نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال هجدهم، شماره ۴۸، بهار ۹۷

بررسی و تحلیل تغییرات درون دهه‌ای روند و الگوی فضایی بارش‌های سالانه و فصلی (مطالعه موردی: نیمه غربی ایران)

دریافت مقاله: ۹۶/۶/۲۳ **پذیرش نهایی:** ۹۶/۱۱/۱۵

صفحات: ۷۸-۵۹

فاطمه غیاث آبادی فراهانی : دانشجوی دکتری اقلیم شناسی دانشگاه تهران، ایران.
f.ghias62@yahoo.com
فرامرز خوش اخلاق : استادیار اقلیم شناسی گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران، ایران [۱].
fkhosh@ac.ir
علی اکبر شمسی پور : استادیار اقلیم شناسی گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران، ایران.
shamsipr@ut.ac.ir
قاسم عزیزی: دانشیار اقلیم شناسی گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران، ایران.
ghazizi@ut.ac.ir
ابراهیم فتاحی : دانشیار گروه جغرافیای طبیعی پژوهشکده هواشناسی، تهران، ایران.
ebfat2002@yahoo.com

چکیده

هدف از این مطالعه تحلیل تغییرات درون دهه ای داده و الگوی فضایی بارش های سالانه و فصلی نیمه غربی ایران است. به این منظور داده‌های بارش روزانه بارش از پایگاه داده‌ای اسفزاری استخراج شده است. این پایگاه داده ای در دو بخش تهیه شده ، پایگاه داده ای اول با استفاده از ۱۴۳۴ ایستگاه و پایگاه دوم به کمک ۵۷۸ ایستگاه با تفکیک مکانی ۱۵× ۱۵ کیلومتر بوده و در قالب سیستم تصویر لامبرت مخروطی تولید شده است. داده های روزانه بارش دوره ۲۰۱۵-۱۹۸۶ (طی سه دهه) مورد بررسی قرار گرفت. برای واکاوی تغییرات درون دهه ای بارش از تحلیل الگوی خودهمبستگی فضایی آماره عمومی *G و به منظور بررسی روند تغییرات از تحلیل رگرسیون، آزمون من کندال استفاده شده است. در انجام محاسبات از امکانات برنامه نویسی Matlab و برای عملیات ترسیمی از نرم افزارهای Surfer و GIS بهره گرفته شد. نتایج حاصل از این مطالعه بیانگر این است که الگوهای خوشه‌ای مثبت بارش در مقیاس سالانه بیشتر در امتداد کوههای زاگرس و بخش‌هایی از غرب منطقه مورد مطالعه می باشد. در مقیاس فصلی الگوی خودهمبستگی فضایی بارش در فصل پاییز و زمستان تقریبا از الگوی سالانه پیروی کرده، در حالی‌که در فصل بهار الگوی فضایی مثبت بارش بیشتر در بخش‌های شمالی منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است. نتایج حاصل از تغییرات درون دهه‌ای الگوهای خودهمبستگی فضایی مثبت بارش نیمه غربی ایران نشان می‌دهد به سمت دوره‌های اخیر به استثنای فصل زمستان که روند افزایشی نامحسوسی تجربه کرده، در مقیاس سالانه، فصل بهار و پاییز از گستره مکانی الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت بارش کاسته شده است. درحالیکه الگوهای خودهمبستگی فضایی منفی بارش در مقیاس

---

۱. نویسنده مسئول: تهران، خیابان وصال، کوچه آذین، دانشکده علوم جغرافیایی، گروه جغرافیای طبیعی.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

سالانه و فصلی روند کاهشی را تجربه کرده است. با این وجود به جز دوره‌ی دوم، الگوی فضایی بارش در منطقه مورد مطالعه تغییرات مکانی قابل توجهی نداشته است. نتایج حاصل از تحلیل روند بیانگر این است که در مقیاس سالانه فصل زمستان اکثر مناطق نیمه غربی کشور از روند کاهشی برخوردار بوده است. در فصل بهار و پاییز با وجود اینکه در منطقه روند افزایشی بارش مشاهده شده ، اما در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنی دار نبوده است.

کلید واژگان: بارش، الگوی خودهمبستگی فضایی، رگرسیون، من-کندال، نیمه غربی ایران.

مقدمه

بارش یکی از متغیرهای کلیدی آب و هوا است که الگوی مکانی و زمانی دسترسی به منابع آب را تحت تأثیر قرار می دهد (تاگزاک و همکاران[1]،۲۰۱۴:۵۰). به همین دلیل است که بررسی روندهای بلند مدت و تنوع متغیرهای آب و هوایی به یک موضوع حیاتی برای مدیریت پایدار منابع آب (طبری و همکاران،۲۰۱۵:۱۷۵۱) و کشاورزی (مرسی[2]،۲۰۱۵:۱۲) در نقاط مختلف جهان، تبدیل شده است. بنابراین تجزیه و تحلیل روند بارندگی در بررسی اثرات تغییرات اقلیمی برای برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب اهمیت دارد(هایگ[3]، ۲۰۱۴:۱۸).

تاکنون مطالعات بسیاری در زمینه تغییرات بارش و تجزیه و تحلیل روند توسط بسیاری از محققان در سراسر جهان انجام شده است. رگرسیون خطی و روش من کندال از روش های آماری هستند که اقلیم شناسان به طور وسیعی ، برای تعیین روند از آن استفاده کرده اند. در این زمینه می توان به کارهای هنسی و همکاران[4] (۱۹۹۹) در استرالیا، زنگ و همکاران[5] (۲۰۰۵) در چین، آگویلار و همکاران[6] (۲۰۰۵) روند تغییرات دما و بارش خاورمیانه، کیان و لین[7] (۲۰۰۵) و جیانگ و همکاران[8] (۲۰۰۸) در حوضه رودخانه یانگ تسه در چین، تورکش و همکاران[9] (۲۰۰۸) در ترکیه ، شارما و همکاران[10] (۲۰۱۷) در هند و لانگات و همکاران[11] (۲۰۱۷) در کنیا اشاره نمود. در همین رابطه اکینرمی و همکاران[12] (۲۰۰۱) الگوهای فضایی و فصلی روند بارش کانادا را با تحلیل رگرسیون بررسی کردند. نتایج حاکی از افزایش معناداری در مقادیر و تعداد رویدادهای بارشی طی سال‌های ۱۹۹۶-۱۹۹۵ بود. طبری و حسین زاده طلایی(۲۰۱۱) به مطالعه روند بارش ۴۱ ایستگاه سراسر کشور در دوره ۱۳۸۴-۱۳۴۵ با استفاده از آزمون های من-کندال و رگرسیون خطی پرداختند. نتایج حاکی از منفی بودن روند بارش سالانه اکثر ایستگاه ها بوده و نیز نشان داد روند بارش در فصول بهار و زمستان منفی

1Taxak et al.
2 Mercy
3 Haigh
4 Hennessy et al.
5 Zang et al.
6 Aguilar et al.
7 Qian and lin.
8 Jiang et al.
9 Turkes et al.
10 Sharma et al.
11 Langat et al.
12 Akinermi et al.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

بوده است. همچنین نتایج به دست آمده به وسیله روش های پارامتری و ناپارامتری بسیار به همدیگر نزدیک بودند. تاگزاک و همکاران (۲۰۱۴) روندهای بارش سالانه و فصلی را در حوضه رودخانه وینگانگا در مرکز هند با استفاده از داده های شبکه بندی CRU در دوره ۲۰۱۲-۱۹۰۱ مورد بررسی قرار دادند. نتایج روند کاهشی در بارش سالانه نشان داد که تنها در ۷ گرید روند کاهشی معنادار بود. در مقادیر فصلی افزایش غیر معنادار بعد از دوره مونسون(اکتبر و نوامبر) و کاهش معنی دار برخی نقاط شبکه در دوره مونسون (ژوئن تا سپتامبر)مشاهده شد. همچنین نتایج مطالعه آنها روند افزایشی بارش در ۱۹۰۱ تا ۱۹۴۸ و روند کاهشی بارش در ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۲ را نشان می دهد. چن و همکاران[1] (۲۰۱۴) روند تغییرات بارش، دما و رواناب حوضه آبریز یانگ‌تسه چین را طی دوره ۱۹۵۵ تا ۲۰۱۱ با استفاده از آزمون من کندال مورد بررسی قرار دادند. آنها در مطالعه خود نشان دادند که میانگین دما روندی افزایشی داشته و بارش هیچگونه تغییرات معناداری را تجربه نکرده و رواناب از روندی افزایشی برخوردار بوده است. مطالعه دیوپ و همکاران[2] (۲۰۱۶) در تحلیل زمانی-مکانی بارش سنگال در بازه زمانی ۲۰۱۳-۱۹۴۰، با روش کندال و شیب سن، روند کاهش بارش سالانه در بیشتر موارد را نشان داد. نتایج روند مثبت و در مواردی معنادار در سطح ۹۵٪ برای دوره ۲۰۱۳-۱۹۸۴ بود. مرابتن و همکاران[3] (۲۰۱۶) به مطالعه تغییرات زمانی طولانی مدت ۱۹۳۴-۲۰۱۴ شهر شارجه امارات با روش-های پارامتری و ناپارامتری پرداختند. نتایج این تحقیق نشان داد بارش سالانه از ۳ میلی متر تا ۹/۴ میلی متر در هر دهه روند کاهشی داشته است که دلیل آن را کاهش قابل ملاحظه بارش زمستانی ، به ویژه در دوره زمانی ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۴ می دانند.

در ایران نیز مطالعات زیادی در زمینه بارش صورت گرفته ، عسکری و همکاران (۱۳۸۶) با مطالعه روند نمایه های بارش های حدی در سطح کشور نتیجه گرفتند که تقریبا در دو سوم از ایران مقدار سالانه بارش در روزهای تر کاهش یافته و نمایه روزهای با بارش سنگین افزایش یافته است. همچنین تعداد روزهای تر در یک سوم بخش های جنوبی کشور روند منفی داشته است. نتایج تحقیق عساکره (۱۳۸۶) نشان می دهد تغییرات زمانی و مکانی بارش ایران در دهه های اخیر شدید بوده و حدود نیمی از مساحت ایران در معرض تغییرات قرار گرفته اند. این تغییرات عمدتا در نواحی کوهستانی و نیمه غربی رخداد بیشتری داشته اند و عموما نواحی با بارندگی بیشتر متحمل تغییرات بیشتری نیز بوده اند.

کتیرایی و همکاران (۱۳۸۶) به بررسی روند بارش در ایران با استفاده از ۳۸ ایستگاه طی دوره‌ی (۱۹۶۱-۲۰۰۱) با بهره گیری از آزمون من کندال نشان داد که ایستگاه‌های واقع در منطقه‌ی غرب و شمال غرب دارای روند بارش سالانه کاهشی و بیشتر ایستگاه‌های واقع در نواحی جنوبی و مرکزی ایران دارای روند افزایشی هستند. در مطالعه عزیزی و همکاران(۱۳۸۷) که به بازیابی تغییر اقلیم در نیمه غربی کشور با تحلیل های آماری چند متغیره پرداختند، مشخص گردید که در ایستگاه های مختلف، مجاورت با شهرهای بزرگ و موقعیت نسبی جغرافیایی در جهت روند تغییرات موثر بوده است. همچنین بر اساس نتایج بدست آمده داده های بارش و رطوبت غالبا از روند تغییرات معنی داری برخوردار نیستند. بررسی نگارش و همکاران (۱۳۹۱) از

1 Chen et al.
2 Diop et al.
3 Merabtene et al.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

تغییرات نحوه پراکندگی زمانی و نوع بارش های ایستگاه سقز با روش های آماری پارامتری و ناپارامتری کاهش جزئی بارش را نشان می دهند. خودهمبستگی جزئی بارش سالانه بیانگر این بود که بارش های همسان هر ۹ سال یکبار تکرار می شوند ولی نوسان ترسالی ها و خشکسالی ها روند منظمی ندارند . نتایج تحلیل فضایی علیجانی و همکاران(۲۰۱۳) با استفاده از آماره موران[1] نشان داد که بارش ایران از الگوی خوشه ای فضایی برخوردار است. همچنین ارزیابی نقاط داغ و سرد ، با استفاده از آماره G* ، خوشه های بارش با ارزش بالا و خودهمبستگی فضایی را در نوار شمالی و کمربند شمال غرب ایران بر روی محور زاگرس تا استان فارس نشان داد. لکه های سرد و مناطق با بارش پایین را در قسمت های ایران مرکزی ، جنوب و جنوب شرق ایران شناسایی شدند. در پژوهشی دیگر علیجانی و همکاران (۱۳۹۴) به واکاوی همبستگی درون دهه‌ای بارش کشور با استفاده از پایگاه داده بارش اسفزاری طی دوره ۵۰ ساله پرداختند. نتایج حاکی از یک الگوی خوشه ای بالا در الگوهای دهه‌ای بارش‌های ایران است، چنانکه نوار جنوب غرب از خودهمبستگی فضایی مثبت و نوار مرکز از خودهمبستگی فضایی منفی برخوردار می باشد.

بنابر مطالب و پیشینه مطالعاتی فوق‌الذکر، تغییرات درون دهه‌ای بارش نیمه غربی ایران به عنوان یکی از قطب‌های مهم کشاورزی کشور کم‌تر مورد بررسی قرار گرفته است. از این رو در این مطالعه با استفاده از روش-های زمین آمار تغییرات درون دهه‌ای بارش مورد بررسی قرار گرفت. لذا پژوهش حاضر با تأکید بر جنبه‌های تحلیل تغییرات مکانی بارش در بستر زمان در نیمه غربی ایران متمرکز شده است و به واکاوی روند تغییرات و الگوی درون دهه‌ای خود همبستگی فضایی بارش سالانه و فصلی نیمه غربی ایران می‌پردازد.

روش تحقیق

منطقه مورد مطالعه و داده ها

منطقه مورد مطالعه که دربرگیرنده نیمه کوهستانی غرب کشور می باشد از ´۵۲ -°۲۹ تا ′۴۶-°۳۹ عرض جغرافیایی و ′۲-°۴۴ تا ′۱۲-°۵۳ طول جغرافیایی امتداد دارد. این سرزمین از یک سو تحت تاثیر سیستم های آب و هوایی مناطق حارّه و جنب حارّه است و از سوی دیگر متأثر از شرایط آب و هوایی عرض های میانی به ویژه سیستم بادهای غربی می باشد. پرفشار سیبری، منطقه همگرایی دریای سرخ، بیابان های عربستان و آفریقا نیز آب و هوای این منطقه را تحت تاثیر قرار می دهند.

با توجه به هدف های پژوهش از دو پایگاه داده‌ای بهره گرفته‌شده است:

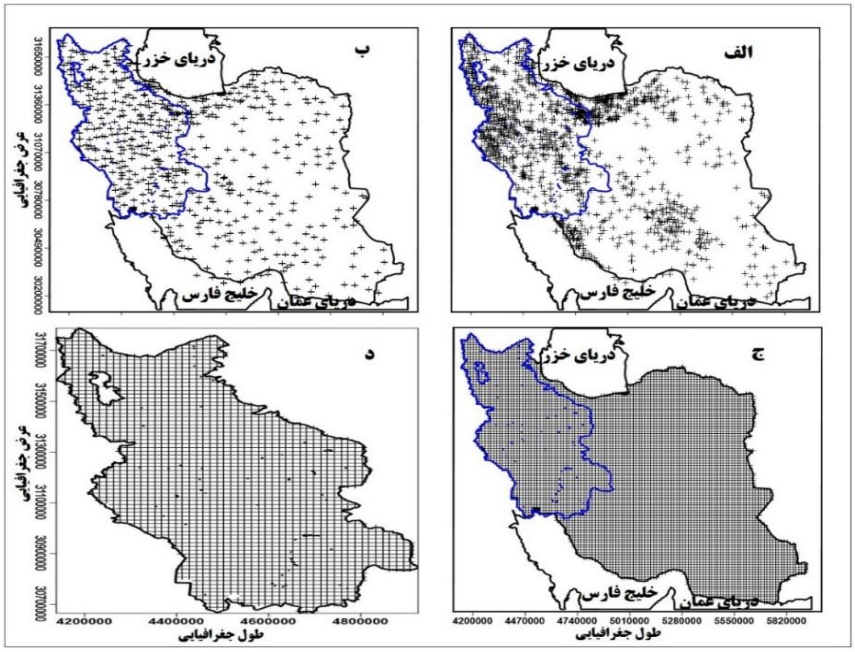
منبع اول: داده های میان‌یابی شده‌ی پایگاه داده‌ی اسفزاری[2] با تفکیک مکانی ۱۵× ۱۵ کیلومتر برای دوره‌ی ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۲/۲۹ برای ۱۴۳۴ ایستگاه به ابعاد ۷۱۸۷×۱۵۹۹۲ روز تولید شده است. از این تعداد ایستگاه ۷۷۸ ایستگاه آن در منبع اول برای منطقه مورد مطالعه می‌باشد. داده های این پایگاه در قالب سیستم تصویر لامبرت مخروطی تولید شده است و در قالب یک ماتریس ۷۱۸۷× ۱۵۹۹۲ با آرایش S (زمان در سطرها و مکان در ستون ها) مرتب شده است شکل (۱، الف).

1 Moran's I

[2]- این پایگاه توسط مسعودیان در دانشگاه اصفهان تدوین گردیده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

منبع دوم: این بخش از داده ها با استفاده از ۵۷۸ ایستگاه سینوپتیک (از این تعداد ایستگاه ۲۸۰ ایستگاه آن در منبع دوم برای منطقه مورد مطالعه می باشد) از تاریخ ۱۳۸۳/۱۲/۲۹ تا ۱۳۹۵/۱۲/۲۹ با استفاده از همان روش و همان تکنیک (در قالب سیستم تصویر لامبرت مخروطی) اضافه شده به پایگاه داده ای اول ایجاد گردیده است که در مجموع ماتریسی به ابعاد ۷۱۸۷×۲۰۴۵۴ ساخته شده است شکل (۱، ب).



شکل(۱). پایگاه داده ای پایگاه داده های اسفزاری (الف)، پایگاه داده های تکمیل شده اسفزاری (ب)، پایگاه شبکه ای اسفزاری (ج) پایگاه داده ای شبکه ای منطقه مورد مطالعه (د)

تحلیل‌های آماری

داده های مورد نیاز برای سه فصل پاییز، فصل زمستان ، فصل بهار از پایگاه داده ای اسفزاری طی دوره آماری ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ استخراج گردیده است و به عنوان پایگاه داده ای مورد استفاده قرار گرفت. بعد از تشکیل پایگاه داده ای روز بارشی به روزی گفته شده است که حداقل بارشی یک میلیمتر و بالاتر از آن را تجربه کرده باشد. به منظور بررسی و تحلیل دقیق بارش نیمه غربی ایران دوره آماری به سه دهه ۱۹۸۶ تا ۱۹۹۵، ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ تقسیم گردیده است. به منظور بررسی الگوی حاکم بر بارش نیمه غربی کشور از روش‌های زمین آمار خودهمبستگی فضایی (آماره عمومی G) استفاده شد. سپس به کمک روش پارامتری و ناپارامتری تحلیل رگرسیون و من کندال و شیب سن روند تغییرات بارش در بازه ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت.

برای تجزیه و تحلیل داده ها از امکانات برنامه نویسی در نرم افزار متلب[1] و به منظور ترسیم نقشه ها از سامانه اطلاعات جغرافیایی[1] و سورفر[2] بهره گرفته شده است.

1. MATLAB

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

الگوی خودهمبستگی فضایی ، آماره عمومی G

به کمک روش های زمین آمار ، الگوی خودهمبستگی فضایی GI تغییرات فضایی بارش مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. نمایه‌ی یاد شده میزان همبستگی که ناشی از تمرکز نقاط موزون (یا پهنه‌ای که بوسیله‌ی نقاط موزون باشد) و همه‌ی نقاط موزونی که در داخل شعاع فاصله‌ی d از نقطه‌ی موزون مبدأ باشد، را اندازه گیری می‌کند. فرض کنید که یک پهنه‌ای بهnمنطقه ،$i=1,2,.....,n$ تقسیم شده باشد و موقعیت هر نقطه با یک سیستم مختصات مکانی (برای نمونه سیستم متریک لامبروت مخروطی) مشخص شده باشد.

گیتس و اُرد[3] در سال ۱۹۹۲ آماره‌ی G و G^* را به عنوان شاخصی جهت اندازه‌گیری ارتباط فضایی در حالت-های متعدد پیشنهاد کردند. آماره‌ی $Gi(d)$ برپایه‌ی رابطه (۱) محاسبه می‌شود(اُرد و گیتس، ۱۹۹۵: ۲۸۶-۳۰۵):

رابطه (۱)
$$G_i(d)=\frac{\sum_j w_{ij}(d)x_j}{\sum_j x_j} \quad j \neq i$$

که در آن $w_{ij}(d)$ متناسب با ماتریس وزن فضایی یک یا صفر خواهد بود. عبارت یاد شده در صورتی یک خواهد بود که نقطه‌ی مورد نظر در داخل فاصله‌ی(d) که برای نقطه‌ی i در نظر گرفته شده است، باشد. در غیر این صورت اگر در خارج از شعاع دایره‌ی مورد نظر باشد، وزن صفر به آن تعلق خواهد گرفت. در نمایه‌ی G ارتباط هر نقطه‌ی با خودش نیز صفر در نظر گرفته می‌شود. حاصل جمع وزن‌ها به صورت رابطه (۲) نوشته می‌شود:

رابطه (۲)
$$W_i = \sum_{j \neq i} w_{ij}(d)$$

عملگرشمارنده سیگما در رابطه(۱) حاصل جمع همه‌ی x_j هایی است که در شعاع فاصله‌ی d از نقطه‌ی iاُم هستند. لازم به ذکر است که خود x_i در نظر گرفته نمی‌شود. در مخرج کسر حاصل جمع همه‌ی x_j ها بدون در نظر گرفتن خود x_i می‌باشد. میانگین و پراش برای نقطه‌ی iاُم نیز به کمک روابط (۳) و (۴) و (۵) و (۶) و (۷) بدست خواهد آمد (دارند و همکاران ۲۰۱۷: ۴۱۵-۴۲۴):

رابطه (۳)
$$\bar{x}_i = \frac{\sum_j x_i}{(n-1)}$$

رابطه (۴)
$$s^2(i) = \frac{\sum_j x^2_j}{(n-1)} - [\bar{x}(i)]^2$$

و پراش Gi به کمک رابطه‌ی زیر نیز بدست می‌آید:

رابطه (۵)
$$Var(G_i) = \frac{W_i(n-1-W_i)}{(n-1)^2(n-2)}\left[\frac{s(i)}{\bar{x}(i)}\right]^2$$

مقادیر G و G^* از طریق این عمل آماری $Wi/(n-1)$ و محاسبه‌ی ریشه‌ی دوم پراش آن استاندارد می‌شوند.

1 GIS
2 Surfer
3 Getis - ord

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

رابطه (۶)

$$G_i(d) = \frac{\sum_j w_{ij}(d)x_j - W_i\bar{x}(i)}{s(i)\{[(n-1)S_{1,1}) - W_i^2]/(n-2)\}^{\frac{1}{2}}} \quad ,j \neq i$$

اگر ما وزن خود نقطه‌ی i را نیز در نظر بگیریم ($w_{ii} \neq 0$)، آماره‌ی استاندارد شده‌ی G^* به کمک رابطه‌ی زیر بدست خواهد آمد.

رابطه (۷)

$$G_i^*(d) = \frac{\sum_j w_{ij}(d)x_j - W_i^*\bar{x}}{s(i)\{[(nS_{1,1}^*) - W_i^{*2}]/(n-2)\}^{\frac{1}{2}}} \quad ,j = i$$

در رابطه‌های ۶ و ۷، $W_i^* = W_i + w_{ii}$، $S_{1,1} = \sum_j w_{ij}^2$ که در آن $j \neq i$ و $S_{1,1}^* = \sum_j w_{ij}^2$ که در آن $j=i$ و $\bar{x}$ و s^2 به ترتیب میانگین و پراش نمونه را نشان می‌دهند. مقادیر استاندارد شده‌ی G یا G^* برپایه‌ی جدول نمره Z تفسیر می‌شوند. در این پژوهش از نمایه‌ی G^* (جی استار[1]) استفاده شده است.

تحلیل روند

در تحقیقات اقلیمی هر دو رویکرد (پارامتری و ناپارامتری) به کار می‌روند. در حالیکه آماره های پارامتری می-تواند دید کلی از روند و گرایش آن ایجاد کند، آزمون‌های ناپارامتری را می توان برای سری‌های زمانی بدون در نظر گرفتن خطی یا غیر خطی بودن روند بکار برد(یو و پیلون[2]، ۲۰۰۴ ؛ احمدی و همکاران ، ۱۳۹۵:۲۱۰).

رگرسیون خطی

در این مطالعه به‌منظور تحلیل روند از روش رگرسیون[3] خطی استفاده شده است. در این روش میزان تغییرپذیری بارش طی زمان مورد تحلیل قرار می‌گیرد. معنی‌داری این تحلیل با استفاده از آزمون t استودنت مورد آزمون واقع شد تحلیل رگرسیون، تکنیک آماری برای تحلیل و به مدل درآوردن ارتباط بین متغیرهاست مفاهیم اولیه مدل رگرسیونی وسیله‌ای جهت تشریح دو مفهوم اساسی تغییرپذیری متغیر وابسته (y) در اثر تغییر متغیر مستقل (x) بکار می‌رود. در تحلیل زمانی، ساده‌ترین تعریف از روند تغییرات عناصر اقلیمی، به‌وسیله رگرسیون خطی بیان می‌شود. در این راستا باید بهترین خطی که بر مختصات نقاط حاصل از دو متغیر x و y بر یک صفحه وجود دارد، تعیین گردد. یکی از روش‌های برازش خط، روش حداقل مربعات است. در این روش خط طوری روی نقاط برازش داده می‌شود که مجموع مربعات انحرافات به حداقل برسد. معادله رگرسیون ساده بارش (p) و زمان (t) طبق رابطه (۸) تعریف می‌شود (بازرگان لاری، ۱۳۸۵: ۱۳۶):

رابطه (۸)

$$p = a + bt + e_t$$

در رابطه (۸) t زمان، a عرض از مبدا، b شیب خط روند و e_t خطای تصادفی مدل رگرسیونی می‌باشد. شیب خط نوع و میزان ارتباط را نشان می‌دهد. در واقع میزان تغییر در بارش به ازای گذر زمان (t) را برآورد

1 G*(Hot Spot Analysis)
2 Yue & Pilon
3 Regression

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

می‌نماید. شیب مثبت، ($b > 0$) نشان‌دهنده رابطه مستقیم دو متغیر است. بدین معنی که در امتداد زمان بارش افزایش می‌یابد. شیب منفی، ($b < 0$) نشان‌دهنده رابطه معکوس زمان - بارش است. شیب صفر، ($b=0$) نیز نشان‌دهنده فقدان روند است برای برآورد شیب خط (b) و عرض از مبدأ (a) از روابط (۹) و (۱۰) استفاده می‌شود(آذر و منصوری ۱۳۸۷: ۵۶):

رابطه (۹)

$$b = \frac{\sum_{i=1}^{n}(t_i - \bar{t})\,(p_i - \bar{p})}{\sum_{i=1}^{n}(t_i - \bar{t})^2}$$

رابطه (۱۰)

$$a = \bar{p} - b\bar{t}$$

روش من-کندال

یکی از معروفترین آزمون‌های ناپارامتری روند، آزمون من-کندال است. شرط لازم برای استفاده از این آزمون عدم وجود خودهمبستگی در سری زمانی داده‌ها می باشد، با این حال ممکن است داده‌ها دارای خودهمبستگی معنی دار باشند. حامد و رائو[1](۱۹۹۸) بهبود آزمون من-کندال با حذف اثرات خودهمبستگی را پیشنهاد کردند. بدین منظور در این مطالعه به جای آزمون من کندال کلاسیک از ویرایش دیگر آن یعنی آزمون من-کندال با حذف کامل ساختار خودهمبستگی(mk3) استفاده شده که بطور کامل توسط کومار و همکاران[2] (۱۷۶:۲۰۰۹) و احمدی و همکاران(۲۱۰:۱۳۹۵) شرح داده شده است.

نتایج رگرسیون خطی و آزمون من کندال در سطح اطمینان ۹۵٪ مورد آزمایش قرار گرفتند.

شیب خط روند با روش تخمین‌گر سن

در آزمون من-کندال شیب خط روند سری داده‌ها با روش تخمین‌گر سن[3] از رابطه ناپارامتری (۱۱) محاسبه می گردد:

رابطه (۱۱)

$$\beta = Median\left[\frac{X_j - X_i}{j - i}\right] \qquad (j > i)$$

که در آن β برآوردگر شیب خط روند و X_i , X_j به ترتیب مقادیر مشاهداتی i ام و j ام می باشند. مقادیر مثبت (منفی) β نشان دهنده روند افزایشی (کاهشی) در سری داده‌هاست (سن،۱۹۶۸؛احمدی و همکاران:۱۳۹۵،۲۱۳).

1 Hamed and Rao
2 Kumar et al.
3 Sen's estimator

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

نتایج

ویژگی‌های عمومی درون دهه‌ای بارش

در جدول (۱) بعضی از مشخصات توصیفی و مکانی بارش‌های سالانه و فصلی طی دهه‌های مختلف (۱۹۸۶-۱۹۹۵، ۱۹۹۶ – ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶ – ۲۰۱۵) نیمه غربی ایران آورده شده است. میانگین بارش در منطقه مورد مطالعه ۳۴۶/۶۵ میلیمتر می باشد جدول (۱). توزیع مکانی بارش سالانه بیانگر این است که به سمت دوره‌های اخیر میانگین بارش کاهش قابل محسوسی داشته است. برای مثال میانگین بارش در دوره اول (۱۹۸۶ – ۱۹۹۵) برابر با ۳۸۵/۶۹ میلیمتر می باشد این در حالی است که این مقدار در دوره سوم (۲۰۰۶-۲۰۱۵) به ۳۰۱/۶۳ میلیمتر رسیده باشد که چیزی نزدیک به ۸۴ میلیمتر کاهش داشته است.

بررسی وضعیت نمایه های مرکزی بارش در هر سه دوره با توجه به اختلاف بسیار زیاد میانگین، میانه و مد بیانگر افت و خیز بالای بارش در منطقه مورد مطالعه می باشد. به طوری که واریانس بالا و ضریب تغییرات بالای ۴۰ درصد تاییدی براین گفته است. کما اینکه دامنه چارکی و کشیدگی بالای ۲ تاییدی دیگر بر این ادعاست. وضعیت پراکندگی بارش طی دوره‌های مختلف بیانگر این است که علاوه بر اینکه به سمت دور های اخیر از میانگین بارش کاسته شده ضریب تغییرات بارش به شکل نامحسوسی کاهش داشته است. برای مثال ضریب تغییرات بارش در دوره اول ۴۸/۷۲ درصد بوده است که این وضعیت برای دوره سوم به ۴۲/۱۸ درصد رسیده وحداکثر میانگین مکانی رخداد بارش سالانه با ۱۴۰۶/۲۷ میلیمتر در دوره اول رخ داده است. جدول (۱).

ارزیابی وضعیت مشخصات مکانی بارش در فصل بهار تقریبا وضعیتی مشابه با وضعیت بارش سالانه دارد به طوری که در فصل بهار هم به سمت دوره‌های اخیر بارش‌های بهاره کاهش قابل توجهی داشته است. میانگین بارش فصل بهار در منطقه مورد مطالعه ۷۰/۲۴ میلیمتر ست علاوه بر آن وضعیت بارش بهاره در منطقه مورد مطالعه بیانگر این است که بارش در این فصل از ضریب تغییرات بالایی برخوردار می‌باشد. بالاترین ضریب تغییرات بارش در فصل بهار با ۵۰/۴ درصد در دوره دوم رخ داده است. حداکثر میانگین بارش‌های بهاره با ۲۴۴/۰۱ میلیمتر در دوره اول رخ داده است و حداقل آن با ۱۵۸/۴۷ میلیمتر مربوط به دوره اول می باشد جدول (۱). اختلاف زیاد دامنه چارکی بارش در هر سه دوره فصل بهار تاییدی دیگری بر افت خیز روزانه بالای بارش و ناهمگون بودن توزیع مکانی بارش فصل بهار در منطقه مورد مطالعه می‌باشد از طرف دیگر دامنه تغییرات بعضاً بالای ۲۰۰ میلیمتر (در دوره اول) تأییدی دیگری بر این ادعاست. جدول (۱).

جدول (۱). مشخصات توصیفی بارش طی دوره های مختلف در مقیاس سالانه و فصلی

	سالانه				بهار			
دوره	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	کل	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	کل
میانگین	۳۸۵/۶۹	۳۵۲/۶۴	۳۰۱/۶۳	۳۴۶/۶۵	۷۹/۱۵	۶۶/۸۴	۶۴/۷۳	۷۰/۲۴
میانه	۳۴۳/۹۵	۳۰۸/۰۸	۲۸۴/۷۶	۳۰۷/۱۹	۸۰/۵۸	۶۷/۸۴	۶۶/۲۸	۷۲/۳۸
مد	۱۴۰/۴۳	۱۲۳/۱۹	۸۵/۷۲	۱۰۷/۰۱	۱۸/۶۳	۴۰/۷۷	۲۵/۴۹	۲۰/۱۸
واریانس	۳۵۳۱۲/۷	۲۷۳۲۲/۱	۱۶۱۸۲/۸	۲۴۳۹۷/۱	۱۵۲۱/۸	۱۱۳۴/۷	۷۳۷/۴	۹۹۱/۶
انحراف معیار	۱۸۷/۹۲	۱۶۵/۲۹	۱۲۷/۲۱	۱۵۶/۲۰	۳۹/۰۱	۳۳/۶۹	۲۷/۱۶	۳۱/۴۹
ضریب تغییرات	۴۸/۷۲	۴۶/۸۷	۴۲/۱۸	۴۵/۰۶	۴۹/۲۹	۵۰/۴۰	۴۱/۹۵	۴۴/۸۳

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

دامنه تغییرات	۱۳۳۹/۷۸	۱۰۱۰/۹۹	۸۵۶/۰۲	۱۰۶۷/۹۹	۲۳۲/۷۹	۱۶۲/۲۶	۱۴۷/۷۷	۱۵۸/۱۸
چولگی	۰/۹۸	۰/۹۰	۰/۸۷	۰/۸۹	۰/۳۹	۰/۱۰	۰/۳۳	۰/۰۸
کشیدگی	۴/۵۵	۳/۶۹	۴/۵۷	۴/۱۹	۳/۱۰	۲/۴۳	۳/۰۹	۲/۴۲
بیشینه	۱۴۰۶/۲۷	۱۰۷۶/۴۳	۹۲۴/۰۵	۱۱۳۵/۵۸	۲۴۴/۰۱	۱۶۶/۹۹	۱۵۸/۴۷	۱۶۹/۷۴
کمینه	۶۶/۴۹	۶۵/۴۴	۶۸/۰۳	۶۷/۵۹	۱۱/۲۲	۴/۷۳	۱۰/۷۰	۱۱/۵۶
Q1	۲۵۴/۵۱	۲۳۶/۸۹	۲۲۷/۴۱	۲۴۷/۰۴	۴۵/۹۷	۴۱/۶۲	۴۴/۸۱	۴۴/۶۶
Q2	۳۴۳/۹۵	۳۰۸/۰۸	۲۸۴/۷۶	۳۰۷/۱۹	۸۰/۵۸	۶۷/۸۴	۶۶/۲۸	۷۲/۳۸
Q3	۷۲۳/۲۰	۶۶۲/۹۶	۵۳۸/۵۰	۶۳۳/۵۶	۱۴۵/۸۹	۱۲۱/۹۴	۱۱۲/۳۵	۱۲۰/۶۵

ادامه جدول (۱). مشخصات توصیفی بارش طی دوره های مختلف در مقیاس سالانه و فصلی

	پاییز				زمستان			
دوره	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	کل	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	کل
میانگین	۱۲۲/۶۹	۱۱۴/۳۷	۱۱۶/۴۶	۱۱۷/۸۴	۱۷۴/۸۵	۱۶۲/۳۳	۱۰۸/۶۷	۱۴۸/۶۲
میانه	۱۰۶/۵۱	۹۹/۴۳	۱۰۴/۳۶	۱۰۲/۷۱	۱۴۱/۸۰	۱۲۷/۴۹	۸۹/۴۰	۱۱۷/۷۶
مد	۱۶۳/۹۱	۶۹/۴۴	۷۳/۳۷	۷۴/۸۴	۳۶/۳۷	۸۳/۰۲	۳۵/۰۱	۶۲/۲۵
واریانس	۴۳۷۸	۳۴۷۰/۶	۳۰۴۹/۳	۳۴۱۷/۳	۱۱۰۸۶/۶	۱۰۰۴۳/۴	۳۵۹۷/۸	۷۵۰۲/۵
انحراف معیار	۶۶/۱۷	۵۸/۹۱	۵۵/۲۲	۵۸/۴۶	۱۰۵/۲۹	۱۰۰/۲۲	۵۹/۹۸	۸۶/۶۲
ضریب تغییرات	۵۳/۹۳	۵۱/۵۱	۴۷/۴۲	۴۹/۶۱	۶۰/۲۲	۶۱/۷۴	۵۱/۱۹	۵۸/۲۸
دامنه تغییرات	۴۴۶/۷۲	۳۲۱/۰۸	۳۳۲/۸۷	۳۶۵/۴۱	۷۲۵/۲۵	۵۶۵/۳۷	۳۷۸/۵۸	۵۵۲/۶۴
چولگی	۰/۹۵	۰/۸۳	۰/۸۰	۰/۸۰	۱/۱۹	۱/۰۴	۱/۲۹	۱/۱۲
کشیدگی	۴/۳۷	۳/۳۲	۳/۶۶	۳/۶۴	۴/۷۰	۳/۵۰	۴/۷۵	۴/۱۰
بیشینه	۴۶۰	۳۴۱/۱۲	۳۵۷/۰۸	۳۸۶/۰۷	۷۵۴/۱۲	۵۹۹/۶۲	۴۰۷/۷۱	۵۸۷/۱۵
کمینه	۱۳/۲۸	۲۰/۰۴	۲۴/۲۱	۲۰/۶۶	۲۸/۸۷	۳۴/۲۵	۲۹/۱۳	۳۴/۵۱
Q1	۷۷/۱۸	۶۹/۳۲	۷۶/۶۲	۷۴/۸۲	۹۶/۳۷	۸۲/۷۹	۶۵/۶۳	۸۰/۸۶
Q2	۱۰۶/۵۱	۹۹/۴۳	۱۰۴/۳۶	۱۰۲/۷۱	۱۴۱/۸۰	۱۲۷/۴۹	۸۹/۴۰	۱۱۷/۷۶
Q3	۲۳۶/۷۰	۲۲۵/۹۴	۲۱۳/۸۰	۲۲۰/۴۵	۳۶۹/۰۵	۳۵۴/۴۲	۲۲۲/۷۵	۳۱۱/۰۵

مشخصات مکانی بارش در فصل پاییز نشان می دهد که همانند فصل بهار و زمستان میانگین بارش به سمت دوره‌های اخیر روند کاهشی نامحسوسی را تجربه کرده است. برای مثال میانگین بارش در دوره اول ۱۲۲/۶۹ میلیمتر بوده است این در حالی می باشد که این مقدار برای دوره سوم به ۱۱۶/۴۶ میلیمتر رسیده باشد که تقریبا ۶ میلیمتر کاهش داشته است. توزیع و ضریب تغییرات بارش در فصل پاییز تقریبا وضعیتی مشابه با فصل بهار دارد با این وجود همانند سایر فصول دیگر بالاترین ضریب تغییرات بارش با ۵۳/۹۳ درصد در دوره اول رخ داده است. چولگی بارش برای هر سه دوره در همه فصول مثبت است. در حالت کلی چنانچه چولگی و کشیدگی در بازه (۲ ، ۲-) نباشند داده‌ها از توزیع نرمال برخوردار نیستند. در حالت چولگی مثبت نیز میانگین بزرگتر از میانه و میانه بزرگتر از نما است. در این حالت مشاهدات کوچکتر از نما (مد) تنوع عددی کم ولی فراوانی آن زیاد بوده ولی مشاهدات بزرگتر از نما تنوع عددی زیادی را نشان می‌دهد ولی فراوانی هایشان کوچک است. این وضعیت بیانگر این است که بارش در هر سه دوره از توزیع ناهمگونی برخوردار بوده است جدول (۱).

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

توزیع مکانی وضعیت بارش زمستانه نشان می دهد که بیشترین رخداد بارش‌های نیمه غربی ایران در فصل زمستان رخ داده است به طوری که میانگین بارش فصل زمستان ۱۴۸/۶۲ میلیمتر می باشد که در بین سایر فصول دیگر بیشترین می باشد جدول (۱). میانگین بارش در دوره اول (۱۹۸۶-۱۹۹۵) تقریبا ۱۷۴/۸۵ میلیمتر می باشد این مقدار برای دوره سوم به ۱۰۸/۶۷ رسیده است این وضعیت بیانگر این است که بارش‌های فصل زمستان همانند سایر فصول دیگر به سمت دوره‌های اخیر روند کاهشی داشته است. نمایه‌های مرکزی (میانگین، میانه و مد) اختلاف زیادی با هم دارد و این بیانگر این است که افت خیز روزانه بارش در این فصل بسیار زیاد می باشد به طوری که ضریب تغییرات بارش در دوره اول به ۶۰/۲۲ درصد و برای دوره دوم به ۶۱/۷۴ درصد رسیده است (جدول ۱). حداکثر میانگین مکانی بارش در این فصل در دوره اول ۷۴۵/۱۲، در دوره دوم ۵۹۹/۶۲ و در دوره سوم به ۴۰۷/۷۱ میلیمتر رسیده است. حداقل میانگین بارش طی این سه دوره با ۲۸/۸۷ میلیمتر در دوره اول رخ داده است. از طرفی دیگر اختلاف دامنه چارکی در هر سه دوره بیانگر تغییرات مکانی بالای بارش‌های زمستانه در منطقه مورد مطالعه می باشد.

تحلیل خودهمبستگی فضایی آماره G

در ادامه به منظور بررسی و تحلیل الگوی خودهمبستگی فضایی بارش طی دوره‌های مختلف از شاخص Giاستار استفاده شده است که نتایج آن در شکل ۲ ارائه گردید. در این رویه آماره Gi که برای هر عارضه موجود در داده ها محاسبه می شود، نوعی امتیاز Z است. برای امتیاز Z مثبت و معنادار از نظر آماری، هر چه امتیاز Z بزرگتر باشد، مقادیر بالا به میزان زیادی خوشه بندی شده و لکه داغ (الگوی خودهمبستگی فضایی بارش بالا) تشکیل می‌دهند. برای امتیاز Z منفی و معنادار از نظر آماری، هر چه امتیاز Z کوچکتر باشد، به معنای خوشه بندی شدیدتر مقادیر پایین خواهد بود و این ها در حقیقت لکه‌های سرد (الگوی خودهمبستگی فضایی بارش ناچیز) را نشان می‌دهند. در این اشکال الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت و منفی در سه سطح معنی‌داری ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد یعنی به ترتیب با سطح اطمینان ۱/۶۴، ۱/۹۶ و ۲/۵۴ ارائه شده است شکل (۲).

بررسی توزیع الگوی خودهمبستگی فضایی منطقه مورد مطالعه بیانگر این است که بارش بیشتر در امتداد کوه های زاگرس و بخش های از غرب منطقه مورد مطالعه از الگوی خوشه ای بالا (الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت) برخوردار بوده است الگوی خوشه ای پایین (الگوی خودهمبستگی فضایی منفی) بیشتر در شرق و بعضا به صورت لکه‌های کوچکی در شمال منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است. کما اینکه مطالعه محققین نشان داد که بارش در قسمت‌هایی از امتداد کوه‌های زاگرس، بخش‌هایی از جنوب غرب ایران دارای خودهمبستگی فضایی مثبت یا دارای خوشه‌هایی با ارزش بالا در سطح اطمینان ۹۹ درصد می‌باشند (علیجانی و همکاران ۱۳۹۴: ۷۸ و علیجانی و همکاران ۱۳۹۲). بنابراین می توان به نقش ناهمواری های زاگرس در توزیع بیشنه بارش در نواحی با الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت اشاره کرد (عزیزی و همکاران ۱۳۸۸: ۱-۱۸، شریعت مداری ۱۳۹۱، علیجانی ۱۳۸۵، عساکره ۱۳۸۶: ۱۴۵-۱۶۴ و مسعودیان،۱۳۹۰:۶). تغییرات دوره‌ای الگوی خودهمبستگی فضایی سالانه بارش منطقه مورد مطالعه بیانگر این است که به سمت دوره‌های اخیر از پهنه های الگوی خوشه ای بالا کاسته شده است برای مثال در دوره اول در ۲۲/۳۱ درصد از مساحت منطقه مورد

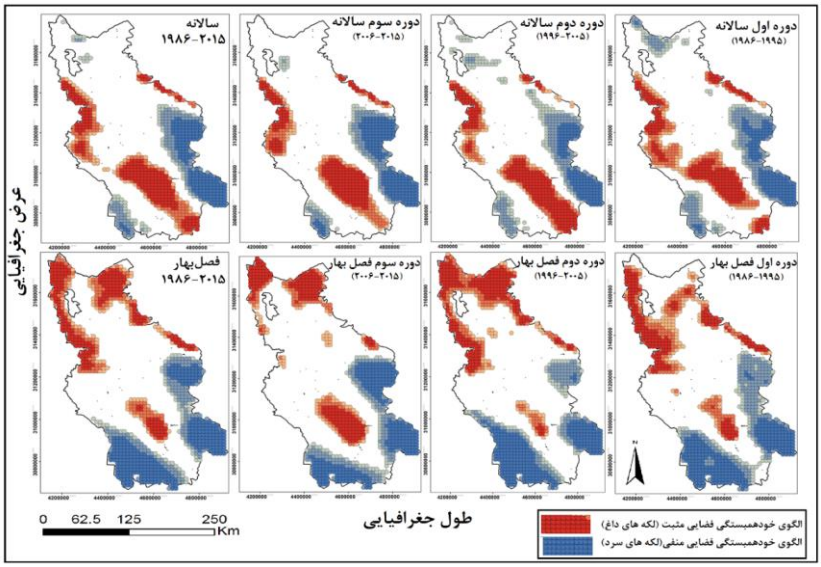
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

مطالعه بارش در سطح ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد تشکیل خودهمبستگی فضایی مثبت داشته است در حالی که این مقدار برای دوره سوم به ۱۹/۰۳ درصد رسیده است که در مجموع نزدیک به ۳ درصد از الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت کاسته شده. با این وجود در سطوح مختلف تغییرات کمی متنوع تر بوده به‌طوری‌که پهنه‌های بارش خوشه‌ای بالا در سطح ۹۹ درصد اطمینان به سمت دوره سوم افزایش داشته است کما اینکه در سطح ۹۵ و ۹۰ درصد روند کاهشی بوده است جدول (۲). با این وجود در مجموع همان طوری که اشاره شده است پهنه های خوشه ای بارش بالا (مثبت) به سمت دوره های اخیر کاهش قابل توجهی را تجربه کرده است شکل (۲). تغییرات دوره‌ای الگوی خودهمبستگی فضایی منفی (الگوی خوشه های پایین) بارش‌های سالانه منطقه مورد مطالعه بیانگر این است که پهنه‌های دارای الگوی خوشه ای پایین همانند پهنه‌های با الگوی خوشه‌ای بالا از روند کاهشی برخوردار بوده است. برای مثال در دوره اول ۲۲/۰۳ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه بارش دارای الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بوده است که این مقدار در دوره سوم به ۱۸/۹ درصد رسیده است جدول (۲). با این وجود الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت و منفی بارش سالانه نیمه غربی کشور به لحاظ مکانی طی دوره‌های مختلف تغییرات نامحسوسی را تجربه کرده اند اما به لحاظ وسعت پوشش به سمت دوره-های اخیر کاهش قابل توجهی داشته است شکل (۲).

توزیع مکانی الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت بارش بهاره متفاوت با الگوی مکانی بارش سالانه می باشد به طوری که الگوی فضایی بارش در فصل بهار در بخش های شمالی منطقه مورد مطالعه دارای الگوی خوشه‌ای بالا بوده این درحالی است که الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بارش های بهاره شبیه به الگوی فضایی منفی بارش های سالانه می‌باشد با این تفاوت که به لحاظ مکانی در فصل بهار گسترش بیشتری داشته است شکل (۲). بنابراین می توان گفت در این فصل بیشینه رخداد بارش ها بیشتر در نیمه شمالی منطقه مورد مطالعه رخ داده است به طوری که وضعیت بارش های بهاره منطقه شمال غرب ایران در فصل بهار بیشتر در ارتباط با عمیق شدن ناوه در ترازهای میانی جو (بر روی عراق، شرق سوریه و جنوب شرق ترکیه) و استقرار چرخندها در ترازهای زیرین بر روی شمال غرب ایران، استقرار پشته / پر ارتفاع در ترازهای میانی جو بر جانب شمالی دریای سیاه و گردش واچرخندی و نزول در ترازهای زیرین جو در شمال شرق شبه‌جزیره عربستان می باشد (خورشید دوست ۱۳۹۵: ۵۳-۸۲).

در فصل بهار الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بارش های بهاره در بخش های جنوبی گسترش بیشتری داشته است. برای مثال الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بارش های بهاره در ۲۶/۹۷ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه را پوشش داده است جدول (۲). با این وجود در این فصل الگوی خودهمبستگی فضایی منفی و مثبت به سمت دوره‌های اخیر کاهش قابل توجهی داشته است شکل (۲). وضعیت الگوهای فضایی منفی در سطح ۹۹ و ۹۰ درصد به سمت دوره‌های اخیر از تغییرات قابل توجهی برخوردار نبوده است اما در سطح ۹۵ درصد اطمینان به سمت دوره سوم نزدیک به ۳ درصد کاهش داشته است. در مجموع درفصل بهار الگوهای خوشه ای بالای بارش در دوره دوم بیشتر به سمت نواحی شمالی منطقه به ویژه اردبیل و ارومیه و در دوره سوم در نواحی مرتفع زاگرس گسترش پیدا کرده است. ضمن اینکه از مساحت الگوی خوشه ای بالا در نواحی شمالی در دوره سوم کاسته شده است.

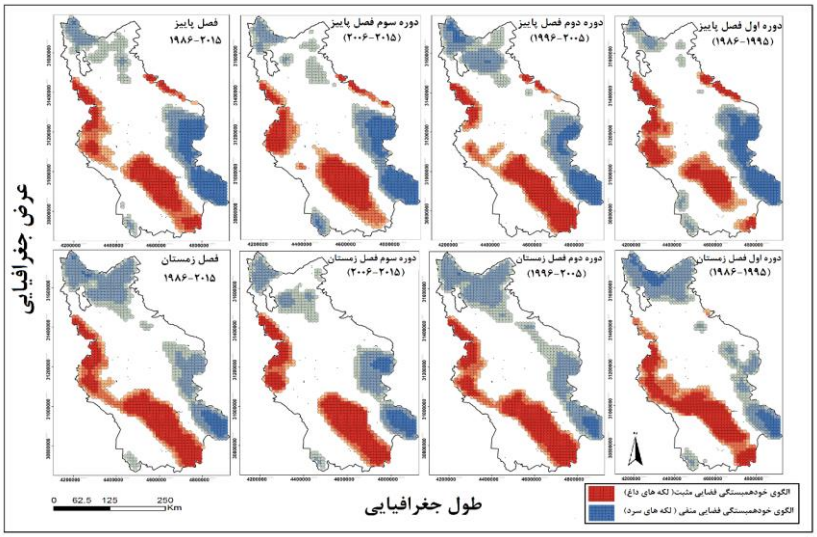
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]



شکل (۲). توزیع الگوی خودهمبستگی درون دهه ای بارش های فصلی و سالانه نیمه غربی ایران

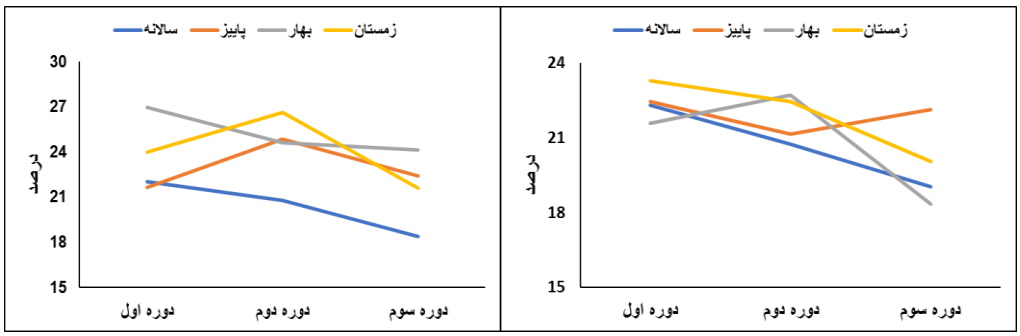
وضعیت الگوی خودهمبستگی فضایی بارش در فصل پاییز تقریبا از الگوی سالانه تبعیت می‌کند با این تفاوت که در فصل پاییز گستره‌ی بیشتری از شمال منطقه مورد مطالعه، بارش از الگوی خودهمبستگی فضایی منفی برخوردار بوده است. این در حالی می باشد که در الگوی خوشه‌ای بالا، بارش در فصل پاییز بیشتر در امتداد کوه‌های زاگرس و غرب منطقه مورد مطالعه گسترش پیدا کرده است (شکل ۲). بنابراین در این فصل با توجه به ورود سیستم های بارش زای غرب به ایران می توان گفت ناهمواری ها و ارتفاعات زاگرس نقش بسزایی در توزیع مکانی بارش دارد به طوری که دامنه‌ی غربی روزهای بارش در همه مقیاس‌های زمانی و در همه جهات و فواصل همبستگی بالایی را با ارتفاع نشان داده است. در این دامنه مناطق با الگوی خودهمبستگی فضایی بالا در معرض رطوبت بادهای غربی دریای مدیترانه و خلیج فارس قرار دارند میتوان گفت وجود کوه‌های زاگرس مانع عبور رطوبت به دامنه‌ی پشت به باد می شوند در نتیجه میزان بارش در دامنه‌ی شرقی کاهش می یابد(الماسی و همکاران ۱۳۹۴: ۲). در دامنه‌های شرقی کوه‌های زاگرس در فصل پاییز بارش از الگوی خودهمبستگی فضایی منفی برخوردار بوده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]



ادامه شکل(۲). توزیع الگوی خودهمبستگی درون دهه ای بارش های فصلی و سالانه نیمه غربی ایران

بیشترین گستره الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت بارش در فصل پاییز با ۲۲/۴۷ درصد در دوره دوم (۱۹۹۶-۲۰۰۵) رخ داده است این وضعیت برای الگوی خودهمبستگی فضایی منفی ۲۶/۶۳ درصد برای دوره دوم می باشد جدول (۲). همانند الگوی خودهمبستگی فضایی سالانه و فصل بهار، الگوی مکانی خودهمبستگی فضایی منفی و مثبت بارش در فصل پاییز به سمت دوره های اخیر کاهش داشته است. شکل (۳الف). برای مثال الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بارش در دوره اول ۲۳/۹۸ درصد بوده است این در حالی می باشد که این مقدار در دوره سوم به ۲۱/۵۸ درصد رسیده است. جدول (۲). این الگو ها در سطح ۹۹ درصد برای الگوی خودهمبستگی فضایی افزایش نامحسوسی داشته است اما در سطح ۹۵ و ۹۰ درصد الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت بارش های پاییز به لحاظ گستره مکانی کاهش قابل توجهی را تجربه کرده است. شکل (۳ب). این وضعیت برای الگوی خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد برای دوره دوم به کمترین مقدار خود رسیده است ولی در دوره سوم تقریبا وضعیتی مشابه با دوه اول را تجربه کرده است. جدول (۲).



شکل (۳). الف:درصد الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بارش و ؛ ب: مثبت بارش در منطقه مورد مطالعه

در فصل زمستان همانند فصل پاییز امتداد کوه‌های زاگرس و غرب منطقه مورد مطالعه بارش از الگوی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

خودهمبستگی فضایی مثبت (خوشه ای بالا) برخوردار بوده است. شکل (۳ب). این در حالی می باشد که دامنه‌های شرقی کوه‌های زاگرس و بخش‌های شمال منطقه مورد مطالعه بارش از الگوی خودهمبستگی فضایی منفی (خوشه‌ای پایین) برخوردار بوده است. در فصل زمستان رخداد بارش‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر در ارتباط با تراف بحر احمر که موجب صعود جریانات در ترازهای پایین ورد سپهرگردیده بسیار تعیین کننده بوده و تغذیه رطوبتی جریانات جنوبی و قرارگیری یک الگوی پرفشار بر روی دریای عرب بوده که با ایجاد واگرایی نقش عمده ای در انتقال رطوبت به این سامانه ها را برعهده دارد(دوستان و میردریکوند ، ۱۳۹۲: ۱). وضعیت تغییرات دوره ای الگوهای خودهمبستگی فضایی مثبت بارش فصل زمستان منطقه مورد مطالعه بیانگر این است که وضعیت الگوهای بارش طی دوره های مختلف تفاوت قابل محسوسی با هم ندارند بطوری‌که گستره الگوهای خودهمبستگی فضایی مثبت بارش در دوره اول ۲۲/۴۶ درصد را پوشش داده است این در حالی می باشد که این مقدار در دوره سوم به ۲۲/۱۱ درصد رسیده است جدول (۲). این وضعیت برای الگوهای خودهمبستگی فضایی منفی بارش تقریبا وضعیتی مشابه با الگوهای خودهمبستگی فضایی مثبت را تجربه کرده تا جای که به سمت دوره های اخیر تفاوت قابل ملاحظه‌ای نداشته است. در این فصل الگوهای خوشه ای پایین در سطح ۹۹ درصد به سمت دوره های اخیر روند کاهشی را تجربه کرده است این در حالی می باشد که در سطح ۹۵ و ۹۰ درصد به سمت دوره های اخیر روند افزایشی داشته است جدول (۲).

جدول (۲). درصد تحت پوشش الگوی خودهمبستگی فضایی بارش در مقیاس سالانه و فصلی

	بهار				سالانه			
نوع الگو	کل	دوره سوم	دوره دوم	دوره اول	کل	دوره سوم	دوره دوم	دوره اول
خودهمبستگی فضایی منفی در سطح۹۹٪	۱۶/۱۸	۱۴/۳۲	۱۴/۷۱	۱۴/۱۲	۹/۱۷	۱۰/۵۹	۷/۰۱	۷/۹۵
خودهمبستگی فضایی منفی در سطح۹۵٪	۷/۰۱	۶/۶۲	۶/۷۷	۹/۷۶	۶/۳۳	۵/۱۵	۷/۲۶	۹/۲۷
خودهمبستگی فضایی منفی در سطح۹۰٪	۲/۸۹	۳/۱۹	۳/۱۴	۳/۰۹	۳/۴۳	۲/۶۵	۶/۵۲	۴/۸۱
کل	۲۶/۰۸	۲۴/۱۳	۲۴/۶۲	۲۶/۹۷	۱۸/۹۳	۱۸/۳۹	۲۰/۷۹	۲۲/۰۳
فاقد الگوی معنی دار	۵۱/۵۹	۵۷/۵۳	۵۲/۶۷	۵۱/۴۵	۵۹/۷۴	۶۲/۵۸	۵۸/۴۶	۵۵/۶۶
خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح۹۹٪	۳/۸۳	۳/۱۹	۳/۹۷	۴/۶۶	۳/۲۹	۲/۵۰	۳/۱۹	۳/۶۳
خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح۹۵٪	۶/۷۲	۴/۵۱	۶/۵۲	۶/۸۷	۵/۸۴	۵/۳۰	۴/۳۲	۷/۰۱
خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح۹۰٪	۱۱/۷۷	۱۰/۶۴	۱۲/۲۱	۱۰/۰۵	۱۲/۲۱	۱۱/۲۳	۱۳/۲۴	۱۱/۶۷
کل	۲۲/۳۲	۱۸/۳۴	۲۲/۷	۲۱/۵۸	۲۱/۳۴	۱۹/۰۳	۲۰/۷۵	۲۲/۳۱
	زمستان				پاییز			
نوع الگو	کل	دوره سوم	دوره دوم	دوره اول	کل	دوره سوم	دوره دوم	دوره اول
خودهمبستگی فضایی منفی در سطح۹۹٪	۸/۵۳	۸/۳۹	۶/۸۲	۹/۳۲	۲/۲۶	۳/۶۳	۱/۱۸	۳/۴۸
خودهمبستگی فضایی منفی در سطح۹۵٪	۷/۰۶	۷/۳۱	۱۱/۲۳	۶/۳۸	۱۴/۹۱	۹/۸۶	۱۶/۱۸	۱۲/۴۱
خودهمبستگی فضایی منفی در سطح۹۰٪	۷/۴۱	۶/۷۲	۶/۸۲	۵/۹۳	۹/۰۲	۸/۰۹	۹/۲۷	۸/۰۹
کل	۲۳	۲۲/۴۲	۲۴/۸۷	۲۱/۶۳	۲۶/۱۹	۲۱/۵۸	۲۶/۶۳	۲۳/۹۸
فاقد الگوی معنی دار	۵۳/۸۰	۵۵/۴۷	۵۴	۵۵/۹۱	۵۰/۷۶	۵۸/۳۶	۵۰/۹۱	۵۲/۷۲
خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح۹۹٪	۴/۰۲	۳/۸۷	۳/۹۷	۴/۴۶	۳/۳۸	۱/۹۱	۲/۳۱	۳/۳۸
خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح۹۵٪	۷/۱۱	۵/۹۸	۱۲/۴	۶/۲۳	۵/۳۰	۴/۱۲	۵/۵۹	۶/۷۲
خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح۹۰٪	۱۲/۰۶	۱۲/۲۶	۱۳/۰۵	۱۱/۷۷	۱۴/۳۷	۱۴/۰۳	۱۴/۵۷	۱۳/۱۹
کل	۲۳/۱۹	۲۲/۱۱	۲۱/۱۴	۲۲/۴۶	۲۳/۰۵	۲۰/۰۶	۲۲/۴۷	۲۳/۲۹

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

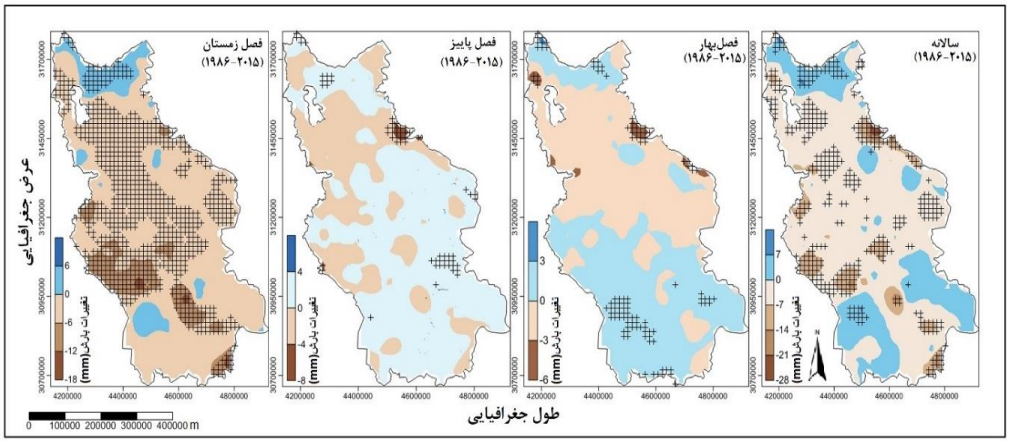
تحلیل روند سالانه و فصلی

به منظور بررسی و تحلیل دقیق تر وضعیت تغییرات بارش از تحلیل روند استفاده شده است که نتایج حاصل از خروجی روش رگرسیون در شکل (۴) ارائه گردید. براساس شکل (۴) در مقیاس سالانه بارش در منطقه مورد مطالعه ، بیشتر مناطق از روند کاهشی برخوردار بوده است با این وجود نقاط روند کاهشی معنی‌داری به صورت لکه‌های کوچک در سراسر منطقه مورد مطالعه پراکنده شده است. برای مثال ۷۴/۹ درصد پهنه مورد مطالعه بارش از روند کاهشی برخوردار بوده است که از این مقدار تنها ۱۷/۹ درصد آن در سطح ۹۵ درصد اطمینان آماری معنی دار بوده است جدول (۳). روند افزایشی به صورت ناچیزی در بخش‌هایی از شمال، جنوب و همچنین لکه های ناچیزی در نواحی مرکزی منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است. ارزیابی تغییرات بارش در فصل بهار بیانگر این است که تقریبا نیمی از منطقه مورد مطالعه از روند کاهشی برخوردار بوده است که بیشتر بخش های مرکزی، شرقی و بخش های شمالی منطقه مورد مطالعه را در بر می گیرد. با وجود اینکه اکثر پهنه مورد مطالعه دارای روند بوده است ولی مساحت اندکی از آنها، تنها ۱/۴ درصد در سطح ۹۵ درصد اطمینان آماری معنی دار بوده است جدول (۳). برای مثال روند کاهشی به صورت لکه های ناچیزی در بخش‌هایی از شمال زنجان مشاهده شده است یا روند های افزایشی بارش به صورت لکه های ناچیزی در بخش‌هایی از استان خوزستان مشاهده شده است شکل (۴). ارزیابی تغییرات بارش در فصل پاییز بیانگر این است که در این فصل با وجود اینکه اکثر منطقه مورد مطالعه از روند افزایشی برخوردار بوده اما به لحاظ آماری در سطح ۹۵ درصد اطمینان کمتر از ۲درصد آنها معنی دار می باشد جدول (۳). و لکه هایی از روند کاهشی در مرکز و غرب پهنه مورد مطالعه مشاهده می شود که به لحاظ آماری معنی دار نبوده است. بررسی و ارزیابی تغییرات روند بارش در فصل زمستان بیانگر این است که اکثر پهنه مورد مطالعه از روند کاهشی برخوردار است به طوری که در این فصل ۸۹/۷ درصد از نیمه غربی ایران در فصل زمستان از روند کاهشی برخوردار بوده است که از این مقدار ۴۴/۱ درصد آنها در سطح ۹۵ درصد اطمینان آماری به لحاظ آماری معنی دار می‌باشد جدول (۳). در حالیکه از ۱۰ درصد از مساحت منطقه که بیشتر شمال منطقه مورد مطالعه را در بر می گیرد تنها ۲/۶درصد از روند افزایشی معنی دار برخوردار است. شدید ترین روند کاهشی با ۱۸- میلیمتر در شمال استان خوزستان در محدوده مسجد سلیمان و شوشتر مشاهده شده است .

خروجی آزمون های من کندال و شیب سن که نتایج مشابهی با روش رگرسیون خطی داشتند در جدول (۴) ارائه شده است. تفاوت قابل ذکر ، معنی داری روند افزایشی ۷/۵ درصدی فصل پاییز در مقایسه با رگرسیون که تنها ۱/۸ درصد ، می باشد. همچنین درصد معنی داری روند کاهشی در مقیاس سالانه با رگرسیون ۱۷/۹۵ که بالاتر از معنی‌داری با روش من‌کندال که ۷/۷۸ درصد می باشد. در سایر موارد اختلاف قابل ملاحظه ای وجود ندارد جداول (۳و ۴). این تفاوت های جزئی در نتایج شاید به دلیل رابطه درجه نرمالی توزیع و اختلاف بین دو روش برآورد روند، مشاهده شده است(هوث و پوکرنا[1]،۲۰۰۴:۱۱۲).

1 Huth & Pokorna

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]



شکل (۴). توزیع مکانی روند سالانه و فصلی ، علامت + حاکی از معنی داری روندها می باشند.

جدول (۳). درصد تحت پوشش روند سالانه و فصلی طی سه دهه اخیر با روش رگرسیون

روند مثبت			روند منفی			
درصد عدم معنی داری	درصد معنی داری	درصد روند افزایشی	درصد عدم معنی داری	درصد معنی داری	درصد روند کاهشی	
۲۱/۸۳۵	۳/۲۳۸	۲۵/۰۷۴	۵۶/۹۶۷۶۲	۱۷/۹۵۸۷۸	۷۴/۹۲۶۴	**سالانه**
۴۵/۴۸۶	۴/۰۲۴	۴۹/۵۰۹	۳۴/۰۱۲۰۶	۱/۴۷۲۰۳۱	۵۰/۴۹۰۶	**بهار**
۶۲/۸۵۵۷۴	۱/۸۶۴۵۷۳	۶۴/۷۲۰۳۱	۳۴/۱۰۲۰۶	۱/۱۷۷۹۲۵	۳۵/۲۷۹۶	**پاییز**
۷/۵۵۶	۲/۶۵۰	۱۰/۲۰۶	۴۵/۶۳۲۹۷	۴۴/۱۶۰۹۴	۸۹/۷۹۳۹	**زمستان**

جدول(۴). درصد تحت پوشش روند سالانه و فصلی طی سه دهه اخیر با روش من کندال

روند مثبت			روند منفی			
درصد عدم معنی داری	درصد معنی داری	درصد روند افزایشی	درصد عدم معنی داری	درصد معنی داری	درصد روند کاهشی	
۲۴/۰۹	۳/۷۳	۲۷/۸۲	۶۳/۳۹۷	۸/۷۸۳	۷۲/۱۸	**سالانه**
۴۹/۳۱	۰/۹۳	۵۰/۲۴۵	۴۸/۱۸۴	۱/۵۲	۴۹/۷۵۵	**بهار**
۷۴/۶	7/5	۸۲/۱	۱۷/۳۲	۰/۵۸	۱۷/۹	**پاییز**
۶/۹۶۷	۲/۵۵	۹/۵۲	۵۱/۶۷	۳۸/۸۱	۹۰/۴۸	**زمستان**

نتیجه گیری

در این مطالعه به بررسی و تحلیل تغییرات الگوی درون دهه‌ای بارش‌های نیمه غربی ایران پرداخته شده است. به منظور بررسی و تحلیل دقیق بارش نیمه غربی ایران دوره آماری به سه دهه تقسیم شده سپس به کمک الگوی خودهمبستگی فضایی G^* تغییرات الگوی فضایی بارش در هر دهه مشخص گردید. در ادامه به منظور تحلیل تکمیلی این تغییرات روند دهه ای بارش به صورت سالانه و فصلی محاسبه شده است. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که:

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

- نتایج حاصل مشخصات توصیفی بیانگر این است که ضریب تغییرات مکانی بارش در منطقه نیمه غربی ایران بسیار زیاد می باشد به طوری که ضریب تغییرات بارش در مقیاس سالانه و فصلی به بالای ۴۵ درصد رسیده است. توپوگرافی و ارتفاع نقش موثر بر توزیع پراکندگی و ضریب تغییرات مکانی بارش ایفا کرده است به طوری که نتایج محققین بیانگر این بوده است که ارتفاعات به ویژه ارتفاعات زاگرس نقش موثری بر توزیع پراکندگی بارش در پهنه ایران زمین ایجاد کرده است (مسعودیان ۱۳۹۰: ۴۶-۶۱، علیجانی ۱۳۸۵: ۱۲۳). علاوه براین هم ضریب تغییرات مکانی بارش و هم میانگین بارش به سمت دوره های اخیر کاهش قابل توجهی را تجربه کرده است

- بررسی و تحلیل الگوی خودهمبستگی فضایی بارش نیمه غربی بیانگر این است که به جز در فصل بهار، در مقیاس سالانه و فصل پاییز و زمستان بارش در امتداد زاگرس و بخش هایی از غرب کشور از الگوی خوشه ای بالا (خودهمبستگی فضایی مثبت) برخوردار بوده است کما اینکه الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بیشتر بخش های شرق منطقه مورد مطالعه (بخش های شرقی کوه های زاگرس) و همچنین به صورت لکه هایی بخش های از شمال غرب کشور را در بر گرفته است. از این رو می توان گفت توپوگرافی و ناهمواری ها در توزیع الگو خودهمبستگی بارش منطقه مورد مطالعه نقش به سزایی داشته است به طوری که نواحی مرتفع بارش از الگوی خوشه ای مثبت برخوردار بوده است و نواحی کم ارتفاع به ویژه نوار مرزی منطقه مورد مطالعه یا فاقد الگوی مشخص بوده یا از الگو خوشه ای منفی برخوردار می‌باشد. در فصل بهار هسته های بارشی بیشتر در بخش‌های از شمال غرب منطقه مورد مطالعه شکل گرفته به طوری که در این فصل الگوهای خوشه‌ای بالای بارش در بخش های از شمال منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است. توزیع مکانی الگوی خودهمبستگی فضایی بارش‌های نیمه غربی ایران بیانگر این است که توزیع فصلی بارش‌های منطقه مورد مطالعه به جز فصل بهار تقریبا وضعیتی مشابه دارند. .

- تحلیل تغییرات درون دهه‌ای الگوی فضایی بارش نیمه غربی ایران بیانگر این است که با وجود اینکه الگوهای خوشه ای بالا و پایین در سطوح آماری ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد از تنوع مکانی بر خوردار بوده است اما در مجموع در مقیاس سالانه، فصل بهار و فصل پاییز به سمت دوره های اخیر گستره مکانی الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت و منفی از کاهش قابل توجهی برخوردار بوده است. وضعیت تغییرات درون دهه ای فصل زمستان نشان داد که گستره مکانی الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بارش به سمت دوره های اخیر با وجود اینکه افزایش داشته اما این افزایش قابل توجه نبوده است از طرفی دیگر الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت وضعیتی مشابه را تجربه کرده است. الگوی خودهمبستگی فضایی بارش در فصل زمستان بر خلاف فصول دیگر به لحاظ گستره مکانی از تغییرات قابل توجهی برخوردار نبوده است.

- ارزیابی روند تغییرات بارش در مقیاس سالانه با روش رگرسیون بیانگر این است که بارش در نیمه غربی ایران در اکثر مناطق از روند کاهشی برخوردار بوده است که با نتایج کتیرایی و همکاران(۱۳۸۶) و طبری و حسین-زاده طلایی(۲۰۱۱) همخوانی دارد. روند کاهشی معنی‌دار به صورت لکه های ناچیزی در بخش های مرکزی منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است. در مجموع در فصل بهار با وجود اینکه نیمی از منطقه روند افزایشی و نیمی دیگر روند کاهشی را تجربه کرده است اما در سطح ۹۵ درصد اطمینان حدود ۹۷ درصد از گستره منطقه معنی‌دار نبوده است. بررسی تحلیل روند در فصل پاییز بیانگر این است که با وجود اینکه بارش در اکثر

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

نقاط روند افزایشی داشته اما این روند افزایشی فاقد معنی داری در سطح اطمینان ۹۵ درصد آماری بوده است. بررسی تحلیل تغییرات روند بارش زمستان بیانگر این است که بارش در اکثر مناطق روند کاهشی را تجربه کرده است و تنها در بخش های کوچکی از شمال منطقه مورد مطالعه از روند افزایشی برخوردار بوده است. شدید ترین روند کاهشی در این فصل در بخش‌های غرب منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است. نتایج مشابه حاصل از خروجی آزمون من کندال نیز تاییدی بر نتایج به دست آمده با رگرسیون خطی بود. با توجه به اینکه تغییرات در الگوهای بارندگی فصلی و سالانه و رژیم های هیدرولوژیکی بر منابع آب برای کشاورزی ، مصارف داخلی و انرژی به ویژه در مناطق خشک و نیمه خشک جهان اثر می گذارد(لانگات و همکاران،۲۰۱۷:۱) ؛ نتایج ارائه شده در این مطالعه می تواند در استراتژی های آینده جهت مدیریت منابع آب مورد توجه قرار گیرد.

منابع

الماسی، طیبه؛ هدایتی زاده، مهین و الماسی قبادیان، سمیه (۱۳۹۴) **نقش متغیرهای توپوگرافی دامنه‌ی غربی زاگرس بر روی بارش منطقه‌ای**، اولین همایش ملی علوم زمین و توسعه شهری، تبریز، شرکت کیان طرح دانش.

خورشید دوست، علی محمد؛ مفیدی، عباس؛ رسولی، علی اکبر؛ و آزرم، کامل (۱۳۹۵) **تحلیل همدیدی سازوکار وقوع بارش های سنگین بهاره در شمال غرب ایران**، مجله مخاطرات محیطی، ۲: ۵۳-۸۲.

داداشی رودباری، عباسعلی؛ ابراهیمی، رضا و کیخسروی کیانی، محمدصادق (۱۳۹۵) **واکاوی زمانی و مکانی روند بارش سالانه ایران طی سال‌های ۱۳۲۹ تا ۱۳۸۶**، مجله محیط زیست و مهندسی آب، ۲(۲): ۱۱۱- ۱۲۱.

دوستان، رضا و میردریکوند، محمد (۱۳۹۲) **تحلیل سینوپتیکی بارندگی های سنگین و فراگیر غرب ایران**، دومین کنفرانس بین المللی مخاطرات محیطی، تهران، دانشگاه خوارزمی.

شریعت مداری، زهرا (۱۳۹۱) **هواشناسی عمومی**، انتشارات پارسیا، چاپ اول.

عزیزی، قاسم؛ شمسی پور، علی اکبر و یاراحمدی، داریوش (۱۳۸۷) **بازیابی تغییر اقلیم در نیمه غربی کشور با استفاده از تحلیل های آماری چند متغیره**، پژوهشهای جغرافیای طبیعی ، ۶۶: ۳۵-۱۹.

عزیزی، قاسم؛ نیری، معصومه و جلیلیان، شیما (۱۳۸۸) **تحلیل همدیدی بارش‌های سنگین در غرب کشور (مطالعه مورد: بارش دوره ۷-۱۴ مارس ۲۰۰۵، ۱۶ تا ۲۴ اسفند ۱۳۸۵)**، فصلنامه جغرافیایی طبیعی، ۴: ۱-۱۸.

عساکره، حسین(۱۳۸۶) **تغییرات زمانی – مکانی بارش ایران طی دهه‌های اخیر**، جغرافیا و توسعه، ۱۰: ۱۴۵ – ۱۶۴.

عسکری، احمد؛ رحیم زاده، فاطمه؛ محمدیان، نوشین و فتاحی، ابراهیم (۱۳۸۶) **تحلیل روند نمایه های بارش های حدی در ایران**، تحقیقات منابع آب، ۳(۳): ۵۵- ۴۲.

علیجانی، بهلول. (۱۳۸۵)، **آب و هوای ایران**، چاپ هفتم، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نورتهران.

علیجانی، بهلول؛ بیات، علی؛ بلیانی، یدالله؛ دوستکامیان، مهدی و جوانمرد، آزاده (۱۳۹۲)، **توزیع فضایی بارش ایران**، نخستین همایش بین المللی مخاطرات محیطی دانشگاه خوارزمی تهران، ۸ و ۹ آبان ۱۳۹۲.

علیجانی، بهلول؛ دوستکامیان، مهدی؛ اشرفی، سعیده و شاکری، فهیمه (۱۳۹۴) **بررسی تغییرات الگوهای خودهمبستگی فضایی ایران طی نیم قرن اخیر**، جغرافیا و آمایش شهری-منطقه ای، ۱۴: ۸۸-۷۱.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

کتیرایی، پری سیما؛ حجام. سهراب و ایران نژاد،پرویز. (۱۳۸۶) **سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش در ایران طی دوره‌ی ۱۹۶۰تا ۲۰۰۱**، مجله فیزیک و فضا، ۳۳(۱): ۸۳- ۶۷.

مظفری، غلامعلی؛ شفیعی، شهاب (۱۳۹۵) **بررسی و تحلیل روند سالانه بارش سالانه مناطق غربی ایران**، نشریه پژوهش‌های کاربردی علوم آب، ۲(۱): ۵۸- ۴۹.

نگارش، حسین؛ ساری صراف، بهروز و دارایی، محمد (۱۳۹۱) **بررسی آماری تغییرات بارش سقز**، نشریه علمی پژوهشی جغرافیا و برنامه ریزی،۱۶(۴۲): ۲۵۹- ۲۳۹.

-Akinremi, O. O., MC Ginn S.M. and Cutforth, H.W. (2001) **Seasonal and Spatial Patterns of Rainfall Trends on the Canadian Prairies**,Journal of climate,.14(9): 2177-2182.

-Chen j., Wub X., Finlayson B., Webber M., Wei T., and Li M. (2014) **Variability and trend in the hydrology of the Yangtze River, China: Annual precipitation and runoff**. Journal of Hydrology. 513: 403-412.

-Diop L., Bodian A., and Diallo D. (2016**) spatiotemporal trend analysis of the mean annual rainfall in Senegal.** European scientific journal, vol.12. No.12, pp.231-245.

-Gemmer M., S. Becker and T. Jiang (2004**) Observed Monthly Precipitation Trends in China 1951-2002**. Theor. Appl. Climatol. 77.

-Haigh, M.J. (2014**) Sustainable management of head water resources: the Nairobi headwater declaration** (2002) and beyond. Asian J. Water, Environ. Pollut. 1(1–2), 17–28.

-Langat, P.K.; Kumar, L.; Koech, R. (2017) **Temporal Variability and Trends of Rainfall and Streamflow in Tana River Basin, Kenya**. Sustainability, 9, 1963.

-Merabtene T., Siddique M., and Abdallah Sh. (2016) **Assessment of Seasonal and Annual Rainfall Trends and Variability in Sharjah City, UAE**, Advances in Meteorology, vol., Article ID 6206238, 13 pages.

-Mercy, I. C. (2015) **Trend analysis of rainfall pattern in Enugu state, Nigeria**. European Journal of Statistics and Probability Vol.3, No.3, pp.12-18.

-Mozafari, G., Shafiei, Sh. (2016) **Analysis annual trend of precipitation in western regions of Iran,** Journal of Applied Research of Water Sciences, Second Year. 1:49-58.

-Tabari, H. and Hosseinzadeh Talaee, P. (2011) **Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005**, Journal of Hydrology, 396: 313-320.

-Tabari, H., Taye, M. T. & Willems, P. (2015) **Statistical assessment of precipitation trends in the upper Blue Nile River basin Stoch Environ Res Risk Assess**. DOI 10.1007/s00477-015-1046-0.

-Taxak A.K., Murumkar A.R., Arya D.S. (2014) **Long term spatial and temporal and homogeneity analysis in Wainganga basin, Central India**.Weather and Climate Extremes 4, 50-61.

-Zang Q., Jiang T., Gemmer M., Becker S. (2005**) precipitation, temperature and run off analysis from 1950 to 2002 in the Yangtze basin**, China, J Hydrol Sci 50:65-80.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]
[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.48.12.3]

[DOI: 10.29252/jgs.18.48.59]