

ریز مقیاس نمودن محصول بارش ماهواره TRMM به کمک داده‌های ثبت شده زمینی و مدل رقوم ارتفاعی

مهدی اکبری^۱، محمدمهدی آقایی^۲، حمید فرهمند^۳، مسعود تجریشی^۴

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد دانشکده مهندسی عمران دانشگاه صنعتی شریف

۲، ۳- دانشجوی دکتری دانشکده مهندسی عمران دانشگاه صنعتی شریف

۴- استاد دانشکده مهندسی عمران دانشگاه صنعتی شریف

آدرس رایانامه نویسنده رابط (akbari_mahdi@mehr.sharif.edu)

خلاصه

تعیین الگوی مکانی بارش باران در یک حوضه آبریز، اهمیت فراوانی برای محاسبه کمیت‌های دیگری مانند دبی رواناب یا میزان رطوبت خاک دارد. علاوه بر تعداد محدود ایستگاه‌های زمینی، شعاع محدود محیط تأثیرپذیر اطراف آن‌ها مانع بزرگی برای تولید الگوی مکانی بارش باران با دقت بالا به حساب می‌آید. توسعه سنجش‌ازدور و امکان استفاده از محصولات بارش تولید شده توسط سنجنده‌های ماهواره، مسیر دستیابی به الگوهای دقیق مکانی بارش را هموار نموده است. بزرگ بودن مقیاس مکانی نتایج محصولات بارش ماهواره‌ای، لزوم توسعه روش‌های ریزمقیاس سازی را روشن می‌کند. درون‌یابی توسط روش‌های *kriging* و *co-kriging*، روش‌های شناخته شده هستند که در این مطالعه با استفاده از آن‌ها و به کمک شاخص *NDVI* و نقشه رقوم ارتفاعی، سعی در ریزمقیاس کردن محصول بارش *TRMM* شده است. وجود اراضی آبی در منطقه‌ی مورد مطالعه در فصول غیر بارانی باعث شده است تا نتوان از شاخص *NDVI* برای ریزمقیاس کردن محصول بارش استفاده کرد. در مقابل، مقایسه میان نتایج به دست آمده از روش‌های دیگر و اطلاعات زمینی ثبت شده در ایستگاه‌های باران‌سنجی نشان داده که روش *co-kriging* همراه با داده ماهواره و نقشه‌ی *DEM*، کمترین میزان خطا را دارا است.

کلمات کلیدی: الگوی مکانی بارش، سنجش‌ازدور، ریزمقیاس سازی، *kriging*، *TRMM*.

۱. مقدمه

تخمین میزان بارش باران در علوم‌ی مانند هیدرولوژی، اکولوژی و هواشناسی، به عنوان یک بخش کلیدی به حساب می‌آید [۱ و ۲]. مشخص بودن میزان بارش برای تعیین کمیت‌های دیگری مانند میزان رطوبت خاک، حجم رواناب و تعیین سهم اراضی آبی و دیم-زارها از کل تبخیر و تعرق، اهمیت فراوان دارد. تعیین الگوی زمانی و مکانی بارش برای بررسی چرخه انرژی و آب و خصوصاً پیش‌بینی رواناب اهمیت بسیار دارد. در گذشته و به صورت سنتی، این اطلاعات با استفاده از بارش ثبت شده توسط ایستگاه‌های زمینی به دست می‌آمد [۳]. با این وجود، امکان تولید الگوی مکانی بارش باران با دقت بالا وجود نداشته است [۴]. در واقع، تعداد محدود ایستگاه ثبت بارش نمی‌تواند به خوبی الگوی مکانی بارش را نشان دهد [۵ و ۶]. علاوه، هر کدام از ایستگاه‌های بارش تنها می‌تواند نماینده شعاع محدودی از محیط اطراف خود باشد [۷]. توسعه سنجش‌ازدور در سال‌های اخیر امکان فائق آمدن بر این مشکلات را فراهم آورده است [۸]. بر این اساس، سری داده‌های گوناگون بارش مانند *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) [۹]، *Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP)* [۱۰] و *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) [۱۱] تولید شده‌اند. *Smith* و همکاران نشان دادند که در حوضه‌های آبریز پیچیده که غالباً دارای چند نوع الگوی بارش است، استفاده از مدل‌های توزیع مکانی بارش برای شبیه‌سازی حجم رواناب نتایج بهتری را نسبت به استفاده از داده‌های نقطه‌ای میزان بارش به دست خواهند داد [۱۳]. با وجود فراهم بودن استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، بزرگ بودن مقیاس مکانی آن‌ها مانع از حصول نتایج با دقت قابل قبول شده است. در نتیجه، دانشمندان به دنبال یافتن روش‌هایی برای ریزمقیاس کردن محصولات آن‌ها هستند. به طور کلی، روش‌های توسعه داده شده برای ریزمقیاس سازی خروجی‌های مدل‌های هواشناسی در دو گروه پویا و آماری قابل دسته‌بندی هستند [۱۴]. از آنجا که غالباً تعداد زیاد داده‌های ورودی مورد نیاز ریزمقیاس سازی پویا در دسترس نیست، استفاده از این نوع الگوریتم‌ها بسیار محدود خواهد بود. در مقابل، روش‌های آماری به سادگی می‌توانند مورد استفاده قرار

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد دانشکده مهندسی عمران دانشگاه صنعتی شریف-تهران

^۲ دانشجوی دکتری دانشکده مهندسی عمران دانشگاه صنعتی شریف

گیرند [۱۴]. با استفاده از ارتباطی که میان بارش باران و عوامل طبیعی مانند توپوگرافی وجود دارد، و از آنجا که محصولات ماهواره‌ای تولید شده مرتبط با این عوامل طبیعی، دقت مکانی بهتری دارند، این امکان وجود دارد تا با یافتن ارتباط آماری میان آن‌ها و بارش باران، دقت تعیین توزیع مکانی الگوی بارش را افزایش داد.

Jia و همکاران از هر دو اطلاعات مربوط به توپوگرافی (نقشه نقاط ارتفاعی DEM) و گیاه (شاخص NDVI) استفاده کردند تا دقت مکانی تصاویر محصول TRMM 3B43 را برای سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۹ از ۰٫۲۵ درجه به ۱ کیلومتر افزایش داده و میزان بارش باران را در حوضه آبریز Qaidam محاسبه نمایند. آن‌ها در این مطالعه، میزان بارش سالانه را محاسبه نمودند. در این مطالعه، نتایج ۱۰ روزه شاخص SPOT-VEGETATION NDVI از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۹ با دقت مکانی ۱ کیلومتر و نقشه رقوم ارتفاعی با دقت ۹۰ متر استفاده شد. مقایسه میان نتایج به دست آمده با آمار ۶ ایستگاه موجود، نشان دهنده تطابق خوب میان ماهواره، اطلاعات زمینی و شاخص NDVI (R^۲ بین ۰٫۷۲ تا ۰٫۹۶) می‌باشد [۱۵]. Immerzeel و همکاران، از تصاویر ماهواره‌ای NDVI که دقت مکانی بهتری را نسبت به مدل TRMM داراست استفاده کردند تا نتایج تخمین بارش مدل TRMM را در اسپانیا و پرتغال ریزمقیاس کنند [۱۶]. ایشان رابطه بین ماهواره و شاخص NDVI را در مقیاس TRMM به دست آورده و سپس این رابطه را روی لایه NDVI اعمال نمودند.

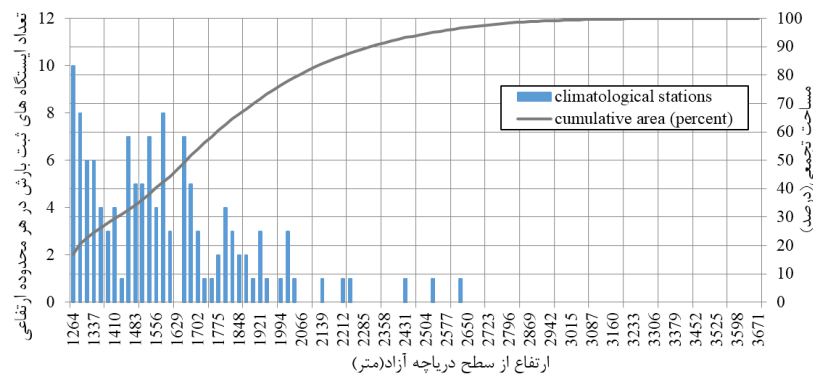
Guan و همکاران، الگوریتمی را مورداستفاده قرار دادند که با استفاده از آن، ساختار مکانی بارش و تأثیرات کوه‌شناسی بر آن مورد جستجو قرار می‌گیرد. با استفاده از این الگوریتم، داده‌های بارش حاصل از NEXARD با دقت مکانی ۱۶ کیلومتر را به مقیاس ۴ کیلومتر تبدیل کردند و نتایج را با خروجی ۴ کیلومتری NEXARD مقایسه کردند. در این مطالعه نشان داده شده است که رابطه میان نتایج ریزمقیاس سازی و نتایج اصلی، تقریباً به صورت خطی است [۱۴].

در این مقاله از ایستگاه‌های زمینی ثبت بارش که توسط شرکت مدیریت منابع آب ایران و سازمان هواشناسی ایران ارائه می‌گردد، داده‌های بارش ماهواره TRMM، داده‌های NDVI ماهواره MODIS و مدل رقوم ارتفاعی SRTM استفاده شده است. این مطالعه، ابتدا نتایج حاصل از روش‌های مختلف را در مقیاس سالانه روی سال ۲۰۰۷ میلادی بررسی می‌کند و سپس با استخراج دو روش برتر از گام نخست و آزمودن آن‌ها روی سال‌های تر، خشک و نرمال، به بهترین روش تولید لایه بارش می‌رسد.

۲. مواد و روش‌ها

۲.۱. معرفی منطقه مورد مطالعه

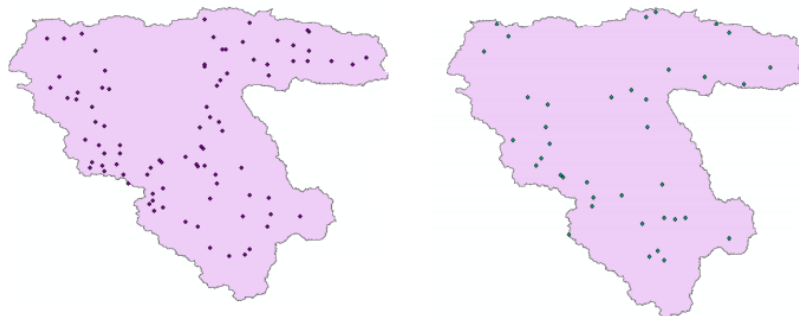
منطقه مورد مطالعه، حوضه آبریز دریاچه ارومیه در شمال غربی ایران است. این حوضه، یکی از ۶ حوضه آبریز درجه اول در کشور است و بخشی از استان‌های آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی و کردستان را شامل می‌شود. این حوضه آبریز در مختصات جغرافیایی ۴۴ درجه و ۷ دقیقه تا ۴۷ درجه و ۵۳ دقیقه طول شرقی و ۳۵ درجه و ۴۰ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۳۰ دقیقه عرض شمالی قرار دارد و دارای مساحت تقریبی ۵۱۸۶۲ کیلومتر مربع است. از این مقدار، مناطق کوهستانی حدود ۳۴۱۰۰ کیلومتر مربع، دشت‌ها و کوهپایه‌ها حدود ۱۴۱۱۳ کیلومتر مربع و دریاچه ارومیه حدود ۴۶۳۹ کیلومتر مربع را پوشش می‌دهند. دوره آماری ۳۱-۱۳۳۰ تا ۹۲-۱۳۹۱، کاهش میزان بارش باران در این حوضه آبریز را نشان می‌دهد. قسمت اول این دوره آماری از سال ۳۱-۱۳۳۰ تا ۷۴-۱۳۷۳ به عنوان دوره ایستا نام برده می‌شود و دارای میانگین بارش ۳۸۵ میلی‌متر است. قسمت دوم نیز از سال ۷۵-۱۳۷۴ تا ۹۲-۱۳۹۱ است و بارش آن به میزان ۹٫۲ درصد کمتر از ۴۰ سال قبل می‌باشد [۱۷]. شکل ۱ نمودار هیسومتری و تعداد ایستگاه در هر ارتفاع را در حوضه آبریز دریاچه ارومیه نشان می‌دهد. از آنجا که غالب ایستگاه‌ها در نقاط با ارتفاع کم قرار دارند، امکان ثبت بارش در تمام حوضه، خصوصاً در نقاط با ارتفاع زیاد (کوه) که غالب بارش در آن رخ می‌دهد، وجود ندارد.



شکل ۱: نمودار هیسومتری و تعداد ایستگاه‌های ثبت بارش در هر کلاس ارتفاعی

۲.۲. ایستگاه‌های باران‌سنجی و سینوپتیک

قاجار نیا و همکاران، کیفیت داده بارش در ایستگاه‌های هواشناسی، باران‌سنجی و تماب را در حوضه آبریز دریاچه ارومیه موردسنجش قرار دادند و پس از بررسی و ارزیابی سری زمانی اطلاعات ثبت‌شده در آن‌ها با استفاده از آزمون‌های آماری، مشخص کردند که کدام بخش از آن اطلاعات، غیرقابل اعتماد است [۱۸]. حتی در ایستگاه‌هایی که توسط آن‌ها مورد اعتماد ارزیابی شده است، بعضاً ایستگاه‌هایی وجود دارد که زمان‌هایی در آن‌ها داده ثبت‌نشده، لذا در این تحقیق به دلیل لزوم پیوستگی ثبت داده در بازه زمانی بین سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۸۹ شمسی (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۱ میلادی) در مقیاس سالانه، امکان استفاده از تمامی ایستگاه‌های مورد اعتماد معرفی شده توسط قاجار نیا و همکاران، وجود ندارد. ادامه پژوهش در مطالعه‌ی پیش‌رو، بر روی ۱۲۵ ایستگاه دارای دو ویژگی به شرح: (۱) مورد اعتماد بودن در مطالعه‌ی قاجار نیا و همکاران از نظر ثبت داده و (۲) دارای پیوستگی در سری زمانی، متمرکز خواهد شد. تعیین توزیع مکانی بارش در تمام روش‌ها، با ۷۰ درصد ایستگاه‌های انجام خواهد شد که به صورت تصادفی گزینش شده‌اند. ۳۰ درصد باقیمانده ایستگاه‌هایی که برای صحت سنجی نتایج این مطالعه استفاده خواهند شد، ایستگاه‌های صحت سنجی نامیده می‌شوند. شکل ۲، پراکندگی مکانی ایستگاه‌های صحت سنجی و ۷۰ درصد باقیمانده ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد.



شکل ۲: تقسیم ایستگاه‌های ثبت بارش به نسبت ۷۰ درصد (برای درون‌یابی) به ۳۰ درصد (برای صحت سنجی)

۲.۳. مدل TRMM۳B۴۳

ماهواره TRMM در نوامبر سال ۱۹۹۷ پرتاب شده است. این ماهواره محصول همکاری مشترک National Aeronautics and Space Administration (NASA) و Japanese space agency (JAXA) است. یکی از الگوریتم‌های توسعه داده‌شده برای این ماهواره، مدل TRMM۳B۴۳ است. هدف از اجرای این الگوریتم، تولید بهترین تخمین از نرخ بارش (میلی‌متر بر ساعت) و مجذور میانگین مربعات خطای آن مقادیر با نرخ بارش به دست آمده از منابع اطلاعاتی دیگر است. محصولات تولیدشده این الگوریتم به صورت ماهانه و با دقت ۰٫۲۵ درجه، محدوده ۵۰ درجه شمالی تا ۵۰ درجه جنوبی را پوشش می‌دهد.

۲.۴. شاخص NDVI

این شاخص میزان فعالیت و بیومس گیاه را نشان می‌دهد. در واقع، کلروفیل داخل برگ گیاه، به شدت نور مرئی در بازه ۰٫۴ تا ۰٫۷ نانومتر را برای فرآیند فتوسنتز جذب می‌کند. در مقابل، برگ گیاه نور نزدیک به فروسرخ در بازه ۰٫۷ تا ۱٫۱ نانومتر را از خود ساطع می‌کند. در نتیجه، بیشتر بودن تعداد برگ گیاه، بر این دودسته از امواج تأثیرات بیشتری را وارد خواهد کرد. بر این اساس، شاخص NDVI با رابطه ۱ محاسبه می‌شود:

$$NDVI = \frac{NIR - VIS}{NIR + VIS} \quad (1)$$

در معادله بالا، VIS نسبت انرژی رنگ قرمز بازتاب شده به رنگ قرمز تابیده شده و NIR شدت امواج محدوده نزدیک به فروسرخ بازتاب شده نسبت به امواج فروسرخ تابیده شده می‌باشد. مقدار این شاخص در بازه ۱- تا ۱+ تغییر می‌کند. مقادیر نزدیک به صفر و منفی، نشان‌دهنده سطوح آب، برف و خاک بدون گیاه است و غالباً شاخص NDVI برای سطح گیاه، بیشتر از ۰٫۳ است. در این مطالعه شاخص NDVI از سنجنده MODIS دریافت شده است.

۲.۵. نقشه رقوم ارتفاعی از SRTM

Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) یک پروژه بین‌المللی است که توسط National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) و National Aeronautics and Space Administration (NASA) آغاز به کار نموده است. SRTM بهترین نقشه

رقوم ارتفاعی (DEM) را در مقیاس جهانی از مدار ۵۶ درجه جنوبی تا ۶۰ درجه شمالی تولید نموده است. رزولوشن مکانی لایه DEM حاصل از SRTM برابر ۳۰ متر است.

۲،۶. درون‌یابی kriging

kriging یا فرآیند رگرسیون گاوسی، یک روش درون‌یابی است که در علم آمار و بخصوص در زمین‌آمار مورد استفاده قرار می‌گیرد تا مقادیر میانی را درون‌یابی کند. پس از اطمینان از نرمال بودن توزیع داده‌ها و با استفاده از روابط تشریح شده در [۱۲]، روش درون‌یابی kriging و انواع آن مانند co-kriging، مقدار در نقطه مورد نظر را با استفاده از وزن دهی نقاط نزدیک محاسبه می‌کنند.

۲،۷. ریزمقیاس کردن

۲،۷،۱. ریزمقیاس کردن با استفاده از شاخص NDVI

با توجه به تأثیر مستقیم بارش باران بر رشد گیاهان و دقت مکانی بیشتر محصول شاخص برگ گیاهان (NDVI)، این امکان وجود دارد که بتوان با استفاده از محصول NDVI با دقت مکانی ۲۵۰ متر، عملیات ریزمقیاس سازی را انجام داد. با توجه به الگوریتم ارائه شده توسط Immerzeel و همکاران، در استفاده از شاخص NDVI برای ریزمقیاس کردن محصول بارش TRMM باید توجه نمود که دخالت‌های انسانی از قبیل آبیاری گیاهان می‌تواند منجر به نتایجی با دقت پایین بشود [۱۶]. به عبارت بهتر، افزایش بارش باران منجر به افزایش رشد گیاهان و سطح برگ آن‌ها خواهد شد و در نتیجه، مقدار شاخص NDVI افزایش خواهد یافت. در این مطالعه ابتدا محصول ماهواره MODIS به‌اندازه محصول ماهواره TRMM بزرگ‌مقیاس گشته و رابطه بین NDVI و بارش ثبت شده با TRMM در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۰۷ به دست آمد.

۲،۷،۲. ریزمقیاس کردن با استفاده مدل رقوم ارتفاعی

از آنجاکه دقت مکانی نتیجه مدل بارش TRMM، برابر مقدار ۰،۲۵ درجه بوده و هدف مورد نظر، افزایش دقت مکانی آن تا اندازه‌ی ۱ کیلومتر است، در مطالعه‌ی پیشرو، پس از دریافت تصاویر مدل رقوم ارتفاعی SRTM و با دقت مکانی ۹۰ متر، الگوریتم resample بر روی آن اعمال شد تا دقت مکانی مدل رقوم ارتفاعی به دو مقدار ۱ و ۲۵ کیلومتر کاهش یابد. در صورت یافتن ارتباط میان نتایج دو متغیر در مقیاس ۲۵ کیلومتر، دقت مکانی نتیجه مدل بارش TRMM تا اندازه‌ی ۱ کیلومتر افزایش پیدا خواهد کرد. الگوریتم استفاده شده در این مدل‌سازی مشابه روش ارائه شده توسط Immerzeel است، اما به جای NDVI از DEM منطقه مورد مطالعه بهره برده شده است.

۲،۷،۳. ریزمقیاس کردن با استفاده از co-kriging

به کمک data set مختلف در روش‌های مختلف با درون‌یابی co-kriging، لایه بارش تولید شد. لایه بارش TRMM از داده‌های ثابت در تمامی روش‌های است، چراکه هدف تحقیق حاضر، ریزمقیاس نمودن لایه اطلاعاتی این ماهواره می‌باشد.

۲،۸. شاخص RMSE

برای ارزیابی روش‌های استفاده شده در این مطالعه، ریشه دوم میانگین مربع خطا (RMSE) بکار رفته که طبق رابطه ۲ محاسبه می‌شود:

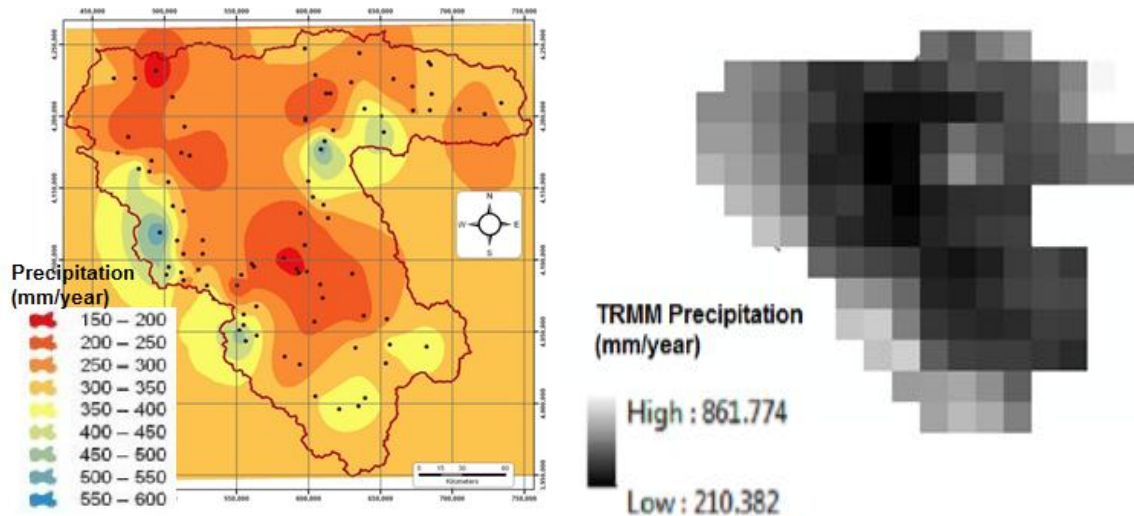
$$RMSE = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n (z^*(x_i) - z(x_i))^2} \quad (2)$$

در رابطه بالا، $z^*(x_i)$ مقدار برآورد شده از لایه بارش تولید شده در روش‌های گوناگون در نقطه x_i و $z(x_i)$ داده مشاهده‌ای در ایستگاه‌های صحت سنجی و n تعداد داده‌های موجود در ایستگاه‌های صحت سنجی است. این شاخص نشان‌دهنده تطابق میان نتایج تخمینی و مشاهده‌ای است و هرچه به صفر نزدیک‌تر باشد، اطمینان تخمین را نشان می‌دهد.

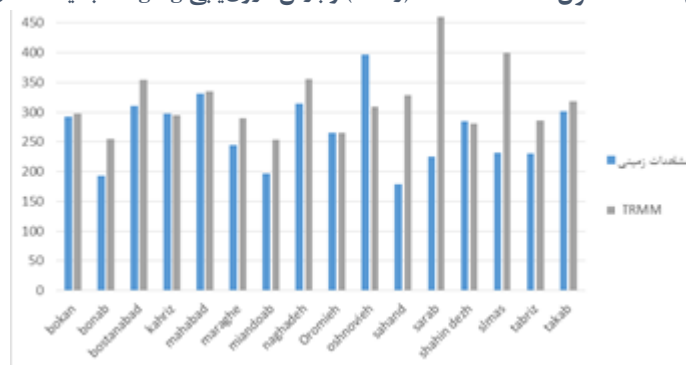
در گام اول مطالعه‌ی حاضر، با استفاده از ۷۰ درصد ایستگاه‌های جدا شده به صورت تصادفی و درون‌یابی آن‌ها به روش kriging، توزیع مکانی بارش تولید شده است. خطای حاصل از این درون‌یابی به کمک شاخص RMSE و در مقایسه با مقادیر ۳۰ درصد ایستگاه‌های باقیمانده، محاسبه گشته و به‌عنوان خطای مبنا در نظر گرفته شده است. تمامی خطاهای محاسبه شده در روش‌های دیگر مورد استفاده در این تحقیق، با شاخص RMSE و داده‌های ۳۰ درصد از ایستگاه‌های زمینی، محاسبه شده لذا مقادیر خطا در تمامی روش‌ها مبنای یکسان دارد و بر مبنای این مقادیر خطا، روش‌های متفاوت قابل مقایسه با یکدیگر بوده و برتری هر یک بر دیگری مشخص می‌گردد.

۳. نتایج و بحث

شکل ۳، میزان بارش سالانه محصول TRMM^۳B^{۴۳} تخمین زده شده را در سمت راست و در سمت چپ، خروجی درون یابی kriging با استفاده از فقط ۷۰ درصد از ایستگاه های منتخب در سال ۲۰۰۷ میلادی (ژانویه تا دسامبر) نشان می دهد. در روش درون یابی با kriging، میزان بارش به صورت میانگین برابر با ۲۹۷ میلی متر و حجم آن برابر با ۱۵۵۱۱ میلیون متر مکعب است. مقدار RMSE در این مرحله که همان خطای مبنا است، برابر با ۸۵ میلی متر می باشد. در این حالت، کمترین مقدار بارش باران برابر با ۱۵۰ و بیشترین آن برابر با ۶۰۰ میلی متر به دست آمده است. همچنین با توجه به نتایج تخمین TRMM، بازه تغییرات بارش از ۲۱۰ تا ۸۶۰ میلی متر متغیر است. میانگین بارش سالانه در این حالت برابر با ۳۶۱ میلی متر بوده و خطای تخمین داده خام TRMM برابر با ۱۰۰ میلی متر شده است. بعلاوه، بیشترین و کمترین میزان بارش باران، به ترتیب برابر با ۸۶۰ و ۲۱۰ میلی متر به دست آمده است. بیشترین بارش تخمین زده شده توسط مدل بارش TRMM، بیشتر از حداکثر بارش ثبت شده توسط ایستگاه های زمینی می باشد؛ اما کمترین عدد گزارش شده توسط مدل بارش TRMM، بیشتر از عدد مینیمم به دست آمده در روش مبنا می باشد. با مقایسه مقادیر بارش ثبت شده در ایستگاه های سازمان هواشناسی با مقادیر بارش به دست آمده از ماهواره TRMM در شکل ۴، این نکته مشخص می گردد که ماهواره مذکور در مقایسه با داده های زمینی، تخمین بالاتری دارد.



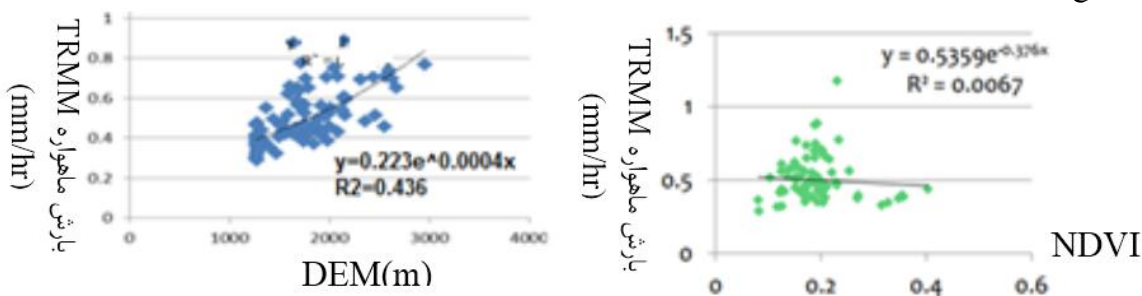
شکل ۳: بارش سالانه محصول TRMM^۳B^{۴۳} (راست) و بارش درون یابی kriging با ایستگاه های زمینی (چپ)



شکل ۴: مقایسه تخمین ماهواره TRMM و داده های ثبت شده (mm/year) ایستگاه های سازمان هواشناسی ایران

به منظور بررسی امکان استفاده از شاخص NDVI برای ریزمقیاس کردن محصول بارش TRMM، رابطه میان این دو محصول ماهواره ای مورد بررسی قرار گرفت. شکل ۵ (سمت راست) تغییرات بارش باران و شاخص NDVI را در سال ۲۰۰۷ میلادی نسبت به هم نشان می دهد. بر اساس این نمودار، تقریباً هیچ رابطه ای میان این دو متغیر وجود ندارد. بعلاوه، پراکندگی نتایج باعث شده است تا مقدار R^2 آن نیز برای محاسبه رابطه نامایی، تقریباً برابر صفر باشد. در نتیجه، امکان استفاده از شاخص NDVI برای ریزمقیاس کردن تصاویر ماهواره ای بارش TRMM وجود ندارد. این امر به دلیل توسعه کشاورزی آبی و دخالت انسان در طبیعت حاصل شده است. آبیاری گیاهان در زمانی اعمال می شود که بارندگی وجود ندارد و در نتیجه، بدون بارش باران، گیاه رشد کرده و شاخص NDVI آن افزایش پیدا خواهد نمود. بعلاوه، تغییر کشاورزی در منطقه مورد مطالعه از کشاورزی دیم به

آبی باعث می‌شود که تاریخ کشت گیاهان نیز تغییر کند، به نحوی که با وجود بارش باران در برخی مقاطع زمانی از سال، گیاهی وجود ندارد تا بتوان میزان رشد آن را با استفاده از شاخص NDVI نشان داد. شکل ۵ (سمت چپ) با استفاده از میزان بارش مدل TRMM و مدل رقوم ارتفاعی SRTM در پیکسلی با ابعاد ۲۵ کیلومتر رسم شده است. یعنی ابتدا سلول‌های ماهواره SRTM را به اندازه TRMM بزرگ مقیاس کرده و سپس رابطه نشان داده شده به دست آمده است. مقدار R^2 برای رابطه نمایشی، برابر با ۰,۴۴ است. مقدار کم این عدد نشان می‌دهد که رابطه نمایشی به دست آمده نمی‌تواند به خوبی توزیع داده‌ها را در برگیرد. با این وجود، پس از محاسبه توزیع مکانی بارش با استفاده از این رابطه و در مقیاس ۱ کیلومتر و مقایسه نتایج آن با داده‌های زمینی، مقدار مجذور میانگین مربعات خطا برابر با ۸۶ میلی‌متر به دست آمد. اگرچه مقدار مجذور میانگین مربعات خطا که از این روش به دست آمده، با خطای مبنا برابر است و برتری نسبت به روش مبنا ندارد، اما دقت مکانی آن بهتر از دقت مکانی نتیجه مدل TRMM است و خطای آن در مقایسه با خطای به دست آمده از لایه خام TRMM که مقدار ۱۰۰ میلی‌متر بود، می‌تواند میزان خطا را ۱۴ میلی‌متر کاهش دهد. در این حالت، میزان برآورد بارش میانگین در منطقه مورد مطالعه برابر با ۳۷۲ میلی‌متر برآورد شده است. بنابراین، حجم آب حاصل از بارش باران برابر با ۱۹,۴ میلیارد مترمکعب برآورد شده است. بازه تغییرات بارش در این حالت، بین ۱۹۷ تا ۱۳۷۶ میلی‌متر متغیر است. حد بالای آن، اختلاف بسیاری با بیشترین میزان بارش ثبت شده در ایستگاه زمینی را نشان می‌دهد. با توجه به توزیع مکانی به دست آمده در این روش (شکل ۶-سمت راست)، بارش بیش از ۶۵۰ میلی‌متر، در نقاطی رخ می‌دهد که بیشترین ارتفاع از سطح دریای آزاد را داراست و از آنجا که طبق نمودار همپسوتمتری در این ارتفاعات، ایستگاه ثبت داده وجود ندارد و نمی‌توان میزان برآورد این بارش را با مقدار داده واقعی مشاهده شده در زمین مقایسه نمود ولی با صرف نظر از این محدوده بارش، بیشترین مقدار بارش محاسبه شده در این روش تقریباً مشابه با بیشترین نتایج به دست آمده در نتایج روش مبنا است. طبق الگوریتم Immerzeel و همکاران، لایه نهایی ریزمقیاس شده صرفاً از رابطه بین ارتفاع و بارش به دست نمی‌آید چرا که لایه باقیمانده (residue) می‌تواند از رشد بارش صرفاً به دلیل رشد ارتفاع جلوگیری نماید.



شکل ۵: راست) رابطه بین NDVI و بارش ماهواره TRMM. چپ) رابطه بین DEM و بارش ماهواره TRMM

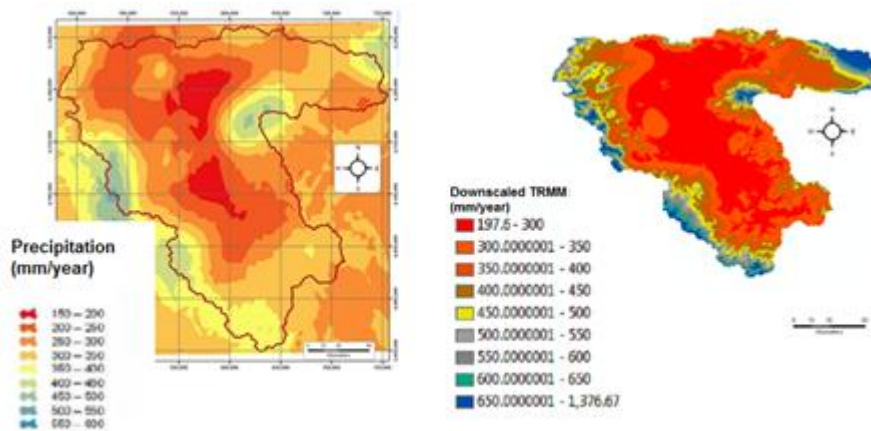
جدول ۱ ترکیب‌هایی از data set مختلف را نمایش داده که در روش co-kriging وارد شده‌اند. انتخاب این مجموعه داده‌ها با توجه به اثر آن‌ها بر روی بارش و بر مبنای تحلیل فیزیکی صورت گرفته است. همان‌طور که توضیح داده شد، لایه NDVI به دلیل رابطه پوشش گیاهی و لایه DEM به دلیل احتمال بودن افزایش بارش با افزایش ارتفاع در محاسبات وارد شدند. از آنجایی که حوضه آبریز دریاچه ارومیه، حوضه‌ای بسته بوده و خروجی نهایی آن در درون مرز حوضه می‌باشد، فرض رابطه منطقی بین ارتفاع و بارش بعید نبوده چرا که دریاچه ارومیه به عنوان یک منبع تبخیر در میانه این حوضه می‌تواند در نتیجه بارش کوهستانی، با افزایش ارتفاع در کناره‌های مرتفع حوضه آبریز و نتیجتاً کاهش دما، موجب افزایش بارش گردد. لایه Aspect از این نظر استفاده شد که می‌تواند بیانگر تغییرات ارتفاع در جهات مختلف باشد. این لایه می‌تواند شاخص مناسبی برای بیان کردن اثر ارتفاع روی بارش کوهستانی باشد.

جدول ۱: انواع حالت‌های مورد آزمون در روش co-kriging

ردیف	Data ۱	Data ۲	Data ۳	Kriging functions	RMSE(mm)
۱	۷۰٪ ایستگاه زمینی	TRMM	DEM	stable	۷۶
۲	۷۰٪ ایستگاه زمینی	TRMM	-	Exponential	۸۰
۳	۷۰٪ ایستگاه زمینی	Aspect	-	Stable	۸۴
۴	۷۰٪ ایستگاه زمینی	TRMM	DEM	Stable	۷۱
۵	۷۰٪ ایستگاه زمینی	TRMM	Aspect	Stable	۷۳

شکل ۶ (سمت چپ) نتایج حاصل از بهترین حالت در درون‌یابی co-kriging را نشان می‌دهد. نتیجه حاصل از این روش، میانگین بارش سالانه را برابر با مقدار ۲۹۰ میلی‌متر تخمین می‌زند. این میزان از بارش برابر با حجم ۱۵,۱ میلیارد مترمکعب است. مجذور میانگین مربعات خطا برابر با ۷۱

میلی متر است که ۱۴ میلی متر کمتر از خطای مبنا می باشد. بازه بارش در نتایج این روش، بیشتر از نتایج روش های اشاره شده در بالا، به بازه بارش در روش مبنا شبیه است.



شکل ۶: راست) لایه ریزمقیاس شده بارش ماهواره TRMM به کمک DEM. چپ) نقشه بارش بهترین درون یابی روش co-kriging نکته قابل توجه در نتایج روش های مورد بررسی در این مطالعه، مشابهت نقاط دارای ماکزیمم بارش باران است. در نتایج تمامی این روش ها، محدوده غرب، جنوب غربی و شمال شرقی حوضه آبریز و اطراف کوه سهند (شرق دریاچه) بیشترین میزان بارش سالانه را دارا هستند. جدول ۲، نتایج ارائه شده در بالا را به صورت خلاصه (برای co-kriging فقط دو حالت برتر) و جهت مقایسه بهتر میان روش های مورد بررسی نشان می دهد. همان گونه که قبلاً نیز بیان شد، ریزمقیاس کردن با استفاده از co-kriging، DEM و TRMM، کمترین میزان مجذور میانگین مربع خطا را داراست. به منظور بررسی تأثیر ترسالی یا خشک سالی بر نتایج به دست آمده از دو روش برتر co-kriging، نتایج آن برای سه سال نرمال، تر و خشک در بازه زمانی مورد مطالعه بررسی شد. وضعیت سال آبی از نظر خشک، نرمال یا ترسالی در جدول ۳ نشان داده شده است. این تقسیم بندی بر مبنای بارش ۴۷ ساله حوضه آبریز ارومیه می باشد که در سایت شرکت مدیریت منابع آب ایران گزارش گردیده است. همان گونه که در جدول ۴ نیز مشاهده می شود، برترین روشی که تاکنون در این مطالعه شناخته شده (روش co-kriging به کمک DEM و TRMM) در سال خشک، نرمال و تر عملکرد بهتری از درون یابی با داده های زمینی دارد. در سال آبی ۸۹-۹۰ استفاده از لایه ماهواره TRMM توانسته میزان خطا را ۹ میلی متر کاهش دهد. بنابراین، بهره بردن از داده های ماهواره ای کمک شایانی در کاهش خطای برآورد بارش خواهد نمود. هرچند دو روش برتر درون یابی co-kriging اختلاف کمی از نظر کیفیت در محاسبه بارش دارند، اما هر دو این ها با بهره بردن از اطلاعات ماهواره ای توانسته اند خطا را بین ۴ الی ۹ میلی متر در مقایسه با روش مبنا (که فقط از اطلاعات زمینی استفاده می کند) در سال های مختلف کاهش دهند.

جدول ۲: خطای تولید شده در تمامی روش های بررسی شده

توضیحات	Vol (MCM)	Mean (mm)	RMSE (mm)	روش
داده خام TRMM بدون تغییرات	۱۸۸۵۳	۳۶۱	۱۰۰	TRMM (داده خام)
درون یابی ۷۰ درصد ایستگاه های زمینی با kriging	۱۵۵۱۱	۲۹۷	۸۵	مبنا (kriging)
الگوریتم Immerzeel و همکاران	۱۹۴۲۷	۳۷۲	۸۶	ریزمقیاس با DEM
درون یابی ۷۰٪ ایستگاه زمینی با DEM و TRMM	۱۵۱۴۵	۲۹۰	۷۴	روش ۵ در co-kriging
درون یابی ۷۰٪ ایستگاه زمینی با Aspect و TRMM	۱۵۱۴۵	۲۹۰	۷۱	روش ۴ در co-kriging

جدول ۳: وضعیت آبی سال های مورد بررسی در مطالعه

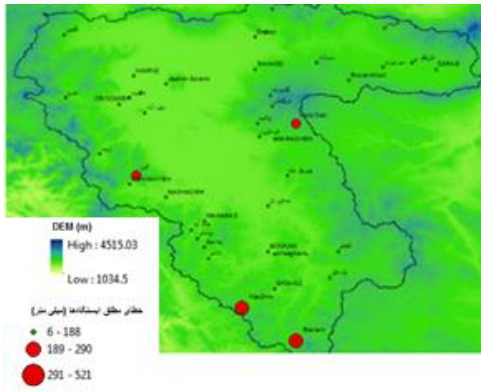
سال آبی	۸۶-۸۵	۸۷-۸۶	۸۸-۸۷	۸۹-۸۸	۹۰-۸۹
وضعیت آبی	ترسالی	خشک سالی	نرمال	ترسالی	نرمال

شکل ۷، خطای مطلق تولید شده در هر ایستگاه در سال آبی ۸۸-۸۹ را در مقایسه با موقعیت ارتفاعی (DEM) آن نشان می دهد. همان طور که مشخص است، بیشترین خطاها مربوط به ۴ ایستگاهی است که در بیشترین ارتفاع قرار دارند. این ۴ ایستگاه عبارتند از مراغه، اشنویه، کله شین و بسطام

که همگی در ارتفاعات شرقی، غربی و جنوبی حوضه آبریز واقع شده‌اند. ستون آخر جدول ۴، نتایج خطای حاصل از بارش در حالتی که این ۴ ایستگاه در صحت سنجی قرار ندارند، نمایش می‌دهد. ۳۰ درصد از ایستگاه‌های حوضه (یعنی ۳۸ ایستگاه زمینی) در فرایند صحت سنجی وارد شده‌اند. طبق نتایج ستون آخر جدول ۴، ایستگاه‌های مراغه، اشنویه، کیله شین و بسطام، تقریباً به اندازه ۳۴ ایستگاه دیگر خطا ایجاد می‌کنند. همان گونه که در بخش معرفی منطقه نیز توضیح داده شد، عدم وجود تعداد کافی ایستگاه‌های باران سنجی در ارتفاعات زیاد حوضه آبریز باعث می‌شود که نتوان درون‌یابی مناسبی از بارش در ارتفاعات به دست آورد. در صورت حذف ۴ ایستگاه مذکور، میزان RMSE کاهش فراوانی (بین ۳۰ تا ۵۰ درصد) را خواهد داشت.

جدول ۴: خطای روش‌های متفاوت در سال‌های مختلف

سال آبی	روش	بارش میانگین (میلی‌متر)	حجم بارش (BCM)	RMSE (حذف ۴ ایستگاه)	RMSE (عدد ۳۸ ایستگاه)
کم آبی ۸۶-۸۷	مینا	۱۷۳	۹	۵۳	۸۵
	co-kriging روش ۵	۱۷۰	۹	۵۰	۸۱
	co-kriging روش ۴	۱۷۲	۹	۵۶	۸۶
پر آبی ۸۸-۸۹	مینا	۳۹۲	۲۰	۸۷	۱۵۲
	co-kriging روش ۵	۳۹۰	۲۰	۸۶	۱۴۷
	co-kriging روش ۴	۳۹۰	۲۰	۸۵	۱۵۱
سال نرمال ۸۹-۹۰	مینا	۳۳۷	۱۷	۷۴	۱۰۶
	co-kriging روش ۵	۳۱۵	۱۶	۶۳	۹۷
	co-kriging روش ۴	۳۱۵	۱۶	۶۳	۹۸



شکل ۷: خطا مطلق در ایستگاه‌های باران سنجی در مقایسه با موقعیت ارتفاعی آن‌ها در سال آبی ۸۸-۸۹

۴. نتیجه‌گیری

نتایج ارائه شده نشان داد که استفاده از شاخص‌هایی مانند NDVI که تحت تأثیر شدید آبیاری در فصول غیر بارانی است، نمی‌تواند برای ریزمقیاس سازی محصول ماهواره‌ای بارش مورد استفاده قرار بگیرد. در مقایسه با روش‌های ارائه شده در این مطالعه، روش co-kriging به کمک DEM و TRMM، کمترین خطا را تولید می‌کند. خطای تولید شده در این روش، حتی نسبت به روش مینا نیز کمتر است. نتایج بهتر در سال‌های نرمال، تر و خشک نشان می‌دهد که مستقل از شرایط سال آبی، روش co-kriging به کمک DEM و TRMM دقت بهتری را ارائه می‌دهد.

از آنجاکه تعداد ایستگاه‌های موجود در ارتفاعات بلند حوضه آبریز دریاچه ارومیه کم است، مقدار تخمین زده شده بارش در این مناطق اختلاف بسیاری با مقادیر اندازه‌گیری شده دارد. بنابراین، با استفاده از این روش نمی‌توان الگوی مکانی دقیق بارش باران در ارتفاعات منطقه مورد مطالعه را تعیین نمود.

۱۲. مراجع

- Goovaerts, P. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. Journal of hydrology, ۲۲۸(۱), ۱۱۳-۱۲۹, ۲۰۰۰.
- Li, M., & Shao, Q. An improved statistical approach to merge satellite rainfall estimates and raingauge data. Journal of Hydrology, ۳۸۵(۱), ۵۱-۶۴, ۲۰۱۰.
- Goodrich, D. C., Faurès, J. M., Woolhiser, D. A., Lane, L. J., & Sorooshian, S. Measurement and analysis of small-scale convective storm rainfall variability. Journal of hydrology, ۱۷۳(۱), ۲۸۳-۳۰۸, ۱۹۹۵.



۴. Wilheit, T. T. Some comments on passive microwave measurement of rain. *Bulletin of the American Meteorological Society*, ۶۷(۱۰), ۱۲۲۶-۱۲۳۲, ۱۹۸۶.
۵. Hughes, D. A. Comparison of satellite rainfall data with observations from gauging station networks. *Journal of Hydrology*, ۳۲۷(۳), ۳۹۹-۴۱۰, ۲۰۰۶.
۶. Beesley, C., Frost, A., & Zajaczkowski, J. A comparison of the BAWAP and SILO spatially interpolated daily rainfall datasets. In ۱۸th World IMACS/MODSIM Congress, Cairns, Australia (Vol. ۱۳, p. ۱۷), ۲۰۰۹.
۷. Collischonn, B., Collischonn, W., & Tucci, C. E. M. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. *Journal of Hydrology*, ۳۶۰(۱), ۲۰۷-۲۱۶, ۲۰۰۸.
۸. Michaelides, S., Levizzani, V., Anagnostou, E., Bauer, P., Kasparis, T., & Lane, J. E. Precipitation: Measurement, remote sensing, climatology and modeling. *Atmospheric Research*, ۹۴(۴), ۵۱۲-۵۳۳, ۲۰۰۹.
۹. Huffman, G. J., Adler, R. F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., & Schneider, U. The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset, ۱۹۹۷.
۱۰. Kubota, T., Shige, S., Hashizume, H., Aonashi, K., Takahashi, N., Seto, S., & Iwanami, K. Global precipitation map using satellite-borne microwave radiometers by the GSMaP Project: Production and validation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, ۴۵(۷), ۲۲۵۹-۲۲۷۵, ۲۰۰۷.
۱۱. Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., & Stocker, E. F. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, ۸(۱), ۳۸-۵۵, ۲۰۰۷.
۱۲. Phillips DL, Dolph J, Marks D. ۱۹۹۲. A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain. *Agricultural and Forest Meteorology* ۵۸: ۱۱۹-۱۴۱.
۱۳. Smith, M. B., Koren, V. I., Zhang, Z., Reed, S. M., Pan, J. J., & Moreda, F. Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data. *Journal of hydrology*, ۲۹۸(۱), ۲۶۷-۲۸۶, ۲۰۰۶.
۱۴. Guan, H., Wilson, J. L., & Xie, H. A cluster-optimizing regression-based approach for precipitation spatial downscaling in mountainous terrain. *Journal of Hydrology*, ۳۷۵(۳), ۵۷۸-۵۸۸, ۲۰۰۹.
۱۵. Jia, S., Zhu, W., Lü, A., & Yan, T. A statistical spatial downscaling algorithm of TRMM precipitation based on NDVI and DEM in the Qaidam Basin of China. *Remote Sensing of Environment*, ۱۱۵(۱۲), ۳۰۶۹-۳۰۷۹, ۲۰۱۱.
۱۶. Immerzeel, W. W., Rutten, M. M., & Droogers, P. Spatial downscaling of TRMM precipitation using vegetative response on the Iberian Peninsula. *Remote Sensing of Environment*, ۱۱۳(۲), ۳۶۲-۳۷۰, ۲۰۰۹.
۱۷. Delju, A., Ceylan, A., Piguet, E., Rebetez, M., Observed climate variability and change in Urmia Lake Basin, Iran. *Theor. Appl. Climatol.* ۱۱۱ (۱-۲), ۲۸۵-۲۹۶, ۲۰۱۳.
۱۸. قاجار نیا، ن، لیاقت، ع، دانشکار آراسته، پ، صحت سنجی داده‌های بارندگی ایستگاه‌های غیرثبات سازمان هواشناسی و تماب در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، نشریه حفاظت منابع آب و خاک، ص. ۹، ۱۳۹۳.