

## مدل تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی

قاسم عزیزی\* - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران

رحیم‌علی عباسپور - دکتری GIS، گروه مهندسی نقشه‌برداری دانشگاه تهران

طاهر صفرراد - دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۸۸/۸/۲۵ تأیید نهایی: ۱۳۸۸/۱۱/۷

### چکیده

ارتباط بارش و ارتفاع به‌منظور برآورد میزان و نحوه تغییرپذیری بارش در مناطق کوهستانی، همواره از موضوعات مورد توجه اقلیم‌شناسی بوده است. در این تحقیق سعی شده است از طریق مدل رگرسیونی، بارش منطقه زاگرس میانی مدل‌سازی گردد. تمام داده‌های موجود بارندگی منطقه مورد مطالعه - اعم از سازمان هواشناسی (سینوپتیک، کلیماتولوژی و بارانسنجی) و وزارت نیرو - گردآوری شد، که پس از تبدیل داده‌های وزارت نیرو به تاریخ میلادی، کل ایستگاه‌هایی که دارای داده کامل بین سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ بودند انتخاب شدند. بدین‌منظور بارندگی به عنوان متغیر وابسته و ارتفاع، شیب، جهت شیب، طول و عرض جغرافیایی، فاصله از خط مبنای غربی، فاصله از خط‌الرأس به عنوان متغیرهای مستقل در نظر گرفته شدند. دو متغیر فاصله از خط مبنای غربی و فاصله از خط‌الرأس‌ها تاکنون مورد استفاده قرار نگرفته‌اند. مدل‌سازی از طریق متغیرهای مستقل معنادار انجام پذیرفت و با تقسیم منطقه به دو بخش رو به باد و پشت به باد و همچنین ترسیم نیمرخ‌های طولی بارش و ارتفاع، عمود بر خط‌الرأس‌ها، نحوه تغییرپذیری مکانی بارندگی بررسی گردید. بدین ترتیب مشخص شد که با وجود هماهنگی نسبی بین بارندگی و ناهمواری، هسته بشینه بارندگی بر محور مرتفع ناهمواری‌ها منطبق نیست. نتایج تحقیق نشان می‌دهد که رابطه معناداری بین فاصله از خط‌الرأس و بارش وجود دارد و این موضوع در تحقیق مورد بررسی قرار گرفته است. با توجه به معنی‌داری این متغیر (در سطح ۹۹ درصد)، پیشنهاد می‌گردد در پژوهش‌های آتی برای مدل‌سازی تغییرات مکانی بارش در زاگرس و به‌ویژه زاگرس میانی، از این متغیر استفاده شود. همچنین به‌دلیل معنی‌دار نبودن متغیر مستقل فاصله از خط مبنای غربی، استفاده از آن در سایر پژوهش‌های مرتبط با مدل‌سازی تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی پیشنهاد نمی‌شود.

کلیدواژه‌ها: مدل‌سازی، رگرسیون چندمتغیره، مدل رقومی ارتفاع، تحلیل فضایی، زاگرس میانی

### مقدمه

نحوه تأثیر ناهمواری‌ها بر بارش دریافتی در مناطق کوهستانی موضوع ساده‌ای نیست، چرا که در وهله نخست شیو<sup>۱</sup>

\* E- mail: ghazizi@ut.ac.ir

بارش در همه کوهستان‌های کشور یک‌اندازه نیست و حتی در یک کوهستان معین شیو بارش بر روی دامنه‌های رو به باد (بادگیر) و پشت به باد (بادپناه) همسان نیست. دیگر اینکه در همه کوهستان‌ها با افزایش ارتفاع، بارش افزایش نمی‌یابد و در مناطقی هم که مقدار بارش با افزایش ارتفاع زیادتر می‌شود، این ارتباط مستقیم تا چکاد کوه‌ها ادامه پیدا نمی‌کند و از ارتفاع معینی به بالا با افزایش ارتفاع بارش افزایش نمی‌یابد. دست آخر اینکه در کنار پیچیدگی رابطه بارش و ارتفاع معمولاً در ارتفاعات بالا فقر اندازه‌گیری وجود دارد. برای مثال، در ایران بالاترین ارتفاع ایستگاه ثبت بارش در ارتفاع حدود ۲۷۰۰ متری از سطح دریا قرار دارد و برای بخش مهمی از کشور که در واقع منبع آب کشور به شمار می‌آید، آگاهی اقلیمی در دست نیست (مسعودیان و کاویانی ۱۳۸۷؛ ۱۰، با تلخیص و اضافات).

جعفرپور (۱۳۶۷، ۱۸۶) افزایش بارش را با توجه به افزایش ارتفاع، به دلیل کاهش دما و رسیدن آن به نقطه شبنم بیان می‌کند. کاویانی و علیجانی (۱۳۸۰، ۲۵۰) ناهمواری‌ها را مانعی بر سر راه توده‌های هوا برمی‌شمارند که هوا مجبور است از روی آن بگذرد. بنابراین عامل ناهمواری سبب تشدید ناپایداری و صعود هوا می‌شود که در نتیجه آن پراکندگی بارش محدود می‌گردد. از طرفی بارش در کوهستان‌ها بیشتر از زمین‌های پست مجاور برشمرده شده، که دلیل آن تبخیر کمتر و رسیدن زودتر قطرات باران به بالای کوه‌ها ذکر شده است. پروژم<sup>۱</sup> و دانکن<sup>۲</sup> (۱۹۹۹، ۱۳۳۷) عدم آگاهی کامل از ارتباط بین بارندگی و ناهمواری‌ها را در مناطق کوهستانی ناشی از پیچیدگی ناهمواری‌ها کافی نبودن اطلاعات موجود برای مطالعه ارتباط در نواحی مرتفع می‌دانند. هی و همکاران (۱۹۹۳، ۴۹۱) نیز تعیین توزیع فضایی بارندگی در نواحی کوهستانی را، بدین خاطر که تأثیرات اوروگرافیک توزیع بارندگی را بسیار متغیر می‌سازد و داده‌های ثبت شده و بارندگی در ارتفاعات پایین‌تر و در مجاورت مراکز جمعیتی قرار دارند، مشکل و پیچیده ذکر کرده‌اند. دیلی<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۴، ۱۴۰ و ۱۴۱) روش‌های برآورد بارش از داده‌های نقطه‌ای را در سه گروه، گرافیکی، توپوگرافی و رقومی دسته‌بندی کرده‌اند. روش‌های گرافیکی شامل روش‌های ترسیم خطوط هم‌ارزش (هم‌دما، هم بارش و جز آن) و ناحیه‌بندی تیسن<sup>۴</sup> است. روش‌های توپوگرافیک ارتباط داده‌های نقطه‌ای بارندگی را با پارامترهای متنوع توپوگرافی و هواشناسی از جمله شیب، ارتفاع، جهت شیب، سرعت و جهت بادها بررسی و تحلیل می‌کنند. روش‌های رقومی، تکنیک‌های درون‌یابی فضایی را در بر می‌گیرد که براساس برخی از توابع به داده‌ها وزن داده می‌شود؛ مانند روش IDW<sup>۵</sup> که فواصل نزدیک‌تر به نمونه وزن بیشتری را اختیار می‌کنند و برعکس. تیلور<sup>۶</sup> (۱۹۹۶، ۱۶۴-۱۷۸) از رگرسیون خطی یک‌متغیره برای تعیین ارتباط آماری بین بارش ماهانه و پارامترهای اوروگرافیک (ارتفاع، شیب و جهت شیب) در نواحی کوهستانی بهره گرفت. رانهو<sup>۷</sup> و همکاران (۲۰۰۸، ۳۱۸-۳۲۵) از تحلیل‌های رگرسیون چندمتغیره در ترکیب با باقی‌مانده‌های تصحیح برای

1. Prudhomme
2. Duncan
3. Daly
4. Thiessen Polygon
5. Inverse Distance Weighted
6. Taylor
7. Ranhao

تکوین و توسعه مدل پیش‌بینی بارش در کوهستان داکینگ<sup>۱</sup> واقع در مغولستان، شمال چین استفاده کردند، و با استفاده از داده‌های گردآوری شده بارندگی ۵۶ ایستگاه (دوره آماری ۱۹۵۵ تا ۱۹۹۰، از داده‌های ۴۸ ایستگاه برای ایجاد و بسط مدل و از ۸ ایستگاه نیز برای آزمون مدل استفاده شد) از پنج عامل ناهمواری شامل ارتفاع، شیب، جهت شیب، طول و عرض جغرافیایی برای تخمین و توسعه مدل بهره گرفتند. در واقع متغیرهای یاد شده را از مدل رقومی ارتفاع<sup>۲</sup> (DEM) منطقه مورد مطالعه با قدرت تفکیکی ۱۰۰ متر استخراج کردند، و مقادیر میانگین زیرحوضه‌های واقع در هر یک از ایستگاه‌های بارندگی را به عنوان مقادیر متغیر نسبی آن ایستگاه مورد استفاده قرار دادند. مدل رگرسیون چندمتغیره قادر به تشریح ۷۲/۶ درصد تغییرپذیری فضایی بارندگی در کل سال و ۷۴/۴ درصد تغییرپذیری بارش در فصل مرطوب (ژانویه - سپتامبر) بود. هویسی<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۲، ۶۶۱-۶۷۶) در منطقه کوهستانی واقع در جنوب نوادا<sup>۴</sup> و جنوب شرقی کالیفرنیا، روش‌های IDW، کریجینگ، همبستگی خطی، همبستگی خطی لگاریتمی، متوسط همسایگی و کوکریجینگ<sup>۵</sup> را برای برآورد میانگین بارندگی سالانه استفاده کردند و روش کوکریجینگ را به سبب همبستگی بارندگی و ارتفاع در محدوده مورد مطالعه، مناسب‌ترین روش برشمردند. گوورتس<sup>۶</sup> (۲۰۰۰، ۱۱۳) از مدل رقومی ارتفاع در ترکیب با روش‌های زمین آمار برای برآورد بارش ماهانه و سالانه ناحیه آلبیو<sup>۷</sup> استفاده کرد.

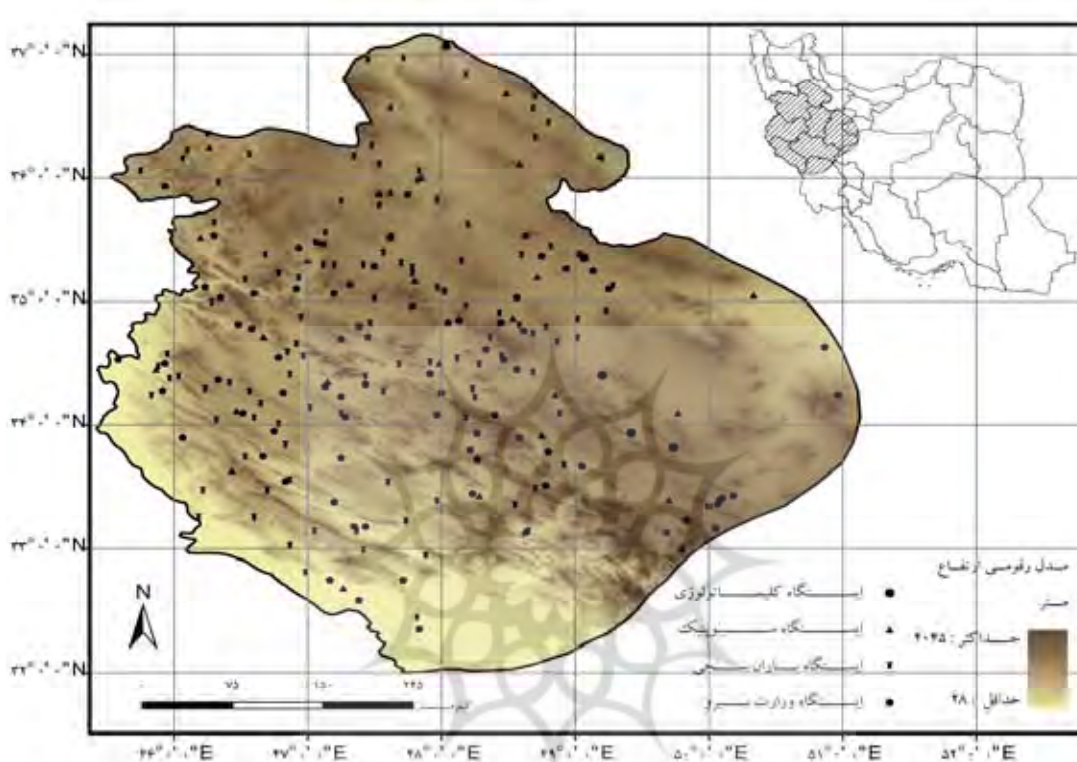
عساکره (۱۳۸۴، ۱-۲۱) بارش سالانه استان اصفهان طی دوره‌ی آماری ۱۹۶۹-۲۰۰۰ را براساس سه عامل طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع مورد بررسی قرار داد. به دلیل وجود رابطه خطی بین طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع، که سبب توجیه بخشی از واریانس بارش به طور مشترک به وسیله سه عامل می‌گردد، از روش رگرسیون ریبج برای توجیه تغییرپذیری مکانی و دستیابی به واریانس همپوش و از بین بردن همخطی استفاده کرد. مجرد و مرادی‌فر (۱۳۸۲، ۱۷۵) از طریق مدل‌های رگرسیونی، کاهش بارش با افزایش ارتفاع را در دامنه‌های رو به باد زاگرس تعیین کردند. همچنین مشخص ساختند که در ناحیه پشت به باد با افزایش ارتفاع، بارش افزایش می‌یابد و هسته‌های بیشینه بارش در طول سال و فصول منطبق بر ارتفاعات است. رضیعی و عزیز (۱۳۸۶، ۶۴) به منظور منطقه‌بندی رژیم بارشی غرب ایران با استفاده از روش‌های تحلیل مؤلفه‌های اصلی و خوشه‌بندی، پنج زیرمنطقه همگن را از نظر رژیم بارشی در غرب ایران شناسایی کردند، که جهت‌گیری آنها با ناهمواری‌های غرب ایران کاملاً هماهنگ است و نقش کوه‌نگاری و عرض جغرافیایی در مرزبندی مناطق به روشنی دیده می‌شود. اینان نقش ارتفاعات زاگرس را نیز در مرزبندی مناطق بارشی غرب کشور مشخص کردند. بر این اساس، زاگرس غربی را به وسیله ارتفاعات اصلی زاگرس، از زاگرس شرقی جدا ساختند. مسعودیان (۱۳۷۷) رابطه بارش - ارتفاع را در دامنه‌های غربی زاگرس مستقیم قوی بیان داشت و رشته کوه زاگرس را از لحاظ رابطه بارش - ارتفاع به سه بخش پیش باد، پس چکاد و پشت‌باد تقسیم کرد. علیجانی و همکاران

1. Daqing Mountains
2. Digital Elevation Model
3. Hevesi
4. Nevada
5. Cokriging
6. Goovaerts
7. Algarve

(۲۰۰۸) رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز را مانعی برای ورود توده‌های هوای مرطوب از منابع رطوبتی مجاور به بخش‌های داخلی ایران برشمردند. اینان ناهمواری‌ها را به عنوان عامل تغییرپذیری فضایی بارش سالانه در ایران معرفی کردند، به طوری که در غالب دامنه‌های داخلی زاگرس اقلیم سایه بارانی تشکیل شده است که میزان بارش سالانه آن به میزانی جدی کمتر از بخش‌های غربی آن است. در حقیقی دیگر، علیجانی (۲۰۰۸) تأثیر رشته کوه زاگرس را بر بارندگی سالانه و ماهانه براساس ۴۳ ایستگاه هواشناسی در طول دوره آماری ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴، با تأکید بر توزیع فضایی بارندگی بررسی کرد و نشان داد که حداکثر بارش منطقه در فصل سرد و در دامنه‌های غربی و کمی پایین‌تر از چکاد کوه‌هاست، در حالی که مقدار حداکثر بارش فصل گرم به صورت پراکنده در سطح کوهستان است و مشخص ساختند که تأثیر رشته کوه زاگرس بر توزیع فضایی بارندگی در فصل سرد بیشتر از فصل گرم است و رشته کوه زاگرس به عنوان مانعی در برابر توده هوای وارد شده از غرب و جنوب غرب عمل می‌کند. بنابراین قسمت‌های واقع شده در شمال و شمال شرق رشته کوه زاگرس بارش کمتری در مقایسه با دیگر نقاط دریافت می‌کنند. همچنین تأثیر رشته کوه زاگرس در دامنه‌های غربی آشکارتر از سایر نقاط بیان شده است. که دلیل آن فاصله کمتر با منبع رطوبتی خلیج فارس و قرار گرفتن در مسیر توده هوای وارد شده به جهت شیب، طول و عرض جغرافیایی استفاده شده و نقش فاصله در تشریح تغییرپذیری مکانی بارندگی نادیده گرفته شده است؛ حال آنکه فاصله نقش تعیین کننده‌ای در تغییرپذیری مکانی بارندگی دارد. مارکوینز<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۳؛ ۲) متغیر مستقل فاصله از خط ساحلی ناحیه کانتابرین<sup>۲</sup> واقع در شمال اسپانیا را برای تشریح تغییرپذیری بارندگی در مناطق کوهستانی به کار بردند، لیکن علیجانی (۲۰۰۸) نقش فاصله از ایستگاه‌ها را برای تشریح تغییرپذیری مکانی بارندگی در ناحیه کوهستانی زاگرس مدنظر قرار داد. در این تحقیق با استفاده از مدل رگرسیونی چندمتغیره به بررسی ارتباط معناداری بین بارندگی و متغیرهای ارتفاع، شیب، جهت شیب، طول و عرض جغرافیایی، فاصله از خط مبنای غربی و فاصله از خط الرأس پرداخت خواهد شد. متغیر ارتفاع به عنوان عامل صعود اجباری توده‌های هوا و متغیرهای شیب و جهت شیب نیز که از متغیر ارتفاع استخراج گردیده‌اند، بیانگر نحوه تغییرات مکانی ارتفاع در منطقه مورد نظرند. طول و عرض جغرافیایی نیز می‌توانند بیانگر دوری از منابع رطوبتی باشند (طول جغرافیایی با توجه به توده هوای دارای منشأ مدیترانه، و عرض جغرافیایی با توجه به توده هوای دارای منشأ جنوب و جنوب غربی). خط مبنای غربی در واقع غربی‌ترین بخش از منطقه‌ی مورد مطالعه (مرز مشترک ایران با عراق) است که توده‌های هوا از آنجا وارد می‌شوند و فاصله از آن نیز معیار دوری از منابع رطوبتی است و فاصله از خط الرأس نیز مبین فاصله از محور مرتفع ناهمواری‌ها به عنوان عامل صعود توده‌های هوا در نظر گرفته شده است. همچنین سعی می‌شود از طریق تغییرپذیری بارندگی، منطقه‌ی مورد مطالعه به نواحی همگنی تقسیم گردد.

## مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، ناحیه کوهستانی غرب ایران در بخش میانی رشته‌کوه زاگرس است که در بین عرض‌های  $33^{\circ}$  تا  $38^{\circ}10'$  شمالی و طول‌های  $45^{\circ}24'$  تا  $51^{\circ}8'$  غربی واقع شده است (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت ارتفاعی و پراکنش ایستگاه‌های باران‌سنجی در زاگرس میانی

میانگین ارتفاعی منطقه (استخرا جاز مدل رقومی ارتفاع با تفکیک مکانی ۸۰ متر) برابر با  $2012/38$  متر، متوسط سطحی بارندگی سالانه (دوره آماری ۱۰ ساله - یعنی ۱۹۹۵، ۲۰۰۴ - محاسبه شده با روش پلیگون‌بندی تیسن) برابر با  $382/257$  میلی‌متر و متوسط نقطه‌ای بارندگی سالانه (دوره آماری ۱۰ ساله - یعنی ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴) برابر با  $399/16$  میلی‌متر است. در این تحقیق از ۲۱۹ ایستگاه ثبت بارش، اعم از ایستگاه‌های سازمان هواشناسی (ایستگاه‌های سینوپتیک، کلیماتولوژی و بارانسنجی) و ایستگاه‌های ثبت بارش مربوط به وزارت نیرو با وره کامل آماری ده‌ساله (۱۹۹۵-۲۰۰۴) بهره گرفته شده است (شکل ۱). تمام داده‌های موجود بارندگی منطقه مورد مطالعه، اعم از سازمان هواشناسی (سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران‌سنجی) و وزارت نیرو گردآوری شد، که پس از تبدیل داده‌های وزارت نیرو به تاریخ میلادی (به دلیل عدم استفاده دو سازمان ذی‌ربط از مبدأ تاریخی مشابه)، کل ایستگاه‌هایی که دارای داده کامل بین سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ بودند انتخاب شدند (در این تحقیق به منظور راه نیافتن خطاهای ناشی از برآورد ایستگاه‌های

فاقد آمار در برخی از سال‌ها، دوره کامل آماری ۱۰ ساله مورد بررسی قرار گرفته است). روند انجام پژوهش در شکل ۲ آورده شده است.



شکل ۲. مراحل انجام تحقیق به صورت شماتیک

مدل رگرسیون، تغییرات مشاهده شده در متغیر وابسته را، که به وسیله متغیرهای مستقل ایجاد شده‌اند، توضیح می‌دهد. رابطه علی بین متغیرهای مستقل و متغیر وابسته می‌تواند هر یک از اشکال توابع ضمنی را اختیار کند. مدل رگرسیونی یک متغیره و چندمتغیره بدین شرح‌اند:

$$Y_i = \alpha + \beta X_i + \varepsilon \quad \text{: مدل یک متغیره}$$

$$Y_i = \alpha + \beta_1 X_{1i} + \beta_2 X_{2i} + \dots + \beta_n X_{ni} + \varepsilon \quad \text{: مدل چندمتغیره}$$

که در آن:

$i = Y_i$  مین مشاهده متغیر وابسته،  $i = X_{in}$  مین مشاهده برای متغیر مستقل  $Y_n$  ( $n = 1, 2, \dots, n$ )،  $\alpha =$  مقدار

ثابت،  $\beta =$  ضریب متغیر مستقل،  $\varepsilon =$  جزء اخلاص

در هر مدل رگرسیون خطی، چندپذیره وجود دارد، که با فرض درستی آنها، نتایج رگرسیون معتبرند؛ و در غیر این

صورت باید مدل دیگری را جایگزین ساخت. این پذیره‌ها عبارت‌اند از (اسماعیلیان ۱۳۸۵؛ ۲۳۰):

- میانگین خطاها صفر است، یعنی  $E(\varepsilon_i) = 0 \forall i$
- واریانس خطاها به‌رغم مجهول بودن، ثابت است؛ یعنی  $V(\varepsilon_i) = \delta^2$
- کواریانس خطاها به ازای  $I$  و  $Z$  صفر است، یعنی  $Cov(\varepsilon_i, \varepsilon_j) = 0 \forall i, j$
- سه پذیره مذکور را می‌توان با پذیره  $n = 1, 2, \dots, n$   $\varepsilon_i \sim N(0, \delta^2)$  معادل گرفت.

برای بررسی صحت این پذیره‌ها در مورد یک مدل خطی می‌بایست به بررسی فرض نرمال بودن باقی‌مانده‌ها و بررسی فرض ثابت بودن واریانس توجه داشت.

برای بررسی نرمال بودن باقی‌مانده‌ها می‌توان از آزمون کولموگروف - اسمیرنوف - نمودار هیستوگرام، P-P و Q-Q استفاده کرد. همچنین با استفاده از نمودار پراکنش می‌توان ثابت بودن واریانس باقی‌مانده‌ها را بررسی کرد. در رگرسیون چندگانه دو یا چند متغیر مستقل وجود دارد و لازم است که برای مشخص شدن معنادار بودن آنها دو آزمون انجام گیرد. ابتدا آزمون معنادار بودن معادله رگرسیون و در مرحله بعد، آزمون معنادار بودن هر کدام از ضرایب جزئی متغیرهای مستقل، که در این تحقیق برای آزمون معنادار بودن رگرسیون از آماره  $t$  و برای آزمون خودهمبستگی در جزء اخلاص، از آزمون دورین - واتسن (D.W) - آزمون دورین - واتسن بر مدل خطای خود همبستگی مرتبه اول مبتنی است (به نقل از خضری ۱۳۸۸؛ ۱۰۰)، استفاده شده است.

### یافته‌های تحقیق

برای رسیدن به این مدل ابتدا نرمال بودن متغیر وابسته براساس آزمون کولموگروف - اسمیرنوف<sup>۱</sup> (آزمون K-S) مورد بررسی قرار گرفت (جدول شماره ۱)، از آنجا که مقدار Sig در داده‌های خام برابر ۰/۰۵۲ است، فرض  $H_0$  (مبنی بر اینکه داده‌ها دارای توزیع نرمال اند) حداکثر با اطمینان ۰/۹۴۸ در مقابل فرض  $H_1$  (داده‌ها دارای توزیع نرمال نیستند) رد می‌شود. بررسی نتایج حاصل از آزمون K-S با تبدیل داده‌های بارندگی به مقیاس لگاریتمی فرض  $H_0$  حداکثر با اطمینان ۰/۵۸ در مقابل  $H_1$  رد می‌شود، و با توجه به اینکه اطمینان مطلوبی نیست، بنابراین فرض نرمال بودن داده‌ها با تبدیل لگاریتمی پذیرفته می‌شود.

جدول ۱. بررسی نرمال بودن متغیر وابسته از طریق آزمون کولموگروف - اسمیرنوف

	بارندگی (بدون تبدیل)	بارندگی (تبدیل لگاریتمی)
تعداد	۲۱۹	۲۱۹
Normal Parameters	میانگین	۳۹۹/۱۶
	انحراف معیار	۱۲۰/۷۹
	مقدار مطلق	۰/۰۹۱
Most Extreme Differences	مثبت	۰/۰۹۱
	منفی	-۰/۰۶۶
Kolmogorov-Smirnov Z	۱/۳۵	۰/۸۸۱
Asymp. Sig. (2-tailed)	۰/۰۵۲	۰/۴۲

همچنین برای بررسی نرمال بودن داده‌ها از نمودار P-P و هیستوگرام استفاده شد، که خود تأییدی است بر نرمال بودن داده‌های خام و نرمال بودن داده‌های تبدیل شده به لگاریتم.

برای بررسی وجود رابطه معنادار بین متغیر مستقل (شیب، جهت شیب، ارتفاع، فاصله از خط مبنای غربی، فاصله از خط الرأس، طول و عرض جغرافیایی) و متغیر وابسته، از همبستگی پیرسون استفاده شده است (جدول ۲).

جدول ۲. بررسی وجود رابطه معناداری بین متغیر مستقل و وابسته از طریق همبستگی پیرسون

بارندگی	sig	
-۰/۴۱۴	۰/۰۰۰*	طول جغرافیایی
-۰/۳۷۰	۰/۰۰۰*	عرض جغرافیایی
-۰/۵۷۴	۰/۰۰۰*	فاصله از خط غربی
-۰/۵۷۷	۰/۰۰۰*	فاصله از خط الرأس
-۰/۰۲۶	۰/۶۷۰	جهت شیب
۰/۳۸۹	۰/۰۰۰*	شیب
-۰/۱۵۸	۰/۰۱۰*	ارتفاع

\*- در سطح ۹۹٪ اطمینان معنی‌دار است.

همچنین برای بررسی تأثیر معنادار متغیرهای مستقل بر متغیر وابسته از رگرسیون استفاده شد.

جدول ۳. بررسی تأثیر معنادار متغیرهای مستقل بر متغیر وابسته از طریق رگرسیون

Durbin-Watson			sig	F	R <sup>2</sup> تعدیل شده	روشن	sig	t	ضرایب	متغیرها
d <sub>L</sub>	D <sub>w</sub>	d <sub>u</sub>								
۱/۴۴	۱/۹۸	۱/۶۵	۰/۰۰۰*	۳۷/۹۹۲	۰/۵۴۳	Enter	۰/۰۲۲*	۲/۳۱۶	۹/۴۷۶	(Constant)
							۰/۰۵۶**	-۱/۹۲۴	-۰/۰۹۱	طول جغرافیایی
							۰/۱۷۶	-۱/۳۵۷	-۰/۰۷۸	عرض جغرافیایی
							۰/۰۰۰*	-۴/۳۱۰	-۰/۰۶۱	فاصله از خط الرأس
							۰/۴۷۴	۰/۷۱۷	۰/۰۵۵	فاصله از خط غربی
							۰/۳۷۳	-۰/۸۹۴	-۰/۰۰۰۰۵۲۴۴	جهت شیب
							۰/۰۰۰*	۴/۵۱۲	۰/۰۰۴	شیب
							۰/۰۳۴**	۲/۱۳۵	۰/۰۰۰۰۴۹۲۸	ارتفاع

\*- در سطح ۹۹ درصد اطمینان معنی‌دار است.

\*\* - در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنی‌دار است.



در صورت حذف متغیر بی معنی از مدل رگرسیون، نتایج بدین شرح خواهد بود.  
جدول ۴. بررسی تأثیر معنادار متغیرهای مستقل بر متغیر وابسته از طریق رگرسیون (در صورت حذف متغیرهای بی معنی)

Durbin-Watson			sig	F	R <sup>2</sup> تعدیل شده	روش	sig	t	ضرایب	متغیرها
d <sub>l</sub>	D <sub>w</sub>	d <sub>u</sub>								
۱/۴۴	۱/۹۸	۱/۶۵	۰/۰۰۰*	۵۳/۰۲۲	۰/۵۴۴	Enter	۰/۰۰*	۱۰/۸۷۷	۶/۵۲۲	(Constant)
							۰/۰۰*	-۷/۱۴۵	-۰/۰۵۷	طول جغرافیایی
							۰/۰۰*	-۳/۹۱۳	-۰/۰۳۷	عرض جغرافیایی
							۰/۰۰*	-۴/۳۲۵	-۰/۰۰۶	فاصله از خط الراس
							۰/۰۰*	۴/۶۰۵	۰/۰۰۴	شیب
							۰/۰۱*	۲/۴۳۵	-۰/۰۰۰۰۵۳۷	ارتفاع

\*- در سطح ۹۹ درصد اطمینان معنی دار است.

با توجه به این جدول، ملاحظه می شود که ضریب تعیین ( $R^2$ ) تعدیل شده در این مدل، حاکی از آن است که حدود ۵۴ درصد از تغییرات بارندگی در منطقه کوهستانی زاگرس میانی به وسیله متغیرهای مستقل استفاده شده در این مدل، تشریح می شوند. همچنین در جدول، با توجه به سطح معنی دار ضرایب هر متغیر و مقایسه آنها با سطح خطای ۱ درصد، معنی دار بودن ضرایب متغیرهای طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی، ارتفاع، فاصله از خط الراس و شیب در سطح اطمینان ۹۹ درصد تأیید می گردند (جدول ۴).

### اعتبارسنجی مدل

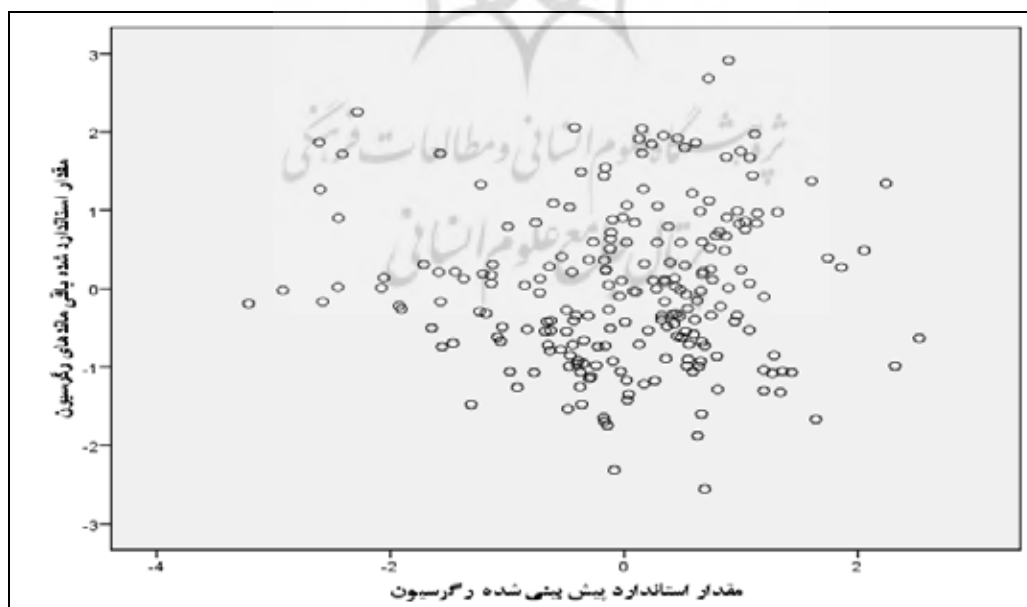
در استفاده از روش رگرسیون توجه به چند نکته ضروری است. نخست اینکه نتایج حاصل از رگرسیون، زمانی قابل اتکاست که مدل رگرسیون برازش شده، در کل معنی دار باشد. آماره F و سطح معنی دار مربوط در این جدول بیانگر معنی دار بودن این مدل در سطح اطمینان ۹۹ درصد است. مطلب مهم بعدی، استقلال اجزای خطا در مدل برازش شده است. برای آزمون این مطلب نیز از آماره دوربین - واتسون استفاده می شود. اگر این آماره بین  $4 - d_u$  و  $d_u$  یا  $(d_u < D_w < 4 - d_u)$  قرار گیرد (جان<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۹۸، ۳۵۵)، می توان بر این مطلب صحه گذاشت که اجزای خطا در این مدل دارای همبستگی معنی داری با یکدیگرند و رفتاری مستقل از هم دارند. همان گونه که در جدول ۵ ملاحظه می شود، مقدار آن ۱/۹ (بین ۱/۶۵ و ۲/۳۵) است. بنابراین استقلال اجزای خطا در مدل برازش شده رگرسیون در این بخش از تحقیق تأیید می شود.

همان طور که پیش تر نیز اشاره شد، نرمال بودن توزیع اجزای خطا در هنگام استفاده از روش رگرسیون اهمیت فراوانی دارد. بدین منظور از آزمون کولموگروف - اسمیرنوف استفاده شد (جدول ۵).

جدول ۵. بررسی نرمال بودن توزیع اجزای خطا در مدل رگرسیونی از طریق آزمون کولموگروف - اسمیرنوف

		بارندگی
تعداد		۲۱۹
Normal Parameters <sup>a</sup>	میانگین	۰
	انحراف معیار	۰/۰۸۴۳۲
Most Extreme Differences	مقدار مطلق	۰/۰۵۹
	مثبت	۰/۰۵۹
	منفی	-۰/۰۴۱
Kolmogorov-Smirnov Z		۰/۸۷
Asymp. Sig. (2-tailed)		۰/۴۳۲

همان‌طور که ملاحظه می‌شود، سطح معنی‌داری در این جدول، بیانگر نرمال بودن توزیع اجزای خطا در مدل رگرسیون برازش شده است. هیستوگرام و نمودار p-p مربوط به مقدار باقی‌مانده‌ها نیز مبین نرمال بودن توزیع اجزای خطا در مدل رگرسیون برازش شده است. با استفاده از نمودار پراکنش (شکل ۳) ثابت بودن واریانس مورد بررسی قرار گرفت. پراکنش باقی‌مانده‌های مدل رگرسیون حول محورهای صفر در شکل ۳ بیانگر ثابت بودن واریانس باقی‌مانده است.



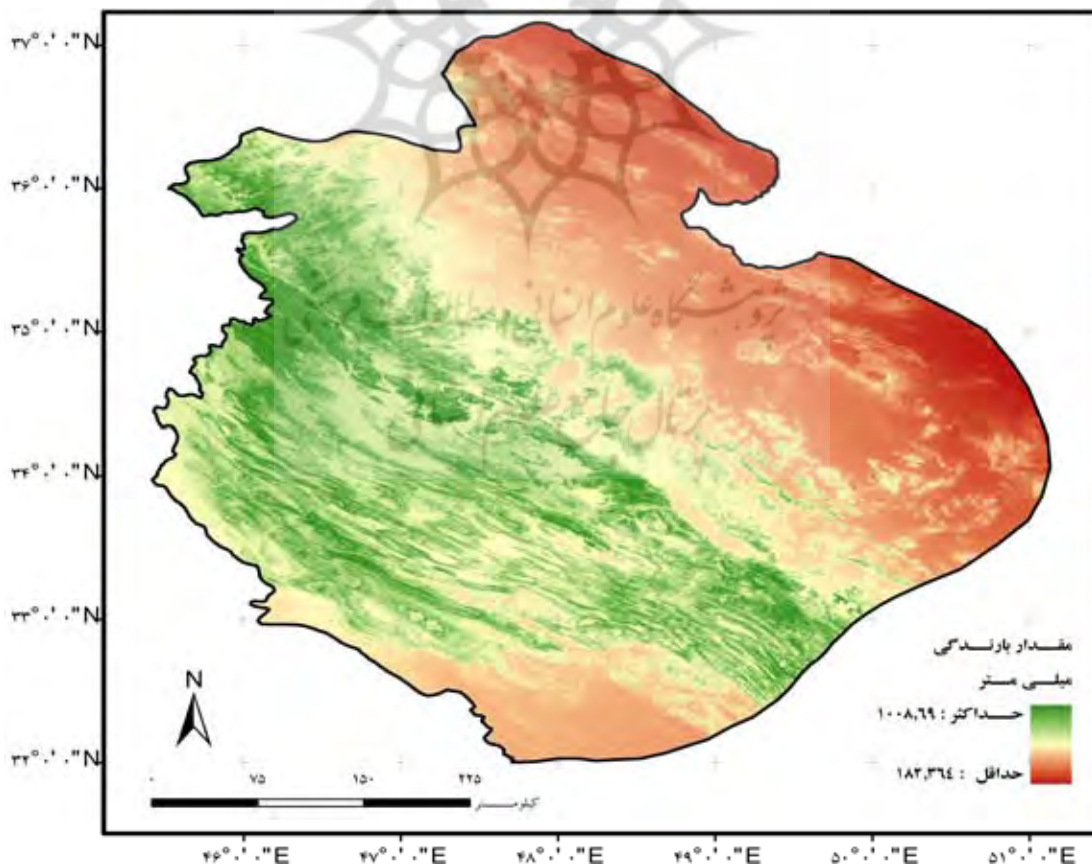
شکل ۳. پراکنش باقی‌مانده‌های مدل رگرسیون

با توجه به مطالب پیش گفته، می‌توان نتایج درستی مدل رگرسیون را معتبر دانست. بنابراین معادله بارندگی در منطقه مورد مطالعه را می‌توان بدین صورت نوشت:

$$P = (-0.057)X - (0.037)Y - (0.06)Dr + (.004)S + (5.378E-5)H + 6.522$$

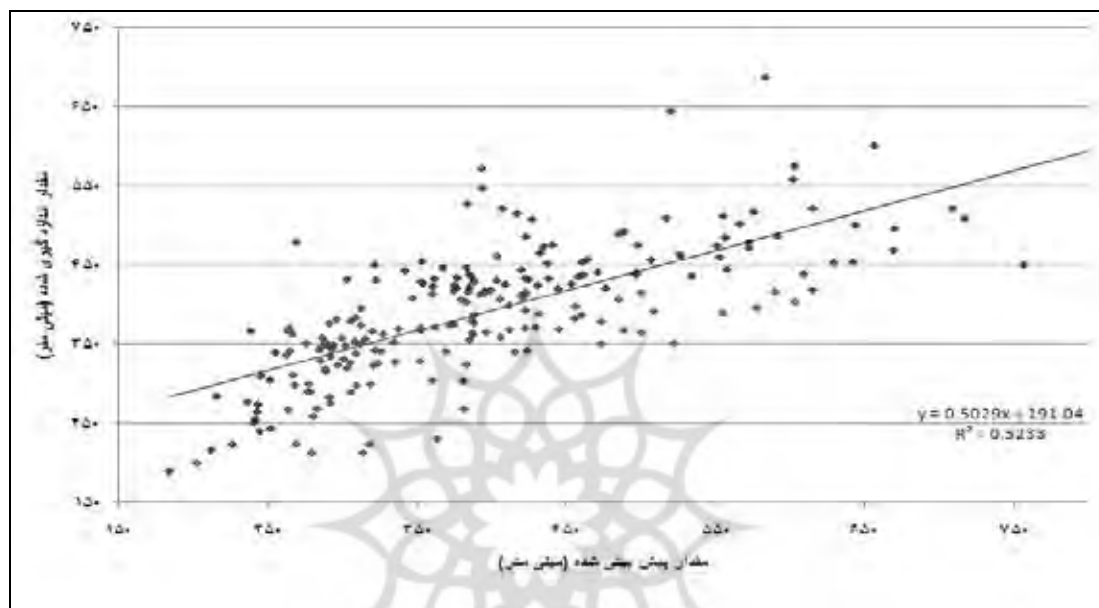
که در آن X طول جغرافیایی، Y عرض جغرافیایی، Dr فاصله از خط‌الرأس، S شیب، H ارتفاع و P لگاریتم مقدار بارش است.

با توجه به این معادله، نقشه پراکندگی بارش در منطقه‌ی مورد مطالعه به صورت شکل ۴ حاصل شد. منفی بودن ضرایب مربوط به طول و عرض جغرافیایی بیانگر تأثیر فاصله از منبع رطوبتی است، بدین صورت که با افزایش فاصله از منابع رطوبتی مقدار متوسط بارندگی سالانه نیز کاهش می‌یابد. همچنین منفی بودن ضریب فاصله از خط‌الرأس به عنوان معیاری از عامل صعود توده‌های هوا، بیان می‌دارد که با فاصله گرفتن از خط‌الرأس‌ها مقدار متوسط بارندگی کاهش می‌یابد؛ و مثبت بودن ضرایب ارتفاع و شیب بدین معنی است که با افزایش ارتفاع و شیب مقدار میانگین بارندگی سالانه نیز افزایش می‌یابد، و این نقش ناهمواری‌ها را در تغییرپذیری بارندگی نشان می‌دهد.



شکل ۴. پراکندگی بارش در منطقه مورد مطالعه براساس مدل رگرسیون

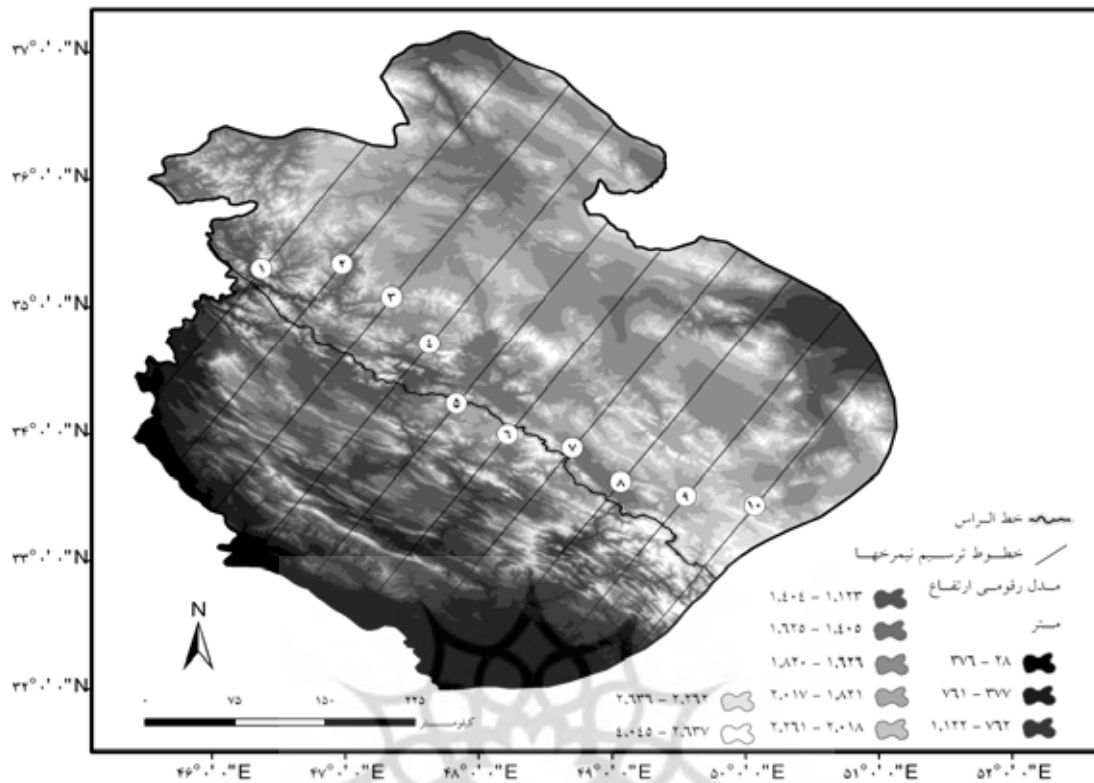
صحت مدل با برآورد داده‌های بارندگی تمام ایستگاه‌های موجود از طریق مدل به دست آمده ارزیابی شد و از طریق وجود رابطه معناداری بین مقادیر برآورد شده و مقادیر اندازه‌گیری شده (واقعی) بررسی گردید. نتایج حاکی از اطمینان معنی‌دار در سطح ۹۹ درصد با ضریب همبستگی  $0/67$  بوده است. همچنین مقدار  $R^2$  برابر با  $0/523$  است (شکل ۵) که پذیرفتنی بودن مدل را تأیید می‌کند. با توجه به اطمینان به دست آمده و همچنین نتایج حاصل از اعتبار مدل رگرسیون، در ادامه به تحلیل فضایی پراکندگی بارش در زاگرس میانی پرداخته خواهد شد.



شکل ۵. رابطه بین مقادیر برآورد شده و مقادیر اندازه‌گیری شده

## نتیجه‌گیری

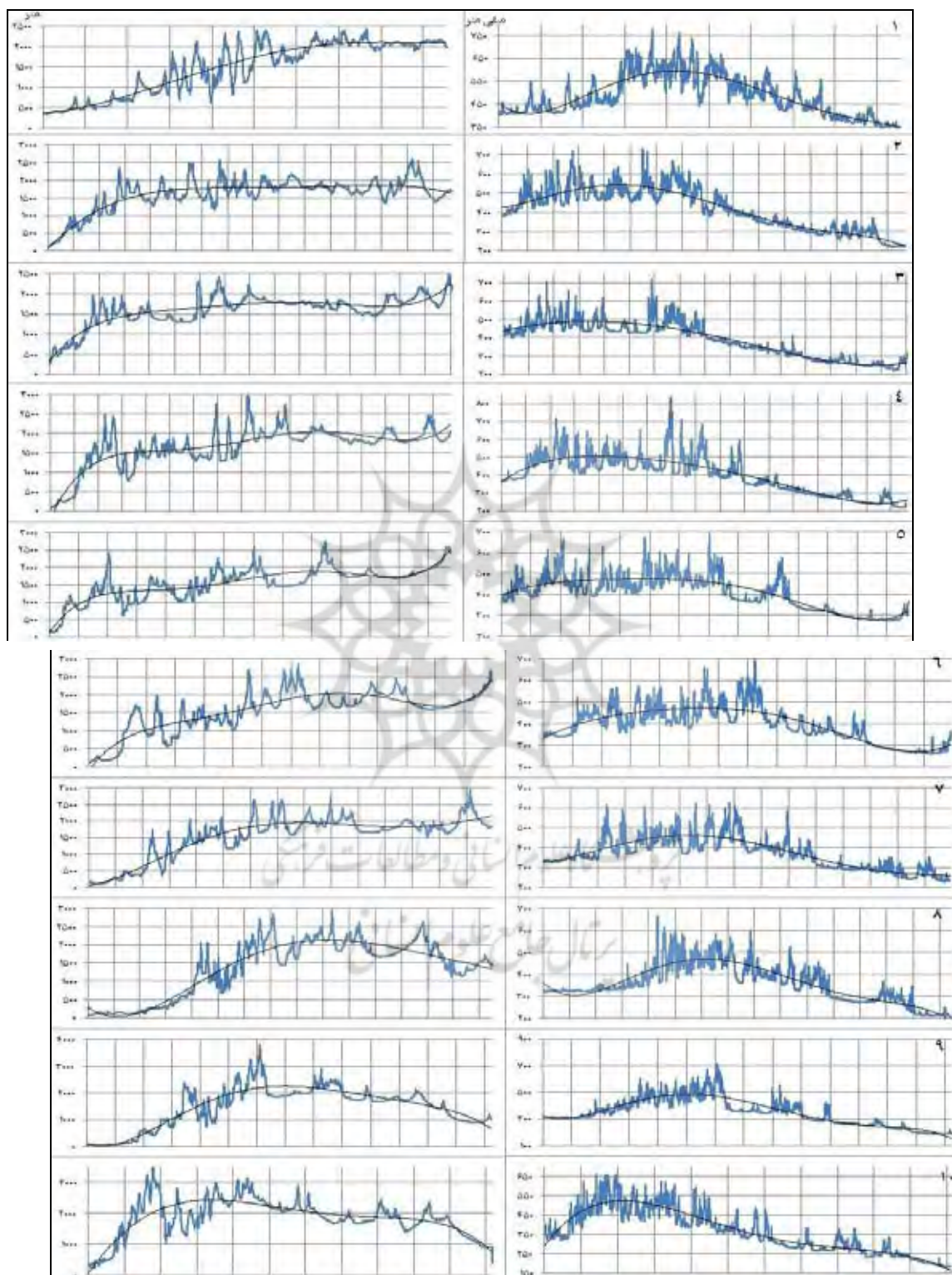
با توجه به شکل ۴، نیمه غربی زاگرس (دامنه رو به باد) مرطوب‌تر از نیمه شرقی (دامنه پشت به باد) آن است. قسمت‌های شرقی منطقه مورد مطالعه با وجود داشتن ارتفاع متوسط بالاتر (به شکل ۱ رجوع گردد)، دارای میانگین بارندگی کمتری هستند که به نظر می‌رسد این امر با مقدار رطوبت توده‌های هوا مرتبط باشد. وجود دو هسته بیشینه بارندگی در شمال غرب و جنوب شرق منطقه مورد مطالعه، قبل از رسیدن به محور ناهمواری‌ها آشکار است. همچنین مقدار بیشتر بارندگی در نیمه غربی محور ناهمواری‌ها در قیاس با نیمه شرقی آن نمایان است. بنابراین در مرحله اول، منطقه مورد مطالعه به دو ناحیه رو به باد و پشت به باد تقسیم شد. برای این تقسیم‌بندی از خط‌الرأس‌ها استفاده شد (شکل ۶). برای درک بهتر تغییرپذیری بارش در منطقه مورد مطالعه نیمرخ‌های بارش و ارتفاع، عمود بر خط‌الرأس‌ها، به فواصل ۵۰ کیلومتر ترسیم شدند (شکل ۶). با ترسیم نیمرخ‌های بارش و ارتفاع و برازش مناسب‌ترین خط به آنها (تغییرات فراوان مقادیر ارتفاع و بارندگی در نیمرخ‌ها مانع از آشکار شدن نظم بین تغییرات ناهمواری‌ها و تغییرات بارندگی گردید، و بدین ترتیب خطوط نیمرخ‌ها با تابع چندجمله‌ای درجه ۵- یعنی منحنی‌های سیاه رنگ - هموار شدند)، حالت کلی تغییرات ارتفاع و بارش در راستای جنوب غرب - شمال شرق در منطقه‌ی مورد مطالعه به تصویر کشیده شد (شکل ۶).



شکل ۶. تقسیم منطقه مورد مطالعه به دو بخش رو به باد و پشت به باد و خطوطی که نیمرخ میانگین بارش و ارتفاع منطقه از روی آنها تهیه گردیده است.

با توجه به نیمه‌های ترسیم شده (شکل ۷) می‌توان اظهار داشت که افزایش بارش در دامنه‌های رو به باد با افزایش ارتفاع هماهنگ است و این افزایش لزوماً تا خط‌الرأس‌ها ادامه نمی‌یابد، و با گذر از خط‌الرأس‌ها مقادیر بارش کاهش یافته (بدون کاهش ارتفاع جدی) و این کاهش مقادیر بارش تا انتهای محدوده مورد مطالعه مشاهده می‌گردد. می‌توان چنین استدلال کرد که نواحی کوهستانی به‌عنوان مانعی در برابر توده‌های هوا عمل می‌کنند، که به دلیل به تأخیر انداختن میزان جابه‌جایی باد و همچنین صعود اجباری توده‌های هوا سبب افزایش بارش می‌گردند (باری<sup>۱</sup> و چورلی<sup>۲</sup>، ۱۹۷۶؛ مارویتز<sup>۳</sup>، ۱۹۸۷؛ به نقل از دیلی و همکاران (۱۹۹۴؛ ۱۴۱)). و این افزایش بارش عمدتاً در دامنه‌های رو به باد انجام می‌گیرد. دوری از منابع رطوبتی و تخلیه رطوبت توده‌های هوا در دامنه‌های رو به باد و همچنین نزول هوا در دامنه پشت به باد که سبب دوری هوا از حالت اشباع می‌گردد، دلایل کمبود بارندگی در دامنه پشت به باد به شمار می‌آیند.

1. Barry  
2. Chorley  
3. Marwitz



شکل ۷. نیمرخ بارش (سمت چپ) و ارتفاع (سمت راست) در راستای جنوب غرب - شمال شرق، عمود بر خط‌الرأس‌ها. (شماره‌های روی نیمرخ‌ها، با شماره‌های خطوط نیمرخ در شکل ۶ متناسب‌اند)

به‌طور قطع نمی‌توان ارتفاع مشخصی را به عنوان مرز افزایش بارندگی در دامنه‌های رو به باد در نظر گرفت (برای مثال، در نیمرخ‌های ۱ تا ۱۰ در شکل شماره ۶ حداکثر بارندگی در ارتفاعات از حدود ۱۳۰۰ متر در نیمرخ شماره ۱ تا حدود ۲۳۰۰ متر در نیمرخ شماره ۱۰ متغیر است). دلیلی و همکاران (۱۹۹۴؛ ۱۴۲) طی مصاحبه شخصی با جانسون<sup>۱</sup> وهانسون<sup>۲</sup> در سال ۱۹۹۳ جابه‌جایی بیشینه بارندگی به دامنه پشت به باد را در دامنه‌های کوهستان، ناشی از فاصله زمانی بین تراکم و حداکثر بارش (به دلیل ایجاد تراکم و بارندگی) و شدت جریان باد در بالای قله ذکر کرده‌اند که سبب جابه‌جایی حداکثر بارش به طرف دامنه بادپناه می‌گردد. این پدیده در بارش‌های طولانی مدت دامنه‌ها، ستیغ‌های بادگیر جنوب غربی کوهپایه‌های رو به باد آیداهو<sup>۳</sup>، یعنی جایی که فاصله افقی از کوهپایه‌های رو به باد تا قله کمتر از ۱۰ کیلومتر است، مشاهده شده است. چنین قانون‌مندی‌ای در منطقه مورد مطالعه مشاهده نشد.

نیمرخ‌های شماره ۱۴ تا ۵ (شکل ۷) شکل کلی تغییرات ارتفاع افزایشی است. با این حال افزایش بارندگی هماهنگ با افزایش ارتفاع نیست و بعد طی فاصله‌ای مقدار بارندگی کاهش می‌یابد. به نظر می‌رسد که این ویژگی با حجم رطوبت توده‌های هوا مرتبط باشد، به این معنی که حجم توده‌های هوا به این مقدار نیست که پس از طی مسافت طولانی همچنان افزایش بارندگی هماهنگ با افزایش ارتفاع را سبب گردد. نیمرخ‌های شماره ۶، ۸، ۹ و ۱۰ (شکل ۷) نشان‌دهنده دامنه‌های رو به باد و پشت به باد هستند. افزایش بارندگی در دامنه رو به باد و کاهش آن در دامنه پشت به باد نمایان است. نکته شایان توجه در این نیمرخ‌ها عدم انطباق بیشینه بارش بر محور مرتفع ناهمواری‌هاست. به عبارت دیگر، بیشترین مقدار بارندگی قبل از رسیدن به خط‌الرأس‌هاست. این ویژگی را نیز می‌توان به عدم کفایت حجم رطوبت توده‌های هوا نسبت داد.

به‌طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که ناهمواری‌ها بر توده‌های هوای وارد شده تأثیر مکانیکی دارند و ضمن صعود سبب تقویت آنها نیز می‌گردند. بنابراین با افزایش ارتفاع مقدار بارش نیز افزایش می‌یابد. اما نکته شایان توجه این است که افزایش بارندگی هماهنگ با افزایش ارتفاع نیست. در این زمینه می‌توان چنین اظهار کرد که محتوای رطوبتی توده‌های هوای وارد شده به منطقه مورد مطالعه به اندازه‌ای نیست که بتواند در کل فرایند صعود همچنان سبب تداوم افزایش بارندگی گردد. با وجود هماهنگی نسبی بین بارندگی و ناهمواری، هسته بیشینه بارش بر محور ناهمواری‌ها منطبق نیست. با توجه به شکل ۴ نواحی داخلی در نیمه غربی منطقه مورد مطالعه مقدار بارش کمتری در قیاس با سایر نواحی نیمه غربی دارند. به نظر می‌رسد که رشته کوه‌های واقع شده در ایلام سبب تخلیه رطوبتی توده هواهای وارد شده می‌گردند و با عبور از این رشته کوه‌ها مقادیر بارش کاهش می‌یابد، این را می‌توان با نیمه شرقی منطقه مورد مطالعه (عموماً با ویژگی بادپناهی) مقایسه کرد.

در این تحقیق باری اولین بار در ایران دو متغیر فاصله از خط‌الرأس و فاصله از خط غربی به‌منظور مدل‌سازی تغییرات مکانی بارندگی مورد استفاده قرار گرفت. به دلیل معنی‌دار نبودن متغیر مستقل فاصله از خط مبنای غربی در مدل

1. Johnson  
2. Hanson  
3. Idaho

رگرسیون، استفاده از آن در سایر پژوهش‌های مرتبط با مدل‌سازی تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی پیشنهاد نمی‌شود. همچنین با توجه به معنی‌داری متغیر مستقل فاصله از خط‌الرأس‌ها (در سطح ۹۹ درصد)، در مدل رگرسیونی پیشنهاد می‌شود که در پژوهش‌های آتی برای مدل‌سازی تغییرات مکانی بارش در زاگرس و به‌ویژه زاگرس میانی، از آن استفاده گردد.

## منابع

- Alijani, B., 2008, **Effect of the Zagros Mountains on the Spatial Distribution of Precipitation**, Journal of Mountain Science, Vol. 5, No. 3, 218-231.
- Alijani, B., Brien, J.O., and Yarnal, B., 2008, **Spatial Analysis of Precipitation Intensity and Concentration in Iran**, Theoretical and Applied Climatology, 94, 107-124.
- Assakereh, H., 2005, **The Modeling of Spatial Variability of Climatic Elements The Case Study Annual Precipitation in The Esfahan**, Geography Research Quarterly, No. 74, 1-21.
- Daly, C., Nelson, R.P., Phillips, D.L., 1994, **A Statistical-Topographic model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain**, Journal of Applied Meteorology, 33, 140-158.
- Esmailian, M., 2006, **Comprehensive Guide of SPSS 14**, The Institute of Cultural and Artistic of the Tehran, First edit, Tehran.
- Goovaerts, P., 2000, **Geostatistical Approaches for Incorporating Elevation into the Spatial Interpolation of Rainfall**, Journal of Hydrology, 228, 113-129.
- Hay, L.E., Battaglin, W.A., Branson, M.D., Leavesley, G.H., 1993, **Application of GIS in Modeling Winter Orographic Precipitation**, Gunnison River Basin, Colorado, USA, HydroGIS 93, 211, 491- 499
- Hevesi, J.A., Istok, J.D., and Flint, A.L., 1992, **Precipitation Estimation in Mountainous Terrain Using Multivariate Geostatistic, Part I Structural Analysis**, Applied Meteorology, 31, 661-676.
- Iranian Organization of Meteorology, **Precipitation Data of the Synoptic, Climatology and Rain Gauge Station**.
- Jaafarpour, A., 1988, **Climatology**, Tehran University Press, First edit.
- John, O.R., Sastry, G.P., David, A.D., 1998, **Applied Regression Analysis: A Research Tool**, Second Edition, Springer.
- Kaviani, M.R., and Alijani, B., 2001, **Foundation of Climatology**, SAMT Press, Eight dit, Tehran.
- Khezri, T., 2009, **Largest Shareholder Type and its Effect on Dividend Policy in Iran**, Dissertation of M.A., Accounting, Supervised by Saeed Qurbanee, Tarbiat Modares University.
- Marquínez, J., Lastra, J., Garcí'a, P., 2003, **Estimation Models for Precipitation in**



- Mountainous Regions: the use of GIS and Multivariate Analysis**, Journal of Hydrology, 270, 1–11.
- Masoodian, S.A., 1998, **Investigate The Order of The Spatial and Temporal Variability of The Precipitation in Iran Territory**, Thesis of Ph.D, Supervised by Hasanali Ghaior And Mohamad Hossen Ramesht, Faculty of Humanity Scince, Esfahan University.
- Masoodian, S.A., and Kaviani, M.R., 2008, **Climatology of Iran**, Esfahan University Press, First edit, Esfahan
- Ministry of Power, **Data of Rain Gauge Station**.
- Mojarad, F., and moradifar, H., 2003, **Modeling of The Relationship between The Topographic and Precipitation in Zagros Region**, Modares, Volume 7, No. 2, 163-182.
- Prudhomme, C., and Duncan, W.R., 1999, **Mapping Extreme Rainfall in a Mountainous Region using Geostatistical Techniques: A Case Study in Scotland**, International journal of climatology, 19, 1337-1356.
- Ranhao, S., Baiping, Z., Jing, T., 2008, **A Multivariate Regression Model for Predicting Precipitation in the Daqing Mountains**, Mountain Research and Development, Vol. 28, No ¾, 318-325.
- Raziei, T., and Azizi, Gh., 2007, **A Precipitation-based Regionalization in Western Iran using Principal Component Analysis and Cluster Analysis**, Iran-Water Resources research, Volume 3, No. 2, 62-65.
- Taylor, W.G, 1996, **Statistical Relationships between Topography and precipitation in Mountainous Area**, Northwest Science, Vol. 70, No. 2, 164-178.