نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال دوم، شماره ۱، بهار ۱۳۹٤
صفحات ۷۳-٦۳

رابطه‌ی پراکندگی فضایی بارش‌های سنگین و الگوهای فشار در گیلان

فاطمه ستوده[۱]، دانشجوی دکتری آب و هواشناسی سینوپتیک، دانشگاه خوارزمی، ایران.
بهلول علیجانی، استاد آب و هواشناسی ، دانشگاه خوارزمی، ایران.

دریافت مقاله: ۹۳/۸/۲۱ پذیرش نهایی: ۹۴/۱/۲۵

چکیده

هدف از این مطالعه شناخت حرکت و الگوهای خوشه‌ای فضایی بارش‌های سنگین استان گیلان است. بدین‌منظور از داده‌های بارش روزانه‌ی سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۰ استفاده شد. با استفاده از شاخص صدک نودوپنجم بارش‌های سنگین فراگیر استخراج و با اعمال تحلیل عاملی و خوشه‌ای بر فشار تراز سطح دریای متناظر با این بارش‌ها سه الگو استخراج گردید. برای مطالعه‌ی تغییرات خوشه‌ای فضایی الگوها، از روش‌های زمین‌آمار کریجینگ و شاخص موران محلی، شاخص گتیس ارد و بیضی استاندارد استفاده شد. الگوی اول یک پرفشار قوی در شمال دریای سیاه با بیش‌ترین درصد پراش، الگوی دوم پرفشار ضعیف دریای سیاه و الگوی سوم پرفشار سیبری با کم‌ترین درصد پراش است.

نتایج تحقیق نشان داد که خوشه‌های بیشینه‌ی بارش هر سه الگو در منطقه‌ی ساحل و تا حدودی به طرف مرکز استان دیده می‌شوند. الگوهای پرفشارهای غربی تا حدودی به داخل استان نفوذ می‌کند، اما بارش‌های الگوی پرفشار سیبری فقط در خط ساحل و در نواحی شرقی استان مشاهده می‌شود. بیش‌تر بارش‌های سنگین را پرفشارهای مهاجر سبب می‌شود و سهم پرفشار سیبری بسیار ناچیز است. با توجه به آرایش مکانی بیضی استاندارد بیشتر بارش‌های سنگین در راستای شرقی ـ غربی نایک‌نواختی و یا ضریب تغییرپذیری مکانی بیشتر دارند. در صورتی که در راستای برعکس بارش‌ها متمرکزتر و یکنواخت‌تر هستند. دلیل این آرایش ورود رطوبت دریای خزر به صورت جریانی نسبتاً متمرکز از طرف شرق یا شمال شرق است.

واژگان کلیدی: لکه داغ، خودهم‌بستگی فضایی، بارش سنگین، موران محلی، کریجینگ.

[۱]. نویسنده مسئول Email:fsotoudeh@yahoo.com

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]

مقدمه

بارش پدیده‌ی حاصلِ اندرکنش‌های پیچیده‌ی جو است. در میان رویدادهای اقلیمی، با توجه به نقش حیاتی بارش، این پدیده اهمیت ویژه‌ای دارد و در قیاس با پدیده‌های اقلیمی دیگر از پیچیدگی حرکتیِ چشم‌گیرتری برخوردار است (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹: ۴۷). همچنین، بارش یکی از مظاهر مهم آب و هوا و طبیعت کره‌ی زمین است که تغییرپذیری آن در هر دو بعد زمان و مکان مؤثر است. شناخت رفتار این عنصر اقلیمی و تحلیل پراکندگی آن در بستر مکانی و زمانی اهمیت به‌سزایی دارد که می‌تواند منجر به برنامه‌ریزی جامع و دقیقی در مدیریت منابع آب، کشاورزی و... شود.

دراین‌میان، تکنیک‌های زمین‌آمار و تحلیل‌های خودهم‌بستگی فضایی از مفیدترین و پرکاربردترین ابزارهای تحلیل تداوم فضایی هستند که امروزه در مطالعات اقلیم‌شناسی گسترده و چشم‌گیری استفاده می‌شوند. تحلیل‌های خودهم‌بستگی فضایی به محققان در شناخت الگوهای موجود در پهنه‌های مکانی کمک فراوانی می‌کنند. پدیده‌ها و رخدادها در بستر مکانی یا به‌صورت پیوسته به هم مرتبط هستند و از الگوی خوشه‌ای خاصی تبعیت می‌کنند یا به‌صورت تصادفی در بستر مکان پراکنده شده‌اند. تکنیک‌های تحلیل آمار فضایی ابزاری بسیار سودمند برای کشف روابط و الگوهای تداوم فضایی موجود در پدیده‌ها و ویژگی‌ها هستند که با استفاده از آن‌ها می‌توان خوشه‌بودن یا نبودن و یا تصادفی‌بودن پراکندگی پدیده‌ها را استنباط کرد. همچنین، خانواده‌ی بردارهای ویژه نظیر تحلیل مولفه‌مبنا، تحلیل عاملی و توابع تجربی عمود بر هم و نیز تحلیل خوشه‌ای برای کاهش حجم داده‌ها، پهنه‌بندی و الگوبندی در اقلیم‌شناسی اهمیت و جایگاه ویژه‌ای دارند و از ابزارهای توانمند درزمینه‌ی الگوبندی و تیپ‌بندی عناصر اقلیمی به‌شمار می‌روند. روش‌های ذکر شده فراوان در مطالعات اقلیم‌شناسی استفاده شده است. برای مثال، تکنیک تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای K-means برای مطالعه‌ی الگوهای گردشی مرتبط با مقادیر حداکثر بارش (Houssus, ۲۰۰۸) و توزیع مکانی ـ زمانی بارش ماهیانه‌ی قبرس (Nilolakis, ۲۰۰۸) به‌کار رفته است. استفاده از تحلیل‌های زمین‌آمار نظیر کریجینگ معمولی و تحلیل تداوم فضایی در مطالعه‌ی بارش‌های حدی جنوب پرتغال درباره‌ی بیابان‌زایی (Costa, et. Al., ۲۰۰۸)، تکنیک تحلیل مولفه‌ی اصلی (PCA) برای بررسی ویژگی‌های الگوی بارش یونان (Stathis and Myronidis, ۲۰۰۹)، روش‌های آماری چند متغیره برای مطالعه‌ی رژیم‌های بارش ترکیه (Sariş, et. al.,۲۰۱۰) و تکنیک تحلیل عاملی برای تحلیل بارش (Falahah and Suprapto, ۲۰۱۰) در مطالعات مختلف به‌چشم می‌خورد. همچنین، از تحلیل خوشه‌ای فضایی برای تحلیل بارش‌های سنگین (Kai, et. al., ۲۰۱۱)، روش‌های زمین‌آمار نظیر کریجینگ برای بررسی و درون‌یابی بارش و دمای فصلی و سالیانه‌ی نبراسکا بهره گرفته شده است (Irmk,et.al., ۲۰۱۱). برای تعیین خوشه‌ی فضایی بارش سنگین سیل‌زای ۱۲ تا ۲۴ اکتبر سال ۲۰۱۳ در روتردام نیز از روش نزدیک‌ترین همسایه برای درون‌یابی، خودهم‌بستگی فضایی و آماره گتیس ـ ارد جی استفاده شده است (Gaitan, et. al., ۲۰۱۴).

در ایران نیز، عساکره (۱۳۸۷) از تکنیک کریجینگ برای درون‌یابی و تحلیل بارش ۲۶ اسفند ۱۳۷۶ ایران استفاده کرده است. بدین‌منظور یازده مدل بر شبه‌واریوگرام بارش دوره‌ی برازش تهیه کرد. نتایج او نشان داد که برازش مدل خطی بر نیمه‌ی شبه‌واریوگرام بهترین الگو برای درون‌یابی بارش ۲۶ اسفندماه ۱۳۷۶ ایران زمین است. غیور و همکارانش (۱۳۹۰) هم با استفاده از تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل خوشه‌ای شش ناحیه‌ی همگن بارشی در منطقه‌ی خزری شناسایی

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]

کردند. براساس کار ثقفیان و همکارانش (۱۳۹۰) در استفاده از روش‌های زمین‌آماری کریجینگ و کوکریجینگ انطباق شبه‌واریوگرام نرمال با شعاع تأثیر ۲۰۰ کیلومتر مناسب‌ترین الگو برای درون‌یابی بارش استان فارس تشخیص داده شد. روش‌های زمین‌آمار نه‌تنها پراکندگی بارش را دقیق‌تر درون‌یابی می‌کنند، بلکه در شناسایی عوارض زمین در توزیع بارش هم مفید هستند. صفرراد و همکارانش (۱۳۹۱) با استفاده از انواع روش‌های درون‌یابی توانستند تأثیر ناهمواری را در توزیع بارش سالیانه‌ی ایران شناسایی کنند. عساکره و سیفی پور (۱۳۹۱) دو روش رگرسیون موزون جغرافیایی و تحلیل خوشه‌ای را برای مدل‌سازی بارش سالیانه‌ی ایران به‌کار بردند و متوجه شدند که رگرسیون موزون جغرافیایی (GWR) به واقعیت نزدیک‌تر است.

کاربرد روش‌های زمین‌آمار در پراکندگی دمای تهران هم نتایج واقعی‌تری نشان داد و توانست خوشه‌های گرما و یا جزیره‌ی حرارتی شهر را مکان‌یابی کند. در این تحقیق، صادقی‌نیا و همکارانش (۱۳۹۲) به این نتیجه رسیدند که اولاً در طول دوره‌ی مطالعه خوشه‌های حرارتی جدیدی در شهر تهران شکل گرفتند و ثانیاً وسعت فضایی خوشه‌های حرارتی گسترش یافته است. گسترش روش‌های زمین‌آمار در همه‌ی زمینه‌های اقلیم‌شناسی دیده می‌شود. برای نمونه، عساکره و شادمان (۱۳۹۲) با استفاده از این روش‌ها پراکندگی روزهای گرم ایران را مطالعه و مکان‌های بسیار گرم را شناسایی کردند. سبحانی و همکارانش (۱۳۹۲) با استفاده از روش‌های کریجینگ معمولی، اسپیلاین و وزن‌دهی فاصله‌ی معکوس در درون‌یابی بارش غرب و جنوب غرب دریای خزر متوجه شدند که وزن‌دهی فاصله‌ی معکوس دقیق‌تر از روش‌های دیگر است.

وجود کوهستان و دریای خزر در جنوب و شمال موقعیت جغرافیایی منحصربه‌فردی برای گیلان ایجاد کرده است که سبب شده بارش‌های این منطقه الگوی پیچیده و متفاوت با سایر مناطق کشور داشته باشد. بارش سنگین از ویژگی‌های مهم و ذاتی استان گیلان است. میانگین بارش سالیانه‌ی گیلان طی دوره‌ی مطالعه میانگین ۱۰۶۹/۱ میلی‌متر است که سهم بارش‌های سنگین میانگین ۴۱/۵ درصد از کل این بارش‌هاست. میانگین بارش در همه‌ی ماه‌ها در گیلان بیش از ۴۰ میلی‌متر است. بارندگی‌های گیلان از اواسط شهریور آغاز و بیشترین میزان بارش‌ها در سپتامبر و اکتبر ایجاد می‌شود، یعنی بیشترین میزان بارندگی گیلان در فصل پاییز رخ می‌دهد. همچنین، بیشترین بارش ماهیانه‌ی گیلان حدود ۲۶۶/۵ و ۲۶۴/۵ میلی‌متر در ماه اکتبر به‌ترتیب در ایستگاه‌های باش‌محله و انزلی رخ داده است. بیشترین سهم بارش‌های سنگین از جمع بارش‌های ماهیانه نیز در ماه جولای ۵۸/۸ درصد و کمترین سهم این بارش‌ها در ماه مارس ۳۲/۸ درصد است. حداکثر بارش روزانه‌ی رخ‌داده نیز در ایستگاه خرجگیل ۲۲۰ میلی‌متر در ماه اگوست بوده است. حداکثر بارش سالیانه‌ی استان نیز حدود ۱۶۵۲/۵ و ۱۵۷۲/۴میلی‌متر به‌ترتیب در ایستگاه قلعه رودخان و انزلی رخ داده است.

منطقه‌ی گیلان در غرب دریای خزر در دوره‌ی سرد سال از دو سیستم پرفشار سیبری و پرفشارهای مهاجر غربی در ریزش بارش‌های خود بهره‌مند می‌شود (علیجانی، ۱۳۷۴). هرکدام از این سیستم‌ها از نظر پراکندگی بارش الگوی فضایی خاصی تولید می‌کنند. دانستن الگوی پراکندگی بارش در بسیاری از زمینه‌ها مهم و مؤثر است. به‌رغم اهمیت موضوع تاکنون توجه جدی به این مسئله نشده است. اگرچه نقشه‌های معمولی پراکندگی بارش را نشان می‌دهند، به‌دلیل درشت‌بودن مقیاس کاربرد مؤثر ندارند. ازاین‌رو، در این تحقیق سعی شده است با استفاده از روش‌های درون‌یابی پراکندگی

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

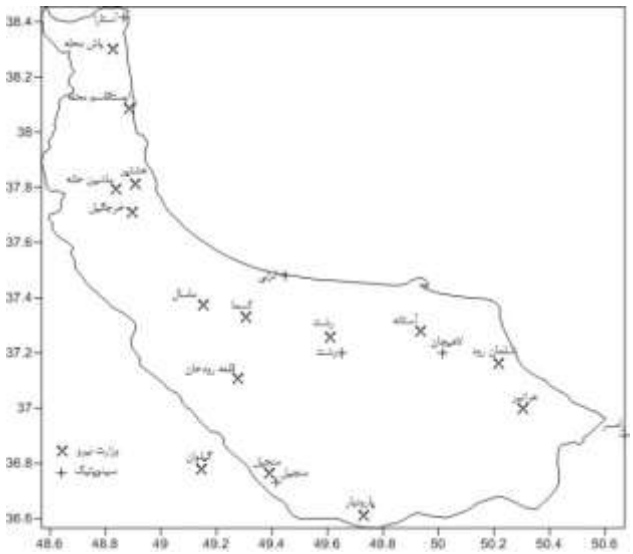
[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]

هرکدام از الگوها شناسایی و محدوده و شدت فضایی آن‌ها مشخص شود، تا بتوان در برنامه‌ریزی‌های منطقه‌ای و به‌ویژه در مقیاس محلی کارآیی و دقت بالایی به‌دست آورد.

داده‌ها و روش‌کار

همان‌طورکه در بخش مقدمه اشاره شد پراکندگی فضایی بارش در مقیاس ریزتر در اجرای فعالیت‌های اقتصادی و کشاورزی بسیار مهم است. در منطقه‌ی گیلان نیز، به‌رغم بالابودن میانگین سالیانه در بعضی مکان‌ها، مقدار بارش کافی نیست. تشخیص این مسئله از روی نقشه‌های معمولی بزرگ مقیاس تقریباً ناممکن است. بدین‌جهت، در این تحقیق سعی شده است با استفاده از روش‌های درون‌یابی این هدف حاصل شود.

به‌منظور مطالعه‌ی بارش‌های سنگین استان گیلان، داده‌های بارش روزانه‌ی ۲۱ ایستگاه همدید و کلیماتولوژی سازمان هواشناسی کشور و نیز باران‌سنجی وزارت نیرو (شکل ۱) در سال‌های آماری ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۰ تهیه شد. گفتنی است که داده‌های وزارت نیرو به روشی معتبر از سال شمسی به سال میلادی تبدیل شد. همچنین، فشار تراز دریا در چارچوبی بین ۰ تا ۱۲۰ درجه‌ی شرقی و ۰ تا ۸۰ درجه‌ی شمالی از پایگاه داده‌های جوی مرکز پیش‌یابی اقلیم، NCEP/NCAR، وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده با تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه و به صورت چهار بار در روز به وقت گرینویچ (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ ، ۱۲:۰۰ ، ۱۸:۰۰) تهیه شد. مراحل تحقیق به شرح زیر خلاصه شده است.



شکل ۱: نقشه‌ی پراکندگی ایستگاه‌های گیلان.

۱- انتخاب بارش‌های سنگین: یک رویداد شدید ممکن است براساس فراوانی، شدت یا آستانه‌ی وقوع و آثار مورد انتظار فیزیکی انتخاب شود (Ntegeka and Willems, ۲۰۰۸). براین‌اساس، آستانه‌ی بارش سنگین در این مطالعه صدک نودوپنجم درنظر گرفته شد. بارش‌هایی که در هر ایستگاه مساوی و بزرگ‌تر از صدک نودوپنجم بود به‌صورت بارش سنگین انتخاب شدند. درنتیجه برای هر ۲۱ ایستگاه، بارش‌های سنگین شناسایی و روزهای وقوع آن مشخص شد. درادامه، در آن روزهایی که در بیش از هفت ایستگاه، یعنی ۳۰ درصد ایستگاه‌ها، بارش سنگین

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]

رخ داده بود روز بارش سنگین فراگیر درنظر گرفته شد. سرانجام، ۳۲۱ روز بارش سنگین فراگیر در گیلان در دوره‌ی مطالعه شناسایی شد.

۲- به‌منظور شناسایی تیپ‌های هوایی مولد بارش‌های سنگین استان، فشار تراز دریای متناظر با روزهای بارش سنگین فراگیر استخراج شد. سپس، پراکندگی فشار ۳۲۱ روز بارش سنگین با آرایه‌ی P از طریق تحلیل عاملی دوران‌یافته (کواتریماکس) به روش مولفه‌ی اصلی به نُه عامل گروه‌بندی شدند. این نُه عامل ۷۷/۵۴ درصد پراش بارش‌های سنگین گیلان را توجیه کرد. در گام بعد، براساس این عامل‌های منتخب و با استفاده از روش خوشه‌بندی به روش ادغام وارد، پراکندگی فشار به سه الگو طبقه‌بندی شدند.

۳- نقشه‌ی میانگین بارش هر الگوی فضایی در روزهای بارشی مربوط تهیه شد. این نقشه با استفاده از روش کریجینگ معمولی درون‌یابی و به نقشه‌ی رستری یا پیکسلی تبدیل گردید.

۴- در نقشه‌ی رستری هرکدام از الگوها، تداوم فضایی و خوشه‌های متمرکز بارش براساس شاخص‌های موران محلی و آماره‌ی گتیس ـ ارد شناسایی شدند.

شاخص موران محلی را آنسلین (Anselin, ۱۹۹۵) پیشنهاد کرد که براساس فرمول زیر می‌تواند مناطق تداوم فضایی یا تداوم بارش را شناسایی کند.

رابطه‌ی ۱ $$I = \frac{(x_i - \bar{x})}{s_i^2} \sum_{j=1\ j\neq i}^{n} w_{i.j}\ (x_i - \bar{X})$$

در فرمول بالا، x_i بارش هر پیکسل، $\bar{x}$ میانگین بارش کل منطقه، $w_{i.j}$ وزن همسایگی بین هر سلول i و سلول همسایه‌اش j است. اندازه‌ی واریانس منطقه (s_i) از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$s_i = \frac{\sum_{j=1\ j\neq i}^{n} w_{i.j}}{n-1} - \bar{X}^2$$

آماره‌ی گتیس- ارد جی (G_i^*) تداوم فضایی خوشه‌های متمرکز بارش را نشان می‌دهد. یعنی این‌که با استفاده از رابطه‌ی زیر گسترش فضایی و پیوستگی خوشه‌های متمرکز را شناسایی می‌کند و نشان می‌دهد که مناطق شدید بارش در کجا قرار دارند و تا محدوده‌ای گسترده شده‌اند (عسگری، ۱۳۹۰: ۷۵).

رابطه‌ی ۲ $$G_i^* = \frac{\sum_{j=1}^{n} w_{i,j}x_j - \bar{x}\ \sum_{j=1}^{n} w_{i,j}}{s\sqrt{\frac{[n\sum_{j=1}^{n} w_{i,j}^2 - (\sum_{j=1}^{n} w_{i,j})^2]}{n-1}}}$$

در این فرمول مقدار خصیصه برای عارضه‌ی j، وزن همسایگی بین عارضه‌ی i و j و n برابر با تعداد کل عارضه‌ها است.

۵- میزان گسترش منطقه یا خوشه‌ی بارش سنگین در جهات مختلف جغرافیایی با بیضی استاندارد شناسایی شد (Mitchell, ۲۰۰۵). مرکز یا میانگین جغرافیایی بارش‌های سنگین در هرکدام از دو راستای عرض جغرافیایی (Y) و طول جغرافیایی (X) از روابط زیر محاسبه گردید.

رابطه‌ی ۳

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]

$$x_c = \frac{\sum_{i=1}^{n} T_i x_i}{\sum_{i=1}^{n} T_i}$$

رابطه‌ی ۴

$$y_c = \frac{\sum_{i=1}^{n} T_i y_i}{\sum_{i=1}^{n} T_i}$$

x_i و y_i مختصات پیکسل i است و T_i مقدار بارش پیکسل i است.

بیضی استاندارد یا میزان انحراف معیار فضایی بارش در هرکدام از جهات از روابط زیر محاسبه می‌شود (عسگری، ۱۳۹۰، ۹۰):

$$SDE_x = \sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{X})^2} \ , \ SDE_y = \sqrt{\sum_{i=1}^{n}(y_i - \bar{Y})^2}$$ رابطه‌ی ۵

در این‌جا، x_i و y_i مختصات عارضه‌ی i است و $\{\bar{X} \ , \ \bar{Y}\}$ به‌ترتیب میانگین مرکزی عوارض و nبرابر با تعداد کل عوارض در لایه‌ی تحلیل‌شده است. پس از محاسبه‌ی میانگین و انحراف معیار، در هر جهت براساس انحراف معیار مربوط نقاطی تعیین شد و این نقاط بهم وصل گردید. چون اندازه‌ی انحراف معیار معمولاً در دو جهت یکی نیست، شکل حاصل به‌صورت بیضی در می‌آید که به آن بیضی استاندارد می‌گویند.

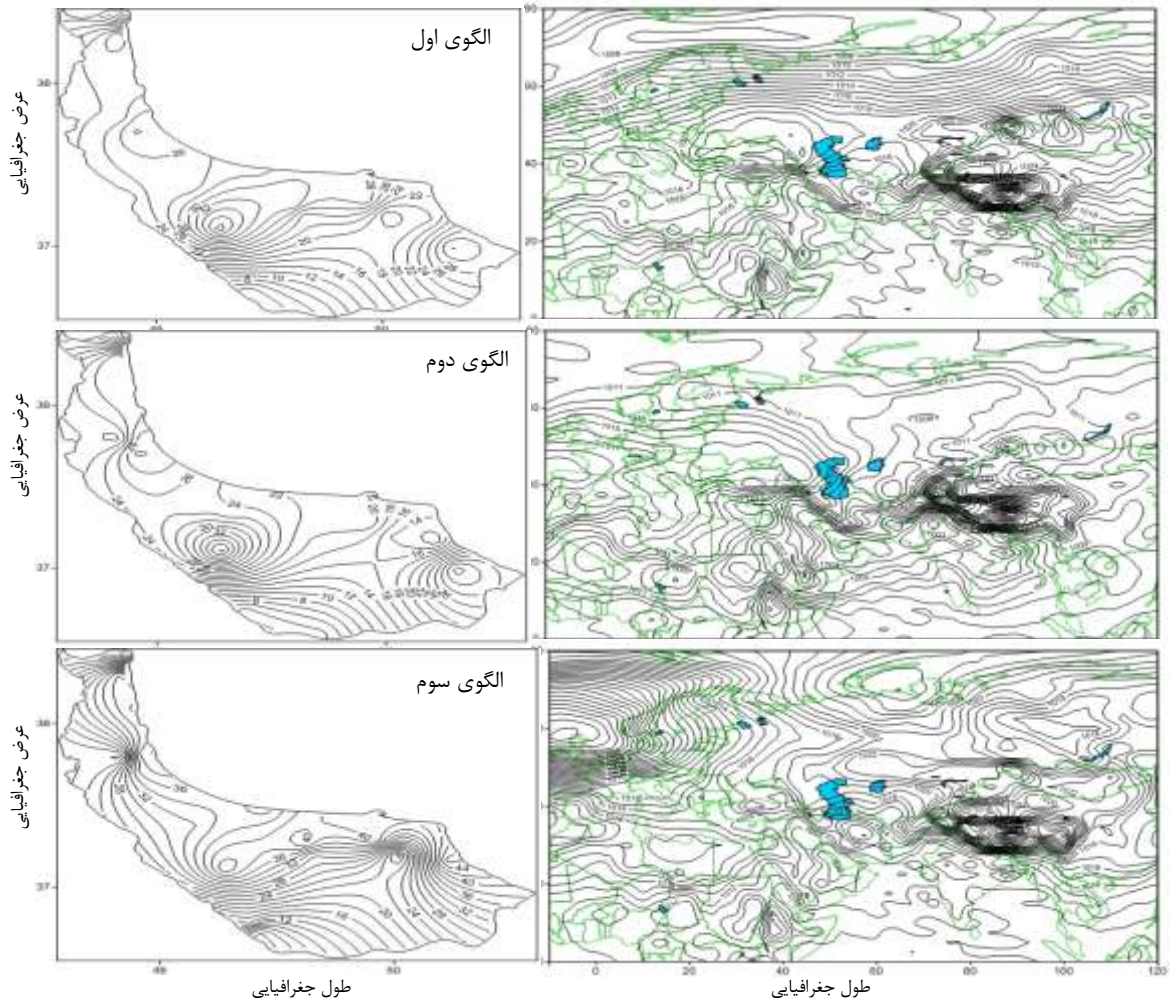
شرح و تفسیر نتایج

الف) پراکندگی بارش

شکل شماره‌ی ۲ میانگین فشار تراز دریا و میانگین بارش سنگین روزهای هر الگو را نشان می‌دهد. الگوی اول بیش از نیمی از پراش روزهای بارش سنگین منطقه را توجیه می‌کند. این الگو حاکمیت پرفشار شمال دریای سیاه با فشار مرکزی ۱۰۲۳ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. ۷۱/۰۳ درصد از روزهای بارش سنگین استخراج‌شده در این الگو جای گرفته است. در الگوی دوم حضور پرفشار دریای سیاه ـ کم فشار عربستان مشهود است. در این الگو، پرفشار مستقر بر روی دریای سیاه با فشار مرکزی ۱۰۱۶ هکتوپاسکال و ضعیف‌تر از الگوی اول ظاهر شده است. این الگو ۱۷/۹۱ پراش بارش‌های سنگین گیلان را توجیه می‌کند که ۲۵/۸۶ درصد روزهای بارش سنگین استخراج‌شده در این الگو طبقه‌بندی شده است. الگوی سوم حاکی از استقرار پرفشار سیبری و کشیده‌شدن زبانه‌ی آن بر روی دریای خزر است. کمترین تعداد روزهای بارش ایجادشده (۳/۱۲ درصد روزهای بارش‌های سنگین) با این الگو است و، بنابراین، کمترین درصد پراش (۷/۴۸ درصد) روزهای بارش سنگین را در بین سه الگو توجیه می‌کند. نتایج نشان می‌دهد مقدار رطوبتی که این الگو به گیلان انتقال می‌دهد بسیار کمتر از دو الگوی دیگر است. علت آن را می‌توان در گذار جریان‌های پرفشار سیبری تبیین کرد. درواقع، جریان‌هایی که از پرفشار سیبری به سمت سواحل جنوبی دریای خزر می‌وزند عرض دریای خزر را می‌پیمایند. بنابراین از جریان‌های پرفشار دریای سیاه (که طول دریای خزر را می‌پیمایند) رطوبت کمتری را جذب و به این منطقه منتقل می‌کنند. نقشه‌های بارش هر الگو با استفاده از کریجینگ رونددار و واریوگرام‌نمایی در محیط GIS به نقشه‌ی رستری تبدیل شد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]



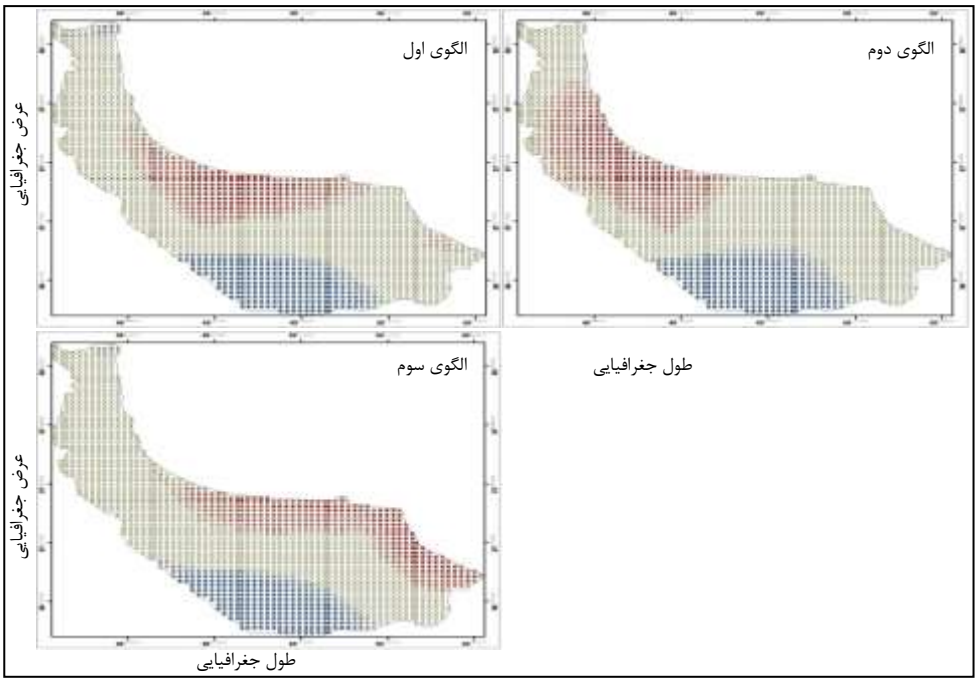
شکل ۲: سمت راست میانگین فشار تراز دریا و سمت چپ میانگین بارش سنگین در هر الگو.

ب) خوشه‌های بیشینه

اعمال شاخص‌های تحلیل فضایی به نقشه‌های تهیه‌شده نیز در محیط نرم افزارGIS صورت گرفت. برای این‌که توزیع فضایی یا، به بیان ساده‌تر، مکان خوشه‌های بیشینه‌ی بارش سنگین دقیقاً در منطقه‌ی تعیین شود، از شاخص انسلین موران محلی و گتیس ـ ارد بهره گرفته شد. نتایج عددی حاصل از این شاخص‌ها مقادیر مثبت خودهم‌بستگی فضایی را که گویای خوشه‌های بیشینه است در مناطقی از گیلان نشان می‌دهد. نتیجه‌ی اعمال هر دو شاخص موران محلی و گتیس ـ ارد در شکل شماره‌ی ۳ ترسیم شده است. طبق این شکل، گسترش و تداوم بارش‌های بسیار سنگین در منطقه‌ی مصب سفید رود متمرکز شده است. یعنی در این محدوده بارش‌های سنگین تداوم بالایی دارند و به طرف جنوب میزان بارش کاهش می‌یابد. در الگوی اول حدود ۱۲ درصد و در الگوی دوم ۱۶ درصد از مساحت استان بارش‌های بسیار سنگین داشتند. این هر دو الگو تحت سلطه‌ی پرفشارهای مهاجر غربی ایجاد شدند. در الگوی سوم، محدوده‌ی بارش بیشینه و تداوم فضایی آن در امتداد ساحل تقریباً در همه‌ی منطقه به طرف شرق کشیده شده است و می‌توان گفت که عمدتاً نواحی شرقی استان بهره‌مند شده‌اند. این الگو تقریبا ۱۵ درصد مساحت استان را فراگرفته است، برای این‌که این الگو

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]

نتیجه‌ی نفوذ پرفشار سیبری است. اگرچه مقدار و فراوانی آن کمتر از الگوهای دیگر است، مهم‌ترین عامل در نواحی شرقی استان به‌شمار می‌رود. این تحقیق نشان می‌دهد که برخلاف باور عمومی بیشتر بارش‌های سنگین گیلان با سیستم‌های مهاجر غربی تولید می‌شوند و نقش پرفشار سیبری کمتر است و پرفشار سیبری فقط به محدوده‌ی نوار ساحلی محدود می‌شود.



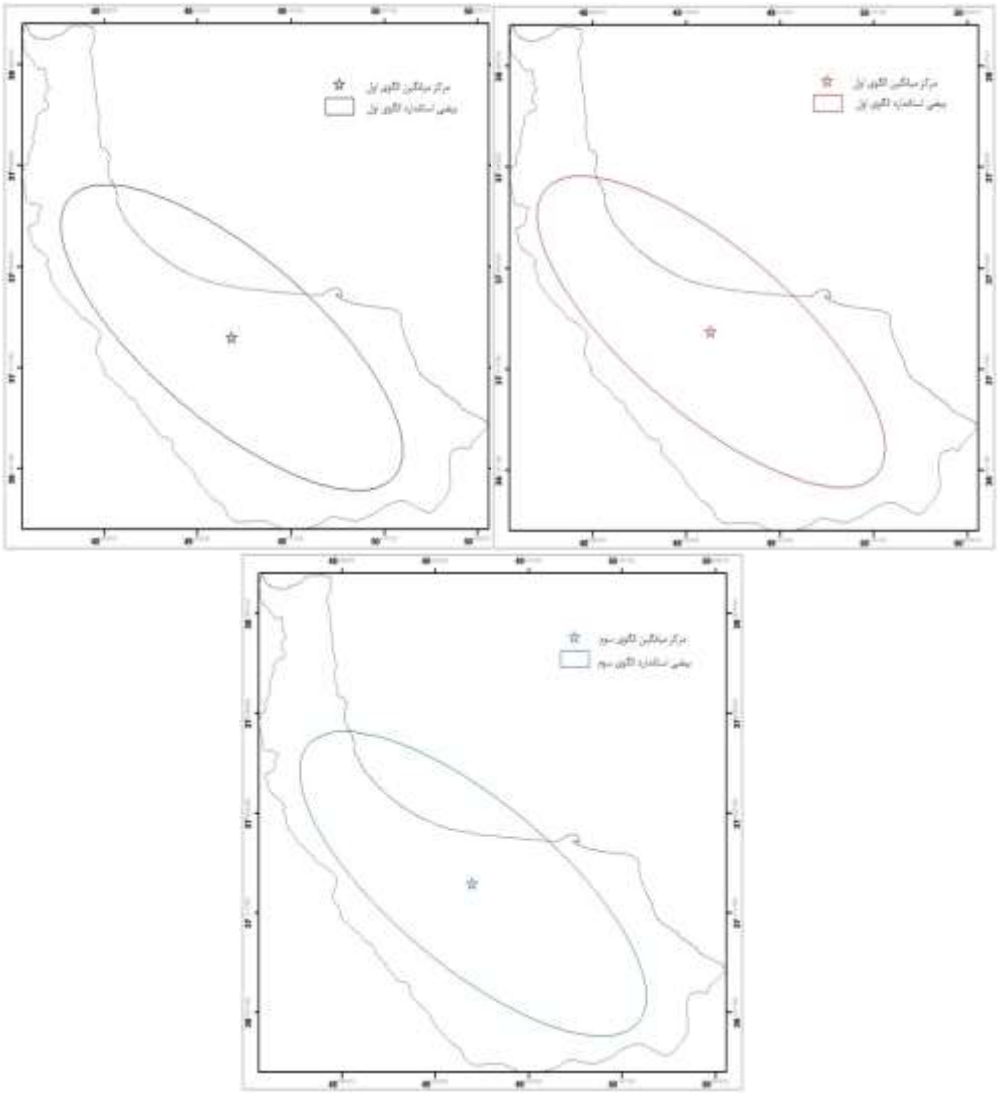
شکل ۳: خوشه‌های بیشینه‌ی بارش در هرکدام از الگوها.

ج) تغییرپذیری مکانی بارش‌های سنگین

برای شناخت رفتار و تغییرپذیری مکانی بارش‌های سنگین گیلان، مرکز میانگین و بیضی استاندارد بارش‌های سنگین محاسبه و در شکل شماره‌ی ۴ نشان داده شد. همان‌طورکه در این شکل مشخص است، مرکز میانگین بارش‌های سنگین هر سه الگو تقریباً در مرکز گیلان واقع شده است. فاصله یا بیضی استاندارد جهت‌گیری پدیده‌ای را در فضا نشان می‌دهد. بدین معنی که پراکندگی یا تغییرپذیری پدیده‌ی مطالعه را پیرامون مرکز میانگین همان پدیده نشان می‌دهد. در شکل شماره‌ی ۴ نیز کاملاً مشهود است در جهت قطر بزرگ بیضی استاندارد (جهت شمال غرب ـ جنوب شرق) انحراف معیار بارش‌های سنگین بیشتر است و در این جهت بارش‌ها پراکنده‌تر رخ داده است. بنابراین، مقدار بارش در جهت شمال غرب به جنوب شرق بسیار متفاوت است. حال آن‌که، در جهت قطر کوچک بیضی، در جهت شمال شرق به جنوب غرب، بارش‌ها متمرکزتر هستند و مقدار بارش در جهت شمال شرق به جنوب غرب چندان تفاوتی ندارد. به‌بیانی‌دیگر، بیشترین تغییرپذیری بارش هر سه الگو درزمینه‌ی شمال غرب ـ جنوب شرق است و کمترین تغییرپذیری هم در جهت عمود بر این است. دلیل تمرکز بارش در جهت شمال شرق ـ جنوب غرب و پراکندگی بارش در جهت شمال غرب ـ جنوب شرق را می‌توان در آرایش جریان بادهای عبوری از روی دریای خزر در مسیررسیدن به این مناطق تبیین کرد، یعنی این‌که در هر

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]

سه الگو بارش واردشده به استان به‌صورت جریانی شدید در مرکز می‌آید که به طرف کرانه‌ها (در جهت‌های شمال غرب و جنوب غرب) کاهش پیدا می‌کند. شدت بارش در امتداد شمال شرق ـ جنوب غرب یعنی درزمینه‌ی جریان بارش یکسان است. با توجه به این‌که هر سه جریان از روی دریای خزر عبور می‌کنند، وجود چنین آرایشی طبیعی است. تفاوت اصلی سه الگو در میزان شدت بارش‌هاست که الگوهای مهاجر غربی بارش‌های سنگین‌تری ایجاد می‌کنند. این تیپ‌های هوا در دریای خزر مسیر شمال به جنوب طی می‌کنند و مسیر طولانی‌تری را روی دریا می‌گذرانند. درنتیجه، رطوبت بیشتری کسب می‌کنند و به ساحل می‌آورند. در صورتی که بادهای سرد سیبری مسیر کوتاه عرض دریا را طی می‌کنند و، درنتیجه، بارش کمتری می‌آورند، به‌طوری‌که در نزدیکی ساحل بارش تمام می‌شود و به مرکز استان راه پیدا نمی‌کند.



شکل ۴. تغییرپذیری مکانی بارش‌های سنگین.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]

نتیجه‌گیری

تحقیق حاضر با استفاده از روش‌های زمین‌آمار مانند کریجینگ و موران محلی، شاخص گتیس ـ ارد و بیضی استاندارد پراکندگی مکانی و تغییرپذیری مکانی بارش‌های سنگین استان گیلان را مطالعه کرد. مهم‌ترین یافته‌ی تحقیق شناسایی تغییرات مکانی بارش براساس داده‌های بیشتر و دقیق‌تر حاصل از درون‌یابی کریجینگ رونددار بود. بارش‌های سنگین استان عمدتاً با سیستم‌های پرفشار مهاجر غربی تولید می‌شوند. رطوبت این بارش‌ها به‌صورت جریانی شمال شرق از دریای خزر وارد منطقه می‌شود. در بارش‌های پرفشارهای غربی، خوشه‌های بیشینه‌ی بارش تا قسمت‌های مرکزی استان گسترش می‌یابد. اما بارش‌های پرفشار سیبری به سواحل دریا محدود می‌شوند. سهم پرفشار سیبری در بارش‌های سنگین استان خیلی کم است. به‌دلیل تمرکز بارش‌های سنگین به نواحی مرکزی ساحل گیلان، وقوع مخاطرات سیل و تخریب خاک در این قسمت‌ها بیشتر است. تداوم فضایی این بارش‌ها در همه‌جای استان دیده نشدند، یعنی این‌که بیشتر منطقه‌ی تحت پوشش این سیستم‌ها قسمت‌های ساحلی و تا حدودی مصب رودخانه‌ی سفید رود است. سایر مناطق استان از بارش‌های مداوم بهره‌مند نیستند. یافته‌ی مهم دیگر تحقیق جهت بارش‌های پرفشارهای غربی است که پیش‌روندگی شمالی ـ جنوبی دارند، درصورتی‌که بارش‌های پرفشار سیبری در خط ساحل و در جهت تقریباً شرقی ـ غربی حرکت می‌کنند.

منابع

ثقفیان، بهرام؛ رزمخواه، هما؛ قرمز چشمه، باقر. ۱۳۹۰. بررسی تغییرات منطقه‌ای بارش سالیانه با کاربرد روش‌های زمین‌آمار (مطالعه‌ی موردی: استان فارس). مجله‌ی *مهندسی منابع آب*، **۴**: ۳۸-۲۹.

سبحانی، بهروز؛ ساری صراف، بهروز؛ آزادی مبارکی، محمد؛ حسینی، سید اسعد. ۱۳۹۲. الگوسازی بارندگی غرب و جنوب غربی دریای خزر با استفاده از روش‌های درون‌یابی فضایی در محیط GIS. *جغرافیا و توسعه*، **۳۰**: ۳۴-۲۳.

عساکره، حسین. ۱۳۸۷. کاربرد روش کریجینگ در میان‌یابی بارش مطالعه موردی: میان‌یابی بارش ۱۳۷۶/۱۲/۲۶ در ایران زمین. *جغرافیا و توسعه*، **۱۲**: ۴۲-۲۵.

عساکره، حسین؛ سیفی پور، زهره. ۱۳۹۱. مدل‌سازی مکانی بارش سالیانه‌ی ایران. مجله‌ی *جغرافیا و توسعه*، **۲۹**: ۳۰-۱۵.

عساکره، حسین؛ شادمان، حسن. ۱۳۹۲. کاربرد رروش‌های آماری در شناسایی رویدادهای فراگیر اقلیمی (مطالعه‌ی موردی: روزهای گرم فراگیر در ایران زمین). *اندیشه‌ی جغرافیایی*، **۱۴**: ۹۲-۷۶.

عسگری، علی. ۱۳۹۰. *تحلیل‌های آمار فضایی با Arc GIS*. انتشارات سازمان فناوری و ارتباطات شهرداری تهران، تهران

علیجانی، بهلول. ۱۳۷۴. *آب و هوای ایران*، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.

غیور، حسنعلی؛ مسعودیان، سید ابوالفضل؛ آزادی، مجید؛ بوری، حمید. ۱۳۹۰. تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر. فصل‌نامه‌ی *تحقیقات جغرافیایی*، **۱۰۰**: ۳۰-۱.

صادقی نیا، علیرضا؛ علیجانی، بهلول؛ ضیائیان، پرویز؛ خالدی، شهریار. ۱۳۹۲. کاربرد تکنیک‌های خودهم‌بستگی فضایی در تحلیل جزیره‌ی حرارتی شهر تهران. نشریه‌ی *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، **۳۰**: ۹۰-۶۷.

صفرراد، طاهر؛ فرجی سبکبار، حسنعلی؛ عزیزی، قاسم؛ عباسپور، رحیم علی. ۱۳۹۱. تحلیل مکانی تغییرات بارش در زاگرس میانی از طریق روش‌های زمین‌آمار (۱۹۹۵-۲۰۰۴). *جغرافیا و توسعه*، **۳۱**: ۱۶۴-۱۴۹.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]

محمدی، بختیار؛ مسعودیان، ابوالفضل. ۱۳۸۹. تحلیل همدید بارش‌های سنگین ایران مطالعه‌ی موردی: آبان ماه ۱۳۷۳. *جغرافیا و توسعه*، **۱۹**: ۷۰ – ۴۷.

Anselin, L. (۱۹۹۵). Local indicators of spatial association—LISA. Geographical analysis, **۲۷ (۲)**: ۹۳-۱۱۵.

Costa, A.D.; Durao, R.; Soares, A.; Pereira, M.J. ۲۰۰۸. A Geostatical Exploratory Analysis of Precipitation Extremes in Southern Portugal, Revstat. Statistical Journal, **۶ (۱)**: ۲۱–۳۲.

Falahah; Suprapto. S. ۲۰۱۰. Interpretation of Rainfall Data Using Analysis Factor Method. Proceedings of the Third International Conference on Mathematics and Natural Sciences. (ICMNS ۲۰۱۰).

Gaitan, S.; ten Veldhuis, M.C.; Bruni, G.; de Giesen, N. (۲۰۱۴). Multivariate spatial analysis of a heavy rain event in a densely populated delta city, Geophysical Research Abstracts, **۱۶**: EGU۲۰۱۴-۱۲۸۸۷-۱.

Houssos, E. E.; Lolis. C. J.; Bartzokas. A. ۲۰۰۸. Atmospheric circulation patterns associated with extreme precipitation amounts in Greece. Advances in Geosciences, **۱۷**: ۵-۱۱.

Kai, TU; Zhong-Wei, Y.; Yi, W. ۲۰۱۱. A Spatial Cluster Analysis of Heavy Rains in China. Atmospheric and Oceanic Science Letters, **۴ (۱)**: ۳۶□۴۰.

Irmak, A.; Ranade, P. K; Marx, D; Irmak, S; Hubbard, K. G; Meyer, G. E; Martin, D. L. ۲۰۱۰. Spatial Interpolation of Climate Variables in Nebraska. American Society of Agricultural and Biological Engineers, **۵۳ (۶)**: ۱۷۵۹-۱۷۷۱.

Michel, A. ۲۰۰۵. The ESRI Guide to GIS Analysis. Volume ۲: spatial measurements and statistics. ESRI Press, Redlands, California, USA.

Moran, P. A. P; ۱۹۵۰.Notes on Continuous Stochastic Phenomena. Biometrika, **۳۷**: ۱۷–۲۳.

Ntegeka, V.; Willems, P. ۲۰۰۸. Trends and multidecadal oscillations in rainfall extremes, basedon a more than ۱۰۰ year time series of ۱۰ min rainfall intensities at Uccle, Belgium. Water Resources Research, **۴۴**, W**۰۷۴۰۲**, doi:**۱۰.۱۰۲۹/۲۰۰۷**WR**۰۰۶۴۷۱**.

Nikolakis, Di. ۲۰۰۸. A statistical study of precipitation in Cyprus. Hellenic Journal of Geosciences, **۴۳**: ۶۷-۷۴.

Sariş, F.; Hannah, D. M.; Eastwood, W.J. ۲۰۱۰. Spatial variability of precipitation regimes over Turkey. Hydrological Sciences Journal, **۵۵ (۲)**: ۲۳۴-۲۴۹.

Stathis, D.; Myronidis, D. ۲۰۰۹. Principal Component Analysis of Precipitation in Thessaly Region (Central Greece). Global NEST Journal, **۱۱**: ۴۶۷-۴۷.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63] [Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.18869/acadpub.jsaeh.2.1.63] [Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]