نشریه پژوهش‌های اقلیم شناسی
سال یازدهم | شماره چهل و سوم | پاییز ۱۳۹۹
وصول: ۹۷/۱۲/۰۹ پذیرش: ۹۹/۰۴/۲۱
صص ۸۶-۷۳

شبیه‌سازی توفان تندری با استفاده از مدل WRF در استان کرمانشاه مطالعه موردی: ۳۱ مارس ۲۰۱۴

علی محمد خورشید دوست[۱]، مهدی اسدی*[۲]، حسن حاجی محمدی[۳]
۱- استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه تبریز
۲- دکتری آب و هواشناسی کشاورزی دانشگاه حکیم سبزواری
۳- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه تربیت مدرس

چکیده

به‌منظور بررسی ساختار جو در زمان رخداد توفان تندری در استان کرمانشاه از کدهای مخابره شده از ایستگاه‌های سینوپتیک استان و پارامترهای فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، نم ویژه، مؤلفه باد مداری و مؤلفه نصف‌النهاری باد با مراجعه به تارنمای متعلق به NCEP/NCAR اخذ و برای مطالعات میان‌مقیاس از داده‌های رادیوسوند استفاده گردید. همچنین برای بارزسازی این پدیده از مدل WRF با توان تفکیک ۱۵ کیلومتر استفاده گردید. در نهایت برای ارزیابی بین برونداد مدل در بخش بارش از مقادیر بارش برآورد شده سنجنده TRMM نیز بهره‌گیری شد. نتایج نشان داد ریزش هوای سرد و تشکیل یک ناوه عمیق بر روی غرب ایران، بوجود آمدن گرادیان شدید فشار در شمال غرب و غرب کشور و تشکیل یک جبهه سرد در منطقه، از عوامل عمده سینوپتیکی در زمان توفان بوده است. همچنین مشخص گردید که منابع رطوبتی بارش‌ها نیز از دریای عرب، سرخ و خلیج‌فارس تامین شده است. از طرف دیگر صعود شدید هوا در تشکیل ابرهای جوششی و هسته‌های تگرگ نقش عمده‌ای داشته‌اند. بررسی و ارزیابی برونداد مدل WRF (مقدار برآورد شده بارش ۱۸ میلی‌متر) و سنجنده TRMM (مقدار برآورد شده بارش ۱۹ میلی‌متر) در مقایسه با بارش گزارش شده از ایستگاه ها (مقدار برآورد شده بارش ۱۷ میلی‌متر) نشان داد که مدل WRF با توان تفکیک مذکور و RMSE برابر با ۱ میلی‌متر در بررسی ساختار جو در منطقه برای پویانمایی پدیده‌های میان‌مقیاسی همچون توفان تندری مناسب است.

کلید واژه‌ها: توفان تندری، سینوپتیک، مدل WRF، سنجنده TRMM، استان کرمانشاه.

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۴۲۱۹۰۳۳۸
Email: asadimehdi11@yahoo.com

مقدمه

توفان تندری یکی از مهم‌ترین، فراوان‌ترین و شدیدترین مخاطرات جوی است که به دلیل همراهی با رگبارهای باران و تگرگ و رعد و برق نقش مؤثر آن در ایجاد سیلاب‌های ناگهانی، هم از جنبه کشاورزی و هم از نظر خسارات مالی و جانی، این پدیده همواره مورد توجه محققان بوده است (طاوسی و همکاران، ۱۳۹۶؛ ایران‌پور و همکاران، ۱۳۹۴). تگرگ از دانه یا تکه‌های یخ به قطر ۵ تا ۵۰ میلی‌متر و گاهی بیشتر تشکیل شده است. رشد شدید تگرگ حاصل حرکات عمودی شدید و مکرر هوا در ابرهای کومولونیمبوس است و این امر باعث می‌شود که نطفه‌های تگرگ قطرات آب را به دور خود جذب کنند و سبب انجماد آن‌ها شوند (علیجانی و کاویانی، ۱۳۸۷). ایجاد و ریزش تگرگ، وجود هوای گرم و مرطوب در پایین جو و صعود ابرهای انباشته با ارتفاع و سرمای زیاد توأم با تداوم شرایط حداکثر ناپایداری هواست (جعفرپور، ۱۳۸۵). به دلیل اهمیت رخداد تگرگ، مطالعاتی در زمینه تشکیل و رشد آن در کشورهای مختلف جهت پیش‌بینی آن‌ها انجام گرفته است که می‌توان به پژوهش استرلینگ[1] (۲۰۰۳) اشاره نمود که از توفان‌های تندری به‌عنوان معضل مهم آمریکا در قرن بیستم یاد کرده و پیامدهای محیطی و اقتصادی ناشی از توفان‌های تندری و پدیده‌های مربوط به آن (تگرگ، سیل و باد شدید) را بر اقتصاد قشر کشاورز آمریکا بررسی کرده است. پروسنجیت[2] و همکاران (۲۰۰۸) در مطالعه‌ای با شبیه‌سازی بر روی دو توفان شدید تندری به‌وسیله طرح‌واره‌های پارامترساز همرفتی مدل WRF[3] نشان داده شد که طرح‌واره کومولوس گرل در محاسبه شاخص‌های ناپایداری نسبت به دیگر طرح‌واره‌ها عملکرد بهتری دارد و در الگوهای زمانی و مکانی بارش‌ها نیز با مشاهدات همخوانی مناسبی دارد. لیتا[4] و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از مدل WRF به تشخیص رعد و برق در وضوح بالا پرداختند. نتایج تحلیل‌ها بیانگر قابلیت بالای مدل WRF-NMM در شبیه‌سازی رخداد رعد و برق با وضوح بالای سه کیلومتر در شرق هندوستان بودند.

بروان و روتر[5] (۲۰۱۸) به شبیه‌سازی تأثیر توسعه شن‌های نفتی آتاباسکا بر توفان‌های همرفتی با استفاده از مدل WRF پرداختند. ایشان در پژوهش خود به این نتیجه رسیدند که هرچند به‌صورت نادر اما در حالت کلی توسعه شن‌های نفتی تأثیر مهمی بر زمان شروع و مدت توفان همرفتی می‌گذارند. نوقرها و تریلاکسونو[6] (۲۰۱۸) شبیه‌سازی تندباد و تولید رعد و برق با استفاده از مدل WRF در بالای بلوک محکام در کالیفرنیا پرداختند. نتایج پارامترهای تندباد مورد بررسی در مدل WRF با داده‌های مشاهداتی در ایستگاه‌های مطالعاتی تقریباً مشابه هم می‌باشند. همچنین ایشان به این نتیجه رسیدند که متوسط افزایش سرعت باد در هنگام وقوع تندباد در منطقه مورد مطالعه حدود ۷۰ درصد می‌باشد. گورگیان[7] (۲۰۱۸) به شبیه‌سازی بارش سنگین در ارمنستان با استفاده از مدل WRF پرداختند. ایشان با استفاده از داده‌های ERA5 به شبیه‌سازی صدها بار بارش قبلی در ایستگاههای مورد بررسی با مدل WRF پرداختند اما در نهایت به این نتیجه رسیدند که مدل WRF حتی با وضوح ۳ کیلومتر نیز نمی‌تواند محل دقیق جابجایی و بارندگی در منطقه را مطالعه نماید. مورتی[8] و همکاران (۲۰۱۸) به شبیه‌سازی توفان‌های تگرگ در بالای بارماتی با استفاده از مدل WRF پرداختند. نتایج بیانگر آن بود که با توجه به شرایط مطلوب سینوپتیکی، مدل WRF توانایی شبیه‌سازی تکامل رعد و برق را دارا می‌باشد. از سایر کارهای انجام یافته در خارج کشور می‌توان به (کارکی[9] و همکاران، ۲۰۱۸؛ موهان[10] و همکاران، ۲۰۱۸؛ سرینیواس[11] و همکاران، ۲۰۱۸؛ کاسه[12] و همکاران، ۲۰۱۸؛ چاوالا[13] و همکاران، ۲۰۱۸) و غیره اشاره نمود. در ایران نیز مطالعاتی در زمینه‌ی تگرگ و توفان‌های تندری صورت

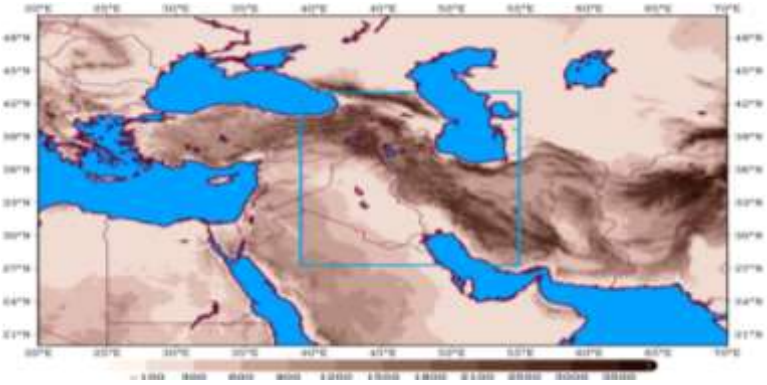
1. Sterling
2. Prosenjit
3. Weather Research and Forecasting
4. Litta
5. Brown & Reuter
6. Nugraha & Trilaksono
7. Gevorgyan
8. Murthy
9. Karki
10. Mohan
11 . Srinivas
12. Case
13. Chawla

گرفته است. قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۳) روند تغییرات زمانی مخاطره توفان تندری در ایران را مورد بررسی قرار دادند. نتایج بررسی توزیع زمانی توفان تندر ایران نشان داد که بیشترین فراوانی رخداد این پدیده در ماه‌های می، آوریل، ژوئن و اکتبر است. در بازه زمانی فصلی نیز اوج فعالیت توفان تندری در بهار و پاییز متمرکز شده است. دنیادوست و همکاران (۱۳۹۴) به بررسی عددی توفان‌های تندری توسط مدل WRF- ARW در تهران پرداختند. در این پژوهش چهار پیکربندی از طرح‌واره‌های فیزیکی مورد استفاده قرار گرفت که با توجه به نتایج، پیکربندی خردفیزیک، کومولوس (همرفت)، لایه مرزی، تابش جوی بلند و کوتاه، زمین سطح و لایه سطحی در شبیه‌سازی و پیش‌بینی توفان‌های تندری در ایستگاه تهران مهرآباد، مقادیر دقیق‌تری را ارائه دادند. رسولی و همکاران (۱۳۹۵) به بررسی شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی توفان تندری منجر به سیل در البرز مرکزی پرداختند. نتایج پژوهش نشان داد که شرایط سینوپتیکی مساعد برای وقوع توفان تندری از جمله کم‌فشار تراز دریا، ناوه تراز میانی، همگرایی رطوبت و وجود رطوبت در لایه‌های پایینی جو وجود دارد. خورشیددوست و همکاران (۱۳۹۶) به بررسی ساختار منطقه‌ای جو در زمان رخداد توفان تندری همراه با تگرگ از ۱۶ تا ۱۸ جولای ۲۰۱۶ در شمال غرب ایران پرداختند. بررسی‌ها نشان داد که صعود سریع بسته هوا در منطقه با انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس بالایی همراه بوده و سبب شده تا در این سه روز هوای صعود کننده تا لایه‌های فوقانی جو پیشرفت کرده و جوی مغشوش را برای منطقه به ارمغان بیاورد. مجرد و همکاران (۱۳۹۶) به بررسی شاخص‌های ناپایداری توفان تندری در ایران با استفاده از داده‌های باز تحلیل پرداختند. نتایج نشان داد که روند توفان تندری در ایران رو به افزایش است. بیشترین فراوانی رخداد توفان نیز مربوط به ماه می و ساعت ۲۱/۳۰ است. طاوسی و همکاران (۱۳۹۶) به بررسی تغییرات زمانی و تحلیل فضایی رخداد توفان تندری و ارتباط آن با انسو در استان سیستان و بلوچستان پرداختند. بررسی روند تغییرات توفان تندری در ایستگاههای منتخب نشان می‌دهد که توفان تندری در تمامی ایستگاهها به‌جز ایستگاه سراوان روند افزایشی دارند و این روند کاهشی در سطح ۰/۹۵ معنی‌دار است. از سایر کارهای انجام یافته مرتبط به موضوع پژوهش در داخل کشور می‌توان به پژوهش‌های خورشید دوست و همکاران، ۱۳۹۶؛ موسوی و همکاران، ۱۳۹۶؛ جلالی و کمریان، ۱۳۹۶؛ صالحی برومند و عالی جهان، ۱۳۹۴؛ جهانبخش و همکاران، ۱۳۹۴ و غیره اشاره نمود. لذا با توجه به اهمیت موضوع و پژوهش‌های قبلی صورت گرفته در این زمینه هدف پژوهش حاضر شبیه‌سازی توفان تندری با استفاده از مدل WRF در استان کرمانشاه در تاریخ ۳۱مارس ۲۰۱۴ می‌باشد. تا ضمن پیش‌بینی احتمال وقوع دوباره آن از وقوع تلفات سنگین نیز تا حد توان با ایجاد آگاهی و سایر اقدامات حفاظتی جلوگیری نمود.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

استان کرمانشاه که ۱/۵ درصد مساحت کشور را در برمی‌گیرد، که مابین طول جغرافیایی ۴۵ درجه و ۲۰ دقیقه و ۳۹ ثانیه شرقی تا ۴۸ درجه و ۱ دقیقه و ۵۸ ثانیه شرقی و از عرض جغرافیایی ۳۳ درجه و ۳۷ دقیقه و ۸ ثانیه شمالی تا ۳۵ درجه و ۱۷ دقیقه و ۸ ثانیه شمالی می‌باشد. این استان از شمال به استان کردستان، از جنوب به استان لرستان و ایلام، از شرق به استان همدان و از غرب به کشور عراق محدود می‌شود.



شکل ۱- محدوده شبیه‌سازی شده برای بارز سازی پدیده‌های میان‌مقیاس در مدل WRF

در جریان این بررسی موردی و برای شبیه‌سازی واقعی توفان تندری، از نسخه ۳٫۸ مدل میان‌مقیاس WRF استفاده شد. در این راستا از دو پیکره‌ی KFMYJ و GDMYJ که در هر دو از طرحواره لایه مرزی Mellor-Yamada-Janjic قرار دارند، استفاده شد، و دلیل استفاده آن نیزدقت بالای آن در پیش‌بینی می‌باشد (ذوالجودی و همکاران، ۱۳۹۲). به این منظور شبکه‌ای با تفکیک افقی ۱۵ کیلومتر با تفکیک متوسط در شبکه‌ای با ابعاد x=۳۱۶ و y=۴۵۱ در نظر گرفته شد. بالاترین تراز فشاری برابر ۱۰ هکتوپاسکال در نظر قرار گرفته شد و مدل با ۲۹ تراز با گام زمانی ۱۰۸۰۰ برای مدت ۲۴ ساعت از ساعت ۰۰ تا ۱۸ روز ۳۱ مارس ۲۰۱۴ اجرا شد. همچنین از داده‌های موردی نوع FNL (NCEP Final Analyses) با تفکیک یک درجه و به‌صورت سه ساعته استفاده گردید. محدوده شبیه‌سازی شده در مدل WRF در شکل یک به نمایش در آمده است. دلیل انتخاب این محدوده، نمایش و بارزسازی سامانه های تاثیرگذار بر رخداد طوفان تندری در منطقه بود.

در بخش دوم به‌منظور بررسی توفان به وقوع پیوسته در استان کرمانشاه از کدهای مخابره شده ایستگاه‌های هواشناسی واقع در استان استفاده شد. به ترتیب کدهای مخابره شده شامل ۸۷، ۸۸، ۸۹،۹۰، ۹۶، ۹۹ می‌باشند که وضعیت شرایط جوی را در زمان وقوع توفان تندری و تگرگ در روز و ساعت مورد نظر اعلام می‌کنند. در ادامه با مراجعه به تارنمای متعلق به مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی/ علوم جو (NCEP/NCAR) پارامترهای فشار تراز دریا (SLP)، ارتفاع ژئوپتانسیل (Hgt)، نم ویژه (Shum)، مؤلفه باد مداری (Uwnd) و مؤلفه نصف‌النهاری باد (Vwnd) اخذ گردید. برای مطالعه وضعیت هوا در مقیاس محلی با مراجعه به تارنمای دانشگاه وایومینگ داده‌های ثبت شده در رادیوسوند ایستگاه کرمانشاه دریافت و نمودارهای ترمودینامیکی آن ترسیم و برای مشخص شدن الگوی ابرناکی از تصاویر ماهواره MODIS استفاده گردید. بنا به گزارش اداره کل هواشناسی استان کرمانشاه در روز ۳۱ مارس ۲۰۱۴ که مصادف است با ۱۱ فروردین ۱۳۹۳ شمسی هوایی بارانی در استان گزارش شده است که در برخی نقاط شدت بارش بالا بوده است، ولی با نزدیک شدن به نیمه شب بارش باران به‌صورت تگرگ شده و باعث شکسته شدن شاخه درختان، شیشه اتومبیل‌ها و منازل گشته است. در جدول ۱ پراکندگی مکانی بارش در روز ۳۱ مارس ۲۰۱۴ به نمایش در آمده است، همانطور که ملاحظه می‌گردد در برخی نقاط مانند اسلام‌آباد و پاوه به ترتیب ۳۰ و ۴۳ میلی‌متر بارندگی بوده و در برخی نقاط مانند گیلان غرب و سرپل ذهاب بارش ۹ میلی‌متر گزارش شده است.

جدول ۱- مقادیر بارش در ایستگاه‌های منتخب در استان کرمانشاه در روز ۳۱ مارس ۲۰۱۴

بارش	ایستگاه	بارش	ایستگاه	بارش	ایستگاه	بارش	ایستگاه	بارش	ایستگاه
۹٫۳	هرسین	۴۳٫۲	پاوه	۱۸	قصر شیرین	۳۰٫۸	اسلام آباد	۱۶٫۱	کرمانشاه
۳٫۸	سومار	۲۰٫۶	جوانرود	۳۲	سنقر کلیایی	۶٫۹	کنگاور	۱۴٫۴	روانسر
۱۴٫۲	ثلاث	۱۰٫۷	صحنه	۹	گیلان غرب	۱۸٫۲	سرارود	۹٫۲	سرپل ذهاب

مدل WRF

سامانه مدل‌سازی پیشرفته (WRF) یک مدل میان‌مقیاس و انعطاف‌پذیر با قابلیت‌های فراوان است که می‌توان، وضعیت‌های مختلف جو را با استفاده از آن شبیه‌سازی نمود. این مدل در طی چند سال گذشته در حال توسعه بوده است، مدل مذکور قابل‌نصب بر روی سامانه‌های مختلف و رایانه‌ای شامل خوشه رایانه می‌باشد، محدوده کاربرد آن بسیار وسیع است و گستره بین چندین متر تا هزاران کیلومتر را تحت پوشش قرار می‌دهد و با استفاده از تغییر حالت‌های متفاوت پارامترهای فیزیکی موجود در مدل، می‌توان گستره وسیعی از اجراها را به انجام رساند (سینگ[1] و همکاران، ۲۰۱۵).

به‌منظور بررسی شار رطوبتی و تاوایی از معادلات دینامیکی که در ادامه آمده استفاده شد. تابع همگرایی شار رطوبت براساس تداوم بخار آب در سیستم مختصات فشاری به صورت زیر بیان شده است:

$$S = \frac{dq}{dt} \qquad (۱)$$

که در اینجا

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + v\frac{\partial}{\partial y} + \omega\frac{\partial}{\partial p} \qquad (۲)$$

u، v و ω معرف مؤلفه‌های سه بعدی استاندارد باد برداری در سیستم مختصات فشار، q رطوبت ویژه، S ذخیره بخار آب (از تفاوت بین منابع موجود و نبود بخار آب بسته هوای در حال سیلان محاسبه می‌شود). در اینجا S به‌طور ویژه از E-C مورد محاسبه قرار می‌گیرد که در آن E را نسبت تبخیر درون بسته هوا و C را نسبت چگالیدگی (تراکم) بسته هوا می‌توان فرض کرد. در مطالعاتی که از معادله فوق استفاده شده، فرض بر این بوده که آب حاصل از چگالش در همان لحظه به‌صورت بارش فرو خواهد ریخت. به‌این‌ترتیب بر اساس معادله ارائه شده به‌وسیله (باناکوس و اچولتا[2]، ۲۰۰۴) خواهیم داشت:

$$S = E - P \qquad (۳)$$

افزون بر این، استفاده از معادله پیوستگی جرم اجازه می‌دهد که (رابطه ۴) معادله تحت عنوان معادله جریان پیوستگی، که کل رطوبت جرم جو را با تأثیر اضافه کردن صفر به دو طرف معادله تضمین می‌کند، بسط داده و بازنویسی شود.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \qquad (۴)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u\frac{\partial q}{\partial x} + v\frac{\partial q}{\partial y} + \omega\frac{\partial q}{\partial p} + q\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p}\right) = E - P \qquad (۵)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(qu) + \frac{\partial}{\partial y}(qv) + \omega\frac{\partial}{\partial p}(q\omega) = E - P \qquad (۶)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla.(qV_h) + \frac{\partial}{\partial p}(q\omega) = E - P \qquad (۷)$$

در اینجا $\frac{\partial q}{\partial t}$ عبارت است از مقدار محلی تغییر q، $\nabla.(qV_h)$ همگرایی افقی جریان رطوبت، $\frac{\partial}{\partial p}(q\omega)$ همگرایی عمودی جریان رطوبت جـو و $E - P$ ذخیـره بخـار آب است. در معادله اخیر $\nabla = \hat{i}\left(\frac{\partial}{\partial x}\right) + \hat{j}\left(\frac{\partial}{\partial y}\right)$ و $V_h = u, v$ هستند و بیلان رطوبتی بسته هوا که مشتمل بر مقدار محلی تغییر q، واگرایی افقی جریان رطوبت جو، واگرایی عمودی جریان رطوبت جو و تغییرات ذخیره بخار آب می‌شود، به روشنی نشان می‌دهند، می‌توان معادله مذکور را به‌عنوان معادلـه برداری و تحت عنوان همگرایی افقی جریان رطوبتی جو به‌صورت معادله زیر تبدیل نمود:

$$MFC = -\nabla.\left(q\vec{V}_h\right) = -\vec{V}_h.\nabla q - q\nabla.\vec{V}_h, \qquad (۸)$$

یا به عبارت دیگر در اینجا می‌توان نوشت:

$$MFC = -u\frac{\partial q}{\partial x} - v\frac{\partial q}{\partial y} - q\left(\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y}\right) \qquad (۹)$$

که در معادله فوق، جمله $-u\frac{\partial q}{\partial x} - v\frac{\partial q}{\partial y}$ معرف جمله وزش یا انتقال افقی رطوبت ویـژه جو و جمله $q\left(\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y}\right)$ نشانگر همگرایی رطوبت ویژه جو بوده و حاصل‌ضرب رطوبـت ویژه در همگرایی حجم جرم را بیان می‌کند (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹).

معادله تاوایی حرکات سیالات با توصیف چرخش تاوایی از یک ذره خاص در یک سیال که با جریان حرکت می‌کند به دست می‌آید که معادل چرخش محلی یک سیال است (در بحث جبر خطی این قسمت به پیچش زمینه تاوایی معروف است) و معادله آن به‌صورت زیر بیان می‌گردد:

$$\frac{D\vec{\omega}}{Dt} = \frac{\partial\vec{\omega}}{\partial t} + \left(\vec{v}.\vec{\nabla}\right)\vec{\omega} = \left(\vec{\omega}.\vec{\nabla}\right)\vec{v} - \vec{\omega}\left(\vec{\nabla}.\vec{v}\right) + \frac{1}{\rho^2}\vec{\nabla}\rho \times \vec{\nabla}\rho + \vec{\nabla} \times \left(\frac{\vec{\nabla}.\tau}{\rho}\right) + \vec{\nabla} \times \vec{B} \qquad (۱۰)$$

که در این معادله d/dt برابر مشتق زمانی کامل عملگر می‌باشد. اگر این بخش به‌صورت D/Dt نوشته شود بردار V نشانگر میدان تاوایی خواهد بود. P چگالی محلی مایع است. P به‌عنوان فشار محلی است و t به‌عنوان فشار کششی

1. Singh
2. Mean Absolute Deviation
4. Root Mean Square Error

چسبندگی تعیین شده است. بردار B نماینده مجموع نیروهای جسمی خارجی است. اولین منبع اصلی در سمت راست نماینده کشش گردبادی است. معادله در صورتی صحیح است که هیچ نیروی گشتاور و فشار خطی وجود نداشته باشد تا بتوان این معادله را با جریان نیوتونی مقایسه کرد.

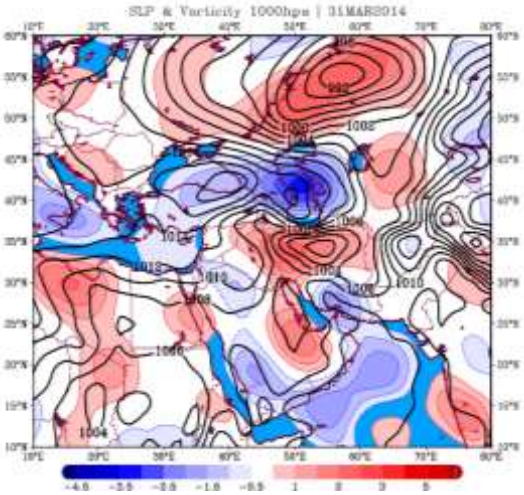
به منظور بررسی‌ها آماری حاصل برونداد خروجی‌های بارشی، بین داده های ایستگاهی، مدل WRF و سنجنده TRMM از روش های میانگین قدرمطلق خطا (MAD[1])، میانگین مجذور خطا (MSE[2])، جذر میانگین مجذور خطا (RMSE[3]) و میانگین مطلق درصد خطاها (MAPE[4]) استفاده شد.

بحث و نتایج

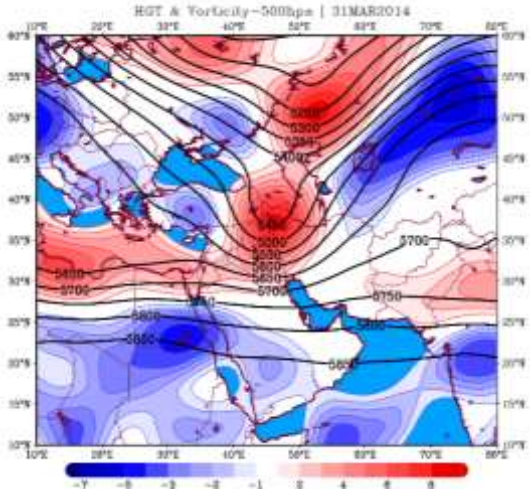
- بررسی وضعیت سیستم‌های سینوپتیک

در شکل ۲ آرایش الگوهای فشار به‌گونه‌ای است که یک پرفشار با سلول بسته با فشار مرکزی ۱۰۱۶ هکتوپاسکال در جنوب دریای سیاه تشکیل شده که سبب شده یک جریان ساعت‌گرد در این ناحیه رخ دهد. از طرفی در ایران مرکزی یک سلول کم‌فشار با فشار مرکزی ۱۰۰۴ هکتوپاسکال بسته شده که باعث شده تا شیو فشار به داخل کشور باشد. با افزایش گرادیان فشار که نزدیک به ۱۲ هکتوپاسکال می‌باشد، یک شکستگی در خطوط فشار در جنوب ناحیه خزری به وقوع پیوسته که تا نواحی غربی ایران این وضعیت ادامه دارد. تشکیل جبهه همراه با جریانات بالاسو شدید سبب شده تا شرایط برای بارش فراگیر و توفان تندری در منطقه فراهم گردد. از طرفی در تراز میانی جو و بر روی غرب ایران، ریزش هوای سرد تروپوسفری همراه با افت ژئوپتانسیل بوده که سبب شده تا صعود بسته هوا و ناپایداری‌ها بیش از پیش تقویت گردد. با قرارگیری پربند ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی منطقه یک هسته بسیار قوی چرخندگی بوجود آمده که تمام نواحی غربی و شمال غرب کشور را تحت تأثیر خود قرار داده است. این ریزش هوای سرد سبب شده تا یک جبهه سرد در منطقه بوجود آید که ماحصل آن بارش شدید باران و توفان تندری همراه با تگرگ در منطقه بوده است (شکل ۳).

1. Banacos & Schulta
2. Mean Square Error
5. Mean Absolute Percentage Error

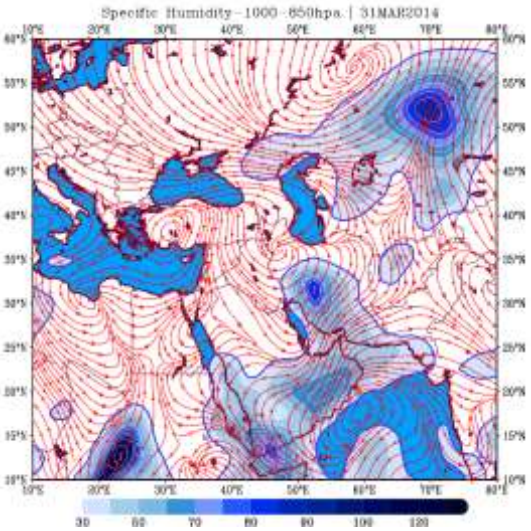


شکل ۲- وضعیت فشار تراز دریا و تاوایی

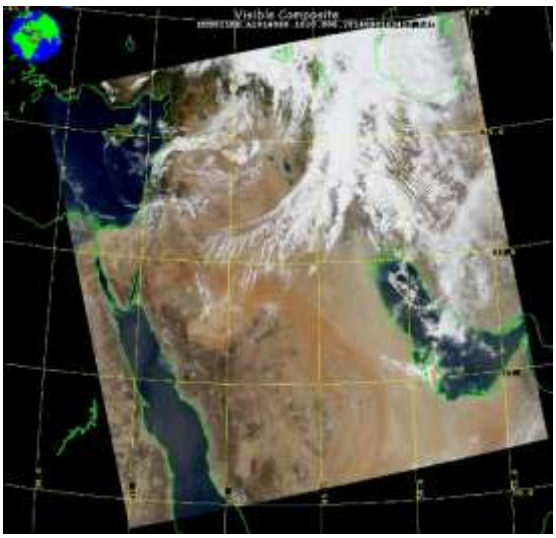


شکل ۳- وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

برای به وقوع پیوستن چنین بارندگی‌هایی و بخصوص توفان تندری، بایستی مکانیسم خاصی از انتقال رطوبت بوجود آید تا موجبات نزول بارش فراهم گردد. در همین راستا با اعمال تابع همگرایی شار رطوبتی، هسته‌های افزایش رطوبت در منطقه شناسایی گردید. با بررسی خطوط جریان مشخص شد که با عبور جریانات از دریای عرب و سپس دریای سرخ وارد مناطق جنوبی شده و پس از آن از روی خلیج‌فارس بسته هوا رطوبت لازم را کسب نموده و در یک ناحیه بسیار بزرگ انباشت شده که در محدوده مکانی بین غرب ایران تا ایران مرکزی را در بر گرفته است. تشکیل همگرایی بر روی عربستان که شرق و غرب آن را دو منبع رطوبتی غنی (دریای سرخ و خلیج‌فارس) احاطه کرده‌اند، سبب شده تا بسته هوا صعود و به سمت عرض‌های بالاتر حرکت نماید. همان‌طور که در شکل ۲ ملاحظه گردید یک هسته ناپایداری بر روی عربستان تشکیل شده بود که تا نواحی غربی ایران ادامه داشت. این جریان همگرا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با واگرایی فوقانی همراه بوده و به‌نوعی یک تونل مکش بین نواحی مذکور بوجود آمده است.



شکل ۴- نقشه مجموع شار رطوبتی بین تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال



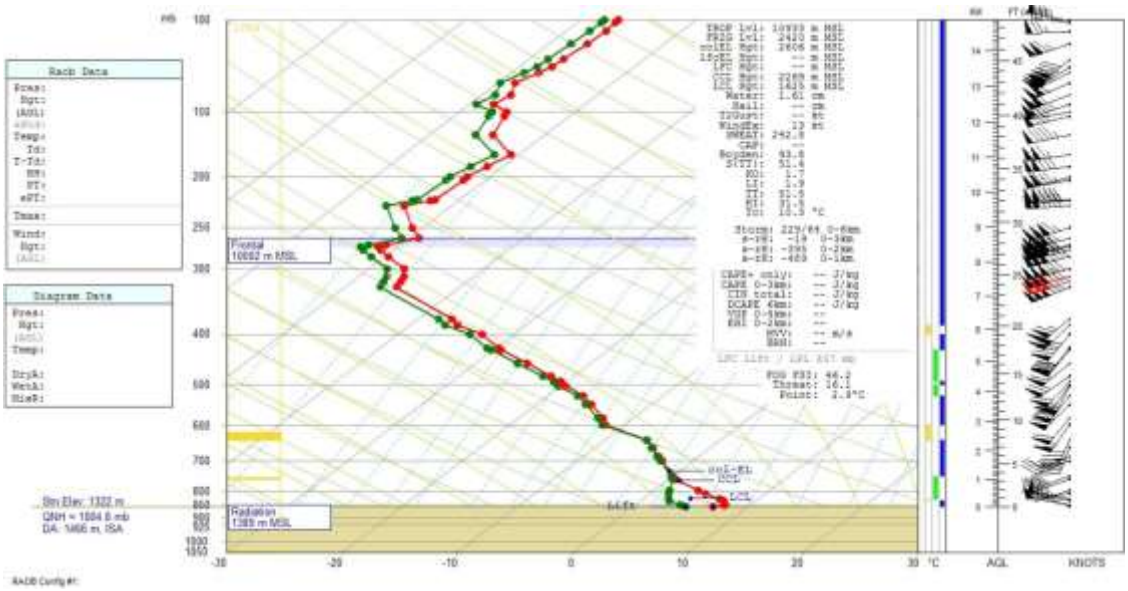
شکل ۵- تصویر ماهواره‌ای MODIS در روز بارندگی

لازم به توضیح است که مقادیر درج شده بر روی نقشه، مجموع شار رطوبتی مابین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال است (شکل ۴). در تصویر ماهواره‌ای اخذ شده برای روز مورد نظر نیز شرایط کاملاً مشهود است. بر

اساس شرایط سیستم‌های سینوپتیک مستقر در منطقه، ابرهایی از نوع جوششی-پوششی نواحی غربی ایران به‌خصوص غرب و شمال غرب کشور را پوشانده است. با یک دیدی دقیق‌تر مشاهده می‌شود که ابرهایی که مناطق غربی و به‌خصوص استان کرمانشاه را در بر گرفته‌اند از تراکم و گستردگی بیشتری برخوردارند (شکل ۵).

- وضعیت نیمرخ قائم جو با استفاده از داده‌های رادیوسوند

براساس شکل ۶ (نمودار Skew-t) که در آن وضعیت ترمودینامیکی جو و جریانات محلی و نقش آن‌ها به نمایش در آمده است. در نمودار Skew-t به ترتیب Lift و LCL در تراز ۹۲۵، CCL در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال تشکیل شده از طرفی با افزایش ارتفاع دمای هوا و دمای نقطه شبنم به‌شدت کاهش پیدا کرده است.



شکل ۶- نمودار Skew-t، در زمان رخداد توفان تندری در استان کرمانشاه (داده‌های رادیوسوند ایستگاه جو بالا کرمانشاه)

در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال رعد و برق ایجاد شده که از نتایج تشکیل ابرهای سلولی هستند. با بررسی مقادیر دمای محیط و دمای بسته هوا مشاهده می‌شود که جریان بسیار قوی و شدید صعودی از ترازهای زیرین تا ۳۰۰ هکتوپاسکال بوجود آمده که با افزایش شدت جریان بالاسو، به وزش توفان شدید در منطقه منتج شده است (قسمت راست نمودار). در تراز سطحی، اینورژنی از نوع تابشی به وقوع پیوسته که در ارتفاع ۱۳۸۹ متری از سطح دریا می‌باشد. از طرفی در انتهای جریانات بالاسو، به دلیل وجود جبهه سرد در لایه‌های زیرین و قرارگیری هوای گرم بر روی آن از تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال (ارتفاع ۱۰۰۰۰ متری از سطح دریا) اینورژنی از نوع جبهه‌ای به وقوع پیوسته است.

- بررسی پارامترهای شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF

برای بررسی وضعیت پارامترهای جوی و اثرات میان‌مقیاس آن‌ها در محدوده مورد مطالعه، از Spin-up ۶ ساعته (منظور از Spin-up زمانی است که معمولا طول می‌کشد تا داده‌های برون‌داد مدل پس از آن قابل استفاده شود، لذا بستگی به فاصله شبکه‌ای و گام زمانی خواهد داشت. به همین منظور و برای به دست آوردن پیش بینی Spin-up شده در این پژوهش از روش داده‌گواری پیوسته در چرخه شش ساعته (شروع گرم) استفاده گردید. موارد مطرح شده در این بخش، برگرفته از پژوهش‌های اساری[1] و همکاران، ۲۰۱۳ و وارنر[2]، ۲۰۱۱ می‌باشد) بهره گرفته شد. لازم به توضیح است که از ۶ ساعت قبل از وقوع پدیده مدل تنظیم گردید. نتایج خروجی نیز از ساعت ۶ به بعد روز ۱۱ مارس مورد تحلیل و ارزیابی قرار گرفت. نتایج نشان داد در سطح زمین جریانی از جنوب دریای سیاه تا شمال عراق وارد شده

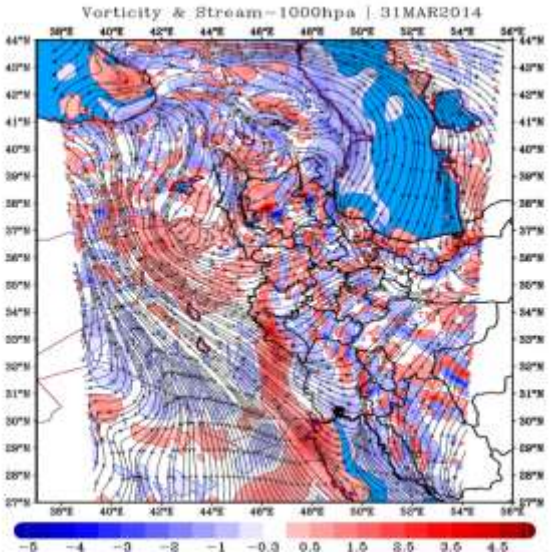
و سپس به‌صورت حرکتی غرب سو مناطق غربی ایران را تحت تأثیر قرار داده است. ادامه این جریان هوا در مناطق جنوب غرب بیشتر به‌صورت شمالی شده که این شرایط نواری از تاوایی مثبت از غرب تا جنوب غرب ایران را در بر داشته است (شکل ۷). در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال جریان هوا با سرعت بیشتری بر روی جنوب ترکیه شروع به وزیدن کرده که در قسمت‌های شمالی و شمال شرق عراق از شدت آن کاسته شده و در مناطق غربی همچون استان‌های کردستان، کرمانشاه و ایلام شدت یافته است. بیشینه این شدت در محدوده شرقی رشته‌کوه زاگرس به چشم می‌خورد که بیشینه جریانات بالاسو را نیز در بر داشته است. با بررسی مقادیر امگا بر روی استان کرمانشاه مشاهده شد که دو هسته یکی در قسمت مرکزی و دیگری در قسمت شرقی این استان بوجود آمده است (شکل ۸).

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود که جریان تاوایی مثبت بسیار قوی از شمال غرب دریای خزر تا مناطق شمال غربی عراق بوجود آمده که بیشینه آن در محدوده یاد شده می‌باشد. البته لازم به توضیح است که هسته دیگری از تاوایی مثبت در قسمت‌های جنوب عراق بوجود آمده است. بیشترین مقادیر تاوایی مثبت بر روی کشور در مناطق شمال غرب، استان تهران، زنجان و در قسمت جنوبی کشور بر روی استان فارس و چهارمحال و بختیاری به چشم می‌خورد. با بررسی مقادیر بارش تجمعی در منطقه بیشینه بارش در محدوده استان‌های چهارمحال و بختیاری، کهگیلویه و بویراحمد، فارس و شمال شرق خوزستان می‌باشد. در مناطق غربی و بخصوص بر روی استان کرمانشاه، نیمه شرقی بارشی با بیش از ۳۵ میلی‌متر را تجربه نموده که براساس گزارشات اداره کل هواشناسی منطقه از پراکندگی مکانی خاصی برخوردار نبوده است. با توجه به اینکه بیشینه بارش ایستگاهی در مناطق غرب نیز مشاهده شده، نشان می‌دهد برونداد مدل در تبیین رفتار مکانی بارش تجمعی از دقت بالایی برخوردار نبوده است. البته لازم به توضیح است که تگرگ به وقوع پیوسته در ساعات انتهایی روز ۳۱ مارس منطبق بر نیمه شرقی این استان بوده که برونداد مدل به‌خوبی گویایی این امر می‌باشد. نکته دیگری که بایستی بدان اشاره شد این است که داده‌های ثبت شده در ایستگاه از ساعت ۰۰ بوده که در مدل ۶ ساعت ابتدایی Spin-up در نظر گرفته شده و در خروجی نهایی نیز اعمال نشده است.

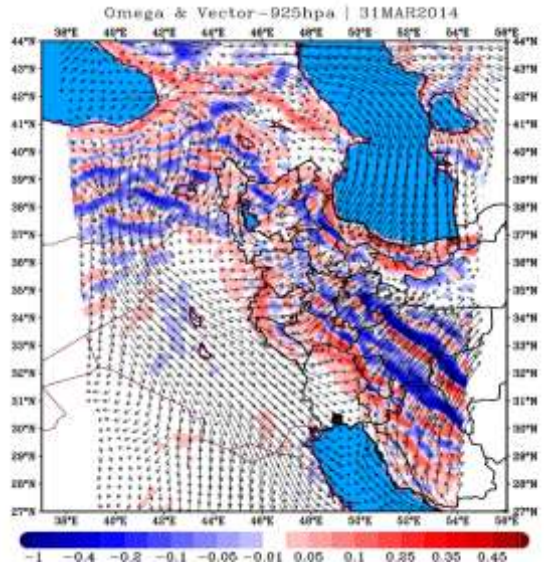
بررسی‌های حاصل از خروجی مجموع بارش تخمین زده شده به‌وسیله سنجنده TRMM نشان داد که سامانه وارد شده به منطقه از قدرت بالایی برخوردار بوده به‌گونه‌ای که نیمه غربی ایران متأثر از بارش‌های حاصل از صعود قوی در دل این سامانه می‌باشد. از طرفی با بررسی هسته‌های بیشینه بارش در محدوده غرب و جنوب غرب ایران مشخص شد که توانایی مدل در منطقه محدود، در محاسبه بارش تجمعی بسیار بالا می‌باشد. از سویی می‌توان به تمرکز بارش‌های بیشینه با استفاده از ابزار سنجش از دور نیز اشاره نمود که می‌تواند سامانه‌های همرفتی قوی را که در دل سیستم‌های سینوپتیک رشد و تقویت می‌شوند را شناسایی نمود.

در نهایت مقادیر بارش در محدوده استان کرمانشاه بصورت متوسط‌گیری شده در شکل ۱۲ بصورت نمودار تهیه شد. نتایج نشان داد که متوسط بارش در این روز که توسط ایستگاه‌های هواشناسی گزارش شده ۱۷ میلیمتر بوده که با مقادیر برآورد شده بارش توسط سنجنده TRMM که نزدیک به ۱۹ میلی‌متر بود دارای اختلاف ۲ میلی‌متری بوده اما مقادیر بارش تجمعی که حاصل از اجرای مدل WRF بوده نزدیک به ۱۸ میلی‌متر می‌باشد.

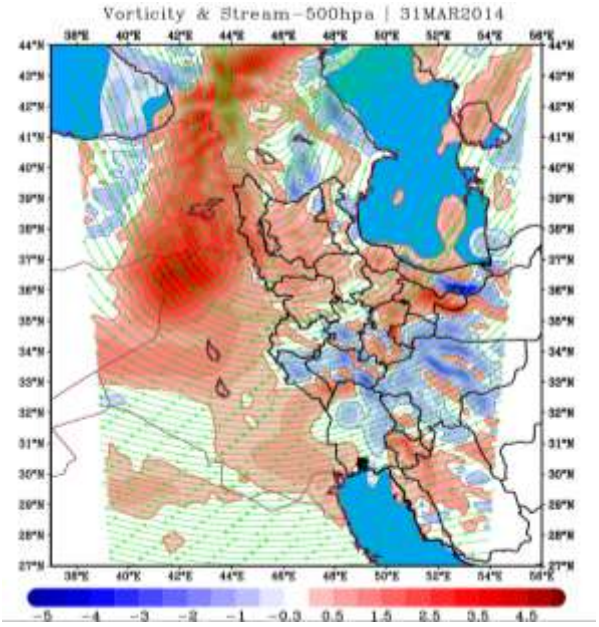
1. Osuri
2. Warner



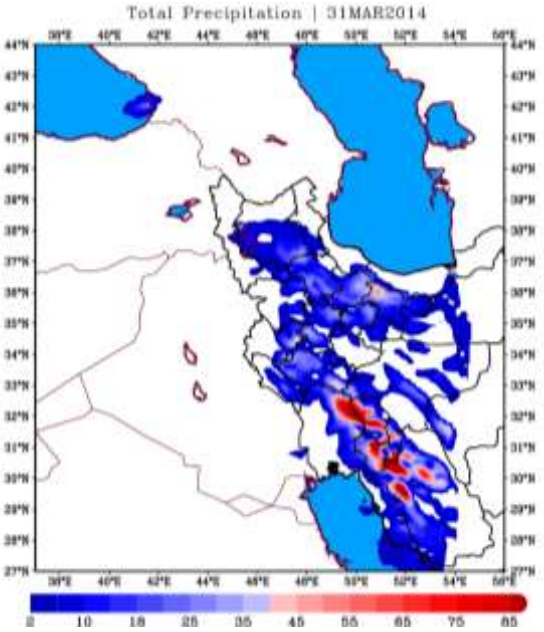
شکل ۷- برونداد مدل **WRF** برای تاوایی و جریان باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال



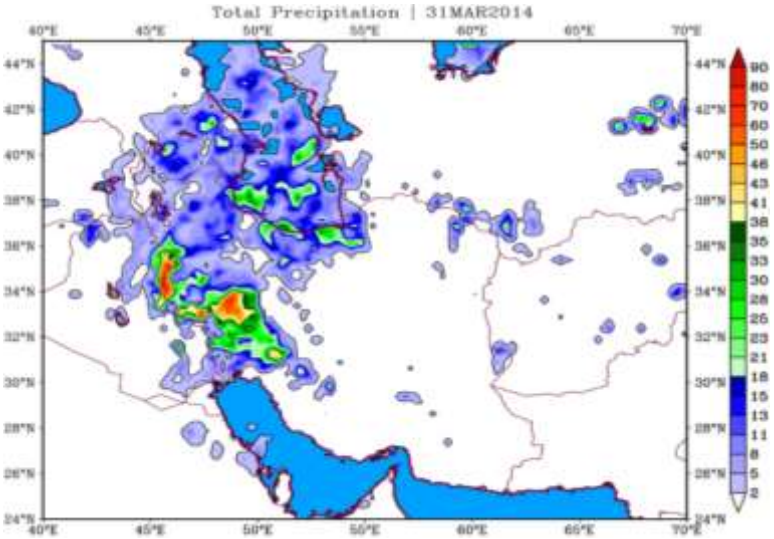
شکل ۸- برونداد مدل **WRF** امگا و بردار باد در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال



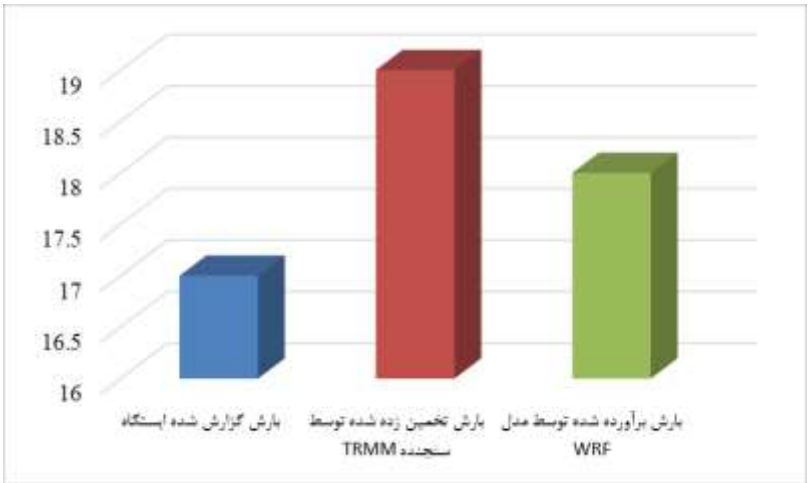
شکل ۹- برونداد مدل **WRF** برای تاوایی و جریان باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



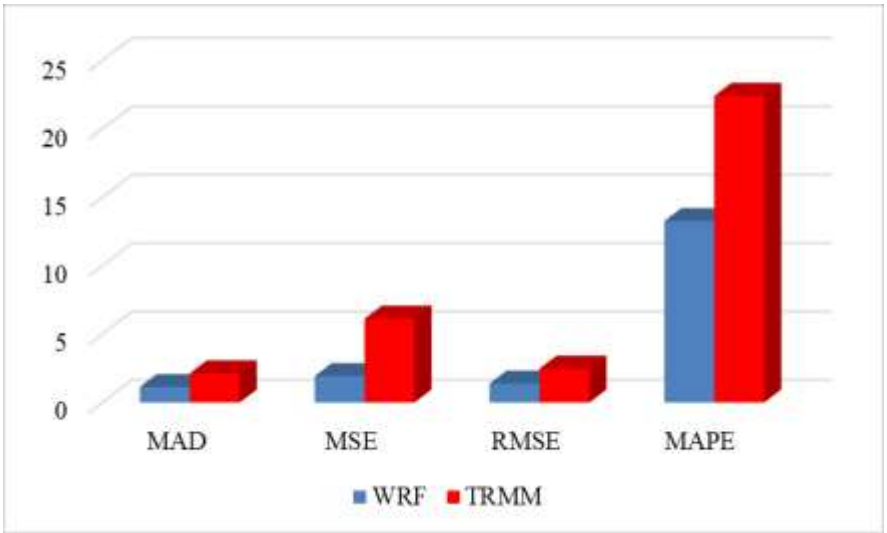
شکل ۱۰- برونداد مدل **WRF** مقادیر بارش تجمعی



شکل ۱۱- الگوی فضایی بارش تخمین زده شده به‌وسیله سنجنده TRMM



شکل ۱۲- متوسط بارش حاصل از داده‌های ایستگاهی، سنجنده TRMM و مدل WRF



شکل ۱۳- شاخص‌های اندازه‌گیری خطای مدل WRF و سنجنده TRMM با داده‌های ایستگاهی

در بررسی شاخص‌های اندازه‌گیری مدل مشاهده شد که بیشترین خطا و اختلاف مربوط به سنجنده TRMM بوده که میانگین مجذور خطا و میانگین مطلق درصد خطاها از بالا بودن نرخ خطای این دو با مقدار بارش ثبت شده در ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه دارد (شکل ۱۳). همان‌طور که در مقایسه مقدار بارش در شکل ۱۲ نیز بدان اشاره شده بود پیش‌بینی مدل WRF در منطقه برای بارندگی دارای اختلاف پایینی نسبت به داده‌های ثبت شده می‌باشد.

نتیجه‌گیری

ریزش تگرگ و توفان‌های تندری همه ساله در نقاط مختلف کشور سبب اختلال در شرایط محیطی می‌گردد که استان کرمانشاه از این قاعده مثتنی نیست. در این تحقیق، جهت بررسی شرایط سینوپتیکی و دینامیکی پدیده تگرگ و توفان تندری فراگیر در استان کرمانشاه از داده‌های روزانه وضعیت هوا حداکثر ایستگاه‌های سینوپتیک که از کدهای مخابره شده از این ایستگاه‌ها حاصل می‌شود، مورد بررسی قرار گرفت. سپس با استفاده از داده‌های شبکه‌بندی شده مرکز (NCEP/NCAR) داده‌های مورد بررسی از جمله فشار تراز دریا (SLP)، ارتفاع ژئوپتانسیل (Hgt)، نم ویژه (Shum)، مؤلفه باد مداری (Uwnd) و مؤلفه باد نصف‌النهاری (Vwnd) دریافت و نقشه‌های مربوطه تهیه گردید. در نهایت برای بررسی اثرات میان‌مقیاس با استفاده از مدل WRF اقدام به شبیه‌سازی توفان مذکور شد. نتایج نشان داد یک پرفشار با سلول بسته با فشار مرکزی ۱۰۱۶ هکتوپاسکال در جنوب دریای سیاه تشکیل شده که سبب شده یک جریان ساعت‌گرد در این ناحیه رخ دهد. از طرفی در ایران مرکزی یک سلول کم‌فشار با فشار مرکزی ۱۰۰۴ هکتوپاسکال بسته شده که باعث شده تا شیوفشار به داخل کشور باشد. با افزایش گرادیان فشار که نزدیک به ۱۲ هکتوپاسکال می‌باشد، یک شکستگی در خطوط فشار در جنوب و جنوب غرب ناحیه خزری به وقوع پیوسته که تا نواحی غربی ایران این وضعیت ادامه دارد. تشکیل جبهه سرد در منطقه همراه با جریانات بالاسو شدید سبب شده تا شرایط برای بارش فراگیر تگرگ در منطقه فراهم گردد. از طرفی در تراز میانی جو و بر روی غرب ایران، ریزش هوای سرد سطوح فوقانی‌تر همراه با تشکیل ناوه عمیق بوده که سبب شده تا صعود بسته هوا و ناپایداری‌ها بیش از پیش تقویت گردد. با قرارگیری پربند ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی منطقه یک هسته بسیار قوی چرخندگی بوجود آمده که تمام نواحی غربی و شمال غرب کشور را تحت تأثیر خود قرار داده است. برونداد مدل نیز نشان داد بیشینه تاوایی مثبت در تراز میانی در محدوده عراق و ترکیه بوده که هسته دیگری مناطق جنوب غرب را در بر گرفته است. وجود ناپایداری‌ها در تمامی سطوح در مناطق غربی سبب شده تا شرایط برای توفان در منطقه محیا گردد. نتایج حاصل از مجموع بارش نیز نشان داد با حذف ۶ ساعت ابتدایی خروجی مدل، بیشینه تغییرات و اثرپذیری منطقه از سامانه‌های جوی ذکر شده، معطوف به شرق استان کرمانشاه باشد. از این‌رو نیاز است تا برای بارز سازی این پدیده از روز قبل و از تعداد ساعت بیشتری برای تبیین رفتار و ساختار توفان تندری در مدل WRF استفاده شود. از طرفی می‌توان بدین مسئله اشاره نمود که استفاده همزمان از داده‌های ماهواره‌ای و مدل دینامیکی می‌تواند راهکار مناسبی برای پایش و پیش‌بینی توفان‌های تندری همراه با تگرگ باشد. ایران‌پور و همکاران (۱۳۹۴) نیز به گسترش و تعمیق ناوه سرد و وجود کم‌فشار جنوبی در لایه زیرین جو که جریانات گرم و مرطوب اشاره داشتند. خورشید دوست و همکاران (۱۳۹۶) به هسته‌های سردچال ایجاد شده در شرق ترکیه و قسمت‌های شرقی عراق اشاره داشتند که از عوامل اصلی در رخداد توفان‌های تندری به حساب می‌آیند. همان‌طور که در تحقیق حاضر نیز بدان اشاره شد وجود جریانات جنوبی گرم و تشکیل سرد چال‌ها از عوامل مهم وقوع توفان تندری در مناطق غربی ایران به‌حساب می‌آیند.

منابع

1. Banacos, P. G., & Schulta, D. M., 2004. Moisture Flux Convective Initiation Forcasting, www.ams.confex.com.
2. Brown, D., & Reuter, G. 2018. WRF model simulations of the influence of the Athabasca oil sands development on convective storms. Earth Interactions, 22: 1-25.

3. Case, J. L., Gatlin, P. N., Srikishen, J., Knickerbocker, J., Bell, J. R., Allen, R. E., & Petersen, W. A. 2018. Forecasting and Monitoring Intense Thunderstorms in the Hindu Kush Himalayan Region: Spring 2018 Forecasting Experiment [STUB].
4. Chawla, I., Osuri, K. K., Mujumdar, P. P., & Niyogi, D. 2018. Assessment of the Weather Research and Forecasting (WRF) model for simulation of extreme rainfall events in the upper Ganga Basin. Hydrology & Earth System Sciences, 22.
5. Donyadoost, G., Arkian, F., Ranjbar, A., Mirazaei, E. 2015. The Numerical Investigation of Thunderstorms using WRF-ARW Model in Tehran (ten Case studies). Journal of Climate Research, 1394(23), 49-80.
6. Gevorgyan, A. 2018. Convection- permitting simulation of a heavy rainfall event in Armenia using the WRF model. Journal of Geophysical Research: Atmospheres.
7. Ghavidel Rahimi, Y, Farajzadeh Asl, M, Baghbanan, P. 2015. Changes in Temporal trend of Thunderstorms in Iran. MJSP, 19 (2):185-210.
8. Ghavidel Rahimi, Y. 2010. Synoptic Mapping and Interpretation of Climate Using GRADS Software. Suha Danesh Publications Tehran.
9. Iranpour, F. - al- din, Yazdanpanah, H., & Hanafi, A. (2014). Synoptic and Thermodynamic analysis of thunderstorm in Hamedan meteorology stations. *GEOGRAPHY AND ENVIRONMENTAL HAZARDS*, *4*(1), 115-131.
10. Jafarpour, I. 2006. The Basics of Climatology. Fourth edition. Tehran University Press. Tehran.
11. Jahanbakhsh asll S, Mirhashemi H, Belvasi M. 2015. Studying the Trend of changes in the Frequency of Days with Thunderstorms in Iran Using Nonparametric Methods. Geores, 30 (2):33-46.
12. Jalali, M., Kamariyan, V. 2017. Spectral Analysis of Time Series of Thunderstorms in Northwest of Iran. Geography and Planning, 21(61), 165-182.
13. Karki, R., ul Hasson, S., Gerlitz, L., Talchabhadel, R., Schenk, E., Schickhoff, U., & Böhner, J. 2018. WRF-based simulation of an extreme precipitation event over the Central Himalayas: Atmospheric mechanisms and their representation by microphysics parameterization schemes. Atmospheric Research, 214: 21-35.
14. Kaviani, M; Behlol A. 2008. The foundation of climatology. Publication Samt. Tehran.
15. Khorshiddoust A M, Asadi M, Hajimohammadi H. 2017. The Study of regional structure of atmosphere during the thunderstorm hail event on16 to 18 July 2016 Case study: North West of Iran. Jsaeh. 4 (2): 37-50.
16. Khorshiddoust, Kh., Rasuly, A. K., & Fakhari, M. 2017. Spatio-temporal Distribution of Lightning Phenomenon in Iran Using TRMM Lightning Image Sensor (LIS) Data. Geography and Enviromental Hazards, 6(1), 89-107.

17. Litta, A., Mohanty, J, Sumam Mary, U and Idicula, C. 2012. The diagnosis of severe thunderstorms with high-resolution WRF model. J. Earth Syst. Sci. 121: 297-316.
18. Mohan, P. R., Srinivas, C. V., Yesubabu, V., Baskaran, R., & Venkatraman, B. 2018. Simulation of a heavy rainfall event over Chennai in Southeast India using WRF: Sensitivity to microphysics parameterization. Atmospheric Research, 210: 83-99.
19. Mojarrad F, Koshki S, Masompour J, Miri M. 2018. Analysis of Thunderstorm Instability Indexes in Iran using Reanalysis Data. Jsaeh, 4 (4) :33-48.
20. Moosavi S M, Zarrin A, Mofidi A, Hosseini S F. 2017. Investigating the relationship between the frequency of thunderstorms and temperature trend in Mashhad. Geores, 32 (3) :74-87.
21. Murthy, B. S., Latha, R., & Madhuparna, H. 2018. WRF simulation of a severe hailstorm over Baramati: a study into the space–time evolution. Meteorology and Atmospheric Physics, 130: 153-167.
22. Nugraha, A. A. A., & Trilaksono, N. J. 2018. Simulation of wind gust–Producing thunderstorm outflow over Mahakam blocks using WRF. In AIP Conference Proceedings. 1987.
23. Osuri, K. K., Mohanty, U. C., Routray, A., Mohapatra, M., and Niyogi, D., 2013, Real time track prediction of tropical cyclones over the North Indian Ocean using the ARW model: J. Appl. Meteor. Climatol., 52, 2476–2492.
24. Prosenjit Chatterjee, D and Pradhan, De. U. K. 2008. Simulation of local sever storm mesoscale model MM5. Indian Journal of Radio & Space Physics, 37: 419-433.
25. Rasuly, A. k., Khorshiddoust, A. M., & Fakhari, M. 2015. Investigation of Synoptic and Thermodynamic Conditions of the Thunderstorm Leading to Severe Flooding in Central Alborz on July19, Geography and Enviromental Hazards, 5(2), 127-142.
26. Salehi, B., Aalijahan, M. 2015. Extraction and Analysis of Synoptic Patterns Resulting in Thunderstorm in Ardabil Plain. Physical Geography Research Quarterly, 47(3), 399-419.
27. Singh, J., Gairola, A., & Das, S. 2015. Numerical Simulation of a Severe Thunderstorm over Delhi using WRF model. International Journal of Scientific and Research Publications. 5: 1-6.
28. Srinivas, C. V., Yesubabu, V., Prasad, D. H., Prasad, K. H., Greeshma, M. M., Baskaran, R., & Venkatraman, B. 2018. Simulation of an extreme heavy rainfall event over Chennai, India using WRF: Sensitivity to grid resolution and boundary layer physics. Atmospheric Research, 210: 66-82.
29. Sterling, R. 2003. Trend in U.S. climate during the twentieth century; consequences, 2.
30. Tavousi T, HamidianPour M, Dahani R. 2017. A Study of Temporal Variations and Spatial Analysis of Thunderstorms and their relation with ENSO. Jsaeh, 4 (3):17-34.

31. Warner, T. T., 2011, Numerical Weather and Climate Prediction: Cambridge University Press, Cambridge, 550 pp.
32. Zoljoodi M, Ghazi Mirsaeed M, Seifari Z. 2013. Verification of WRF model On Accuracy and Precision of Various Schemes and Evaluation of Precipitation Forecast in Iran. Geores; 28 (2) :187-194.