

Evaluation of the ERA Reanalysis Data Accuracy for Temperature and Humidity Parameters Based on Upper-Air Soundings in Iran (1990–2020)

Pegahfar, N. 

Atmospheric Science Research Center, Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: pegahfar@inio.ac.ir

(Received: 20 Aug 2025, Revised: 4 Oct 2025, Accepted: 18 Oct 2025, Published online: 16 Dec 2025)

Summary

In this study, upper-air sounding observations from nine radiosonde stations across Iran were used to evaluate performance of the ERA5 reanalysis data in reproducing temperature and humidity parameters during the period 1990–2020. Observations were taken twice daily at 00:00 and 12:00 UTC. Temperature-related parameters included air temperature, dew point temperature (at 850, 700, and 500 hPa), and lapse rate (in three layers: the first 1-km, the first 3-km, and the 3–6 km layer from the surface). Humidity parameters include specific humidity (from 1000 to 200 hPa) and mixing ratio (at 100, 300, and 500 meters above ground level). Four statistical indicators were employed including bias, correlation at the 95% confidence level, root mean square error and Index of Agreement (IoA). Results indicate that ERA5 reanalysis data generally overestimate temperature at the lower tropospheric level at night time, while underestimations are found at daytime across most stations and seasons. At 700 hPa, Tehran, Kermanshah, and Isfahan show warm bias at daytime in all seasons, whereas Mashhad show a cold bias. At night times, all stations exhibited warm biases.

At the mid-troposphere, warm biases were observed across all stations and both times and seasons. Despite these biases, the correlation coefficients and IoA values for temperature across all levels exceeded 0.9, indicating generally good agreement. In addition, monthly mean lapse rate trends from observations and ERA5 reanalysis data showed distinct station-specific and climate-related variability. Although the frequency of surface cooling and temperature inversions—which ERA5 reanalysis fails to represent—decreased with altitude, discrepancies between observed and reanalyzed lapse rate trends were evident even in the 3–6 km layer. For example, observational and ERA5 reanalysis trends of lapse rate in 1-km layer differed at Shiraz, and also that for 3–6 km layer in Ahvaz, and Zahedan differed. Only in the 0–3 km layer both trends aligned across all stations. On a seasonal scale, reanalysis data underestimated lapse rates at all three layers at night time, while at daytime it overestimated lapse rates in the 1-km and 3-km layers and underestimated them in the 3–6 km layer. RMSE calculations revealed consistent overestimation of lapse rates across all stations, seasons, and times, with errors more pronounced in the lowest layer. IoA values indicated reasonable agreement between reanalysis and observations, particularly at daytime. Seasonal bias distributions of variables at 850 hPa were not deemed climatologically robust due to the limited number of soundings reaching that level at some stations with higher elevation. However, at 700 and 500 hPa—where more observations were available—88% of reanalysis dew point temperature estimates showed overestimation, with cold bias occurring in only 1% of cases. RMSE values of dew point temperature were higher at 500 hPa than that at 700 hPa, likely due to limited observational data at mid-troposphere levels, insufficient representation of upper-air dynamics in boundary layer schemes, and greater dependency on model-based estimates at higher altitudes. Nonetheless, IoA values showed high accuracy across all stations for reanalysis dew point temperature at 700 and 500 hPa at night and exceeded 0.8–0.9 in 89% of cases at daytime. Vertical profiles of seasonal specific humidity showed that, with the exception of Ahvaz station, the highest bias occurred near the surface and diminished with altitude. Larger biases were observed at night compared to daytime, particularly in the lower troposphere. Comparing mixing ratio estimates from reanalysis with observational data revealed overestimation at all three levels (100, 300, and 500 meters) in all stations except Ahvaz. The overestimation was more significant at night. Ahvaz was the only station where reanalysis consistently underestimated the mixing ratio during both day and night. The findings indicate that reanalysis data provide relatively acceptable performance in estimating mid- to upper-tropospheric temperature parameters (air temperature, dew point, and lapse rate), particularly during daytime and at higher atmospheric layers. However, near-surface layers, especially during nighttime, reanalysis data exhibited larger biases and errors, mainly due to reanalysis limitations in capturing surface cooling, temperature inversion, and moist boundary-layer conditions. Humidity parameters, such as specific humidity and mixing ratio, showed more significant overestimations near the surface and were generally less accurate than temperature parameters, with the exception of stations with unique climate characteristics, such as Ahvaz. In conclusion, although, reanalysis datasets cannot fully replace observational data, they offer valuable insights for climate studies, particularly in data-sparse regions and for mid- to long-term analyses. It is recommended that future studies integrate reanalysis with surface observations and satellite data to reduce uncertainties and gain a more comprehensive understanding of atmospheric processes.

Keywords: Temperature and dew point temperature, Lapse rate, mixing ratio, specific humidity, ERA5 reanalysis data.

Cite this article: Pegahfar, N. (2025). Evaluation of the ERA Reanalysis Data Accuracy for Temperature and Humidity Parameters Based on Upper-Air Soundings in Iran (1990–2020). *Journal of the Earth and Space Physics*, 51(3), 719-737. DOI: <https://doi.org/10.22059/jesphys.2025.400092.1007713>



© Authors Retain the Copyright and Full Publishing Rights.

Publisher: University of Tehran Press.

DOI: [http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.400092.1007713](https://doi.org/10.22059/jesphys.2025.400092.1007713)

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

ارزیابی درستی داده‌های بازتحلیل ERA5 در برآورد پارامترهای دما و رطوبت در ایستگاه‌های جو بالای ایران

نقیسه پگاه‌فر✉

پژوهشکده علوم جوی، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: pegahfar@inio.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۴/۵/۲۹، بازنگری: ۱۴۰۴/۷/۱۲، پذیرش نهایی: ۱۴۰۴/۷/۲۶، انتشار آنلاین: ۱۴۰۴/۹/۲۵)

چکیده

پژوهش حاضر، عملکرد داده‌های بازتحلیل در بازتولید پارامترهای دما و رطوبت طی دوره ۱۹۹۰ تا ۲۰۲۰ را در ۹ ایستگاه جو بالا با دوبار گمانه‌زنی در روز ارزیابی می‌کند. پارامترهای مورد بررسی شامل دما، دمای نقطه شبنم، رطوبت ویژه، آهنگ کاهش دما (در لایه‌های یک کیلومتری، سه کیلومتری و سه تا شش کیلومتری از سطح) و نسبت اختلاط در ارتفاع‌های ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ متری از سطح زمین بود. شاخص‌های آماری اریبی، همبستگی، ریشه میانگین مربعات خطا و شاخص توافق استفاده شد. نتایج نشان داد که داده‌های بازتحلیل دمای هوا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را در شب/روز فروتخمین/فروتخمین کرده‌اند؛ اما در ترازهای بالاتر دقت و همبستگی بیشتری داشتند. دمای نقطه شبنم بازتحلیل در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در اغلب موارد بیش‌برآورد شده بودند و میزان خطا در تراز ۵۰۰ بیشتر از ۷۰۰ هکتوپاسکال بود. دقت برآورد آهنگ کاهش دما در یک کیلومتر ابتدایی جو در اغلب ایستگاه‌ها پایین بود و پدیده‌هایی، مانند، سرمایش سطحی و وارونگی دما به دقت ارزیابی نشدند. پارامترهای رطوبتی نیز در سطوح پایین جو به‌ویژه در شب بیش‌برآورد شدند. نسبت اختلاط در ارتفاع‌های ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ متری در تمامی ایستگاه‌ها به‌جز اهواز، به‌ویژه در شب بیش‌برآورد شدند. ایستگاه اهواز با کمترین ارتفاع از سطح دریا، هم در شب و هم در روز فروتخمین نسبت اختلاط را تجربه کرد. نتایج نشان می‌دهد که در این منطقه عملکرد داده‌های بازتحلیل در سطوح پایین جو نسبت به سطوح بالاتر از دقت کمتری برخوردار است و نیاز به اصلاح یا تلفیق با داده‌های مشاهداتی دارد.

واژه‌های کلیدی: دما و دمای نقطه شبنم، آهنگ کاهش دما، نسبت اختلاط، رطوبت ویژه، داده‌های بازتحلیل ERA5.

۱. مقدمه

تحلیل وضعیت فعلی سامانه زمین آغاز می‌شوند. این تحلیل ترکیبی از مشاهدات با پیش‌بینی کوتاه‌مدت بر اساس تحلیل قبلی است (پولی و همکاران، ۲۰۱۶). داده‌های بازتحلیل تاکنون در طیف وسیعی از کاربردها مورد استفاده قرار گرفته‌اند، از جمله، پایش تغییرات اقلیمی، مقیاس‌کاهی (downscaling)، ارزیابی مدل‌های اقلیمی و تحقیقات علمی، آموزش، سیاست‌گذاری، کسب‌وکار و همچنین، در بخش‌هایی، مانند، انرژی تجدیدپذیر و کشاورزی (فرانک و همکاران، ۲۰۱۸؛ مونوز ساباتر و همکاران، ۲۰۲۱؛ دی ناپولی و همکاران، ۲۰۲۱). البته بازتحلیل نیز دارای عدم قطعیت‌های خاص خود است (بیس واس و همکاران، ۲۰۲۲). بنابراین، ارزیابی محصولات بازتحلیل در مقایسه با

درک تغییرپذیری و تغییرات بلندمدت آب‌وهوا و همچنین، تهیه زیربنایی برای ارزیابی و پیش‌بینی‌های مدل اقلیمی تنها در خلال مشاهدات ممکن است (الکساندر، ۲۰۱۶). البته توزیع ناهموار مشاهدات، وجود عدم قطعیت و تراکم نسبتاً کم ایستگاه‌ها به‌ویژه، در مناطق مرتفع و صعب‌العبور به‌همراه عدم پوشش کامل و دقیق وضعیت سامانه زمین حتی با وجود داده‌های سنجش از دور و ایستگاه‌های هواشناسی خودکار، موجب شده که استفاده از داده‌های شبکه‌ای منظم همچون بازتحلیل‌ها بسیار مورد استقبال قرار گیرد. از این‌رو، داده‌های بازتحلیل جایگزین مناسبی برای مشاهدات در راستای تحلیل‌های اقلیمی شدند. این فرایند، مشابه تولید پیش‌بینی‌های روزانه وضعیت هوا است که با

(۲۰۲۵)، بارش (حیدری و همکاران، ۲۰۲۴؛ نجفی و همکاران، ۲۰۲۵؛ بهرامی و درند، ۲۰۲۵)، انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی و بازداری همرفتی (پگاه‌فر، ۲۰۲۴a)، پارامترهای همرفتی چینش باد و شاخص بالابری (پگاه‌فر، ۲۰۲۴b) اشاره کرد. نتایج این تحقیقات نشان دادند که ERA5 عمق برف را با فروتخمین با وابستگی به عرض جغرافیایی و ارتفاع منطقه مورد مطالعه تولید کرده است (مجیدی و همکاران، ۲۰۲۵). همچنین، عملکرد داده‌های ERA5 بازتحلیل در برآورد دمای بیشینه و کمینه روزانه در اکثر ایستگاه‌ها قابل قبول بوده است. هرچند در برآورد دمای بیشینه روزانه دقت بیشتری مشاهده شد که از نظر منطقه‌ای، بیشترین خطا مربوط به منطقه شمال غرب کشور (مناطق مرتفع) و کمترین خطا مربوط به جنوب کشور با بیشترین خطا در فصل بهار گزارش شد (جوانشیری و همکاران، ۲۰۲۵). همبستگی میان داده‌های بارش مشاهداتی و بازتحلیل ERA5 در ماه‌های بارانی و اقلیم مرطوب ایران قابل قبول بوده (نجفی و همکاران، ۲۰۲۵) و در ماه‌های جولای تا اکتبر فروتخمین انجام شده است (حیدری و همکاران، ۲۰۲۴). این در حالی است که داده‌های بارش ERA5 در مناطق خشک با کم برآورد شده‌اند (بهرامی و درند، ۲۰۲۵). همچنین، از میان انواع انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی و بازداری همرفتی، پارامترهایی که با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5 و با در نظر گرفتن ویژگی‌های جوی در لایه آمیخته محاسبه شده بودند بیشترین همبستگی و کمترین خطا را در تمامی ایستگاه‌های جو بالا در ایران تولید کرده بودند (پگاه‌فر، ۲۰۲۴a). داده‌های بازتحلیل ERA5 همچنین میزان چینش قائم بردار باد در لایه یک کیلومتر ابتدایی جو در تمامی ایستگاه‌های جو بالا به غیر از اهواز را فروبر آورد کرده و در لایه‌های بالاتر ۳ و ۶ کیلومتری به ترتیب با فروتخمین و فروتخمین همراه بوده و بیشترین خطا نیز در ماه‌های سرد رخ داده است (پگاه‌فر، ۲۰۲۴b). همچنین، بیشترین خطا در تولید شاخص بالابری توسط ERA5 به ماه‌های گرم سال منتسب شده است و در تمامی ایستگاه‌های جو بالا فروتخمین شده است (پگاه‌فر، ۲۰۲۴b).

مشاهدات برای سنجش دقت و میزان عدم قطعیت آنها، پیش از استفاده در کاربردهایی نظیر مقیاس کاهی دینامیکی و کاربست به منزله شرایط اولیه و مرزی در شبیه‌سازی عددی، ضروری است.

برای ارزیابی عملکرد پنجمین نسل از بازتحلیل‌های جوی مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت هوا (ECMWF، ERA5) متغیرهای گوناگونی مورد توجه قرار گرفته‌اند. از جمله، می‌توان به پارامترهای همرفت (تازارک و همکاران، ۲۰۲۱؛ پیلگوج و همکاران، ۲۰۲۲)، چرخندهای مناطق گرمسیری و نیمه‌گرمسیری (سلوکوم و همکاران، ۲۰۲۲؛ کاروات و همکاران، ۲۰۲۲)، تابش خورشیدی (سیانتوری و همکاران، ۲۰۱۹)، منابع بادی (گوآلتیری، ۲۰۲۱؛ چن و همکاران، ۲۰۲۴) اشاره کرد. با این حال، بیشتر مطالعات بر بارش (بندهاوا و همکاران، ۲۰۲۲؛ احمد و همکاران، ۲۰۲۴)، دما (یو و همکاران، ۲۰۲۱)، یا ترکیبی از این دو (گلايسنا و همکاران، ۲۰۲۰؛ یان و همکاران، ۲۰۲۴) متمرکز شده است. تنوع نتایج به دست آمده برای هر منطقه نسبت به منطقه دیگر موجب شده تا روند ارزیابی برای هر منطقه‌ای از اهمیت خاصی برخوردار باشد. برای مثال، گلايسنا و همکاران (۲۰۲۰) نشان دادند که در شرق آفریقا داده‌های ERA5 در تولید دمای نزدیک سطح و بارش نسبت به سایر داده‌های بازتحلیل نه تنها خطای کمتری تولید کرده، بلکه اریبی اقلیمی را نیز کاهش داده است. در مطالعه آنها داده‌های ERA5 در بازنمایی تغییرات بین سالی دقت بالاتری داشت، هرچند که همچنان روندهای بلندمدت را کمتر از مقدار واقعی نشان می‌داد. در حالی که یو و همکاران (۲۰۲۱) علی‌رغم دستیابی به همبستگی مناسب بین داده‌های بازتحلیل و پایش سطحی در تخمین دمای ۲ متری و نزدیک سطح در منطقه قطب شمال، نشان دادند که سوگیری گرم برای دمای ۲ متری در منطقه وجود داشته است.

در ایران نیز تحقیقات ارزنده‌ای پیرامون اعتبارسنجی داده‌های بازتحلیل به‌ویژه، ERA5 انجام شده است. برای مثال، می‌توان به تحقیقات پیرامون عمق برف (مجیدی و همکاران، ۲۰۲۵)، دمای بیشینه (جوانشیری و عباسی،

فشاری و ارتفاع‌های متفاوت استفاده شده است. رابطه محاسبه آهنگ کاهش دما و نسبت اختلاط در ذیل آمده است:

$$\frac{dT}{dz} = -\Gamma, \quad (1)$$

$$RH = 100 \times \frac{6.112 \cdot \exp\left(\frac{T_d - 17.67}{T_d + 243.5}\right)}{6.112 \cdot \exp\left(\frac{T - 17.67}{T + 243.5}\right)}, \quad (2)$$

$$MIXR = 0.622 \times \frac{RH \times 6.112 \cdot \exp\left(\frac{T_d - 17.67}{T_d + 243.5}\right) / 100}{p - (RH \times 6.112 \cdot \exp\left(\frac{T_d - 17.67}{T_d + 243.5}\right) / 100)} \quad (3)$$

که در آن آهنگ کاهش دما (برحسب کلون بر کیلومتر)، نسبت اختلاط (گرم بر کیلوگرم)، فشار بخار آب (هکتوپاسکال)، فشار کل جو (هکتوپاسکال)، دما و دمای نقطه شبنم (کلون)، ارتفاع (متر) و رطوبت نسبی (%) به ترتیب با Γ ، $MIXR$ ، e ، p ، T_d ، T و RH نشان داده شده است. روابط ۲ و ۳ به ترتیب از روابط ۴.۱۶ و ۴.۱۵ برگرفته از WMO (۲۰۲۰) می‌باشند.

پارامترهای انتخابی در جدول ۲ فهرست شده است. بازه مورد بررسی و حجم وسیع داده موجب شد که احتمال وجود خطاهای متنوع اعم از نیمرخ‌های ناقص و مقادیر غیرواقعی یا نامعتبر در مجموعه داده بسیار افزایش یابد. از این‌رو، برای کنترل کیفیت مجموعه داده، ابتدا اندازه‌گیری‌های ناقص از مجموعه داده حذف شدند. به‌طور نمونه، تاریخ‌هایی که در آن نیمرخ قائم دما اندازه‌گیری شده ولی نیمرخ قائم دمای نقطه شبنم اندازه‌گیری نشده بود، حذف شدند. سپس گمانه‌زنی‌هایی که تا قبل از رسیدن به ارتفاع ۶ کیلومتری از سطح زمین متوقف شده بودند و یا در کمتر از ۱۰ تراز فشاری مقادیر اندازه‌گیری را ثبت کرده بودند، کنار گذاشته شدند. همچنین، برای کنترل کیفی داده‌ها از آهنگ کاهش دما در وردسپهر میانی به مقدار بیش از ۱۰ درجه کلون در هر کیلومتر و همچنین، آهنگ کاهش دما در وردسپهر پایین به مقدار بیش از ۱۰ درجه کلون در هر کیلومتر صرف نظر شد (مشابه روش تحقیق تزارک و همکاران ۲۰۱۸). لازم به ذکر است که در مناطق کوهستانی و ساحلی امکان دارد مکان نزدیک‌ترین نقطه شبکه‌ای به مکان ایستگاه به‌خوبی نماینده ایستگاه موردنظر نباشد. محدوده اعتبار داده‌های دما و

علی‌رغم این‌که گرمایش جهانی منجر به افزایش رخدادهای دمایی حدی شده است که در این مورد کشور ایران نیز از این قضیه متأثر شده است (پگاه فر، ۲۰۲۱). اما، تمرکز صرف بر داده‌های سطحی دما و بارش جزء بررسی‌های یک بعدی به حساب می‌آیند، در حالی‌که، جو از لایه‌های مختلفی تشکیل شده است که درک پایداری و دینامیک آنها از اهمیت خاصی برخوردار است. بررسی نمایه قائم پارامترهای جوی نه تنها می‌تواند نقاط ضعف مدل بازتحلیل در سطوح مختلف را آشکار کند؛ بلکه توانایی مدل در تولید لایه‌های وارونگی، گسست دما، امواج گرمایی، سرمایش ناگهانی سطح و یا نوسانات قائم را نیز ارزیابی می‌کند. روشن است که ابرناکی، همرفت، بارش و حتی انتقال تابش نیز از این نمایه‌ها متأثر می‌شود. امری که در تدقیق عملکرد مدل‌های اقلیمی با استفاده از داده‌های بازتحلیل نقش به‌سزایی می‌تواند ایفا کند. به‌دنبال آن، می‌توان به اهمیت پارامترهایی که بر اساس نمایه‌های قائم دما و رطوبت محاسبه می‌شوند هم اشاره کرد. در پژوهش حاضر، سعی شده تا با تمرکز بر روی پارامترهای دما و رطوبت در سطح و ترازهای مختلف فشاری، اعتبار داده‌های بازتحلیل ERA5 هم در تولید نمایه‌های قائم دما و رطوبت و هم در تولید پارامترهایی همچون آهنگ کاهش دما و نسبت اختلاط در لایه‌های مختلف جو با استفاده از داده‌های مشاهداتی ارزیابی شود.

۲. داده‌ها

در تحقیق حاضر، از دودسته داده مشاهداتی و بازتحلیل استفاده شده است. از داده‌های مشاهداتی حاصل از ایستگاه‌های جو بالا در بازه زمانی ۱۹۹۰ تا ۲۰۲۱ و برحسب در دسترس بودن داده‌ها در هر ایستگاه استفاده شده است (جدول ۱). میزان برداشت داده در هر ایستگاه جو بالا در شکل ۱ توسط پگاه‌فر (۲۰۲۴a) برای ساعات UTC ۰۰:۰۰ و UTC ۱۲:۰۰ ترسیم شده است. داده‌های بازتحلیل نیز داده‌های نسل پنجم مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت هوا (ERA5) در همین بازه زمانی بوده است. در هر دودسته داده از نمایه قائم دما و دمای نقطه شبنم در تراز مختلف

پایدار، ناپایدار، وارونگی جو و سرمایش سطحی در ابتدا حفظ شد. بعد از روشن شدن عملکرد داده‌های بازتحلیل ERA5 در برآورد نمایه قائم دما، برای بررسی‌های بعدی صرفاً شرایط بدون وارونگی و سرمایش سطحی در نظر گرفته شد.

دمای نقطه شبنم در ترازهای مختلف طبق بررسی‌های داده‌های مشاهداتی در جدول ۳ نشان داده شده است. این محدوده به گونه‌ای انتخاب شد که حداکثر پدیده‌های حدی در تمام ایستگاه‌ها پوشش داده شود. برای اعتبارسنجی دقیق آهنگ کاهش دمای تحلیلی، تمام شرایط جوی اعم از

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های جو بالا و تعداد داده‌های در هر ایستگاه بعد از فرایند کنترل کیفی.

ردیف	نام ایستگاه	شناسه ایستگاه	ارتفاع از سطح دریا (متر)	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی نزدیک‌ترین نقطه شبکه	عرض جغرافیایی نزدیک‌ترین نقطه شبکه	عرض جغرافیایی نزدیک‌ترین نقطه شبکه	تعداد داده‌ها در UTC ۰۰:۰۰	تعداد داده‌ها در UTC ۱۲:۰۰	تعداد کل
۱	تبریز	۴۰۷۰۶	۱۳۶۱	۴۶/۲۸	۴۶/۲۵	۳۸/۰۸	۳۸/۰	۷۵۳۹	۱۸۵۵	۹۳۹۴
۲	مشهد	۴۰۷۴۵	۹۹۰	۵۹/۶۳	۵۹/۷۵	۳۶/۲۶	۳۶/۲۵	۹۴۰۱	۳۹۸۲	۱۳۳۸۳
۳	تهران	۴۰۷۵۴	۱۱۹۱	۵۱/۳۵	۵۱/۲۵	۳۵/۶۸	۳۵/۷۵	۹۱۳۸	۹۵۹۳	۱۸۷۳۱
۴	کرمانشاه	۴۰۷۶۶	۱۳۲۲	۴۷/۱۱	۴۷/۰	۳۴/۲۶	۳۴/۲۵	۶۵۶۳	۷۰۶۹	۱۳۶۳۲
۵	اصفهان	۴۰۸۰۰	۱۵۵۰	۵۱/۷۱	۵۱/۷۵	۳۲/۴۶	۳۲/۵	۳۵۶	۲۶۲	۶۱۸
۶	اهواز	۴۰۸۱۱	۲۲	۴۸/۶۷	۴۸/۷۵	۳۱/۳۳	۳۱/۲۵	۴۰۴۸	۱۱۴۸	۵۱۹۶
۷	کرمان	۴۰۸۴۱	۱۷۵۴	۵۶/۹۶	۵۷/۰	۳۰/۲۵	۳۰/۰	۳۰۵۸	۵۷۵۹	۸۸۱۷
۸	شیراز	۴۰۸۴۸	۱۴۹۱	۵۲/۵۸	۵۲/۵	۲۹/۵۳	۲۹/۵	۵۷۰۸	۳۱	۵۷۳۹
۹	زاهدان	۴۰۸۵۶	۹۹۵	۶۰/۸۸	۶۱/۰	۲۹/۴۶	۲۹/۵	۴۳۰۶	۷۰	۴۳۷۶

جدول ۲. فهرست پارامترهای دما و رطوبت و علام اختصاری.

ردیف	پارامترهای دما	اختصار	ردیف	پارامترهای رطوبت	اختصار
۱	دمای در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال	T-850	۷	دمای نقطه شبنم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال	Td-850
۲	دمای در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال	T-700	۸	دمای نقطه شبنم در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال	Td-700
۳	دمای در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال	T-500	۹	دمای نقطه شبنم در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال	Td-500
۴	آهنگ کاهش دما از سطح تا یک کیلومتر	LR-0-1 (K/km)	۱۰	نسبت اختلاط در ارتفاع ۱۰۰ متری از سطح	MIXR-100
۵	آهنگ کاهش دما از سطح تا سه کیلومتر	LR-0-3 (K/km)	۱۱	نسبت اختلاط در ارتفاع ۳۰۰ متری از سطح	MIXR-300
۶	آهنگ کاهش دما از سه کیلومتری تا شش کیلومتری از سطح	LR-3-6 (K/km)	۱۲	نسبت اختلاط در ارتفاع ۵۰۰ متری از سطح	MIXR-500

در روابط بالا M مقادیر بازتحلیل ERA5 و O مقادیر مشاهداتی را نشان می‌دهند. همچنین، زیرنویس i معرف رویداد منتخب و n تعداد رویداد مورد استفاده در هر ایستگاه است. برای محاسبه شاخص‌ها از نرم‌افزار MATLAB و همچنین زبان برنامه‌نویسی پایتون استفاده شده است.

۴. نتایج و تحلیل

اعتبارسنجی داده‌های ERA5 در ایستگاه‌های جو بالا در جدول ۲ برای پارامترهای دما و رطوبت و با استفاده از شاخص‌های آماری در بازه زمانی ۱۹۹۰ تا ۲۰۲۰ در مقیاس فصلی و برای ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ و UTC ۱۲:۰۰ به ترتیب در ادامه آمده است.

۴-۱. پارامترهای دما

۴-۱-۱. دما

از آنجا که، اغلب ایستگاه‌های جو بالا در ایران از سطح دریا ارتفاع قابل ملاحظه‌ای دارند، برای اعتبارسنجی از داده‌های دما در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. نتایج محاسبه شاخص‌های آماری اریبی نشان داد که در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰:۰۰ به غیر از تهران که در تمام فصول سوگیری سرد در داده‌ها مشاهده می‌شود، سایر ایستگاه‌ها سوگیری گرم دیده می‌شود. در تهران در این ساعت در تمام فصول تقریباً یک درجه سلسیوس کم برآوردی مشاهده می‌شود. در ساعت ۱۲:۰۰ به غیر از چهار مورد در تمامی ایستگاه‌ها و در تمامی فصول سوگیری سرد مشاهده می‌شود. این نتیجه نشان می‌دهد که داده‌های بازتحلیل در برآورد گرمایش سطحی در بعداز ظهر (UTC ۱۲:۰۰) سوگیری سرد تولید می‌کنند. در حالی که، در شب دما را در این سطح بیش از مقدار واقعی تولید کرده‌اند. در این راستا می‌توان به ایستگاه شیراز اشاره کرد که در ساعت ۰۰:۰۰ در تمام فصول تا سه درجه سلسیوس سوگیری گرم مشاهده می‌شود. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در تمام فصول و در ساعت UTC ۰۰:۰۰، می‌توان ادعا کرد که در تمامی ایستگاه‌ها سوگیری گرم تولید

طبق جدول ۱ فاصله نزدیک‌ترین نقطه شبکه‌ای به ایستگاه‌ها در حد صدم درجه بوده است که با توجه به استانداردهای موردنیاز برای تأسیس ایستگاه هواشناسی و همچنین، مشابه با روش تحقیق استفاده شده توسط تازارک و همکاران (۲۰۱۸) و وارگا و بروآ (۲۰۲۲)، می‌توان از خطای ناشی از این امر صرف‌نظر کرد. از دیگر مواردی که می‌تواند بر نتایج این ارزیابی تأثیرگذار باشد، اختلاف تراز قائم میان داده‌های بازتحلیل و مشاهداتی است که با توجه به تمرکز این تحقیق بر ۶ کیلومتر ابتدایی جو می‌توان از این خطا نیز چشم‌پوشی کرد. در انتها باید توجه داشت که داده‌های بازتحلیل، علی‌رغم پوشش زمانی و مکانی گسترده، دارای محدودیت‌های ذاتی هستند. این داده‌ها حاصل فرایند داده‌گذاری داده‌های مشاهداتی با خروجی مدل‌های عددی‌اند و دقت آنها به چگالی ایستگاه‌های مشاهداتی، کیفیت داده‌های ورودی و روش داده‌گذاری بستگی دارد. در مناطقی مانند ایران که شبکه مشاهداتی جو بالا تنگ است، مدل بازتحلیل برای تولید داده‌ها به شدت به خروجی مدل‌های عددی وابسته می‌شود. این موضوع می‌تواند سبب بروز خطا در بازنمایی پدیده‌هایی چون سرمایش سطحی، وارونگی دما و تغییرات شدید رطوبتی در نزدیکی سطح زمین شود. از این‌رو، از تأثیر این محدودیت‌های ذاتی بر نتایج نباید غافل بود.

۳. شاخص‌های آماری

در این تحقیق از چهار شاخص آماری اریبی (bias)، همبستگی با سطح اطمینان ۹۵ درصد (Correlation, R) و ریشه میانگین مربع خطا (Root Mean Square Error, RMSE) و شاخص توافق (Index of Agreement, IOA) استفاده شده است که روابط آنها در ذیل آمده است:

$$\text{bias} = \frac{\sum_{i=1}^n (M_i - O_i)}{n}, \quad (4)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - O_i)^2}{n}}, \quad (5)$$

$$R = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\left(\frac{O_i - \bar{O}}{\sigma_O} \right) * \left(\frac{M_i - \bar{M}}{\sigma_M} \right) \right), \quad (6)$$

$$\text{IOA} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - M_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|M_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2}. \quad (7)$$

شده در حالی که، برای ساعت ۱۲:۰۰ UTC در ایستگاه زاهدان سوگیری مطلق بیش از یک درجه و در مشهد در تمام فصول سوگیری سرد و در تهران، کرمانشاه و اصفهان رسیده.

جدول ۳. محدوده اعتبار داده‌های دما و دمای نقطه شبنم در ترازهای فشاری مختلف.

ردیف	دما (هکتوپاسکال)	محدوده اعتبار (°C)	ردیف	دمای نقطه شبنم (هکتوپاسکال)	محدوده اعتبار (°C)
۱	۵۰۰	$-40 < T < 20$	۴	۵۰۰	$-55 < T_d < 0$
۲	۷۰۰	$-20 < T < 40$	۵	۷۰۰	$-40 < T_d < 10$
۳	۸۵۰	$-20 < T < 45$	۶	۸۵۰	$-30 < T_d < 20$

جدول ۴. میزان اریبی بین داده‌های مشاهداتی و بازتحلیل در برآورد دما در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ UTC در ایستگاه‌های جو بالا در بازه مورد مطالعه.

		۰۰:۰۰				۱۲:۰۰					
	ایستگاه	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON		
۸۵۰ هکتوپاسکال											
۱	تبریز	۰/۳۱	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۴۲	-۰/۳۸	-۰/۳۰	-۰/۱۵	-۰/۰۶		
۲	مشهد	۰/۱۱	۰/۲۰	۰/۱۱	۰/۰۵	-۰/۲۷	-۰/۱۶	-۰/۲۶	-۰/۱۹		
۳	تهران	-۰/۹۳	-۰/۹۴	-۰/۸۹	-۰/۹۰	-۰/۶۴	-۰/۷۰	-۰/۶۳	-۰/۶۵		
۴	کرمانشاه	-۰/۰۸	-۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۷	-۰/۱۲	-۰/۱۲	-۰/۰۹	۰/۰۲		
۵	اصفهان	۵/۴۸	۳/۸۵	۴/۷۴	۳/۷۱	-۰/۱۶	-۰/۷۷	-۰/۴۸	-۰/۸۰		
۶	اهواز	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۰۲	-۰/۱۴	-۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۶	-۰/۱۳		
۷	کرمان	-	-	-	-	-	-	-	-		
۸	شیراز	۳/۰۷	۳/۱۰	۳/۱۶	۳/۱۵	-	-۱/۰۳	-۱/۷۱	۱/۵۰		
۹	زاهدان	۱/۷۰	۱/۲۹	۱/۵۵	۱/۶۱	۱/۵۹	-۰/۶۷	-۲/۵۸	-۱/۰۵		
۷۰۰ هکتوپاسکال											
۱	تبریز	۰/۵۴	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۲۰	-۰/۱۸	-۰/۱۶	۰/۱۹		
۲	مشهد	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۲۸	-۰/۲۰	-۰/۱۸	-۰/۱۶	-۰/۱۳		
۳	تهران	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱۷	۰/۰۷	۰/۱۰		
۴	کرمانشاه	۰/۳۵	۰/۲۳	۰/۴۳	۰/۳۵	۰/۱۸	۰/۲۴	۰/۲۰	۰/۳۰		
۵	اصفهان	۰/۳۳	۰/۴۲	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۲۶	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۱۱		
۶	اهواز	-۰/۰۵	-۰/۰۲	-۰/۰۸	-۰/۱۶	-۰/۲۱	-۰/۲۱	۰/۰۹	-۰/۲۴		
۷	کرمان	۰/۲۵	-۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۳۶	۰/۰۸	-۰/۱۱	-۰/۱۸	-۰/۰۸		
۸	شیراز	۰/۳۴	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۸	-۱/۲۵	۰/۷۸	-۰/۹۳	-۰/۱۸		
۹	زاهدان	۰/۰۳	۰/۱۲	-۰/۰۳	۰/۰۷	۱/۰۳	-۱/۶۴	۱/۶۱	-۱/۱۰		
۵۰۰ هکتوپاسکال											
۱	تبریز	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۰		
۲	مشهد	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۲		
۳	تهران	۰/۳۵	۰/۳۰	۰/۲۷	۰/۳۹	۰/۳۷	۰/۴۶	۰/۴۴	۰/۴۸		
۴	کرمانشاه	۰/۴۰	۰/۱۷	۰/۳۱	۰/۲۵	۰/۴۱	۰/۶۰	۰/۴۵	۰/۶۲		
۵	اصفهان	۰/۲۲	۰/۳۱	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۳۱	۰/۳۸	۰/۲۲	۰/۳۰		
۶	اهواز	-۰/۰۳	-۰/۰۷	۰/۱۷	-۰/۰۲	۰/۲۳	۰/۲۹	۰/۳۹	۰/۲۷		
۷	کرمان	۰/۸۰	۰/۳۹	۰/۵۷	۰/۶۸	۰/۲۸	۰/۲۴	۰/۱۵	۰/۲۵		
۸	شیراز	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۱۲	۱/۵۰	۰/۹۵	۰/۳۲	-۰/۱۹		
۹	زاهدان	۰/۰۸	۰/۱۱	-۰/۰۶	۰/۰۳	۲/۲۰	۰/۳۲	-۰/۶۱	-۰/۶۴		

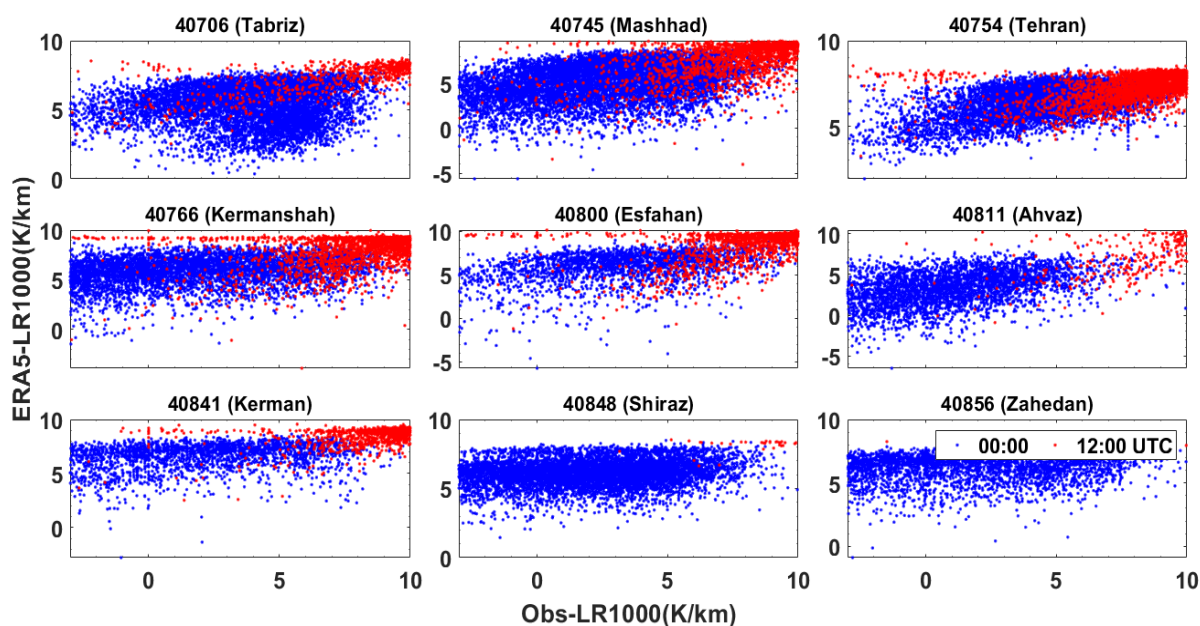
معادل ۰/۸۵، ۰/۷۲ و ۰/۶۷ درجه سلسیوس بوده است (تازارک و همکاران، ۲۰۲۱).

۴-۱-۲. آهنگ کاهش دما با ارتفاع

آهنگ کاهش دما در سه لایه از یک کیلومتر ابتدایی جو، سه کیلومتر ابتدایی جو و لایه ۳ تا ۶ کیلومتری جو با استفاده از داده‌های بازتحلیل و مشاهداتی محاسبه شد. نمودار پراکندگی مقادیر بازتحلیل بر حسب مقادیر مشاهداتی به ترتیب در شکل‌های ۱ تا ۳ نشان داده شده است. تمام شرایط جوی اعم از پایدار، ناپایدار، وارونگی جو و سرمایش سطحی حفظ شد. همان‌طور که شکل ۱ نشان می‌دهد، داده‌های بازتحلیل در برآورد آهنگ کاهش دما در یک کیلومتر ابتدایی جو در شرایط جو وارونه و سرمایش سطحی بسیار ضعیف عمل کرده و بازه تغییرات داده‌های بازتحلیل برای LR صرفاً در محدوده مثبت تغییر کرده است. به غیر از ایستگاه اهواز، محدوده تغییرات LR1000 در کل ایستگاه‌ها بیش از $(6^{\circ}\text{C}/\text{km})$ بوده و اصلاً مقدار منفی تولید نشده است. از آنجا که، فراوانی وقوع سرمایش سطحی و وارونگی دما بیشتر در شب رخ می‌دهد، خطای داده‌های بازتحلیل در ساعت UTC ۰۰:۰۰ به مراتب بیش از ساعت UTC ۱۲:۰۰ است.

در تراز میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) دوباره در تمام ایستگاه‌ها در هر دو ساعت UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ دما بیش از مقدار مشاهداتی تخمین زده شده است. البته به غیر از چند مورد استثنا با مقدار حداکثری -0.6°C درجه سلسیوس. بررسی میزان همبستگی محاسبه شده میان مقادیر فصلی دمای مشاهداتی و بازتحلیل در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که حداقل همبستگی مشاهده شده 0.7 بود و در بیش از ۹۰ درصد موارد همبستگی 0.9 مشاهده شد. مقدار همبستگی بیش از 0.9 در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ به ترتیب به ۹۶ و ۹۸ درصد رسید. شاخص IOA محاسبه شده میان دمای مشاهداتی و بازتحلیل در تمامی ایستگاه‌ها در مقیاس فصل نشان داد که در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال $\text{IOA} = 0.7, 0.9, 0.98$ به ترتیب در $94/20, 85/51$ و $17/39$ درصد موارد دیده شد. این ترکیب برای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب $91/67, 97/22$ و $23/61$ و برای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال $98/61, 93/06$ و $16/67$ درصد بوده است.

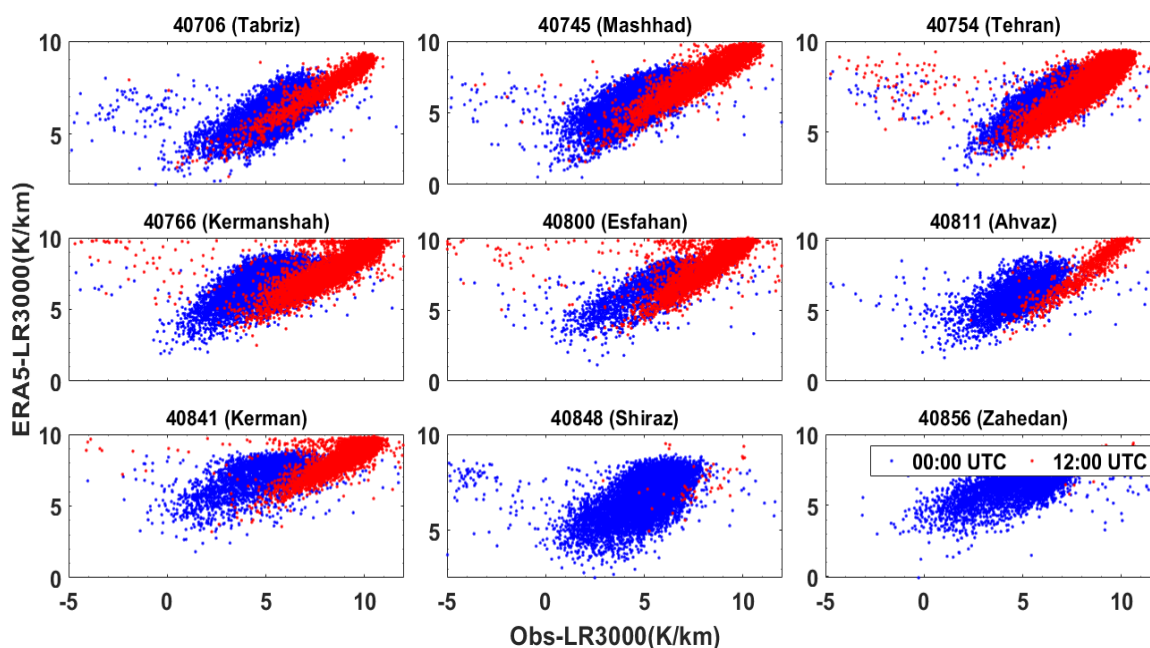
در مقایسه با نتایج حاصل از تحقیقات پیشین، ارزیابی دمای بازتحلیل برای منطقه اروپا و شمال آمریکا نشان داد که در آن مناطق میزان اریبی سرد برای پارامتر دما در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب $-0.09, -0.06$ و -0.03 درجه سلسیوس و با همبستگی 0.99 و RMSE



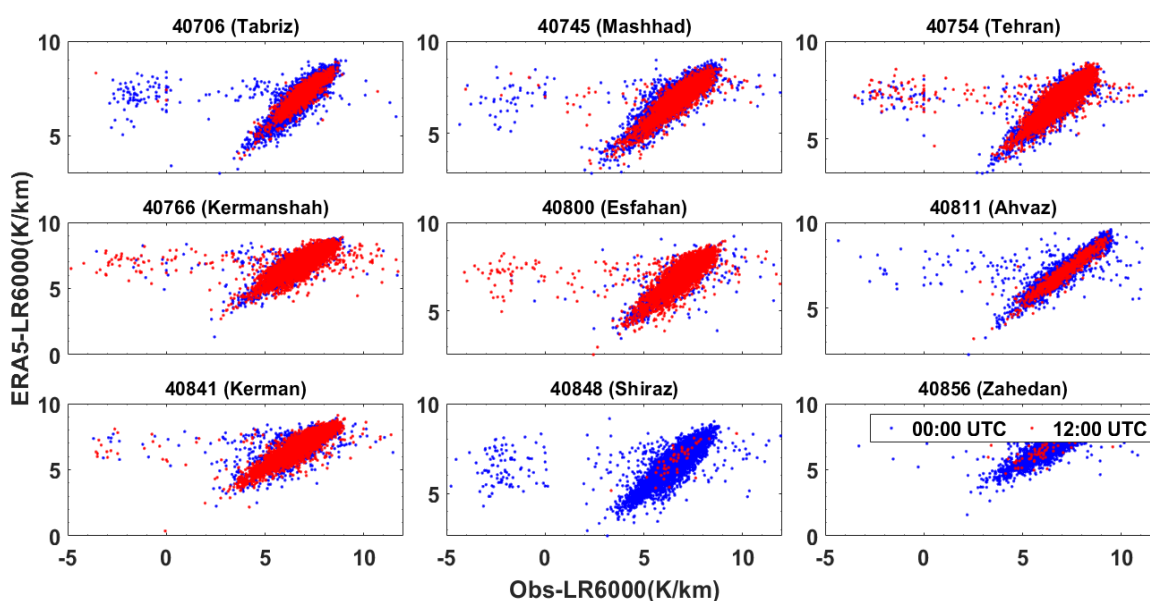
شکل ۱. پراکندگی آهنگ کاهش دما در یک کیلومتر ابتدایی جو در ایستگاه‌های جو بالا میان داده‌های مشاهداتی گمانه‌زنی و بازتحلیل ERA5.

ندارد. در شکل ۳ که آهنگ کاهش دما با ارتفاع در دومین لایه سه کیلومتری جو برای تمامی ایستگاه‌ها نشان داده شده است. در این لایه نیز همچنان شاهد رخداد $LR < 0$ مشاهداتی برای تمام ایستگاه‌ها هستیم، هرچند با فراوانی بسیار کم در دوره سی‌ویک ساله انتخابی. با این حال، همچنان ضعف عمده مشاهده شده در داده‌های بازتحلیل همچنان برقرار است.

با افزایش عمق لایه مورد بررسی از یک کیلومتر به سه کیلومتر، همان‌طور که انتظار می‌رفت فراوانی وقوع افزایش دما با ارتفاع در داده‌های مشاهداتی در تمام ایستگاه‌ها کاهش یافته است (شکل ۲). علی‌رغم، کاهش نسبی مقدار $LR3000$ در برخی ایستگاه‌ها همچون اهواز، زاهدان و مشهد به مقدار تقریبی صفر، اما همچنان در هیچ ایستگاهی نشانه‌های $LR3000$ بازتحلیل منفی که نشانه رخدادهای وارونگی عمیق می‌باشد، وجود



شکل ۲. پراکندگی آهنگ کاهش دما در سه کیلومتر ابتدایی جو در ایستگاه‌های جو بالا میان داده‌های مشاهداتی گمانه زنی و بازتحلیل ERA5.



شکل ۳. پراکندگی آهنگ کاهش دما در لایه سه تا شش کیلومتری از سطح در ایستگاه‌های جو بالا میان داده‌های مشاهداتی گمانه‌زنی و بازتحلیل ERA5.

در شکل ۴ روند میانگین ماهانه مشاهداتی و بازتحلیل برای LR1000 (پایین ترین ردیف)، LR3000 (ردیف میانی) و LR3000-6000 (ردیف بالا) در تمامی ایستگاه‌ها به تصویر کشیده شده است. در نگاه اول در تمامی ایستگاه‌ها عرض از مبدأ در روند مشاهداتی و بازتحلیل، علی‌رغم شیب مشابه، متفاوت است. برای LR1000 غیر از ایستگاه شیراز، سایر ایستگاه‌ها روند مشاهداتی و بازتحلیل مشابهی اعم از صعودی، نزولی و یا خنثی را تجربه کرده‌اند. در ایستگاه شیراز علی‌رغم روند کاهشی برای میانگین ماهانه مشاهداتی LR1000، مقادیر بازتحلیل روند ثابتی را برای این ایستگاه نشان می‌دهند. این اختلاف در لایه سه کیلومتری (ردیف میانی) برای این ایستگاه دیگر وجود نداشته و تمامی ایستگاه‌ها روند میانگین ماهانه مشاهداتی و بازتحلیل مشابهی را برای LR3000 به نمایش گذاشته‌اند. در لایه سه تا شش کیلومتری نیز روند مشاهداتی و بازتحلیل LR3000-6000 به غیر از دو ایستگاه اهواز و زاهدان در سایر ایستگاه‌ها مشابه بوده است. در دو ایستگاه یاد شده نیز روند مشاهداتی صعودی بوده در حالی که، روند بازتحلیل ایستگاه اهواز نسبتاً ثابت و در ایستگاه زاهدان نزولی برآورد شده است.

با توجه به خطای مشاهده شده در داده‌های بازتحلیل در شرایط سرمایش سطحی و وارونگی دمایی، برای بررسی آماری عملکرد بازتحلیل در برآورد آهنگ کاهش دما در لایه‌های مختلف جو فقط مقادیر مثبت استفاده شد. نتایج نشان داد که داده‌های بازتحلیل در ساعت UTC ۰۰:۰۰ و در تمام فصول و ایستگاه‌ها در برآورد LR-1000 فروتخمین (اریبی از $0.71^{\circ}\text{C}/\text{km}$ تا $-2.99^{\circ}\text{C}/\text{km}$) و در ساعت UTC ۱۲:۰۰ فروتخمین (اریبی در بازه $0.06^{\circ}\text{C}/\text{km}$ تا $0.43^{\circ}\text{C}/\text{km}$) ایجاد کرده‌اند. همین الگو برای پارامتر LR-3000 با مقادیر اریبی 0.4° تا -2.20° برای ساعت UTC ۰۰:۰۰ و اریبی بین 0.15° تا 1.57° برای ساعت UTC ۱۲:۰۰ روی داده است. در مورد پارامتر LR-3000-6000 مقدار اریبی در ساعت UTC ۰۰:۰۰ همچنان فروبرآوردی بین 0.01° تا 0.26° داشته اما برای ساعت UTC ۱۲:۰۰ برخلاف دو LR قبلی در تمام ایستگاه‌ها و در تمام فصول فروبرآورد در بازه

0.02° تا 0.62° - تولید کرده است.

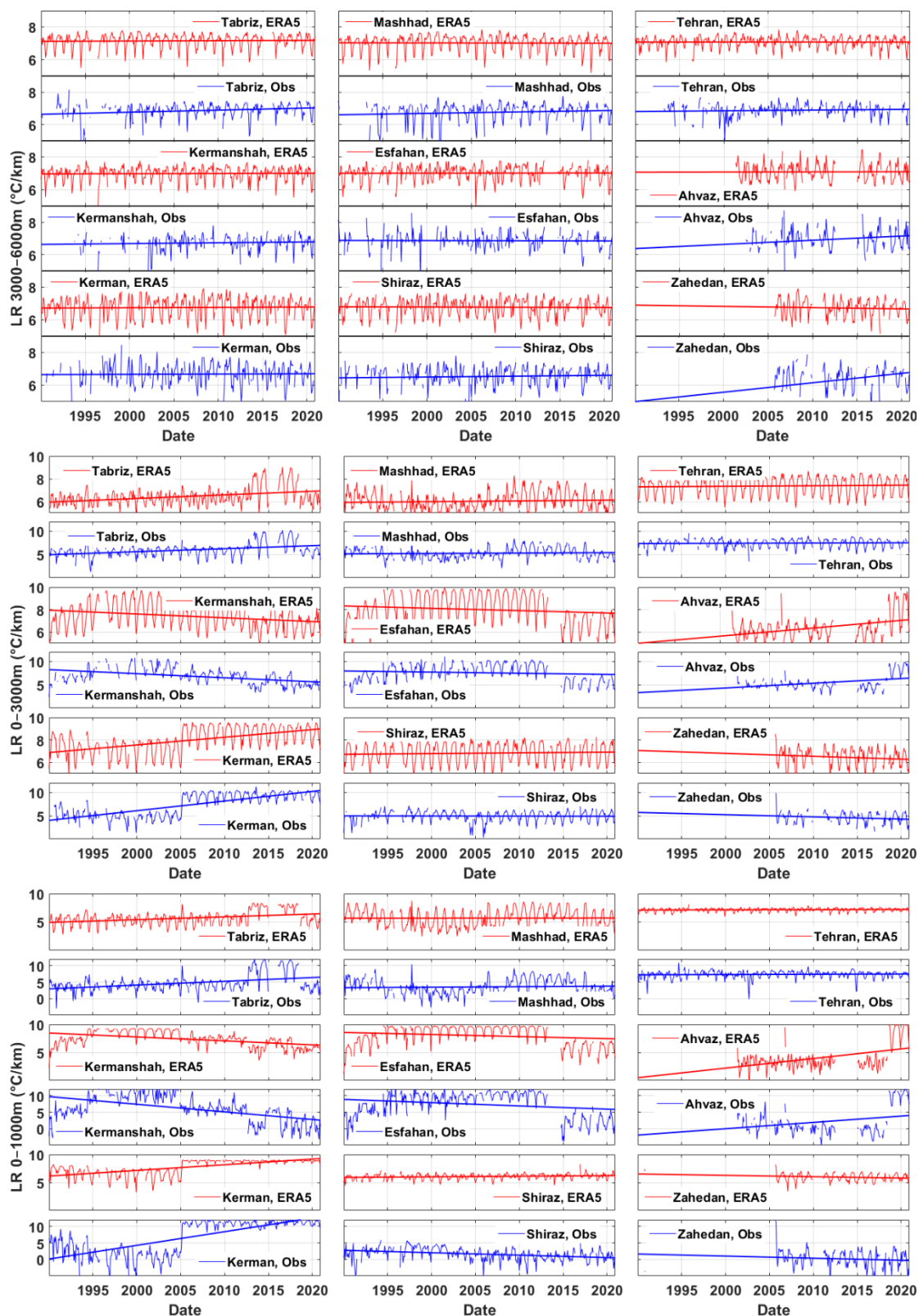
بررسی مقادیر محاسبه شده RMSE برای LR-1000 نیز حاکی از این بود که در ساعت UTC ۰۰:۰۰ و در تمام فصول و ایستگاه‌ها مقادیر بازتحلیل از $2.7^{\circ}\text{C}/\text{km}$ تا $5.6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ و در ساعت UTC ۱۲:۰۰ از 1.13° تا 4.6° فروتخمین کرده‌اند. برای پارامتر LR-3000 و ساعت UTC ۰۰:۰۰ مقدار فروتخمین در بازه 0.93° تا 3.0° و برای ساعت UTC ۱۲:۰۰ در بازه 0.6° تا 2.1° قرار داشت. برای پارامتر LR-3000-6000 این فروتخمین در ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ و 12.00 به ترتیب در بازه‌های $0.5-1.4^{\circ}$ و $0.3-1.1^{\circ}$ بوده است.

میزان IOA برای پارامتر LR-1000 در مقیاس فصلی و در ساعت UTC ۰۰:۰۰ از $0.2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ تا 0.5° و در ساعت UTC ۱۲:۰۰ از $0.2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ تا 0.7° ، متغیر بوده است. برای پارامتر LR-3000 شاخص IOA در ساعت UTC ۰۰:۰۰ از $0.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ تا 0.8° و در ساعت UTC ۱۲:۰۰ تا مقدار حداکثری $0.96^{\circ}\text{C}/\text{km}$ به دست آمد. در لایه سه تا شش کیلومتری مقدار $\text{LR}(^{\circ}\text{C}/\text{km})$ در ساعت UTC ۰۰:۰۰ در بازه $[0.7-0.93]$ و در ساعت UTC ۱۲:۰۰ در بازه $[0.98-0.6]$ بوده است.

نتایج حاصل از این تحقیق نسبت به نتایج حاصل از ارزیابی عملکرد داده‌های بازتحلیل ERA-Interim در برآورد آهنگ کاهش دما در لایه ۸۰۰ تا ۵۰۰ هکتو پاسکال در اروپا خطای بیشتری را نشان می‌دهد. تازارک و همکاران (۲۰۱۸) نشان دادند که میانگین خطا در برآورد آهنگ کاهش دمای بازتحلیل در لایه ۸۰۰ تا ۵۰۰ هکتو پاسکال برای مناطق اروپای غربی ($0.13^{\circ}\text{C}/\text{km}$)، اروپای مرکزی ($0.14^{\circ}\text{C}/\text{km}$)، اروپای شرقی ($0.03^{\circ}\text{C}/\text{km}$) و اروپای جنوبی ($0.12^{\circ}\text{C}/\text{km}$) با فروتخمین و همبستگی 0.9 همراه است. آنها همچنین، نشان دادند که مقدار آهنگ کاهش دما در بهار (ماه‌های آوریل و می) بیشتر از سایر فصول است که این اختلاف در مناطق مختلف متفاوت است. همچنین، تازارک و همکاران (۲۰۲۱) برای منطقه اروپا و شمال آمریکا میزان اریبی LR-1000، LR-3000 و LR-3000-6000 را به ترتیب 0.33° ، 0.09° و 0.01° گزارش کردند که

و بازتحلیل برای LR3000 مخالف یکدیگر بوده و تغییرات فصلی برای این متغیر به وضوح در مناطق مختلف مشاهده کردند.

همگی نشان از فراتخمین بودن داده‌های بازتحلیل نسبت به مشاهداتی است. همچنین، پیلگوج و همکاران (۲۰۲۲) نشان دادند که برای منطقه اروپا و شمال آمریکا روند مشاهداتی



شکل ۴. روند میانگین ماهانه آهنگ کاهش دمای LR1000، LR3000 و LR3000-6000 مشاهداتی و بازتحلیل.

۴-۱-۳. دمای نقطه شبنم

از آنجا که، برای محاسبه رطوبت علاوه بر دمای نقطه شبنم نیاز است که از متغیر دما هم استفاده شود و با توجه به خطای مشاهده شده در داده‌های دمای بازتحلیل، در ادامه تحقیق ابتدا وضعیت دمای نقطه شبنم مشاهداتی با بازتحلیل مقایسه می شود برای این که، در صورت همخوانی بتوان به تحقیق پیرامون پارامترهای وابسته به رطوبت همچون نسبت اختلاط پرداخت. لازم به ذکر است، که دمای نقطه شبنم نسبت به پارامتر دما پایداری بیشتری داشته و در شرایط مطلوب از دقت بالاتری نیز برخوردار است. دمای نقطه شبنم به تنهایی نشان دهنده میزان بخار آب موجود در جو است. البته استفاده صرف از دمای نقطه شبنم برای تحلیل رطوبت می تواند گمراه کننده باشد، برای مثال، در زمستان با هوای سرد و نقطه شبنم بالایی توان همچنان شرایط هوای خشک را تجربه کرد. بنابراین، می توان نتیجه گرفت که اگر هدف، ارزیابی میزان بخار آب موجود در هوا یا تغییرات طولانی مدت آن باشد، استفاده از نقطه شبنم مناسب است. اما، اگر هدف، تحلیل احساس انسانی از رطوبت یا شرایط اشباع باشد، نقطه شبنم به تنهایی کافی نیست. همانطور که جدول ۵ نشان می دهد با توجه به ارتفاع از سطح دریا ایستگاه‌های مطالعاتی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در اغلب ایستگاه‌ها و در تمامی فصول داده کافی در شرایط عادی برای مقایسه با داده‌های بازتحلیل وجود نداشت. با توجه به تعداد کم داده‌ها نتایج به دست آمده در جدول ۵ از اعتبار کافی برای تحلیل اقلیمی برخوردار نیستند.

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و در ساعت ۰۰:۰۰ UTC غیر از ایستگاه زاهدان، در سایر ایستگاه‌ها T_d بازتحلیل با بیش برآورد (حداکثر تا ۱/۵۷ درجه سلسیوس) تولید شده است. در ساعت ۱۲:۰۰ UTC غیر از ایستگاه‌های اهواز و کرمان در فصل JJA، ایستگاه کرمان در DJF و ایستگاه اهواز در SON، سایر ایستگاه‌ها در مقیاس فصلی با اریبی مثبت T_d را تولید کرده‌اند که در ایستگاه شیراز تا ۵/۵۲ درجه سلسیوس اریبی گرم تولید شده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰:۰۰ UTC به جز ایستگاه زاهدان

در دو فصل DJF و JJA در سایر موارد نیز اریبی مثبت را می توان دید. در ساعت ۱۲:۰۰ UTC به جز ایستگاه اهواز، که در تمام فصول با اریبی سرد همراه بوده است، سایر ایستگاه‌ها در مقیاس فصلی اریبی گرم را تجربه کرده‌اند. بررسی مقدار RMSE نشان داد که با در نظر گرفتن تمام شرایط جوی، در هر دو ساعت ۰۰:۰۰ UTC و ۱۲:۰۰ UTC حداقل ۲/۱۶ تا ۳/۵۰ درجه سلسیوس خطای در داده‌های دمای نقطه شبنم بازتحلیل در فصول مختلف وجود دارد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال این مقدار تا ۴/۶ درجه سلسیوس افزایش می‌یابد.

میزان IOA محاسبه شده میان داده‌های بازتحلیل و مشاهداتی T_d در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۰۰:۰۰ UTC در تمام ایستگاه‌ها در تمام فصول بیش از ۰/۸ درجه سلسیوس بوده است. در ساعت ۱۲:۰۰ UTC در تمام ایستگاه‌ها به غیر از شیراز و زاهدان ۰/۹ بوده است. در ایستگاه شیراز در فصل DJF مقدار ۰ و در ایستگاه زاهدان در دو فصل MAM و JJA مقدار ۰/۳ بدست آمد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز مقادیر IOA مشابه با مقدار به دست آمده در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال از اعتبار بالایی برخوردار بود.

برای بررسی دقیق‌تر عملکرد داده‌های بازتحلیل، میانگین فصلی نمایه قائم دمای نقطه شبنم بر حسب فشار و در ساعت‌های ۰۰ و ۱۲:۰۰ محاسبه شد (شکل آورده نشده است). نتایج نشان داد، که در تمامی ایستگاه‌ها به غیر از اهواز و کرمان در تمامی فصول و ساعت‌های یاد شده در ترازهای پایین‌تر از ۸۰۰ هکتوپاسکال میان داده‌های مشاهداتی و بازتحلیل خطای قابل توجهی وجود دارد. در ایستگاه‌هایی همچون زاهدان و شیراز این اختلاف حتی تا ترازهای بالاتر نیز قابل مشاهده است.

نتایج حاصل از این پژوهش در مقایسه با تازارک و همکاران (۲۰۲۱) برای منطقه اروپا و شمال آمریکا که میانگین میزان اریبی برای دمای نقطه شبنم در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال را به ترتیب ۰/۰۶-، ۰/۰۷- و ۰/۳۴- نشان دادند، در اغلب موارد به مراتب بیشتر است. در نتایج

آنها در ترازهای پایین‌تر داده‌های بازتحلیل ERA5 و همبستگی را برای متغیرهای ذکر شده به ترتیب ۳/۵۷، اریبی سرد (فروتنخمن) و برای تراز میانی وردسپهر ۴/۹۶ و ۵/۵۱ درجه سلسیوس و ۰/۹۴، ۰/۹۱ و ۰/۸۶ اعلام اریبی گرم (فروتنخمن) تولید شده بود. آنها میزان RMSE کردند.

جدول ۵. میزان اریبی بین داده‌های مشاهداتی و بازتحلیل در برآورد دمای نقطه شبنم در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ UTC در ایستگاه‌های جو بالا از ۱۹۹۰ تا انتهای ۲۰۲۰.

		۰۰:۰۰				۱۲:۰۰			
	ایستگاه	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
۸۵۰ هکتوپاسکال									
۱	تبریز	نامشخص	نامشخص	۱۱/۰۸	نامشخص	نامشخص	۴/۸۴	نامشخص	نامشخص
۲	مشهد	۲/۲۷	۲/۱۰	۲/۲۳	۲/۳۵	-۰/۱۷	-۰/۲۶	-۰/۲۹	-۰/۰۴
۳	تهران	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	۵/۱۰
۴	کرمانشاه	نامشخص	نامشخص	نامشخص	۵/۵۵	نامشخص	۴/۷۰	نامشخص	نامشخص
۵	اصفهان	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	۰/۱۴	نامشخص	۰/۶۸
۶	اهواز	۰/۹۰	۱/۱۶	۱/۹۴	۰/۹۷	-۶/۰۶	-۰/۷۳	-۰/۲۴	-۰/۰۲
۷	کرمان	-۱/۷۶	نامشخص	نامشخص	-۱/۲۱	-۶/۳۸	نامشخص	نامشخص	۳/۷۱
۸	شیراز	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص
۹	زاهدان	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص	نامشخص
۷۰۰ هکتو پاسکال									
۱	تبریز	۱/۲۱	۱/۳۳	۱/۲۶	۱/۱۴	۰/۶۵	۰/۳۱	۰/۰۷	۰/۶۰
۲	مشهد	۰/۷۲	۰/۹۵	۰/۷۶	۰/۸۷	۰/۸۰	۱/۴۶	۰/۹۶	۱/۰۰
۳	تهران	۱/۳۹	۱/۵۷	۱/۴۷	۱/۲۵	۱/۳۹	۱/۶۷	۱/۳۷	۱/۴۰
۴	کرمانشاه	۱/۶۱	۰/۶۶	۰/۴۳	۰/۵۷	۱/۹۸	۱/۸۴	۱/۹۳	۲/۱۸
۵	اصفهان	۰/۷۷	۱/۲۲	۰/۸۳	۰/۸۸	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۲۶	۰/۴۴
۶	اهواز	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۸۷	۰/۶۸	۰/۹۵	۰/۲۵	-۰/۱۵	-۰/۰۴
۷	کرمان	۱/۳۸	۰/۹۸	۰/۹۶	۱/۱۰	-۰/۱۹	۰/۱۷	-۰/۱۸	۰/۱۵
۸	شیراز	۰/۹۴	۰/۹۷	۰/۹۳	۰/۸۲	۲/۱۶	۵/۵۲	۵/۰۱	۳/۵۰
۹	زاهدان	-۰/۳۳	-۰/۰۱	-۰/۲۷	-۰/۱۹	۴/۸۷	۱/۶۰	۳/۹۲	۱/۱۴
۵۰۰ هکتو پاسکال									
۱	تبریز	۲/۹۱	۳/۱۱	۲/۵۵	۲/۸۹	۲/۳۷	۲/۹۷	۲/۱۶	۲/۱۰
۲	مشهد	۲/۲۵	۲/۴۸	۲/۲۶	۲/۳۲	۱/۶۰	۲/۶۷	۲/۷۴	۲/۸۳
۳	تهران	۲/۶۶	۲/۶۰	۲/۵۹	۲/۶۳	۳/۱۲	۳/۵۳	۳/۲۹	۳/۲۰
۴	کرمانشاه	۱/۳۳	۱/۳۵	۱/۲۲	۱/۲۵	۲/۰۵	۲/۷۹	۲/۷۳	۲/۵۱
۵	اصفهان	۱/۳۸	۱/۳۱	۰/۹۵	۱/۶۹	۳/۵۰	۴/۰۲	۳/۹۲	۳/۶۵
۶	اهواز	۱/۸۴	۱/۲۱	۲/۳۸	۱/۶۱	-۰/۶۳	-۱/۲۲	-۰/۵۹	-۱/۱۴
۷	کرمان	۱/۷۱	۲/۲۵	۲/۲۹	۱/۹۰	۱/۱۰	۱/۵۴	۰/۹۶	۰/۹۹
۸	شیراز	۲/۴۳	۲/۱۶	۲/۱۴	۲/۲۷	نامشخص	۱/۹۶	نامشخص	۴/۰۸
۹	زاهدان	-۰/۰۱	۰/۰۶	-۰/۰۷	۰/۸۲	۰/۸۱	نامشخص	نامشخص	۰/۶۸

۲-۴. پارامترهای رطوبت

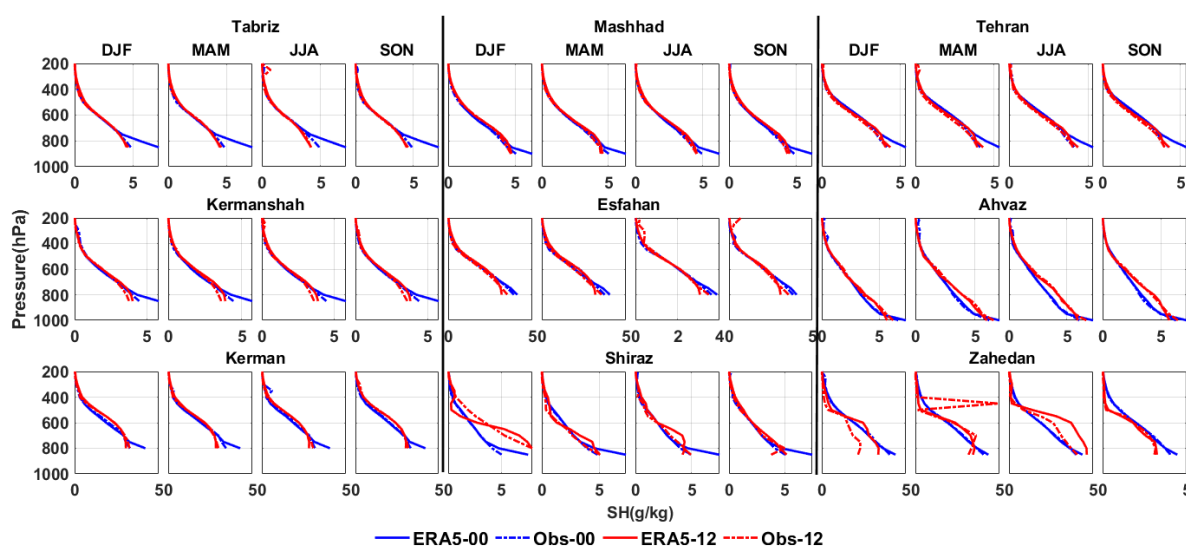
۱-۲-۴. رطوبت ویژه

در شکل ۵ نمایه قائم میانگین فصلی رطوبت ویژه بازتحلیل و مشاهداتی در ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ برای ایستگاه‌های جو بالا برحسب ترازهای فشاری محاسبه و به تصویر کشیده شده است. همانطور که شکل نشان می‌دهد، فقط ایستگاه اهواز تا تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برداشت داده داشته است. سایر ایستگاه‌ها به طور تقریبی از تراز ۸۰۰ هکتو پاسکال نمایه قائم را ثبت کرده‌اند. در تمامی ایستگاه‌ها در بیشترین اربیی در نزدیکی سطح مشاهده می‌شود. در ایستگاه‌های همچون تبریز، مشهد و تهران در ساعت UTC ۱۲:۰۰ حتی در پایین‌ترین ترازها تطابق قابل قبولی میان داده‌های مشاهداتی و بازتحلیل دیده می‌شود. در ایستگاه‌های اصفهان، اهواز و کرمان در ساعت UTC ۱۲:۰۰ در ترازهای ابتدایی کمی فروتخمین و در ایستگاه زاهدان فراتخمین به چشم می‌خورد در حالی که در و در سایر ایستگاه‌ها روند واحد فصلی برای این ساعت در ترازهای ابتدایی مشاهده نمی‌شود. در ایستگاه زاهدان نمایه قائم رطوبت ویژه در هر دو ساعت از انطباق خوبی میان داده‌های مشاهداتی و بازتحلیل برخوردار بوده است. البته، نتایج به‌دست آمده در سایر نقاط جهان نشان داده است که روندهای مشاهداتی و

بازتحلیل برای پارامترهای رطوبت تراز پایین و آهنگ کاهش دما در منطقه اروپا و آمریکا یکسان نیست و در منطقه اروپا سازگاری بیشتری مشاهده شد (پیلگوج و همکاران، ۲۰۲۲).

۲-۲-۴. نسبت اختلاط

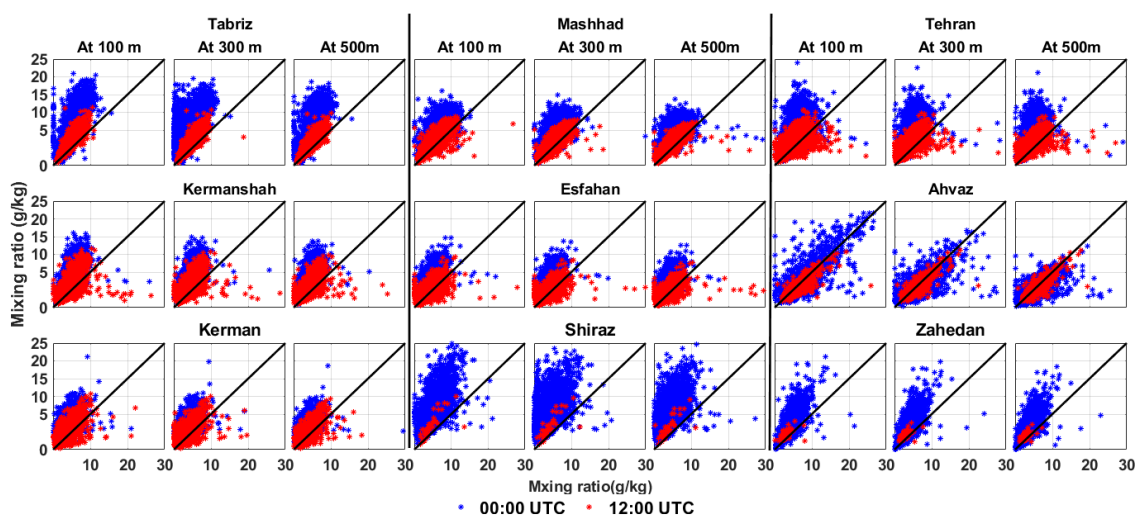
نتایج به‌دست آمده از تحلیل دما و دمای نقطه شبنم نشان داد که برای بررسی پارامترهای وابسته به دما، دمای نقطه شبنم و رطوبت در ایستگاه‌های یاد شده بایستی یا بر اساس ارتفاع از سطح و یا در ترازهای بالاتر از ۸۵۰ هکتوپاسکال متمرکز شد. در این راستا در ادامه ابتدا پراکندگی نسبت اختلاط بازتحلیل و مشاهداتی در ارتفاع‌های ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ متری از سطح در هر ایستگاه در ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ محاسبه شد. همان‌طور که شکل ۶ نشان می‌دهد نسبت اختلاط در هر سه ارتفاع ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ متری از سطح در تمام ایستگاه‌ها، به جز اهواز، در ساعت UTC ۰۰:۰۰ توسط بازتحلیل فراتخمین شده است. البته در ساعت UTC ۱۲:۰۰ نیز این فراتخمینی در برخی ارتفاع‌ها در اغلب ایستگاه‌ها با شدت بسایر کمتری نسبت به ساعت UTC ۰۰:۰۰ به چشم می‌خورد. برای بررسی کیفی مقدار اربیی برای هر ارتفاع در هر ایستگاه و در زمان‌های متمایز شبانه و روزانه تهیه شد.



شکل ۵. نمایه قائم رطوبت ویژه فصلی بازتحلیل و مشاهداتی در ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ برای ایستگاه‌های جو بالا در بازه مورد مطالعه.

هم‌راستا است. تازارک و همکاران (۲۰۱۸) نشان دادند، که به‌طور میانگین عملکرد داده‌های بازتحلیل ERA-Interim در برآورد نسبت اختلاط از سطح تا ارتفاع ۵۰۰ متری برای مناطق اروپای غربی (۰/۱۷)، اروپای مرکزی (۰/۱۴)، اروپای شرقی (۰/۱۱) و اروپای جنوبی (۰/۲۴) با فراتخمین همراه است. همچنین، تازارک و همکاران (۲۰۲۱) برای منطقه اروپا و شمال آمریکا میزان آریبی نسبت اختلاط در لایه آمیخته و ناپایداری‌ترین لایه جو زیرین را به‌ترتیب ۰/۳۷- و ۰/۱۸- گرم بر کیلوگرم با همبستگی ۰/۹۴ و ۰/۹۷ و RMSE معادل ۱/۵۷ و ۱/۰۲ گرم بر کیلوگرم گزارش کردند.

جدول ۶ نشان می‌دهد، که در تمام ایستگاه‌ها به‌جز اهواز در هر سه ارتفاع ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ متری از سطح در هر ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ میزان نسبت اختلاط فراتخمین شده است. البته در هر ایستگاه شدت این فراب‌آورد در ساعت UTC ۱۲:۰۰ از مقدار فراب‌آورد در ساعت UTC ۰۰:۰۰ کمتر است. در ایستگاه اهواز در تمام ارتفاع‌ها و هر دو ساعت UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ داده‌های بازتحلیل در برآورد نسبت اختلاط فروتخمین داشته‌اند. به غیر از ایستگاه اهواز، فراب‌آورد نسبت اختلاط بازتحلیل در سایر ایستگاه‌ها با نتایج به‌دست آمده توسط تازارک و همکاران (۲۰۱۸) برای اروپا



شکل ۶. پراکندگی نسبت اختلاط (گرم بر کیلوگرم) بازتحلیل بر حسب مشاهداتی در ارتفاع ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ متری از سطح زمین در ایستگاه‌های جو بالا در ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ در بازه مورد مطالعه.

جدول ۶. میزان آریبی بین داده‌های مشاهداتی و بازتحلیل در برآورد نسبت اختلاط (گرم بر کیلوگرم) در ارتفاع‌های ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ متری از سطح در ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ در ایستگاه‌های جو بالا از ۱۹۹۰ تا انتهای ۲۰۲۰.

	ایستگاه	۰۰:۰۰			۱۲:۰۰		
		۱۰۰	۳۰۰	۵۰۰	۱۰۰	۳۰۰	۵۰۰
۱	تبریز	۵/۲۸	۵/۲۹	۴/۶۷	۱/۹۶	۱/۷۳	۱/۵۲
۲	مشهد	۳/۰۸	۳/۰۲	۲/۸۲	۱/۱۰	۰/۹۴	۰/۸۰
۳	تهران	۳/۴۷	۳/۷۳	۳/۴۸	۱/۶۴	۱/۶۸	۱/۴۴
۴	کرمانشاه	۴/۵۶	۴/۳۴	۴/۱۲	۱/۷۱	۱/۶۵	۱/۴۵
۵	اصفهان	۳/۵۹	۳/۵۰	۳/۲۷	۰/۶۹	۰/۶۱	۰/۴۸
۶	اهواز	-۰/۱۴	-۰/۱۷	-۰/۲۲	-۰/۴۲	-۰/۱۹	-۰/۲۷
۷	کرمان	۳/۷۹	۳/۶۱	۳/۳۶	۱/۰۸	۱/۰۲	۰/۸۶
۸	شیراز	۵/۶۵	۶/۰۲	۵/۴۰	۲/۰۰	۲/۰۷	۲/۰۰
۹	زاهدان	۲/۷۳	۲/۴۵	۲/۲۶	۱/۲۷	۱/۰۶	۰/۸۹

۵. جمع‌بندی

در این تحقیق از داده‌های گمانه‌زنی اندازه‌گیری شده در ۹ ایستگاه جو بالا در ایران از ابتدای ۱۹۹۰ تا انتهای ۲۰۲۰ (برحسب برداشت داده در هر ایستگاه) استفاده شد؛ برای این که، دقت داده‌های بازتحلیل در برآورد پارامترهای دما و رطوبت در هر ایستگاه ارزیابی شود. داده‌های مورد بررسی در هر ایستگاه در دو ساعت UTC ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ برداشت شده بودند. پارامترهای محاسبه شده دما شامل دما، دمای نقطه شبنم (در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال) و آهنگ کاهش دما (در سه لایه اعم از لایه یک کیلومتر ابتدایی جو، لایه سه کیلومتر ابتدایی جو و لایه ۳ تا ۶ کیلومتری از سطح) و پارامترهای محاسبه شده رطوبت شامل رطوبت ویژه (از ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال) و نسبت اختلاط (در ارتفاع‌های ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ متری از سطح) بود. برای ارزیابی از چهار شاخص آماری اریبی، همبستگی با سطح اطمینان ۹۵ درصد، ریشه میانگین مربع خطا و شاخص توافق استفاده شده است. نتایج نشان داد که، (الف) داده‌های بازتحلیل در برآورد دما در تراز نزدیک به سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت UTC ۰۰:۰۰ دما را بیش برآورد کرده، در حالی که، در ساعت UTC ۱۲:۰۰ تقریباً در همه ایستگاه‌ها و در تمام فصول دما را فروتخمین کرده است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در ساعت UTC ۱۲:۰۰ در ایستگاه‌های تهران، کرمانشاه و اصفهان در تمام فصول سوگیری گرم و مشهد سوگیری سرد تولید شده در حالی که، در ساعت UTC ۰۰:۰۰ تمامی ایستگاه‌ها در تمامی فصول سوگیری مثبت را تجربه کرده‌اند. در تراز میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) نیز داده‌های بازتحلیل در تمام فصول و در تمام ایستگاه‌ها و در هر دو ساعت ثبت داده سوگیری گرم تولید کرده‌اند. البته در تمام ترازها دمای بازتحلیل و مشاهداتی همبستگی بیش از ۰/۹ و IOA قابل‌قبولی داشته‌اند.

(ب) روند میانگین ماهانه مشاهداتی و بازتحلیل برای آهنگ کاهش دما در لایه‌های مختلف در ایستگاه‌های متفاوت منحصر به فرد بوده و تنوع اقلیمی در آن به چشم

می‌خورد. علی‌رغم این که با افزایش ارتفاع فراوانی رویدادهایی همچون سرمایش سطحی و وارونگی دما که داده‌های بازتحلیل موفق به تولید آن نبوده‌اند، کاهش یافته اما حتی در لایه سه تا شش کیلومتری هم عدم همراستایی میان روند مشاهداتی و بازتحلیل برای پارامتر آهنگ کاهش دما وجود دارد. در ابتدایی‌ترین لایه مورد بررسی در ایستگاه شیراز و در لایه سه تا شش کیلومتری در ایستگاه‌های اهواز و زاهدان روندهای مشاهداتی و بازتحلیل آهنگ کاهش دما با ارتفاع متفاوت بوده و در لایه سه کیلومتری همه ایستگاه‌ها روندهای مشاهداتی و بازتحلیل مشابهی را نشان داده‌اند. بررسی در مقیاس فصلی نشان داد که در تمام فصول در ساعت UTC ۰۰:۰۰ داده‌های بازتحلیل آهنگ کاهش دما با ارتفاع را در هر سه لایه موردنظر با کم برآوردی تولید کرده، در حالی که، در ساعت UTC ۱۲:۰۰ LR-1000 و LR-3000 را با فراتخمین و LR-3000-6000 را با فروتخمین تولید کرده است. محاسبه RMSE برای پارامترهای آهنگ کاهش دما با ارتفاع نشان داد که در تمام ایستگاه‌ها در تمام فصول و هم در ساعت UTC ۰۰:۰۰ و هم در UTC ۱۲:۰۰ داده‌های بازتحلیل منجر به فراتخمین شده است و میزان خطا در لایه ابتدایی جو به مراتب بیش از لایه‌های بالاتر بوده است. دقت داده‌های بازتحلیل در تولید پارامترهای آهنگ کاهش دما با ارتفاع در لایه‌های مورد بررسی در مقیاس فصلی بر اساس شاخص IOA و در هر دو ساعت UTC ۰۰:۰۰ و UTC ۱۲:۰۰ قابل قبول بوده است. البته این دقت در زمان میان روز به مراتب بالاتر بدست آمد.

(ج) توزیع اریبی در مقیاس فصلی در ترازهای ۸۵۰ نشان داد که با توجه به ارتفاع از سطح دریا در ایستگاه‌های مطالعاتی و تعداد کم تجربه فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال، نتایج به‌دست آمده از دقت کافی برای تحلیل در مقیاس اقلیمی برخوردار نیست. بررسی دمای نقطه شبنم در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال که فراوانی وقوع رخداد‌های بیشتری در ایستگاه‌ها داشته نشان داد که، در ۸۸ درصد موارد داده‌های بازتحلیل بیش‌برآوردی و تنها در یک درصد

چون سرمایش سطحی، وارونگی دما و شرایط مرطوب سطحی بود. بررسی رطوبت نیز نشان داد که مقادیر رطوبت ویژه و نسبت اختلاط در نزدیکی سطح با بیش‌برآوردی همراه بوده‌اند و دقت کمتری نسبت به پارامترهای دمایی داشته‌اند، به‌جز در ایستگاه‌هایی با ویژگی‌های اقلیمی خاص مانند اهواز.

این تحقیق به طور کمی نشان داد که عملکرد داده‌های بازتحلیل در بازتولید داده‌های ترمودینامیکی در نزدیکی سطح با خطای بزرگ‌تری همراه بوده که دلیل آن می‌تواند ناتوانی مدل بازتحلیل در نمایش مرز سخت سطح زمین و گرادپان‌های نزدیک به آن باشد که به هر صورت بایستی با احتیاط بیشتری مورد استفاده قرار گیرد. با این حال، اگرچه داده‌های بازتحلیل نمی‌توانند جایگزین کامل داده‌های مشاهده‌ای شوند، اما در مقیاس‌های زمانی و مکانی گسترده، به‌ویژه در نبود یا کمبود داده‌های اندازه‌گیری‌شده، می‌توانند به‌عنوان ابزاری مفید برای مطالعات اقلیمی و تحلیل‌های میان‌مدت تا بلندمدت مورد استفاده قرار گیرند. البته قابل توجه است که این اختلاف‌ها در صورت استفاده مستقیم از داده‌های بازتحلیل برای مدل‌سازی اقلیمی یا اعتبارسنجی مدل‌های گردش عمومی می‌تواند سبب انتقال خطا به لایه‌های مدل و برآورد نادرست شارهای انرژی و رطوبت در نزدیکی سطح زمین شود. به‌ویژه در مناطق خشک یا نیمه‌خشک که وارونگی دما و سرمایش شبانه نقش تعیین‌کننده‌ای در تعادل تابشی دارند، این ناهم‌انگهی‌ها می‌تواند بر شبیه‌سازی دماهای حدی، روندهای تبخیر-تعرق، و بازخوردهای اقلیمی هم اثرگذار باشد. بنابراین، استفاده از داده‌های بازتحلیل در مطالعات اقلیمی نیازمند ارزیابی دقیق و در صورت امکان، استفاده همزمان از داده‌های مشاهده‌ای یا ماهواره‌ای است تا از انتقال سوگیری‌ها به مدل‌های اقلیمی جلوگیری شود. پیشنهاد می‌شود در مطالعات آتی، از ترکیب داده‌های بازتحلیل با مشاهدات سطحی و داده‌های ماهواره‌ای بهره گرفته شود تا بتوان عدم قطعیت‌ها را کاهش داد و درک دقیق‌تری از فرایندهای فیزیکی جو به‌دست آورد.

ارایی سرد تولید کرده است. مقدار RMSE برای داده‌های دمای نقطه شبنم در تراز ۵۰۰ بیش از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بود که نشانه تأثیرپذیری دقت داده‌های بازتحلیل از کمبود داده‌های مشاهداتی مستقیم در ترازهای میانی جو، عدم شناخت و لحاظ‌شدن دقیق پیچیدگی‌های دینامیکی جو در ارتفاعات بالا در داده‌های لایه مرزی، وابستگی بیشتر به مدل بازتحلیل و عددی برای تولید اطلاعات در ترازهای بالا است. مقدار IOA نیز نشان داد که دمای نقطه شبنم در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در تمام ایستگاه‌ها در تمام فصول در ساعت UTC ۰۰:۰۰ از اعتبار بالایی برخوردار بود و در ساعت UTC ۱۲:۰۰ نیز در ۸۹ درصد با اعتبار بیش از ۰/۸ و ۰/۹ تولید شده است.

(د) نمایه قائم رطوبت ویژه فصلی روزانه و شبانه نشان داد که در هر ایستگاه، به‌غیر از ایستگاه اهواز، بیشترین اریبی در نزدیکی سطح روی داده است و با افزایش ارتفاع این اریبی به حداقل می‌رسید. همچنین، در سطوح پایین در ساعت UTC ۰۰:۰۰ اریبی بیشتری نسبت به UTC ۱۲:۰۰ مشاهده می‌شود.

(ه) مقایسه میزان نسبت اختلاط محاسبه شده با استفاده از داده‌های بازتحلیل بر حسب داده‌های مشاهداتی نشان داد که در تمام ایستگاه‌های جو بالا به غیر از اهواز در هر سه ارتفاع ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ متری مقادیر بازتحلیل بیش از مقادیر مشاهداتی بوده است و شدت این فراتخمین در مقادیر شبانه (UTC ۰۰:۰۰) به مراتب بیش از مقادیر روزانه (UTC ۱۲:۰۰) بوده است. تنها در ایستگاه اهواز داده‌های بازتحلیل نسبت اختلاط را هم در شب و هم در روز فروتخمین کرده است.

یافته‌های این پژوهش نشان داد که داده‌های بازتحلیل در تخمین پارامترهای دمایی از جمله دمای هوا، دمای نقطه شبنم و آهنگ کاهش دما در ترازهای میانی و بالاتر جو عملکرد نسبتاً قابل قبولی دارند، به‌ویژه در بازه‌های زمانی میان‌روز (UTC ۰۰:۱۲) و در لایه‌های بالاتر از سطح زمین. با این حال، در لایه‌های نزدیک به سطح، به‌ویژه در ساعات شبانه (UTC ۰۰:۰۰)، اریبی و خطاهای بیشتری مشاهده شد که عمدتاً ناشی از ضعف بازتحلیل در بازتولید پدیده‌هایی

تشکر و قدردانی

به اطلاع می‌رساند که برخی از داده‌های بازتحلیل به کار رفته در این تحقیق از مجموعه داده‌های دانلود شده در پروژه تحقیقاتی به حمایت مالی INSF با شماره 99029362

می‌باشد. نویسنده مسئول متعهد می‌شود که در تهیه این متن از هیچ هوش مصنوعی استفاده نشده است.

مراجع

- Ahmed, J. S., Buizza, R., Dell'Acqua, M., Demissie, T., & Pè, M. E. (2024). Evaluation of ERA5 and CHIRPS rainfall estimates against observations across Ethiopia. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 136(3), 17. <https://doi.org/10.1007/s00703-023-00965-2>
- Alexander, L. V. (2016). Global observed long-term changes in temperature and precipitation extremes: A review of progress and limitations in IPCC assessments and beyond. *Weather and Climate Extremes*, 11, 4–16. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2015.10.007>
- Bahrami, A., & Darand, M. (2025). Evaluation of spatio-temporal accuracy of precipitation estimation of ERA-5 database over Iran. *Iranian Journal of Geophysics*, 19(1), 27–46.
- Bandhauer, M., Isotta, F., Lakatos, M., Lussana, C., Båserud, L., Izsák, B., Szentes, O., Tveito, O. E., & Frei, C. (2022). Evaluation of daily precipitation analyses in E-OBS (v19.0e) and ERA5 by comparison to regional high-resolution datasets in European regions. *International Journal of Climatology*, 42(2), 727–747. <https://doi.org/10.1002/joc.7286>
- Biswas, S., Chand, S. S., Dowdy, A. J., Wright, W., Foale, C., Zhao, X., & Deo, A. (2022). Statistical calibration of long-term reanalysis data for Australian fire weather conditions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 61(6), 729–758. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-21-0123.1>
- Chen, T. C., Collet, F., & Di Luca, A. (2024). Evaluation of ERA5 precipitation and 10-m wind speed associated with extratropical cyclones using station data over North America. *International Journal of Climatology*, 44(3), 729–747. <https://doi.org/10.1002/joc.7996>
- Di Napoli, C., Barnard, C., Prudhomme, C., Cloke, H. L., & Pappenberger, F. (2021). ERA5-HEAT: A global gridded historical dataset of human thermal comfort indices from climate reanalysis. *Geoscience Data Journal*, 8(1), 2–10. <https://doi.org/10.1002/gdj3.102>
- Frank, C. W., Wahl, S., Keller, J. D., Pospichal, B., Hense, A., & Crewell, S. (2018). Bias correction of a novel European reanalysis data set for solar energy applications. *Solar Energy*, 164, 12–24.
- Gleixner, S., Demissie, T., & Diro, G. T. (2020). Did ERA5 improve temperature and precipitation reanalysis over East Africa? *Atmosphere*, 11(10), 996.
- Gualtieri, G. (2021). Reliability of ERA5 reanalysis data for wind resource assessment: A comparison against tall towers. *Energies*, 14(14), 4169.
- Heidari, S., Karimi, M., & Beyranvand, A. (2024). Evaluation of the performance of ERA5 reanalysis data in Iran's rainfall estimation and spatial analysis of the country's precipitation regime. *Researches in Earth Sciences*, 15(2), 1–24.
- Javanshiri, Z., & Abbasi, F. (2025). Evaluation of ERA5-Land data in estimating monthly extreme temperature indices in Iran. *Journal of Climate Research*.
- Javanshiri, Z., Falamarzi, Y. and Abbasi, F. (2025). Evaluation of the reliability of ERA5-Land data in assessing minimum and maximum daily temperatures in Iran (1991-2020). *Journal of the Earth and Space Physics*, 51(1), 175–190. doi: 10.22059/jesphys.2025.378890.1007618
- Karwat, A., Franzke, C. L. E., & Blender, R. (2022). Long-term trends of Northern Hemispheric winter cyclones in the extended ERA5 reanalysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(21).
- Majidi, F., Sabetghadam, S., Gharaylou, M., & Rezaian, R. (2025). Evaluation of the performance of ERA5, ERA5-Land and MERRA-2 reanalysis to estimate snow depth over a mountainous semi-arid region in Iran. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 58, 102246.
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., et al. (2021). ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13(10), 4349–4383
- Najafi, M. S., Alizadeh, O., & Sauter, T. (2025). Evaluation of gridded precipitation datasets over Iran. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 58, 102234.
- Pegahfar, N. (2021). Climatic analysis of tropopause during the northwestern Indian Ocean tropical cyclones. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 93, 101195.
- Pegahfar, N. (2024a). Evaluation of the performance of ERA5 reanalysis data in estimating multiple types of CAPE and CIN convective parameters in upper-air stations in Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 50(1), 231–249.

- Pegahfar, N. (2024b). Evaluation of ERA5 reanalysis data in convective parameters estimation of vertical wind shear and lifted index using radiosonde data in Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 50(3), 743-761.
- Pilgus, N., Taszarek, M., Allen, J. T., & Hoogewind, K. A. (2022). Are trends in convective parameters over the United States and Europe consistent between reanalyses and observations? *Journal of Climate*, 35(12), 3605–3626.
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D. G. H., Peubey, C., Thépaut, J.-N., et al. (2016). ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, 29(11), 4083–4097.
- Sianturi, Y., Marjuki, & Sartika, K. (2019). Evaluation of ERA5 and MERRA2 reanalyses to estimate solar irradiance using ground observations over Indonesia region. *In AIP Conference Proceedings*, 2223, p. 020002.
- Slocum, C. J., Razin, M. N., Knaff, J. A., & Stow, J. P. (2022). Does ERA5 mark a new era for resolving the tropical cyclone environment? *Journal of Climate*, 35(18), 7147–7164.
- Taszarek, M., Brooks, H. E., Czernecki, B., Szuster, P., & Fortuniak, K. (2018). Climatological aspects of convective parameters over Europe: A comparison of ERA-Interim and sounding data. *Journal of Climate*, 31(11), 4281-4308.
- Taszarek, M., Pilgus, N., Allen, J. T., Gensini, V., Brooks, H. E., & Szuster, P. (2021). Comparison of convective parameters derived from ERA5 and MERRA2 with rawinsonde data over Europe and North America. *Journal of Climate*, 34(8), 3211–3237.
- Varga, Á. J. & Breuer, H. (2022). Evaluation of convective parameters derived from pressure level and native ERA5 data and different resolution WRF climate simulations over Central Europe. *Climate Dynamics*, 58(6-5), 1559-1585.
- WMO (2020). Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, Volume 1: Measurement of Meteorological Variables. WMO No.8.
- Yan, X., Zhang, M., Yin, F., You, J., Chen, Y., & Gao, L. (2024). Multi-scale evaluation of ERA5 air temperature and precipitation data over the Poyang Lake Basin of China. *Water*, 16(21), 3123.
- Yu, Y., Xiao, W., Zhang, Z., Cheng, X., Hui, F., & Zhao, J. (2021). Evaluation of 2-m air temperature and surface temperature from ERA5 and ERA-I using buoy observations in the Arctic during 2010–2020. *Remote Sensing*, 13(14), 2813.