





Application of the WRF model in simulating snow depth in the northern part of Iran

Nasiri Darabi, M.¹  | Gharaylou, M.¹   | Sabetghadam, S. S.¹ 

1. Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: gharaylo@ut.ac.ir

(Received: 4 Aug 2024, Revised: 17 Aug 2024, Accepted: 28 Sep 2024, Published online: 10 June 2025)

Summary

Snow depth modeling serves several purposes, including weather prediction, water storage estimation, flood forecasting, and assessing energy production potential. The WRF model is commonly used for snow depth simulation. The studied area is the northern part of Iran. For a more detailed investigation and to eliminate the effects of land-sea interaction on the implementation of the WRF model, the northern part of Iran was divided into three separate regions. It should be noted that the results obtained from this research are evaluated separately for each area. These three regions include northeast, north and northwest. The simulations were conducted for 48-hours using two nests with 9 and 3 km resolutions, respectively. Also, in the model settings, 41 levels are considered in the vertical direction, and the pressure at the highest level is 50 hPa. In these simulations, the fifth generation ECMWF reanalysis (ERA5) data with a spatial resolution of 0.25 degrees and 6-hours' time step was used as the initial and boundary conditions. The optimal setup was determined based on the Taylor diagram. It involves specific parameterization schemes for different regions: Tiedtke scheme is used for the north and northeast regions, and OSAS scheme for the northwest region, to parameterize convection. WSM-3 scheme is used for microphysics in all three regions. QNSE/QNSE scheme is applied to the north and northwest regions, while YSU/MM5 scheme is used in the northeast for boundary/surface layer parameterization. For radiation, New Goddard and Dudhia schemes are best suited for long-wavelength and short-wavelength respectively. NOAH-MP scheme is also used for surface parameterization across all three regions. Daily snow depth values from the model compared with the observed station data using statistical indices such as RMSE and Bias. In this study, the data of 62 synoptic stations (12, 20 and 30 stations respectively in northeast, north and northwest regions of Iran) have been used to extract snow depth data. By applying the optimal configuration in all three regions, the results showed that the amount of error in the northwest is lower than the other two regions. The results of the investigation in each area showed that the model performs better in lower snow depth values (north region) and in the northeast, the model performance depends on the station height, which seems to be more accurate in the stations with lower altitudes. In the north and northeast regions, there are overestimates in most of the stations (with the bias of 0.115 and 0.264 m, respectively). In the northwest, unlike the other two regions, the model has underestimated the snow depths in most stations with the bias of -0.016 m. This could be due to an overestimation of snow albedo in the WRF model, as suggested by previous research. The RMSE error for all stations in the northwest is less than 0.018 m, which is lower than the other two regions of the north and northeast where the RMSE is 0.195 and 0.143 m, respectively. The differences between the model and station data could be due to several factors, including the inaccuracy of the model's input data, the model's limitations in accurately simulating snow depth, changes in snow albedo, environmental influences like local wind and sunlight, the area's topography, and the spatial scale differences between the model and the stations.

Keywords: Snow depth, WRF model, Northern of Iran, optimal configuration.

Cite this article: Nasiri Darabi, M., Gharaylou, M., & Sabetghadam, S. (2025). Application of the WRF model in simulating snow depth in the northern part of Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 51(1), 207-227. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.380249.1007621>

E-mail: (1) maryam.nasiri@ut.ac.ir | ssabet@ut.ac.ir



Publisher: University of Tehran Press.
DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.380249.1007621>

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

کاربست مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف در نیمه شمالی ایران

مریم نصیری دارابی^۱ | مریم قرایلو^۱ | سمانه ثابت قدم^۱

۱. گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: gharaylo@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۳/۵/۱۴، بازنگری: ۱۴۰۳/۵/۲۷، پذیرش نهایی: ۱۴۰۳/۷/۷، انتشار آنلاین: ۱۴۰۴/۳/۲۰)

چکیده

هدف اصلی پژوهش حاضر، ارزیابی عملکرد مدل پیش‌بینی و تحقیق وضع هوا (WRF) در شبیه‌سازی مکانی و زمانی عمق برف در نیمه شمالی ایران برای یک مطالعه موردی برف شدید است. برای اجرای مدل، نیمه شمالی کشور به سه ناحیه جداگانه شامل شمال، شمال شرق و شمال غرب تقسیم شد. برای هر سه ناحیه، شبیه‌سازی مدل WRF به مدت ۴۸ ساعت برای رخداد برف انتخابی (۳ تا ۵ فوریه ۲۰۱۲) با استفاده از داده‌های ERA5 انجام شد. برای انتخاب بهترین پیکربندی فیزیک مدل برای هر ناحیه، پیکربندی‌های مختلف مورد آزمایش قرار گرفت. پیکربندی بهینه شامل طرحواره پارامترسازی همرفت Tiedtke برای نواحی شمال و شمال شرق و OSAS در ناحیه شمال غرب، طرحواره پارامترسازی لایه مرزی/سطحی QNSE/QNSE در نواحی شمال و شمال غرب و YSU/MM5 در ناحیه شمال شرق، طرحواره‌های پارامترسازی تابش طول موج بلند و کوتاه New Goddard و Dudhia، طرحواره پارامترسازی خردفیزیک WSM-3 و طرحواره پارامترسازی سطح NOAH-MP در هر سه ناحیه است. نتایج نشان داد که خطای RMSE برای تمامی ایستگاه‌ها در شمال غرب کمتر از ۰/۱۸ متر است که نسبت به دو ناحیه شمال و شمال شرق با RMSE به ترتیب برابر ۰/۱۹۵ و ۰/۱۴۳ متر، کمتر است. نتایج بررسی در هر ناحیه بیانگر آن است که مدل در ناحیه شمال، در مقادیر کمتر عمق برف عملکرد بهتری دارد و در شمال شرق، در ایستگاه‌های با ارتفاع کمتر نتایج مدل دقیق‌تر است. در دو ناحیه شمال و شمال شرق، مدل در بیشتر ایستگاه‌ها مقدار عمق برف را فراتخمین کرده است ولی در ناحیه شمال غرب، مدل مقدار عمق برف را فروتخمین کرده است.

واژه‌های کلیدی: عمق برف، مدل WRF، نیمه شمالی ایران، پیکربندی بهینه.

۱. مقدمه

همچنین از دست دادن جان و اموال مردم را نمی‌توان نادیده گرفت. از تأثیرات منفی گرمایش جهانی، کاهش آب رودخانه‌ها و سطح آب دریاچه‌ها، به‌ویژه در محیط‌هایی است که به ذوب تدریجی برف وابسته هستند. به‌طور ویژه، دمای گرم‌تر موجب کاهش تجمع برف در فصل سرد سال شده و این موضوع به‌شدت، رواناب را در فصل بهار و تابستان کاهش می‌دهد (بل و همکاران، ۲۰۱۶).

اگرچه روش‌های زمین-آماري کتوني اندازه‌گیری‌های ایستگاهی از پارامترهای هواشناسی را درون‌یابی می‌کنند ولی با این وجود این روش‌ها در مناطق کوهستانی به‌شدت محدود هستند و ممکن است نمایش درستی از توزیع فضایی واقعی پارامترها ارائه ندهند (مدریک و همکاران، ۲۰۱۹؛ هاونز و همکاران، ۲۰۱۹). بنابراین مدل‌سازی ابزار

برف به دلیل بازتابندگی بالا، هدایت گرمایی کم و گرمای نهان ذوب بالا به‌طور مستقیم بر ترازینه انرژی سطحی تأثیر می‌گذارد و از این‌رو بازخوردهای آشکار بر تغییرات وضع هوای منطقه‌ای و جهانی دارد (هندرسون و همکاران، ۲۰۱۸). پوشش برف بر تبادل انرژی و رطوبت بین جو و سطح زمین تأثیر می‌گذارد (کوهن و ریند، ۱۹۹۱) و پوشش فصلی آن عاملی مهمی در شکل‌گیری وضع هوا در مقیاس محلی تا جهانی است (مات و همکاران، ۲۰۱۵). همچنین، برف بخش مهمی از چرخه جهانی آب و منبع مهمی از آب شیرین می‌باشد. علاوه بر این، آب حاصل از ذوب برف سبب آفت‌وخیزهایی در رواناب رودخانه‌ها شده و منجر به بلایای طبیعی می‌شود. خسارات ناشی از سیل، بهمین و دیگر بلایای ناشی از ذوب برف به تولید صنعتی و کشاورزی و

استناد: نصیری دارابی، مریم؛ قرایلو، مریم و ثابت قدم، سمانه (۱۴۰۴). کاربرد مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف در نیمه شمالی ایران. مجله فیزیک زمین و فضا، ۵۱(۱)،

DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.380249.1007621>

رایانامه: (۱) maryam.nasiri@ut.ac.ir | ssabet@ut.ac.ir



ون پلت و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از مدل منطقه محدود با تفکیک بالا (HIRLAM) در سوآلبار (نروژ) با داده‌های بازتحلیل ERA-40 و ERA-Interim و سپس شبیه‌سازی هواشناسی به‌عنوان داده‌های ورودی برای مدل برف استفاده کردند. نتایج آنها نشان داد که استخراج برف‌انباشت از این داده‌ها موفقیت‌آمیز است. وو و همکاران (۲۰۱۶) از روش مشابهی برای توصیف رفتار برف‌انباشت بر فراز کوه‌های آلتای در چین استفاده کردند. آنها خروجی‌هایی از شبیه‌سازی‌های مدل WRF با داده‌های بازتحلیل مراکز ملی پیش‌بینی محیطی/ مرکز ملی تحقیق جوی (NCEP/NCAR) را با مدل شاخص دما (بر اساس سنجش از دور) جفت کردند و نتایج آنها خطای پایینی داشت. برای افزایش تفکیک فضایی خروجی‌های مدل WRF، آنها از مدل MICROMET استفاده کردند؛ یک زیرمدل از مدل برف که در آن خروجی‌های WRF به یک شبکه جدید درون‌بایی می‌شوند و سپس با توجه به کوهساری از نظر فیزیکی اصلاح می‌شوند.

پن و همکاران (۲۰۱۷) به تحلیل تأثیر تغییر اقلیم بر برف منطقه‌ای کوهستانی با استفاده از مدل WRF و داده‌های تابش‌سنج طیفی تصویربرداری با توان تفکیک متوسط (MODIS-Terra) از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۳ پرداختند. نتایج آنها نشان داد که با افزایش دما، پوشش برف، عمق برف (SD)، آب معادل برف (SWE) و تعداد روزهای بارش برف در ارتفاعات بالاتر از ۴۵۰۰ متر کاهش یافته است، ولی بارش برف در مناطق پادجریان‌سوی منطقه مورد مطالعه آنها (حوضه رودخانه هاپه) افزایش یافته است. آنها همچنین دریافتند که بررسی اثر تغییر اقلیم بر برف با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های زمینی، شبیه‌سازی WRF و داده‌های سنجش از دور مؤثر است.

توماسی و همکاران (۲۰۱۷) شبیه‌سازی‌های با تفکیک بالا با استفاده از مدل WRF، همراه با دو طرحواره سطح مجزا Noah_MP و Noah انجام دادند. هدف اولیه آن‌ها بازتولید دقیق شرایط هواشناسی فصل زمستان در یک دره معمولی آلپ بود. نتایج آنها نشان داد که WRF در بازتولید دمای نزدیک به سطح در زمین‌های پوشیده از برف ضعیف عمل

مهمی برای مطالعه تغییرات برخی پارامترها از جمله پوشش و عمق برف می‌باشد. شی و همکاران (۲۰۱۰) عملکرد طرحواره خردفیزیک ابر Goddard در مدل WRF را برای دو رویداد توفان برف متمایز آزمایش کردند. بارش برف تجمعی ۲۴ ساعته که توسط مدل WRF با استفاده از این طرحواره پیش‌بینی شده بود، دقیقاً با مشاهدات رادار برای هر دو رویداد مطابقت داشت. این مدل به‌طور دقیق شروع و پایان هر دو رویداد برف را پیش‌بینی کرده بود. آنها آزمون‌های حساسیت با استفاده از گزینه‌های مختلف خردفیزیک به‌ویژه، طرحواره‌های ICE2 و ICE3 انجام دادند که هر دو مقدار آب مایع را در نیم‌رخ‌های ابر فراتخمین می‌کنند. این مطالعه توانایی WRF را برای شبیه‌سازی ساختار کلان ابر را نشان می‌دهد.

مدریک و همکاران (۲۰۱۵) به مقایسه برآوردهای آب معادل برف در دسترس در نیمکره شمالی از جمله خروجی مدل‌های GLDAS و GLDAS2، داده‌های بازتحلیل MERRA-Land، MERRA و ERA-Interim/Land و دو بانک داده عمق برف بر پایه مشاهدات GLOBSNOW و CMC پرداختند. آنها دریافتند که تخمین میزان بیشینه آب معادل برف توسط روش‌های مختلف تا ۵۰٪ متفاوت است که مناطق کوهستانی نقش بالایی را در این تفاوت‌ها ایفا می‌کنند. با وجود پیشرفت‌های اخیر، تفکیک فضایی مدل‌های وضع هوای جهانی بیش از حد بزرگ است تا فرایندهایی را در مناطقی با کوهساری پیچیده به‌درستی نشان دهند (راسموسن و همکاران، ۲۰۱۱). این مسئله به دلیل گرم‌شدن سریع‌تر مناطق کوهستانی نسبت به سایر مناطق جهان، مشکل‌ساز است (پین و همکاران، ۲۰۱۵). بدون برآوردهای جهانی از برف‌انباشت کوهستان، کمی‌سازی چگونگی تغییر آن در آینده، دشوار یا غیرممکن خواهد بود. به‌عنوان مثال راسموسن و همکاران (۲۰۱۱) و ورزین و همکاران (۲۰۱۷) شبیه‌سازی‌هایی را با استفاده از مدل‌های اقلیمی منطقه‌ای به ترتیب برای کوه‌های راکی کلرادو و مرکز سیرا نوادا ارائه دادند؛ در هر دو مورد، مدل با موفقیت الگوهای فضایی و زمانی آب معادل برف (SWE) را شبیه‌سازی کرد.

و عمق برف به دست آمده از سنجش از دور مقایسه کردند. آنها نتیجه گرفتند که انتخاب برخی طرحواره‌های مرتبط با برف در مدل مورد استفاده آنها عمدتاً بر فرایند ذوب و تجمع برف و دقت شبیه‌سازی پوشش برف تأثیر می‌گذارد. همچنین آنها نشان دادند که در سال‌های با عمق برف کم، عمق برف حاصل شده از بانک‌های داده عمق برف چین (LSD و CSS) بر اساس سنجش از دور ریزموج با عمق برف مشاهده شده در توافق خوبی است. با این حال، در سال‌هایی که عمق برف مقدار بالایی دارد، عمق برف بازیابی شده توسط سنجش از دور خیلی کمتر از مقدار مشاهداتی است. در نتایج آنها، عمق برف و آب معادل برف در شمال حوضه رودخانه ایرتیش بیشتر از جنوب آن بود که عمدتاً به دلیل ارتفاع و بارش بیشتر در شمال نسبت به ارتفاعات جنوب بوده است. آنها در مورد عمق برف، آب معادل برف، روزهای برف و زمان شروع تجمع برف در حوضه از سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۷ تغییر قابل توجهی مشاهده نکردند.

در کشور ایران نیز مطالعات محدودی در این زمینه انجام شده است. برای نمونه، خدامرادپور و همکاران (۱۳۹۶) به ارزیابی مدل برف طرحواره سطح NOAH-MP جفت شده با مدل WRF با عامل ذوب برف پیش فرض مدل در شمال و غرب ایران پرداختند. آنها دریافتند که مدل در برآورد کسر پوشش برف و عمق برف در نواحی پست و کم ارتفاع با بالاترین ضرایب کارایی و همبستگی، کوچک‌ترین خطای آریبی و میانگین مطلق خطا بهترین عملکرد را دارد؛ در حالی که در برآورد کسر پوشش برف در نواحی مرتفع و کوهستانی با شیب زیاد و عمق برف در نواحی جنگلی و کوهستانی با شیب زیاد، با منفی بودن ضریب کارایی، ناموفق است.

انصاری و معروفی (۱۳۹۶) به برآورد آب معادل برف با استفاده از داده‌های سنجنده AMSR-E ماهواره آکوا و مدل جهانی سطح زمین (GLDAS) در ایستگاه‌های برف‌سنجی حوضه‌های شمال غرب ایران در طول سال‌های آبی ۸۶-۸۵ تا ۹۰-۸۹ در تاریخ‌هایی که اندازه‌گیری برف صورت گرفته بود، پرداختند. آنها نشان دادند که بهترین

کرده و در طول روز و شب فروتخمین داشت. علت اصلی این خطاها محاسبه متوسط سپیدایی سلول شبکه‌ای بود که منجر به تخمین نادرست تابش خورشیدی بازتاب شده توسط Noah_MP و Noah شد.

آلونسو-گونزالس و همکاران (۲۰۱۸) پایگاه داده مشبک روزانه جدیدی از SD و SWE برای شبه‌جزیره ایبری از سال ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۴ با دقت ۱۰ کیلومتر را ارائه کردند. پایگاه داده شامل ۵۰ فایل با فرمت ncd4 برای SD و SWE در ارتفاع‌های ۵۰۰ تا ۲۹۰۰ متر بالای سطح دریا و ۲ فایل دیگر از شبیه‌سازی WRF بود که در مجموع شامل ۶۵۲۰۰۰ نقشه بود. آنها به دلیل کمیاب بودن مشاهدات برف در شبه‌جزیره ایبری، از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim ریزمقیاس‌نمایی شده با استفاده از مدل WRF به عنوان ورودی مدل توازن انرژی و جرم برف استفاده کردند. با وجود برخی عدم قطعیت‌ها، پایگاه داده با داده‌های مشاهداتی همخوانی داشت.

لیو و همکاران (۲۰۱۹) شش آزمایش عددی با WRF برای شبیه‌سازی یک رویداد برف بر فراز فلات تبت در مارس ۲۰۱۷ انجام دادند. آنها عملکرد طرحواره‌های فیزیک سطح زمین در مدل (Noah-MP و Noah، CLM) را ارزیابی کردند. نتایج آنها نشان داد که طرحواره‌های فیزیک سطح زمین بر دمای هوای نزدیک به سطح تأثیر می‌گذارند. طرحواره CLM بهترین عملکرد را در تخمین دمای هوا و گونه‌های سرد بارشی داشت که به دلیل پارامترسازی پیشرفته سپیدایی در CLM است. همچنین نتایج نشان داد که به طور کلی، WRF عمق برف و آب معادل برف را فروبرآورد کرده است. عملکرد WRF در تخمین آب معادل برف متکی بر تشخیص بارش برف سبک‌تر از سنگین‌تر است.

گائو و همکاران (۲۰۲۱) با استفاده از بانک داده‌های هواشناسی چین و داده‌های بازتحلیل ERA-Interim از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۸ و با استفاده از مدل Noah-MP، عمق برف و میزان آب معادل برف را در حوضه رودخانه ایرتیش چین مدل‌سازی و بررسی کردند. آنها نتایج شبیه‌سازی را با بانک داده‌های مشبک عمق برف در ایستگاه‌های هواشناسی چین

خردفیزیک، همرفت، تابش موج بلند و موج کوتاه، سطح زمین، لایه مرزی سیاره‌ای و لایه سطحی را به منظور پارامترسازی پدیده‌های فیزیکی در مقیاس زیرشبکه‌ای را برای کاربران فراهم می‌کند. هدف از این مطالعه، بررسی توانایی مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف در یک مطالعه موردی برف شدید و فراگیر در نیمه شمالی ایران می‌باشد. در این مطالعه عمق برف شبیه‌سازی شده توسط مدل با مقادیر مشاهداتی ایستگاهی سنجیده می‌شود. به این منظور، گزارش‌های رخداد‌های برف در نیمه شمالی منطقه ایران برای سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۰ از سازمان هواشناسی کشور جمع‌آوری می‌شود. پس از مشخص شدن روزهای رخداد برف، شبیه‌سازی‌ها با استفاده از مدل WRF صورت می‌گیرد. سپس ارزیابی نتایج با استفاده از داده‌های مشاهداتی انجام می‌شود.

۲. داده‌ها و روش تحقیق

۲-۱. منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، نیمه شمالی کشور ایران می‌باشد. برای بررسی دقیق‌تر و حذف اثرات برهم‌کنش خشکی و دریا بر اجرای مدل WRF و همچنین محدودیت در امکانات موجود برای اجرای مدل با تفکیک بالا، نیمه شمالی کشور به سه ناحیه جداگانه برای اجرای مدل، تقسیم شد. لازم به ذکر است که نتایج به دست آمده از این پژوهش برای هر ناحیه به صورت جداگانه مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. این سه ناحیه شامل شمال شرق (North East; NE)، شمال (North; N) و شمال غرب (North West; NW) می‌باشد. شکل ۱-الف موقعیت هر سه ناحیه را نشان می‌دهد.

۲-۲. داده‌ها

برای این پژوهش از دو سری داده ایستگاهی و ERA5 استفاده شده است که در ادامه به توضیح آن می‌پردازیم.

۲-۱-۲. داده‌های ایستگاهی

سازمان هواشناسی ایران داده‌های عمق برف را هر روز

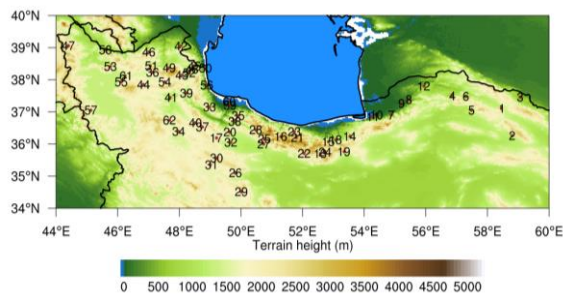
تخمین آب معادل برف در ایستگاه‌هایی که در سطوح ارتفاعی ۱۳۵۰ الی ۱۶۰۰ متری قرار داشته‌اند بوده است و با افزایش ارتفاع، دقت تخمین به طور قابل توجهی کاهش یافته است.

مجیدی و همکاران (۱۴۰۳) به مقایسه عملکرد داده‌های بازتحلیل MERRA2 و ERA5 در تخمین عمق برف در شمال غرب ایران برای دوره ۴۰ ساله (۱۹۸۱-۲۰۲۰) پرداختند. نتایج آنها نشان داد که داده‌های ERA5 معمولاً عمق برف را فروتخمین می‌کنند، در حالی که در بیشتر ایستگاه‌ها داده‌های MERRA2 عمق برف را بیشتر از مقدار واقعی تخمین می‌زنند. همچنین، عدم قطعیت در تخمین عمق برف با داده‌های ERA5 با افزایش عرض جغرافیایی و ارتفاع بیشتر می‌شود، در حالی که در داده‌های MERRA2 این عدم قطعیت فقط به عرض جغرافیایی بستگی دارد.

همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، در ایران مطالعاتی در زمینه شبیه‌سازی عمق برف صورت گرفته است. این مطالعات از جمله خدامرادپور و همکاران (۱۳۹۶) شامل استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF و استفاده از طرحواره سطح برای پیش‌بینی عمق برف و تأثیرات آن بر منابع آب در مناطقی از ایران می‌باشد. از آنجایی که تا کنون مطالعه جامعی صورت نگرفته که شامل ارائه پیکربندی بهینه مدل WRF برای شبیه‌سازی عمق برف و ارزیابی حساسیت آن به طرحواره‌های پارامترسازی مختلف موجود در مدل در شبیه‌سازی برف باشد، انجام چنین مطالعه‌ای حائز اهمیت است. این مطالعه می‌تواند به پیش‌بینی و مدیریت خطراتی مانند بهمین و سیلاب و به کاهش خسارات جانی و مالی ناشی از آنها کمک کند. همچنین شبیه‌سازی عمق برف می‌تواند به درک بهتر از تأثیرات تغییرات اقلیمی بر الگوهای برف و آب‌وهوای منطقه‌ای کمک کند.

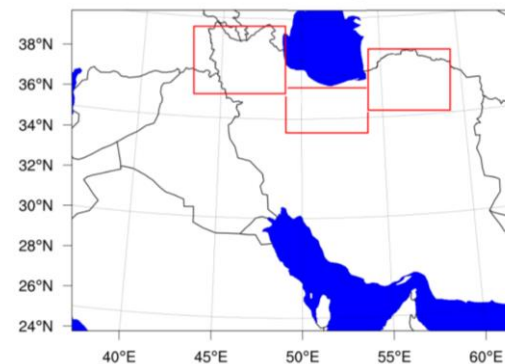
روش مورد استفاده در این مطالعه، استفاده از مدل پیش‌بینی و تحقیق وضع هوا (WRF) است. این مدل، یکی از پرکاربردترین مدل‌های میان‌مقیاس است که نسبت به مدل‌های پیشین (مانند MM5) کامل‌تر بوده و گستره وسیعی از طرحواره‌های مختلف از جمله طرحواره‌های

عمق برف استفاده شده است که دارای آمار روزانه برف تازه هستند. موقعیت جغرافیایی و مشخصات ارتفاعی ایستگاه‌های همدیدی مورد استفاده در شکل ۱-ب و نام آنها در جدول ۱ ارائه شده است.



(ب)

ساعت UTC ۰۶:۰۰ (ساعت ۹:۳۰ به وقت محلی) اندازه‌گیری می‌کند. در این مطالعه از داده‌های ۶۲ ایستگاه همدیدی (به ترتیب ۱۲، ۲۰ و ۳۰ ایستگاه در نواحی شمال شرق، شمال و شمال غرب ایران) برای استخراج داده‌های



(الف)

شکل ۱. (الف) موقعیت سه ناحیه مورد بررسی در اجرای مدل WRF و (ب) موقعیت جغرافیایی و مشخصات ارتفاعی ایستگاه‌های همدیدی مورد استفاده.

جدول ۱. نام ایستگاه‌های همدیدی مورد استفاده در سه ناحیه شمال شرق، شمال و شمال غرب ایران به همراه شماره ایستگاه که در نقشه شکل ۱-ب آورده شده است.

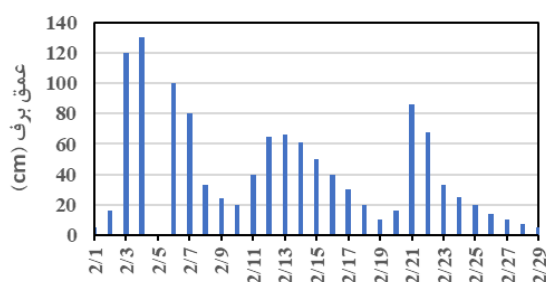
ایستگاه‌های شمال شرق				
شماره	نام	ارتفاع ایستگاه (متر)	عرض جغرافیایی (°N)	طول جغرافیایی (°E)
۱	قوچان	۱۲۸۷	۳۷/۱۱	۵۸/۴۵
۲	نیشابور	۱۲۱۳	۳۶/۲۶	۵۸/۸۰
۳	دره گاز	۵۱۴	۳۷/۴۶	۵۹/۰۶
۴	مانه و سملقان	۸۹۰	۳۷/۵۰	۵۹/۸۶
۵	اسفراین	۱۲۱۶	۳۷/۰۵	۵۷/۴۸
۶	بجنورد	۱۰۶۵	۳۷/۴۸	۵۷/۳۰
۷	علی آباد کنول	۱۸۴	۳۶/۹	۵۴/۸۸
۸	فرودگاه کالاده	۱۲۸/۸	۳۷/۳۸	۵۵/۴۵
۹	گنبد کاووس	۳۷/۲	۳۷/۲۶	۵۵/۲۱
۱۰	گرگان	۰	۳۶/۹۰	۵۴/۴۱
۱۱	گرگان (هاشم آباد)	۱۳/۳	۳۶/۸۵	۵۴/۲۶
۱۲	مراوه تپه	۴۶۰	۳۷/۸۰	۵۵/۹۴
ایستگاه‌های شمال				
شماره	نام	ارتفاع ایستگاه (متر)	عرض جغرافیایی (°N)	طول جغرافیایی (°E)
۱۳	امین‌آباد فیروزکوه	۲۹۵۸/۷	۳۵/۰	۵۲/۵۸
۱۴	کیاسر	۱۲۹۴/۳	۳۶/۲۴	۵۳/۵۴
۱۵	آلشت	۱۸۰۵	۳۶/۰۷	۵۲/۸۴
۱۶	سیاه بیشه	۱۸۵۵/۴	۳۶/۲۳	۵۱/۳۰
۱۷	خرم دره	۱۵۷۵	۳۶/۱۹	۴۹/۲۱
۱۸	پل سفید	۶۱۰	۳۶/۱۳	۵۳/۰۸
۱۹	شه میرزاد	۱۹۶۹	۳۵/۷۶	۵۳/۳۵
۲۰	کوهین	۱۵۴۹	۳۶/۳۷	۴۹/۶۴

۵۱/۸۰	۳۶/۲۰	۲۱۲۰	بالاده	۲۱
۵۲/۰۵	۳۵/۷۱	۲۰۵۱	دماوند	۲۲
۵۱/۷۳	۳۶/۳۸	۱۵۵۰	کوجور	۲۳
۵۲/۷۳	۳۵/۷۵	۱۹۷۶	فیروزکوه	۲۴
۵۰/۷۶	۳۶/۱۶	۱۸۵۷	طالقان	۲۵
۴۹/۸۲	۳۵/۱۰	۱۵۹۰	غرق آباد	۲۶
۵۰/۷۴	۳۶/۰۰	۱۶۱۲/۹	هشتگرد	۲۷
۵۰/۴۸	۳۶/۴۴	۱۶۲۹/۲	معلم کلایه	۲۸
۵۰/۰۱	۳۴/۵۱	۲۰۹۷	آشتیان	۲۹
۴۹/۲۱	۳۵/۵۶	۲۰۳۴/۹	آوج	۳۰
۴۹/۰۱	۳۵/۳۵	۱۸۰۵	رزن	۳۱
۴۹/۶۷	۳۶/۰۵	۱۲۸۳/۴	ناکستان	۳۲
ایستگاه‌های شمال غرب				
شماره	نام	ارتفاع ایستگاه (متر)	عرض جغرافیایی (°N)	طول جغرافیایی (°E)
۳۳	ماسوله	۱۰۸۱	۳۷/۱۵	۴۸/۹۸
۳۴	تکاب	۱۸۱۷/۲	۳۶/۳۹	۴۷/۹۸
۳۵	دیلمان	۱۴۴۷/۶	۳۶/۸۸	۴۹/۹۱
۳۶	هریس	۱۹۵۰	۳۸/۲۳	۴۷/۱۳
۳۷	خیرآباد	۱۷۶۷	۳۶/۵۳	۴۸/۷۵
۳۸	جیرنده	۱۵۸۱/۴	۳۶/۷۰	۴۹/۸۰
۳۹	فیروزآباد (اردبیل)	۱۱۷۵/۷	۳۷/۵۸	۴۸/۲۳
۴۰	زنجان	۱۶۵۹/۴	۳۶/۶۶	۴۸/۵۲
۴۱	میانده	۱۱۱۰	۳۷/۴۵	۴۷/۷۰
۴۲	گرمی	۷۴۹	۳۹/۰۵	۴۸/۰۵
۴۳	سرعین	۱۶۵۸/۳	۳۸/۱۴	۴۸/۰۸
۴۴	بستان آباد	۱۷۳۶	۳۷/۸۵	۴۶/۸۴
۴۵	نمین	۱۴۸۰/۲	۳۸/۴۲	۴۸/۴۹
۴۶	کلبر	۱۱۸۰	۳۸/۸۶	۴۷/۰۱
۴۷	چالدران	۱۸۸۸/۵	۳۹/۰۶	۴۴/۴۰
۴۸	فرودگاه اردبیل	۱۳۱۴/۳	۳۸/۳۳	۴۸/۴۱
۴۹	مشکین شهر	۱۵۶۰/۶	۳۸/۳۷	۴۷/۶۷
۵۰	آستارا	-۲۱/۱	۳۸/۳۶	۴۸/۸۵
۵۱	آهار	۱۳۹۱	۳۸/۴۳	۴۷/۰۶
۵۲	اردبیل	۱۳۳۵/۲	۳۸/۲۱	۴۸/۳۲
۵۳	مرند	۱۵۵۰	۳۸/۴۱	۴۵/۷۶
۵۴	سراب	۱۶۸۲	۳۷/۹۳	۴۷/۵۳
۵۵	سهند	۱۶۴۱	۳۷/۹۳	۴۶/۱۱
۵۶	تالش	۷	۳۷/۸۳	۴۸/۸۹
۵۷	اشنویه	۱۴۱۵/۹	۳۷/۰۵	۴۵/۱۳
۵۸	جلفا	۷۳۶/۲	۳۸/۹۳	۴۵/۶۰
۵۹	رشت (کشاورزی)	۲۴/۸	۳۷/۲۰	۴۹/۶۴
۶۰	رشت	-۸/۶	۳۷/۳۲	۴۹/۶۲
۶۱	تبریز	۱۳۶۱	۳۸/۱۲	۴۶/۲۴
۶۲	ماه نشان	۱۲۸۴/۵	۳۶/۷۴	۴۷/۶۸

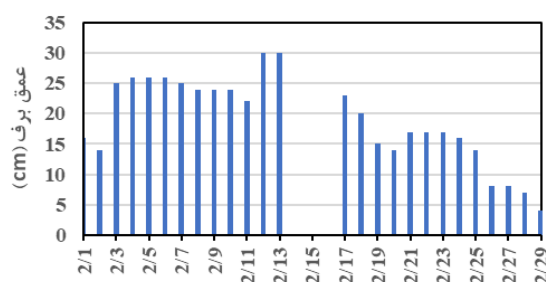
نشده است). نزدیکی سامانه کم فشار به سامانه پرفشار که در روز ۴ فوریه در بالای دریای سیاه مستقر بوده و در روز ۵ فوریه به بالای خلیج فارس منتقل شده است، نشان دهنده وجود گرادیان شدید فشاری در این منطقه است. در مرکز هسته کم ارتفاع، ضخامت کمتری مشاهده می شود و نشان دهنده هوای سرد و خشک است که احتمال بارش برف را تقویت می کند (شکل ۳-ب و ۳-ج). نقشه های سرعت باد تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان می دهد که در روز ۴ فوریه شاخه ای از جت جنب حاره که در این فصل سال به عرض های شمالی تر کشیده می شود، از هسته اصلی خود جدا شده و در راستای جنوب غربی-شمال شرقی به عرض های بالاتر (شمال غرب ایران) کشیده می شود (شکل ۳-د). با گذشت زمان این جت تضعیف شده و به شمال دریای خزر کشیده می شود. نقشه های سرعت باد، فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی شدند. این نقشه ها بیانگر استقرار ناوهای عمیق در شمال ایران هستند. این ناوه یا سردچال آن بر روی منطقه مورد مطالعه در تراز میانی جو قرار دارد. همچنین، حاکمیت کم فشار در تراز دریا و حرکات قائم جو نقش اساسی در شکل گیری این رخداد برف دارند.

برای انتخاب رخداد برف یک دوره ۱۱ ساله از ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۰ بررسی شد و موردی برای بررسی بیشتر مدنظر قرار گرفت که در اغلب ایستگاه های مورد بررسی عمق برف بالایی در مورد انتخابی (۴ و ۵ فوریه ۲۰۱۲) گزارش شده بود. شکل ۲ عمق برف ماه فوریه را برای برخی ایستگاه های نیمه شمالی کشور ایران نشان می دهد.

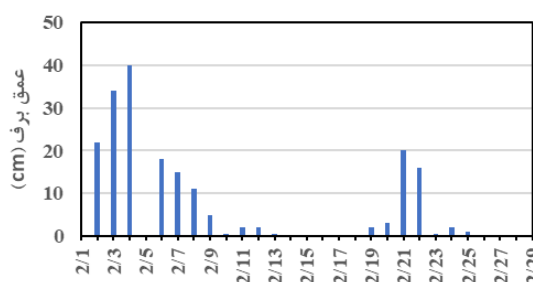
برای ارزیابی شرایط همیدی رخداد انتخاب شده، الگوهای گردش جوی شامل فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، سرعت باد تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال و ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ و باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، با استفاده از داده های مرکز پیش بینی جهانی GFS (<https://www.ncei.noaa.gov/data/global-forecast-> system/access/historical/analysis) با تفکیک فضایی ۰/۵ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی برای ساعت ۰۶:۰۰ UTC روزهای ۴ و ۵ فوریه ترسیم و بررسی شد. بررسی نقشه های سطح زمین نشان می دهد مرکز کم فشار با هسته ۱۰۳۶ هکتوپاسکال، در روز ۴ فوریه بالای دریای سرخ مستقر شده است (شکل ۳-الف) و با گذشت زمان، در روز ۵ فوریه مقدار آن برابر با ۱۰۳۸ هکتوپاسکال شده و به سمت شرق ایران حرکت کرده است (شکل نشان داده



(ب)

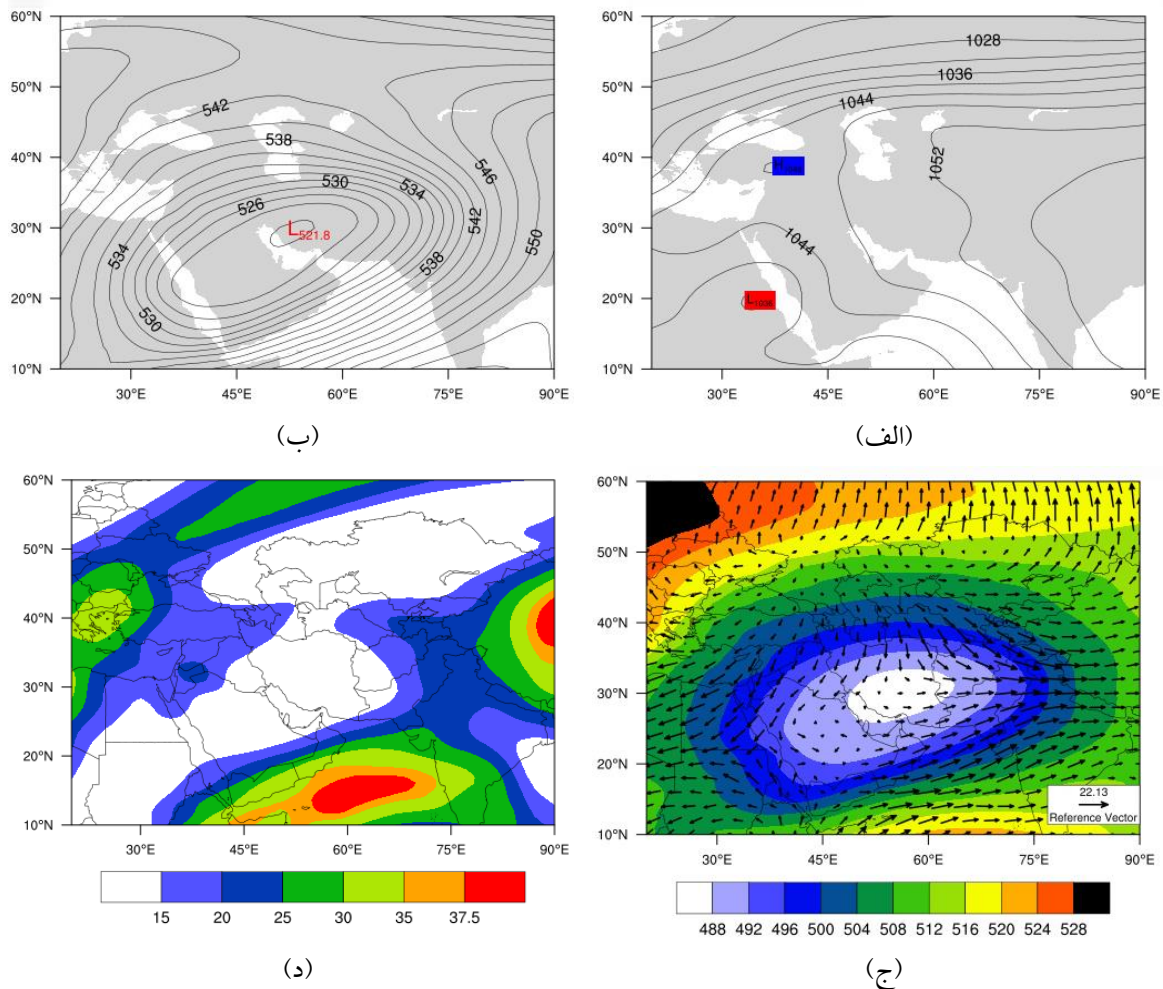


(الف)



(ج)

شکل ۲. عمق برف مشاهداتی (سانتی متر) برای روزهای ماه فوریه سال ۲۰۱۲ در ایستگاه های (الف) قوچان، (ب) کیاسر و (ج) دیلمان. محور افقی روزهای ماه فوریه سال ۲۰۱۲ را نشان می دهد.



شکل ۳. (الف) فشار سطح دریا (پریندها به فاصله ۴ هکتوپاسکال)، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (پریندها به فاصله ۲ ژئوپتانسیل دکامتر)، ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ (سایه-روشن رنگی برحسب دکامتر) و بردار باد افقی در تراز ۷۰۰ (بر مبنای مقیاس بردار سرعت در زیر شکل) و (د) سرعت باد افقی در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال (سایه-روشن رنگی برحسب متر بر ثانیه) و (د) برای ساعت UTC ۰۶:۰۰ روز ۴ فوریه ۲۰۱۲.

کاربردهای هواشناسی در مقیاس‌های مختلف از چند متر تا چند کیلومتر مناسب است. مدل WRF، گستره وسیعی از طرحواره‌های فیزیک مختلف را فراهم می‌کند که در طول شبیه‌سازی مدل با یکدیگر برهم‌کنش می‌کنند تا فرایندهای فیزیکی در جو زمین را شبیه‌سازی کنند (اسکاموروک و همکاران، ۲۰۰۸).

در مدل WRF پارامترسازی برف عمدتاً بر اساس اندرسون (۱۹۷۶)، جردن (۱۹۹۱) و یونجیو و چینگگون (۱۹۹۷) است. هنگامی که عمق برف بیشتر از ۰/۱ متر باشد، برف حداکثر به پنج لایه (۴-، ۳-، ۲-، ۱-، ۰) تقسیم می‌شود که لایه ۰ در نزدیکی سطح خاک قرار دارد. متغیرهای حالت

۳-۲. مدل WRF

در این پژوهش به منظور تخمین عمق برف در نیمه شمالی منطقه ایران از نسخه ۴.۳.۲ مدل WRF استفاده شده است (اسکاموروک و همکاران، ۲۰۰۸). مدل WRF یک سامانه پیش‌بینی عددی میان‌مقیاس است که برای هر دو کاربرد تحقیقاتی و پیش‌بینی عملیاتی طراحی شده است. این مدل، مدلی کاملاً تراکم‌پذیر و ناآب‌ایستایی است که برای کاربردهای پژوهشی آموزشی و عملیاتی طراحی شده است. همچنین دارای دو هسته دینامیکی، یک سامانه همگن‌سازی داده‌ها و یک بسته نرم‌افزاری است که امکان محاسبه موازی را فراهم می‌کند. این مدل برای انواع

منطقه مورد مطالعه مشخص شد. در بخش ۳-۱ جزئیات انتخاب بهترین پیکربندی برای اجرای مدل به طور کامل شرح داده شده است.

۲-۴. شاخص‌های ارزیابی

ارزیابی نتایج در انتخاب بهترین پیکربندی با استفاده از نمودار تیلور صورت می‌گیرد. نمودار تیلور یک روش برای نمایش و مقایسه داده‌های آماری است. این نمودار به صورت یک پراکنش‌نگاشت ترسیم می‌شود و سه پارامتر اصلی دارد (تیلور، ۲۰۰۱):

- انحراف معیار (Standard Deviation; SD): انحراف معیار نشان‌دهنده فاصله هر نقطه از میانگین داده‌ها است. انحراف معیار مثبت نشان‌دهنده اختلاف نقطه داده‌ای از میانگین به سمت بالا است و انحراف معیار منفی نشان‌دهنده اختلاف نقطه داده‌ای از میانگین به سمت پایین است.

- ضریب همبستگی پیرسون (Pearson correlation coefficient; COR): نشان‌دهنده قدرت و جهت رابطه میان دو متغیر است. اگر همبستگی مثبت باشد، دو متغیر با یکدیگر همسو هستند (یعنی هرچه یکی بزرگ‌تر شود، دیگری نیز بزرگ‌تر می‌شود). اگر همبستگی منفی باشد، دو متغیر با یکدیگر غیرهمسو هستند (یعنی هرچه یکی بزرگ‌تر شود، دیگری کوچک‌تر می‌شود).

- خطای جذر میانگین مربعات بهنجار شده (NRMSE): RMSE تفاوت میان مقدار پیش‌بینی شده توسط مدل یا برآوردگر آماری و مقدار واقعی را نشان می‌دهد:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \hat{x}_i)^2}{N}} \quad (1)$$

مقدار RMSE با استفاده از فرمول بالا محاسبه می‌شود که در آن x_i مقدار پیش‌بینی شده توسط مدل یا برآوردگر آماری و \hat{x}_i مقدار واقعی و N تعداد داده‌ها است. NRMSE با تقسیم RMSE بر محدوده‌ای از متغیر مشاهده شده محاسبه می‌شود. برای ترسیم نمودار تیلور از نرم‌افزار MATLAB استفاده شده است. به‌طور کلی، هرچه نقاط روی نمودار تیلور که اجراهای مدل را نشان می‌دهند به مقادیر

برف شامل جرم آب، توده یخ، ضخامت برف و دمای برف است که در آن از تغییر فاز آب صرف‌نظر می‌شود. هر طرحواره لایه برف، نگهداری آب مایع در لایه، ذوب/انجماد، ذوب برف و انرژی گرمایی را شامل می‌شود. در هر مرحله زمانی، لایه‌های برف را می‌توان از نظر ضخامت لایه برف ترکیب یا تقسیم کرد. فرایندهای تراکم برف، که شامل دگرگونی مخرب، فرایند تراکم به دلیل بار اضافی برف و ذوب برف است، عمق برف هر لایه برف را در مدل تعیین می‌کند. عمق برف کل با جمع کردن لایه‌های برف در مدل به دست می‌آید.

شبیه‌سازی‌های مدل WRF به مدت ۴۸ ساعت از ساعت UTC ۰۶:۰۰ روز ۳ فوریه تا ساعت UTC ۰۶:۰۰ روز ۵ فوریه سال ۲۰۱۲ انجام شد. نتایج ۲۴ ساعت اول به عنوان spin-up کنار گذاشته شد. شبیه‌سازی با استفاده از ۲ شبکه تودرتو با تفکیک‌های افقی ۹ و ۳ کیلومتر انجام شد. داده‌های بازتحلیل جوی ERA5 با توان تفکیک ۰/۲۵ درجه (حدود ۳۰ کیلومتر) در راستای طول و عرض جغرافیایی به عنوان داده‌های شرایط اولیه و مرزی در اجرای مدل استفاده شد. داده‌های ERA5 نسل پنجم از داده‌های بازتحلیل جوی جهانی است که توسط مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) تولید می‌شود. این داده‌ها از ژانویه ۱۹۴۰ تا کنون را پوشش می‌دهند. همچنین این داده‌ها تخمین‌های ساعتی از تعداد زیادی از متغیرهای اقلیمی جوی و اقیانوسی را فراهم می‌کنند. این داده‌ها از سطح زمین تا ارتفاع ۸۰ کیلومتر از جو را شامل می‌شوند (۱۳۷ لایه). داده‌های ERA5 منبع مهمی از اطلاعات جوی برای مطالعات اقلیمی، مدل‌سازی آب-شناختی و پیش‌بینی عددی وضع هوا هستند.

همچنین در تنظیمات مدل، تعداد ۴۱ تراز در راستای قائم در نظر گرفته شده که فشار در بالاترین تراز برابر ۵۰ hPa است. لازم است بهترین گزینه فیزیک قابل استفاده برای منطقه مورد مطالعه بسته به ویژگی‌های جغرافیایی، کوهساری، فصلی، ویژگی‌های همدیدی و ترمودینامیکی شناسایی شود. بدین منظور تعداد ۸۴ شبیه‌سازی با پیکربندی‌های متفاوت انجام شد و بهترین پیکربندی برای

و سپس بررسی نتایج، طرحواره همرفت مورد نظر انتخاب شد. طرحواره‌های ثابت در این اجراها شامل طرحواره WSM-3 برای پارامترسازی خردفیزیک، طرحواره YSU/MM5 برای پارامترسازی لایه مرزی/سطحی، طرحواره‌های RRTM و Dudhia به ترتیب برای پارامترسازی تابش طول‌موج بلند و طول‌موج کوتاه و طرحواره NOAH-MP برای پارامترسازی سطح بودند. تعداد ۱۰ شبیه‌سازی برای تعیین بهینه‌ترین طرحواره همرفت در ناحیه شمال برای رخداد برف انتخابی (۳ تا ۵ فوریه ۲۰۱۲) انجام شد. این طرحواره‌ها شامل Betts-Miller-Grell 3D, Grell-Devenyi (GD), Janjic (BMJ), Kain-Fritsch (KF), Grell-Freitas (GF), (G3D), New Simplified Arakawa-Schubert (nSAS), Simplified New Tiedtke (nTiedtke), Tiedtke, Arakawa-Schubert (oSAS) بوده و یک حالت اجرای بدون طرحواره همرفت (noCu) نیز در نظر گرفته شد. نتایج این ۱۰ اجرا توسط نمودار تیلور بررسی و صحت‌سنجی شد و طبق نتایج به دست آمده از نمودار تیلور، طرحواره Tiedtke بهترین عملکرد را داشت (شکل ۴). مطابق شکل، مقادیر شاخص‌های SD، COR، RMSE نمودار تیلور برای این طرحواره به ترتیب ۰/۲۹۵۰، ۰/۱۶۷۰ و ۰/۴۴۴۶ می‌باشد. یکی از دلایلی که ممکن است طرحواره Tiedtke عملکرد بهتری در بررسی عمق برف داشته باشد این است که این طرحواره می‌تواند ابرهای لایه مرزی را بهتر نشان دهد. این ابرها نقش مهمی در تعیین دما، رطوبت و تابش در لایه مرزی دارند و می‌توانند بر روند تشکیل برف تأثیرگذار باشند (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۱). همچنین این طرحواره توانایی تطبیق با اندازه شبکه مدل را دارد و می‌تواند اثرات همرفت را در مقیاس‌های مختلف به خوبی شبیه‌سازی کند (وانگ، ۲۰۲۲). طرحواره‌های دیگری که در مدل WRF وجود دارند ممکن است این ابرها و اثرات همرفت در مقیاس‌های کوچک را به خوبی شبیه‌سازی نکنند. نمودار تیلور مورد استفاده در این بررسی در شکل ۴ آورده شده است.

مشاهداتی نزدیک‌تر باشند، نشان‌دهنده شباهت بیشتر بین دو مجموعه داده است.

برای ارزیابی عملکرد مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف روزانه، مقادیر عمق برف شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF با مقادیر عمق برف اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های همدیدی منتخب مقایسه شده است. برای این مقایسه از پارامترهای خطای آریبی (Bias) و RMSE استفاده خواهد شد. Bias یک اصطلاح آماری است که به اختلاف بین مقدار تخمین زده شده یک پارامتر و مقدار واقعی آن توسط یک برآوردگر اطلاق می‌شود. به عبارت دیگر، Bias نشان‌دهنده انحراف یک برآوردگر از مقدار صحیح است. مقدار Bias می‌تواند مثبت یا منفی باشد. Bias مثبت نشان‌دهنده این است که مدل مقادیر را فراتخمین کرده است و Bias منفی نشان‌دهنده فروتخمین می‌باشد:

$$\text{Bias} = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \hat{x}_i)}{N} \quad (2)$$

۳. تحلیل نتایج

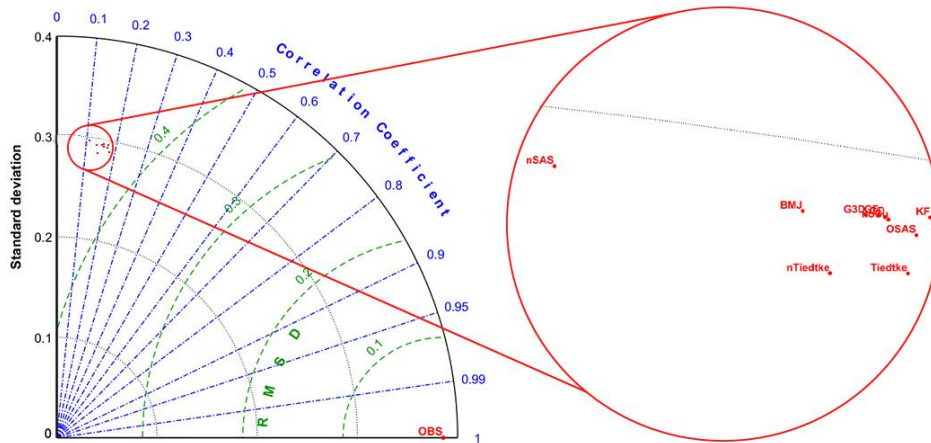
۳-۱. انتخاب بهترین پیکربندی

یکی از مهم‌ترین چالش‌ها در شبیه‌سازی یک مدل میان‌مقیاس در یک منطقه خاص، تعیین مناسب‌ترین پیکربندی برای مدل است. مناطق مختلف شرایط متفاوتی را تجربه می‌کنند و در نتیجه بهترین پیکربندی در یک منطقه ممکن است نتایج ضعیف‌تری را در منطقه‌ای دیگر برآورد کند. یکی از مهم‌ترین عناصر در پیکربندی یک مدل، انتخاب پارامترسازی‌های فیزیکی مورد استفاده است. بدین منظور ضروری است در ابتدا پیکربندی مناسب در منطقه را برای هر سه ناحیه مورد مطالعه شناسایی کنیم.

۳-۱-۱. انتخاب بهترین پیکربندی مدل WRF برای

ناحیه شمال

با توجه به این که طرحواره همرفت مستقل از سایر طرحواره‌ها عمل می‌کند، در ابتدا شبیه‌سازی عمق برف با بررسی این طرحواره صورت گرفت. تمامی طرحواره‌ها در این حالت ثابت ماندند و با تغییر طرحواره همرفت در اجرا



noCu	oSAS	nTiedtke	Tiedtke	nSAS	KF	GF	G3D	GD	BMJ	طرحواره
۰/۲۹۷۱	۰/۲۹۶۷	۰/۲۹۴۴	۰/۲۹۵۰	۰/۲۹۷۴	۰/۲۹۷۵	۰/۲۹۷۳	۰/۲۹۷۲	۰/۲۹۷۲	۰/۲۹۶۹	SD
۰/۱۶۲۹	۰/۱۶۷۳	۰/۱۵۵۸	۰/۱۶۷۰	۰/۱۱۳۵	۰/۱۶۸۹	۰/۱۶۱۵	۰/۱۵۹۶	۰/۱۶۲۴	۰/۱۵۰۴	COR
۰/۴۴۶۸	۰/۴۴۳۰	۰/۴۴۳۰	۰/۴۴۶۶	۰/۴۵۵۵	۰/۴۴۵۵	۰/۴۴۷۳	۰/۴۴۷۳	۰/۴۴۷۰	۰/۴۴۹۹	RMSE

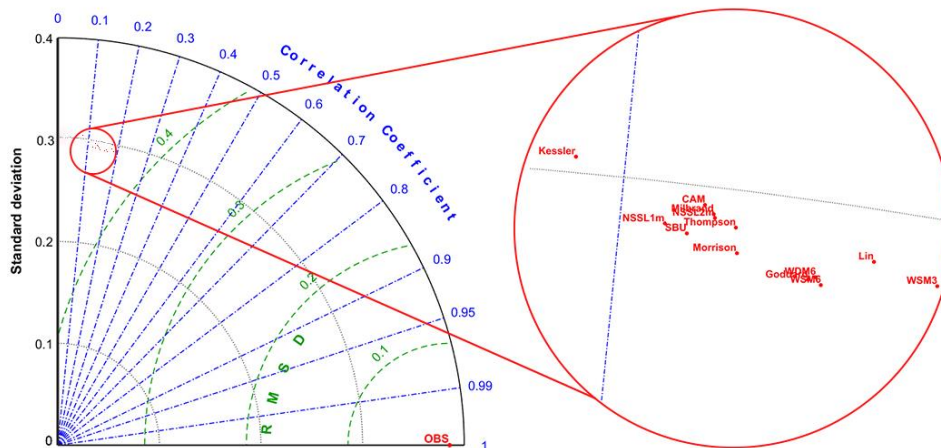
شکل ۴. نمودار تیلور در بررسی عملکرد طرحواره‌های همرفت مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف برای رخداد برف انتخابی (۳ تا ۵ فوریه ۲۰۱۲) در ناحیه شمال. مقادیر شاخص‌های نمودار در پایین شکل برای مقایسه بهتر ذکر شده‌اند.

همرفت و خردفیزیک منتخب در تخمین عمق برف و ثابت‌بودن آنها طرحواره لایه مرزی/سطحی مورد بررسی قرار گرفت. لایه مرزی و لایه سطحی دو بخش مهم از جو هستند که تأثیر زیادی بر روی تبادل انرژی و جرم بین سطح زمین و جو دارند. در مدل WRF، برای شبیه‌سازی این دو لایه، از طرحواره‌های مختلفی استفاده می‌شود که برخی از این طرحواره‌ها فقط برای لایه سطحی مناسب هستند و برخی دیگر برای لایه مرزی. برای هماهنگی بین این دو لایه، این دو طرحواره با هم بررسی می‌شوند. تعداد ۱۳ شبیه‌سازی برای تعیین بهترین طرحواره لایه مرزی/سطحی انجام شد. این طرحواره‌ها شامل YSU/MM5، BouLac/MM5، MRF/MM5، Shin-Hong/MM5، GBM/MM5، MYJ/Eta، ACM2/MM5، QNSE/QNSE، UW/MM5، ACM2/Pleim-Xiu، TEMF/TEMF، BouLac/Eta و UW/Eta بود. نتایج این ۱۳ اجرا توسط نمودار تیلور صحت‌سنجی شد و طبق نتایج به‌دست آمده از نمودار تیلور، طرحواره QNSE/QNSE بهترین عملکرد را در تخمین عمق برف در ناحیه شمال ایران داشت (شکل ۶). بر اساس شکل ۶، مقادیر شاخص -های SD، COR، RMSE نمودار تیلور برای این طرحواره به ترتیب m ۰/۲۹۳۱، m ۰/۱۷۶۰ و m ۰/۴۴۱۴ است. دلیل

پس از انتخاب طرحواره همرفت، طرحواره‌های خردفیزیک مورد بررسی قرار گرفت. تعداد ۱۳ شبیه‌سازی برای تعیین بهترین طرحواره خردفیزیک انجام شد. این طرحواره‌ها شامل WSM-3، Lin، KESSLER، Milbrandt-Yau، Thompson، Goddard، WSM-6، Morrison، CAM، SBU، WDM-6، NSSL1M و NSSL2M بود. طبق نتایج به‌دست آمده از نمودار تیلور، طرحواره WSM-3 بهترین عملکرد را داشت. شکل ۵ نمودار تیلور مورد استفاده در این بررسی را نشان می‌دهد. مقادیر شاخص‌های SD، COR و RMSE نمودار تیلور برای این طرحواره به ترتیب m ۰/۲۹۶۰، m ۰/۱۶۵۱ و m ۰/۴۴۵۷ است (شکل ۵). به‌طور کلی، عملکرد یک طرحواره خردفیزیک بستگی به انتخاب پارامترهای مختلف دارد. اما برای طرحواره WSM-3 این ویژگی که فرایندهای خردفیزیک ابر سرد را اعمال می‌کند و تعداد یخ را تابعی از محتوای یخ قرار می‌دهد (دودیا و همکاران، ۲۰۱۰) ممکن است باعث شوند که طرحواره WSM-3 بتواند عمق برف را بهتر از طرحواره‌های دیگر شبیه‌سازی کند. البته این نتیجه ممکن است برای مناطق دیگر یا شرایط متفاوت متغیر باشد. سپس در گروه شبیه‌سازی بعدی با در نظر گرفتن طرحواره

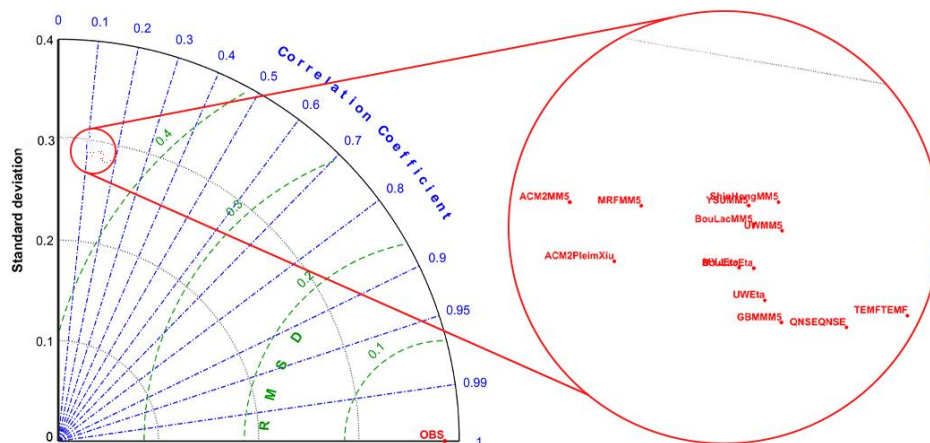
پدیده‌های لایه مرزی و سطح زمین باشد که برای شبیه‌سازی عمق برف مهم است.

احتمالی بهتر بودن عملکرد طرحواره QNSE/QNSE می‌تواند بالاتر این طرحواره در مدل‌سازی



NSLL2M	NSLL1M	WDM-6	SBU	CAM	Morrison	Milbrandt-Yau	Thompson	Goddard	WSM-6	WSM-3	Lin	KESLER	طرحواره
۰/۲۹۸۲	۰/۲۹۷۵	۰/۲۹۵۴	۰/۲۹۷۰	۰/۲۹۸۹	۰/۲۹۶۲	۰/۲۹۸۴	۰/۲۹۷۷	۰/۲۹۵۲	۰/۲۹۵۰	۰/۲۹۶۰	۰/۲۹۶۸	۰/۳۰۰۹	SD (m)
۰/۱۱۹۰	۰/۱۰۹۱	۰/۱۴۰۶	۰/۱۱۳۷	۰/۱۱۶۷	۰/۱۲۴۲	۰/۱۱۸۷	۰/۱۲۳۴	۰/۱۳۹۲	۰/۱۴۱۹	۰/۱۶۵۱	۰/۱۵۱۸	۰/۰۹۰۱	COR
۰/۴۵۸۵	۰/۴۶۰۶	۰/۴۵۱۶	۰/۴۵۹۲	۰/۴۵۹۵	۰/۴۵۶۱	۰/۴۵۷۷	۰/۴۵۷۲	۰/۴۵۱۸	۰/۴۵۱۰	۰/۴۴۵۷	۰/۴۴۹۵	۰/۴۶۷۳	RMSE (m)

شکل ۵. نمودار تیلور در بررسی عملکرد طرحواره‌های خردفیزیک مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف برای رخداد برف انتخابی (۳ تا ۵ فوریه ۲۰۱۲) در ناحیه شمال. مقادیر شاخص‌های نمودار در پایین شکل برای مقایسه بهتر ذکر شده‌اند.

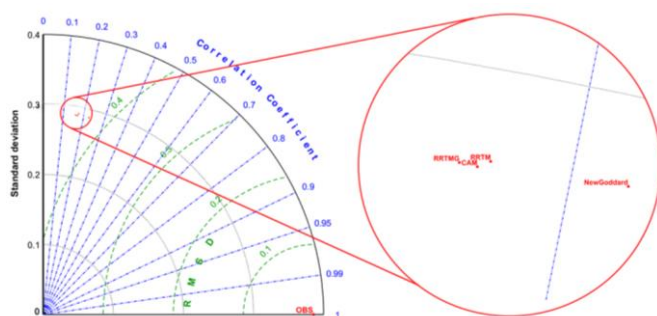


UW/Eta	TEMF/TEMF	BouLac/Eta	UW/MIM5	ACM2/Pleim-Xiu	QNSE/QNSE	GBM/MM5	MYJ/Eta	ACM2/MM5	BouLac/MM5	Shin-Hong/MIM5	MRF/MM5	YSU/MIM5	طرحواره
۰/۲۹۳۵	۰/۲۹۳۷	۰/۲۹۴۳	۰/۲۹۵۵	۰/۲۹۳۹	۰/۲۹۳۱	۰/۲۹۲۹	۰/۲۹۴۲	۰/۲۹۵۳	۰/۲۹۵۵	۰/۲۹۶۲	۰/۲۹۵۵	۰/۲۹۶۰	SD (m)
۰/۱۶۸۱	۰/۱۸۱۵	۰/۱۶۶۵	۰/۱۶۸۶	۰/۱۵۳۵	۰/۱۷۶۰	۰/۱۶۹۹	۰/۱۶۵۲	۰/۱۴۸۵	۰/۱۶۵۸	۰/۱۶۷۸	۰/۱۵۵۲	۰/۱۶۵۱	COR
۰/۴۴۳۶	۰/۴۴۰۳	۰/۴۴۴۴	۰/۴۴۴۵	۰/۴۴۷۵	۰/۴۴۴۴	۰/۴۴۲۸	۰/۴۴۴۷	۰/۴۴۹۵	۰/۴۴۵۲	۰/۴۴۵۱	۰/۴۴۷۹	۰/۴۴۵۷	RMSE (m)

شکل ۶. نمودار تیلور در بررسی عملکرد طرحواره‌های لایه مرزی/سطحی مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف برای رخداد برف انتخابی (۳ تا ۵ فوریه ۲۰۱۲) در ناحیه شمال. مقادیر شاخص‌های نمودار در پایین شکل برای مقایسه بهتر ذکر شده‌اند.

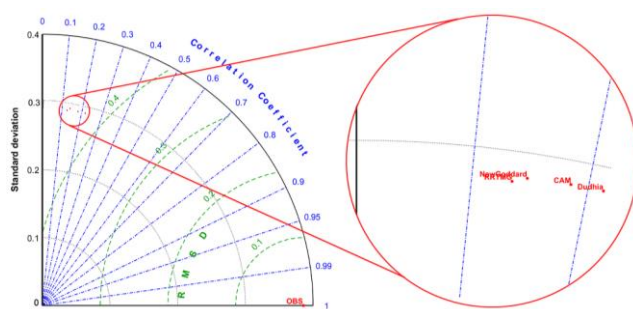
و هواویزها و استفاده از برخی توابع ریاضی از جمله Henyen-Greenstein و One/two-parameter scaling برای مدل‌سازی پراکندگی تابش توسط قطرات ابر و برف است. در گروه شبیه‌سازی بعدی (طرحواره‌های تابش طول‌موج کوتاه) نیز تعداد ۴ شبیه‌سازی با طرحواره‌های RRTMG، CAM، Dudhia، New و Goddard برای تعیین بهترین طرحواره طول‌موج کوتاه انجام شد. طبق نتایج به دست آمده از نمودار تیلور، طرحواره Dudhia با مقادیر SD، COR و RMSE به ترتیب برابر $0/2939$ m، $0/2131$ و $0/4322$ m بهترین عملکرد را در شبیه‌سازی عمق برف داشت (شکل ۷-ب). این طرحواره برای محاسبه تابش موج کوتاه در مناطق کوهستانی مناسب است. بنابراین، ممکن است دلیل بهترین عملکرد طرحواره Dudhia در ناحیه شمال این باشد که این منطقه دارای کوهساری است.

سپس در گروه شبیه‌سازی بعدی طرحواره تابش طول‌موج بلند مورد بررسی قرار گرفت. تعداد ۴ شبیه‌سازی با طرحواره‌های RRTMG، CAM، RRTM و New Goddard برای تعیین بهترین طرحواره طول‌موج بلند انجام شد. نتایج این ۴ اجرا توسط نمودار تیلور بررسی شد و طبق نتایج به دست آمده از نمودار تیلور، طرحواره New Goddard با مقادیر SD، COR و RMSE به ترتیب برابر $0/2939$ ، $0/2131$ و $0/4322$ بهترین عملکرد را داشت (شکل ۷-الف). به طور کلی، طرحواره New Goddard برای تابش موج بلند از چندین ویژگی منحصر به فرد برخوردار است که می‌تواند عملکرد آن را در شبیه‌سازی اثرات ابر، برف، باران و آلودگی هوا بهبود بخشد. این ویژگی‌ها شامل استفاده از ۱۰ نوار موج بلند برای محاسبه جذب و پراکندگی تابش توسط گازهای گلخانه‌ای، قطرات ابر، برف، باران



(الف)

طرحواره	RRTM	CAM	RRTMG	New Goddard
SD (m)	۰/۲۹۳۷	۰/۲۹۳۲	۰/۲۹۳۳	۰/۲۹۳۹
COR	۰/۱۸۱۵	۰/۱۷۸۷	۰/۱۷۴۵	۰/۲۱۳۱
RMSE (m)	۰/۴۴۰۳	۰/۴۴۰۷	۰/۴۴۱۹	۰/۴۳۲۲

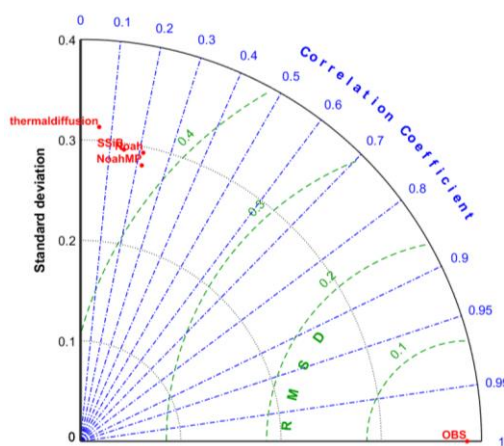


(ب)

طرحواره	Dudhia	CAM	RRTMG	New Goddard
SD (m)	۰/۲۹۳۹	۰/۲۹۳۹	۰/۲۹۲۳	۰/۲۹۳۶
COR	۰/۲۱۳۱	۰/۱۸۵۰	۰/۱۳۵۰	۰/۱۴۷۶
RMSE (m)	۰/۴۳۲۲	۰/۴۳۹۵	۰/۴۵۱۳	۰/۴۴۸۹

شکل ۷. نمودار تیلور در بررسی عملکرد طرحواره‌های تابش (الف) طول‌موج بلند و (ب) طول‌موج کوتاه مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف برای رخداد برف انتخابی (۳ تا ۵ فوریه ۲۰۱۲) در ناحیه شمال. مقادیر شاخص‌های نمودار در کنار شکل‌ها برای مقایسه بهتر ذکر شده‌اند.

بیشتری را برای مدل‌سازی پوشش گیاهی، خاک، برف، یخچال و رواناب ارائه می‌دهد. این طرحواره می‌تواند تغییرات موضعی و فصلی سطح زمین را بهتر شبیه‌سازی کند و تأثیر آنها بر جریان‌های جوی را نشان دهد. بنابراین، ممکن است دلیل بهتر بودن عملکرد طرحواره NOAA-MP در ناحیه شمال ایران این باشد که این طرحواره می‌تواند برهم‌کنش‌های بین سطح زمین و جو را در شرایط کوهستانی این منطقه بهتر بازتاب دهد.



در نهایت، در گروه شبیه‌سازی آخر طرحواره‌های سطح بررسی شدند. تعداد ۴ شبیه‌سازی با طرحواره‌های Thermal-Diffusion، SSIB، NOAA-MP، NOAA برای تعیین بهترین طرحواره سطح انجام شد. طبق نتایج به‌دست آمده از نمودار تیلور، طرحواره NOAA-MP با مقادیر SD، COR و RMSE به ترتیب برابر ۰/۲۸۱۳ m، ۰/۲۱۷۱ و ۰/۴۲۵۱ m بهترین عملکرد را داشت (شکل ۸). طرحواره NOAA-MP یک نسخه گسترش‌یافته از طرحواره NOAA است که گزینه‌های چندپارامتری

Thermal-Diffusion	NOAH-MP	SSIB	NOAH	طرحواره
۰/۳۱۳۴	۰/۲۸۱۳	۰/۲۹۳۶	۰/۲۹۳۹	SD (m)
۰/۰۵۹۴	۰/۲۱۷۱	۰/۱۴۷۶	۰/۳۱۳۱	COR
۰/۴۸۲۲	۰/۴۲۵۱	۰/۴۴۸۹	۰/۴۳۲۲	RMSE (m)

شکل ۸. نمودار تیلور در بررسی عملکرد طرحواره‌های سطح مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف برای رخداد برف انتخابی (۳ تا ۵ فوریه ۲۰۱۲) در ناحیه شمال. مقادیر شاخص‌های نمودار در کنار شکل برای مقایسه بهتر ذکر شده‌اند.

بهینه مدل از نتایج بررسی طرحواره‌های فیزیکی در منطقه شمال انتخاب شدند و تمامی جایگشت‌های آنها بررسی شد. این طرحواره‌ها شامل طرحواره‌های پارامترسازی همرفت Tiedtke، KF و SAS، طرحواره‌های پارامترسازی خردفیزیک WSM-3، Lin و Goddard، طرحواره‌های پارامترسازی لایه مرزی/سطحی QNSE/QNSE و YSU/MM5، طرحواره پارامترسازی تابش طول‌موج بلند New Goddard، طرحواره پارامترسازی تابش طول‌موج کوتاه Dudhia و طرحواره پارامترسازی سطح NOAA-MP است. تعداد ۱۸ شبیه‌سازی برای انتخاب بهترین پیکربندی در هر دو ناحیه شمال شرق و شمال غرب انجام شد. جدول ۲ مشخصات هر شبیه‌سازی را نشان می‌دهد. با بررسی این ۱۸ اجرا در هر دو ناحیه و با استفاده از نمودار تیلور (شکل‌های ۹-الف و ۹-ب) بهینه‌ترین پیکربندی برای این دو ناحیه انتخاب شد.

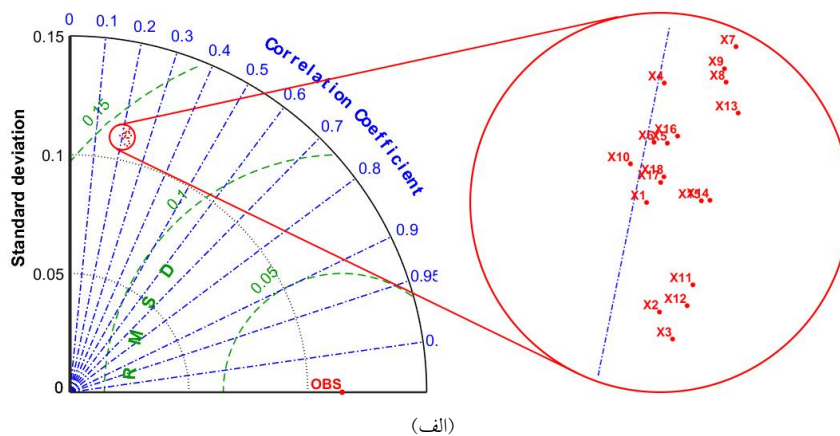
در نتیجه، بهترین پیکربندی مدل WRF در ناحیه شمال شامل طرحواره Tiedtke برای پارامترسازی همرفت، طرحواره WSM-3 برای پارامترسازی خردفیزیک، طرحواره QNSE/QNSE برای پارامترسازی لایه مرزی/سطحی، طرحواره New Goddard برای پارامترسازی تابش طول‌موج بلند، طرحواره Dudhia برای پارامترسازی تابش طول‌موج کوتاه و طرحواره NOAA-MP برای پارامترسازی سطح است.

۳-۱-۲. انتخاب بهترین پیکربندی مدل WRF برای ناحیه‌های شمال شرق و شمال غرب

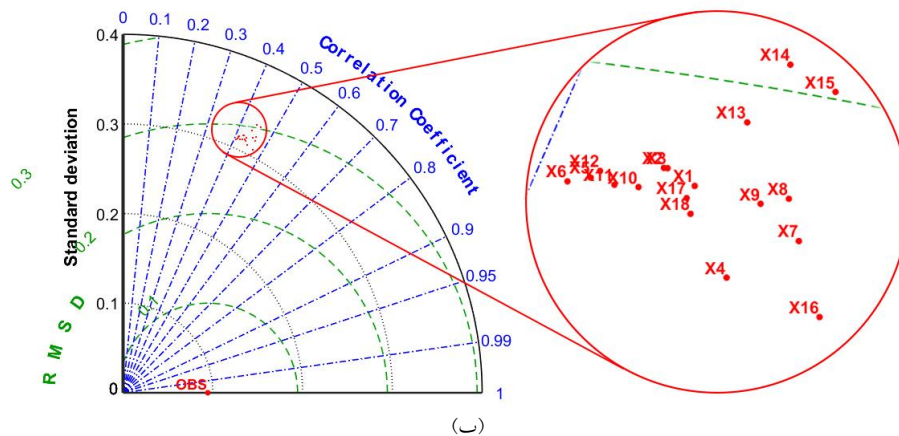
به‌منظور انتخاب بهترین پیکربندی در ناحیه شمال شرق و شمال غرب، به‌دلیل شناسایی مؤثرترین طرحواره‌ها در شبیه‌سازی عمق برف در ارزیابی انجام شده در ناحیه شمال ایران، از روش ترکیبی استفاده شد. در این روش پیکربندی

جدول ۲. مشخصات تمامی اجراها برای انتخاب بهترین پیکربندی در ناحیه شمال شرق و شمال غرب ایران.

شماره اجرا	همرفت	خردفیزیک	لایه مرزی/سطحی	طول موج بلند	طول موج کوتاه	سطح
۱	Tiedtke	WSM3	QNSE/QNSE	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۲	Kain-Fritsch	WSM3	QNSE/QNSE	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۳	OSAS	WSM3	QNSE/QNSE	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۴	Tiedtke	Lin	YSU/MM5	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۵	KF	Lin	YSU/MM5	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۶	oSAS	Lin	YSU/MM5	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۷	Tiedtke	Godard	YSU/MM5	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۸	KF	Godard	YSU/MM5	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۹	oSAS	Godard	YSU/MM5	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۱۰	Tiedtke	Lin	QNSE/QNSE	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۱۱	KF	Lin	QNSE/QNSE	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۱۲	OSAS	Lin	QNSE/QNSE	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۱۳	Tiedtke	Godard	QNSE/QNSE	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۱۴	KF	Godard	QNSE/QNSE	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۱۵	OSAS	Godard	QNSE/QNSE	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۱۶	Tiedtke	WSM-3	YSU/MM5	New Goddard	Dudhia	Noah-MP
۱۷	KF	WSM-3	YSU/MM5	New Goddard	Dudhia	Noah-mp
۱۸	OSAS	WSM-3	YSU/MM5	New Goddard	Dudhia	Noah-mp



(الف)



(ب)

شکل ۹. نمودار تیلور برای انتخاب بهترین پیکربندی مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف برای رخداد برف انتخابی (۳ تا ۵ فوریه ۲۰۱۲) در (الف) ناحیه شمال غرب و (ب) ناحیه شمال شرق ایران. شماره‌های اجرا با پیشوند X برای ۱۸ اجرا مشخص شده است.

ایستگاهی در ناحیه شمال نشان می‌دهد که مدل در بیشتر ایستگاه‌های همدیدی مورد بررسی در این ناحیه، عمق برف را فراتخمین کرده است (با مقادیر بیشینه و کمینه Bias به ترتیب برابر ۰/۹ و -۰/۹۹ متر) و باتوجه به مقادیر مدل‌سازی شده، می‌توان نتیجه گرفت مدل در تخمین وجود و یا عدم وجود برف نیز موفق است (شکل ۱۰). باتوجه به نتایج مدل می‌توان نتیجه گرفت مدل در مقادیر کمتر عمق برف، عملکرد بهتری دارد و در دو ایستگاه امین‌آباد فیروزکوه و کیاسر که بیشترین عمق برف مشاهداتی وجود داشت، عملکرد مدل با درصد خطای بالای RMSE همراه بوده است (بیشتر از ۵۰ درصد). درصد خطای بالای مدل در ایستگاه کیاسر ممکن است به دلیل پوشش جنگلی این ایستگاه باشد که با نتایج خدامرادپور و همکاران (۱۳۹۶) همخوانی دارد. مقدار بالای خطا در ایستگاه سیاه بیشه می‌تواند ناشی از پوشش مرتع این ایستگاه باشد که نتایج حاصل در توافق با نتایج خدامرادپور و همکاران (۱۳۹۶) است. مقدار Bias در ایستگاه‌های امین‌آباد فیروزکوه و کیاسر به ترتیب -۰/۹۸ و -۰/۷۸ متر است (شکل ۱۰)، که نشان می‌دهد مدل مقدار برف در این دو ایستگاه را کمتر از مقدار واقعی برآورد کرده است. این دو ایستگاه بیشترین میزان فروتخمین را دارند.

۳-۲-۲. ناحیه شمال شرق

ارزیابی مشابهی برای ناحیه شمال شرق ایران نیز انجام شد که نتایج آن در شکل ۱۱ آورده شده است. بررسی مقادیر RMSE و Bias در این ناحیه نشان می‌دهد که مدل در تمامی ایستگاه‌های مورد بررسی در این ناحیه به جز ایستگاه بجنورد، مقدار عمق برف را فراتخمین کرده است (با مقادیر بیشینه و کمینه Bias به ترتیب برابر ۰/۹۳ و -۰/۰۳ متر). باتوجه به مقادیر مدل‌سازی شده، می‌توان نتیجه گرفت مدل در تخمین وجود و یا عدم وجود برف نیز در این ناحیه موفق بوده است. باتوجه به نتایج شبیه‌سازی می‌توان نتیجه گرفت عملکرد مدل در ایستگاه‌های پراارتفاع در این منطقه خطای

پیکربندی مناسب برای ناحیه شمال غرب و شمال شرق به ترتیب اجراهای ۳ (با مقادیر SD، COR و RMSE به ترتیب برابر ۰/۱۰۹۵، ۰/۲۰۴۱ و ۰/۱۴۱۳ m) و ۱۶ (با مقادیر SD، COR و RMSE به ترتیب برابر ۰/۳۱۵۳، ۰/۴۶۸۶ و ۰/۲۸۳۶ m) در جدول ۲ می‌باشند (شکل‌های ۹-۱۰ الف و ب). این پیکربندی‌ها برای نواحی شمال غرب و شمال شرق ایران شامل طرحواره‌های OSAS و Tiedtke برای پارامترسازی همرفت به ترتیب در شمال غرب و شمال شرق، طرحواره WSM-3 برای پارامترسازی خردفیزیک در هر دو ناحیه، طرحواره‌های QNSE/QNSE و YSU/MM5 برای پارامترسازی لایه مرزی/سطحی به ترتیب در شمال غرب و شمال شرق، طرحواره‌های New Goddard و Dudhia به ترتیب برای پارامترسازی تابش طول‌موج بلند و طول‌موج کوتاه و طرحواره NOAH-MP برای پارامترسازی سطح در هر دو ناحیه می‌باشد.

۳-۲. نتایج اجرای مدل

پس از انتخاب بهترین پیکربندی اجرای مدل در هر ناحیه (طرحواره پارامترسازی همرفت Tiedtke برای نواحی شمال و شمال شرق و OSAS در ناحیه شمال غرب، طرحواره پارامترسازی لایه مرزی/سطحی QNSE/QNSE در نواحی شمال و شمال غرب و YSU/MM5 در ناحیه شمال شرق، طرحواره‌های پارامترسازی تابش طول‌موج بلند و کوتاه New Goddard و Dudhia، طرحواره پارامترسازی خردفیزیک WSM-3 و طرحواره پارامترسازی سطح NOAH-MP در هر سه ناحیه)، شبیه‌سازی با استفاده از ۲ شبکه تودرتو با تفکیک‌های افقی ۳ و ۹ کیلومتر انجام شد. نتایج شبیه‌سازی برای داخلی‌ترین دامنه مدل در هر ناحیه به صورت جداگانه در این بخش شرح داده خواهد شد.

۳-۲-۱. ناحیه شمال ایران

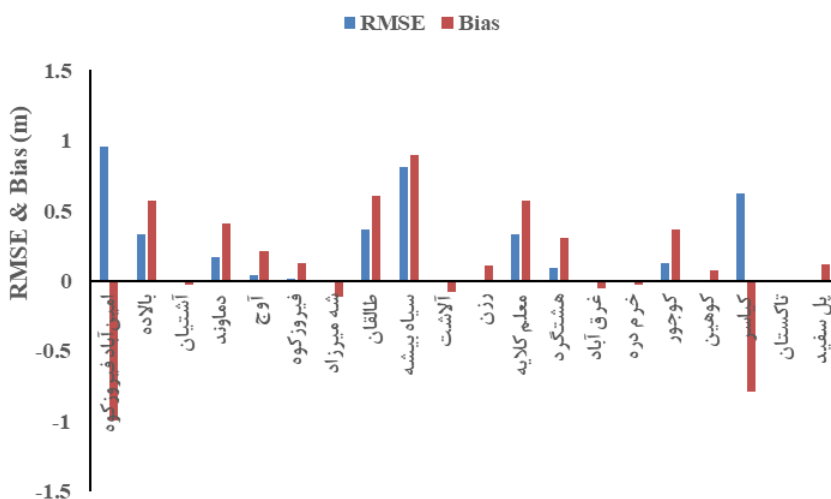
بررسی مقادیر به دست آمده برای RMSE و Bias از مقایسه مقادیر روزانه عمق برف حاصل از اجرای مدل و مقادیر

برف را فروتخمین کرده است (با مقادیر بیشینه و کمینه Bias به ترتیب برابر ۰/۲۵ و -۰/۴۶؛ شکل ۱۲). میزان خطای RMSE در این ناحیه برای تمامی ایستگاه‌ها کمتر از ۰/۲ متر است. همچنین مدل در تخمین وجود و یا عدم وجود برف نیز در این ناحیه موفق بوده است. میزان خطای RMSE در ایستگاه‌های اردبیل، سرعین، گرمی، دیلمان و مشکین شهر زیر ۰/۱ متر و به ترتیب برابر ۰/۰۰۶، ۰/۰۱، ۰/۰۰۳، ۰/۰۰۱ و ۰/۰۰۸ متر است (شکل ۱۲) و این نشان موضوع نشان می‌دهد که عملکرد مدل در ایستگاه‌های کوهستانی با شیب کم (انحراف معیار ارتفاع کمتر از ۲۰۰ متر) موفقیت‌آمیز بوده است و این موضوع با نتایج خدامرادپور و همکاران (۱۳۹۶) همخوانی دارد.

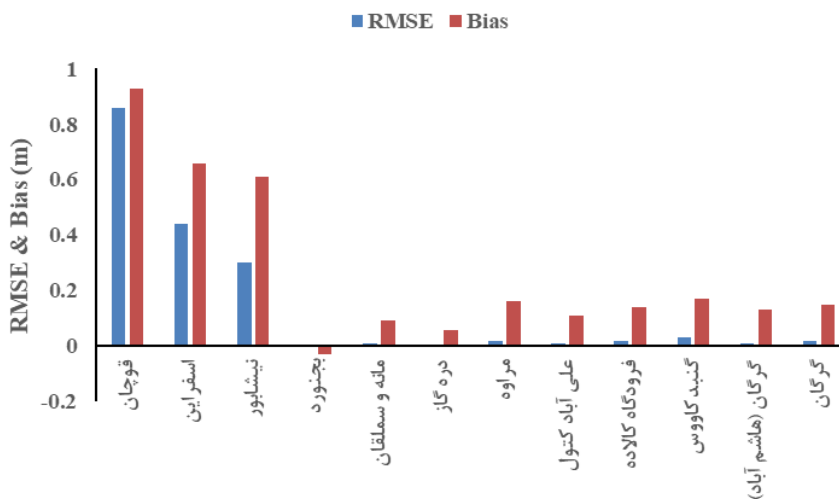
بیشتری داشته است. برای سه ایستگاه قوچان، اسفراین و نیشابور که مرتفع‌ترین ایستگاه‌های این منطقه هستند، بیشترین خطای RMSE به ترتیب برابر ۰/۸۶، ۰/۴۴ و ۰/۳ متر مشاهده شد (شکل ۱۱). موفقیت مدل در برآورد عمق برف در نواحی پست و کم‌ارتفاع نتایج خدامرادپور و همکاران (۱۳۹۶) در این خصوص را تأیید می‌کند. برای سایر ایستگاه‌های این منطقه میزان خطای RMSE زیر ۰/۳ متر بوده است.

۳-۲-۳. ناحیه شمال غرب

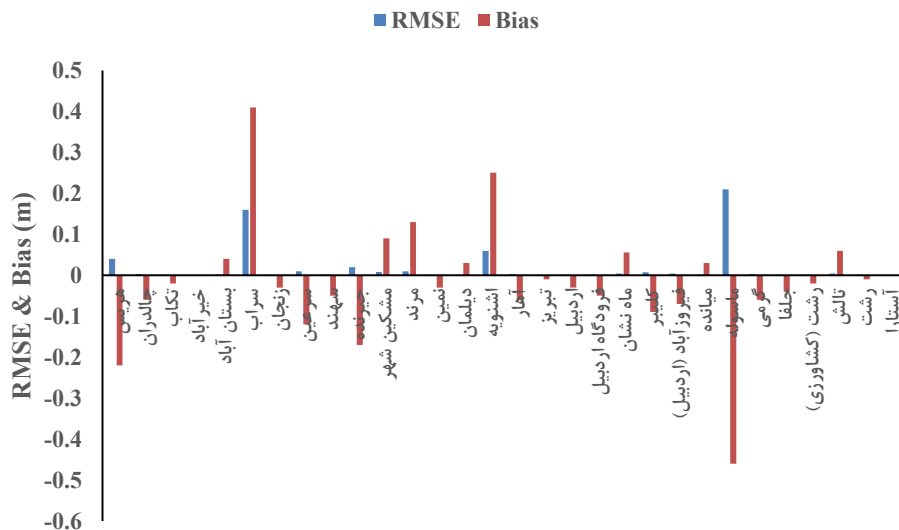
بررسی مقادیر RMSE و Bias در ناحیه شمال غرب ایران نشان می‌دهد که مدل در بیشتر ایستگاه‌های همدیدی مورد بررسی در این ناحیه (بر خلاف دو ناحیه دیگر)، مقدار عمق



شکل ۱۰. مقادیر RMSE و Bias (بر حسب متر) برای ایستگاه‌های همدیدی مورد ارزیابی در ناحیه شمال.



شکل ۱۱. مانند شکل ۱۰ ولی برای ایستگاه‌های همدیدی مورد ارزیابی در ناحیه شمال شرق ایران.



شکل ۱۲. مانند شکل ۱۰ ولی برای ایستگاه‌های همدیدی مورد ارزیابی در ناحیه شمال شرق ایران.

۴. خلاصه و نتیجه‌گیری

هدف اصلی پژوهش حاضر، ارزیابی عملکرد مدل WRF در شبیه‌سازی عمق برف در نیمه شمالی ایران است. برای بررسی دقیق‌تر نیمه شمالی کشور به سه ناحیه جداگانه تقسیم شد. برای هر سه ناحیه، شبیه‌سازی‌ها با استفاده از مدل WRF برای مورد انتخابی رخداد برف انجام شد. نتایج به‌دست‌آمده از این پژوهش برای هر ناحیه به‌صورت جداگانه مورد ارزیابی قرار گرفت. قبل از اجرای مدل، برای انتخاب بهترین پیکربندی فیزیک مدل برای هر ناحیه، پیکربندی‌های مختلف مورد آزمایش قرار گرفت و با استفاده از نمودار تیلور، پیکربندی مناسب برای هر ناحیه تعیین شد. پیکربندی بهینه شامل طرحواره Tiedtke برای نواحی شمال و شمال شرق و طرحواره OSAS برای ناحیه شمال غرب برای پارامترسازی همرفت، طرحواره WSM-3 در هر سه ناحیه برای پارامترسازی خردفیزیک، طرحواره QNSE/QNSE برای نواحی شمال و شمال غرب و طرحواره YSU/MM5 برای ناحیه شمال شرق برای پارامترسازی لایه مرزی/سطحی، طرحواره‌های New Goddard و Dudhia به‌ترتیب برای پارامترسازی تابش طول‌موج بلند و طول‌موج کوتاه و طرحواره NOAH-MP برای پارامترسازی سطح در هر سه ناحیه می‌باشد. مقایسه پیکربندی‌های انتخاب شده نشان داد که تفاوت این

پیکربندی‌ها در طرحواره‌های پارامترسازی همرفت و لایه مرزی/سطحی برای سه ناحیه مورد بررسی می‌باشد. مقایسه مقادیر روزانه عمق برف حاصل از اجرای مدل و مقادیر ایستگاهی با استفاده از شاخص‌های آماری مانند RMSE و Bias به منظور ارزیابی عملکرد مدل در شبیه‌سازی عمق برف در هر سه ناحیه انجام شد. نتایج نشان داد که در ناحیه شمال، مدل در مقادیر کمتر عمق برف عملکرد بهتری دارد. همین‌طور مدل در این ناحیه در بیشتر ایستگاه‌ها فراتخمین کرده است. در ناحیه شمال شرق، مشخص شد مدل در ایستگاه‌های کم‌ارتفاع عملکرد بهتری داشته است ولی به‌طور کلی مقدار عمق برف در این ایستگاه‌ها را بیشتر از مقدار واقعی برآورد کرده است که با نتایج خدامرادپور و همکاران (۱۳۹۶) همخوانی دارد. در این راستا، پوشلود و دالوز (۲۰۲۴) نیز نشان داده‌اند که به‌دلیل فراتخمین سپیدایی برف، شبیه‌سازی مدل WRF منجر به فراتخمین عمق برف در مناطق کم‌ارتفاع و فراتخمین آن در ایستگاه‌های غنی از برف می‌شود. در نواحی شمال و شمال شرق، در بیشتر ایستگاه‌ها مدل مقادیر عمق برف را فراتخمین کرده است (با میانگین Bias به‌ترتیب برابر ۰/۱۱۵ و ۰/۲۶۴ متر) و در ناحیه شمال غرب، برخلاف دو ناحیه دیگر، مدل در بیشتر ایستگاه‌ها فراتخمین کرده است (با میانگین Bias برابر ۰/۱۶- متر). خطای

کمک کند.

مراجع

انصاری، ه. و معروفی، ص. (۱۳۹۶). برآورد آب معادل برف با استفاده از داده‌های سنجنده AMSR-E و مدل GLDAS (مطالعه موردی: حوضه‌های شمال غرب ایران). آب و خاک، ۳۱(۵)، ۱۴۹۷-۱۵۱۰.

خداامرادپور م.؛ ایران نژاد پ.؛ اخوان س. و بابایی خ. (۱۳۹۶). ارزیابی مدل برف طرحواره سطح-NOAH MP جفت شده با مدل منطقه‌ای WRF در بارش‌های سنگین برف در شمال و غرب ایران. مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۱(۴)، ۱۴۶-۱۶۳.

مجیدی کرهرودی، ف.؛ قزایلو، م. و ثابت قدم، س. (۱۴۰۳). ارزیابی عملکرد بانک داده‌های بازتحلیل ERA5 و MERRA2 در تخمین میزان عمق برف در شمال غرب ایران. فیزیک زمین و فضا، ۵۰(۱)، ۲۵۱-۲۶۳.

Alonso-González, E., López-Moreno, J. I., Gascoin, S., García-Valdecasas Ojeda, M., Sanmiguel-Valladolid, A., Navarro-Serrano, F., Revuelto, J., Ceballos, A., Esteban-Parra, M. J., & Essery, R. (2018). Daily gridded datasets of snow depth and snow water equivalent for the Iberian Peninsula from 1980 to 2014. *Earth System Science Data*, 10(1), 303-315.

Anderson, E. A. (1976). *A point energy and mass balance model of a snow cover*. Stanford University.

Bell, V. A., Kay, A. L., Davies, H. N., & Jones, R. G. (2016). An assessment of the possible impacts of climate change on snow and peak river flows across Britain. *Climatic Change*, 136, 539-553.

Cohen, J., & Rind, D. (1991). The effect of snow cover on the climate. *Journal of Climate*, 4(7), 689-706.

Gao, L., Zhang, L., Shen, Y., Zhang, Y., Ai, M., & Zhang, W. (2021). Modeling snow depth and snow water equivalent distribution and variation characteristics in the Irtys River Basin, China. *Applied Sciences*, 11(18), 8365.

Havens, S., Marks, D., FitzGerald, K., Masarik, M., Flores, A. N., Kormos, P., & Hedrick, A. (2019). Approximating input data to a snowmelt model using weather research and forecasting model outputs in lieu of meteorological measurements. *Journal of*

RMSE برای همه ایستگاه‌های ناحیه شمال غرب کمتر از ۰/۰۱۸ متر است که کمتر از دو ناحیه شمال و شمال شرق است که مقدار RMSE به ترتیب ۰/۱۹۵ و ۰/۱۴۳ متر است. همین‌طور توانایی مدل در هر سه منطقه برای بررسی در تخمین وجود یا عدم وجود برف سنجنده شد و نتایج کاملاً موفقیت آمیز بود.

خطاهای موجود در خروجی مدل ممکن است به دلایل مختلفی از جمله پارامترهای مدل، دقت داده‌های ایستگاهی و ورودی مدل، روش استخراج نتایج بر اساس درون‌یابی در نقاط ایستگاهی و توپوگرافی و ویژگی‌های منطقه ایجاد شده باشد. برای بهبود نتایج لازم است این عوامل به‌طور مناسب در نظر گرفته شده و پارامترهای مربوط به برف بهینه‌سازی شوند. برای این منظور، می‌توان از روش‌های مختلفی مانند واسنجی، اعمال تصحیح Bias یا استفاده از مدل‌های پیشرفته‌تر بهره برد. امید می‌رود که مطالعه حاضر بتواند به فهم بهتر تأثیرات تغییرات اقلیمی بر الگوهای برف و آب‌وهوای منطقه‌ای

Hydrometeorology, 20(5), 847-862.

Henderson, G. R., Peings, Y., Furtado, J. C., & Kushner, P. J. (2018). Snow-atmosphere coupling in the Northern Hemisphere. *Nature Climate Change*, 8(11), 954-963.

Liu, L., Ma, Y., Menenti, M., Zhang, X., & Ma, W. (2019). Evaluation of WRF modeling in relation to different land surface schemes and initial and boundary conditions: A snow event simulation over the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(1), 209-226.

Jordan, R. E. (1991). A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNTherm. 89.

Mudryk, L., Brown, R., Derksen, C., Luoju, K., Decharme, B., & Helfrich, S. (2019). Terrestrial snow cover.

Mudryk, L. R., Derksen, C., Kushner, P. J., & Brown, R. (2015). Characterization of Northern Hemisphere snow water equivalent datasets, 1981-2010. *Journal of Climate*, 28(20), 8037-8051.

Mott, R., Daniels, M., & Lehning, M. (2015). Atmospheric flow development and associated changes in turbulent sensible heat flux over a patchy mountain snow cover. *Journal of Hydrometeorology*, 16(3), 1315-1340.

Pan, X., Li, X., Cheng, G., Chen, R., & Hsu, K. (2017). Impact analysis of climate change on

- snow over a complex mountainous region using weather research and forecast model (wrf) simulation and moderate resolution imaging spectroradiometer data (modis)-terra fractional snow cover products. *Remote Sensing*, 9(8), 774.
- Pepin, N., Bradley, R. S., Diaz, H. F., Baraer, M., Caceres, E. B., Forsythe, N., Fowler, H., Greenwood, G., Hashmi, M. Z., Liu, X. D., & Miller, J. R. (2015). Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nat Clim Chang* 5 (5), 424–430.
- Poschlod, B., & Daloz, A. S. (2024). Snow depth in high-resolution regional climate model simulations over southern Germany—suitable for extremes and impact-related research?. *The Cryosphere*, 18(4), 1959-1981.
- Rasmussen, R., Liu, C., Ikeda, K., Gochis, D., Yates, D., Chen, F., Tewari, M., Barlage, M., Dudhia, J., Yu, W., & Miller, K. (2011). High-resolution coupled climate runoff simulations of seasonal snowfall over Colorado: A process study of current and warmer climate. *Journal of Climate*, 24(12), 3015-3048.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X. Y., Wang, W., & Powers, J. G. (2008). A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR technical note*, 475(125), 10-5065.
- Shi, J. J., Tao, W. K., Matsui, T., Cifelli, R., Hou, A., Lang, S., Tokay, A., Wang, N. Y., Peters-Lidard, C., Skofronick-Jackson, G., & Rutledge, S. (2010). WRF simulations of the 20–22 January 2007 snow events over eastern Canada: Comparison with in situ and satellite observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(11), 2246-2266.
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of geophysical research: atmospheres*, 106(D7), 7183-7192.
- Tomasi, E., Giovannini, L., Zardi, D., & de Franceschi, M. (2017). Optimization of Noah and Noah_MP WRF land surface schemes in snow-melting conditions over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 145(12), 4727-4745.
- Van Pelt, W. J., Kohler, J., Liston, G. E., Hagen, J. O., Luks, B., Reijmer, C. H., & Pohjola, V. A. (2016). Multidecadal climate and seasonal snow conditions in Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(11), 2100-2117.
- Wang, W. (2022). Forecasting convection with a “scale-aware” Tiedtke cumulus parameterization scheme at kilometer scales. *Weather and Forecasting*, 37(8), 1491-1507.
- Wrzesien, M. L., Durand, M. T., Pavelsky, T. M., Howat, I. M., Margulis, S. A., & Huning, L. S. (2017). Comparison of methods to estimate snow water equivalent at the mountain range scale: A case study of the California Sierra Nevada. *Journal of Hydrometeorology*, 18(4), 1101-1119.
- Wu, X., Shen, Y., Wang, N., Pan, X., Zhang, W., He, J., & Wang, G. (2016). Coupling the WRF model with a temperature index model based on remote sensing for snowmelt simulations in a river basin in the Altay Mountains, north-west China. *Hydrological Processes*, 30(21), 3967-3977.
- Yongjiu, D., & Qingcun, Z. (1997). A land surface model (IAP94) for climate studies part I: Formulation and validation in off-line experiments. *Advances in Atmospheric Sciences*, 14(4), 433-460.
- Zhang, C., Wang, Y., & Hamilton, K. (2011). Improved representation of boundary layer clouds over the southeast Pacific in ARW-WRF using a modified Tiedtke cumulus parameterization scheme. *Monthly Weather Review*, 139(11), 3489-3513.