

ریزمقیاس نمایی دمای روزانه سه بانک اطلاعاتی بازتحلیل به تفکیک مکانی یک کیلومتر با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS

یاشار فلامرزی^۱، ابراهیم اسعدی اسکویی^{۱*}، زهره جوانشیری^۱ و مرتضی پاکدامن^۲

^۱استادیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران
^۲کارشناس پژوهشی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۱/۰۸/۲۲، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۹/۱۹)

چکیده

مفهوم افتآهنگ دما، ابزاری مناسب برای میان‌یابی مکانی داده‌های پراکنده دمای هوا است. با این وجود، گسستگی مکانی ایستگاه‌های سنجش دما باعث ایجاد عدم قطعیت بالایی در مفهوم افتآهنگ می‌گردد. به منظور غلبه بر این مشکل، استفاده از دمای سطح زمین که توسط ماهواره‌ها ثبت شده، به طور گسترده جهت تخمین دمای واقعی هوا در جهان استفاده شده است. یکی از این منابع دمای سطح زمین، محصولات پرکاربرد توسعه یافته سنجنده MODIS است. در این مطالعه با استفاده از داده‌های دمای سطح زمین MODIS که از دقت مکانی مناسبی برخوردار هستند، افتآهنگ دما هوای ایران در ماه‌های مختلف محاسبه شد و از آن برای ریزمقیاس‌نمایی داده‌های روزانه بازتحلیل ERA5، CFS و MERRA2 به تفکیک مکانی یک کیلومتر استفاده گردید. سپس، داده‌های ریزمقیاس شده در محل ایستگاه‌های هواشناسی در مناطق اقلیمی و طبقات ارتفاعی مختلف با داده‌های ثبت شده مقایسه گردید. بر اساس شاخص‌های ارزیابی R، RMSE و NSE داده‌های ERA5 به صورت خام و ریزمقیاس شده نسبت به دو مدل دیگر دقت بیشتری داشته است. حداکثر بهبود در شاخص‌ها پس از ریزمقیاس‌نمایی برای مدل MERRA2 و در طبقه ارتفاعی کم ارتفاع با متوسط بهبود نزدیک ۱۷ درصد (با در نظر نگرفتن شاخص ضریب همبستگی) و در منطقه خشک معتدل با متوسط بهبود نزدیک به ۲۰ درصد مشاهده گردید. به علاوه نتایج این مطالعه نشان داد که در تمام مناطق اقلیمی و ارتفاعی، داده‌های ریزمقیاس شده در قیاس با داده‌های خام بازتحلیل از دقت بالاتری برخوردار هستند به گونه‌ای که به طور متوسط باعث بهبود ۱۵، ۱۸ و ۴ درصدی به ترتیب در مقادیر شاخص‌های RMSE، MAE و NSE شده است. به طور کلی نتایج حاکی از مؤثر بودن روش ریزمقیاس‌نمایی ارائه شده در بهبود دقت داده‌های دما است.

واژه‌های کلیدی: دما، ایران، سنجنده MODIS، افتآهنگ دما، ریزمقیاس‌نمایی

۱ مقدمه

ماهواره‌های رصد زمین، (۲) یک سامانه داده پیشرفته طراحی شده برای پشتیبانی از تولید، آرشیو و انتشار محصولات و داده‌های مشتق شده از ماهواره، (۳) گروه‌هایی از دانشمندان برای توسعه الگوریتم‌های علمی جهت تولید محصولات. طیف رادیومتر تصویربرداری با وضوح متوسط (MODIS) یک ابزار کلیدی روی ماهواره EOS Terra است که با موفقیت در دسامبر ۱۹۹۹ پرتاب شد و با MODIS دیگری در ماهواره EOS Aqua که در سال ۲۰۰۲ پرتاب شد تکمیل گردید. با توجه به توسعه طیف سنج رادیومتر با دقت مکانی متوسط (MODIS)، محصولات دمای سطح زمین با موفقیت در زمینه‌های زیادی مانند تشعشع سطح زمین (بیشتر و همکاران، ۲۰۰۵؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۵)، تبخیر (وانگ و همکاران، ۲۰۱۰)، جزیره‌های گرمایی شهری (ایمهاف و همکاران، ۲۰۱۰؛ پیچیری و همکاران، ۲۰۱۲)، تغییر اقلیم (کوبین و همکاران، ۲۰۰۹؛ کای و همکاران، ۲۰۱۷)، مدل‌سازی هیدرولوژیکی (وانگ و همکاران، ۲۰۰۹؛ ژائو و همکاران، ۲۰۱۵)، دمای سطح دریا (اشنایدر و همکاران، ۲۰۰۹؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴) و تخمین دمای هوا (بنالی و همکاران، ۲۰۱۲؛ ژو و همکاران، ۲۰۱۳؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۶) استفاده شده است.

به طور معمول، با افزایش ارتفاع، دمای سطح زمین کاهش می‌یابد. این کاهش دما با افزایش ارتفاع معمولاً به نام افت‌آهنگ دما (TLR) معروف است. افت‌آهنگ دما یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های اقلیمی محلی و منطقه‌ای است. استفاده از مفهوم افت‌آهنگ دما ابزار مناسب دیگری برای میان‌یابی مکانی داده‌های پراکنده دمای هوا بوده است. افت‌آهنگ به صورت زمانی و مکانی می‌تواند متغیر باشد و تعداد اندک ایستگاه‌های مشاهداتی و فاصله مکانی زیاد آن‌ها از یکدیگر می‌تواند عدم قطعیت بزرگی را وارد محاسبات افت‌آهنگ نماید (ژانگ، ۲۰۱۶). تغییرات

دمای هوا به عنوان یک پارامتر مهم و اساسی در علوم متنوعی مطرح می‌باشد. مطالعات روزافزون مرتبط با گرمایش جهانی مانند کاربرد اقلیم در کشاورزی، منابع طبیعی، مهندسی آب و غیره، نیازمندی به داده‌های دمای هوای مشاهداتی با کیفیت را بیشتر نموده است (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۸). با این وجود، مشکل گسستگی مکانی و زمانی داده‌های دما یک نقیصه‌ی مهم در بسیاری از مناطق است (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۶) که می‌تواند در مدل‌سازی‌های هیدرولوژیکی و اقلیمی محسوس‌تر باشد (یانگ و همکاران، ۲۰۱۱؛ ژانگ و همکاران ۲۰۱۲). داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی حتی برای فواصل بسیار مکانی نزدیک ممکن است در زمان‌های مختلف بر حسب تغییرات مرحله رشد پوشش گیاهی اطراف دارای اختلاف متفاوت و معنی‌دار شوند (بایگی و همکاران ۱۳۹۶). بهره‌گیری از داده‌های ثبت شده دمای سطح زمین برای تخمین دمای واقعی هوا در دنیا برای غلبه بر گسستگی مکانی داده‌های دمای سطح زمین به طور متداول استفاده شده است (فو و همکاران، ۲۰۱۱؛ بنالی و همکاران، ۲۰۱۲؛ کیلیباردا و همکاران، ۲۰۱۴؛ کیلوگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ گوود، ۲۰۱۵؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۶). در قیاس با ایستگاه‌های محدود هواشناسی، استفاده از دمای سطح زمین ماهواره‌ای یک انتخاب ایده‌آل جهت به تصویر کشیدن مشخصه‌های الگوی زمانی و مکانی دمای سطح زمین در مناطق گسترده است (لی و همکاران، ۲۰۱۴). سازمان ملی هوانوردی و فضایی (ناسا) برنامه‌ای را برای مشاهده، تحقیق و تجزیه و تحلیل طولانی مدت زمین، اقیانوس‌ها، جو و تعاملات آن‌ها، از جمله اندازه‌گیری از سیستم رصد زمین (EOS) (کافمن، هرینگ، راتسون و کولاتز، ۱۹۹۸؛ ناسا، ۱۹۹۹) دنبال می‌کند. EOS توسط سازمان علوم زمین ناسا (ESE) تامین مالی شده و دارای سه جز اصلی است؛ (۱) یک سری هماهنگ از

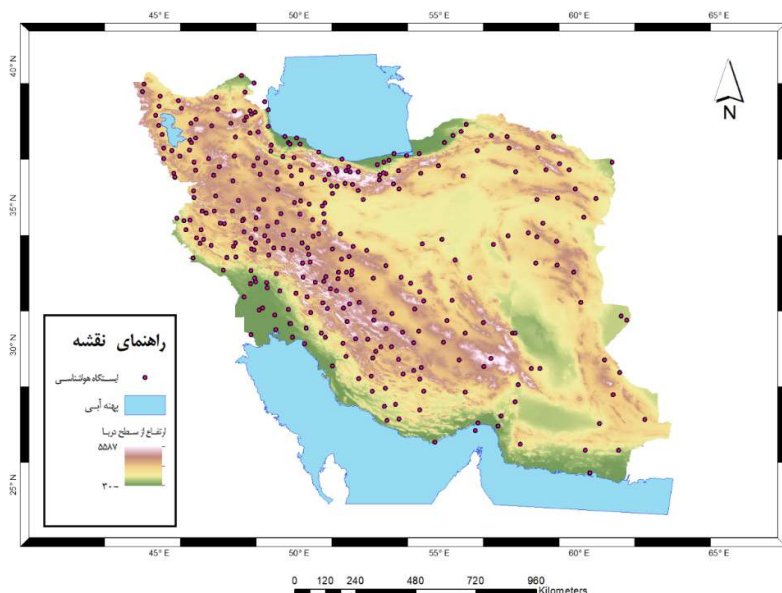
دمای هوای روزانه‌ی ۸۵ ایستگاه مشاهداتی، تغییرات روزانه و ماهانه افت‌آهنگ دما طی سال‌های ۲۰۰۲ الی ۲۰۰۶ مورد بررسی قرار گرفت. سپس افت‌آهنگ‌های دما با وضوح بالا (۱۰ کیلومتر) از تصحیح اریبی دماهای سطح زمین MODIS برآورد شدند و تغییرات مکانی-زمانی آن‌ها در سه زیر منطقه فلات تبت (غربی، شمال شرقی و جنوب شرقی) مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. نتایج این مطالعه نشان داد که تغییرات روزانه افت‌آهنگ دما در هر سه منطقه متفاوت بوده، گرچه در میان آن‌ها تغییرات روزانه مشابهی نیز در دمای هوا وجود داشت و میانگین افت‌آهنگ‌های دما در سه منطقه (غربی، شمال شرقی و جنوب شرقی)، به ترتیب، ۴/۰۲- و ۴/۱۵- و ۵/۰۶- کلون در کیلومتر بود که کمتر از میانگین جهانی افت‌آهنگ دما ۵/۶- کلون در کیلومتر بود.

کشور ایران با قرارگیری در کمربند میانی خشک و نیمه خشک کره زمین، همواره با کمبود منابع آبی و نزولات جوی روبرو بوده است. این مسئله با ظهور پدیده گرمایش جهانی و افزایش دما طی دهه‌های اخیر که به صورت مستقیم و غیرمستقیم منجر به افزایش مصرف آب در زمینه‌های مختلف شده، تشدید یافته است. لذا داشتن اطلاعات زمانی و مکانی کافی از دما به عنوان یک متغیر اساسی آب و هوایی بسیار حائز اهمیت می‌باشد. علیرغم این اهمیت، با توجه محدودیت‌های گوناگون از جمله وسعت کشور، تنوع توپوگرافی و اقلیمی، توسعه کمی و کیفی ایستگاه‌های هواشناسی همواره با مشکل مواجه بوده است. از طرف دیگر داده‌های بازتحلیل به عنوان یکی از منابع اطلاعاتی مهم نیز دقت مکانی کافی برای بسیاری از کاربردها را فراهم نمی‌کند. لذا هدف از این مطالعه ارائه روشی است تا بتوان با استفاده از داده‌های دمای سطح زمین MODIS که از دقت مکانی قابل قبولی برخوردار است، افت‌آهنگ دما برای محدوده کشور ایران و در ماه‌های مختلف را محاسبه و از این افت‌آهنگ دمای محاسبه

افت‌آهنگ دما با ویژگی‌های توپوگرافی بزرگ‌مقیاس در مطالعات متعددی گزارش شده است (لافلین، ۱۹۸۲؛ تایر، ۱۹۸۵؛ باری، ۲۰۰۱؛ پیین، ۲۰۰۱؛ رولاند، ۲۰۰۳؛ تانگ و فانگ، ۲۰۰۶؛ مارشال و همکاران، ۲۰۰۷؛ بلانفورد و همکاران، ۲۰۰۸؛ گاردنر و همکاران، ۲۰۰۹؛ گوواس و همکاران، ۲۰۱۱).

همچنین، محققان متعددی (دیاز و برادلی، ۱۹۹۷؛ باری، ۲۰۰۱؛ پیین، ۲۰۰۱؛ رولاند، ۲۰۰۳؛ تانگ و فانگ، ۲۰۰۶؛ موخوف و آکیروف، ۲۰۰۶؛ مارشال و همکاران، ۲۰۰۷؛ بلانفورد و همکاران، ۲۰۰۸؛ میندر و همکاران، ۲۰۱۰) بر اهمیت افت‌آهنگ دما در تعیین محدوده دما در زمینه‌های یخ شناسی، آب‌شناسی، اکولوژی، جنگلداری و کشاورزی تأکید داشته‌اند. برای مثال میندر و همکاران (۲۰۱۰)، در کوه‌های کاسکید واشنگتن، رولاند (۲۰۰۳) در شمال ایتالیا و آلپ اتریش، تانگ و فانگ (۲۰۰۶) در شیب‌های شمالی و جنوبی تای بای امتی (چین)، بلانفورد و همکاران (۲۰۰۸) در جنوب اهایو مرکزی، کووازی و همکاران (۲۰۱۱) در یونان، دیاز و برادلی (۱۹۹۷) در عرض ۴۰ درجه شمالی در نیمکره شمالی، پنین و لوسنبن (۲۰۰۲) در کوه‌های صخره‌ای کولورادو، هارلو و همکاران (۲۰۰۴) در جنوب شرقی نیمه خشک آریزونا، کاتل و همکاران (۲۰۱۳) در شیب جنوبی هیمالیای مرکزی و ژانگ و همکاران (۲۰۱۸) به مطالعه افت‌آهنگ دما پرداخته‌اند.

راه کار اساسی به منظور جبران نقیصه عدم قطعیت زیاد در افت‌آهنگ دما، استفاده از داده‌های ماهواره‌ای جهت تخمین افت‌آهنگ می‌باشد به خصوص زمانی که تعداد ایستگاه‌های پایش کم و یا پراکنش آن‌ها نامناسب باشد. ژانگ و همکاران (۲۰۱۸) در مطالعه‌ای تغییرات زمانی و مکانی افت‌آهنگ تخمینی دمای هوای سطح زمین برای فلات تبت را با استفاده از دمای هوای مشاهداتی و MODIS بررسی کردند. در این مطالعه، ابتدا، با استفاده از



شکل ۱. نقشه منطقه مورد مطالعه، ارتفاع و ایستگاه‌های هواشناسی.

نواحی حاشیه‌ای شمالی، غربی، شرقی و هم‌چنین نواحی مرکزی و جنوبی ایران را احاطه کرده است. در شمال ایران، ارتفاعات البرز از طریق کوه‌های آذربایجان به کوه‌های آناطولی در ترکیه می‌پیوندند و در شرق با رشته‌کوه‌های خراسان ترکیب شده و به ارتفاعات افغانستان و هندوکش ارتباط پیدا می‌کنند. این رشته‌کوه نواحی ساحلی دریای خزر را از دشت کویر که در جنوب البرز قرار دارد، جدا می‌سازد. ارتفاعات رشته‌کوه‌های حاشیه شمالی که از غرب آذربایجان غربی تا شرق خراسان کشیده شده، در اکثر نواحی از ۲۵۰۰ متر بیشتر است. کناره شمالی خلیج فارس و دریای عمان از دهانه کارون تا مرز پاکستان بخشی از ناحیه کوهستانی جنوب ایران به شمار می‌رود و حد غربی از بندر دیلم آغاز شده و در امتداد رود زهره تا باتلاق گاوخونی امتداد دارد (قائم‌ی و همکاران، ۱۳۹۱).

شده برای ریزمقیاس نمایی داده‌های بازتحلیل استفاده نمود.

۲ مواد و روش‌ها

۲-۱ منطقه مورد مطالعه

کشور ایران (شکل ۱) در منطقه جنوب غرب آسیا با مساحت ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومتر مربع بین عرض‌های ۲۵ تا ۴۵ درجه شمالی و طول ۴۴ تا ۶۳ درجه شرقی قرار دارد. طول محیط ایران به طور تقریبی ۸۶۳۱ کیلومتر و بزرگترین قطر آن از مرز بازرگان تا بندر گوادر تقریباً بیش از ۲۲۵۰ کیلومتر و قطر دیگر آن از سرخس تا اروندرود ۱۴۰۰ کیلومتر است. طول خط ساحلی جنوب ایران ۲۱۰۰ کیلومتر و خط ساحلی در شمال کشور، بیش از ۶۰۰ کیلومتر است. ایران، سرزمینی نسبتاً مرتفع و از کوهستان‌های متعدد برخوردار است که از نظر پیکربندی به آن فلات گفته می‌شود. ارتفاعات بلند و مرتفعی سرتاسر

روی کمربند بیابانی و عمل فرونشینی هوا در این کمربند، کشور ایران را در قیاس با میانگین بارش کره زمین (۸۶۰ میلی‌متر) به سرزمینی خشک به‌ویژه در نواحی کم عارضه و کم ارتفاع شرقی و داخلی تبدیل کرده است (بابائی فینی و فرج‌زاده، ۱۳۸۱).

۲-۲ داده‌ها

داده‌های مورد استفاده در مطالعه حاضر به سه نوع مشاهداتی، ماهواره‌ای و بازتحلیل تقسیم می‌شوند. داده‌های دمای هوای روزانه‌ی همگن و کنترل کیفی شده از ۳۱۷ ایستگاه سینوپتیک سازمان هواشناسی در دوره مشترک ۱۹۸۰ الی ۲۰۲۱ به عنوان داده‌های مشاهداتی، داده‌های دمای سطح زمین سنجنده ماهواره‌ای MODIS به عنوان داده‌های ماهواره‌ای با تفکیک مکانی یک کیلومتر و داده‌های بازتحلیل ERA5، CFS و MERRA2 به عنوان داده‌های بازتحلیل استفاده شدند (جوانشیری و همکاران، ۲۰۲۱). داده‌های دمای سطح زمین سنجنده MODIS برای هر ماه به صورت متوسط طولانی مدت از سامانه google earth engine دریافت شد به گونه‌ای که برای هر ماه میلادی یک نقشه دمای سطح زمین از سنجنده MODIS در دسترس بود. داده‌های دمای روزانه ERA5، CFS و MERRA2 به ترتیب از بانک‌های اطلاعاتی کوپرنیکس، ناسا و مرکز ملی مطالعات آب و هوایی دریافت گردید. مشخصه‌های داده‌های بازتحلیل در جدول ۱ آورده شده است. پراکنش ایستگاه‌های مشاهداتی در شکل ۱ نشان داده شده است. به علاوه، نقشه مدل رقمی ارتفاعی با دقت یک کیلومتر برای انجام محاسبات افت‌آهنگ مورد استفاده قرار گرفت.

به علت پانزده درجه اختلاف عرض جغرافیایی که بین جنوبی‌ترین و شمالی‌ترین نقطه آن وجود دارد و همچنین به علت چین‌خوردگی‌ها و پستی و بلندی‌های زیادی که در سطح آن به چشم می‌خورد، ایران کشوری با تنوع اقلیمی متنوع است که می‌توان آن را به ۲۴ ناحیه اقلیمی بارش-دما تقسیم نمود. از نقطه نظر رطوبتی نیز اغلب مساحت کشور در مناطق نیمه خشک و خشک قرار گرفته است (اسعدی اسکویی و همکاران، ۲۰۲۲). علاوه بر این دو عامل، ترکیب توده‌های هوایی که از سرزمین‌های مختلف سرچشمه گرفته‌اند و روی فلات ایران به هم برخورد می‌کنند یکی از عوامل مهم تعیین کننده آب و هوای ایران به شمار می‌رود. مجاورت با دریای عمان و خلیج فارس از یک طرف و تأثیر دریای مدیترانه از طرف دیگر به همراه قرارگیری صحراهای خشک عربستان و آفریقا در جنوب غربی و دشت سیبری در شمال شرقی از عوامل تأثیرگذار بر نوع توده‌های هوایی هستند که به کشور ایران می‌رسند (آذرخشی و همکاران، ۱۳۹۲).

فلات ایران در اثر استقرار بین سه صفحه عربستان، اوراسیا و هند به صورت توده برجسته‌ای درآمده است. در اثر این شکل‌یابی تکنونیک، مرزهای خارجی این فلات به صورت برآمده قسمت‌های فرورفته مرکزی و داخلی را در میان گرفته است. مورفولوژی کلی زمین در نیمه غربی کشور برجسته، پرعارضه و برعکس در نیمه شرقی و مرکزی، کم عارضه، کم ارتفاع و دارای چشم‌اندازهای نسبتاً یکنواخت است. این تفاوت مهم مورفولوژی به همراه موقعیت عمومی جغرافیایی، یعنی قرارگیری در کمربند بیابانی کره زمین و قرار گرفتن منبع عمده رطوبت در غرب آن، نقش مهمی در پدید آوردن سیمای طبیعی فلات ایران به شکل کنونی داشته است. واقع شدن ایران بر

جدول ۱. مشخصات پایگاه داده‌های بازتحلیل.

تفکیک	توضیحات	منبع	بانک داده بازتحلیل
۰/۲۵ در ۰/۲۵ درجه	کلاس: ورودی کامل، توسعه یافته مرکز: مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان مدت جوی پوشش زمانی: ۱۹۷۹ تا حال حاضر در نسخه ERA5.1 یک اجرای مجدد برای بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۶ برای حل مشکل آریبی منفی انجام شده است.	هرباش و همکاران (۲۰۲۰)	ERA5
۰/۲۵ در ۰/۳۱۲۵ در ۰/۳۱۲۵ برای CFSR و ۰/۲۵ در ۰/۲۵ برای CFS.v2	کلاس: ورودی کامل، سنجنده‌های ماهواره‌ای مرکز: مرکز ملی پیش‌بینی محیطی پوشش زمانی: ۱۹۷۹ تا حال حاضر CFSR از ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۰ و CFS.v2 از ژانویه ۲۰۱۱ تا حال حاضر	سها و همکاران (۲۰۱۰) و (۲۰۱۴)	CFSR/CFS.v2
۰/۶۲۵ در ۰/۵ درجه	کلاس: ورودی کامل، سنجنده‌های ماهواره‌ای مرکز: اداره مدل‌سازی و تجمیع جهانی ناسا پوشش زمانی: ۱۹۸۰ تاکنون	گلارو و همکاران (۲۰۱۷)	MERRA2

۲-۳ ضریب سایه

گروه‌ها، k ، بر طبق حداکثر مقدار $S(K)$ انتخاب می‌شود.

SC به صورت زیر تعریف می‌گردد:

$$SC = \max\{S(K)\} \quad (۲)$$

که در آن حداکثر برای تمام k ها تا زمانی که ضریب سایه قابل محاسبه باشد در نظر گرفته می‌شود؛ یعنی $n - 1, 2, 3, \dots, k$ که در آن n تعداد داده‌ها است.

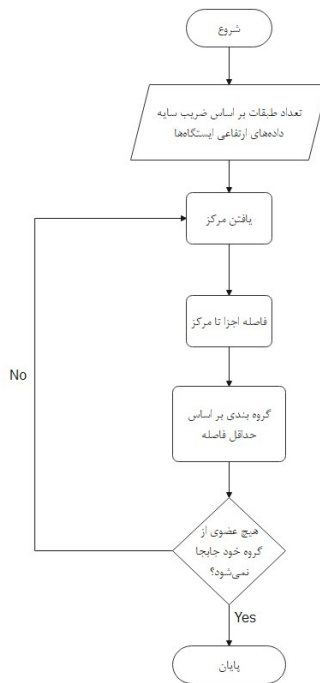
۲-۴ گروه بندی K-means

روش گروه بندی K-means یکی از متداول‌ترین روش‌های دسته بندی داده‌ها است. این روش مزایایی از جمله سادگی محاسبات، سریعتر بودن محاسبات به خصوص زمانی که حجم داده‌ها زیاد است، توانایی طبقه بندی فشرده‌تر نسبت به روش‌های سلسله مراتبی و توانایی اعمال طبقه بندی جدید با ورود عضو جدید با سرعت بیشتر را دارا است (سنو و نیندیتو، ۲۰۱۶). در ابتدا تعداد

در برخی از شیوه‌های طبقه بندی مانند K-means، اطلاع از تعداد دسته‌ها قبل از گروه بندی الزامی است. شیوه‌های مختلفی برای یافتن تعداد طبقه‌ها وجود دارد. طبق اظهار نظر زویی و راوی (۲۰۰۸)، یکی از محبوب‌ترین آن‌ها استفاده از ضریب سایه است. در این روش برای یک نقطه در گروه A ، ضریب سایه، $S(i)$ ، به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$S(i) = \frac{b(i) - a(i)}{\max\{a(i), b(i)\}} \quad (۱)$$

که در آن $a(i)$ متوسط عدم شباهت بین نقطه i و تمام سایر نقاط در گروه A است (گروهی که i به آن تعلق دارد) و $b(i)$ متوسط عدم شباهت بین نقطه i و نقاط نزدیکترین گروه به گروه A است که در اینجا گروه B است متوسط عرض‌های سایه، $S(K)$ ، برای تمام نقاط با متوسط گیری تمام $S(i)$ ها به دست می‌آید. تعداد صحیح



شکل ۲. فلوجارت شیوه گروه بندی K-means.

بازتحلیل با به دست آوردن رابطه خطی بین دمای ثبت شده توسط سنجنده MODIS و مقادیر ارتفاع درون آن سلول به دست می‌آید. برای مثال برای داده‌ها بازتحلیل ERA5 با تفکیک مکانی ۲۵ کیلومتر، حدود ۶۲۵ نمونه دما و نظیر آن داده ارتفاعی، در هر بلوک مربوط به داده‌های ERA5، وجود دارد. با استفاده از این دو سری داده رابطه (۳) قابل محاسبه است.

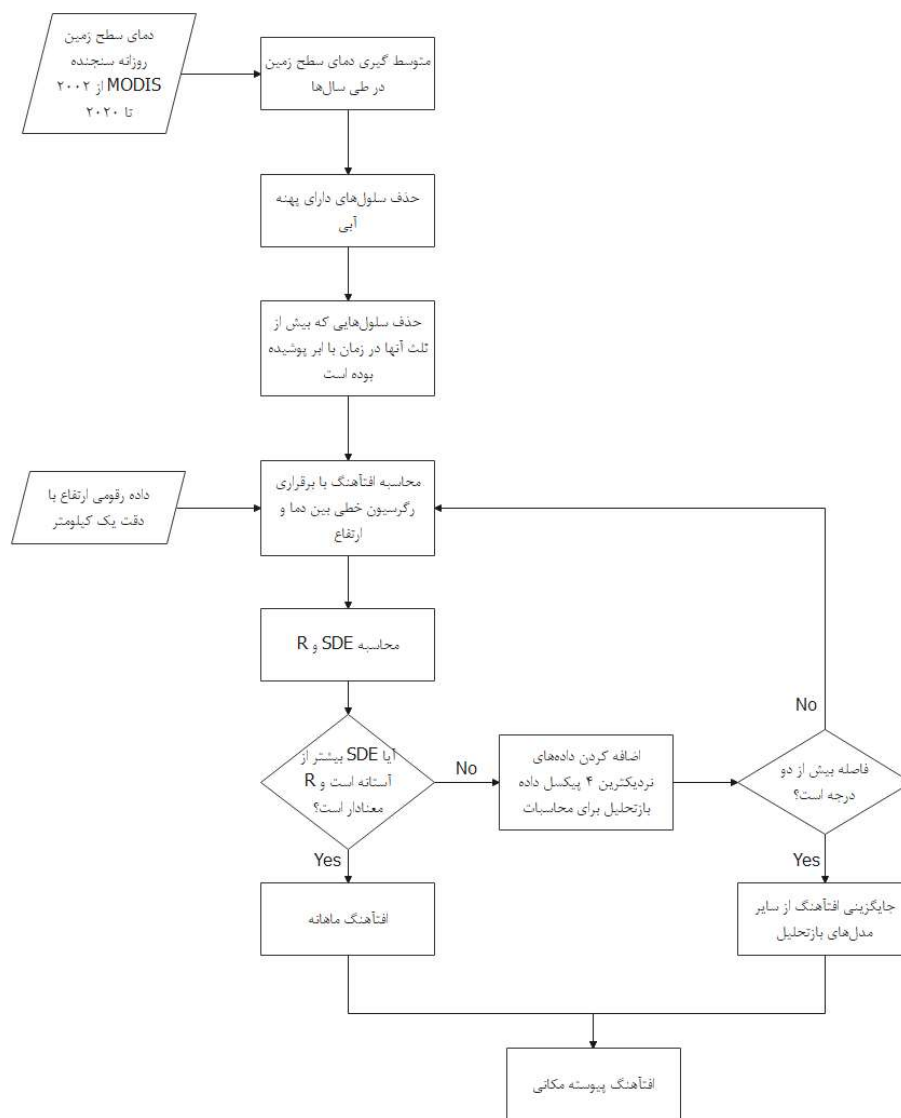
$$LST_m = -\alpha Z + b \quad (3)$$

که در آن LST_m میانگین ماهانه چند ساله دمای سطح زمین سنجنده MODIS در ماه m ، ارتفاع Z و α و b به ترتیب شیب و عرض از مبدأ رابطه می‌باشند. در اینجا مقدار شیب همان افتآهنگ دما نامیده می‌شود. پیش از انجام این محاسبات و به دست آوردن رابطه و در نتیجه مقدار افتآهنگ دما بایستی داده‌های MODIS آماده‌سازی کردند. برای حذف اثر آب، اگر پیکسل یک کیلومتری دمای سطح زمین شامل یک یا بیشتر از پیکسل‌های ۵۰۰

گروه‌ها تعیین شده و یک هسته برای هر گروه تعیین می‌گردد. سپس الگوریتم K-means در سه مرحله انجام می‌گیرد و این مراحل تا رسیدن به ثبات تکرار می‌شود (به این معنا که هیچ عضوی از گروه خود جابجا نشود). این مراحل در شکل ۲ آورده شده و به این ترتیب است: (۱) تعیین یک هسته تصادفی برای هر گروه، (۲) تعیین فاصله اقلیدسی بین هر شی تا هسته، (۳) گروه‌بندی اشیاء بر اساس حداقل فاصله (کاردی، ۲۰۰۷).

۲-۵ روش کار

در مطالعه حاضر، جهت ریزمقیاس نمایی داده‌های بازتحلیل از تفکیک مرجع به تفکیک مکانی یک کیلومتر از داده‌های سنجنده MODIS و داده‌های مدل رقومی ارتفاعی استفاده شد. ابتدا نقشه مدل رقومی ارتفاع با مقیاس سی متر به مقیاس یک کیلومتر و بر اساس نقشه‌های سنجنده MODIS بزرگ مقیاس گردید. افتآهنگ دما ماهانه هر یک از سلول‌های نقشه مدل‌های



شکل ۳. فلوجارت تهیه نقشه افت‌آهنگ پیوسته مکانی.

پس از محاسبه افت‌آهنگ دما، همواره موارد استثنایی وجود خواهد داشت که یا افت‌آهنگ دما قابل محاسبه نیست و یا اینکه مقدار این افت‌آهنگ دما غیر معتبر است. بر اساس مطالعات گذشته (کتل و همکاران، ۲۰۱۵؛ رولاند، ۲۰۰۳) قدر مطلق مقدار منطقی افت‌آهنگ دما نباید بیش از ۰/۰۱۵ درجه سانتی‌گراد در متر باشد. لذا پیکسل‌هایی با شیب افت‌آهنگ دمای بیش از مقدار به عنوان داده‌های از دست رفته در نظر گرفته می‌شوند. همین‌طور اگر تعداد

متری باشد که شامل آب هستند، از داده‌ها حذف می‌شوند. برای حذف اثر اریبی که از حذف پیکسل‌ها به دلیل ابری بودن آسمان ایجاد می‌شود، تنها پیکسل‌هایی با پوشش زمانی بیشتر از یک سوم در محاسبات ماهانه افت‌آهنگ دما استفاده می‌شوند. پس از اعمال این پیش‌پردازش‌ها و آماده‌سازی نقشه‌های دمای سطح زمین سنجنده MODIS برای هر ماه میلادی و هر مدل یک نقشه افت‌آهنگ و مجموعاً ۳۶ نقشه تهیه می‌گردد.

مدل‌های بازتحلیل استفاده می‌شود و در نهایت اگر همچنان پیکسل افتآهنگ از دست رفته وجود داشته باشد (معمولاً کمتر از یک درصد) از یک روش میان‌یابی برای پر کردن آن استفاده می‌شود. فلوجارت روش کار در شکل ۳ مشاهده می‌گردد.

پس از تهیه نقشه‌های افتآهنگ دما، نقشه‌های مدل‌های بازتحلیل ERA5، CFS.v2 و MERRA2 از مقیاس اصلی ۰٫۵، ۰٫۵، ۰٫۵ و ۰٫۵ درجه به تفکیک مکانی ۰٫۰۸۳ درجه (یک کیلومتر) ریزمقیاس می‌گردند. در این فرآیند از رابطه ۴ استفاده می‌شود.

$$T_{DS} = T_{Org} - [Z_{DS} - Z_{Org}]TLR \quad (4)$$

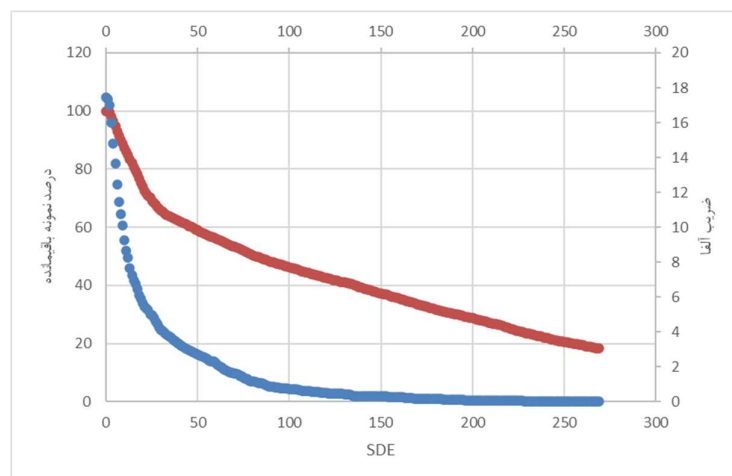
که در آن Z_{DS} ارتفاع پیکسل یک کیلومتر، Z_{Org} ارتفاع متوسط بلاک بازتحلیل، T_{Org} دمای بلاک بازتحلیل، T_{DS} دمای اصلاح شده و TLR مقدار افتآهنگ دما در پیکسل یک کیلومتر است. در پایان داده‌های بازتحلیل و ریزمقیاس شده با داده‌های مشاهداتی ایستگاهی با استفاده از شاخص‌های R ، $RMSE$ و NSE مقایسه می‌گردد. با توجه به تعداد زیاد ایستگاه‌ها، تحلیل ایستگاه به ایستگاه عملاً غیرعلمی بوده و منجر به نتایج قابل درک نمی‌شود، لذا پس از محاسبه آماره‌های تعیین کننده کارایی در ایستگاه‌ها، متوسط این مقادیر در طبقات ارتفاعی و مناطق اقلیمی مختلف محاسبه و تحلیل گردید. جهت طبقه بندی ارتفاعی ابتدا تعداد بهینه طبقات ارتفاعی با استفاده از ضریب سایه تعیین شد و سپس با بهره‌گیری از روش گروه بندی K-mean طبقات ارتفاعی تعیین شدند.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (T_i - \hat{T}_i)^2}{N}} \quad (5)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |T_i - \hat{T}_i| \quad (6)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (T_i - \hat{T}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (T_i - \bar{T})^2} \quad (7)$$

داده‌های معتبر دمای سطح زمین در درون هر پیکسل کمتر از ۴ باشد، افتآهنگ قابل محاسبه نبوده و آن داده نیز گمشده فرض می‌شود. علاوه بر این نکات، بر اساس مطالعات گذشته رابطه بین دما و ارتفاع باید معنی‌دار باشد. لذا در این پژوهش و بر اساس مطالعه انجام شد توسط ژانگ و همکاران (۲۰۲۱)، به منظور حذف خودکار افتآهنگ‌های دمای غیرقابل قبول و پرکردن داده‌های گمشده آماره‌های SDE (انحراف استاندارد تغییرات ارتفاع) و معناداری ضریب همبستگی R بین دمای سطح زمین و ارتفاع محاسبه و استفاده می‌شوند. در این روش از یک روند سعی و خطا برای یافتن آستانه SDE استفاده می‌گردد به این گونه که SDE از ۰ تا ۳۰۰ تغییر داده می‌شود و برای هر مقدار یک شاخص نرخ خطا (α) محاسبه می‌گردد. این شاخص عبارت است از درصد افتآهنگ‌های دمای غیر معتبر به درصد کل افتآهنگ‌ها و مقدار آن باید کمتر از ۱ درصد باشد (ژانگ و همکاران، ۲۰۲۱). با بهره‌گیری از این روش آستانه SDE محاسبه می‌گردد. با در نظر گرفتن شرط این آستانه و معناداری R ، در صورتی که شروط برقرار نباشند، ابتدا ۴ پیکسل مجاور داده‌های بازتحلیل نیز به پیکسل محاسباتی اضافه شده و مقدار افتآهنگ دما مجدد محاسبه می‌شود. چنانچه شروط برقرار بود این افتآهنگ تایید شده و محاسبات سلول بعدی آغاز می‌شود، در غیر این صورت مجدداً داده‌های ۴ پیکسل دیگر (مجموعاً ۹ پیکسل) برای محاسبات مجدد نیز اضافه می‌گردد؛ این فرآیند تا حداکثر ۲٫۵ درجه اطراف پیکسل ادامه می‌یابد. در صورتی که پس از طی این فرآیند همچنان مقدار افتآهنگ دما از دست رفته و یا نامعتبر باشد پیکسل مورد نظر گمشده فرض می‌گردد. انجام این فرآیند منجر به پر شدن حجم قابل توجهی از افتآهنگ‌های دمای از دست رفته و نامعتبر می‌گردد؛ اما چنانچه همچنان تعدادی از پیکسل‌ها، از دست رفته باشند، ابتدا از افتآهنگ‌های محاسبه شده در پیکسل سایر



شکل ۴. نمودار تغییرات ضریب آلفا و درصد باقیمانده در مقال تغییرات SDE (آبی: ضریب آلفا، قرمز: درصد نمونه باقیمانده).

۳ نتایج

دما از هر دو منبع استخراج گردید. با مقایسه مقادیر بازتحلیل (خام و ریزمقیاس شده) با مقادیر مشاهده شده در مقیاس زمانی روزانه، کارایی هر یک از مدل‌های بازتحلیل و همچنین تأثیر فرآیند ریزمقیاس‌نمایی بر این کارایی‌ها تحلیل گردید.

۳-۱ طبقه‌بندی ارتفاعی و اقلیمی

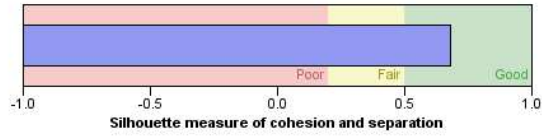
تحلیل کارایی‌ها به صورت منطقه‌ای، یکی طبقات ارتفاعی و دیگری مناطق اقلیمی صورت پذیرفت. برای تحلیل در طبقات ارتفاعی، ابتدا بهترین تعداد طبقات ارتفاعی با استفاده از ضریب سایه تعیین شد. در این فرآیند ابتدا تعداد ۲ تا ۱۵ طبقه آزمون و خطا شد و در هر طبقه بندی میزان ضریب سایه محاسبه و مقایسه گردید. همان‌طور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود، بهترین تعداد طبقات ارتفاعی بر اساس ضریب سایه ۵ می‌باشد. لذا ایستگاه‌ها با استفاده از روش K-means به ۵ کلاس مختلف ارتفاعی تقسیم بندی شدند و به هر کلاس به طور توصیفی یک نام داده شد. جدول ۲ نام هر کلاس، متوسط ارتفاع هر کلاس و تعداد ایستگاه‌های واقع شده در آن کلاس را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌گردد، بیشترین تعداد ایستگاه در طبقه ارتفاعی متوسط و کمترین

بر اساس روش کار تعریف شده، ابتدا فرآیند محاسبه آستانه‌های SDE و R برای هر سه مدل بازتحلیل صورت پذیرفت. به طور مثال در شکل ۴، برای ماه می و مدل ERA5 تغییرات SDE در برابر شاخص آلفا و درصد نمونه باقیمانده نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌گردد مقدار آلفا از آستانه شاخص SDE برابر با ۶۶ به عدد یک درصد نزدیک می‌شود. این عدد برای تمام مدل‌ها و ماه‌های مختلف انجام به دست آمد و متوسط تمام آستانه‌های SDE در محدوده ۶۶ بود. مشابه مطالعه انجام شده توسط ژانگ و همکاران (۲۰۲۱) مقدار R تقریباً در تمام رابطه‌های دما-ارتفاع معنادار بود. لذا فرآیند محاسبه و پر کردن داده‌های از دست رفته افتآهنگ بر اساس شروط SDE بزرگتر از ۶۶ و معناداری مقدار R صورت گرفت (شکل ۶). بعد از این مرحله، سایر پیکسل‌های باقیمانده نیز با فرآیند جایگزینی و میان‌یابی پر شدند. با استفاده از داده‌های افتآهنگ نهایی داده‌های شبکه‌ای بازتحلیل سه مدل ERA5، CFS و MERRA2 از تفکیک مکانی اصلی به یک کیلومتر ریزمقیاس شدند. سپس داده‌های نزدیکترین سلول به ایستگاه‌های مشاهداتی

Model Summary

Algorithm	TwoStep
Inputs	1
Clusters	5

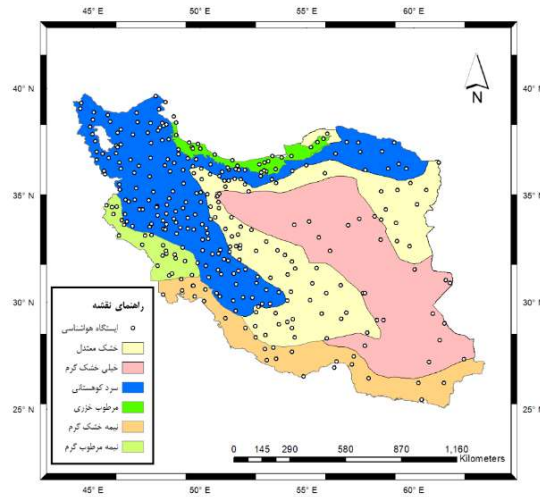
Cluster Quality



شکل ۵. حداکثر مقدار ضریب سایه.

جدول ۲. طبقات ارتفاعی.

تعداد ایستگاه‌ها	متوسط ارتفاع (متر از سطح دریا)	نام کلاس ارتفاعی
۵۹	۱۰۳,۹۵	پست
۶۲	۸۳۰,۹۲	کم ارتفاع
۱۰۱	۱۳۴۹,۸۵	متوسط
۷۰	۱۷۴۸,۴۸	اندکی مرتفع
۲۵	۲۲۶۸,۲۶	مرتفع



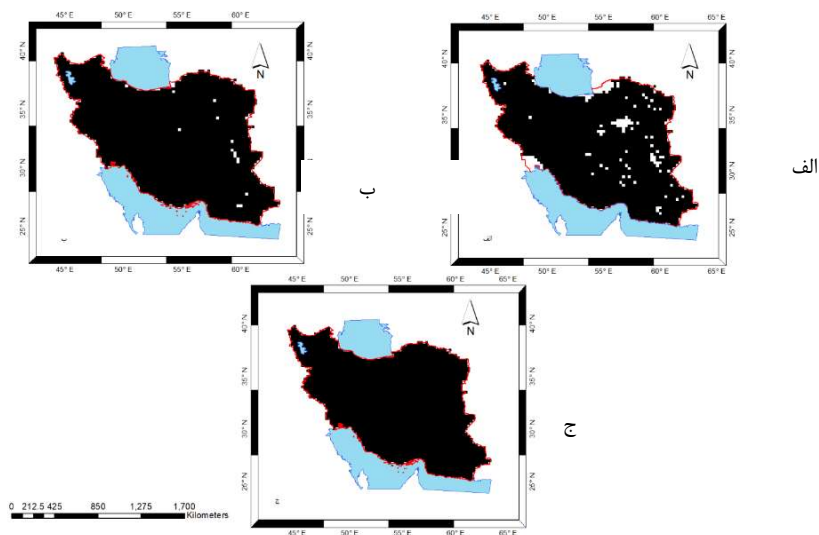
شکل ۵. مناطق اقلیمی (عباسی و همکاران، ۲۰۲۲).

رفته در نظر گرفته شده است. با استفاده از روش ذکر شده در بخش ۵-۲ این داده‌های از دست رفته پر شده است که در این شکل از نتیجه اولیه تا نتیجه نهایی مشاهده می‌گردد. در نقشه نهایی هیچ نقطه سفید (داده از دست رفته) مشاهده نمی‌شود. شکل ۸ نیز نقشه نمونه نهایی داده‌های افتآهنگ برای ژانویه و مدل ERA5 را نشان می‌دهد. جدول ۳ خلاصه آماره‌ها برای این نقشه را نشان می‌دهد؛ بیشترین دامنه تغییرات میزان افتآهنگ در منطقه سرد کوهستانی و کمترین آن در منطقه نیمه خشک گرم مشاهده می‌شود. این امر می‌تواند به دلیل تغییرات زیاد ارتفاع در مناطق کوهستانی باشد که منجر به دست آمدن افتآهنگ‌های متفاوت در نقاط مختلف آن می‌شود. حداقل و حداکثر متوسط افتآهنگ به ترتیب در مناطق نیمه مرطوب گرم و خیلی خشک گرم به دست آمده است.

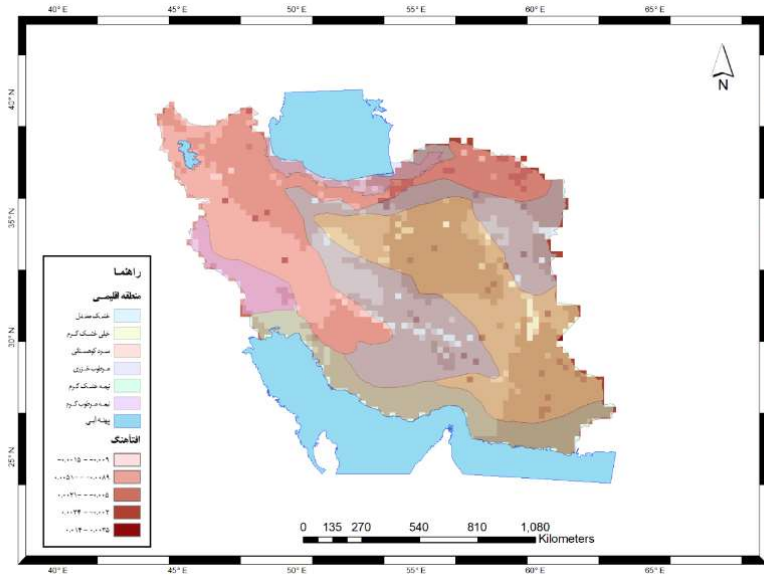
آن در مناطق مرتفع احداث شده است. جهت طبقه بندی اقلیمی در این مطالعه از جدیدترین طبقه بندی اقلیمی (شکل ۶) ارائه شده در یکی از منابع (عباسی و همکاران، ۲۰۲۲) که در دسترس بود استفاده گردید.

۳-۲ افتآهنگ دما

با بهره‌گیری از روش ارائه شده در بخش ۲-۵ ابتدا مقادیر افتآهنگ دما با استفاده از داده‌های دمای سطح زمین MODIS و داده‌های ارتفاعی در درون هر سلول داده بازتحلیل محاسبه گردید، به گونه‌ای که برای هر سلول یک مقدار افتآهنگ به دست آمد. شکل ۷ نقشه‌های داده‌های افتآهنگ دمای معتبر و از دست رفته برای مدل بازتحلیل ERA5 و ماه ژانویه را نشان می‌دهند. همان‌گونه که مشاهده می‌گردد در نقشه‌ها سلول‌هایی که مقادیر افتآهنگ نامعتبر داشته (سلول‌های سفید رنگ) و یا مقدار افتآهنگ قابل محاسبه نمی‌باشد به عنوان افتآهنگ از دست



شکل ۶. مراحل پر کردن داده‌های افتآهنگ دمای از دست رفته ماه ژانویه و مدل ERA5 (الف) افتآهنگ دما اولیه، (ب) افتآهنگ محاسبه شده با در نظر گرفتن روش آستانه‌های SDE (مقادیر بزرگتر از ۶۶ متر) و معناداری R (مقادیر R با p کمتر از ۰,۰۵)، (ج) افتآهنگ دما نهایی با جایگزینی از سایر مدل‌ها و میان‌یابی در صورت نیاز) (پیکسل‌های با پوشش بیش از ۵۰۰ متر آبی محدوده آبی و برای حذف اثر اریبی که از حذف پیکسل‌ها به دلیل ابری بودن آسمان ایجاد می‌شود، تنها پیکسل‌هایی با پوشش زمانی بیشتر از یک سوم در محاسبات ماهانه افتآهنگ دما استفاده می‌شوند).



شکل ۷. افتآهنگ ماه ژانویه و مدل ERA5

جدول ۳. خلاصه شاخصه‌های آماری مقادیر افتآهنگ دما برای ماه ژانویه و مدل ERA5

منطقه اقلیمی	کمینه	بیشینه	دامنه تغییرات	متوسط	انحراف از معیار
سرد کوهستانی	-۰/۰۱۴۵	۰/۰۱۲۷	۰/۰۲۷۱	-۰/۰۰۴۲	۰/۰۰۳۳
خشک معتدل	-۰/۰۱۵۰	۰/۰۱۰۹	۰/۰۲۵۹	-۰/۰۰۳۴	۰/۰۰۲۷
نیمه خشک گرم	-۰/۰۰۸۳	۰/۰۰۰۹	۰/۰۰۹۲	-۰/۰۰۳۲	۰/۰۰۱۹
نیمه مرطوب گرم	-۰/۰۱۲۰	-۰/۰۰۲۲	۰/۰۰۹۸	-۰/۰۰۶۶	۰/۰۰۱۲
مرطوب خزری	-۰/۰۱۱۳	۰/۰۰۱۸	۰/۰۱۳۱	-۰/۰۰۲۴	۰/۰۰۲۸
خیلی خشک گرم	-۰/۰۱۲۷	۰/۰۱۴۰	۰/۰۲۶۷	-۰/۰۰۱۸	۰/۰۰۲۶

۳-۳ ریزمقیاس نمایی

با نگاهی به جدول ۴، این امر مشهود است که مدل ERA5 در تمام طبقات ارتفاعی کارایی بالاتری نسبت به سایر مدل‌های بازتحلیل داشته است. به علاوه دقت داده‌های بازتحلیل خام در طبقه ارتفاعی پست نسبت به سایر طبقات بالاتر و در طبقه ارتفاعی کم ارتفاع کمتر از سایر طبقات بوده است. این مسئله بیانگر کارایی بهتر مدل‌های بازتحلیل در مناطقی با تغییرات ارتفاعی کم است، به عبارت دیگر توپوگرافی می‌تواند در کارایی مدل نقش آفرین باشد. استفاده از رابطه افت آهنگ دما برآورد شده از داده‌های

سنجنده MODIS در همه طبقات ارتفاعی باعث بهبود (به طور متوسط کمی بیش از ۱۲ درصد) هر چهار شاخص ارزیابی شده است. از آنجا که روند داده‌های بازتحلیل با روند داده‌های مشاهداتی همخوانی مناسبی دارد (به دلیل استفاده از داده‌های مشاهداتی به عنوان یکی از منابع برای ساخت بانک داده بازتحلیل و زیاد بودن تعداد داده‌ها) مقادیر ضریب همبستگی (R) از ابتدا بالا بوده و لذا بهبود در مقادیر این شاخص مشهود نیست. حداکثر بهبود در شاخص‌ها برای مدل MERRA2 و در طبقه ارتفاعی کم

خام مدل‌ها در منطقه نیمه خشک گرم و کمترین دقت در مناطق سرد کوهستانی دیده می‌شود. تمام شاخص‌ها (به جز شاخص ضریب همبستگی که از ابتدا بالا بوده است) به طور متوسط نزدیک ۱۳ درصد بهبود داشته‌اند. حداکثر بهبود برای مدل MERRA2 و در منطقه خشک معتدل مشاهده می‌گردد که شاخص‌ها به طور متوسط نزدیک ۲۰ درصد بهبود پیدا کرده‌اند. حال اینکه متوسط بهبودها برای مدل ERA5 در منطقه خیلی خشک گرم تنها کمی بیش از ۵ درصد بوده است. به طور خلاصه ریزمقیاس‌نمایی داده‌های دما با استفاده از افت‌آهنگ باعث بهبود دقت داده‌های بازتحلیل شده است.

ارتفاع با متوسط بهبود نزدیک ۱۷ درصد (با در نظر نگرفتن شاخص ضریب همبستگی) مشاهده می‌شود. حداقل بهبود در ضرایب کارایی با مقدار متوسط ۶ درصد بهبود برای مدل MERRA2 و در طبقه ارتفاعی مرتفع حاصل گردید.

جدول ۵ نتایج مشابه طبقات ارتفاعی را برای مناطق اقلیمی نشان می‌دهد. داده‌های خام ERA5 در تمامی مناطق به جز منطقه نیمه مرطوب گرم از دقت بالاتری در مقایسه با سایر مدل‌ها برخوردار بوده است. در منطقه نیمه مرطوب گرم داده‌های خام بازتحلیل MERRA2 به داده‌های مشاهداتی نزدیکتر است. بیشترین دقت مقادیر

جدول ۴. نتایج مقایسه داده‌های خام و ریزمقیاس شده داده‌های بازتحلیل با داده‌های مشاهداتی در مناطق اقلیمی مختلف در قالب شاخص‌های RMSE، R و

.NSE

شاخص								مدل	طبقه ارتفاعی
NSE		MAE		R		RMSE			
ریزمقیاس شده	داده خام	ریزمقیاس شده	داده خام	ریزمقیاس شده	داده خام	ریزمقیاس شده	داده خام		
۰٫۸۸	۰٫۸۴	۱٫۹۸	۲٫۴۳	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۲٫۲۷	۲٫۷۰	ERA	پست
۰٫۸۶	۰٫۸۳	۲٫۳۵	۲٫۶۴	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۲٫۷۴	۳٫۰۲	CFS	
۰٫۸۶	۰٫۸۲	۲٫۲۳	۲٫۶۵	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۲٫۶۱	۳٫۰۰	MERRA2	
۰٫۸۷	۰٫۸۲	۲٫۵۹	۳٫۲۵	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۲٫۸۸	۳٫۵۱	ERA	کم ارتفاع
۰٫۷۸	۰٫۷۲	۳٫۴۵	۴٫۱۷	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۳٫۸۷	۴٫۵۵	CFS	
۰٫۸۳	۰٫۷۶	۳٫۰۱	۳٫۸۷	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۳٫۳۷	۴٫۱۹	MERRA2	
۰٫۹۰	۰٫۸۷	۲٫۱۷	۲٫۸۳	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۲٫۴۹	۳٫۱۳	ERA	متوسط
۰٫۸۵	۰٫۸۰	۲٫۹۷	۳٫۶۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۳٫۴۴	۴٫۱۳	CFS	
۰٫۸۹	۰٫۸۵	۲٫۴۵	۳٫۱۰	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۲٫۸۸	۳٫۴۹	MERRA2	
۰٫۹۲	۰٫۸۸	۲٫۰۶	۲٫۶۹	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۲٫۳۸	۲٫۹۹	ERA	اندکی مرتفع
۰٫۸۸	۰٫۸۴	۲٫۷۷	۳٫۳۶	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۳٫۲۵	۳٫۸۲	CFS	
۰٫۹۱	۰٫۸۹	۲٫۲۳	۲٫۷۵	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۲٫۶۹	۳٫۱۷	MERRA2	
۰٫۸۷	۰٫۸۴	۲٫۵۴	۳٫۰۶	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۲٫۹۲	۳٫۴۲	ERA	مرتفع
۰٫۸۵	۰٫۸۴	۲٫۸۰	۳٫۱۰	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۳٫۳۰	۳٫۶۰	CFS	
۰٫۸۹	۰٫۸۹	۲٫۲۶	۲٫۵۲	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۲٫۷۰	۲٫۹۳	MERRA2	

جدول ۵. نتایج مقایسه داده‌های خام و ریزمقیاس شده داده‌های بازتحلیل با داده‌های مشاهداتی در طبقات ارتفاعی مختلف در قالب شاخص‌های RMSE و R

NSE

شاخص								مدل	تعداد ایستگاه	منطقه اقلیمی
NSE		MAE		R		RMSE				
ریزمقیاس شده	داده خام	ریزمقیاس شده	داده خام	ریزمقیاس شده	داده خام	ریزمقیاس شده	داده خام			
۰,۹۴	۰,۹۱	۱,۸۲	۲,۴۱	۰,۹۹	۰,۹۹	۲,۰۹	۲,۶۷	ERA	۷۱	خشک معتدل
۰,۸۷	۰,۸۱	۲,۸۶	۳,۵۴	۰,۹۸	۰,۹۸	۳,۲۸	۳,۹۵	CFS		
۰,۹۲	۰,۸۵	۲,۲۸	۳,۱۷	۰,۹۹	۰,۹۹	۲,۶۳	۳,۴۹	MERRA2		
۰,۹۱	۰,۸۶	۲,۱۹	۳,۰۵	۰,۹۹	۰,۹۹	۲,۴۹	۳,۲۹	ERA	۲۲	نیمه مرطوب گرم
۰,۸۹	۰,۸۴	۲,۴۱	۳,۱۹	۰,۹۹	۰,۹۹	۲,۷۸	۳,۵۳	CFS		
۰,۹۰	۰,۸۵	۲,۲۶	۲,۷۹	۰,۹۹	۰,۹۹	۲,۵۸	۳,۰۹	MERRA2		
۰,۹۱	۰,۸۹	۱,۶۵	۱,۹۳	۰,۹۹	۰,۹۹	۱,۸۹	۲,۱۸	ERA	۲۴	نیمه خشک گرم
۰,۸۶	۰,۸۰	۲,۰۴	۲,۳۵	۰,۹۸	۰,۹۸	۲,۳۹	۲,۶۸	CFS		
۰,۹۱	۰,۸۷	۱,۷۵	۲,۰۵	۰,۹۹	۰,۹۸	۲,۰۶	۲,۳۷	MERRA2		
۰,۸۷	۰,۸۳	۲,۰۹	۲,۵۴	۰,۹۸	۰,۹۸	۲,۴۶	۲,۸۸	ERA	۲۵	مرطوب خزری
۰,۸۷	۰,۸۳	۲,۵۶	۲,۸۲	۰,۹۸	۰,۹۸	۳,۱۰	۳,۳۲	CFS		
۰,۸۶	۰,۸۰	۲,۳۲	۲,۷۴	۰,۹۷	۰,۹۷	۲,۸۳	۳,۲۱	MERRA2		
۰,۸۶	۰,۸۲	۲,۵۷	۳,۲۸	۰,۹۹	۰,۹۹	۲,۹۲	۳,۶۰	ERA	۱۵۲	سرد کوهستانی
۰,۸۳	۰,۷۹	۳,۱۲	۳,۷۱	۰,۹۸	۰,۹۸	۳,۶۰	۴,۱۸	CFS		
۰,۸۶	۰,۸۴	۲,۶۶	۳,۱۹	۰,۹۸	۰,۹۸	۳,۱۳	۳,۶۰	MERRA2		
۰,۹۲	۰,۹۲	۱,۹۴	۲,۱۳	۰,۹۹	۰,۹۹	۲,۲۲	۲,۴۰	ERA	۲۳	خیلی خشک گرم
۰,۸۴	۰,۷۸	۳,۱۶	۳,۷۵	۰,۹۸	۰,۹۸	۳,۵۷	۴,۱۳	CFS		
۰,۸۷	۰,۸۱	۲,۷۱	۳,۳۱	۰,۹۹	۰,۹۹	۳,۰۶	۳,۶۵	MERRA2		

۴ بحث و نتیجه‌گیری

برای غلبه بر این گسستگی مکانی داده‌های دمای سطح زمین، استفاده از داده‌های ثبت شده توسط ماهواره‌ها به طور گسترده برای تخمین دمای واقعی متداول شده است. با توسعه MODIS، استفاده از محصولات سطح زمین آن در زمینه‌های زیادی توسعه یافته است. ایران با قرارگیری در منطقه خشک و نیمه خشک جهان، همواره با کمبود منابع آب روبرو بوده است. این کمبود با ظهور گرمایش جهانی و افزایش دما روز به روز محسوس‌تر گردیده و امروزه تبدیل به یکی از چالش‌ها گردیده است. لذا داشتن اطلاعات زمانی و مکانی کافی از دما به عنوان یک عامل اساسی آب و هوایی حائز اهمیت بالایی است. علیرغم این

دمای هوا همواره یکی از داده‌های آب و هوایی پایه و با اهمیت در بسیاری از حوضه‌ها بوده است. با وجود پرکاربرد بودن این متغیر آب و هوایی، گسستگی مکانی و زمان نقیصه‌ای است که همچنان موضوع بسیاری از مطالعات محققین است. استفاده از مفهوم افتآهنگ به عنوان ابزاری کارا برای رفع نسبی این نقیصه مطرح بوده است. ولی با توجه به تغییر پذیری مکانی و زمانی افتآهنگ دما، تعداد کم ایستگاه‌ها و پراکنش نامناسب آن‌ها می‌تواند عدم قطعیت بزرگی را وارد محاسبات افتآهنگ با استفاده از داده‌های ایستگاهی نماید.

دما نباید از مقدار $0/015$ درجه سانتی‌گراد در متر بیشتر باشد، ۲- رابطه بین دما و ارتفاع معنی‌دار باشد ۳- بیشتر از نیمی از پیکسل MODIS پهنه آبی نباشد، ۴- تعداد نمونه‌های دما و ارتفاع در یک پیکسل کمتر از ۴ نباشد، ۵- تعداد داده‌های از دست رفته دمای سطح زمین MODIS که برای میانگیری استفاده می‌شود در طول دوره کمتر از ثلث داده‌ها باشد. لذا پس از محاسبه افت‌آهنگ‌ها با لحاظ این پنج شرط همواره پیکسل‌های باقی می‌ماند که مقدار افت‌آهنگ آن‌ها از دست رفته و یا نامعتبر است. برای پر کردن این پیکسل‌ها از یک روش تکرار و خطا استفاده شد که در آن دو شاخص آستانه SDE و معناداری R استفاده گردید. لذا در پیکسل‌هایی که این دو شرط برقرار نبود از پیکسل‌های اطراف تا شعاع حداکثر $2,5$ درجه برای افزایش نمونه‌های دما و ارتفاع کمک گرفته شد. در نهایت اگر همچنان پیکسل از دست رفته‌ای وجود داشت با کمک گرفتن از افت‌آهنگ محاسبه شده برای سایر مدل‌های بازتحلیل و یا روش میان‌یابی مقادیری برای آن‌ها تخمین زده شد. در پایان این روند برای هر ماه میلادی و هر مدل بازتحلیل یک نقشه افت‌آهنگ (مجموعاً ۳۶ نقشه) خواهیم داشت که با بهره‌گیری از آن‌ها داده‌های روزانه دما بازتحلیلی از تفکیک مکانی اصلی به تفکیک یک کیلومتر ریزمقیاس گردیدند.

این داده‌های ریزمقیاس شده و خام بازتحلیل با داده‌های ایستگاهی در محل نزدیکترین پیکسل به ایستگاه با استفاده از آماره‌های RMSE، R، MAE و NSE مقایسه گردیدند. تحلیل این شاخص‌ها در ۶ منطقه اقلیمی و ۵ طبقه ارتفاعی صورت پذیرفت. نتایج به طور کلی حاکی از بهبود همه شاخص‌ها در تمام ترکیب‌ها با ریزمقیاس نمایی بود. داده‌های ERA5 چه به صورت خام و چه به صورت ریزمقیاس شده نسبت به دو مدل دیگر دقت بیشتری داشته است. ریزتر بودن تفکیک داده‌های این مدل و به روزتر بودن این سامانه می‌تواند از دلایل این امر باشد. با وجود

اهمیت، با توجه محدودیت‌های گوناگون از جمله وسعت کشور، تنوع عارضه‌نگاری و اقلیمی توسعه ایستگاه‌های هواشناسی همواره با مشکل مواجه بوده است. از طرف دیگر داده‌های بازتحلیل به عنوان یکی از منابع اطلاعاتی مهم نیز دقت مکانی کافی برای بسیاری از کاربردها را فراهم نمی‌کند. لذا در این مطالعه به ارائه روشی پرداخته شده است تا با استفاده از داده‌های دمای سطح زمین MODIS که از دقت مکانی خوبی برخوردار است بتوان افت‌آهنگ دما برای محدوده کشور ایران و در ماه‌های مختلف محاسبه کرد و از این افت‌آهنگ دمای محاسبه شده برای ریزمقیاس نمایی داده‌های بازتحلیل استفاده نمود. در شیوه ارائه شده، ابتدا داده‌های مشاهداتی دما ۳۱۷ ایستگاه هواشناسی از سازمان هواشناسی کشور دریافت گردید، کنترل کیفیت و همگن‌سازی داده‌ها با استفاده از بسته آماری کلاپماتول انجام شد (برای جزئیات روش به جوانشیری و همکاران (۲۰۲۱) مراجعه شود). به علاوه داده‌های دمای بازتحلیل سه مدل ERA5، CFS و MERRA2 نیز از بانک اطلاعاتی آن‌ها بارگیری شد. داده‌های راقومی ارتفاع با تفکیک مکانی ۳۰ متر نیز از بانک اطلاعاتی سازمان زمین‌شناسی آمریکا دریافت گردید. داده‌های دمای سطح زمین MODIS نیز برای کشور از تارنما google earth engine دریافت شد. در قدم اول داده‌های راقومی ارتفاع از لحاظ شبکه بندی با داده‌های MODIS همسان گردید. سپس داده‌های دمای سطح زمین MODIS برای هر ماه میلادی در طول سال‌های دارای آمار میانگین‌گیری شد به گونه‌ای که برای هر ماه یک نقشه داده دما سطح زمین MODIS در دسترس قرار گرفت. جهت محاسبه افت‌آهنگ دما برای هر سلول مدل بازتحلیل، رابطه رگرسیون خطی بین نمونه‌های دمای سطح زمین MODIS و ارتفاع درون آن پیکسل برقرار شد که شیب این رابطه همان افت‌آهنگ است. در انجام محاسبات همواره چند شرط در نظر گرفته می‌شد: ۱- شیب افت‌آهنگ

- Lopez-Baeza E. Mapping Climate Zones of Iran Using Hybrid Interpolation Methods. *Remote Sensing*. 2022; 14(11):2632.
- Barry, R. G. (2001). Mountain climate change and cryospheric responses: a review. In *World Mountain Symposium*.
- Benali, A., Carvalho, A. C., Nunes, J. P., Carvalhais, N., & Santos, A. (2012). Estimating air surface temperature in Portugal using MODIS LST data. *Remote Sensing of Environment*, 124, 108-121.
- Bisht, G., Venturini, V., Islam, S., & Jiang, L. E. (2005). Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote sensing of environment*, 97(1), 52-67.
- Blandford, T. R., Humes, K. S., Harshburger, B. J., Moore, B. C., Walden, V. P., & Ye, H. (2008). Seasonal and synoptic variations in near-surface air temperature lapse rates in a mountainous basin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1), 249-261.
- Cai, D., You, Q., Fraedrich, K., & Guan, Y. (2017). Spatiotemporal temperature variability over the Tibetan Plateau: altitudinal dependence associated with the global warming hiatus. *Journal of Climate*, 30(3), 969-984.
- Diaz, H. F., & Bradley, R. S. (1997). Temperature variations during the last century at high elevation sites. In *Climatic change at high elevation sites* (pp. 21-47). Springer, Dordrecht.
- Fu, G., Shen, Z., Zhang, X., Shi, P., Zhang, Y., & Wu, J. (2011). Estimating air temperature of an alpine meadow on the Northern Tibetan Plateau using MODIS land surface temperature. *Acta Ecologica Sinica*, 31(1), 8-13.
- Gardner, A. S., Sharp, M. J., Koerner, R. M., Labine, C., Boon, S., Marshall, S. J., Burgess, D. O., & Lewis, D. (2009). Near-Surface Temperature Lapse Rates over Arctic Glaciers and Their Implications for Temperature Downscaling. *Journal of Climate*, 22(16), 4281-4298.
- کارایی بالاتر ERA5 تقریباً در تمام مناطق اقلیم و طبقات ارتفاعی، حداکثر بهبود در شاخص‌ها برای مدل MERRA2 و در طبقه ارتفاعی کم ارتفاع با متوسط بهبود نزدیک ۱۷ درصد (با در نظر نگرفتن شاخص ضریب همبستگی) و در منطقه خشک معتدل با متوسط بهبود نزدیک به ۲۰ درصد مشاهده گردید. به طور کلی با توجه به نتایج، روش ارائه شده برای ریزمقیاسی نمایی روشی کارا و از لحاظ فیزیکی منطقی است.
- ### منابع
- آذرخشی، مریم، فرزاد مهر، جلیل، اصلاح، مهدی، و صحابی، حسین. (۱۳۹۲). بررسی روند تغییرات سالانه و فصلی بارش و پارامترهای مختلف دما در مناطق مختلف آب‌وهوایی ایران. نشریه مرتع و آبخیزداری (مجله منابع طبیعی ایران)، ۶۶(۱).
- بابائی فینی، ام‌السلّمه و فرج‌زاده اصل، منوچهر. (۱۳۸۱). الگوهای تغییرات مکانی و زمانی بارش در ایران. مدرس، ۴(۴۳).
- قائمی، هوشنگ، زرین، آذر، خوش‌اخلاق، فرامرز (۱۳۹۱). اقلیم‌شناسی مناطق خشک، انتشارات سمت، تهران.
- موسوی بایگی، محمد، اسعدی اسکویی، ابراهیم، یزدانی، محمدرضا، و علیزاده، امین. (۱۳۹۶). مقایسه فراسنج های دمایی اندازه‌گیری شده در شالیزار و ایستگاه هواشناسی. مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۲۴(۵)، ۱۲۹-۱۴۵.
- Abbasi, F., Bazgeer, S., Kalehbasti, P. R., Oskoue, E. A., Haghighat, M., & Kalehbasti, P. R. (2022). New climatic zones in Iran: A comparative study of different empirical methods and clustering technique. *Theoretical and Applied Climatology*, 147(1), 47-61.
- Asadi Oskouei E, Delsouz Khaki B, Kouzegaran S, Navidi MN, Haghighatd M, Davatgar N,

- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., ... & Zhao, B. (2017). The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of climate*, 30(14), 5419-5454.
- Good, E. (2015). Daily minimum and maximum surface air temperatures from geostationary satellite data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(6), 2306-2324.
- Gouvas, M. A., Sakellariou, N. K., & Kambezidis, H. D. (2011). Estimation of the monthly and annual mean maximum and mean minimum air temperature values in Greece. *Meteorology and atmospheric physics*, 110(3), 143-149.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., et al. The ERA5 global reanalysis. *Q J R Meteorol Soc.* 2020; 146: 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Imhoff, M. L., Zhang, P., Wolfe, R. E., & Bounoua, L. (2010). Remote sensing of the urban heat island effect across biomes in the continental USA. *Remote sensing of environment*, 114(3), 504-513.
- Javanshiri, Z., Pakdaman, M., & Falamarzi, Y. (2021). Homogenization and trend detection of temperature in Iran for the period 1960–2018. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 133(4), 1233-1250.
- Kaufman, Yoram J., et al. "Potential global fire monitoring from EOS-MODIS." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103.D24 (1998): 32215-32238.
- Kardi, T. (2007). K-means clustering tutorials. *Pattern Recognition and Neural Network*.
- Kattel, D. B., Yao, T., Yang, K., Tian, L., Yang, G., & Joswiak, D. (2013). Temperature lapse rate in complex mountain terrain on the southern slope of the central Himalayas. *Theoretical and applied climatology*, 113, 671-682.
- Kattel, D. B., Yao, T., Yang, W., Gao, Y., & Tian, L. (2015). Comparison of temperature lapse rates from the northern to the southern slopes of the Himalayas. *International Journal of Climatology*, 35(15), 4431-4443.
- Kilibarda, M., Hengl, T., Heuvelink, G. B., Gräler, B., Pebesma, E., Perčec Tadić, M., & Bajat, B. (2014). Spatio-temporal interpolation of daily temperatures for global land areas at 1 km resolution. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(5), 2294-2313.
- Kloog, I., Nordio, F., Coull, B. A., & Schwartz, J. (2014). Predicting spatiotemporal mean air temperature using MODIS satellite surface temperature measurements across the Northeastern USA. *Remote sensing of environment*, 150, 132-139.
- Laughlin, G. P. (1982). Minimum temperature and lapse rate in complex terrain: influencing factors and prediction. *Archives for meteorology, geophysics, and bioclimatology, Series B*, 30(1), 141-152.
- Li, S., Yu, Y., Sun, D., Tarpley, D., Zhan, X., & Chiu, L. (2014). Evaluation of 10 year AQUA/MODIS land surface temperature with SURFRAD observations. *International Journal of Remote Sensing*, 35(3), 830-856.
- Marshall, S. J., Sharp, M. J., Burgess, D. O., & Anslow, F. S. (2007). Near-surface-temperature lapse rates on the Prince of Wales Icefield, Ellesmere Island, Canada: Implications for regional downscaling of temperature. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 27(3), 385-398.
- Minder, J. R., Mote, P. W., & Lundquist, J. D. (2010). Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the Cascade Mountains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D14).
- Mokhov, I. I., & Akperov, M. G. (2006). Tropospheric lapse rate and its relation to surface temperature from reanalysis data. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 42(4), 430-438.
- Goddard Space Flight Center. EOS reference handbook: a guide to NASA's Earth Science Enterprise and the Earth Observing System. NASA/Goddard Space Flight Center, 1999.
- Pepin, N. (2001). Lapse rate changes in northern England. *Theoretical and Applied Climatology*, 68(1), 1-16.
- Pepin, N., & Losleben, M. (2002). Climate change in the Colorado Rocky Mountains: free air versus surface temperature trends. *International Journal of Climatology: A*

- Journal of the Royal Meteorological Society, 22(3), 311-329.
- Pichierri, M., Bonafoni, S., & Biondi, R. (2012). Satellite air temperature estimation for monitoring the canopy layer heat island of Milan. *Remote Sensing of Environment*, 127, 130-138.
- Qin, J., Yang, K., Liang, S., & Guo, X. (2009). The altitudinal dependence of recent rapid warming over the Tibetan Plateau. *Climatic Change*, 97(1), 321-327.
- Rolland, C. (2003). Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in Alpine regions. *Journal of climate*, 16(7), 1032-1046.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y., Chuang, H., Juang, H. H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R. W., Rutledge, G., & Goldberg, M. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), 1015-1058 .
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y., Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M. P., van den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., & Becker, E. (2014). The NCEP Climate Forecast System Version 2, *Journal of Climate*, 27(6), 2185-2208.
- Sano, A. V. D., Nindito, H. (2016). Application of K-means algorithm for cluster analysis on poverty of provinces in Indonesia. *ComTech: Computer, Mathematics and Engineering Applications*, 7(2), 141-150.
- Schneider, P., Hook, S. J., Radocinski, R. G., Corlett, G. K., Hulley, G. C., Schladow, S. G., & Steissberg, T. E. (2009). Satellite observations indicate rapid warming trend for lakes in California and Nevada. *Geophysical Research Letters*, 36(22).
- Tang, R., Li, Z. L., & Tang, B. (2010). An application of the Ts-VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sensing of Environment*, 114(3), 540-551.
- Tang, Z., & Fang, J. (2006). Temperature variation along the northern and southern slopes of Mt. Taibai, China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 139(3-4), 200-207.
- Thyer, N. (1985). Looking at western Nepal's climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 66(6), 645-650.
- Wang, K., Wan, Z., Wang, P., Sparrow, M., Liu, J., Zhou, X., & Haginoya, S. (2005). Estimation of surface long wave radiation and broadband emissivity using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) land surface temperature/emissivity products. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D11).
- Wang, L., Koike, T., Yang, K., & Yeh, P. J. F. (2009). Assessment of a distributed biosphere hydrological model against streamflow and MODIS land surface temperature in the upper Tone River Basin. *Journal of Hydrology*, 377(1-2), 21-34.
- Yang, W., Guo, X., Yao, T., Yang, K., Zhao, L., Li, S., & Zhu, M. (2011). Summertime surface energy budget and ablation modeling in the ablation zone of a maritime Tibetan glacier. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D14).
- Zhang, F., Zhang, H., Hagen, S. C., Ye, M., Wang, D., Gui, D., Zeng, C., Tian, L. and Liu, J. (2014a). Snow cover and runoff modelling in a high mountain catchment with scarce data: effects of temperature and precipitation parameters, *Hydrol. Process.*, 29, pages 52-65, doi: 10.1002/hyp.10125
- Zhang, G., Yao, T., Xie, H., Qin, J., Ye, Q., Dai, Y., & Guo, R. (2014b). Estimating surface temperature changes of lakes in the Tibetan Plateau using MODIS LST data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(14), 8552-8567.
- Zhang, H., Zhang, F., Zhang, G., Che, T., & Yan, W. (2018). How accurately can the air temperature lapse rate over the Tibetan

- Plateau be estimated from MODIS LSTs?. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(8), 3943-3960.
- Zhang, H., Immerzeel, W. W., Zhang, F., De Kok, R. J., Gorrie, S. J., & Ye, M. (2021). Creating 1-km long-term (1980–2014) daily average air temperatures over the Tibetan Plateau by integrating eight types of reanalysis and land data assimilation products downscaled with MODIS-estimated temperature lapse rates based on machine learning. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 97, 102295.
- Zhang, H., Zhang, F. A. N., Zhang, G., Ma, Y., Yang, K. U. N., & Ye, M. (2018). Daily air temperature estimation on glacier surfaces in the Tibetan Plateau using MODIS LST data. *Journal of Glaciology*, 64(243), 132-147.
- Zhang, H., Zhang, F., Ye, M., Che, T., & Zhang, G. (2016). Estimating daily air temperatures over the Tibetan Plateau by dynamically integrating MODIS LST data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(19), 11-425.
- Zhang, Y., Hirabayashi, Y., & Liu, S. (2012). Catchment-scale reconstruction of glacier mass balance using observations and global climate data: case study of the Hailuoguo catchment, south-eastern Tibetan Plateau. *Journal of Hydrology*, 444, 146-160.
- Zhou, J., Wang, L., Zhang, Y., Guo, Y., Li, X., & Liu, W. (2015). Exploring the water storage changes in the largest lake (Selin Co) over the Tibetan Plateau during 2003–2012 from a basin-wide hydrological modeling. *Water Resources Research*, 51(10), 8060-8086.
- Zhu, W., Lú, A., & Jia, S. (2013). Estimation of daily maximum and minimum air temperature using MODIS land surface temperature products. *Remote Sensing of Environment*, 130, 62-73.
- Zoubi M, Rawi M (2008) An efficient approach for computing silhouette coefficients. *J Comput Sci* 4(3):252–255.

Downscaling daily temperature of three reanalysis databases at a spatial resolution of one kilometer using MODIS sensor data

Yashar Falamarzi¹, Ebrahim Asadi Oskouei^{1*}, Zohreh Javanshiri,² and Morteza Pakdaman²

¹ Assistant professor, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran

² Research Expert, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran

(Received: 13 November 2022, Accepted: 10 December 2022)

Summary

While temperature is an important climatic variable in the majority of the fields such as hydrological and climatological modelling, spatial and temporal separation of this variable is a weakness all over the world which makes challenges in its usages. Lots of studies have been conducted to solve this problem; using Temperature Laps Rate (TLR) is one popular way to handle this challenge. Although TLR is an effective tool to interpolate temperature, an insufficient number of stations or inefficient spatial distribution of the stations could make calculated TLRs very uncertain. To cope with this discontinuity in temperature, satellite-sensed temperature data have been utilized. In comparison to station-based temperature, satellite-sensed temperature data is a well choice to map the temporal and spatial pattern of temperature in a wide area. With recent developments in Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), Land Surface Temperature (LST) data has been successfully employed in several areas such as earth surface radiation, evaporation, urban heat islands, climate change, hydrological modeling, sea surface and air temperature estimation. Iran is located in the arid and semi-arid region that has been always faces with water shortages. This has been worthen with global warming which has caused increases in water demand, too. Thus, having temperature data with good spatial resolution has been always a need and challenge in the area and lots of the fields. In this study, an approach was introduced to estimate TLR utilizing MODIS LST with good spatial resolution. These estimated TLRs were then used to downscale ERA5, CFS, and MERRA2 daily reanalysis temperature data sets to 1 km spatial resolution. The downscaled data was compared with the recorded data at the stations in different climate regions and elevation clusters. The results showed that improvements resulted in all climate regions and elevation levels. On average 15, 18, and 4 percent improvements were seen in RMSE, MAE, and NSE, respectively.

Keywords: Temperature, Iran, MODIS, TLR, Downscaling

*Corresponding author:

e.asadi.o@gmail.com