جغرافیا و توسعه شماره ۲۹ زمستان ۱۳۹۱
وصول مقاله : ۱۳۹۰/۵/۲۶
تأیید نهایی : ۱۳۹۱/۴/۲۷
صفحات : ۳۰- ۱۵

مدل سازی مکانی بارش سالانه‌ی ایران

دکتر حسین عساکره[۱]، زهره سیفی‌پور[۲]

چکیده

بخش عمده‌ای از نامانایی مکانی بارش ایران حاصل تنوع عوامل مکانی نظیر موقعیت، ارتفاع و ویژگی‌های توپوگرافی (شیب و جهت‌گیری آن) در این سرزمین گسترده است. چگونگی هریک از این ویژگی‌ها قادر است الگوی رفتار مکانی بارش را تعیین کند. بدین دلیل شناخت رفتار مکانی بارش و سازوکار آن از جنبه‌های مهم در مطالعات اقلیم‌شناختی است. از این رو تلاش شد، با در نظر گرفتن عوامل مکانی و با بهره‌گیری از پایگاه داده‌ی اسفزاری ویرایش نخست (داده‌های شبکه‌ای بارش روزانه‌ی ایران با توان تفکیک مکانی داده‌ها ۱۵× ۱۵ کیلومتر) و براساس داده‌های ۱۴۳۶ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی در گستره‌ی کشور، دو مدل رگرسیون عمومی (کلی) و رگرسیون موزون جغرافیایی بر بارش کشور برازش یابد.

نتایج حاصل شده نشان داد که در بین دو مدل مذکور، برآورد حاصل از به کارگیری رگرسیون موزون جغرافیایی (GWR) به واقعیت نزدیک‌تر است. بر همین اساس معلوم شد که ارتفاعات در شمال غرب و نواحی داخلی، جهت دامنه‌ها در زاگرس و شیب در شمال‌شرق و نواحی خزری مهم‌ترین عامل مکانی مؤثر بر بارش به شمار می‌آیند.

کلیدواژها: تحلیل خوشه‌ای، خودهمبستگی مکانی، رگرسیون موزون جغرافیایی. مدل‌سازی مکانی.

۱- دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه زنجان (نویسنده مسؤول) asakereh@znu.ac.ir
۲- کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی دانشگاه زنجان y.seyfipour@yahoo.com

مقدمه

تعامل عمیق، پیچیده و مداوم بارش با سایر عناصر و عوامل اقلیمی سبب تغییر و تنوع این عنصر در بُعد زمان و مکان شده است. تغییر و تنوع در رفتار آشکار و نهان بارش در امتداد زمان و مکان توجه اقلیم‌شناسان و حتی علوم مرتبط با اقلیم‌شناسی را به خود معطوف داشته است. یکی از رویکردهای مطالعاتی، تحلیل، تفسیر و ردیابی تغییرات مکانی بارش از طریق تعیین یک مدل بهینه و برازنده است. در این میان مدل‌های آماری از توجه عمده‌ای برخوردار بوده‌اند. از رایج‌ترین مدل‌های آماری، روش‌های رگرسیونی چندمتغیّره است که علاوه بر تبیین روابط موجود میان متغیّرها به عنوان ابزاری برای بازآفرینی، برآورد و پیش‌بینی به شمار می‌آیند. این مدل‌ها هم برای تحلیل‌های زمانی و بررسی سری‌های زمانی کارآمد هستند و هم برای ارزیابی تنوع مکانی از قابلیت برخوردارند.

تاکنون محققین بسیاری به بررسی تأثیر عوامل مکانی بر بارش پرداخته‌اند ازجمله می‌توان به‌تحقیقات سینگ‌و کومار[1] *(1997:183-206)*،گلازیرین‌و همکاران[2] *(1997:141-145)*، رانهو و همکاران[3] *(2008: 318-325)* ، علیجانی[4] *(2008: 218-231)*، علیجانی*(۱۳۷۴: ۵۴-۳۷)*، غیور و مسعودیان *(۱۳۷۵: ۱۴۳-۱۲۴)*،مجرد و مرادی‌فر *(۱۳۸۲: ۱۸۲-۱۶۳)*، رضیئی و عزیزی *(۱۳۸۷: ۳۹-۱۸)* و ساری‌صراف و همکاران *(۱۳۸۸: ۸۴-۶۳)* اشاره کرد.

در زمینه‌ی مطالعه‌ی پراکندگی مکانی عناصر اقلیمی بر اساس رگرسیون چند متغیّری می‌توان به مطالعات هانسن - لبیدف[5] *(1987: 13345-13372)* و جونس و همکاران[6] *(1986: 161-179)* اشاره نمود. در ایران نیز مطالعات کمابیش پراکنده‌ای در ارتباط با توصیف چند متغیّری عناصر اقلیمی انجام شده است. در این زمینه بررسی‌های خلیلی *(۱۳۷۵: ۲۴-۱۳)*، علیجانی (۱۳۸۱)، مسعودیان (۱۳۸۲) و عساکره *(۱۳۸۳: ۲۳۱- ۲۱۳)* شایان توجه است:

خلیلی *(۱۳۷۵: ۲۴-۱۳)* شیو[7] تغییرات دمای هوا را یک بردار در فضای سه بُعدی (مؤلفه‌های قائم، نصف-النهاری و مداری) در نظر گرفته و این تغییرات را به وسیله‌ی مدل‌های رگرسیونی ساده‌ی خطی بیان نموده است. مسعودیان *(۱۳۸۲: ۹۶-۸۷)* نیز تغییرات سه بعدی دما را به وسیله‌ی رگرسیون ساده‌ی خطی تشریح کرده است. دو مطالعه‌ی یاد شده در بالا نتایج کمابیش مشابهی را حاصل نموده‌اند. تفاوت‌های موجود، حاصل تفاوت سال‌های آماری مورد استفاده به وسیله‌ی دو محقق نامبرده است. همچنین پژوهش خلیلی ایستگاهی و پژوهش مسعودیان یاخته‌ای بوده و از این جهت نیز این دو کار با هم تفاوت دارند. علیجانی (۱۳۸۱) بر اساس بررسی چندمتغیّره بارندگی اذعان می‌دارد که تغییرات مکانی بارش ایران زمین با ارتفاع و عرض جغرافیایی رابطه‌ی معنی‌داری ندارد ولی رابطه‌ی بارش سالانه و تغییرات طول جغرافیایی به لحاظ آماری معنی‌دار بوده است. وی بر اساس مدلی نشان می‌دهد که کاهش بارش سالانه به ازای افزایش هر درجه طول جغرافیایی ۲۳/۹۷ میلی‌متر می‌باشد. عساکره *(۱۳۸۴: ۲۳۱- ۲۱۳)* تغییرات مکانی بارش سالانه‌ی استان‌اصفهان طیّ دوره‌ی‌آماری ۲۰۰۰- ۱۹۶۹ را بر اساس سه عامل طول- عرض جغرافیایی و ارتفاع با به کارگیری روش‌های رگرسیون ریج مورد بررسی قرار داد. وی نشان داد که بارش استان اصفهان به وسیله‌ی هر واحد تغییر در طول- عرض جغرافیایی و ارتفاع به ترتیب به میزان ۱۹/۹ ۸/۸ و ۰۳/ میلی‌متر تغییر می‌یابد.

1-Singh and Kumar
2-Golazerin at all
3-Ranhaoat all
4-Alijani
5-Hansen and Lebedeff
6-Jones at all

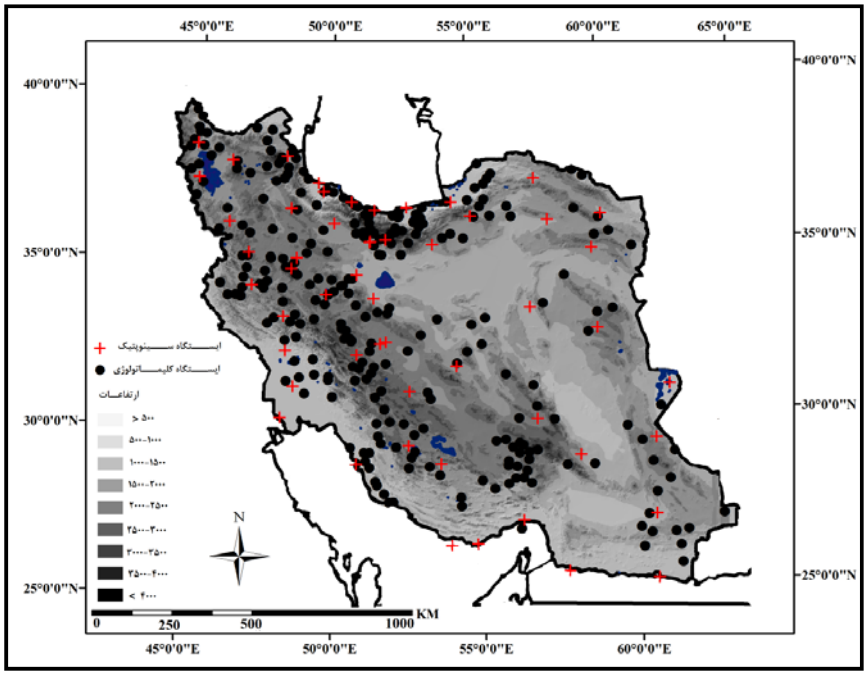
7-Gradient

یکی از روش‌های رگرسیونی که در تحلیل‌های مکانی قابل استفاده است، روشی موسوم به رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR)[1] می‌باشد. مبانی نظری این روش در مراجع مربوط به رگرسیون مکانی معرفی شده است. اما این رویه به وسیله‌ی فوذرینکام[2] و همکاران (۲۰۰۲) به تفصیل بیان شده است. این روش کاربردهای فراوانی در میان رشته‌های جغرافیا به ویژه جغرافیای شهری در سطح جهان داشته است. اما نه جغرافی‌دانان شهری ایران و نه اقلیم‌شناسان ایران روش مزبور را در سطح وسیعی به کار نگرفته‌اند. در این میان کاربرد روش مذکور، در اقلیم‌شناسی به وسیله‌ی برنسدون و همکاران[3] *(2001: 455-466)*، فودی[4] *(2003: 283-293)*، کاماریاناکیس و همکاران[5] همکاران[5] *(2008:1438-1447)* و نیز ژائو و همکاران[6] همکاران[6] *(2010:349-359)* انجام شده است.

برنسدون و همکاران[7] *(2001: 455-466)* بر اساس روش رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR) رابطه‌ی مجموع بارش سالانه و ارتفاع در بریتانیا را بررسی نمودند. براین اساس فراسنج‌های رگرسیون‌شناسایی، برآورد و توزیع مکانی آنها به شکل نقشه ارائه شد. نتایج نشان داد که میزان افزایش بارش به ازای افزایش ارتفاع (ضرایب ارتفاع) از حدود ۴/۵ میلی‌متر در متر تا حدود صفر میلی‌متر در متر تغییر می‌کرده است. تغییرات شدید این ضریب به ویژه در میانه‌ی سرزمین انگلیس نمایان‌تر است. فودی[8] *(2003: 283-293)* ضمن معرفی برخی توان‌های روش رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR) رابطه‌ی شاخص تفاضل گیاهی استاندارد شده (NDVI)[9] و بارش را برای آفریقای شمالی و خاورمیانه طیّ ۸ سال بررسی نمود. در این تحقیق رگرسیون عمومی با فراسنج شیب ناایستا و ضریب همبستگی کم (۰/۶۷) حاصل آمد. روش رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR) با رابطه‌ی بزرگتر (۰/۹۶) از صلاحیت بیشتری برخوردار بوده است.

کاماریاناکیس و همکاران[10] *(2008: 1438-1447)* الگوریتم برآورد بارش از ابرهای خانواده‌ی کومولوس بر روی کشورهای اطراف مدیترانه و بر اساس تصاویر ماهواره‌ای مادون قرمز و نیز داده‌های حاصل از مقیاس محلی را براساس روش رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR) با هم مقایسه نموده است. ژائو و همکاران *(2010: 349-359)* با استفاده از مشاهدات ماهواری برای حوضه‌ی "هایی"[11] رابطه‌ی شاخص سطح برگ (LAI)[12] و متغیّرهای اقلیمی- مکانی شامل ارتفاع، جهت و نمایه رطوبت توپوگرافی (TWI)[13] را بررسی نمودند. این مطالعه نشان داد که روش رگرسیون جغرافیایی موزون نسبت به رگرسیون معمولی نقش اقلیم را بر پوشش گیاهی بهتر نشان می‌دهد. بر اساس این روش معلوم شد که در غالب ناحیه مورد بررسی اثر ارتفاع، از جنوب به شمال تغییر می‌یابد. همچنین بارش اثر مثبت ولی دما، نمایه رطوبت توپوگرافی (TWI) و تبخیر و تعرق پتانسیل اثر منفی بر شاخص سطح برگ (LAI) داشته‌اند. در نواحی توأم با تغییرات شدید دما و بارش، شاخص سطح برگ (LAI) نیز فزونی و اثر توپوگرافی و فراسنج‌های اقلیمی بر پوشش گیاهی کاهش می‌یافت. همچنین این تحقیق نشان داد که آب در دسترس، عامل تعیین‌کننده‌ی تغییرات مکانی گیاه است.

1-Geographically Weighted Regression
2-Fotheringham
3-Brunsdon at all
4-Foody
5-Kamarianakis at all
6-Zhao at all
7-Brunsdon at all
8-Foody
9-Normalized Difference Vegetation Index
10-Kamarianakis at all
11-Haihe Catchment
12-Leaf Area Index
13-Topographic Wetness Index



شکل۱: توزیع ارتفاعی وتوزیع مکانی برخی ایستگاه‌های مورد مطالعه در پهنه‌ی ایران

مأخذ : نگارندگان

در مطالعه‌ی حاضر هدف براین است که با استفاده از تحلیل‌های خانواده‌ی رگرسیون، قوانین حاکم بر رفتار مکانی بارش در ایران زمین مدل‌سازی شود. در این راستا ضمن معرفی رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR) الگویی خاص از رگرسیون چندمتغیّره و نیز رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR) برای توجیه تغییرات مکانی (تنوع) بارش ایران زمین به کار گرفته خواهد شد.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های شبکه‌ای پایگاه داده‌ی اسفزاری ویرایش نخست که در دانشگاه اصفهان و به وسیله‌ی دکتر سیدابوالفضل مسعودیان طراحی شده، بهره برده‌ایم. داده‌های شبکه‌ای بارش روزانه‌ی ایران که از این پایگاه داده برداشت شده دارای تفکیک زمانی روزانه و از ۱۳۴۰/۰۱/۰۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ است. تفکیک مکانی داده‌ها ۱۵×۱۵ کیلومتر است که در سیستم تصویر لامبرت مخروطی هم‌شکل نگاشته شده‌اند. با توجه به مختصات یاد شده سراسر ایران با ۷۱۸۷ یاخته پوشیده می‌شود.

بر این اساس داده‌های شبکه‌ای بارش ایران آرایه‌ای است به ابعاد ۷۱۸۷× ۱۵۹۹۸ که با آرایش‌گاه‌جای[1] (زمان بر روی سطرها و مکان بر روی ستون‌ها) چیده شده است. درایه‌های این آرایه به کمک داده‌های ۱۴۳۶ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی و با روش میان‌یابی کریجینگ برآورد شده است. برای برآورد داده‌های شبکه‌ای هر روز از داده‌های بارش همه‌ی ایستگاه‌هایی که در آن روز بارش را اندازه‌گیری کرده بودند، بهره‌برداری شده است. بنابراین در برخی روزها تعداد اندازه‌گیری‌ها کمتر و در برخی روزها بیشتر بوده است. شکل ۱ ضمن نمایش طیف ارتفاعی پهنه‌ی مورد بررسی، توزیع مکانی برخی ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق را نشان می‌دهد. به منظور همخوانی

1-S-Mode

نقشه‌ی بارش و ارتفاع، نقشه‌ی رقومی ارتفاع نیز با یاخته‌هایی به ابعاد ۱۵×۱۵ کیلومتر تهیه شد. بدین ترتیب مختصات مکانی (طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی) و توپوگرافی (جهت و میزان شیب دامنه‌ها) از نقشه اخیر استخراج گردید. در نهایت یک پایگاه داده‌ای شامل مشخصات مکانی، بارش و مشخصات توپوگرافیک به‌دست آمد.سپس مدل‌رگرسیون مناسب برای مشاهدات بارش و بر اساس مختصات مکانی و توپوگرافی اختیار شد. عموماً رگرسیون کلی (عمومی)[1] چندمتغیّری با m متغیّر مستقل به شکل زیر بیان می‌شود *(Hasseler, 1997:30)*

$$R_i = b_0 + \sum_{k=1}^{m} b_k x_k + \varepsilon_k \qquad (۱)$$

بر اساس این مدل و با تعمیم ایده بر بارش، می‌توان اذعان داشت که متغیّر پاسخ (R) که در این جا بارش می‌باشد، ممکن است به m عامل اقلیمی دیگر بستگی داشته باشد.

فرض اساسی در روش‌های رگرسیون کلی ثابت بودن روابط و فراسنج‌های مربوط، در محدوده‌ی مورد مطالعه است. به همین دلیل این روش برای متغیّرهایی نظیر بارش که حاوی ناماناییِ مکانی[2] می‌باشد، سبب حذف عوامل درون‌ناحیه‌ای می‌شود. لذا استفاده از روش‌های رگرسیون کلی ناکارآمد هستند. علی‌رغم ناکارآمدی، آگاهی حاصل از این گونه مدل‌ها در نبود اطلاعات و یا کم بودن تغییرات، موثق‌ترین مرجع برای شناخت عوامل مؤثر بر یک پدیده محسوب می‌شوند. در غیر این صورت می‌توان با به کارگیری تحلیل محلی[3] به بیان روابط موجود بین بارش و عوامل مکانی پرداخت. از روش‌های رایج برای تحلیل‌های محلی، روش موسوم به رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR) است.

روش رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR)، روش آماری- محلی است که اساس آن بر پایه‌ی قانون جغرافیایی " اصل نزدیکی‌همانندی" می‌باشد.این روش در تحلیل‌های مکانی بسیار مناسب و با دقت بالایی از واقعیت‌های محیطی برآورد و مدل‌سازی را به انجام می‌رساند*(foody,2003:283; Zhang at all, 2005:154)* *(Harris at all, 2010: 65)*. این روش با استفاده از مدل‌های خود همبستگی مکانی، شکل تعمیم‌یافته‌ای از مدل‌های رگرسیونی چندمتغیّره را به کار گرفته، بر پایه‌ی موقعیت نقاط مجاور و وزن‌دهی آماری به هریک ازآنها بنا نهاده‌شده‌است*(Brunsdont at all,2001: 455)*.

رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR) علاوه بر تهیه‌ی نقشه‌های مربوط به ضرایب برای هر نقطه قادر است رگرسیون تشخیصی[4] را نیز ارائه نماید *(Wheeler and Tiefelsdorf, 2005: 161)*

از مزیّت‌های اساسی این روش، برآورد عوامل مؤثر بر ناماناییِ مکانی، کارایی و ساده بودن آن در قیاس با رگرسیون‌های کلی است. رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR) از بسط رگرسیون خطی معمولی[5] (معادله۱) به‌دست می‌آید. درمطالعه‌ی حاضر پهنه‌ی مورد بررسی به یاخته‌هایی تقسیم شده و مدل رگرسیون برای چهار گوشه‌ی هر یاخته محاسبه می‌گردد. با این تفاوت که به هر نقطه متناسب با فاصله‌اش از مرکز یاخته وزن-دهی می‌شود. یعنی به نقاط نزدیک‌تر وزن بیشتر و نقاط دورتر وزن کمتری تعلق می‌گیرد. بنابراین اوزان مشاهدات ثابت نیست،اما تغییرات آن با تغییرات مکانی نسبت مستقیم دارد. به‌طوری که مشاهدات نزدیک به نقطه‌ای خاص دارای وزن بیشتری نسبت به مشاهدات دورتر دارند. مدل ارائه شده برای این رابطه به شرح زیر است *(fotheringham at all, 2002: 52)* :

1-Global
2-Spatial Non-Stationarity
3-Local

4-Regression Diagnostics
5-Ordinary Linear Regression

$$R_i = b_0(\phi_i, \lambda_i) + \sum_{i=1}^{k} b_k(\phi_i, \lambda_i) x_{ik} + \varepsilon_i \qquad (۲)$$

در این مدل (ϕ_i, λ_i) مختصات i امین نقطه در مکان و $b_k(\phi_i, \lambda_i)$ یک تابع پیوسته از $b_k(\phi_i, \lambda_i)$ در نقطه i است. تخمین وزن‌های متناسب با فاصله، بر مبنای ماتریس $n \times n$ از مختصات $(W(\phi_i, \lambda_i))$ که قطر فرعی آن صفر و قطراصلی آن وزن‌های‌مکانی در i امین نقطه است *(zhang at all, 2005: 13)*. یعنی:

$$W_i = \begin{pmatrix} w_{i1} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & w_{i2} & \dots & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & \dots & w_{in} \end{pmatrix} \qquad (۳)$$

در واقع با جایگزین کردن متغیّرهای محلی، ضرایب به دست آمده خاص مکان i حاصل خواهد شد *(Huang& Leung,2002: 238)*. بدین ترتیب فراسنج‌ها از رابطه‌ی ۴ برآورد می‌شوند:

$$b_k(\phi_i, \lambda_i) = (X^T W(\phi_i, \lambda_i)^{-1} X^T(\phi_i, \lambda_i) R \qquad (۴)$$

در این رابطه $\hat{b}_k(\phi_i, \lambda_i)$ برآوردی از b_k و $W(\phi_i, \lambda_i)$ ماتریس اوزان می‌باشد. b_k تضمین می‌کند که مشاهدات نزدیک به فراسنج‌های ارزیابی شده وزن بیشتری نسبت به مشاهدات دورتر به دست آورند.

X ماتریس متغیّرهای مستقل (در اینجا متغیّرهای مکانی نظیر طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی، ارتفاع، شیب و جهت آن) است.به منظور تعیین اوزان، چندین روش وجود دارد. برای یاخته‌های ثابت به مساحت با توزیع نرمال W_{ij} یک تابع پیوسته از d_{ij} (فاصله‌ی بین i و j) از معادله‌ی زیر به دست می‌آید: *(fotheringham at all, 2002: 45)*

$$W_{ij} = \left[-\frac{d_{ij} / A^2}{2} \right] \qquad (۵)$$

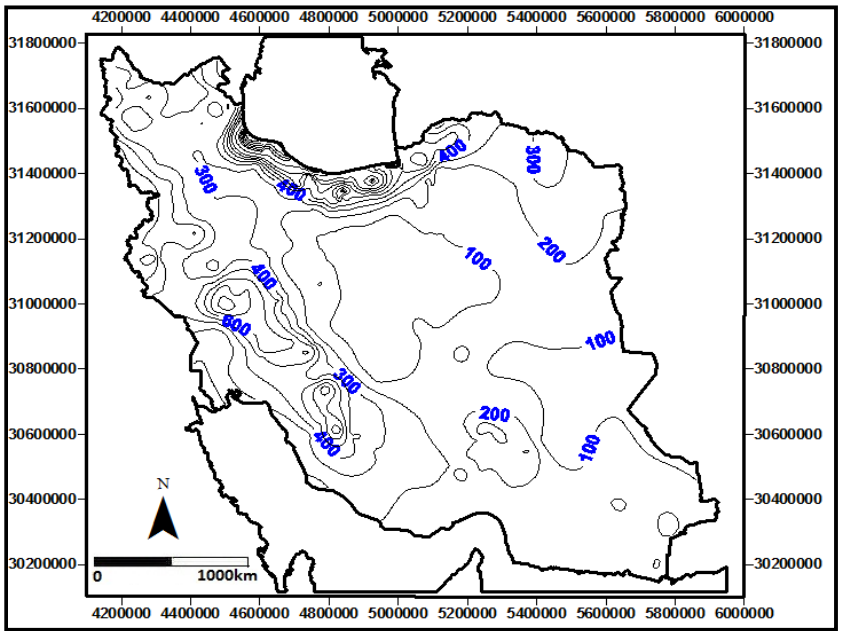
در این پژوهش با بهره‌گیری از مشاهدات روزانه، نقشه‌های بارش و سپس با استفاده از تکنیک جبر نقشه‌ها، نقشه‌ی میانگین سالانه‌ی بارش تهیه شد. این مهم بر اساس دو مختصه جغرافیایی (طول و عرض) و متریک (مخروطی لامبرت) انجام شد. در ابتدا مشخصات توصیفی بارش به طور مختصر مورد بحث قرار گرفت. سپس با استفاده از رابطه‌ی ۱ و بر پایه‌ی نقشه‌ی هم‌باران تولید شده، با توجه به مختصه‌ی جغرافیایی، مدل کلی بارش تهیه و ارزیابی شد. در این تحقیق مدل‌سازی مکانی بارش بر پایه‌ی سه عامل طول - عرض جغرافیایی و مشخصات توپوگرافیک (شامل ارتفاع، شیب و جهت دامنه‌ها) انجام گرفته است. در این جا سه عامل یاد شده به عنوان متغیّرهای مستقل و بارش به عنوان متغیّر پاسخ در نظر گرفته شد. در مرحله‌ی بعد رابطه‌ی ۵ اوزان برای هر یاخته نقشه تعیین و ضرایب رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR) بر پایه‌ی رابطه‌ی ۴ برآورد گردید. هر یک از مدل‌ها بر اساس روش‌های استاندارد آزمون و ارزیابی گردید. در نهایت با توجه به صلاحیت مدل رگرسیون جغرافیایی موزون (GWR)، ضرایب استخراج و توزیع مکانی آن‌ها بر پایه‌ی فاصله اقلیدوسی و روش ادغام وارد خوشه‌بندی شدند.

بحث و نتایج

ویژگی‌های مکانی بارش ایران

شکل (۲) توزیع مکانی بارش سالانه‌ی ایران زمین را نشان می‌دهد. میانگین بارش ایران زمین ۲۵۶ میلی‌متر، با ضریب تغییرات مکانی ۷۹ درصد، شاهدی آشکار از فقر و تنوع مکانی بارش دریافتی دراین گستره است. تفاوت‌های مکانی بارش در ایران از یک‌سو به طبیعت رفتار مکانی بارش بازمی‌گردد که اساساً متغیّری سرکش است و تغییرات مکانی شدیدی از خود نشان می‌دهد. از سوی دیگر، تنوع منشأ بارش

در نقاط مختلف ایران سبب شده است تا در هر منطقه مقدار ریزش‌های جوی و زمان بارش متفاوت باشد *(مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۸: ۸۱)*. اگر چارک سوم بارش‌های سالانه‌ی ایران، مرز مناطق پربارش تلقی شود، تنها ۲۵/۱ درصد از مساحت ایران و عمدتاً در نواحی غربی ایران و ناحیه‌ی خزری از نواحی پر بارش به شمار می‌آیند. حدود ۷۵٪ از گستره‌ی ایران، بارشی کمتر از حدود ۳۰۰ میلی‌متر (به عنوان مرز بارش مورد نیاز برای کشت دیم) دریافت می‌دارد. توجه کنید چنانکه مسعودیان *(۱۳۸۸: ۷۹)* اذعان داشته آرایش هم‌بارش‌ها هرچند به ناهمواری‌ها وابسته است اما آرایش مداری به ویژه در بخش شمالی توأم با مقادیر بارش زیاد نمایان‌تر است.



شکل ۲:توزیع مکانی بارش سالانه ایران

مأخذ : نگارندگان

جدول ۱: ماتریس همبستگی بارش سالانه با متغیّرهای مکانی

عوامل مکانی	بارش (R)	مختصات متریک در امتداد عرض جغرافیایی (λ)	مختصات متریک در امتداد طول جغرافیایی (ϕ)	ارتفاع (h)	شیب (s)	جهت دامنه‌ها (a)
بارش (R)	۱	۰/۵۷۱	-۰/۳۵۵	۰/۰۰۸	۰/۵۲۲	۰/۰۹۸
مختصات متریک در امتداد عرض جغرافیایی (λ)		۱	۰/۴۷۸	-۰/۱۵۴	-۰/۳۱۵	-۰/۰۶۹
مختصات متریک در امتداد طول جغرافیایی (φ)			۱	۰/۲۶۴	۰/۱۳۱	-۰/۰۱۶
ارتفاع (h)				۱	-۰/۰۰۵	-۰/۱۲۵
شیب (s)					۱	۰/۰۰۵
جهت‌دامنه‌ها (a)						۱

مأخذ : نگارندگان

یکی از پیش‌نیازهای مدل‌سازی مکانی، برآورد و بررسی وجود همبستگی بین متغیّرهای مستقل و وابسته است. جدول شماره‌ی۱ ماتریس همبستگی بین یاخته‌های نقشه‌ی مربوط به عوامل مکانی و یاخته‌های متناظر مربوط به بارش سالانه است.

علی‌رغم کوچک‌بودن برخی ضرایب همبستگی ارائه شده در جدول (۱)، به دلیل فراوانی تعداد یاخته‌های نقشه تمامی ضرایب ارائه شده در این جدول با ۹۵ درصد اطمینان، معنی‌دار هستند.

مدل‌سازی مکانی بارش سالانه

رگرسیون کلی

در جدول ۱ و توضیحات مربوط دیده شد که تمامی متغیّرهای مکانی استفاده شده برای توضیح پراش بارش رابطه‌ی معنی‌داری با بارندگی دارند. بدین ترتیب تمامی متغیّرهای مزبور می‌توانند در یک‌مدل رگرسیون حضور معنی‌دار داشته باشند.مدل برازش‌یافته و ضریب تعیین آن (r^2) برای توجیه رفتار مکانی بارش به شرح زیر حاصل شد:

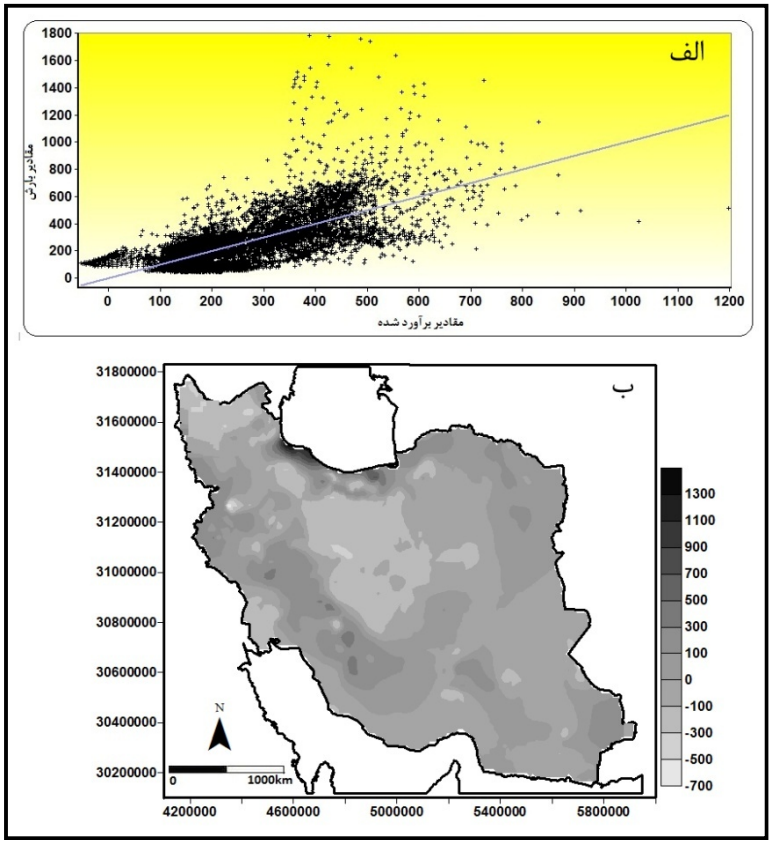
$$R = \underset{47.98}{236.6}s + \underset{7.67}{0.07}a + \underset{14.14}{0.04}h + \underset{16.748}{0.000007}\phi - \underset{-44.863}{0.00017}\lambda - 1107.819$$

$$r^2 = 0.48$$

مدل ارائه شده در بالا نشان‌دهنده‌ی یک رابطه‌ی خطی بین بارش و متغیّرهای مستقل مکانی است که تنها ۴۸ درصد از پراش بارش را تبیین می‌کند. اعداد زیر هر ضریب، مقادیر آماره‌ی t برای آزمون فرض صفر ($H_0 : b_i = 0$) را نشان می‌دهد. دیده می‌شود که مقادیر t برای تمامی عوامل بزرگ بوده و در هر سطح اطمینان دلخواه فرض صفر رد می‌شود. بنابراین چنان که از طریق تحلیل همبستگی متغیّرها نیز به اثبات رسید، تمامی متغیّرهای مکانی حضور معنی‌داری در مدل دارند. بر اساس مدل بالا، نقش هر یک از عوامل مکانی به شرح زیر قابل توصیف است: شیب با داشتن بالاترین ضریب در مدل، تأثیرگذارترین عامل مکانی به نظر می‌آید. با این وصف دامنه‌ی تغییرات شیب در ۷۵ درصد از وسعت زیر پوشش ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارش، بین ۰ تا ۷ درجه است. بنابراین عملکرد آن در محدوده‌ی ایستگاه‌های مورد بررسی ناچیز است و قادر است حداکثر تا ۷×۴/۹۳۴ میلی‌متر بارش را افزایش دهد. جهت دامنه‌ها با داشتن ضریب ۰/۰۱۴ بر بارش اثر می‌گذارد. توضیح این که با حرکت ساعت‌گرد از سمت شمال (صفر درجه) تا ۳۵۹ درجه، حداکثر تا ۵ میلی‌متر بر بارش اضافه می‌شود. بی‌گمان این وضعیت نشان می‌دهد که دامنه‌های غربی و شمال غربی، بارش بیشتری نسبت به دامنه‌های دیگر دریافت می‌دارند.

توزیع ارتفاع در ۸۳ درصد از ایران، کمتر از ۲۰۰۰ متر و در ۱۶ درصد دیگر، بیش از۲۰۰۰ متر است *(جداری‌عیوضی، ۱۳۷۴: 11)*. این دامنه‌ی تغییرات وسیع سبب می‌شود که عامل ارتفاع به عنوان عاملی مؤثرتر بر بارش مطرح گردد. بنابراین و با توجه به طیف وسیع ارتفاع، تبعیت بارش از این عامل چشمگیر خواهد بود.

با حرکت از جنوب به سمت شمال به ازای هر متر و با ثابت بودن سایر متغیّرها، ۰/۰۰۰۰۰۷ میلی‌متر بر میانگین بارش‌ها افزوده خواهد شد. به عبارتی بهتر در ایران با طیّ حدود ۱۰۰کیلومتر به سمت شمال تنها ۰/۷ میلی‌متر بر بارش افزوده می‌شود. این مقدار هرچند اندک است اما با توجه به آماره‌ی t مربوط، در هر سطح دلخواه معنی‌دار است. با این وصف بیانگر این واقعیت است که با طیّ ۱۲۲۵کیلومتر (در طولانی‌ترین فاصله‌ی جنوبی‌ترین و شمالی‌ترین بخش ایران زمین) از جنوب به شمال ایران تنها حدود ۸/۵ میلی‌متر بر بارش افزوده می‌شود. آنچه در صحت آن نمی‌توان تردید نمود، علامت این رابطه است که نشان‌دهنده‌ی هم‌سویی تغییرات بارش با عرض جغرافیایی است. چنان‌که می‌توان دید، به ازای هر متر در امتداد غرب به شرق و با ثابت بودن بقیه متغیّرها حدود ۰/۰۰۰۱۷ میلی‌متر از بارش سالانه‌ی کشور کاسته می‌شود.



شکل ۳ : پراکنش نگار مقادیر برآورد شده و مقادیر واقعی (الف) و موقعیت باقی‌مانده‌های (ب) بارش سالانه ایران مدل رگرسیون کلی

مأخذ: نگارندگان

در بالا برای هر متغیّر مستقل (عامل) یک ضریب تخصیص یافته است. ثابت انگاشتن این متغیّرها سبب می‌شود که بسیاری از پیش‌بینی‌های حاصل از این روش با خطا توأم باشد. چرا که می‌دانیم در هر محدوده‌ی مکانی نقش هر متغیّر متفاوت و توأم با افت و خیز خواهد بود. بدین ترتیب و به منظور ارزیابی مدل، بررسی پراکنش نگار بارش، مقادیر برآورد شده (شکل ۳ الف) و توزیع مکانی باقی‌مانده‌های مدل (شکل ۳ ب) می‌تواند میزان کارآمدی مدل را نشان دهد. همان‌طورکه از شکل ۳ الف می‌توان استنباط کرد، عدم هماهنگی در بارش و مقادیر برآورد شده به ویژه در نقاط با بارش زیاد کاملاً مشهود است. کما این که نواحی کم‌باران نیز عدم هماهنگی با خط برازندگی نشان می‌دهد. البته در بین این دو دامنه یعنی در محدوده‌ی بارش‌های ۵۰۰-۱۰۰ میلی‌متر نیز برازش چندان مناسبی رخ نداده است. به منظور ترسیم پراکنش مکانی برازندگی، مانده(خطا)های مدل (حاصل تفاضل بارش و مقادیر برآورد شده) در شکل ۳ ب ارائه شده است. دیده می‌شود که کم‌ترین مانده (خطا)های مدل در امتداد زاگرس و در شمال شرق کشور رخ داده است. در حالی‌که باقی‌مانده‌های بزرگ در نواحی پربارش سواحل شمالی و برخی هسته‌های زاگرس جای گرفته‌اند. به عبارتی مقادیر بارشی که در این مناطق به وسیله‌ی مدل برآورد نشده است، بیش از سایر مناطق می‌باشد. این نواحی، در جنوب غرب دریاچه خزر و نواحی داخلی زاگرس (لکه‌های تیره‌تر در زاگرس) جای دارند. در پهنه‌ای محدود از البرز جنوبی، زاگرس شرقی، خوزستان و نیز در بخش‌های

شمالی بلوچستان، بخش‌های شرقی کرمان، میزان برآورد بسیار کمتر از مقادیر بارش واقعی است. از این رو مقادیر منفی در مانده‌های ارائه شده بر روی نقشه قابل رؤیت است.

رگرسیون جغرافیایی موزون

مدل GWR یک روش رگرسیونی است که در آن ضرایب b_k در مکان تغییر می‌کند. در این روش برای تشکیل اوزان مکانی رگرسیون از مختصات نقاط نمونه استفاده می‌شود. شکل ۴ توزیع مکانی وزن هر یک از ضرایب b_k را برای ایران زمین نشان می‌دهد.

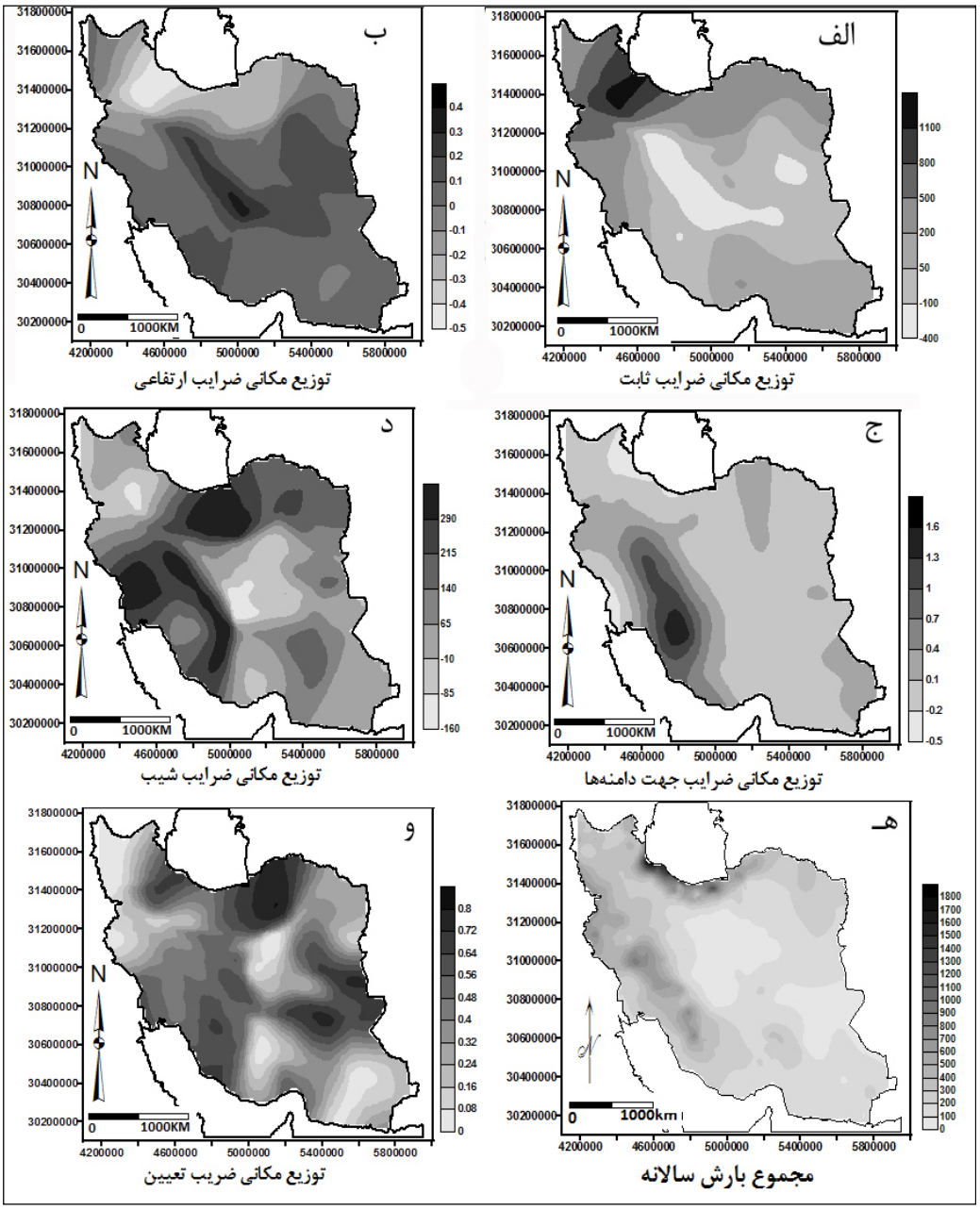
شکل ۴ الف توزیع مکانی ضرایب ثابت هر یاخته (b_0) را نشان می‌دهد. دیده می‌شود که بالاترین مقادیر این ضریب در جنوب غربی دریای خزر، در امتداد انزلی- تنگه منجیل - قزوین تمرکز یافته و به سمت اطراف کاهش می‌یابد. کمترین مقادیر را می‌توان در ایران مرکزی دید.

بر اساس نقشه‌ی مربوط به توزیع ضرایب ارتفاعی (شکل۴ ب)، ارتفاعات در ۷۰ درصد از گستره‌ی کشور سبب افزایش بارش می‌شود. این پهنه‌ی وسیع از سواحل خلیج‌فارس و دریای عمان شروع شده و تا مناطق مرکزی ایران گسترش می‌یابد. در این پهنه با حرکت به سمت نواحی داخلی ایران بر نقش ارتفاعات در افزایش بارش افزوده می‌شود. در این مناطق که بر کویرهای پست داخلی ایران منطبق است کوه‌های پراکنده‌ی داخلی تأثیر بیشتری را در بارش‌ها نسبت به مناطق همجوار خود دارند. بالاترین جای‌گیری ضرایب ارتفاعی حاصل از مدل GWR، منطبق بر مناطق شرقی کوه‌های زاگرس است. این امر احتمالاً حاصل تأثیر توأم ارتفاع و جهت‌گیری بادهای باران‌آور به این ناحیه می‌باشد. در۳۰ درصد از گستره‌ی کشور با افزایش ارتفاع بارش کاهش می‌یابد. بخش عمده‌ای از این گستره در نیمه‌ی شمالی کشور در ساحل جنوب غربی دریاچه‌ی خزر جای دارد.

علیجانی *(۱۳۷۴: ۵۴- ۳۷)*، مرادی *(۱۳۸۳: ۸۵- ۸۴)* و عساکره و مازینی *(۱۳۸۹: ۳۹)* نیز رابطه‌ی منفی ارتفاعات شمالی البرز بر بارندگی را تجربه و ثابت نموده‌اند.

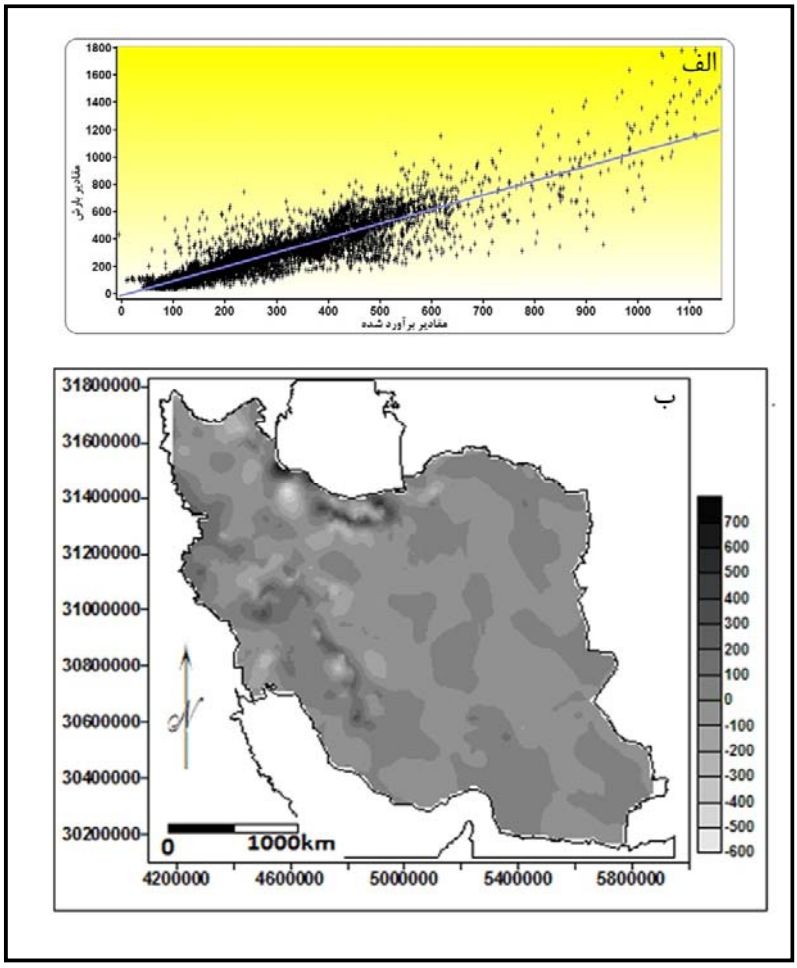
ضرایب حاصل از مدل GWR برای جهت دامنه‌ها (شکل۴ ج) نشان‌دهنده‌ی تأثیر بیشتر دامنه‌های مرکزی زاگرس (جهت ۲۳۰ تا ۲۵۵/۵ درجه) بر بارش هستند. در بقیه‌ی کشور جهت دامنه‌ها نقش کمابیش یکسانی در دریافت بارش سالانه ایفا می‌کنند. تنها در بخش کوچکی از شمال استان خراسان شمالی- شرق استان گلستان و جنوب شرقی کشور (شرق استان سیستان و بلوچستان) و نیز استان کردستان - همدان، این سهم افزون‌تر است.

شکل ۴ د توزیع مکانی ضرایب شیب را نشان می‌دهد. ضرایب شیب رابطه‌ی تقریباً معکوس با ارتفاع دارند. یعنی در نواحی که ارتفاع ضریب بزرگتری دارد (شکل ۴ ب)، شیب ضریب کوچکتری داشته است و برعکس. برای مثال در نواحی داخلی و شمال غرب ایران دارای ضرایب شیب منفی هستند. بالاترین ضرایب منفی در نواحی داخلی ایران جای دارد. اما بیشترین تأثیر مستقیم شیب در بخشی از سواحل شمالی و بخشی دیگر در نواحی زاگرس جای دارد. این پهنه‌ها در ناحیه‌ی زاگرس منطبق بر سطوح توپوگرافی است که میانگین شیب آن ۰/۴۱ درجه و میانگین ارتفاعی آن ۱۰۹۸ متر است. اما در ناحیه‌ی خزری- البرز این پهنه منطبق با سطوحی است که میانگین شیب آنها ۰/۵۷ درجه و میانگین ارتفاع ۱۰۸۲ متر است. بنابراین بیشترین اثر مثبت شیب بر بارندگی سالانه را می‌توان در زاگرس مرکزی تا جنوبی و نیز در البرز میانی ردیابی نمود.



شکل ۴ : نقشه‌ی توزیع ضرایب بارش سالانه GWR

مأخذ : نگارندگان

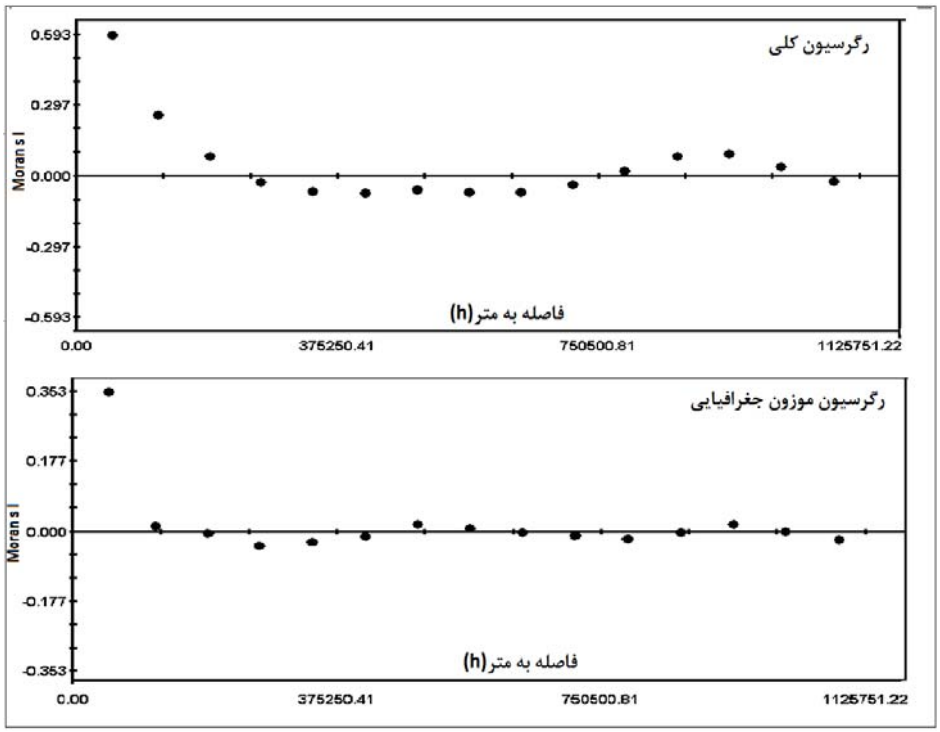


شکل ۵ : پراکنش نگار مقادیر برآورد شده و مقادیر واقعی (الف) و موقعیت باقی‌مانده‌های (ب) بارش سالانه ایران مدل GWR

مأخذ : نگارندگان

یکی از دستاوردهای جالب مدل GWR نسبت به رگرسیون کلی این است که برای هر نقطه می‌توان یک ضریب تعیین را حاصل نمود. این مقادیر در نقشه‌ی ارائه شده در شکل ۵ و دیده می‌شود. توجه به این شکل این واقعیت را آشکار می‌سازد که ۴۰/۲ درصد از پهنه حاصل شده از مدل GWR، بیش از ۴۸ درصد از بارش را تبیین می‌کند. درحالی‌که رگرسیون کلی تنها توان تبیین ۴۸ درصد از بارش کل کشور را داشته است. همچنین ترسیم پراکنش نگار بارش و مقادیر برآورد شده (شکل ۵ الف) بیانگر برازش نیکوتر مدل GWR نسبت به رگرسیون کلی است.

توزیع مکانی مانده (خطا)های مدل (شکل ۵ ب) دو نکته را نشان می‌دهد. اول این که در مقایسه با شکل ۳ می‌توان کاهش دامنه‌های خطا را دید. دامنه‌ی خطاها در شکل ۳ از ۷۰۰- تا ۱۳۰۰، و در شکل ۵ ب از ۶۰۰- تا ۷۰۰ است. به عبارت دیگر برآوردهای حاصل از مدل GWR به‌مقادیر واقعی نزدیک‌تر هستند. دوم این که نقشه، نشان‌دهنده‌ی پهنه‌هایی وسیع با مقادیر صفر است. اما نکته‌ی قابل توجه، مکان باقی‌مانده‌های بزرگ در نقشه است که در این مدل نیز در محدوده‌های پربارش قرار گرفته‌اند با یک تفاوت اساسی که محدوده‌های کوچک را در بر می‌گیرند.



شکل ۶: خودهمبستگی نگار مورن مانده‌های مدل‌های منتخب بر بارش سالانه‌ی ایران

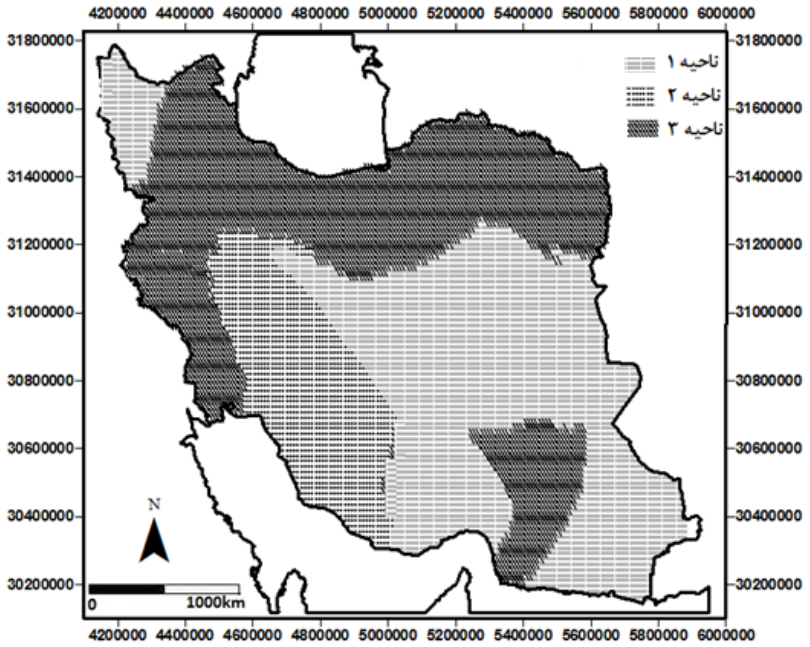
مأخذ : نگارندگان

با ترسیم نمودار پراکنش نگار (شکل۵ الف) و نقشه‌های باقی‌مانده‌های این روش (شکل ۵ ب) پراکندگی و عدم تمرکز باقی‌مانده‌ها نمایش داده شد. در صورتی که باقی‌مانده‌ها دارای همبستگی مکانی نباشند می‌توان از روش‌های ارزیابی استقلال‌مکانی استفاده کرد. به تعبیر دیگر مانده‌ها نباید در بُعد مکان حاوی خودهمبستگی باشند. در این صورت روش استفاده شده روشی مناسب برای برآورد متغیّر وابسته است. آماره I مورن با ترسیم نمودار خود همبستگی‌های مورن به تصویر درمی‌آید. شکل ۶ خودهمبستگی مورن را برای دو مدل مورد بحث ارائه می‌نماید. همان‌طورکه در شکل۶ ملاحظه می‌شود، باقی‌مانده‌ها در مدل رگرسیونی کلی دارای خودهمبستگی مکانی بوده و با افزایش فاصله نوسان منظمی را نشان می‌دهد.

اما در مدل GWR باقی‌مانده‌ها همبستگی نداشته و مقدار آن صفر و رفتارخاصی را از خود نشان نمی‌دهند.

تحلیل خوشه‌ای ضرایب بارش

برای پهنه‌بندی نواحی براساس ضرایب مکانی GWR، از تحلیل خوشه‌ای استفاده شده است. این تحلیل، با استفاده از فاصله‌ی اقلیدسی و روش ادغام وارد بر ضرایب استاندارد شده اعمال شد. بدین ترتیب سه ناحیه از تحلیل خوشه‌ای حاصل گردید. توزیع مکانی این سه ناحیه را می‌توان در شکل ۷ دید. برخی مشخصات توصیفی این نواحی را می‌توان به شرح زیر برشمرد:



شکل۷: موقعیت خوشه‌های تعیین شده در گستره ایران

مأخذ : نگارندگان

ناحیه‌ی اول ۴۳ درصد از مساحت کل کشور را در بر می‌گیرد و شامل بخش‌هایی از شمال غرب، نواحی داخلی و جنوب‌شرق کشور است. این ناحیه در بر گیرنده‌ی بخش‌هایی است که در آن عموماً عامل ارتفاعی بیش از عوامل دیگر مکانی تأثیرگذار است.

در ۱۸ درصد مساحت کشور که ناحیه‌ی دوم را شامل می‌شود، عامل جهت دامنه‌ها بیشترین اثرگذاری را دارد و شامل محدوده‌ای کوچک از غرب کشور است. در این گروه ضرایب جهت دامنه‌ها کمترین پراش درون‌گروهی و بیشترین پراش برون‌گروهی را موجب شده‌اند. ناحیه‌ی سوم ۳۹ درصد از مساحت ایران را در برمی‌گیرد و شامل بخش‌های شمال شرق، بخش‌هایی از شمال غرب، غرب و محدوده‌ی کوچکی از جنوب شرق ایران است. این ناحیه دربرگیرنده‌ی بخش‌هایی است که در آن عامل شیب بیش از سایر عوامل مکانی دیگر اثرگذار است.

نتیجه

عدم یکسانی و ناهمسانی تأثیر عوامل مکانی بر بارش موجب شده است که مدل‌های آماری معمول، برازش مناسبی بر شرایط بارشی ارائه نکنند. بدین دلیل ضمن آزمون این ادعا، برای توجیه تغییرات مکانی بارش در ایران با در نظر گرفتن عوامل مکانی و با بهره‌گیری از تعداد ۱۴۳۶ ایستگاه از یک مدل بهینه به‌نام مدل رگرسیون‌جغرافیایی موزون (GWR) استفاده شد. نتایج حاصل از این مدل نسبت به مدل رگرسیون عمومی به واقعیت نزدیک‌تر است. بر همین اساس معلوم شد که ارتفاعات در شمال غرب و نواحی داخلی نقش بزرگی در بارش ایفا می‌کنند. ارتفاعات شمال غرب بر فزونی عمل تراکم تأثیر نهاده موجب افزایش بارندگی می‌شوند. کما اینکه در نواحی داخلی نقش ارتفاعات در تکرار تراکم در امتداد غرب به شرق افزایش بارش را در پی دارد.

جهت دامنه‌ها در زاگرس از عوامل تأثیرگذارتر بر میزان بارش به شمار می‌آید. موقعیت و نحوه‌ی استقرار زاگرس موجب صعود مکانیکی (اوروگرافیک) توده‌های هوای باران‌آور غربی است. چرا که این رشته کوهستانی عمود بر مسیر بادهای باران آور قرار گرفته‌اند.

شیب در شمال‌شرق و نواحی خزری مهم‌ترین عامل مکانی مؤثر بر بارش به شمار می‌آیند. میزان شیب در سرعت صعود هوای مرطوب ناحیه خزری و نیز بر دریافت انرژی نواحی شمال‌شرقی کشور تأثیر می‌نهد. دریافت‌انرژی در شمال‌شرق موجب ریزش‌های همرفتی و در نتیجه فزونی بارش سالانه‌ی این نواحی می‌گردد.

منابع

۱- جداری‌عیوضی، جمشید (۱۳۷۴). ژئومورفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور.

۲- خلیلی، علی (۱۳۷۵). تغییرات سه بُعدی میانگین‌های سالانه درازمدت دمای هوا در گستره ایران، مجله نیوار. شماره ۳۲.

۳- رضئیی، طیب؛ قاسم عزیزی (۱۳۸۷). بررسی توزیع مکانی بارندگی فصلی و سالانه در غرب ایران، پژوهش-های جغرافیای. شماره ۶۵.

۴- ساری‌صراف، بهروز؛عبدالحمید رجایی؛ پری‌چهر مصری علمداری (۱۳۸۸). بررسی رابطه بین بارش و توپوگرافی در دامنه‌های شرقی و غربی منطقه کوهستانی تالش، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. شماره ۳۵.

۵- عساکره، حسین (۱۳۸۳). مدل‌سازی تغییرات مکانی عناصر اقلیمی مطالعه موردی: بارش سالانه اصفهان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۷۴.

۶- عساکره،حسین؛ فرشته مازینی (۱۳۸۹). بررسی احتمال وقوع روزهای خشک در استان گلستان با استفاده از مدل زنجیره مارکوف، جغرافیا و توسعه. سال هشتم. شماره پیاپی ۱۷.

۷- علیجانی، بهلول (۱۳۷۴). نقش کوه‌های البرز در توزیع‌ارتفاعی بارش،فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۳۸.

۸- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱). نقش آمـار در توسـعه‌ی علـم جغرافیا، ششمین کنفرانس بین‌المللی آمار ایران ۴ تا ۶ شهریورماه ۱۳۸۱. دانشگاه تربیت مدرس. تهران.

۹- غیور، حسنعلی؛ سید ابوالفضل مسعودیان (۱۳۷۵). بررسی مکانی رابطه بارندگی با ارتفاع در ایران زمین، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۴۱.

۱۰- مجرد، فیروز؛ حاجیمراد مرادی‌فر (۱۳۸۲). مدل‌سازی رابطه بارش با ارتفاع در منطقه‌ی زاگرس، فصلنامه مدرس. شماره ۲.

۱۱- مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۳).نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال‌کشور، مجله علوم دریایی ایران. دوره ۲. شماره ۲ و ۳.

۱۲- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۲). تحلیل ساختار دمای ماهانه ایران، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان علوم انسانی. شماره ۱ و ۲.

13- Alijani Bohloul (2008). Effect of Zagros mountain on the spatial distribution of precipitation, Journal of Mountain sciences, 5.

14- Brunsdon C, McClatchey. J and Unwin. D. J (2001). Spatial Variation in the Average Rainfall–Altitude Relationship in Great Britain: An Approach Using Geographically Weighted Regression. Int. J. Climatol. 21.

15- Fotheringham A stewart, Brunsdon Chris, Charlton Martin (2002). Geographically weighted regression, John wiley & son, uk.

16- Foody G. M (2003).Geographical weighting as a further refinement to regression modelling an example focused on the NDVI- rainfall relationship, Remote seinsing of environment, 88.

17- Gao. Xiaolu,Asami. Yasushi and Chung Chang-Jo F. (2006). An empirical evaluation of spatial regression models.Computers & Geosciences 32 (2006).

18- Glazirin G. E (1997). Precipitation distribution with altitude,Theoretical and applied Climatology, 58.

19- GriffithDaniel A(2009).Spatial autocorrelation, International encyclopedia of human geography 308-316

20- Hansen, James and Lebedeff, serget (1987). Global Trend of Measured Surface Air Temperature. Journal of Geophysical Research. 92.

21- Harris P, Fotheringham A stewart ,Crespo R, , Charlton Martin (2010). The use of Geographically weighted regression for spatial prediction : an evaluation weighted of models using simulated data sets, Mathematical geosciences, 42.

22- Hasseler, uwe (1997). Simple Regression with time trend. Journal of Time Series Analysis Vol.21 No1.

23- Huang Y, Leung Y (2002). Analysing regional industrialisation in Jiangsu province using geographically weighted regression. J Geogr Syst 4.

24- Jones, P. D. , Raper, S. C. B. , Bradley. R. S , Diaz. H.F.,Kelly,P.M. and Wigley,T.M.L (1986). a:Northern Hemishere Surface Temperature Variation: 1851-1984.J.clim.Appl . Meteorol. 25.

25- K amarianakis Y, Feidas H, Kokolatos G, Chrysoulakis N and Karatzias V (2008). Evaluating remotely sensed rainfall estimates using nonlinear mixed models. Environmental Modeling & Software, 23 (12).

26- Legendre Pierre (1993). Spatial autocorrelation: trouble or new paradigm, Eclogy, 74.

27- Masoodian S. A (2008). On precipitation Mapping in Iran, Journal of Humanities the university of Isfahan , 30.

28- Ranhao Sun, Baiping Zhang and Jing Tan (2008). A multivariate Regression Model for predicting precipitation in the Daqing mountains, Mountain Research and Development. 28.

29- Singh Pratap, Kumar Naresh (1997). Effect of orography on precipitation in the western Himalayan region", Journal of Hydrology, 199.

30- Wheeler David, Tiefelsdorf Michael (2005). Multicollinearity and correlation among local regression coefficients in geographically weighted regression, Journal of Geographical systems, 7.

31- Zhang Tonglin, Gove Jeffrey H, Heath Linda S (2005).Spatial residual analysis of six modeling techniques, Ecological modelling, 186.

32- Zhang Tonglin,Lin Ge (2007).A decomposition of Moran's I for clustering detection, Computational statistics and data analysis, 51.

33- Zhao Na, Yang Yonghui, Zhou Xinyao (2010). Application of geographically weighted regression in estimating the effect of climate and site conditions on vegetation distribution in Haihe Catchment, China,Plant Ecology.209(2).