

## تحلیل فضایی بارش استان مازندران

دریافت مقاله: ۹۶/۷/۱۷ پذیرش نهایی: ۹۷/۱/۲۰

صفحات: ۲۰-۱

علی محمدپورزیدی: دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران<sup>۱</sup>.

Email: Amohammadpour35@yahoo.com

بهلول علیجانی: استاد گروه اقلیم شناسی و مدیر قطب علمی تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه

خوارزمی، تهران، ایران.

Email: bralijani@gmail.com

محمد سلیقه: دانشیار گروه اقلیم شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران.

Email: saligheh@khu.ac.ir

محمد صالح گرامی: دانشجوی دکتری اقلیم شناسی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران، تهران، ایران.

Email: Mr.Gerami133@yahoo.com

### چکیده

هدف از این پژوهش آشکارسازی وجود و یا عدم وجود روند در بارش نسبت به ارتفاع و شناسایی رفتار محلی بارش استان مازندران است. بدین منظور از داده‌های بارش ۳۲ ایستگاه (سازمان هواشناسی و وزارت نیرو)، طی دوره آماری ۱۹۸۸-۲۰۱۰ استفاده گردید. برای بدست آوردن روند بارش از روش تحلیل رگرسیونی استفاده شد و برای شناسایی رفتار محلی بارش، روش آمار فضایی مورد استفاده قرار گرفت. روند بارش استان براساس با ۱۱ مدل مورد برازش قرار گرفت و دو مدل رگرسیون توان تعدیل شده و رگرسیون درجه سوم بهترین مدل شناخته شد که به ترتیب دارای کمترین خطای استاندارد ۲۶۴،۲۳ و ۲۶۴،۴۸ و دارای ضریب همبستگی ۰،۶۲- و ۰،۶۳ می باشد. نتایج بدست آمده از رفتار بارش، بر وجود روند در محدوده مورد مطالعه تاکید دارد. نتایج تحلیل فضایی بارش استان نشان دهنده این است که بارش در استان مازندران دارای الگوی خوشه‌ای با ارزش بالا می باشد. براساس روش موران محلی و لکه‌های داغ، سواحل غربی تا ارتفاع ۷۰۰ متری دارای نمره Z مثبت و خوشه‌های با ارزش بالا، در سطح اطمینان ۹۹ درصد است. این محدوده ۱۵ درصد از کل استان را شامل می شود. محدوده ارتفاعات جنوبی نیز نمره Z منفی و خوشه‌های با ارزش پایین با سطح اطمینان ۹۹ درصد را نشان می دهد. این محدوده نیز در حدود ۲۰ درصد از کل استان را شامل می شود. حدود ۶۵ درصد از مساحت استان نیز عدم وجود روند معنی داری را نشان می دهد. نتایج رگرسیون موزون جغرافیایی به خوبی نشان دهند این موضوع است که بارش استان و ارتفاع دارای رابطه معناداری می باشد. که خود این موضوع رفتار بارش استان از غرب به شرق در خصوص رفتار بارش و ارتفاع را بازگو می کند.

کلیدواژه‌گان: آمار فضایی، خودهمبستگی موران، مازندران، بارش، رگرسیون موزون جغرافیایی.

۱. نویسنده مسئول: تهران، خیابان مفتح جنوبی، دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم جغرافیایی، گروه اقلیم شناسی.

## مقدمه

بارش از متغیرترین عناصر اقلیمی است (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۴: ۷۲). در میان رویدادهای اقلیمی، با توجه به نقش حیاتی بارش این پدیده اهمیت ویژه‌ای دارد و در قیاس با پدیده‌های اقلیمی دیگر از پیچیدگی حرکتی چشم‌گیری برخوردار است (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹: ۴۷). این تغییرات هم در بعد مکان و هم بعد زمان در اقلیم منطقه رخ می‌دهد. شناخت رفتار این عنصر اقلیمی و تحلیل پراکندگی آن در بستر مکانی و زمانی اهمیت بسزایی دارد که می‌تواند منجر به برنامه ریزی جامع و دقیقی در مدیریت منابع آب، کشاورزی و... شود (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۴: ۷۲، ستوده و علیجانی، ۱۳۹۴: ۶۴). یکی از روش‌های که در شناخت پراکندگی بارش اهمیت دارد خودهمبستگی فضایی می‌باشد.

تکنیک‌های زمین‌آمارو تحلیل خودهمبستگی فضایی از مفیدترین و پرکاربردترین ابزارهای تحلیل تداوم فضایی هستند که امروزه در مطالعات اقلیم‌شناسی گسترده و چشم‌گیر استفاده می‌شود. تحلیل خودهمبستگی فضایی به محققان در شناخت الگوهای موجود در پهنه‌های مکانی کمک فراوانی می‌کند. پدیده‌ها و رخدادها در بستر مکانی یا بصورت پیوسته به هم مرتبط هستند و از الگوی خوشه‌ای خاصی تبعیت می‌کنند یا بصورت تصادفی در بستر مکان پراکنده شده‌اند (ستوده و علیجانی، ۱۳۹۴: ۶۴). این قابلیت، پژوهشگر را قادر می‌سازد با چهره واقعی تری از متغیر مورد بررسی روبه‌رو شود. بدیهی است که تحلیل‌ها نیز رنگ واقعی تری به خود خواهد گرفت (مک‌گرو و مانرو، ۲۰۰۹: ۴۹۴). از کارهای انجام گرفته در این زمینه می‌توان از پژوهش‌های زیرنام برد. برای بررسی پراکندگی بارش ایران با استفاده از میانگین مقدار بارش روزانه<sup>۲</sup> و غلظت بارش<sup>۳</sup> که این شاخص برای ایران به پنج طبقه تقسیم شده بود با استفاده از تحلیل فضایی برای شناسای مناطق مختلف ایران مورد استفاده قرار گرفت. با استفاده از کریجینگ معمولی به درون‌یابی این پارامتر در ایران پرداختند. نتایج بدست آمده نشان میداد که میزان میانگین مقدار بارش روزانه ایران بسیار نامنظم و شدید در تمام مناطق ایران می‌باشد. این در حالی است که نتایج بارش با حوادث بزرگ مانند سیل حدود ۲۰ درصد از مساحت ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهد که از سواحل جنوبی و مناطق خشک مرکزی و مناطق سواحل شمالی ایران را در برمی‌گیرد. این تجزیه تحلیل از قابلیت پشتیبانی و قابلیت اطمینان و دقت مدل سازی زمین‌آمار بدست آمد (علیجانی و همکاران، ۲۰۰۷). سپس در سویس با استفاده از قابلیت روش‌های درون‌یابی با دومدل اسپیلان باکشش و با سطح صاف به درون‌یابی بارش پرداختند، همچنین این درون‌یابی با استفاده از متغیر کمی ارتفاع یکبار و یکبار هم بدون ارتفاع در نظر گرفته شد. نتایج هر دو نتایج بسیار بهم نزدیک و همبستگی خوبی را نشان دادند (هارگرو، ۲۰۰۱). در کانادابه بررسی داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های کشور با استفاده از خودهمبستگی محلی موران پرداختند نتایج بدست آمده از این مدل نشان داد که از ماه ژوئن تا سپتامبر تشابه فضایی معناداری در بین ایستگاه‌ها از لحاظ مقادیر بارش ثبت شده وجود ندارد. با توجه به این موضوع با استفاده از الگوی داده-ساز<sup>۴</sup> ریچاردسون که مبتنی بر زنجیره مارکوف بوده به سطح معنادار بودن یا نبودن بارش دست زدند. که این مدل هم به نتایج مدل قبلی صحت گذاشت، اما در دیگر ماه‌ها عدم قاطعیت زیادی مشاهده نشده است (خلیلی و

2 Average rain amount per rainy day

3 Concentration index

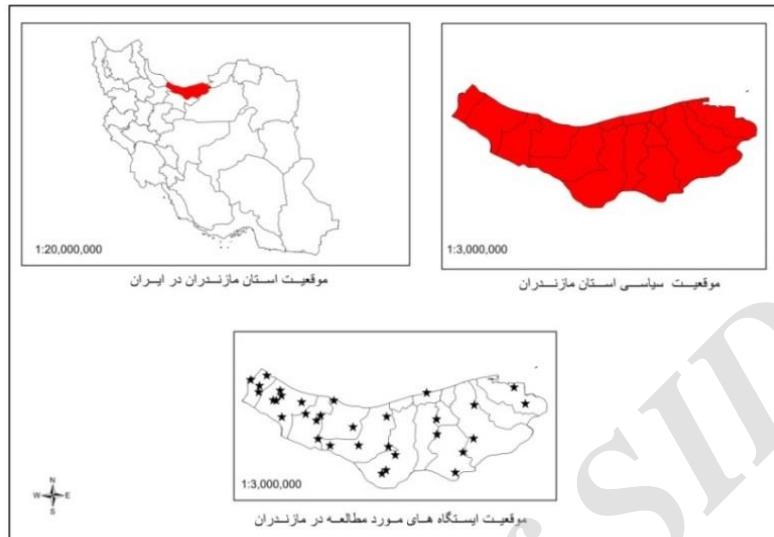
4 Weather Generator

همکاران، ۲۰۰۶). بریست و همکاران (۲۰۱۱) برای شناخت مناطق آب و هوای در حوضه آبریزچات کبک، با تلفیق خودهمبستگی موران و هیدرولوژیکی با داده‌های بارش و جریان سطحی رودخانه پرداختند. آنها دریافتند با ترکیب این دول مدل هیدرولوژیکی بهترین شناخت را از مناطق آب و هوای حوضه ارئه می‌دهد. عثمان و همکاران (۲۰۱۵)، با استفاده از روش رگرسیون وزنی جغرافیایی برای پیدا کردن رابطه فضایی بین ارتفاع و آب و هوا (بارش، دما) در شمال نیجریه به این نتایج دست پیدا کردن که بین ارتفاع و متغیرهای اقلیمی مورد مطالعه رابطه معنی داری وجود دارد. آنها دریافتند که مدل‌سازی مدل رگرسیون وزنی جغرافیایی مشاهده شد که اثر ارتفاع بر متغیرهای اقلیمی به لحاظ جغرافیایی متفاوت است. دینکو و همکاران (۲۰۱۵)، به ارزیابی بارش در مناطق شرقی و غربی آفریقا پرداختند. با ترکیب الگوریتم تخمینی بارش باران ماهواره ای با داده های بارندگی ایستگاه زمینی به این نتیجه رسیدن که ترکیب این دونوع بارندگی‌های ماهواره ای یک بهبود جزئی تنها در مناطق با ورودی ایستگاه زمینی رابطه‌ای خوبی دارد. ایفنگ لو و همکاران (۲۰۱۶)، به بررسی بارش در حوضه های کشور چین با استفاده از رگرسیون وزنی جغرافیایی عواملی همچون ارتفاع و عرض جغرافیایی و طول جغرافیایی به عنوان متغیرهای مستقل مورد استفاده قرار دادند. در نهایت، یک مدل بارندگی با ترکیب ایستگاه‌های زمینی و ماهواره بارش ارائه شد. دقت مدل با استفاده از روش اعتبار سنجی متقابل بر اساس اندازه گیری باران سنجی مورد استفاده قرار گرفت. نتایج نشان داد مدل رگرسیون وزنی جغرافیایی مبتنی بر ایستگاه‌های زمین و ماهواره خطا در بارندگی های را بهبود می بخشد. از جمله کارهایی که در ایران انجام شده است می توان به کاریاراحمدی و همکاران (۱۳۹۴)، با میانگین ماهانه ۲۰ ساله بارش در شمال غرب و غرب ایران به بررسی فضایی بارش ماهانه شمال غرب ایران با استفاده از آماره خودهمبستگی فضایی پرداختند. نتایج نشان داد که بارش در ماه های دسامبر، ژانویه، فوریه و نوامبر به ترتیب دارای بیشترین الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت بوده، این اثر تحت سامانه های بزرگ مقیاس جوی بوده. در حالی که در ماه های ژوئیه، سپتامبر و اوت به ترتیب کمترین الگوی خودهمبستگی فضایی مشاهده شد که معنادار نیز نبود. بارش ها تحت تأثیر عوامل محلی ناهمگون ایجاد شده. علیجانی (۱۳۹۰)، به بررسی بحران‌های دمایی، سرمایشی و بارشی کل ایران پرداخت اهمیت اینکار در این بود که ایران را از لحاظ این پارامترها طبقه بندی کرده اهمیت دیگر در این بوده که حداقل ۴۰ درصد از سال در ایران دارای بحران اقلیمی می‌باشد. ستوده و علیجانی (۱۳۹۴)، رابطه پراکندگی فضایی بارش سنگین و الگوی فشار در گیلان را مطالعه کردند. آنها متوجه شدند الگوی پرفشار غربی تا حدودی داخل استان نفوذ می‌کند و الگوی پرفشار سیبری بارش خط سواحل و شرق استان. این در حالی استان بیشتر الگوی در بارش استان پرفشار مهاجر می‌باشد. علیجانی و همکاران (۱۳۹۴)، بررسی تغییرات الگوهای خود همبستگی فضایی درون دهه ای بارش ایران طی نیم قرن اخیر مطالعه کردند. آنها در دریافتن بارش دارای الگوی خوشه‌ای بالا می‌باشد و تلفیق آن با تحلیل طیفی وجود چرخه‌های کوتاه و میان مدت در بارش ایران رخ می‌دهد. در ایران نیز، با استفاده از تحلیل خودهمبستگی موران به بررسی بارش‌های شمال غربی ایران پرداخته شد (یاراحمدی و همکاران، ۱۳۹۴) این در حالی بود که با استفاده از این شاخص به تغییرات الگوی بارشی ایران در طی نیم قرن اخیر پرداخته شد (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۴).

مازندران با وجود کوهستان و دریای خزر در جنوب و شمال موقعیت جغرافیایی منحصر به فردی برای این استان ایجاد کرده است. وجود رشته کوه البرز در قسمت جنوبی مازندران یک قوس عظیمی به وجود آورده است که مانع عبور رطوبت دریای مازندران به مرکز ایران می شود و جلگه پست دریای مازندران را از فلات مرکزی جدا ساخته و حد فاصل بین این دو آب و هوا متضاد می باشد. این شرایط سبب شده است که بارش منطقه الگوی پیچیده و متفاوتی با سایر کشور داشته باشد. میانگین بارش سالانه مازندران طی دوره مورد مطالعه ۶۸۱/۵ میلی متر می باشد. میانگین کمترین بارش ۱۹۴/۷ میلی متر می باشد که منطبق با ارتفاعات و در شرق استان می باشد این در حالی است که میانگین بیشترین بارش ۱۴۶۵/۱ میلی متر برای غرب استان است. همچنین میزان چولگی و کشیدگی بارش به ترتیب ۰/۶۷، ۰/۴۰- است. و ضریب تغییرات بارش طی دوره ۰/۴۸ می باشد. از این رو، در این تحقیق سعی شده است که با شناخت کلی روند بارش منطقه ای استان همراه روند بارش با متغیر ارتفاع پرداخته شود تا بتوان به شناخت الگوی بارش استان منجر شود، سپس با توجه به شناخت روند منطقه ای با استفاده از مدل های تحلیل فضایی به شناخت دقیقتره روند محلی بارش پرداخته شود.

### روش تحقیق

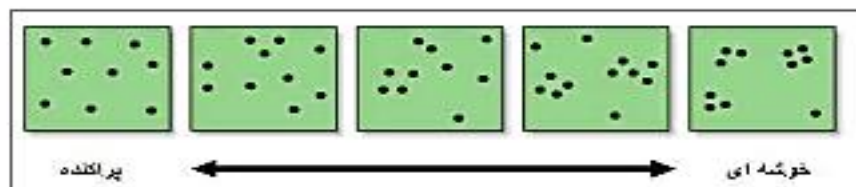
در این پژوهش به منظور تحلیل فضایی بارش استان داده های بارش سالانه از سازمان هواشناسی و وزارت نیرو اخذ گردید. جهت مطالعه رفتار بارش میانگین ۲۲ ساله (۲۰۱۰-۱۹۸۸) در ۳۲ ایستگاه سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران سنجی در محدوده ای به مساحت ۲۳۷۵۶ کیلومتر مربع استفاده شده. در شکل (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. برای مطالعه پراکندگی بارش و ساختار فضایی منطقه ابتدا ویژگی های کلی بارش محاسبه شده؛ سپس برای آشکارسازی رفتار فضایی و تغییرات بارش در راستای ارتفاعات را مطالعه خواهیم کرد که با استفاده از مدل های مناسب رگرسیونی برای اطلاعات بیشتر پراکندگی بارش بصورت ناحیه بندی صورت گرفته می شود؛ که به رفتار منطقه ای بارش استان می انجامد. با توجه به اینکه تعداد ایستگاه ها در منطقه کم است میزان کاربری استفاده از بارش در همه جای منطقه لازم می باشد. برای فراهم نمودن داده های قابل اطمینان بارش از روش درون یابی استفاده شده است. این درون یابی برای بالا بردن دقت رفتار منطقه ای و محلی استفاده گردید. برای رفتار محلی با استفاده از واریوگرام و خود همبستگی فضایی استفاده گردید. براساس رفتار محلی و منطقه ای از روش کریجینگ روند دار برای درون یابی بارش که نهایت نقشه پراکندگی بارش تهیه گردید. در نهایت با استفاده از نقشه نهایی براساس شاخص موران محلی در منطقه شناسایی شد. با توجه به نتایج شاخص موران محلی در آخر رابطه بین بارش و ارتفاع با شاخص رگرسیون موزن جغرافیایی پرداخته می شود. تا ارتباط این دو عامل بصورت اخص مورد ارزیابی قرار گیرد.



شکل (۱). موقعیت جغرافیایی استان مازندران همراه با ایستگاه‌های مورد مطالعه

شاخص خودهمبستگی فضایی در جهت این اصل جغرافیایی است که در سال ۱۹۷۰ والدو تابلر<sup>۵</sup> جغرافیدان آمریکایی به این صورت مطرح کرد: در جغرافیا، همه پدیده‌ها به همدیگر مرتبطاند، این ارتباط بین پدیده‌هایی که به هم نزدیک‌ترند، بیشتر و بین پدیده‌هایی که از هم دورترند، کم‌رنگ‌تر است. وی این اصل را قانون اول جغرافیا نامید (تابلر، ۱۹۷۰: ۲۳۶). شاخص خودهمبستگی فضایی به مثابه روشی برای بررسی و آشکارسازی الگوها و روندهای فضایی متغیر در سطح منطقه مد نظر به کار می‌رود. اگر درصد آن باشیم که بدانیم آیا مشاهدات نمونه برداری شده در سطح منطقه مد نظر دارای تشابه معنا داری است یا دارای استقلال فضایی است؟ این شاخص به مثابه ابزار آمار فضایی، قابلیت پاسخگویی به این پرسش و پرسش‌های مشابه را دارد (موران، ۱۹۵۰: ۱۹). به کارگیری شاخص خودهمبستگی فضایی برای تشخیص الگوهای مکانی متغیر مورد بررسی، بر در نظر گرفتن همزمان مقدار متغیر و موقعیت مقادیر مشاهداتی مبتنی است (اندی، ۲۰۰۹: ۷۴۹)؛ به عبارت دیگر علاوه بر توزیع فضایی متغیر مورد بررسی در بین موقعیت‌های مشاهداتی، به موقعیت و آرایش فضایی خود موقعیت‌های مشاهداتی نیز از راه ساختار ماتریس کوواریانس توجه می‌کند. مقدار عددی شاخص خودهمبستگی موران بین  $1 \pm$  است. ۱ به معنای توزیع خوشه‌ای مشاهدات و ۱- به معنای توزیع پراکنده مشاهدات در سطح مورد بررسی است و مقدار صفر به معنای توزیع تصادفی مشاهدات در فضای مورد بررسی است (تانگلین ۲۰۰۷: ۱۸۶؛ ۴۶: ۱۸۶؛ ۲۰۰۳: ۱۸۶). در شکل (۲) زیر به صورت شماتیک شاخص موران را توضیح می‌دهد.

<sup>5</sup> Waldo Tobler



شکل (۲). شکل شماتیک شاخص موران

شاخص خودهمبستگی فضایی که به آماره موران معروف است با استفاده از رابطه محاسبه می شود (دانیل، ۱۹۸۷: ۹۷). رابطه (۱):  
رابطه (۱).

$$I = \frac{n \sum \sum w_{ij} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{w \sum (x_i - \bar{x})^2} \quad X_i \text{ ضریب متغیر فاصله ای یا نسبی در واحدهای ناحیه ای، } n, i$$

تعداد واحدهای ناحیه ای، وزن  $w_{ij}$  (شامل تسهیلات شهری می باشد). ضریب موران بین -۱ تا ۱ متغیر است. -۱ برابر تعامل فضایی منفی و ۱ برابر تعامل فضایی مثبت می باشد. این وزن ها براساس ماتریس وزن دهی به دست می آید که درایه های این ماتریس قطری براساس الگویی استفاده می شود که برای بررسی روابط فضایی مشاهدات نمونه برداری شده است. الگوهای مختلفی برای کمی سازی الگوهای روابط فضایی، توسعه داده شده است که هر کدام دارای کاربردهای ویژه ای است (اودلند ۱۹۸۸؛ یولا و گیلز، ۱۹۹۱: ۴۳۲؛ آنسلین، ۱۹۸۰: ۲۴۶؛ مرداخ و همکاران، ۱۹۹۳: ۳۳۸).

تحلیل خوشه و ناخوشه که به شاخص آنسلین محلی موران نیز شناخته می شود از ابزارهای مفید برای نمایش آماری پدیده ها در فضا می باشد. همان طور که می دانیم، در سال ۱۹۹۵، آنسلین شاخص محلی موران یا شاخص محلی پیوند فضایی که می کوشد نقاط محلی را تشخیص دهد و اینکه چگونه مکان های انفرادی در پیوندهای فضایی مؤثر هستند را پیشنهاد داد (یامادو همکاران، ۲۰۰۶: ۲۷۰). این شاخص برای منطقه  $i$  پیوند فضایی بین یک ارزش را در  $i$  و نزدیک به آن به طریق زیر تعریف می کند: رابطه ۲:

$$I_i = \frac{x_i - \bar{x}}{S_x^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n \omega_{ij} (x_j - \bar{x}) \quad \text{رابطه (۲)}$$

که در آن  $x_i$  به خصیصه عارضه  $i$  و  $\bar{x}$  میانگین خصیصه مربوط و  $\omega_{ij}$  وزن فضایی بین  $i$  و  $j$  می باشد.  $I_i$  مثبت نشان می دهد که مناطق با ارزش بالا به وسیله مناطق با ارزش بالا (بالا - بالا - High-High) و مناطق با ارزش پایین به وسیله مناطق با ارزش پایین (پایین - پایین - Low-Low) محصور شده است.  $I_i$  منفی نشان می دهد که ارزش پایین به وسیله ارزش بالا (بالا - پایین - Low-High) یا ارزش بالا به وسیله ارزش پایین (بالا - پایین - High-Low) احاطه شده است (آنسلین، ۱۹۹۲: ۱).

## نتایج

قبل از هرچیز باید بدانیم که رگرسیون برای بیان تحلیل رابطه، برآورد و پیش‌بینی استفاده می‌شود. از این رو رگرسیون نتیجه عملی شناخت روابط متغیرها، برای توصیف، برآورد پیش‌بینی داده‌هاست. به عبارت دیگر، اعتبار این برآورد را میزان همبستگی دو متغیر تعیین می‌کند. با توجه به این مطلب اول به برآورد همبستگی بارش و ارتفاع منطقه پرداخته می‌شود. جدول (۱) نتایج همبستگی این دو متغیر را نشان می‌دهد. جدول ماتریس همبستگی بیانگر این موضوع می‌باشد که با اطمینان ۰/۹۹ و سطح خطای کمتر از ۰,۰۱ بین سطح بارش و ارتفاع رابطه وجود دارد. از طرفی، مقدار این رابطه برابر با ۰,۶۰۱- است.

جدول (۱). نتایج ارزیابی همبستگی بین دو متغیر بارش و ارتفاع

		بارش	ارتفاع
بارش	Pearson Correlation	1	-.601**
	Sig. (2-tailed)		.000
	N	32	32
ارتفاع	Pearson Correlation	-.601**	1
	Sig. (2-tailed)	.000	
	N	32	32
**. Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).			

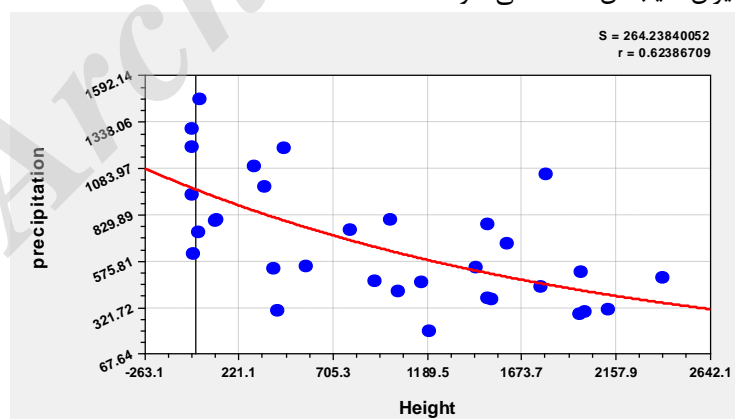
رگرسیون این امکان را فراهم می‌کند که تغییرات متغیرهای وابسته را از طریق متغیر مستقل پیش‌بینی کند. سهم هریک از متغیرهای مستقل در تبیین متغیر وابسته تعیین می‌گردد. با توجه به اینکه رفتار بارش استان مازندران از لحاظ مکانی و هم از نظر توپوگرافی منطقه دارای پیچیدگی‌های فراوانی می‌باشد و هیچ روندی از وضعیت بارش آن ارائه نشده است. به این منظور داده‌های بارش مکانی محدوده مورد مطالعه و ارتفاع، براساس نرم افزار CurveExpert مورد برازش رگرسیونی قرار گرفت و نتایج این برازش در جدول (۲) آورده شده است.

جدول (۲). نتایج ارزیابی مدل‌های برازش شده رگرسیون همرا میزان خطا و ضریب همبستگی

ضریب همبستگی (R)	خطای استاندارد (SE)	مدل برازش	تابع رگرسیون
۰,۶۲	۲۶۴,۲۳	$y=ae^{bx}$	Exponential Fit
۰,۶۳	۲۶۴,۴۸	$y=a+bx+cx^2$	Quadratic Fit
۰,۶۴	۲۶۶,۸۱	$y=a+bx+cx^2+dx^3$	3rd degree Polynomial Fit
۰,۶۳	۲۶۹,۳۲	$y=a+b\cos(cx+d)$	Sinusoidal Fit
۰,۶۰	۲۷۰,۲۴	$y=a+bx$	Linear Fit
۰,۶۰	۲۷۴,۴۳	$y=a+bx+\frac{c}{x^2}$	Heat Capacity Model
۰,۱۲	۳۳۵,۴۳	$y = \frac{ax}{b+x}$	Saturation Growth-Rate

			Model
۰,۰۹	۳۳۵,۵۵	$y=ae^{b/x}$	Modified Exponential
۰,۰۹	۳۳۶,۵۵	$y = ab^{1/x}$	Root Fit
۰,۰۷	۳۳۷,۱۲	$y=a+b/x$	Hyperbolic Fit
۱,۳۷	۵۷۶,۰۶	$y = a(1 - e^{-bx})$	Exponential Association

بررسی های انجام شده از دو متغیر بارش و ارتفاع در استان مازندران نشان می دهد که بارش نسبت به ارتفاع در استان مازندران دارای روند می باشد. آنچه از نتایج برمی آید این است که ۴ مدل از ۱۱ مدل برازش شده دارای کمترین خطای استاندارد و بیشترین میزان همبستگی را دارا می باشد. همچنین بهترین مدل برازش شده یک تابع رگرسیونی غیرخطی می باشد. مدل غیرخطی قادر خواهد بود که پراش خطا را ثابت نگاه دارد. چون ثابت پراش خطا یکی از فرض های زیربنایی روش کم ترین مربعات می باشد (عساکره، ۱۳۹۰: ۲۴۵). نتایج دو مدل رگرسیونی را که اولی دارای کمترین خطای استاندارد و دیگری دارای بیشترین میزان همبستگی است را نشان می دهد. اولین مدل رگرسیون غیرخطی نمایی می باشد، که از نظر میزان خطای استاندارد کمترین میزان نشان می دهد. در حالی که میزان همبستگی آن ۰/۶۲ است. این مدل بهترین رگرسیون در بین ۱۱ مدل دیگر می باشد. در این مدل ابتدا بایستی متغیر وابسته (y) را به لگاریتم طبیعی آن (y') تبدیل کنیم. سپس معادله خطی آن را برآورد نماییم. در صورتی که مقدار a برابر با لگاریتم طبیعی آن (a') باشد؛ معادل خطی آن بصورت  $y' = a' + bx$  خواهد بود. مدل نمایی در مورد تغییرات بارش و ارتفاع می تواند به خوبی این تغییرات (بیشینه و کمینه) را نشان دهد. این مدل بصورت یک رگرسیون خطی نزولی است و نشان می دهد، که از نواحی پست به سمت ارتفاعات از میزان بارش کاسته می گردد. با توجه به شکل (۳) بیشینه بارش استان مازندران در سواحل و نواحی پست جلگه ای آن است. بیشترین شیب کاهش بارش تا ارتفاع ۷۰۰ متری است که پس از آن از میزان شیب آن کاسته می شود.

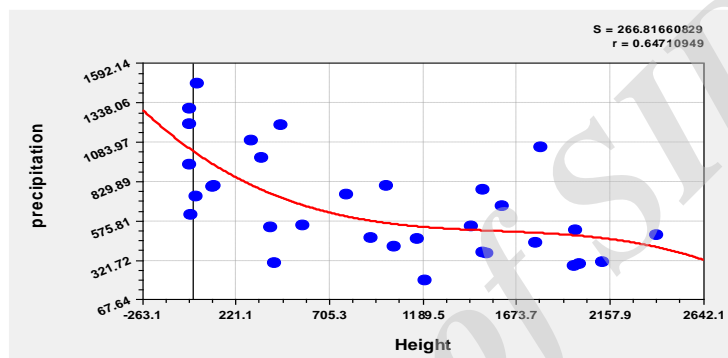


شکل (۳). مدل رگرسیونی توان تعدیل شده

دومین مدل، مدل رگرسیون درجه سوم می باشد که دارای خطای استاندارد (۲۶۶/۸۱) بیشتری نسبت به رگرسیون توان تعدیل یافته است. این مدل نسبت به سایر مدل های معرفی شده در جدول (۱) دارای بیشترین

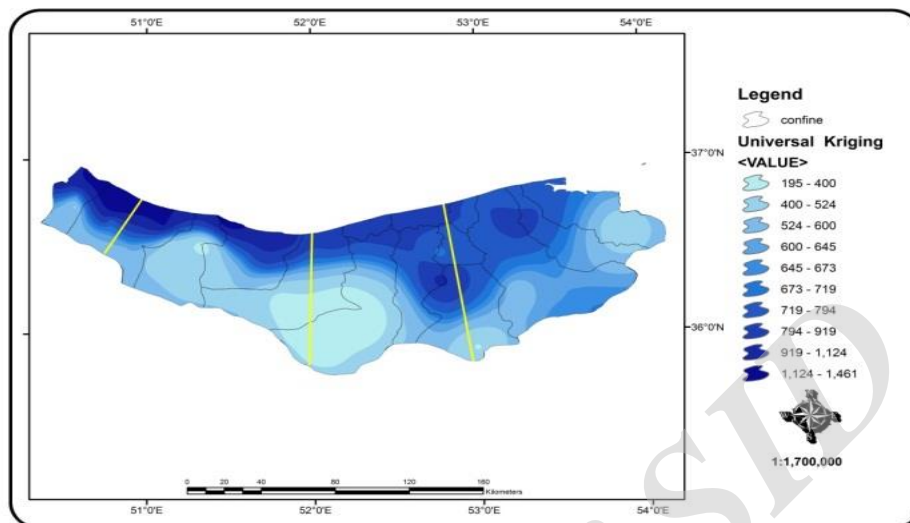


میزان همبستگی ۰/۶۴ است. با توجه به خروجی مدل رگرسیون درجه سوم، وضعیت بارش در استان مازندران به صورت سهمی است. میزان بارش از سواحل به سمت ارتفاعات کاسته می شود. بیشترین شیب تا ارتفاع ۷۰۰ متری است؛ از این ارتفاع تا ارتفاع ۲۰۰۰ متری با کاهش شیب روبرو هستیم. در ارتفاع ۲۰۰۰ متر و بیشتر میزان شیب افزایش می یابد. با توجه به شکل (۴) کمترین میزان کاهش مقدار بارش را در محدوده ارتفاعات میانی (۷۰۰ تا ۲۰۰۰ متر) شاهد هستیم. بیشترین میزان کاهش بارش نیز از سواحل تا ارتفاع ۷۰۰ متری رخ می دهد. همچنین روند کاهش بارش در ارتفاع ۲۰۰۰ متر و بیشتر نیز با افزایش شیب خطی قابل مشاهده است.



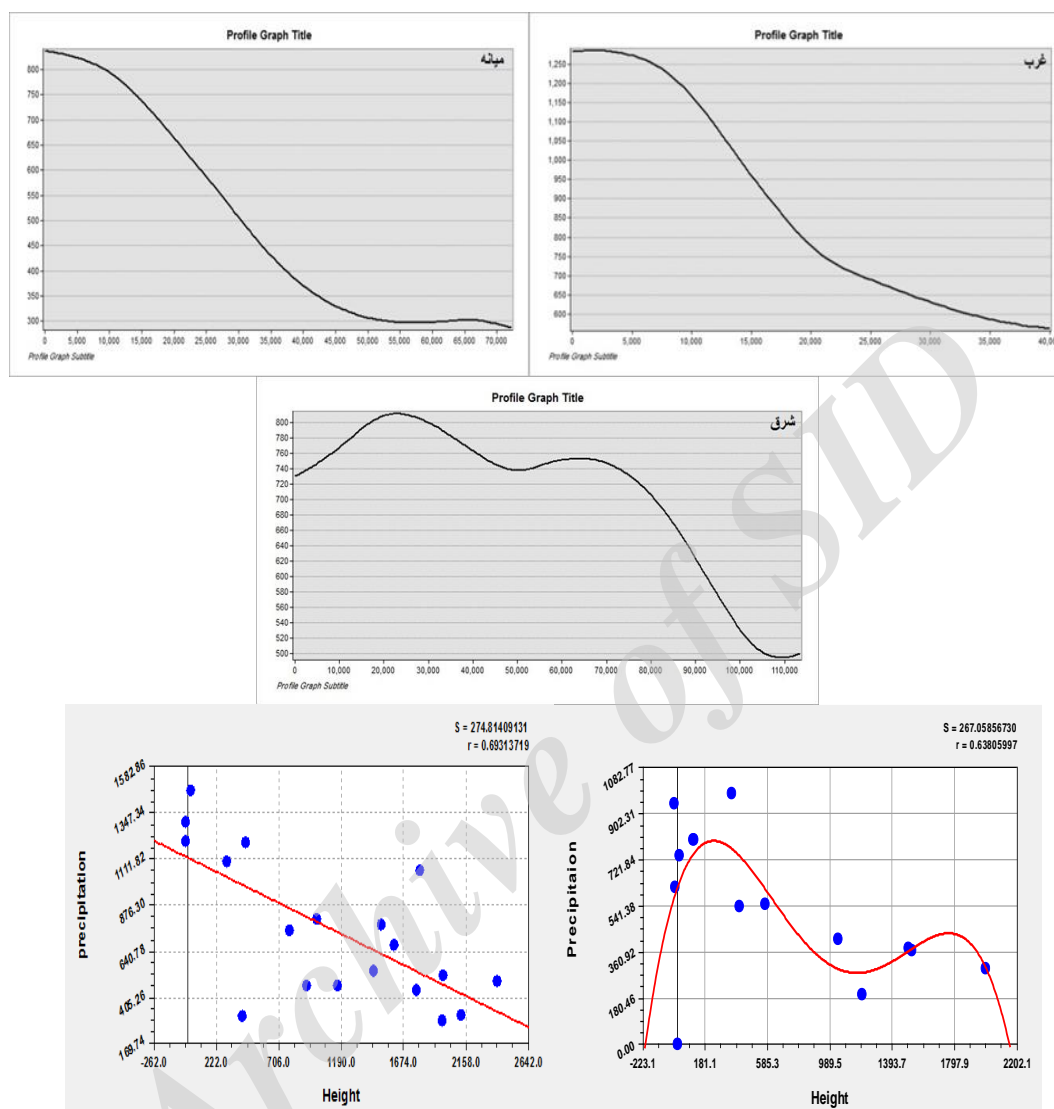
شکل (۴). مدل رگرسیونی درجه سوم

مدل های مختلفی برای درویابی وجود دارد. کریجینگ یکی از مدل هایی است که در نواحی دارای مرز مشخص و دارای پیچیده گی های زیاد (مناطق کوهستانی) کاربرد دارد. با توجه به اینکه (مطابق شکل ۳ و ۲) بارش استان مازندران دارای روند است؛ تنها مدل برای پهنه بندی بارش، مدل کریجینگ جهانی<sup>۶</sup> می باشد. در شکل (۵) خروجی مدل کریجینگ جهانی همراه خطوط نیم رخ در سه منطقه نشان داده شده است.



شکل (۵). نقشه درون‌یابی بارش استان مازندران براساس مدل کریجینگ جهانی

با توجه به اینکه درون‌یابی مناسب بارش در استان صورت گرفت، برای درک بهتر رفتار بارش در استان مازندران، آن را به سه بخش غرب، میانه و شرق تقسیم کردیم. نتایج این تقسیم بندی با توجه به خروجی مدل‌ها، در قسمت‌های غربی و میانی استان مازندران، بارش و ارتفاع دارای رابطه‌ای معکوس نزولی است و با افزایش ارتفاع شاهد کاهش میزان بارش خواهیم بود. در ناحیه جلگه‌ای بخش‌های مرکزی و غرب محدودده مورد مطالعه بیشترین بارش‌ها به وقوع می‌پیوندد. در حالت معمول در سراسر دنیا، با افزایش ارتفاع (به‌طور متوسط تا ارتفاع ۱۵۰۰ متر) شاهد افزایش بارش‌ها هستیم (علی‌جانی و کاویانی، ۱۳۷۴). اما وضعیت بارش محدودده مرکزی و غرب استان مازندران متفاوت است با روند جهانی، و با افزایش ارتفاع شاهد کاهش بارش خواهیم بود. در اشکال (۶) از چپ نیم رخ غرب، میانه و شرق استان همراه با مدل رگرسیونی بهینه آورده شده است. بنابراین وضعیت بارش در این محدودده با توجه به سیر افزایش ارتفاع، دارای یک روند خطی کاهشی است. عامل کم بودن فاصله ارتفاعات و خط ساحل می‌تواند علت اصلی سیر خطی بارش در این محدودده باشد. این درحالی است که ۱۹ ایستگاه بارش در این دامنطقه دارای خطای نسبی ۲۷۴/۸۱ می‌باشد و همبستگی ۰/۶۹ درصد است.

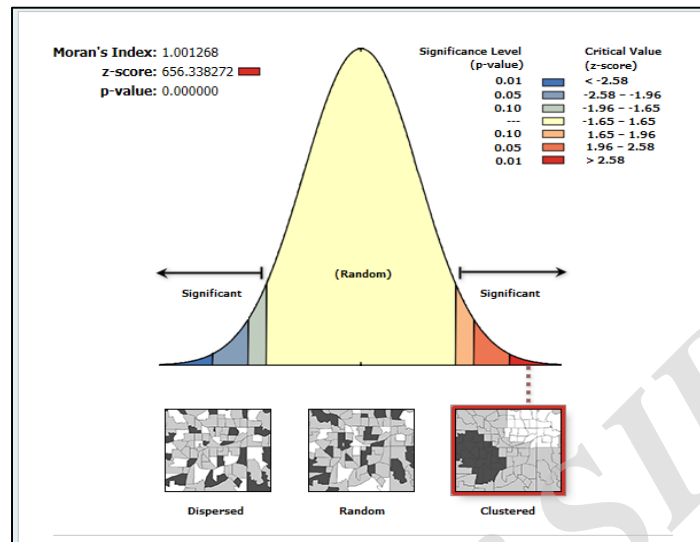


شکل (۶). نیم رخ بارش از راست در مناطق غرب، میانہ و شرق استان همراه با بهترین مدل رگرسیونی

روند بارش در قسمت های شرقی منطقه مورد مطالعه وضعیتی متفاوت با مناطق غرب و میانہ دارد. در این بخش از استان نیز بیشینه بارش در سواحل قرار دارد و با افزایش فاصله از سواحل شاهد کاهش بارش هستیم. تفاوت این بخش نسبت به نواحی غربی استان آن است که در بخش کوهپایه ای دوباره شاهد افزایش بارش ها هستیم. میزان بارش در بخش کوهپایه ای به اندازه میزان وقوع آن در سواحل است. در این محدوده دو بخش بیشینه بارشی قابل مشاهده می باشد در شکل (۶) از راست نیم رخ و بهترین مدل رگرسیونی شرق آورده شده است. محدوده ساحلی و محدوده پایکوهی بیشترین میزان بارش سالانه را دریافت می کند و دارای وضعیت سهمی می باشد. نواحی کوهستانی نیز کمترین میزان بارش را دریافت می کند. زیادی فاصله بین خط ساحل و

ارتفاعات می تواند موجب شکل گیری ناحیه بیشینه بارش پایکوهی باشد و همچنین موجب نمود بهتر نقش ارتفاع در افزایش بارش در شرق استان خواهد بود. بارش از ۱۳ ایستگاه در این منطقه دارای خطای نسبی ۲۶۷/۰۵ می باشد و همبستگی ۰/۶۳ درصد است. بنظر عامل خطی بودن وضعیت بارش در غرب استان کاهش فاصله خط ساحل و ارتفاعات است. در این صورت ارتفاعات نمی تواند نقش خود را به بهترین شکل ایفا کند. ارتفاعات در این بخش یک مانع است که موجب فشردگی هوا و در نتیجه صعود آن در بخش ساحلی می گردد. اما در قسمت های شرقی استان به دلیل افزایش فاصله ارتفاعات و خط ساحل، هردو این عوامل به بهترین شکل ممکن ایفای نقش می کنند. بنابر این در محدوده شرقی شاهد حالت سهمی و نقاط بیشینه بارش پایکوهی و ساحلی هستیم.

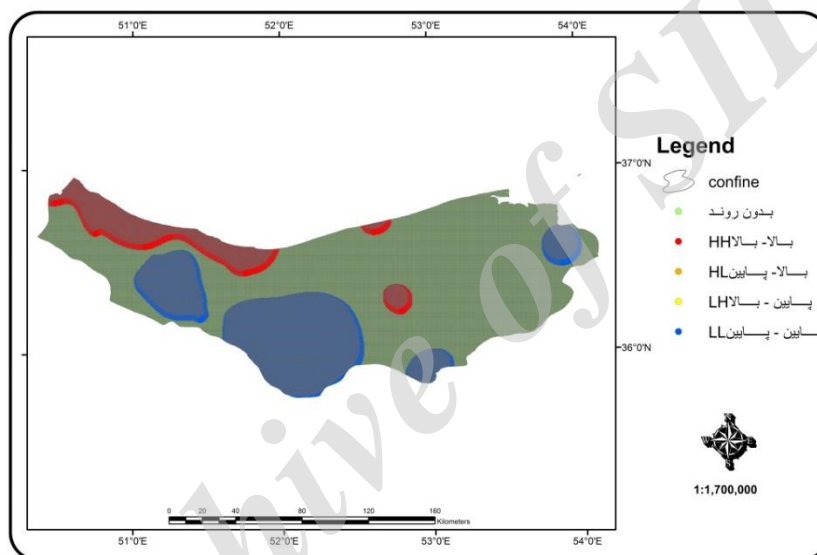
در ادامه با توجه به شناخت وضعیت بارش در استان مازندران به بررسی رفتار محلی بارش براساس آمار فضایی می پردازیم. نقشه بهینه به صورت نقطه ای تبدیل شده و نقاط هم ارزش کنار هم درمی آیند، که گروه های هم ارزش گویند. تحلیل خودهمبستگی فضایی عمومی را می توان برای توصیف ویژگیهای فضایی یک متغیر در کل یک ناحیه به کار برد و با استفاده از آن میانگین تفاوت فضایی بین تمام سلولهای فضایی و سلولهای مجاور آنها را شناسایی کرد. تحلیل خودهمبستگی فضایی موران جهانی، دو نوع خروجی به صورت عددی و به صورت گرافیکی ارائه می دهد. به طور کلی اگر مقدار شاخص موران نزدیک به +۱ باشد، داده ها دارای خودهمبستگی فضایی و دارای الگوی خوشه ای بوده و اگر مقدار شاخص موران نزدیک به عدد -۱ باشد، آنگاه داده ها از هم گسسته و پراکنده خواهند بود. خروجی گرافیکی، پراکنده یا خوشه ای بودن داده ها را نشان می دهد. در مورد این ابزار، فرضیه صفر این است که هیچ نوع خوشه بندی فضایی بین مقادیر عنصر مرتبط با عوارض جغرافیایی مورد نظر وجود ندارد. زمانی که مقدار سطح معنی داری بسیار کوچک و مقدار Z محاسبه شده (قدر مطلق آن) بسیار بزرگ باشد (خارج از محدوده اطمینان قرار گیرد)، آنگاه می توان فرضیه صفر را رد کرد. اگر مقدار شاخص موران بزرگتر از صفر باشد، داده ها خوشه بندی فضایی را نشان می دهند و اگر مقدار شاخص کمتر از صفر باشد عوارض مطالعه شده دارای الگوی پراکنده هستند. همان طوری که در شکل (۵) مشاهده می کنید شاخص موران +۱ می باشد که نشان می دهد براساس این شاخص بارش استان مازندران دارای الگوی خوشه ای بالا در سطح ۹۵ و ۹۹ درصد می باشد. آماره Z ۶۵۶/۳۳۸ است. براساس این الگو می توان گفت که بارش مازندران از الگوی خوشه ای بالا تبعیت می کند. بنابراین با توجه به بالا بودن مقدار Z و پایین بودن مقدار ارزشی سطح معنی داری می توان فرضیه وجود نداشتن خودهمبستگی فضایی بین داده بارش استان مازندران را رد نمود. در ادامه شکل (۷) نتایج حاصل از الگوی موران آورده شده است.



شکل (۷). نتایج حاصل از پراکنش الگوی موران بارش مازندران

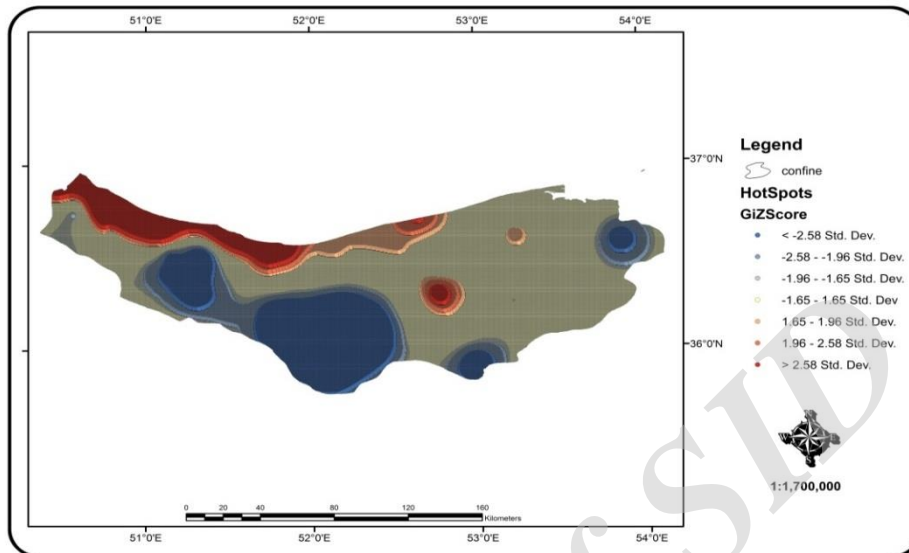
نتایج موران محلی به سوال؛ آیا عوارض به صورت تصادفی، پراکنده یا خوشه ای در فضا توزیع شده اند؟ پاسخ می دهد. علت اینکه از موران محلی برای خوشه‌ای یا تصادفی بودن استفاده گردید بخاطر این است که موران جهانی تنها رفتار خوشه‌ای بارش را نشان می دهد. این آماره نمی تواند بیانگر نوع رفتار فضایی پدیده ضمن شناخت از رفتار خوشه‌ای بر روی بارش روی نقشه به نمایش در آورد. لذا برای آشکار سازی نحوه بارش از نظر الگوی توزیع پراکنش‌های فضایی از آماره محلی موران استفاده شده است. خوشه‌های خروجی مدل با حروف اختصاری چون، HH که بیانگر خوشه‌های مقادیر زیاد یا خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد اطمینان است، LL بیانگر خوشه‌های مقادیر کم یا خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد اطمینان است، HL نشانگر ناخوشه ای بودن است که در آن مقادیر زیاد توسط مقادیر کم محاصره شده اند و LH تک سلول هایی است که در آن عارضه دارای مقدار کم، توسط عوارض دارای مقادیر زیاد محاصره شده اند و از نظر آماری معنادار (سطح ۵ درصد) هستند را از یکدیگر متمایز می کند. نتایج این تحلیل در شکل (۸) مشاهده می شود و نشان می دهد که در مناطق سواحل و تا ارتفاع تقریبی ۷۰۰ متری از سواحل رامسر، تنکابن، چالوس و نوشهر دارای الگوی خود همبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد می باشد. در حالی است که نقاط بالا- بالا در محدوده سواحل غربی کمترین تمرکز را دارا می باشد. و نشان دهنده این است که خوشه‌های گرم فقط در پهنه‌ای غربی از استان وجود دارد و نسبت به نقاط دیگر از نظر فضایی محدود می باشد. می توان گفت که تمرکز بارش در این محدوده است. منطقه بابلسرو قراخیل و ساری دو منطقه جداگانه از لحاظ الگوی خودهمبستگی مثبت در مرکز و شرق مازندران هستند. بنابراین ۴ منطقه به صورت جداگانه در ارتفاعات استان دارای الگوی خود همبستگی منفی می باشد و حدود ۶۵ درصد استان هیچ نوع الگویی حاکم نبوده و یا به عبارتی فاقد خودهمبستگی فضایی می باشد. این وضعیت در تمام سطح استان وجود دارد، اما بیشتر در مرکز و شرق استان به چشم می خورد. از لحاظ تک سلول LH و HL نشانگر ناخوشه ای بودن در استان دیده نمی -

شود. حال با توجه به نتایج بدست آمده از موران محلی یک تحلیل با نقشه (۵) که نقشه بهینه پهنه بندی بارش استان مازندران است نشان می‌دهد؛ که لکه‌های بالا- بالا دقیقاً بر سواحل غربی استان و کمی بیشتر می‌باشد، این در حالی است که دو لکه بالا- بالا در سواحل مرکزی و مرکز استان منطبق می‌باشد. که نشان دهنده این است که هرچه از سواحل غربی به طرف شرق این لکه‌ها به کمترین حد خود و بصورت پراکنده در نقاط با بارش بیشتر از میانگین استان می‌رسد. این در حالی است بارش کم با ارتفاعات و شرق استان منطبق است و است که رفتار لکه‌های پایین- پایین در ارتفاعات و شرق در نتایج موران محلی انطباق کامل پیدا می‌کند. می‌توان گفت که میزان بارش استان بستگی به شرایط توپوگرافی و محلی و شرایط محیطی در سراسر استان دارد. در شکل (۹) نتایج موران محلی آورده شده است.



شکل (۸). نتایج موران محلی بارش استان مازندران

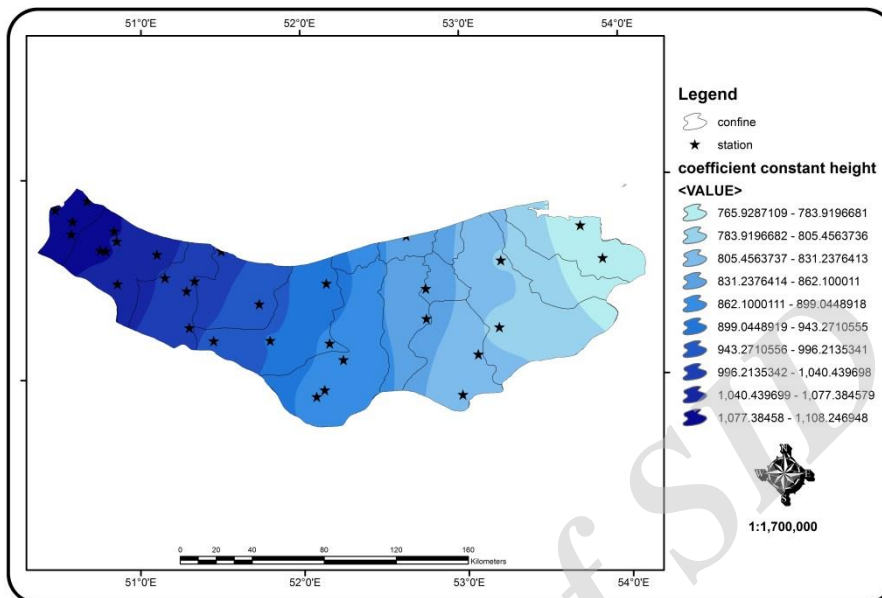
به دلیل اینکه توزیع فضایی خوشه‌ها دقیقاً در منطقه تعیین شود از شاخص هات اسپات استفاده شده است. این روش نوعی امتیاز است. برای امتیاز مثبت و معنادار از نظر آماری، هر چه امتیاز  $Z$  بزرگتر باشد، مقادیر بالا به میزان زیادی خوشه بندی شده و لکه داغ تشکیل می‌دهند. برای امتیاز منفی و معنادار از نظر آماری، هر چه امتیاز  $Z$  کوچکتر باشد، به معنای خوشه بندی شدیدتر مقادیر پایین خواهد بود و این‌ها در حقیقت لکه های سرد را نشان می‌دهند. شکل (۹) نتایج تحلیل پربارش و کم بارش نشان داده شده است.



شکل (۹). نتایج نقاط پربارش و کم بارش استان مازندران

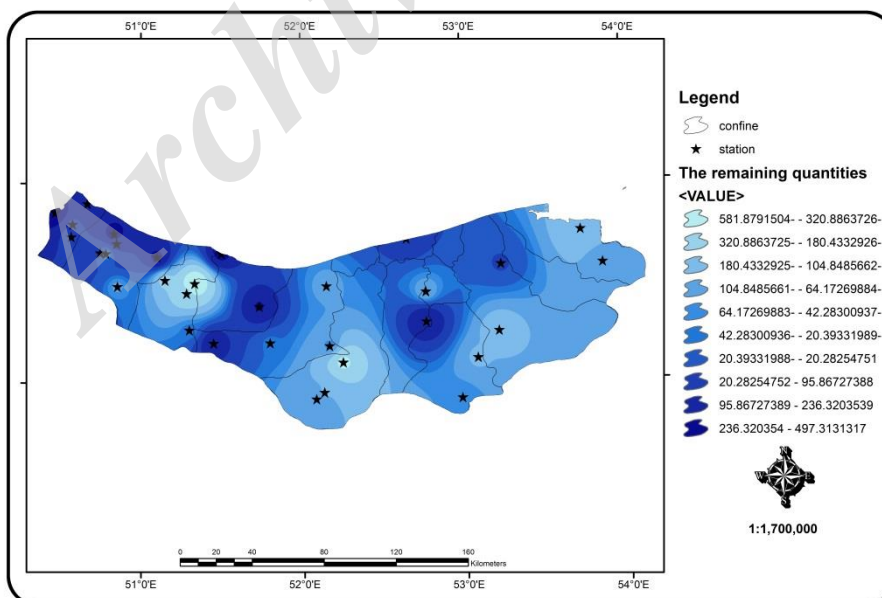
که نواحی پربارش (داغ) استان منطبق بر سواحل غربی استان از رامسر تا سواحل بابلسرکه اوج آن در سواحل و ارتفاعات تقریباً ۴۰ متری شهرستان تنکابن می‌باشد و ۲ نقطه در مرکز و قرآن تالار و شرق دارابکلا دارای معنی داری مثبت خودهمبستگی فضایی در سطح ۹۹ درصد می‌باشد. این روند نشان دهنده آن است که بیشینه بارش مازندران بر روی سواحل قرار دارد؛ که حدود ۱۵ درصد از مساحت استان را دربرمی‌گیرد. این در حالی است ۲۰ درصد از مساحت استان در ارتفاعات دارای روند منفی خودهمبستگی فضایی در سطح ۹۹ درصد اطمینان است که نواحی کم بارش (سرد) را تشکیل می‌دهند. ۶۵ درصد از مساحت کل استان از غرب، ارتفاعات، سواحل و کوهپایه‌ها دارای روند منفی خودهمبستگی فضایی در سطح ۹۵ درصد می‌باشد. این روند نشان دهنده این است که بارش در مازندران تابع عوامل محلی و موقعیت جغرافیایی و بادهای باران آور می‌باشد.

در نهایت برای تکمیل هدف این پژوهش با استفاده از رگرسیون موزون جغرافیایی به بررسی رفتار بارش و ارتفاع پرداخته شد. همان گونه که مشاهده در شکل (۱۰) مقادیر توزیع ثابت ارتفاع را نشان می‌دهد که بارش استان در قسمت‌های غربی و قسمت‌های مرکز استان دارای ضریب ثابت بالایی می‌باشد این در حالی هرچه بسمت شرق استان این ضریب کم و کمتر می‌شود. آنچه مسلم است ضرایب ثابت مثبت ارتفاع برای پیشگویی فضایی استان مناسب می‌باشد؛ که خود نشان دهنده ارتباط مثبت و مستقیم است. این روند نقش ارتفاعات و جهت بادهای باران آور منطقه را به خوبی نشان می‌دهد.



شکل (۱۰). نتایج ضریب ثابت ارتفاع و بارش استان مازندران

در شکل (۱۱) نقشه باقی مانده بارش در مدل رگرسیون مزون می‌باشد. که دارای مقادیر ۵۸۱٫۸۷- تا ۴۹۷٫۳۱۳ می‌باشد؛ که خود نشان دهند رابطه نزدیک بارش و ارتفاع در منطقه می‌باشد. این موضوع بخوبی در مناطق غربی استوار می‌باشد که در قسمت‌های میانی و شرقی این رفتار بصورت ناپیکنواخت صورت می‌گیرد.



شکل (۱۰). نتایج مقادیر باقی مانده بارش استان مازندران



جدول (۳). نتایج ارزیابی مقادیر واقعی و پیش بینی شده بارش استان مازندران

		مقادیر مشاهده	مقادیر پیش بینی شده
مقادیر مشاهده	Pearson Correlation	1	.682**
	Sig. (2-tailed)		.000
	N	32	32
مقادیر پیش بینی شده	Pearson Correlation	.682**	1
	Sig. (2-tailed)	.000	
	N	32	32

\*\* . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

در جدول (۳) مقادیر واقعی و پیش بینی شده را نشان می‌دهد. بر اساس جدول مربوطه بیانگر این نکته می‌باشد که - بین مقادیر مشاهده شده و پیش‌بینی شده در مدل GWR که دارای مقادیر ۰,۹۹، در سطح خطای کمتر از ۰,۰۱، قرار دارد. خود بیان کننده این موضوع می‌باشد که مدل رگرسیون موزون در پیش‌بینی بارش و ارتفاع عملکرد خوبی داشته است. این میزان رابطه و نزدیکی بین مقادیر مشاهده شده و پیش‌بینی شده که بارش استان از غرب به شرق استان با ارتفاع چگونه تغییر می‌کند.

### نتیجه‌گیری

استفاده از تکنیک‌های آمار فضایی ابزاری سودمند برای ردیابی تغییرات زمانی و مکانی عناصر اقلیمی می‌باشد. در این راستا کاربرد تکنیک‌های آمار فضایی نیاز در سال‌های اخیر رویکردی نوین و بسیار کارآمد برای مدل سازی تغییرات زمانی و مکانی عناصر اقلیمی می‌باشد. تحقیق حاضر با استفاده از روش‌های رگرسیونی و زمین-آمار کرجینگ روند دار و موران محلی به شناسایی پراکندگی و تحلیل فضایی بارش استان مازندران پرداخته شد. مهم‌ترین نتایج این تحقیق شناسایی پراکندگی بارش با ارتفاعات بود که بهترین مدل یکی مدل رگرسیون غیر خطی نمایی و دومین رگرسیونی درجه سوم می‌باشد که به ترتیب خطای نسبی ۲۴۶/۲۳، ۲۶۶/۸۱ و میزان همبستگی ۰/۶۲، ۰/۶۴ نشان می‌دهد. پس از شناسایی رفتار منطقی بارش استان با استفاده از تحلیل خودهمبستگی فضایی و موران محلی به بررسی رفتار محلی بارش استان پرداخته شد؛ نتایج نشان داد با معقول بودن مقدار ارزش سطح معنی داری بارش استان دارای همبستگی فضایی می‌باشد. نتایج موران محلی و خوشه-های پربارش (داغ) و کم بارش (سرد) نشان داد که؛ در سواحل غربی و میانی استان، تا ارتفاع ۷۰۰ متری همبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد بوده است. محدوده دارای همبستگی مثبت، حدود ۱۵ درصد از کل استان را شامل می‌شود. این در حالی است که ۶۵ درصد از مساحت استان دارای روند محلی نبوده و بخش دارای روند منفی خودهمبستگی فضایی در سطح ۹۵ درصد را دارا می‌باشد. محدوده دارای روند منفی همبستگی در حدود ۲۰ درصد از کل استان را شامل می‌گردد. می‌توان گفت که بارش استان بستگی به شرایط توپوگرافی و محلی و شرایط محیطی در سراسر استان دارد. این در حالی است نتایج رگرسیون موزون جغرافیایی به خوبی نشان دهند این موضوع است که بارش استان و ارتفاع دارای رابطه معناداری می‌باشد. که خود این موضوع رفتار بارش استان از غرب به شرق در خصوص رفتار بارش و ارتفاع را بازگو می‌کند. مقادیر ثابت

بارش و ارتفاع نشان داد که ارتفاع عاملی مهمی در بارش استان و در ارتباط نزدیک با جهت بادهای باران آور عمل می‌کند. پس از مشخص شدن نتایج ارزیابی‌ها، لازم است نتایج این تحقیق را با نتایج پژوهش‌های مشابه مقایسه کنیم. ناوم و سانیس (۲۰۰۴) در سوئیس، بهترین مدل را برای درون‌یابی داده‌های بارندگی سالانه در آن منطقه، مدل‌های کریجینگ‌نمایی و کریجینگ‌عمومی معرفی کردند. مظفری و همکاران (۱۳۹۱) با استفاده از داده‌های بارش استان بوشهر بهترین مدل برای دروایی را مدل کریجینگ معمولی شناختند. این در حالی بود تابع رگرسیون چندجمله‌ای درجه چهارم بهترین نتیجه را با ارتفاع و بارش معرفی کردند. مظفری (۱۳۹۳) به بررسی تحلیل آماری فضایی بارش ایران پرداختند. نتایج نشان داد که میانگین بارش بلند مدت ایران در حال افزایش است. این در حالی است که موران محلی از خوشه‌ای بودن بارش ایران است که نقشه‌های تحلیل پراکندگی لکه‌های داغ این امر را نشان می‌دهد. بلیانی (۱۳۹۵) در تحلیل فضایی بارش سالانه استان خوزستان به این نتایج رسید رگرسیون موزونی جغرافیایی در استان خوزستان، نشان از مقادیر پایین باقیمانده‌های خطا، مقادیر بالای  $R^2$ ، عدم وجود خودهمبستگی فضایی و نرمال بودن مقادیر باقی مانده مدل را نمایش می‌دهد.

#### منابع

- بلیانی، سعید، (۱۳۹۵)، تحلیل فضایی بارش سالانه استان خوزستان، رویکردی از تحلیل رگرسیون های فضایی، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۶(۴۳): ۱۲۴-۱۴۳.
- ستوده، فاطمه، علیجانی، بهلول، (۱۳۹۴)، رابطه‌ی پراکندگی فضایی بارش‌های سنگین و الگوهای فشار در گیلان، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۱۲(۱): ۶۳-۷۳.
- عساکره، حسین، (۱۳۹۰)، مبانی اقلیم‌شناسی آماری، انتشارات دانشگاه زنجان، صفحه ۲۴۵.
- علیجانی، بهلول، کاویانی، محمدرضا، (۱۳۷۴)، مبانی اقلیم‌شناسی، انتشارات پیام نور.
- علیجانی، بهلول، (۱۳۹۰)، تحلیل فضایی دماها و بارش‌های بحرانی روزانه در ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۷(۲۰): ۱۰-۳۰.
- علیجانی، بهلول، دوستکامیان، مهدی، اشرفی، سعیده، شاکری، فهیمه، (۱۳۹۴)، بررسی تغییرات الگوهای خود همبستگی فضایی درون دهه‌ای بارش ایران طی نیم قرن اخیر، جغرافیا و آمایش شهری منطقه-ای، ۸: ۷۱-۸۸.
- محمدی، بختیار، مسعودیان، ابوالفضل، (۱۳۸۹)، تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین ایران مطالعه‌ی موردی: آبان‌ماه ۱۳۷۳، فصلنامه جغرافیا و توسعه، ۸(۱۹): ۴۷-۷۰.
- مظفری، غلامعلی، شفعی، شهاب، رکن‌الدین، بهنوش، (۱۳۹۳)، تحلیل آماری- فضایی بارش پیش‌بینی شده ایران توسط مدل جفت شده گردش عمومی جو- اقیانوسی HADCM3، مجله هواشناسی کشاورزی، ۲(۲): ۳۶-۴۵.

یاراحمدی، داریوش، حلیمی، منصور، زارعی چقابلکی، زهرا. (۱۳۹۴). تحلیل فضایی بارش ماهانه شمال غرب ایران با استفاده از آماره خودهمبستگی فضایی، پژوهش های جغرافیای طبیعی، ۴۷(۳): ۴۵۲-۴۶۲.

Anselin, L. (1980). "Estimation Methods for Spatial Autoregressive". **Structures Regional Science Dissertation and Monograph Series**. No. 8. Cornell University. Ithaca. NY. 273 pp.

Andy, M. (2009). "The ESRI Guide to GIS Analysis". Spatial Measurements and Statistics. Redlands. CA: Esri Press. Vol.2.

Aifeng Lv, , Zhou.L.(2016), **A Rainfall Model Based on a Geographically Weighted Regression Algorithm for Rainfall Estimations over the Arid Qaidam Basin in China**, Remote Sens. 8(311), 1-17

Anselin, L. (1992). Spatial data analysis with GIS: An introduction to application in the social sciences , **National Center For Geographic Information and Analysis University of California** , Santa Barbara, CA 93106 , Technical Report 92-10.

Brissette, F, Khalili, M, Leconte, R,(2011), **EFFECTIVENESS OF MULTI-SITE WEATHER GENERATOR FOR HYDROLOGICAL MODELING**, JOURNAL OF THE AMERICAN WATER RESOURCES ASSOCIATION, 47(2), 303-314.

Daniel, A.G. (1987). **Spatial Autocorrelation": A Primer**, Resource Publication Geography. Association of American geographers.

Dinku, T.; Alessandrini, S.; Evangelisti, M.; Rojas, O.( 2015). **A description and evaluation of FAO satellite rainfall estimation algorithm**. Atmos. Res., 163, 48–60.

Griffith, D.A. (2003). **Spatial Autocorrelation and Spatial Filtering: Gaining Understanding through Theory and Scientific Visu-alization**. Advances in Spatial Science. Springer.

Hargrove, W .(2001). **Interpolation of Rainfall in Switzerland Using a Regularized Spline with Tension**. Geographic Information and Spatial. Technologies Group, Book Ridge National laboratory. 1: 122-125.

Khalili, M., Leconte, R. and Brissette, F. (2006). **Stochastic Multisite Generation of Daily Precipitation Data Using Spatial Autocorrelation**. journal of hydro-meteorology, 8, 8396 –412.

McGrew, J. and Monroe, C. (2009). **An Introduction to Statistical Problem Solving in Geography**. 2nd edn, Long Grove, IL: Waveland Press, Inc.

Moran, P. (1950). **Notes on Continuous Stochastic Phenomena**, In Biometrika. 37 (1-2), 17-23.

Murdoch, J., Rahmatian, C.M. and Thayer, M.A. (1993). **A spa-tially autoregressive median voter model of recreation expen-ditures**. Public Finan. Quart. 21, 334–350.

- Odland, J. (1988). **Spatial Autocorrelation**. Sage Publications. provided Arc GIS extension "ext-ahp". <http://www.tu-darmstadt.de/fb/geo/members/marinoni.en.htm>.
- Tobler, W. (1970). **A computer movie simulating urban growth in the Detroit region**. Economic Geography. **46 (2)**. 234-240.
- Tonglin, Z., Lin, G. (2007). **A decomposition of Moran's I for clustering detection**, Computational statistics and data analysis. Computational Statistics & Data Analysis. **51**, 6123-6137.
- Ullah, M. and Giles (1991). **Handbook of Applied Economic Statistics**. Marcel Dekker. Inc.
- Usman .U, Aliyu M. L. and Aminu M. K.(2015), **Study of the Geographically Weighted Regression Application on Climate Data**, Mathematical Theory and Modeling, **5(8)**, 62-66.
- Yamada, L. Thill, J.C. (2006). **Local Indicators of Network-Constrained Clusters in Spatial Point Patterns**. Geographical Analysis, **39**, 268-292.

Archive of SID