نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال بیست و چهارم، شماره ۷۲، بهار ۱۴۰۳

تحلیل تغییرات فضایی الگوهای دوام فصل بارش کشور ایران

دریافت مقاله: ۹۹/۶/۱۸ **پذیرش نهایی**: ۹۹/۸/۱۷

صفحات: ۳۵۹-۳۴۱

مریم ثنایی: دکتری آب‌وهواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
Email: sanaei.qei@gmail.com
غلامرضا براتی: دانشیار آب‌وهواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران[۱].
Email: G_Barati@sbu.ac.ir
علیرضا شکیبا: دانشیار گروه سنجش‌ازدور و GIS، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
Email: mypauk28@gmail.com

چکیده

تغییرات آب‌وهوایی و از جمله آن تغییرات فضایی بارش، چالشی است که ابعاد مختلف زندگی امروزی جوامع بشری را تحت‌تأثیر قرار داده است. با توجه به آب‌وهوای خشک و نیمه‌خشک کشور و اهمیت مانایی فراسنج بارش در مدیریت منابع آب و غذا در آن، بررسی تغییرات فضایی آن در پهنه کشور از اهمیت بسزایی برخوردار خواهد بود. از این رو در این پژوهش تغییرات فضایی دوام فصل بارش در دوره مرطوب (سپتامبر تا می) با استفاده از دو آماره «موران محلی» و «لکه‌های داغ گتیس اُرد-جی» طی ۵ دوره ۵ ساله در سال‌های ۱۹۹۱ تا ۲۰۱۵ میلادی مد نظر قرار گرفت. پراکنش فضایی مثبت دوام فصل بارش، بر پایه نتایج آماره موران محلی، انطباق بسیار خوبی با نواحی پربارش کشور دارد. از سوی دیگر پیوستگی الگوی فضایی منفی حاصل از آماره لکه‌های داغ، در قیاس با نتایج آماره موران محلی بیشتر بوده و بر نواحی بسیار کم‌بارش جنوب‌شرقی و مرکزی منطبق است. همچنین نتایج آماره الکساندرسون نشان داد که سری زمانی ۱۳ ایستگاه از ۱۰۸ ایستگاه منتخب، دارای جهش یعنی تغییر ناگهانی در سری زمانی دوام فصل بارش، بوده‌اند. این جهش‌ها بیشتر در ایستگاه‌های جنوبی کشور و در سال‌های بعد از ۲۰۰۰ میلادی آشکار شده است.

کلید واژگان: تغییرات فضایی، آماره الکساندرسون، دوام فصل بارش، ایران.

۱. **نویسنده مسئول:** تهران، اوین، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، گروه جغرافیای طبیعی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

مقدمه

بنا به نظر بروکس و کاروترس[1] (۱۹۵۳)، وجود روند در سری‌های زمانی عناصر اقلیمی ناشی از تغییرات تدریجی طبیعی، تغییر اقلیم و یا اثر فعالیت‌های انسانی است. ازآنجاکه روند گرم شدن کره زمین از دوره نوزایش صنعتی یعنی از سال ۱۹۷۵، شتاب بیشتری گرفته است (IPCC[2]. 2007)، اثرات آن بر عناصر اقلیمی به‌ویژه بارش‌های جوی اهمیت می‌یابد. افت‌وخیزهای بارش، علاوه بر میزان بارش؛ زمان آغاز، پایان و بالتبع دوام فصل بارش را نیز در برمی‌گیرد. دوام فصل بارش در ایران در جنوب عرض‌های میانی نیمکره شمالی کره زمین، با گستردگی سرزمین، تنوع مکانی-زمانی بارش و گوناگونی سازوکارها و سامانه‌های بارشی پیوند دارد (خلیلی؛ ۲۰۰۴). چنانکه مسعودیان (۱۳۹۱: ۱۰۵) بر آن است که ۶۱ درصد از مساحت کشور، بارشی کمتر از ۲۵۰ میلی‌متر کمتر دریافت می‌کند و تنها ۴ درصد آن از بارش بیش از ۶۰۰ میلی‌متر برخوردار است. لیویلد و همکاران[3] (۲۰۱۲) نیز بر آن‌اند که بر اساس پیش‌بینی‌های مدل‌های آب‌وهوایی، طی سده ۲۱ در خاور مدیترانه و منطقه خاورمیانه، بارش زمستانه افزایش و بارش‌های بهاره و تابستانه کاهش خواهد یافت. بارش در گستره‌ی ایران سرشتی تناوبی داشته، توزیع مکانی و زمانی آن بسیار نایکنواخت است. از این رو، پراکنش منابع آب، زیست جانوری و حتی سکونتگاه‌های انسانی در آن ناهمگون است و آگاهی از میزان و پراکنش مکانی-زمانی تغییرات بارش برای برنامه‌ریزان امری ضروری است (کاپل و همکاران[4] ۲۰۱۳). از یک‌سو پهنه‌بندی یا تفکیک مکان‌ها به پهنه‌های نسبتاً همگن از جمله موضوعاتی است که بیشتر برنامه‌ریزان را در تصمیم‌های منطقه‌ای یاری می‌دهد (مجرد و جوادی، ۱۳۸۹) و از سوی دیگر بررسی تغییرات مکانی بارش، سبب بهره‌گیری بهینه از محیط طبیعی می‌شود (محمدی ۱۳۸۸). از این رو شناخت پراکنش مکانی بارش عامل اساسی برای تصمیم‌گیری و نیز مدیریت و برنامه‌ریزی مبتنی بر آب و غذاست. در این میان روش‌های زمین-آمار یکی از روش‌های مهم برآورد توزیع مکانی بارش در بسیاری از علوم، مانند آب‌شناسی، جغرافیا، کشاورزی و آبیاری است. به همین دلیل در بررسی تغییرات مکانی بارش از این روش‌ها به‌طور گسترده استفاده شده است (کرتین و آبلد،[5] ۱۹۸۲، خلیلی و همکاران، ۲۰۰۷، کاریائو و همکاران،[6] ۲۰۱۸، القدمی و عبدالله،[7] ۲۰۱۹). همچنین نتایج حاصل از مطالعات بسیاری نشان داده است که تکنیک‌های زمین-آمار نسبت به روش‌های معمول درون‌یابی دقیق‌تری دارند (هافسترا و همکاران،[8] ۲۰۰۸، گراامیز و پاردو ایسکوزه،[9] ۲۰۱۰). در ایران نیز از این روش در بررسی تحلیل فضایی بارش استفاده شده است (روستا و همکاران، ۲۰۱۷، دارند و همکاران، ۲۰۱۷، داداشی رودباری و قالهری ۱۳۹۴، بلیانی و سلیقه، ۱۳۹۵). اکنون آنچه مورد غفلت قرار گرفته است، تغییرات

1. Brooks & Carruthers
2. Intergovernmental Panel on Climate Change
3. Lelieveld & et al
4. Chappell
5. Creutin & Obled
6. Carreau & et al
7. Al-Qadami. A. Abdulla
8. Hofstra &et al
9. Grimes &Pardo Igúzquiza

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

مکانی دوام فصل بارش است که با توجه به اهمیت آن، راهکاری، لازم و ضروری در جهت مدیریت بهینه محیط طبیعی و دستیابی به پیشرفتی پایدار است. از این رو در نوشتار پیش رو، بررسی تغییرات الگوهای مکانی-زمانی دوام فصل بارش کشور در دوره مرطوب سال از سپتامبر تا می با استفاده از روش‌های تحلیل خودهمبستگی فضایی و آزمون همگنی الکساندرسون مد نظر قرار گرفت.

روش تحقیق

در این پژوهش، سرزمین موردمطالعه، ایران با گستره ۱۶۴۸۰۰۰ کیلومترمربع و در بین ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض شمالی و ۴۴ تا ۶۳ درجه طول شرقی برگزیده شد شکل (۱). همچنین به‌منظور بررسی تغییرات مکانی دوام فصل بارش این سرزمین، از داده‌های بارش روزانه ۲۲ ایستگاه باران‌سنجی وزارت نیرو و ۱۱ ایستگاه باران‌سنجی معمولی و ۱۱ ایستگاه تبخیرسنجی برای سال‌های (۱۳۹۵-۱۳۷۰ خورشیدی) و ۸۶ ایستگاه همدید سازمان هواشناسی برای سال‌های (۲۰۱۵-۱۹۹۱ میلادی) طی ماه‌های سپتامبر تا می میلادی استفاده شد. پس از کنترل کیفی داده‌های مذکور، داده‌های سال خورشیدی در جهت یکسان‌سازی به سال میلادی برگردانده شد. هدف از این مرحله تشکیل پایگاه دادگان به ابعاد ۹۱۲۵ *۱۰۸ در محیط نرم‌افزاری R برای ایستگاه‌های انتخاب شده و محاسبه دوام فصل بارش در کشور بود.

در مرحله بعد معیارهای دوره و روز بارشی تعریف شد. دوره مرطوب با توجه به زمستانه بودن رژیم بارشی کشور و فعالیت عمده سامانه‌های بارش‌زا (سبزی پرور و همکاران، ۲۰۱۵)، ماه‌های نوامبر تا مارس انتخاب شد. همچنین برای تعیین بارش‌های زودهنگام و دیرهنگام، روزشمار ۱ تا ۲۷۳ (برای سال‌های کبیسه از ۱ تا ۲۷۴) تعریف شد. در این تحقیق مانند کارهای تحقیقاتی پیشین، روز بارشی به روزی گفته شد که حداقل ۰/۱ میلی‌متر و بیشتر بارش دریافت کرده باشد (علیجانی و هارمان،[1]۱۹۸۵، آویاد و همکاران، ۲۰۰۴[2]، علیجانی و همکاران، ۲۰۰۸، هوئی و پانمائو،[3]۲۰۱۴). نکته دیگر اینکه در این پژوهش، بارش‌های یک و دو روزه متأثر از عوامل محلی تلقی شد و برای تعیین آغاز دوره‌های بارشی منظور نشدند. هر دوره بارشی[4] در این پژوهش، سه روز بارشی پیاپی و بیشتر که دست‌کم با یک روز بدون بارش[5] از هم جدا شده باشد، تعریف شد. در این مرحله، پس از استخراج دوره‌های بارشی در هر ایستگاه، نخستین روز از نخستین دوره بارشی و واپسین روز از واپسین دوره بارشی در فاصله بین سپتامبر تا می (دوره مرطوب) در هر سال، روز آغاز و پایان فصل بارشی آن سال تعیین شد و بر اساس آن دوام فصل بارشی ایران (به‌روز) در دوره ۲۵ ساله (۲۰۱۵-۱۹۹۱) محاسبه شد.

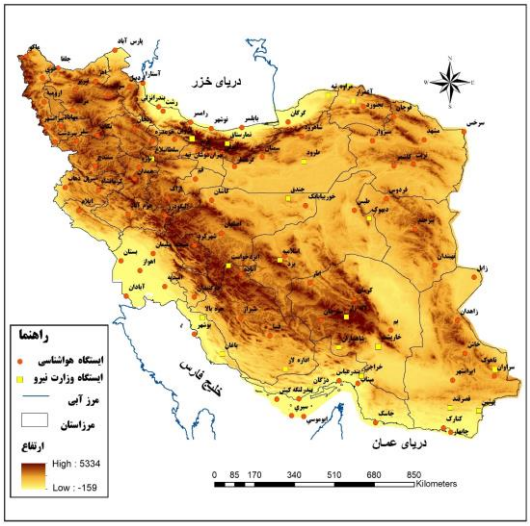
در گام بعدی با استفاده از برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار R چهارمین و اصلی‌ترین مرحله تحقیق، یعنی «طراحی الگوی خودهمبستگی فضایی» شکل گرفت. در این الگو «فاصله حداکثر» مهم است. این فاصله یا

---

1. Alijani, & Harman
2. Aviad & et al
3. Hui & Panmao
4. Wet Spell
5. Dry spell

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

دامنه تأثیر در حقیقت نشان‌دهنده‌ی فاصله‌ای است که در آن می‌توان خودهمبستگی فضایی پدیده‌ها را تشخیص داد. داده‌های مربوط به یک کمیت معین در جامعه نمونه‌های برداشت شده، مستقل از موقعیت فضایی خود تغییر می‌کنند. در مجموع چنانکه علیجانی و همکاران (۱۳۹۴)، اشاره کرده‌اند که خودهمبستگی فضایی نقش بسزایی در آشکارسازی تغییرات عناصر اقلیمی دارند. نتایج این مرحله در قالب الگو با استفاده از نرم‌افزار Surfer 10 و روش میان یابی کریجینگ نهایی شد. بدین ترتیب با تعیین ۵ دوره بارشی ۵ ساله (۱۹۹۱-۱۹۹۵،۱۹۹۶-۲۰۰۰، ۲۰۰۱-۲۰۰۵، ۲۰۱۰-۲۰۱۵،۲۰۰۶-۲۰۱۱) و تعیین دوام فصل بارشی در هر ایستگاه و با استفاده از آماره گتیس- اُرد جی۱ (GI) و آماره انسلین موران محلی۲ (LMI) در محیط نرم‌افزار Arc GIS 10.6 «الگوهای پراکندگی فضایی دوام فصل بارش در ایران» طراحی شدند. لازم به ذکر است که پیش‌ازاین، کارایی دو آماره مذکور در کشف الگوهای فضایی بارش در مقیاس سالانه توسط علیجانی و همکاران (۱۳۹۴)، در مقیاس فصلی توسط داداشی رودباری و قالهری (۱۳۹۵) و نیز در مطالعه بارش حدی توسط دارند و همکاران (۲۰۱۷) در سطح سرزمین ایران تأیید شده است.



شکل (۱). پراکنش ایستگاه‌های منتخب سازمان هواشناسی و وزارت نیرو

به‌منظور شناخت توزیع فضایی دوام فصل بارش ایران از روش تحلیل فضایی لکه‌های داغ (خوشه مکانی با مقادیر زیاد) و لکه‌های سرد (خوشه مکانی با مقادیر کم) و آماره‌ی گتیس -اُرد جی[۳] استفاده شد. چهارچوب مفهومی این تحلیل این‌گونه عمل می‌کند که اگر عارضه‌ای مقدار بالا داشته باشد، مهم و قابل‌توجه است ولی این به این معنی نیست که یک لکه داغ است. در واقع عارضه‌ای، لکه داغ تلقی می‌شود که هم خود عارضه و هم عارضه‌های همسایه آن از نظر آماری معنادار باشند. آماره z برای خروجی نهایی زمانی به دست خواهد آمد

[1]. Getis- Ord-Gi
[2]. Anselin Local Moran's I
[3]. Getis- Ord-Gi

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

که مجموع محلی[1] عارضه و همسایه آن به‌طور نسبی با جمع کل عارضه‌ها مقایسه گردد (گتیس و اُردجی، ۱۹۹۲[2]). زمانی که مقدار آماره‌ی گتیس-اُرد جی، ۱±، ۲± و ۳± به دست آید، درصد سطح اطمینان به ترتیب ٪۹۹، ٪۹۵ و ٪۹۰ در نظر گرفته می‌شود. آماره‌ی گتیس-اُرد جی به‌صورت رابطه (۱) محاسبه می‌شود.

رابطه(۱)

$$G_i = \frac{\sum_{j=1}^{n} w_{ij}x_j - \bar{x}\sum_{i=1}^{n} w_{ij}}{s\sqrt{\frac{\left[n\sum_{i=1}^{n} w^2_{ij} - (\sum_{j=1}^{n} w_{ij})^2\right]}{n-1}}}$$

در رابطه (۱)، x_j مقدار خصیصه برای عارضه j، w_{ij}، وزن فضایی بین عارضه j و i و n تعداد کل عارضه‌ها را نشان می‌دهد (نادیان و همکاران، ۱۳۹۷). در این روش که از کلیه عوارض موجود در داده‌ها استفاده می‌شود (روگرسون، ۲۰۰۶). همچنین نمره z محاسبه شده نشان می‌دهد که در کدام مناطق داده‌ها با مقادیر زیاد یا کم خوشه‌بندی شده‌اند. به همین ترتیب هر چه آماره z مثبت و معنادار از نظر آماری، بزرگ‌تر باشد، خوشه‌بندی به تشکیل لکه‌های داغ می‌انجامد و نیز هر چه آماره z منفی و معنادار از نظر آماری کوچک‌تر باشد، خوشه‌بندی بر پایه مقادیر پایین به تشکیل لکه‌های سرد می‌انجامد. پس از به دست آوردن آماره Z آماره گتیس - اُرد جی، در سه سطح اطمینان ٪۹۹، ٪۹۵ و ٪۹۰، الگوهای آن در هر ۵ دوره بارشی تهیه شد. در الگوهای مذکور، مقادیر مثبت آماره Z در سه سطح اطمینان یاد شده، با رنگ‌های سرد (طوسی تیره تا روشن) نمایش داده شده‌اند و این به معنای الگوی خوشه‌ای فضایی مثبت (بالا، لکه‌های داغ) بوده، نشان می‌دهد که طول فصل بارشی بادوام‌تر در نواحی مشخص شده است. در این حال رنگ‌های گرم (آجری تیره تا روشن) به الگوی خوشه‌ای فضایی منفی (پایین، لکه‌های سرد) اشاره داشته، به معنی طول فصل بارشی کوتاه‌تر در نواحی است. نواحی که مقادیر Z بین ۱/۶۵+ تا ۱/۶۵- است، از الگوی تصادفی (خاکستری رنگ) برخوردار بوده، فاقد الگوی خوشه‌ای مثبت و منفی است.

در ادامه به‌منظور کشف دقیق‌تر الگوهای فضایی حاکم بر دوام فصل بارشی در دوره مرطوب (سپتامبر- می) و امکان مقایسه الگوهای یاد شده از روش تحلیل خوشه و ناخوشه که با نام آماره انسلین محلی موران (LMI) شناخته می‌شود، استفاده شد. این آماره الگوهای فضایی مثبت و منفی را در دو سطح اطمینان ۹۹ و ۹۵ درصد ارائه می‌کند که برای یکسان‌سازی الگوها رنگ‌های سرد (طوسی تیره روشن) به الگوی فضایی مثبت (بادوام‌ترین فصل بارش) و رنگ‌های گرم (آجری تیره و روشن) به الگوی فضایی منفی (کوتاه‌ترین فصل بارش) اشاره دارد. در واقع آماره یاد شده الگویی بهینه برای نمایش توزیع آماری پدیده‌ها در فضا است (آنسلین ۱۹۹۵) که برای تحلیل خوشه و ناخوشه عارضه‌های موجود در لایه، مقدار آماره موران محلی، نمره Z و P

1. Local sum
2. Getis & Ord-Gi

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

Value– که بیانگر معناداری آماره است، محاسبه می‌شود. آماره موران محلی به‌وسیله‌ی رابطه‌ی (۲) محاسبه می‌شود:

رابطه (۲) $$I_i = n(x_i - \bar{x}) \sum_{j=1\#i}^{n} w_{ij}(x_i - \bar{x})$$

n تعداد کل متغیرها، x_i و x_j مقادیر طول مدت روزهای بارشی در مکان‌های i و j و w_{ij} مقدار وزن فضایی عارضه‌های i و j را نشان می‌دهد. مقدار ضریب خودهمبستگی فضایی محلی باید بزرگ‌تر از ضریب مورد انتظار باشد تا الگوی پراکنش فضایی موردقبول باشد .ضریب مورد انتظار موران توسط رابطه‌ی (۳) به دست می‌آید:

رابطه (۳) $$E(I_t = -\frac{w}{(N-1)})$$

آزمون اهمیت موران توسط نمره‌ی Z اندازه‌گیری می‌شود تا از آن برای آزمون معنی‌داری آماری نتایج استفاده شود. نمره‌ی Z به‌عنوان مقدار استانداردشده‌ی I در نظر گرفته می‌شود که توسط رابطه‌ی (۴) به دست می‌آید:

رابطه (۴) $$Z_t = \frac{I - E(I)}{SD(I)}$$

$SD(I)$ و $E(I)$ به ترتیب نشان‌دهنده‌ی انحراف معیار و میانگینی از I هستند (نادیان و همکاران ۱۳۹۷). با وجود اینکه یک سری اقلیمی همگن به معنای سری است که تغییرات موجود در آن تنها ناشی از تغییرات طبیعی باشد (روکو و همکاران ۲۰۰۰)، در هر سری زمانی رفتار دیگری نیز وجود دارد که آن را تغییرات نامنظم یا تصادفی گویند. این تغییرات کاملاً تصادفی بوده، نتیجه‌ی عوامل غیرقابل‌پیش‌بینی هستند و به طریقی نامنظم عمل می‌کنند. این‌گونه تغییرات هیچ‌گونه طرح مشخصی ندارند و زمان وقوع آن‌ها نامنظم و معمولاً کوتاه‌مدت است. گاهی تأثیر آن‌ها به‌اندازه‌ای زیاد است که باعث پیدایش تغییرات دوره‌ای و تغییرات دیگر می‌شود (شیراوند و دوستکامیان، ۱۳۹۸). از این رو در ادامه این نوشتار به‌منظور بررسی همگنی و ناهمگنی سری دوام فصل بارشی در دوره مرطوب (سپتامبر تا می) کشور از آزمون همگنی الکساندرسون استفاده شد. در واقع در روش الکساندرسون، میانگین K سال اول با میانگین $n-K$ سال بعدی مقایسه می‌شود تا آماره $T(K)$ به دست آید (الکساندرسون[1] ۱۹۸۶).

رابطه (۵) $$T(K) = K * \bar{Z}_1^2 + (n-K) * \bar{Z}_2^2$$

[1]. Alexanderson

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

در رابطه (۵) $\bar{Z}_2^2$ و $\bar{Z}_1^2$ از طریق روابط (۶) و (۷) محاسبه می‌شود:

رابطه (۶) $$\bar{Z}_1^2 = \frac{1}{K}\sum_{i=1}^{k}(Y_i - \bar{Y})/S$$

رابطه (۷) $$\bar{Z}_2^2 = \frac{1}{n-K}\sum_{i=k+1}^{n}(Y_i - \bar{Y})/S$$

در روابط (۶ و ۷) Y_i مقادیر سری سالانه (از ۱ تا n) $\bar{Y}$ میانگین سری انحراف معیار S می‌باشد.
آماره آزمون جهت رد فرض صفر به‌صورت رابطه (۸) تعریف می‌شود:

رابطه (۸) $$T_0 = \max(T(K)) = \max(\bar{Z}_1^2 + (n-K)\bar{Z}_2^2)$$
$$1 \le K \le n-1$$

اگر T_0 بزرگ‌تر از یک سطح بحرانی مشخص باشد می‌گوییم فرض صفر در سطح معنی‌داری موردنظر رد شده است. آمار بحرانی که الکساندرسون برای هر دوره آماری ارائه می‌دهد به شرح جدول (۱) است.

جدول (۱). مقادیر بحرانی برای آزمون همگنی الکساندرسون (۱۹۸۶)

N	۱۰	۲۰	۳۰	۴۰	۵۰	۶۰	۸۰	۱۰۰
T_{95}	۵/۷	۶/۹۵	۷/۶۵	۸/۱	۸/۴۵	۸/۶۵	۸/۹۵	۹/۱۵

مراحل یاد شده پس از برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار متلب برای سری زمانی ۲۵ ساله (۱۹۹۱-۲۰۱۵) در هر ۱۰۸ ایستگاه موردمطالعه، محاسبه و سپس نمودار هر ایستگاه رسم شد. در پایان به‌منظور بررسی همگنی و پی بردن به وجود یا عدم وجود جهش در سری زمانی دوام فصل بارش دوره مرطوب، از آزمون همگنی الکساندرسون استفاده شد.

نتایج

دوره اول (۱۹۹۵-۱۹۹۱)

نتایج آماره GI نشان داد که ۱۸ درصد از مساحت کشور شامل کرانه‌های جنوبی دریای خزر، شمال غرب و غرب کشور در سه سطح اطمینان ۹۹، ۹۵ و ۹۰ درصد دارای الگوی فضایی مثبت (مناطق طوسی تیره تا روشن) است و بر بادوام‌ترین طول دوره بارشی کشور دلالت دارد. هر چه از شمال و شمال غرب به سمت جنوب پیش می‌رویم با شکل زبانه‌ای نعلی‌شکل، رنگ‌ها از طوسی تیره به روشن می‌گراید و از سطح اطمینان کاسته می‌شود شکل (۲-۱). در این حال، آماره LMI، علاوه بر نواحی یاد شده، نوار پیوسته‌ای را در خاور دریای خزر و شمال خاوری کشور (به‌جز ناحیه کوچکی در شمال استان خراسان شمالی) را در برمی‌گیرد. از این رو ۲۶

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

درصد از گستره کشور چنین الگویی دارد شکل (۳- ۱). سرزمین‌های با رنگ آجری تیره تا روشن در شکل، بر الگوی فضایی منفی و کوتاه‌مدت‌ترین طول دوره بارشی کشور دلالت دارند. این سرزمین‌ها بر پایه نتایج آماره GI، ۳۵ درصد از گستره کشور را در سه سطح اطمینان یاد شده، فراگرفته‌اند. این سرزمین‌ها به‌طور پیوسته از جنوب خاوری کشور به سمت شمال باختری تا مناطق میانی کشور کشیده شده‌اند. مشاهده می‌شود که به‌استثنای کرانه‌های مکران و دو سرزمین در میانه ایران، هر چه به سمت شمال پیش برویم، سطح اطمینان از رنگ تیره به روشن یعنی از ۹۹ به ۹۰ درصد می‌گراید شکل (۲- ۱).

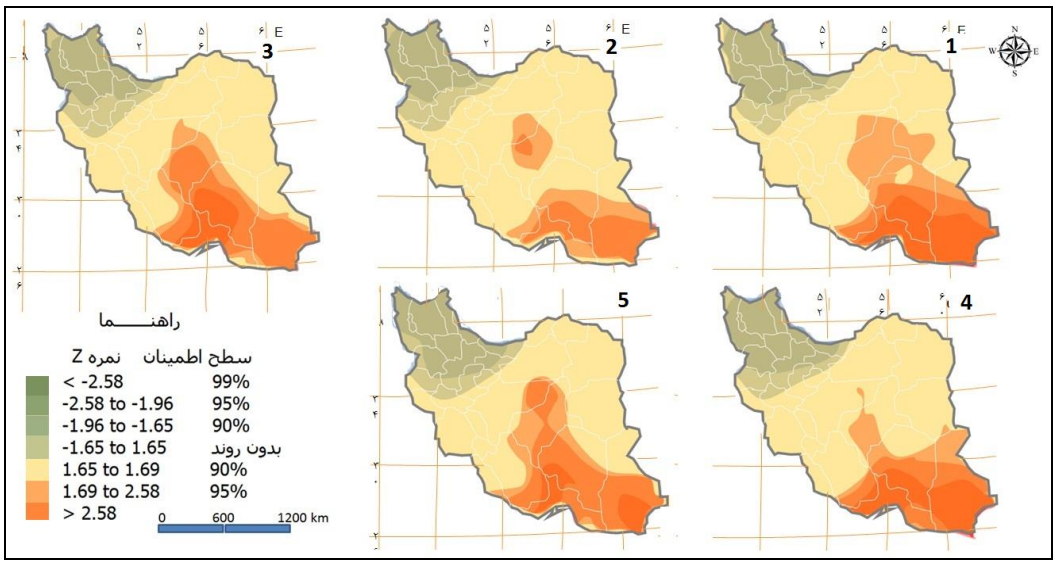
نتایج آماره LMI به دو سرزمین گسسته دلالت دارد. این دو سرزمین بیشتر، در جنوب و میانه کشور هستند. به سخن دیگر ۳۲ درصد از گستره ایران یعنی سرزمین‌های جنوب خاوری، خاوری و کرانه‌های مکران و بیشتر کرانه‌های شمالی خلیج‌فارس و دامنه‌های خاوری زاگرس شمالی و کویر مرکزی درگیر الگوی خوشه‌ای با ارزش پایین LL یعنی خودهمبستگی فضایی منفی است شکل (۳-۱). همچنین در این دوره به ترتیب با کاربرد دو آماره GI و LMI مشخص شد که به ترتیب ۴۷ و ۴۲ درصد گستره کشور فاقد الگوی فضایی مثبت یا منفی بوده، طول فصل بارشی در دوره مرطوب دارای الگوی تصادفی است. این گستره شامل جنوب باختری، شمال خاوری و قسمت‌هایی از میانه و خاور ایران است شکل (۲ –۱) و (۳- ۱).

دوره دوم (۱۹۹۶-۲۰۰۰)

طبق نتایج آماره GI، الگوی فضایی مثبت با رنگ طوسی تیره تا روشن، منطبق بر بادوام‌ترین فصل بارشی است. این دوره مشابه دوره یکم، با پوشش یکسان ۱۸ درصد از مساحت کشور، با اندک کشیدگی به سمت باختر، تقریباً همان الگوی پراکنش پیشین را نشان می‌دهد شکل (۲- ۲). نتایج آماره LMI به لحاظ نحوه پراکنش، الگوی فضایی مثبت (HH) است و مانند دوره پیشین، با اختصاص مساحت ۲۶ درصد از مساحت کشور، کمی از پهنای آن در شمال خاوری و خاور دریای خزرکم می‌شود و در باختر در جهت زاگرس مرتفع، با جهت شمال باختری– جنوب خاوری تا ارتفاعات شهرکرد گسترش می‌یابد شکل (۳- ۲).

نتایج آماره GI بر کاهش الگوی فضایی منفی (آجری تیره تا روشن) و پس‌روی آن به سمت جنوب در اثر افزایش ۱۱ درصدی الگوی تصادفی دلالت دارد. همین امر سبب شده پیوستگی سرزمین‌های دارای الگوی منفی در مقایسه با دوره یکم از دست برود و در دو سرزمین گسسته در مرکز، جنوب و جنوب خاوری کشور قرار گیرد و الگوی شکل مداری‌تری بیابد. در مجموع در سه سطح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد، ۲۴ درصد از مساحت کل کشور چنین الگویی دارد شکل (۲- ۲). نتایج آماره LMI نیز نشان از کاهش ۷ درصدی پهنه الگوی فضایی منفی دارد. به‌طوری‌که در این دوره ۲۵ درصد از گستره کشور را پوشش می‌دهد. به‌جز الگوی نعلی‌شکل در ایران مرکزی و دامنه‌های بادپناه زاگرس شمالی، کرانه‌های دریای مکران و بخشی از کرانه‌های خلیج‌فارس در هرمزگان، منطقه جنوب خاوری تا بلندی‌های کرمان در شمال آن، نواحی کوچکی در خاور زابل و جنوب باختری (بخشی از کرانه‌های بوشهر) را نیز شامل می‌شود شکل (۳-۲). در این دوره، بر پهنه الگوی تصادفی در هر دو روش یاد شده افزوده‌شده است. به‌طوری‌که با کاربرد آماره GI بر ۵۸ درصد و LMI بر ۴۹ درصد از مساحت کشور الگوی تصادفی حاکم بوده است و نسبت به دوره پیش به ترتیب۱۱ و ۷ درصد بر پهنه آن افزوده‌شده است شکل (۲ - ۲) و (۳- ۲).

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]



شکل (۲). الگوهای فضایی دوره‌های بارشی ایران بر اساس آماره گتیس اُرد-جی (GI) ۱) دوره اول: ۱۹۹۵-۱۹۹۱ ۲) دوره دوم:۲۰۰۰ -۱۹۹۶ ۳) دوره سوم: ۲۰۰۵-۲۰۰۱ ۴) دوره چهارم: ۲۰۱۰-۲۰۰۶ ۵) دوره پنجم:۲۰۱۵-۲۰۱۱ منبع: (نگارندگان مقاله)

دوره سوم (۲۰۰۵-۲۰۰۱)

برحسب نتایج آماره GI در دوره سوم، الگوی فضایی مثبت (مناطق طوسی تیره تا روشن)، با افزایش اندکی (یک درصد) یعنی ۱۹ درصد از مساحت کل کشور را در برگرفته است. الگوی نعلی‌شکل پیشین به سمت خاور، اندکی بازتر شده، تقریباً همان سرزمین‌های پیشین را پوشش می‌دهد شکل (۲- ۳). نتایج آمارهLMI نسبت به دوره دوم، برای الگوی خودهمبستگی مثبت (HH) با پوشش ۲۵ درصد از مساحت کشور، حاکی از پیوسته‌تر شدن پراکنش فضایی آن، در شمال خاوری بوده، در باختر، مشابه دوره یکم، در امتداد دامنه‌های خاوری زاگرس شمالی به سمت پایکوه‌های داخلی کشیدگی پیدا کرده است، با این تفاوت که در این دوره نسبت به دوره یکم در امتداد رشته‌کوه‌های زاگرس، پهنای گسترده‌تری را در دامنه‌های خاوری در برمی‌گیرد. این در حالی است که در کرانه‌های جنوبی دریای خزر در استان مازندران نسبت به دو دوره پیشین، از پهنای آن کاسته شده است شکل (۳- ۳).

بر طبق نتایج آمارهGI در این دوره دوباره پیوستگی منطقه آجری‌رنگ دارای الگوی خودهمبستگی منفی، با پیشروی شمال‌سو به مناطق مرکزی، برقرار می‌شود و با افزایش ۵ درصدی نسبت به دوره دوم، ۲۹ درصد از گستره کشور را از جنوب خاوری، جنوب تا سرزمین‌های مرکزی را شامل می‌شود که از تنگه هرمز به سمت شمال از سطح اطمینان آن (تغییر رنگ آجری تیره تا روشن) کاسته می‌شود شکل (۲-۳). نتایج آماره LMI الگوی خودهمبستگی فضایی منفی (LL) است که منطبق بر نواحی آجری‌رنگ و مبتنی بر کوتاه‌ترین فصل بارشی است و در دوره سوم نسبت به دوره پیشین، با پوشش ۲۹ درصد از پهنه کشور، بر گستره آن افزوده می‌شود. به لحاظ مکانی، این الگو پیوسته‌تر شده، با پوشش سواحل جنوبی در امتداد خلیج‌فارس و دریای

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

مکران و جنوب خاوری کشور، به سمت شمال تا کویر مرکزی و مناطق پست مرکزی امتداد می‌یابد شکل (۳-۳). همچنین الگوی تصادفی با کاهش نسبت به دوره پیشین در روش آماره GI،۵۲ درصد و در روش آماره LMI، ۴۶ درصد از کشور را در برمی‌گیرد و علاوه بر سرزمین‌های مشابه دوره پیشین، در این دوره در جنوب خاوری نیز دیده می‌شود شکل (۲-۳) و (۳-۳).

دوره چهارم (۲۰۱۰-۲۰۰۶)

در این دوره نتایج آماره GI در الگوی فضایی مثبت منطبق بر بادوام‌ترین فصل بارش کشور (نواحی طوسی تیره تا روشن)، با همان نحوه پراکنش نعلی‌شکل، اندکی در خاور کشیدگی یافته، گستره یکسانی از شمال، شمال باختری و باختر کشور را نسبت به دوره سوم (۱۹ درصد گستره کشور)، به خود اختصاص می‌دهد شکل (۲-۴). نتایج روش آماره LMI برای الگوی یاد شده در این دوره، نشان داد که با افزایش یک درصد، نسبت به دوره دوم (۲۶ درصد پهنه کشور)، در شمال خاوری گسسته‌تر شده است. به‌طوری‌که در این دوره کمترین گستره را در شمال خاوری در برمی‌گیرد. در غرب کشور نیز مشابه دوره دوم در امتداد زاگرس مرتفع جنوبی‌تر شده است اما در باختر پهنه بیشتری را پوشانده است شکل (۳- ۴).

نتایج آماره GI، الگوی فضایی منفی و منطبق بر کوتاه‌ترین فصل بارشی (نواحی آجری تیره تا روشن) است. این الگو علاوه بر بخش عمده در جنوب و جنوب خاوری، در امتداد سواحل دریای مکران و تنگه هرمز و زبانه حاصل از آن تا مرکز، شامل بخش کوچکی در مرکز به‌صورت جداگانه نیز می‌شود. در مجموع مانند دوره پیش، ۲۹ درصد از کشور را می‌پوشاند شکل (۲- ۴). این الگو با کاربرد آماره LMI، ۲۸ درصد از کشور را در برمی‌گیرد و نسبت به دوره پیشین ناپیوسته بوده، با امتداد شمال- جنوبی از کویر مرکزی در امتداد دامنه‌های شرقی زاگرس پیش می‌رود شکل (۳-ت).

دوره پنجم (۲۰۱۵-۲۰۱۱)

در نهایت، نتایج آماره GI، در دوره پنجم سبب شده تا الگوی نعلی‌شکل منطقه فضایی مثبت (طوسی تیره تا روشن) به بازترین زاویه و کشیده‌ترین حالت در شرق برسد. این الگو در مجموع شمال، شمال باختری و باختر کشور را پوشانده، در سه سطح اطمینان ۹۹، ۹۵ و۹۰ درصد، بیشترین میزان مساحت کشور (۲۰ درصد) را نسبت به دوره‌های پیشین در برمی‌گیرد شکل (۲-۵). نتایج آماره LMI برای الگوی یاد شده، گویای تغییراتی کمتر به لحاظ سطح زیرپوشش است و در این دوره با کاهش یک‌درصدی نسبت به دوره پیشین، ۲۵ درصد از مساحت کشور را در برمی‌گیرد. این الگو مانند دوره سوم، تقریباً کمربند پیوسته‌ای از شمال خاوری تا شمال باختری و باختر کشور را تشکیل می‌دهد. همچنین مانند دوره یکم در امتداد زاگرس و باختر کشور به شمال، پس‌روی کرده است شکل (۳- ۵).

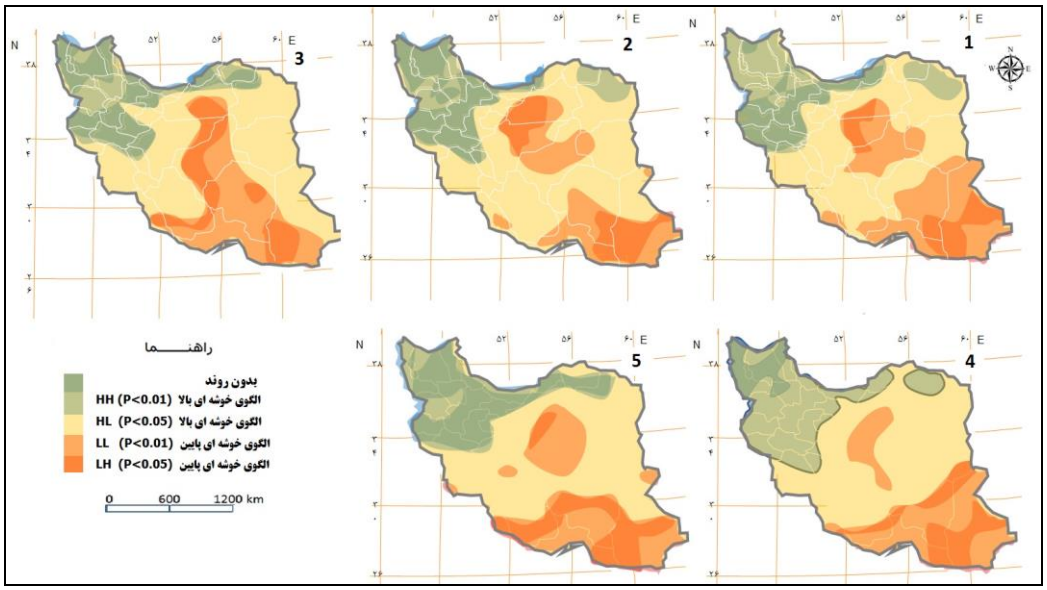
مساحت منطقه الگوی خودهمبستگی منفی (آجری‌رنگ تیره تا روشن)، در این دوره بر طبق نتایج آماره GI، ۳ درصد افزایش‌یافته؛ ۳۲ درصد از مساحت کشور را می‌پوشاند. همچنین شکل توزیع آن تا حدودی تغییریافته است. به‌طوری‌که از مساحت آن در خاور و جنوب خاوری کاسته، با پیوستگی دوباره در مرکز کشور به مساحت آن افزوده‌شده است شکل (۲-۵). نتایج آماره LMI نیز نشان می‌دهد که بر مساحت الگوی فضایی منفی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

منطبق بر کوتاه‌ترین فصل بارش کشور، افزوده‌شده، با پوشش ۳۰ درصد از مساحت کل کشور الگوی پراکنشی آن به پراکنده‌ترین نوع می‌رسد به‌طوری‌که که به‌جز دو قسمت عمده در ایران مرکزی، جنوب خاوری و امتداد سواحل جنوبی، لکه‌های پراکنده کم‌وسعتی را در خاور، جنوب باختری و زاگرس جنوبی در برمی‌گیرد شکل (۳-۵). همچنین با افزایش گستره منطقه الگوی منفی، از گستره منطقه الگوی تصادفی کاسته شده، به ۴۸ تا ۴۵ درصد از کل مساحت کشور در دو روش GI و LMI رسیده است شکل (۲ -۵) و (۳- ۵).

همان‌طور که ملاحظه شد پراکنش الگوی فضایی مثبت بر اساس آماره گتیس اُرد- جی در مقایسه با روش موران محلی، پهنه کوچک‌تر و پیوسته‌تری را در کرانه‌های جنوبی دریای خزر، شمال باختری و باختر کشور شامل می‌شود. در این روش سرزمین‌های شمال خاوری و کرانه جنوب خاوری دریای خزر بدون الگو هستند ولی روش موران دارای الگوی پراکنش مثبت فضایی است. با کاربرد آماره گتیس-اُرد- جی، بر گستره زیرپوشش الگوی معنی‌دار و بادوام در ۵ دوره موردمطالعه به‌تدریج افزوده‌شده است. همچنین پراکنش فضایی آن نیز در سه دوره یکم در امتداد رشته‌کوه زاگرس شمالی و منطبق بر زاگرس مرتفع است. درحالی‌که در دوره چهارم و پنجم الگوی فضایی آن در امتداد زاگرس اندکی شمالی‌تر و در امتداد دامنه‌های البرز مرکزی جنوبی‌تر شده است. به‌طورکلی تغییرات الگوی فضایی مثبت در روش گتیس اُرد- جی در مقایسه با روش موران محلی کمتر بوده، پراکنش فضایی آن در طول دوره‌های موردبررسی، کمتر دستخوش تغییرات شده است. در روش موران محلی این تغییرات دامنه‌ی بیشتری را در برمی‌گیرد. به‌طوری‌که در شمال خاوری کشور از گستره الگوی معنی‌دار بادوام از دوره سوم تا پنجم کاسته شده، الگوی تصادفی به‌جای آن قرار گرفته است تا جایی که در دوره چهارم کمترین پهنه را در این قسمت به خود اختصاص می‌دهد. ازآنجاکه بارش‌های این سرزمین کوتاه‌مدت و یک‌روزه است (نظری‌پور و دانشور، ۲۰۱۴)، دوام فصل بارش در آن بیشتر دارای الگوی تصادفی است. از سوی دیگر روند کاهشی معنی‌دار در روزهای ابری و افزایش معنی‌دار روزهای صاف بدون ابر، افزایش دما و کاهش رطوبت در ۳۰ سال اخیر (۲۰۰۵- ۱۹۷۶) در این سرزمین، نشان از افزایش خشکی در آن دارد که می‌تواند توجیهی بر گسترش الگوی تصادفی و کاهش الگوی مثبت معنی‌دار باشد (بناییان و همکاران، ۱۳۸۹). الگوی فضایی بادوام در کرانه‌های جنوبی دریای خزر، از دوره یکم تا سوم، به سمت خاور دریای خزر در استان گلستان پیشروی داشته، در دوره چهارم در این سرزمین، بیشتر دارای الگوی تصادفی است و در دوره پنجم الگوی معنی‌دار بادوام در این سرزمین به سمت خاور و جنوب پیشروی می‌کند به‌طوری‌که بیشترین گستره را در امتداد کرانه‌های جنوبی به خود اختصاص داده است. در باختر ایران، الگوی بادوام در روش موران محلی دوره یکم، سوم و چهارم در امتداد رشته‌کوه‌های زاگرس به سمت جنوب کشیده شده است و نسبت به دوره یکم و پنجم شمالی‌تر شده، از مساحت آن در امتداد رشته‌کوه‌های زاگرس در جنوب کاسته می‌شود و بر زاگرس مرتفع متمرکز شده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]



شکل (۳). الگوهای فضایی طول دوره‌های بارشی ایران بر اساس آماره موران محلی انسلین (LMI) ۱) دوره اول: ۱۹۹۵-۱۹۹۱ ۲) دوره دوم: ۲۰۰۰ -۱۹۹۶ ۳) دوره سوم: ۲۰۰۵-۲۰۰۱ ۴) دوره چهارم: ۲۰۱۰-۲۰۰۶ ۵) دوره پنجم:۲۰۱۵-۲۰۱۱ منبع: (نگارندگان مقاله)

پهنه تحت پوشش الگوی فضایی منفی یا فصل بارش کوتاه‌مدت، در روش موران محلی، تغییرات بیشتری در قیاس با الگوی فضایی مثبت یا فصل بارشی بادوام را متحمل شده است. به‌طوری‌که در دوره یکم دوره بارشی بادوام از بیشترین مساحت برخوردار بوده، در دوره‌های دوم تا پنجم از مساحت آن اندکی (حدود یک درصد) کاسته شده، الگوی فضایی آن نیز شمالی‌تر شده است. در دوره بارشی کوتاه بیشترین مساحت را (۳۲ درصد) در دوره یکم دارا بوده، در دوره‌های دوم تا چهارم به ترتیب حدود ۴ و ۶ درصد از مساحت آن، نسبت به دوره یکم کاسته شده است. این الگو در دوره پنجم با افزایش نسبی، حدود ۲ درصد نسبت به دوره پیشین، همچنان نسبت به دوره یکم از مساحت کمتری برخوردار است. همان‌طور که ملاحظه شد، الگوی کوتاه‌مدت دوام بارش کشور (LL) به لحاظ پراکنش فضایی عمدتاً در دو سرزمین شمالی (ایران مرکزی) و جنوبی (کرانه‌های جنوبی و سرزمین‌های جنوب خاوری) متمرکز شده است. در دوره دوم و چهارم گستره بیشتری از جنوب خاوری را در برگرفته، در دوره‌های دیگر، پیوستگی مساحت زیرپوشش این الگوی فضایی در جنوب خاوری کاسته شده است. این تغییرات زیاد تنها مختص به دوام فصل بارش در این سرزمین نیست به‌طوری‌که در بررسی نقش ضریب تغییر بارش سالانه در سال‌های ۱۹۵۶ تا ۲۰۰۹ میلادی نشان داد که نوسان‌های سال‌به‌سال بارش، زیاد بوده، این تغییرات سالانه بیش از همه به مؤثرترین الگوی پیوند از دور فعال در این سرزمین، الگوی همرفت اقیانوس هند (مادن- جولین) ارتباط دارد (احمدی و همکاران، ۱۳۹۴). در بخش مرکزی نیز الگوی کوتاه‌ترین فصل بارشی در طول دوره‌های موردمطالعه دستخوش تغییرات دوره‌ای شده است. به‌جز دوره دوم که این سرزمین به‌طور پیوسته به سرزمین جنوبی وصل شده، در دیگر دوره‌ها هسته‌های جداگانه‌ای تشکیل می‌دهد. مساحت این سرزمین در دوره سوم به کمترین مقدار خود می‌رسد. در دوره پنجم مساحت الگوی کوتاه‌مدت

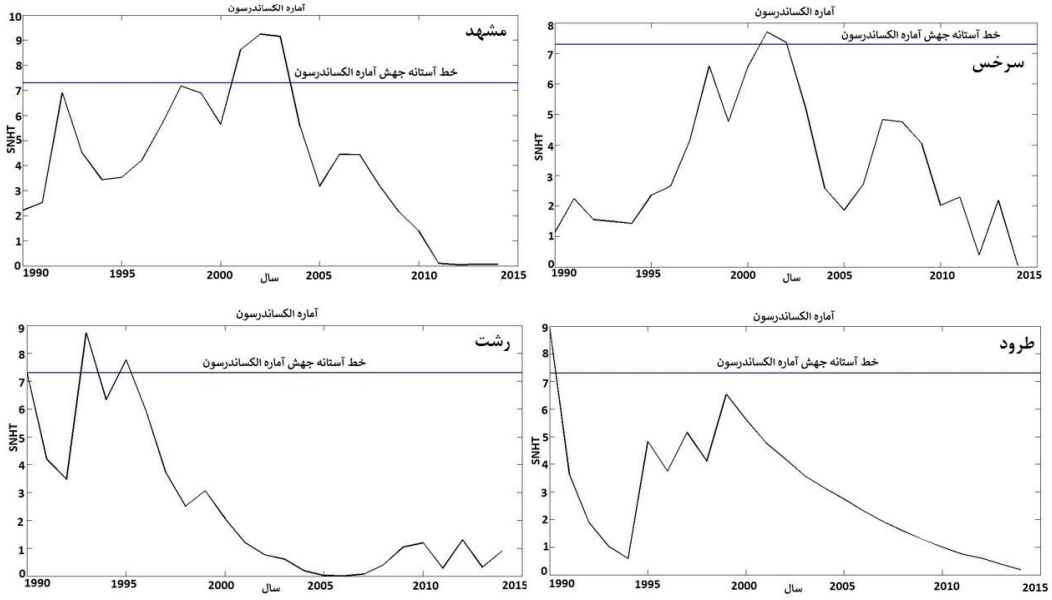
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

فصل بارش گسیخته‌تر شده، هسته‌های کوچکی در جنوب‌شرق، جنوب غرب و مرکز را به خود اختصاص می‌دهد.

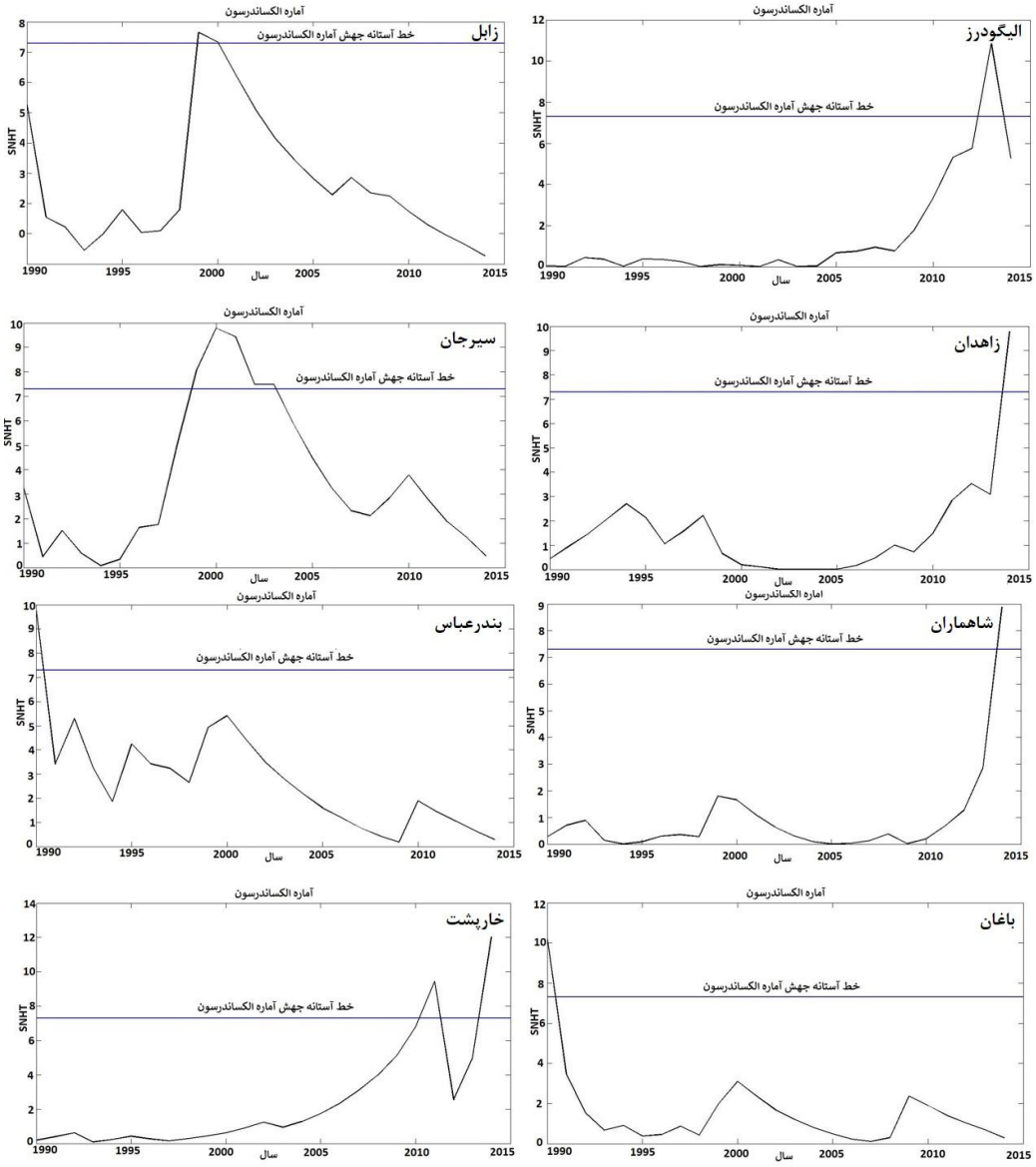
در ادامه به‌منظور شناسایی جهش‌های حاکم بر دوام فصل بارش از آزمون الکساندرسون استفاده شد. کارایی این روش در تحقیقات پیشین مورد تأیید بوده است که از موارد اخیر آن در کشور می‌توان به بررسی نوسانات پدیده شرجی در سواحل شمالی خلیج‌فارس توسط کربندی و همکاران (۱۳۹۷) و واکاوی نوسانات دمای جنوب باختر کشور توسط و شیراوند و دوستکامیان (۱۳۹۸) اشاره کرد. آزمون یاد شده در هر ۱۰۸ ایستگاه موردمطالعه به‌طور مجزا، برای سری زمانی (۱۹۹۱-۲۰۱۵) به کار گرفته شد. نتایج نشان داد که سری دوام فصل بارش تنها در ۱۳ ایستگاه دارای جهش بوده است. در ۹۵ ایستگاه دیگر هیچ‌گونه جهشی در سری زمانی دیده نشد. برای جلوگیری از اطاله نوشتار تنها نمودارهای ۱۳ ایستگاه دارای جهش در شکل (۴) نمایش داده شده است. لازم به ذکر است که جهش در سری زمانی با قطع و گذر خط آستانه جهش در نمودار قابل‌تشخیص است. بدین ترتیب بخشی از نمودار که از خط آستانه گذر کرده، نشان از جهش سری زمانی در آن سال‌ها دارد.

همان‌طور که ملاحظه می‌شود بیشتر ایستگاه‌های دارای جهش در سری زمانی دوام فصل بارش بیشتر در جنوب کشور متمرکز هستند. به‌طوری‌که ۸ ایستگاه از ۱۳ ایستگاه در این سرزمین واقع‌شده، عمدتاً داری الگوی خودهمبستگی فضایی منفی و در مواردی دارای الگوی تصادفی هستند. همچنین بیشتر جهش‌ها، در ۹ ایستگاه از ۱۳ ایستگاه، از سال ۲۰۰۰ به بعد رخ‌داده است. به‌طوری‌که دوام فصل بارش در ایستگاه جزیره‌ای کیش، در کرانه جنوبی کشور، جهش در سری زمانی تنها در سال ۲۰۰۰ دیده می‌شود. در شمال خاوری یعنی مشهد این جهش در بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۴ و در ایستگاه سرخس این جهش بین ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۲ رخ‌داده است. در جنوب‌شرق کشور ایستگاه زابل در سال‌های ۹۹ تا ۲۰۰۰ طول دوره بارشی دچار جهش ناگهانی شده است. در جنوب کشور در سیرجان در سال‌های ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۴ طولانی‌ترین مدت جهش را در طی ۶ سال تجربه کرده است. در ایستگاه الیگودرز واقع در ارتفاعات زاگرس در غرب کشور در بین سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۴ دوام فصل بارش دچار جهش شده است. در جنوب کشور در ایستگاه خارپشت سری زمانی دوام بارش در سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۲ و در بندرعباس و زاهدان. در سال‌های ۲۰۱۴ تا ۲۰۱۵ دچار جهش شده است؛ اما دوام فصل بارش ایستگاه‌های طرود در شرق مرکز و شاهماران و باغان در جنوب کشور، جهش را طی سال‌های ۱۹۹۰ تا ۱۹۹۱ تجربه کرده‌اند. همچنین در باختر دریای خزر، در ایستگاه رشت، در سال‌های ۹۳ و ۹۵ دوام فصل بارش دچار جهش ناگهانی شده است.

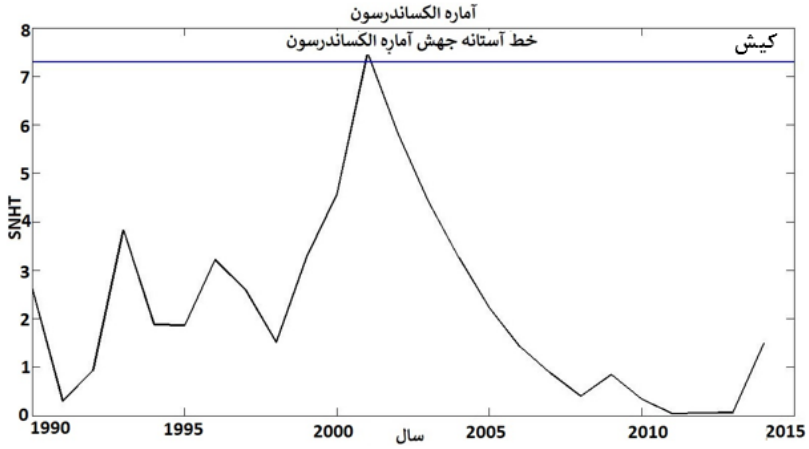
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]



[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]



[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]



شکل (۴). آماره الکساندرسون ایستگاه‌های دارای جهش دوام فصل بارش در دوره مرطوب (سپتامبر-می) (۲۰۱۵-۱۹۹۰)

نتیجه‌گیری

در پژوهش پیش رو به‌منظور پی بردن به تغییرات الگوهای فضایی دوام فصل بارشی کشور در دوره مرطوب کشور (سپتامبر-می) ابتدا ۵ دوره زمانی (۱۹۸۷-۱۹۹۲،۱۹۹۱-۱۹۹۶، ۱۹۹۷-۲۰۰۱، ۲۰۰۲-۲۰۰۷،۲۰۰۶-۲۰۱۱) در نظر گرفته شد و بر اساس آن تحلیل خودهمبستگی فضایی بر اساس دو آماره محلی انسلین موران و آماره گتیس- اُرد جی انجام شد. به‌طورکلی نتایج دو آماره یاد شده، مرتبط با الگوهای فضایی دوام فصل بارش کشور و انطباق آن با نواحی بارش و رژیم بارشی کشور، کارایی دو آماره یاد شده را در کشف الگوهای دوام بارش کشور نمایان ساخت. البته تفاوت‌هایی نیز در دو الگوی فضایی مثبت و منفی آشکار شد. در مجموع در قیاس نقشه‌های دوام فصل بارشی کشور در دو روش خودهمبستگی فضایی با نواحی بارشی کشور (مسعودیان و عطایی ۱۳۸۴ و مسعودیان ۱۳۸۶) تحقیق کنونی نشان داد که به نظر می‌رسد انطباق سرزمین‌های دوام فصل بارشی با رژیم بارشی، در روش موران محلی بیشتر است. بدین معنا که در روش موران سه سرزمین بارشی پربارش خزری و نیمه‌پربارش زاگرس شمالی و کم‌بارش شمالی بر سرزمین‌های بارشی بادوام منطبق بودند. این در حالی است که در الگوی فضایی منفی که بر سرزمین‌هایی با دوام کوتاه فصلِ بارشی منطبق است؛ الگوی آماره گتیس اُرد- جی پیوسته‌تر بوده، بر دو رژیم بسیارکم‌بارش جنوب خاوری و مرکزی منطبق بود. در این حال در روش موان محلی این الگو پراکنده‌تر و بخش‌هایی از آن دارای رژیم بارشی کم‌بارش جنوبی بود.

همچنین مقایسه نتایج یاد شده با نتایج تحقیق داداشی رودباری و قالهری (۱۳۹۴) در تحلیل خودهمبستگی بارش فصلی ایران و علیجانی و همکاران (۱۳۹۴) در بررسی تغییرات خودهمبستگی فضایی بارش ایران، تفاوت‌هایی را در توزیع الگوی خودهمبستگی مثبت در امتداد نوار زاگرس از شمال تا جنوب، نشان داد. برای مثال بخش‌های میانی و جنوبی زاگرس، بر اساس مطالعات یاد شده جزو نواحی خودهمبستگی مثبت شناخته شدند. در این حال الگوی دوام فصل بارش در این تحقیق، در مناطق یاد شده از الگوی تصادفی برخوردار بود و برعکس، الگوی دوام فصل بارش در شمال باختری، الگوی خودهمبستگی مثبت بود. الگوی بارش فصلی (به‌جز فصل بهار) و سالانه در بخش‌های عمده‌ای از ایران از الگوی تصادفی برخوردار بود. به‌بیان‌دیگر، باوجوداینکه

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

میزان بارش نواحی زاگرس میانی و جنوبی گاهی تا سه برابر میانگین بارش شمال باختری است ولی این میزان در طول دوره کوتاه‌تری رخداده است و بارش سالانه شمال باختری در مقیاس زمانی طولانی‌تری رخداده است. همین تفاوت‌ها باعث شده است تا الگوی دوام فصل بارش در منطقه زاگرس میانی و جنوبی، با الگوی دوام فصل بارش در کرانه‌های خزری متفاوت بوده، از الگوی تصادفی برخوردار باشد. از سوی دیگر الگوهای فضایی دوام فصل بارش در ۵ دوره مطالعاتی دچار نوسانات دوره‌ای و تناوبی بودند و مطابق نتایج علیجانی و همکاران (۱۳۹۴) روی بارش سالانه، روند کاهشی و افزایشی پیوسته‌ای را دنبال نکردند.

نتایج آماره الکساندرسون در بررسی همگنی و ناهمگنی سری زمانی دوام فصل بارش در دوره مرطوب نشان داد که ۱۳ ایستگاه از ۱۰۸ ایستگاه موردمطالعه در سری زمانی یاد شده دچار جهش ناگهانی شده‌اند که این جهش‌ها عمدتاً در ایستگاه‌های واقع در جنوب کشور و در سال‌های ۲۰۰۰ میلادی به بعد دیده می‌شود. این یافته‌ها با نتایج پژوهش مفاخری و همکاران ۱۳۹۶) روی بررسی تغییرات زمانی یکنواختی بارش ایران مطابقت دارد. به‌طوری‌که با افزایش میانگین ضریب تغییرات سالانه در سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۳ یکنواختی بارش در کشور کاهش‌یافته، از سوی دیگر بیشترین یکنواختی بارش در شمال باختری، شمال و شمال خاوری کشور دیده می‌شود و کمترین آن مربوط به کرانه‌های جنوبی و جنوب خاوری کشور است.

منابع

بلیانی سعید؛ سلیقه محمد. (۱۳۹۵). **تحلیل اکتشافی داده‌های فضایی تغییرات بارش ماهانه و فصلی حوضه‌های آبریز مند و حله**، فصلنامه اطلاعات جغرافیایی سپهر، ۲۵(100): ۱۲۷-۱۱۱.

داداشی رودباری عباسعلی؛ فلاح قالهری غلام عباس. (۱۳۹۴). **واکاوی خودهمبستگی فضایی بارش فصلی ایران با استفاده از برونداد پایگاه داده بارش APHRODITE**، آب‌وهواشناسی کاربردی، ۲(۱): ۶۸-۴۷.

حسنی پاک، علی‌اصغر. (۱۳۸۹). زمین آمار ژئواستاتیستیک. تهران: انتشارات دانشگاه تهران، چاپ سوم.

علیجانی بهلول؛ بیات علی. دوستکامیان مهدی. بلیانی یدالله. (۱۳۹۵). **تحلیل طیفی سری‌های زمانی بارش سالانه ایران**، جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۲۰(۵۷): ۲۳۶-۲۱۷.

محمدی نبی؛ (۱۳۸۸). **تحلیل زمانی-مکانی بارش استان کردستان**، رشد آموزش جغرافیا، ۲(۱): ۲۱-۱.

مسعودیان ابوالفضل؛ عطائی هوشمند. (۱۳۸۴). **شناسایی فصول بارشی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای**، علوم انسانی، ۱۸(۱): ۱۲-۱.

مسعودیان ابوالفضل. (۱۳۸۴). **شناسایی رژیم‌های بارش ایران به روش تحلیل خوشه‌ای**، پژوهش‌های جغرافیایی. ۳۷(۱): ۱۳-۱.

مسعودیان ابوالفضل. (۱۳۸۸). **نواحی بارشی ایران**، جغرافیا و توسعه، ۱۳(۱):۹۱-۷۹.

مسعودیان، ابوالفضل. (۱۳۸۸). اقلیم‌شناسی ایران، مشهد: انتشارات شریعه توس. چاپ دوم.

یاراحمدی داریوش؛ حلیمی منصور. زارعی چقابلاکی زهرا. (۱۳۹۴. **تحلیل فضایی بارش ماهانه شمال غرب ایران با استفاده از آماره خودهمبستگی فضایی**، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، 47(3):464-451.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

Augustine, David. (2010), S**patial versus temporal variation in precipitation in a semiarid ecosystem**, Landscape Ecol **25(4):**913–925.

Anselin, L. (1995), **Local indicators of spatial association: LISA**, Geogr Anal, **27(2):**93-115.

Al-Qadami, A. Abdulla, FA. (۲۰۱۹), **Regionalization of Precipitation in Jordan. Patterns and Mechanisms of Climate, Paleoclimate and Paleo environmental Changes from Low-Latitude Regions,** Springer, **45(5):**۸-۱۱۵ .

Balling, Jr. Robert, C. Goodrich, Gregory B. (2011), **spatial analysis of variations in precipitation intensity in the USA**, Theoretical and Applied Climatology, **104(4):**415–421.

Cai, Xining. Wang, Dingbao. (2006), **Spatial autocorrelation of topographic index in catchments**, Journal of Hydrology, 328**(6):**581– 591.

Chang, Heejun. Kwon, Won-Tae. (2007), **Spatial variations of summer precipitation trends in South Korea, 1973–2005**, Environ. Res. Lett, **9 (2):** 12-45.

Carreau, J. Mhenni, N.B. Huard, F. Neppel, L. (2018), **Exploiting the spatial pattern of daily precipitation in the analog method for regional temporal disaggregation**, Journal of Hydrology, **232(64):**1-24.

Darand, M. Dostkamyan, M. Rehmani, M. I. A. (2017),**Spatial autocorrelation analysis of extreme precipitation in Iran,** Russian Meteorology and Hydrology, **42(3):** 415–424.

Du, J. He, Z. Piatek, K.B. Chen, L. Lin, P. Zhu, X. (۲۰۱۹), **Interacting effects of temperature and precipitation on climatic sensitivity of spring vegetation green-up in arid mountains of China**, Agricultural and forest meteorology, **۲۶۹(8):**۷-۷۱.

Evans, Jason. P. (2009), **21st century climate change in the Middle East**, Climatic Change **92(5):**417–432.

Fallah GhalhariI, G. A. F. Dadashi Roudbari, A. A. Asadi, M. (2016**), dentifying the spatial and temporal distribution characteristics of precipitation in Iran**, Arabian Journal of Geosciences , 9(2): 595-614.

Getis, A. Ord,J.K. (۱۹۹۲), **the analysis of spatial association by use of distance statistics**.Geogr Anal **۲۴(۳):**۲۰۶-۱۸۹.

Jung, IL. Won, Baea. Deg,Hyo. Kim,Gwangseob. (2011), **recent trends of mean and extreme precipitation in Korea**, Int. J. Climatol, **31(4):** 359-370.

Khalid, Bushra .Ghaffar, **Abdul. (2015), Environmental risk factors and hotspot analysis of dengue distribution in Pakistan**, International Journal of Biometeorology , **59(3):**1721–1746.

Khalili, Malika. Leconte, Robert.Brissette, François. (2007), **Stochastic Multisite Generation of Daily Precipitation Data Using Spatial Autocorrelation**, Journal of hydrometeorology, **18 (8):** 396 -412.

Khalili, A. Bazrafshan, j.(2004), **A trend analysis of annual, seasonal and monthly precipitation over iran during the last 116 years**, desert(biaban), **9(1):** 25 - 34.

Karimi, V. Karami, E. Keshavarz, M.(۲۰۱۸), **Climate change and agriculture: Impacts and adaptive responses in Iran,** Journal of Integrative Agriculture, **۱۷۱(5):**-۱. ۱۵

Lelieveld,J. Hadjinicolaou, P. Kostopoulou, E. Chenoweth, J. M. El Maayar, Giannakopoulos, C. Hannides, C. Lange, M. A. Tanarhte ,M. Tyrlis, E. Xoplaki, E. (2012) ,**Climate change and impacts in the Eastern Mediterranean and the Middle East**,Climatic Change , **114(3):** 667–687.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]

Maddah, V. Soltani, A. Zeinali, E. Bannayan, M.(۲۰۱۵), **Simulating climate change impacts on wheat production in Gorgan ,Iran**, Bulletin of Environment, Pharmacology and Life Sciences, **۴(1):** ۶۷-۵۸.

Moghim, Sanaz. (2018), **Impact of climate variation on hydrometeorology in Iran**, Global and Planetary Change, **170(3):** 93-105.

Moore, LM. Lauenroth, WK.(۲۰۱۷), **Differential effects of temperature and precipitation on early-vs. late-flowering species**. Ecosphere,**۸۰(6):** ۱۸۱۹-1828.

Rousta,Iman. Doostkamian, Mehdi . Haghighi,Esmaeil . Ghafarian Malamiri, Hamid Reza.Yarahmadi ,Parvane. (2017), **Analysis of spatial autocorrelation patterns of heavy and super-heavy rainfall in Iran,** Advances in Atmospheric Sciences , **34 (2):**1069–1081.

Wagesho, Negash, N.K. Goel, M.K. Jain. (2013), **Temporal and spatial variability of annual and seasonal rainfall over Ethiopia,** Hydrological Sciences Journal, **58(2):**354-373

Zhou, Z. Li, Y. Song, J. Ru, J. Lei, L. Zhong, M.(۲۰۱۹ **), Growth controls over flowering phenology response to climate change in three temperate steppes along a precipitation gradient**, Agricultural and Forest Meteorology,**۲۷۴(7):**۶۰-۵۱ .

Zohrabi, Narges. Massahbavani, Alireza. Goodarzi, Elahe. Eslamian, Saeed, (2014),**Attribution of temperature and precipitation changes to greenhouse gases in northwest Iran,** Quaternary International,**124(4):** 1-8.

Zarghami, Mahdi. Abdi, Amin. Babaeian, Iman. Hassanzadeh, Yousef, Kanani, Reza.(2011), **Impacts of climate change on runoffs in East Azerbaijan, Iran**, Global and Planetary Change,**78 (11):** 137–146.

Zarenistanak, Mohammad. Dhorde, Amit. G. R. H. Kripalani, Anargha A. Dhorde. (2013), **Trends and projections of temperature, precipitation, and snow cover during snow cover-observed period over southwestern Iran**, Theor Appl Climatol,23(3):421-446.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.201.4]
[DOI: 10.52547/jgs.24.72.341]