	۲۲	۲,۲۷	۰,۴۴	۲۹,۸۱
آگوست	۱۴	۳,۵۷	۰,۲۸	۲۷,۶۶
	۲۳	۲,۱۷	۰,۴۶	۲۴,۵۶
سپتامبر	۱۸	۲,۷۷	۰,۳۶	۳۰,۸۷
اکتبر	*	*	*	*
نوامبر	۶	۸,۳۳	۰,۱۲	۷۶۹,۱۳
	۱۳	۳,۸۴	۰,۲۶	۱۱۵۱,۴۵
	۱۷	۲,۹۴	۰,۳۴	۲۶۶۳,۹۴
دسامبر	۱	۵۰	۰,۰۲	۲۰۸۴۶,۱۳
سالانه	۸	۶	۰,۱۶	۳۰۱۵۱,۹
	۱۰	۴,۸	۰,۲	۴۰۵۲۸,۵۱

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

الگوی خودهمبستگی فضایی بارش ماهانه ایران

در شکل (۳) الگوی خودهمبستگی فضایی بارش در فصل زمستان و بهار را سطح کشور نشان می‌دهد که در ماه ژانویه مناطق موجود در خوشه بالا که دارای الگوی خودهمبستگی فضایی و بارش بالایی است در نواحی سواحل شمال دریای خزر و نواحی غرب و جنوب‌غرب کشور در راستای نوار کوهستانی زاگرس می‌باشد. در نواحی غربی کشور به دلیل قرارگیری در مسیر توده‌هواهای و سامانه‌های کم‌فشار سودانی، دریای مدیترانه، خلیج‌فارس و شار رطوبتی ناشی از دریای سرخ و مدیترانه منجر به ایجاد بارش‌هایی در این نواحی می‌شود به همین دلیل الگوی خودهمبستگی فضایی بالا که بیانگر بارش بالا می‌باشد و با رنگ تیره دیده می شود در این نواحی قرار گرفته است. در حالی که الگوی خودهمبستگی فضایی پایین که با بارش کمی همراه است به صورت لکه‌های پراکنده در نواحی شرقی و جنوب‌غرب کشور دیده می‌شود، که با توجه به محدود بودن محدوده تحت اشغال خود قابل چشم‌پوشی می‌باشند. در حالی که در ماه فوریه وضعیت الگوی خودهمبستگی فضایی بالا همانند ماه ژانویه در نوار ساحلی دریای خزر و نواحی غربی و جنوبغربی کشور در راستای نوار کوهستانی زاگرس و در دامنه‌های بادگیر آن رخ داده است. الگوی خودهمبستگی فضایی پایین که با بارش کم همراه است در نواحی داخلی ایران(اصفهان و یزد) قرار دارد در حالی که لکه‌های پراکنده بسیار کوچکی از الگوی خودهمبستگی پایین که با رنگ آبی نشان داده شده است، در نواحی شرقی کشور وجود دارد.



شکل (۳). نقشه الگوی خودهمبستگی فضایی بارش ماهانه ایران، رنگ تیره همبستگی بالا، آبی هبستگی پایین ، سفید عدم همبستگی

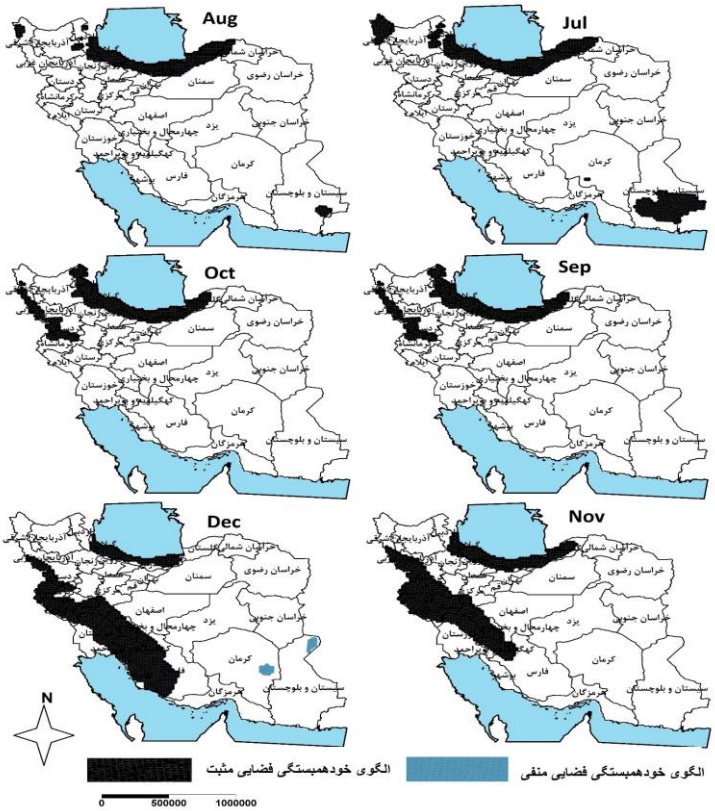
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

در شکل (۳) الگوی خودهمبستگی فضایی بارش ماه مارس نشان می‌دهد که وضعیت بارش‌های با الگوی خودهمبستگی بالا در تمامی زمستان منطبق بر نواحی غرب، جنوب‌غرب و نوار شمالی کشور است. زیرا این نواحی منطقه ورود سیکلون‌های مدیترانه و عرض‌های شمالی‌اند و از سوی دیگر رطوبت بارش‌های آنها بدلیل نزدیکی به منابع آبی تامین کننده رطوبت جو که شامل(خلیج‌فارس، دریای عرب، دریای مدیترانه، دریای سرخ، دریای سیاه و دریای خزر) می‌باشد در طول فصل زمستان به‌خوبی تامین می‌شود. در حالی که الگوی خودهمبستگی فضایی پایین که با بارش کم همراه است در نواحی داخلی ایران و در دامنه بادپناه زاگرس قرار دارد که از یک‌طرف رطوبت کافی و از سوی دیگر عامل ناپایداری در جو فراهم نمی‌باشد و به همین دلیل این نواحی در طول فصل زمستان از بارش کم‌تری برخوردار اند. در شکل (۳) الگوی خودهمبستگی فضایی بارش-های بهار(آوریل، می، ژوئن) نشان می‌دهد که در ماه آوریل بارش‌های با مقادیر بالا که الگوی خودهمبستگی بالایی را دارا می‌باشند علاوه بر مناطقی از غرب کشور به سمت نواحی شمال‌غربی کشور کشیده شده است. در حالی که نوار ساحلی دریای خزر همانند فصل زمستان دارای خودهمبستگی فضایی بالایی است. با این حال نواحی جنوب‌شرق کشور دارای الگوی خودهبستگی فضایی پایین بوده و از میزان بارش کمتری برخوردار می-باشد. با این حال در ماه می الگوی خودهمبستگی فضایی بالای بارش از منطقه غربی کشور خارج شده و کمی به سمت نواحی شمالی‌تر کشیده شده و کاملا منطقه شمال‌غرب کشور را در برگرفته است. در اواخر فصل بهار(ژوئن) محدوده الگوی خودهمبستگی فضایی بالا که از بارش بالایی برخوردار بوده است نسبت به اوایل فصل بهار محدودتر شده و به نوار ساحلی دریای خزر و شمالی‌ترین منطقه شمال‌غرب محدود شده است. در شکل (۴) نقشه الگوی خودهبستگی فضایی بارش فصل تابستان(جولای، آگوست، سپتامبر) مشاهده می‌شود که در ماه جولای، آگوست و سپتامبر الگوی خودهمبستگی فضایی بالا منطبق بر نوار ساحلی دریا خزر بوده است. عامل اصلی کنترل کننده جو و اقلیم ایران در فصل تابستان پرفشار دینامیکی جنب حاره است به همین دلیل الگوی خودهبستگی فضایی بالا و با بارش زیاد در منطقه مطالعاتی دیده نمی‌شود. اما از آنجایی که پرفشار جنب حاره از یک‌طرف به عرض‌های ۳۵ درجه شمالی و پایین‌تر از آن محدود شده است و نمی‌تواند نواحی سواحل دریای خزر را تحت تاثیر خود قرار دهد. و از طرف دیگر به‌دلیل نفوذ بادهای غربی و فعال بودن سامانه کم‌فشار دریای خزر در فصل تابستان شرایط لازم برای ناپایداری هوا به همراه رطوبت دریای خزر می‌تواند بارش‌های زیادی در طول فصل تابستان ایجاد کند.

در ماه جولای در نواحی جنوب‌شرقی کشور نیز الگوی خودهمبستگی فضایی بالای برقرار است این در حالی است که در ماه سپتامبر به دلیل خروج تدریجی پرفشار دینامیکی جنب حاره و نفوذ جریانات و توده‌هواهای با ماهیت سرد در دامنه‌های زاگرس منجر به ایجاد بارش‌هایی می‌شود به همین دلیل الگوی خودهمبستگی فضایی بالا با بارش بالا در این مناطق قرار گرفته است. با این حال با فرارسیدن فصل پاییز(اکتبر، نوامبر، دسامبر) و عقب‌نشینی پرفشار جنب‌حاره به سمت عرض‌های پایین‌تر سامانه‌ها و جریانات عرض‌های شمالی به سمت عرض‌های پایین‌تر نفوذ می‌کنند و بارش‌های ایران را تحت تاثیر خود قرار می‌دهد. به‌گونه‌ای که در ماه اکتبر الگوی خودهمبستگی فضایی بالای بارش‌ها علاوه بر نوار ساحلی دریای خزر بر نواحی غربی کشور نیز برقرار است. در حالی که در ماه نوامبر و دسامبر الگوی خودهمبستگی فضایی بالا که با بارش‌های بالا همراه

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

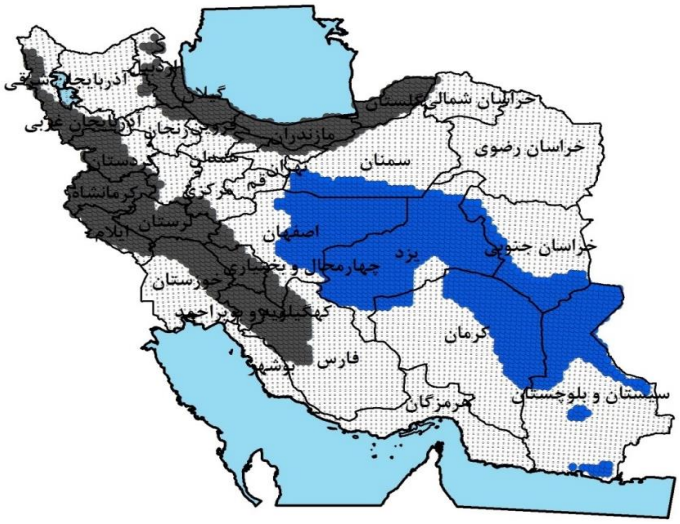
است به سمت نواحی غربی کشور کشیده شده است و بیشترین مساحت الگوی خودهبستگی فضایی بالای بارش در نواحی غربی و جنوب‌غربی کشور حاکم است. با این حال در فصل پاییز تقریبا الگوی خودهمبستگی فضایی پایینی در منطقه مشاهده نشده است.



شکل (۴). نقشه الگوی خودهمبستگی فضایی بارش ماهانه ایران ، رنگ تیره همبستگی بالا، آبی هبستگی پایین ، سفید عدم همبستگی

در شکل (۵) الگوی خودهمبستگی فضایی بارش سالانه نشان می‌دهد که بارش‌های با مقدار بالا که دارای الگوی خودهمبستگی فضایی بالا می‌باشد در تمام طول سال در نوار ساحلی دریای خزر و نواحی غربی، جنوب‌غرب و شمالغرب برقرار است. در حالی که بارش‌های با الگوی خودهمبستگی پایین که با مقادیر بارشی پایین همراه است در نواحی مرکزی و شرقی کشور برقرار است. در این راستا می‌توان گفت که هم عوامل محلی و هم عوامل خارجی در ایجاد این بارش موثر است که می‌توان به عوامل محلی مانند؛ ارتفاعات و دامنه‌های بادگیر زاگرس و البرز، همرفت‌های دامنه‌ای، عرض جغرافیایی و نزدیکی به منابع رطوبتی و از عوامل خارجی می‌توان به سامانه-های کم‌فشار دریای مدیترانه، کم‌فشار سودانی، پرفشار سیبری و غیره اشاره کرد.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]



شکل (۵). نقشه الگوی خودهمبستگی فضایی بارش سالانه ایران ، رنگ تیره همبستگی بالا، آبی هبستگی پایین ، سفید عدم همبستگی

جدول (۲). درصد مساحت الگو های خود همبستگی فضایی بارش ایران

نام ماه	خود همبستگی بالا	خود همبستگی پایین	بدون خود همبستگی
ژانویه	۱۴	۱،۵	۸۴،۵
فوریه	۱۱	۴	۸۵
مارس	۱۲	۷،۵	۸۰،۵
آوریل	۱۵،۵	۱۰،۵	۷۴
می	۱۵	-	۸۵
ژوئن	۸	-	۹۲
جولای	۷،۵	-	۹۲،۵
آگوست	۴	-	۹۶
سپتامبر	۶	-	۹۴
اکتبر	۶	-	۹۴
نوامبر	۱۴،۵	-	۸۵،۵
دسامبر	۱۶،۵	۱،۵	۸۲
سالانه	۱۸،۵	۱۷،۵	۶۴

نتیجه گیری

تحقیق حاضر نشان داد که توزیع مکانی بارش‌های ایران همگن نیست و از الگوی واحدی تبعیت نمی‌کند و مقدار بارش‌های ایران طی دوره مورد مطالعه در ماه‌های مختلف سال دارای تغییرات و نوسانات زیادی بوده‌اند. به‌گونه‌ای که بیشترین مقدار بارش‌ها در ماه‌های مربوط به فصل زمستان و بعد از آن در فصل پاییز(اکتبر، نوامبر، دسامبر) و کمترین مقدار آن در دوره گرم سال (بهار و تابستان) رخ داده است. با این حال می‌توان گفت دوره سرد سال در ایران به‌دلیل فراهم بودن شرایط جوی از جمله نفوذ و عبور توده‌های هوای عرض‌های شمالی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

و انتقال رطوبت به سمت نواحی داخلی ایران منجر به ایجاد ریزش‌های جوی در ایران شده است. در دوره گرم سال با عقب‌نشینی توده‌های هوا به سمت نواحی شمالی و نفوذ پرفشار دینامیکی جنب حاره بر روی ایران علارغم فراهم بودن رطوبت از میزان بارش‌ها به شکل قابل ملاحظه‌ای کاسته شده است. در رابطه با میزان تغییرات و نوسانات ایجاد شده در بارش‌ها نتایج نشان داد که کمترین مقدار تغیرات و نوسانات زمانی رخ داده است که سامانه‌ها و توده‌هواهای عرض‌های شمالی با ماهیت سرد به منطقه نفوذ کرده و منجر به ایجاد تغییرات ناچیز در ریزش‌های جوی شده‌اند. به‌طوری که میزان نوسانات بارش‌های زمستان نسبت به سایر فصول کم و تا حدودی ناچیز بوده است. در فصل‌های پاییز و تابستان بیشترین مقدار ضریب تغییرات در بارش‌ها مشاهده شده است که این امر نشان می‌دهد بارش‌ها در این فصل‌ها بی‌ثبات‌تر و نامنظم‌تر و با مقدار بارش‌های مختلفی رخ داده‌اند. در ادامه بررسی روند بارش‌ها نشان داد که بارش‌های ایران طی دوره مورد مطالعه در اکثر مناطق دارای روند کاهشی بوده است. با این حال در بعضی از مناطق در فصل زمستان روند افزایشی (یاسوج، شهرکرد، خرم آباد و گرگان) نیز مشاهده شده است. روند بارش‌ها در زمان‌ها و مکان‌های مختلف تحت تاثیر شرایط متفاوت متغیر و ناهمگن بوده است. از آنجایی که عوامل مختلفی باعث ناهمگنی در سری‌های اقلیمی می‌شود و منجر به ایجاد تغییرات و نوساناتی در بارش‌های ایران شده است. بررسی چرخه‌های بارش ماهانه ایران نیز نشان داده است که بیشتر چرخه‌های بارشی ایران ۲ تا ۴ ساله و دارای دوره کوتاه مدت بوده است. این در حالی است که دو چرخه میان مدت ۲۵ ساله در ماه‌های ژانویه و جولای و دو چرخه بلند مدت ۵۰ ساله در ماه‌های مارس و دسامبر که نشان دهنده وجود روند در بارش‌های ماه مارس و دسامبر است. دو ماه فوریه و اکتبر فاقد چرخه مشخص بوده‌اند. تجزیه و تحلیل الگوی خودهمبستگی بارش‌ها نشان داد که الگوی خودهمبستگی فضایی بالا که دارای مقادیر بالای بارش‌ها بوده‌اند در فصل زمستان منطبق بر نواحی غربی، جنوب‌غرب و نوار ساحلی دریای خزر بوده‌اند. در این نواحی زمینه لازم برای ناپایداری جو و شرایط رطوبتی کافی فراهم بوده و بیشترین مقدار بارش‌ها در این نواحی رخ داده است. با فرارسیدن فصل بهار الگوی خودهمبستگی بالای بارش از نواحی غربی و جنوب‌غرب به سمت نواحی شمال‌غربی کشیده شده است و در فصل تابستان تقریبا به نواحی ساحلی خزر محدود شده است و در فصل پاییز و با فرارسیدن دوره سرد سال و نفوذ عوامل صعود و فراهم شدن رطوبت کافی بارش‌ها دوباره به منطقه غرب، جنوب‌غرب و نواحی ساحلی دریای خزر کشیده شده است. الگوی خودهمبستگی فضایی پایین که منطبق بر بارش‌های با مقادیر کمتر بوده است به صورت لکه‌های پراکنده‌ای در نواحی جنوبی، مرکزی و جنوب‌شرقی کشور در ماه‌های زمستان و بهار به صورت ناچیز برقرار است. بررسی الگوهای خود همبستگی بارش نشان دهنده‌ی تمرکز این الگوها در سواحل خزر و نوار کوهستانی زاگرس است. دلیل این این امر ناشی از آن است که در نوار ساحلی دریای خزر رطوبت بالا و سامانه‌های عرض‌های شمالی به همراه جریان بادهای غربی منجر به ایجاد بارش‌های فراوانی شده است. با این حال رطوبت مورد نیاز بارندگی‌های ایجاد شده در اثر پرفشار سیبری، در اثر تبخیر حاصل از دریای خزر است که با استفاده از دمای نقطه شبنم و اختلاف دما و همینطور قسمتی از رطوبت این بارش‌ها از طریق - سیکلونهای مهاجر از دریای سیاه و مدیترانه یا اقیانوس اطلس فراهم می‌شود (علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶: ۴۶)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

زیرا این نواحی یکی از مسیرهای عبور و نفوذ سیکلون‌های مدیترانه و منطقه نفوذ سامانه کم‌فشار سودانی است و نقش دامنه‌های زاگرس در ایجاد بارش‌های زمستانه را نیز باید دخیل دانست.

در فصل بهار الگوی خودهمبستگی بالا به شمال غرب و سواحل خزر محدود می گردد. در این راستا می‌توان ازیک‌طرف عامل اصلی بارش‌های بهاره نواحی شمال غربی کشور را وجود رطوبت مناسب در جو و حاکمیت ناپایداری‌های همرفتی براثر گرمایش سطح زمین و فراهم شدن شرایط همرفت دامنه‌ای براثر تابش عمودی آفتاب بر دامنه‌های آفتاب‌گیر و از طرف دیگر وجود بادهای غربی و امکان ورود رطوبت دریای مدیترانه و شرایط جغرافیایی محلی آن منطقه دانست (علیجانی،۱۳۸۷: ۱۳۴). به همین دلیل زمینه بارش‌های با مقادیر بالا در منطقه شمالغرب و شمال کشور فراهم شده استکمترین مقدار بارش‌های ایران در فصل تابستان به دلیل شرایط خاص اقلیمی(سیطره پرفشار جنب حاره) رخ داده است. در ماه های ژوئن، جولای و آگوست الگوی خود همبستگی بالا علاوه بر نوار شمالی کشور د در نواحی جنوبشرق نیز مشاهده می شود. زیرا در منطقه جنوب‌شرق کشور در فصل تابستان جریان بادهای موسمی با نفوذ به نواحی جنوب‌شرقی کشور رطوبت بسیار زیادی را از شبه‌قاره هند و خلیج بنگال وارد منطقه جنوب‌شرقی کشور می‌کنند و در صورت صعود و اجازه فعالیت پرفشار جنب حاره بارش‌های زیادی را ایجاد می‌کند. هنگام وقوع این بارش‌ها در جنوب آسیا نوعی هماهنگی بین سیستم‌های فشار دیده می‌شود این هماهنگی به صورت کنش‌های متقابل بین کم‌فشارهای عرض‌های پائین جغرافیایی و پرفشارهای عرض‌های میانی در در سطح ۵۰۰ هکتو پاسکال قابل مشاهده است(کریپالانی و همکاران[1]، ۱۹۹۷: ۱۰۵۵). به‌گونه‌ای که در فصل تابستان گرمایش زمینی موجب ایجاد کم-فشار حرارتی در سطح زمین می‌شود و هر گاه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی زبانه پرارتفاع جنب حاره عقب-نشینی کند و کم‌ارتفاع حاکم شود هوای مرطوب موسمی سطوح زیرین می‌تواند تا سطح تراکم، در جو بالا برود و موجب ایجاد بارش شود(نجار سلیقه، ۱۳۸۰: ۱۲۴) علاوه بر این بارش‌ها هنگامی تشدید می‌شود که در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکالی پرارتفاع تبت به سمت غرب منتقل شده باشد و رودباد شرقی دامنه جنوبی آن، واگرایی جو بالا را تقویت کند(پروند، ۱۳۷۰: ۸۷). این مطالعه نتایج مطالعات قبلی(جاسون و همکاران،۲۰۱۰، دروگرزو همکاران،۲۰۱۲، رحیم زاده و همکاران،۱۳۹۰، زارع ابیانه و همکارانف۱۳۹۰، و خوش رو،میرناصری و پسرکلو۱۳۹۶) را تایید می کند. با توجه به روند کاهشی حاکم بر بارش کشور از یک سو و شرایط یحرانی منابع آبی کشور از سوی دیگر بازنگری و تغییر برنامه های توسعه اقتصادی مناطق مرکزی و شرقی کشور لازم و ضروری به نظر می رسد. همچنین لازم است تاثیر این روند بر آینده‌ی منابع آبی در تحقیقات دیگری مطالعه و بررسی گردد.

منابع

پروند، حسین، (۱۳۷۰)، **اثر مونسون جنوب غربی بر روی ایران**. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، موسسه ژئوفیزیک.

پوراصغر، فرناز؛ قائمی، هوشنگ، جهانبخش، سعید و ساری صراف، بهروز، (۱۳۹۶)، **تاثیر دمای سطح آب اقیانوس هند بر تغییرات بارش نیمه جنوبی کشور**، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، ۲۸ (۲): ۱۴۵- ۱۶۶.

[1] - kripalani et al.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

چتفیلد، سی، (۱۳۸۱)؛ **مقدمه‌ای بر تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی**، ترجمه حسنعلی نیرومند و ابوالقاسم بزرگ‌نیا، انتشارات فردوسی مشهد.

حجام، سهراب؛ خوشخو، یونس و شمس الدین وندی، رضا، (۱۳۸۷)، **تحلیل روند بارندگی های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوضه ی مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری**، پژوهشهای جغرافیایی، ۶۷ : ۱۵۷-۱۶۸.

خوش‌روش، مجتبی؛ میرناصری، محمد و پسرکلو، مهسا، (۱۳۹۶)، **آشکارسازی روند تغییرات بارش شمال کشور با استفاده از آزمون غیر پارامتری من- کندال**، پژوهشنامه حوضه آبخیز، ۸ (۱۶): ۲۲۳- ۲۳۱.

رحیم‌زاده، فاطمه؛ هدایت دزفولی، اکرم و پور اصغریان، آرزو، (۱۳۹۰)، **ارزیابی روند و جهش نمایه‌های حدی دما و بارش در استان هرمزگان**، فصلنامه جغرافیا و توسعه، ۹ (۲۱): ۱۱۶-۹۷

زارع ابیانه، حمید؛ بیات ورکشی، مریم و یزدانی، وحید، (۱۳۸۹)، **تحلیل روند تغییرات سالانه و فصلی دما، بارش و خشکسالی های استان همدان**، فصلنامه علمی پژوهشی آبیاری و آب، ۱ (۳): ۴۷- ۵۸.

عزیزی، قاسم (۱۳۸۲)؛ **تغییر اقلیم**، چاپ اول، نشر قومس.

عساکره، حسین(۱۳۸۶)؛ **تغییر اقلیم**،چاپ اول، انتشارات دانشگاه زنجان.

عساکره حسین(۱۳۹۰)؛ **مبانی اقلیم شناسی آماری**، انتشارات دانشگاه زنجان.

علیجانی، بهلول؛ محمدی، حسین و بیگدلی، آتوسا(۱۳۸۶)، **نقش الگوهای فشار در بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر**، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، ۴ (۱۶): ۵۲-۳۷.

علیجانی، بهلول (۱۳۸۷)، **آب و هوای ایران**، چاپ هشتم، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.

مسعودیان سید ابوافضل و کاویانی محمدرضا(۱۳۸۷)، **اقلیم شناسی ایران**، چاپ اول، انتشارات دانشگاه اصفهان.

سلیقه، محمد، (۱۳۸۰)، **الگوهای سینوپتیکی بارشهای تابستانه جنوب شرق ایران**، مجله تحقیقات جغرافیایی، ۶۲: ۱۱۴- ۱۲۵.

Alexanderson, Hans and Anders Moberg(1997): **Homogenization of Swedish temperature data, part I: homogeneity test for linear trends**, international journal of climatology, 172: 25-34.

Droogers, P,. Immerzeel, W. W, Terink, W, Hoogeveen, J, Bierkens, M. F. P, van Beek, L. P. H and B. Debele(2012**); Water resources trends in Middle East and North Africatowards 2050,** Hydrology and Earth System Sciences, 16: 1–14.

Gong, Dao-Yi; Shi, Pei-Jun & Wang, Jing-Ai(2004); **Daily precipitation changes in the semi-arid region over northern China,** Journal of Arid Environments 59: 771–784.

Gonzalez-Hidalgo,jose carlos; lopez- bustins, joan-albert; stepanek, petr; martin-vide, Javier & de luis, martin(2009); **monthly precipitation trends on the Mediterranean feringe of the iberian peninsula during the second- half the twentieth century(1951-2000),** international journal of climatology,pp 1415-1429.

Jason p.Evans(2010); **Global warming impact on the dominant precipitation processes in the Middle East**, the appl climatol99:pp389-402.

kripalani,R, H.Ashwini Kulkarani and S.Vsingh(1997), **Association of Indian summer monsoon with the northern hemisphere mid-latitude circulation,** International Journal of climatology, 17: 1055-1067.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]
[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]

Olkonomou,CH; Flocas, H.A; Hatzaki, M; Asimakopoulos, D.N & Giannakopoulos, C(2008); **future changes the occurrence of extreme precipitation events in eastern Mediterranean**, Global NEST Journal, 10 (2): 255-262.

Simone Fatichi and Enrica Caporali(2009**); Review A comprehensive analysis of changes in precipitation regime inTuscany;** international journal of climatology, 28: 1883-1893

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.51.11.8]

[DOI: 10.29252/jgs.18.51.235]