نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال بیستم، شماره ۵۷، تابستان ۹۹

بررسی اثر تغییر دما و باد در سامانه های کم فشار جنوبی (مطالعه موردی)

دریافت مقاله: ۹۷/۸/۱۴ **پذیرش نهایی:** ۹۷/۱۲/۲۲

صفحات: ۲۴۱-۲۲۳

محبوبه پورآتشی: دانشجوی دکتری هواشناسی، پژوهشکده هواشناسی، تهران، ایران[۱]
Email: mpouratashi@gmail.com
محمد مرادی: استادیار پژوهشکده هواشناسی، تهران، ایران.
Email: moradim36@gmail.com
ابراهیم فتاحی: دانشیار پژوهشکده هواشناسی، تهران، ایران.
Email: ebfat2002@yahoo.com

چکیده

هدف از این تحقیق بررسی عوامل دما و باد در سامانه کم فشار جنوبی و بارش ناشی از آن سامانه در مناطق جنوبی ایران می‌باشد. سامانه کم فشار جنوبی با عبور از مناطق جنوبی ایران سبب ریزش بارش‌های متوسط و سنگین در این مناطق می‌شود. در این مقاله دو سامانه کم فشار جنوبی که سبب ریزش باران شدید در تاریخ ۱۱ مارس۲۰۱۵ و ۱۷ ژانویه ۲۰۰۰ در مناطق جنوبی ایران شده، انتخاب و پس از تحلیل همدیدی، با استفاده از مدل عددی WRF شبیه سازی گردید. از آنجاییکه میدان باد و دما درتغییرات سامانه‌های کم فشار جنوبی نقش موثری دارند، با استفاده از چهار آزمایش شبیه سازی اثر تغییرات دما و باد در تقویت و تضعیف سامانه کم فشار جنوبی بررسی شد. نتایج شبیه‌سازی‌ها نشان داد که افزایش (کاهش) دمای ورودی مدل نسبت به دمای اولیه سبب تضعیف (تقویت) کم فشار جنوبی در منطقه مورد مطالعه شده است. این نتیجه نشان داد که در هر دو مورد، ساختار قائم کم فشارهای جنوبی و خصوصیات فیزیکی آن مشابه چرخندهای عرض های میانی است. افزایش (کاهش) سرعت باد ورودی مدل نیز سبب افزایش (کاهش) حرکت چرخندی شد و کم فشار جنوبی در منطقه مورد مطالعه تقویت (تضعیف) گردید. بررسی نتایج خروجی بارش مدل نشان داد در مورد اول، ۱۲-۱۰ مارس ۲۰۱۵ که سیستم با کم فشارهای بریده همراه بود، کاهش دما سبب تقویت سامانه مورد نظر شد و با کاهش پذیرش بخار آب موجود در جو میزان بارش در مدت کوتاه به مقدار زیادی افزایش یافت. در مورد دوم، ۱۸-۱۶ ژانویه ۲۰۰۰ با وجود تقویت سامانه چرخندی در اثر کاهش دما، اما به دلیل جریان های جنوبی شرق ناوه فشاری در سطح زمین و فرارفت هوای گرم در ایستگاههای مورد نظر، دمای منطقه مطالعاتی افزایش یافته و در نتیجه فعالیت سیستم سرد کاهش و میزان بارش در این شبیه سازی تغییر زیادی نداشت. در هر دو مورد با افزایش سرعت باد، سامانه تقویت و مقدار بارش بیشتر شده است. در مورد دوم به دلیل وجود شرایط برای فرارفت نم ویژه، با افزایش سرعت باد، مقدار فرارفت نم ویژه افزایش یافته و میزان افزایش بارش بسیار بیشتر شد.

کلید واژگان: بارش شدید باران، کم‌فشارجنوبی، مدل WRF، جنوب و جنوب غرب ایران، چرخندهای جنوبی

---

۱ .**نویسنده مسئول**: تهران، بزرگراه شهید همت (غرب)، بزرگراه شهید خرازی، بلوار پژوهش، پژوهشکده هواشناسی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

مقدمه

مطالعه بارش‌های سیل اسا در جنوب و جنوب غرب ایران که به عنوان یکی از مهمترین حوضه های ابریز کشور هستند، اهمیت ویژه ای دارد. الگوهای بارش در جنوب و جنوب غرب ایران تحت تاثیر عوامل مختلفی است. یکی از این عوامل سامانه کم فشار جنوبی می‌باشد. سامانه کم فشار جنوبی به سامانه‌هایی اطلاق می‌شود که مرکز کم فشار سطح زمین بطور بسته از ناوه فشاری دریای سرخ جدا می‌شود. این سامانه در شرق ناوه تراز میانی در اثر حرکت چرخندی و ایجاد همگرایی سطوح زیرین جو تشکیل می‌شود و سپس با ناوه ارتفاع تراز میانی به صورت یک چرخند، در جهت شرق حرکت می‌کند و از جنوب یا جنوب غرب وارد ایران می‌شود و سبب ریزش بارش‌های شدید و رگباری در این مناطق می‌گردد (مشکواتی و همکاران، ۱۳۸۳: ۵۴).

کم فشار های جنوبی همانند کم فشارهای عرض های میانی دارای ویژگی های زیادی هستند. افزایش فرارفت تاوایی مثبت، فرارفت هوای سرد با ارتفاع، اختلاف دما بین لایه‌های زیرین بویژه ۵۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال، ناپایداری شدید، گسترش قائم ابرهای کومه‌ای، هسته‌ی سرد لایه‌های میانی وردسپهر و حرکت چرخندی در راستای قائم از مهمترین ویژگی‌های این سامانه‌ها است (بولشتاین، ۱۹۹۳). به علاوه انتقال هوای گرم و مرطوب توسط پرفشار جنب حاره غرب اقیانوس هند و انتقال نم ویژه از لایه های زیرین وردسپهر به سوی نواحی کم فشار سبب افزایش رطوبت سامانه مزبور می‌شود، در نتیجه باران‌های شدید رگباری در نواحی غرب، جنوب غربی و جنوب ایران ریزش می‌کند. سامانه های جنوبی معمولا موجب بارش‌های سیل‌آسا و افزایش فراوانی توفانهای گرد و خاک در مناطق جنوبی ایران هستند و در نیمه جنوبی ایران خسارات زیادی را به بار می‌آورد (مشکواتی و همکاران، ۱۳۸۳: ۵۴). به عنوان نمونه می‌توان به بارش‌های ماه نوامبر سالهای ۲۰۱۳، ۲۰۱۴، ۲۰۱۵ و ۲۰۱۶ در مناطق جنوبی و غرب ایران اشاره کرد. بررسی و پیش بینی به هنگام این سامانه ها سبب می‌شود تا خسارات ناشی از بارش‌های سیل‌آسا در مناطق جنوب و جنوب غرب کشور به حداقل برسد. سامانه-های چرخندی و عوامل موثر بر آنها همواره مورد توجه پژوهشگران هواشناسی قرار گرفته است که در زیر به چند نمونه اشاره می شود.

کریچاک[2] و همکاران (۲۰۱۲)، در تحقیقی درخصوص رخدادهای مربوط به ناوه دریای سرخ در جنوب شرق مدیترانه بیان کردند ناوه دریای سرخ گاهی با ناوه وردسپهر بالایی که از شمال به روی شرق مدیترانه گسترش دارد، همراه می‌باشد. این ناوه "ناوه دریای سرخ فعال (ARST[3])" شناخته می‌شود. نتایج انها نشان داد که ARST با سیل‌های مخرب در شمال شرق افریقا تا جنوب شرق مدیترانه همراه است و یک تهدید جدی برای جامعه بشری در مناطق ذکر شده است. بابوو[4] و همکاران (۲۰۱۱)، اقلیم بارندگی در منطقه خاورمیانه و تغییرات آن را بررسی کردند. آنها نشان دادند که اقلیم بارندگی سالانه در خاورمیانه، دو منطقه یکی در مصر، اردن و منطقه متصل به این دو و دیگری در بخش جنوبی عربستان است. همچنین بر اساس تحلیل بارش روزانه نشان دادند که در مناطق شمالی بارندگی در زمستان و بهار همراه با عبور سیستم کم فشار مدیترانه‌ای

[2] Krichak
[3] Active Red Sea Trough
[4] Babu

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

است، در صورتیکه در مناطق جنوبی عربستان بارش به علت مانسون، شار استوایی و آثار سیستم کم فشار همراه با مانسون در فصل تابستان است. لیونلو[5] و همکاران (۲۰۰۷)، چرخندها و بارش های زمستانی در منطقه مدیترانه را بررسی کردند. آنها بیان کردند که تصاویر آینده اقلیم، بارش زمستانی (دسامبر، ژانویه، فوریه) زیاد/کم در منطقه مدیترانه شمالی/ جنوبی را نسبت به وضع حاضر نشان میدهد. در این پژوهش افزایش فعالیت چرخند زمستانی در سناریوهای آینده اقلیم در اروپای غربی، مسئول بارش های بیشتر در ساحل شمالی مدیترانه است، اگرچه عمده تغییر در خارج مدیترانه واقع می شود. کاهش فعالیت چرخند درون مدیترانه در سناریوی آینده مسئول بارش های کمتر در جنوب و شرق ساحل مدیترانه می‌باشد. رومم[6] و همکاران (۲۰۰۷)، سناریوی توسعه چرخندهای مدیترانه را بررسی کردند. نتایج این پژوهش نشان داد که چرخندها در طول سواحل شمالی مدیترانه ایجاد می‌شوند و سپس با حرکت شرق سوی خود از غرب این دریا به شرق ان حرکت می‌کنند و در طول مسیر حرکت در راستای نصف النهاری توده هوای اروپا را به شمال افریقا منتقل می‌نمایند. بارت و استینکوهل[7] (۲۰۰۴)، منشا بارش های زمستانی در سواحل عربستان را بررسی کردند. در این مطالعه نشان دادند که علاوه بر کم فشارهای مدیترانه ای شناخته شده حداقل سه موقعیت جوی وجود دارد که بارندگی را در استان های شرقی عربستان ایجاد می‌کند. از این رو چهار منشا بارش برای استان‌های شرقی عربستان وجود دارد، ۱- چرخندهای مدیترانه‌ای ۲- سلول‌های همرفتی ۳- شکل‌گیری کم فشار در جلوی کوههای زاگرس روی عراق و ایران ۴- جریانات از مناطق استوایی در سودان و اتیوپی. جانسا[8] و همکاران (۲۰۰۱)، در بررسی نقش دریای مدیترانه در چرخندزائی و بارش‌های سنگین، نشان دادند که علت اصلی بارانهای سنگین در مدیترانه در نزدیکی مرکز چرخند است. آلپرت[9] و همکاران (۱۹۹۰)، تحلیل های اقلیمی چرخندهای مدیترانه ای با استفاده از تحلیل داده های ECMWF[10] بررسی نمودند. در این مطالعه فراوانی ماهانه چرخند، مسیر چرخندی و تغییر قائم میانگین تاوایی نسبی را نشان دادند. نتایج حاکی از آن بود که مدیترانه به ویژه در فصل زمستان یکی از مناطق مهم چرخندزایی است. در ایران نیز پژوهش‌هایی در این زمینه انجام شده است. مشکواتی و مرادی (۱۳۸۳)، ناوه فشاری دریای سرخ از دیدگاه دینامیکی را بررسی کردند. محققان نتیجه گرفتند که چنانچه فرارفت تاوائی نسبی مثبت در شرق دریای مدیترانه یا شمال دریای سرخ صورت گیرد، ناوه فشاری دریای سرخ به سوی شرق دریای مدیترانه حرکت می‌کند و سامانه آب و هوایی که شکل می‌گیرد غرب و شمال غرب ایران را متاثر می‌نماید و چنانچه فرارفت تاوائی نسبی مثبت درشمال شرق دریای سرخ صورت گیرد، سلول‌های کم فشار کوچکی از ناوه فشاری دریای سرخ جدا شده و به سوی شمال شرق حرکت می‌کند، غرب، جنوب غرب و جنوب ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهند. نصر اصفهانی و همکاران (۱۳۸۲)، یک سامانه مدیترانه ای را با استفاده از مدل MM5 شبیه سازی کردند. نتایج شبیه سازی نشان داد که شدت مرکز سامانه در آزمایش کنترل که اثر همه عوامل فیزیکی موثر در سامانه های جوی را

5 Lionello
6 Romem
7 Barth and Steinkohl
8 Jansa
9 Alpert
10 ERA Interim reanalysis data

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

درنظر می‌گیرد، با نقشه های واقعی اختلاف دارند. با حذف رطوبت از مدل مشاهده شد که سامانه سطحی به شدت تضعیف می‌شود، ولی بر خلاف انتظار ناوه سطوح فوقانی نه تنها ضعیف نشده بلکه قویتر نیز شده است.

هدف از این پژوهش بررسی اثر دما و باد در سامانه کم فشار جنوبی و بارش ناشی از آن سامانه در مناطق جنوبی ایران می‌باشد. در این تحقیق دو سامانه کم فشار جنوبی که در تاریخ‌های ۱۲-۱۰ مارس ۲۰۱۵ و ۱۸-۱۶ ژانویه ۲۰۰۰ با عبور از نوار جنوبی ایران، سبب ریزش بارش شدید باران در استان‌های واقع در جنوب ایران شدند، انتخاب و پس از تحلیل همدیدی، با استفاده از مدل عددی WRF[11] شبیه سازی شدند. اثر تغییر عوامل دما و باد در تقویت و یا تضعیف سامانه جنوبی و بارش ناشی از آن سامانه با استفاده از شبیه سازی‌های مختلف بررسی شد. نتایج شبیه سازی‌ها شامل فشار سطح زمین، ارتفاع و دمای ۵۰۰ هکتوپاسکال جهت بررسی اثر تغییرات دما و باد در تقویت و تضعیف سامانه جنوبی و بارش ناشی از آن در مناطق جنوبی ایران تحلیل گردید.

روش تحقیق

در تشکیل، تقویت و تضعیف سامانه های جوی عوامل مختلفی موثر هستند که بیان کامل آنها بسیار مشکل است. اهمیت عوامل تاثیرگذار بر پدیده های جوی در سامانه های مختلف با یکدیگر یکسان نیست، با استفاده از مدل هواشناسی WRF می توان با تغییر بعضی از پارامترها به اهمیت و تاثیر آنها پی برد و به این ترتیب با دقت بیشتری به تحلیل وضعیت جو پرداخت. پارامترهای باد و دما از عوامل مهمی در تقویت و تضعیف سامانه-های چرخندی می‌باشند. برای بررسی تقویت یا تضعیف سامانه های چرخندی از مدل توسعه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر مبنای تئوری توسعه ساکلیف- پترسون (کارلسون، ۱۹۹۸: ۱۸۵) استفاده شد. این تئوری با اعمال فرضیه های مختلف بر معادله گرایش تاوایی نسبی ژئوستروفیک در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بنا شده است رابطه(۱):

$$\frac{\partial \xi_0}{\partial t} = -V_5.\nabla_p(\xi_5 + f) - \frac{R}{f_0}\nabla^2\left[-V_7.\nabla_p T_7 + \omega\sigma\frac{P}{R} + \frac{1}{C_p}\frac{dQ}{dt}\right] \qquad \text{رابطه(۱)}$$

در سمت راست رابطه(۱) در سمت راست جمله اول فرارفت تاوایی مطلق ۵۰۰ هکتوپاسکال با باد ۵۰۰ هکتوپاسکال، جمله دوم لاپلاسین افقی فرارفت دمای سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بوسیله باد ۷۰۰ هکتوپاسکال، جملات سوم و چهارم به ترتیب لاپلاسین افقی گرمایش و سرمایش بی دررو در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال است. در غیاب عبارت داخل کروشه، مثبت (منفی) بودن فرارفت تاوایی مطلق در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال با باد ۵۰۰ هکتوپاسکال باعث افزایش (کاهش) حرکت چرخندی در سطح زمین می‌شود که در نتیجه منجر به تقویت (تضعیف) مرکز کم فشار (پرفشار) سطح زمین می‌شود. در غیاب جمله های اول و سوم، مثبت (منفی) بودن فرارفت دمای سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال با باد ۷۰۰ هکتوپاسکال باعث افزایش (کاهش) حرکت چرخندی در سطح زمین می شود و در نتیجه مرکز کم فشار (پرفشار) سطح زمین تقویت (تضعیف) می‌گردد.

[11] The Weather Research and Forecasting (WRF) model

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

مدل WRF یک مدل پیش بینی عددی جوی است که توسط موسسات و مراکز[۱۲] مختلفی در ایالات متحده ایجاد شده است. مدل WRF یک مدل غیرهیدروستاتیک و تراکم پذیر (با گزینه هیدروستاتیک) است و شبکه بندی مدل C آراکاوا[۱۳] می‌باشد. طبقه بندی فیزیک مدل شامل خرد فیزیک، پارامترسازی همرفت، لایه مرزی سیاره‌ای، مدل سطح و تابش می‌باشد. استفاده از مدل WRF برای مقاصد عملیاتی روز به روز در حال گسترش است.

در این تحقیق از نسخه ۳,۷,۱ مدل WRF استفاده شده است. منطقه مورد مطالعه برای شبیه سازی مدل WRF در محدوده ۵۵-۱۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی و ۶۵-۱۰ درجه طول جغرافیایی شرقی، ۱۹۷*۱۹۳ نقطه شبکه، با تفکیک افقی ۳۰ کیلومتر می‌باشد. لایه های قائم مدل ۳۰ لایه و تا ۵۰ هکتوپاسکال است. طرحواره‌های مورد استفاده برای شبیه سازی، طرحواره خردفیزیک Kessler ، همرفت Kain-Fritsch (new Eta)[۱۴]، لایه سطحی Monin-Obukhov (Janjic)، زمین سطح Ufiednoah[۱۵]، و تابش جوی Didhia[۱۶] /rrtm[۱۷] و طرحواره لایه مرزی سیاره‌ای Mellor-Yamada-Janjic ، می‌باشد. انتخاب پارامترسازی های مدل براساس تجربیات قبلی استفاده از مدل WRF می باشد. مدل برای مدت ۴۸ ساعت در هر مورد اجرا شده است. داده های ورودی مدل شامل داده‌های ECMWF[۱۸] با گام شبکه ای ۰,۷۵ درجه افقی می‌باشد.

برای هر مورد به جهت بررسی اثر تغییر عوامل دما و باد در تقویت و تضعیف سامانه جنوبی، پنج آزمایش شبیه سازی عددی با استفاده از مدل WRF انجام شد. در آزمایش اول مدل WRF بدون هیچ تغییری در داده‌های ورودی به آن اجرا گردید. در آزمایش دوم با افزایش دمای ورودی، آزمایش سوم با کاهش مقدار دمای ورودی اجرا شد، همچنین آزمایش چهارم با توجه به افزایش سرعت باد و آزمایش پنجم کاهش مقدار سرعت باد ورودی مدل اجرا شد. میزان تغییر در دما به اندازه ۵ درجه و برای باد ورودی به مقدار ۲۵ درصد مقدار اولیه افزایش و کاهش در نظر گرفته شد. برای بررسی نتایج اثر تغییر دما و باد در سامانه جنوبی، اجرای مدل بدون هیچ تغییری در داده های ورودی، به عنوان کنترل قرار داده شد (آزمایش اول).

ابتدا سامانه‌های انتخابی به صورت همدیدی تحلیل شدند. برای این منظور از داده های باز تحلیل شده ECMWF استفاده شد. نقشه های فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال با گام زمانی ۱۲ ساعته رسم و تحلیل شد. سپس مدل پیش بینی عددی WRF برای آزمایش‌های نام برده شده اجرا شد. نقشه-های فشار سطح زمین، ارتفاع و دمای ۵۰۰ هکتوپاسکال و بارش در فواصل زمانی ۱۲ ساعته رسم و با نقشه-های کنترل مقایسه، سپس نتیجه تغییرات تحلیل گردید. از داده های بارش برخی ایستگاه‌های هواشناسی واقع

12 NCAR, NCEP, FSL, AFWA, and OU
13 Arakawa C
14 Kain, 2004
15 Chen and Dudhia, 2001
16 Dudhia, 1989
17 Iacono et al., 2008
18 ERA Interim reanalysis data

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

در جنوب و جنوب‌غرب ایران استفاده شد که موقعیت آنها در جدول(۱) ارائه شده است. داده های بارش از سازمان هواشناسی کشور تهیه گردید.

جدول(۱). موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه در جنوب و جنوب غرب ایران

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
بندرعباس	۵۶,۳۷	۲۷,۲۱
رودان	۵۷,۱۸	۲۷,۴۶
میناب	۴۸,۴۸	۳۱,۸
قشم	۵۵,۸۹	۲۶,۷۵
بوشهر	۵۱,۰۳	۲۹,۲۲
جم	۵۲,۳۵	۲۷,۸۱
رامهرمز	۴۹,۶	۳۱,۲۷
اهواز	۴۸,۷۴	۳۱,۳۴

نتایج

برای تحلیل همدیدی سامانه های انتخابی ابتدا حالت موردی مربوط به ۱۲-۱۰ مارس ۲۰۱۵ بررسی می‌شود. این سامانه در روز یازدهم مارس ۲۰۱۵ با عبور از نوار جنوبی ایران، سبب ریزش ۱۱۰ میلیمتر باران در ایستگاه بندرعباس، ۵۶ میلیمتر در ایستگاه رودان و ۵۵ میلیمتر در ایستگاه میناب در مدت ۲۴ ساعت شده است. در تحلیل همدیدی برای کاهش حجم مطالب فقط به چند شکل کلیدی اشاره می‌شود.

در ساعت ۱۲ روز ۱۰ مارس ۲۰۱۵ ، در سطح زمین ناوه فشاری دریای سرخ روی جنوب عربستان قرار دارد که ناوه آن در راستای شمالشرق-جنوبغرب به سوی شرق دریای سرخ امتداد یافته است و مناطق اطراف تنگه هرمز را نیز تحت تاثیر قرار داده است. در روی دریای خزر پرفشاری با مرکز ۱۰۳۶ هکتوپاسکال وجود دارد و پشته آن تا روی دریای سیاه و شرق اروپا توسعه یافته است. از بررسی میدان ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این روز دیده شد که یک پشته ارتفاع عمیق از جنوب غرب دریای سرخ تا شمال دریای سیاه امتداد یافته است. در طرفین این پشته، دو سامانه کم ارتفاع قرار گرفته است. در غرب این پشته، در روی دریای مدیترانه یک کم ارتفاع بسته فعال و در شرق آن، یک ناوه کم ارتفاع عمیق وجود دارد که از شرق دریاچه آرال در جهت شمال شرق- جنوب غرب تا غرب ایران کشیده شده است. در ساعت ۰۰ روز ۱۱ مارس ۲۰۱۵ شکل(۱) بخش شمال شرقی ناوه فشاری دریای سرخ در جنوب خلیج فارس به یک مرکز کم فشار بسته با خط هم فشار ۱۰۱۲ هکتوپاسکال تبدیل شده است. این مرکز در این پژوهش کم فشار جنوبی نامیده می شود. پرفشار روی دریای خزر با حرکت به سوی شرق، در شمال شرقی ایران جای گرفته است. از بررسی میدان ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این روز شکل(۲)، دیده شد که الگوی کم ارتفاع دریای مدیترانه در غرب پشته مشابه حالت قبل است. ولی ناوه ارتفاعی واقع در شرق پشته، کمی تغییر کرده است و از شمال شرقی تا جنوب شرقی ایران

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

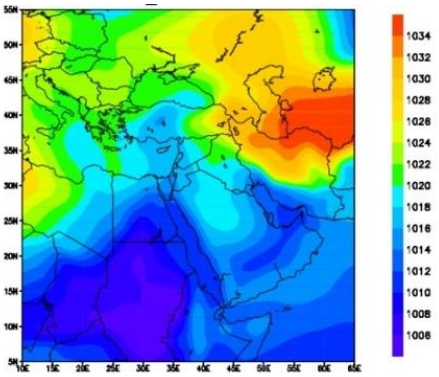
امتداد دارد. از بررسی میدان فشار سطح متوسط دریا در ساعت ۱۲ روز ۱۱ مارس ۲۰۱۵ دیده شد که زبانه کم فشار شرق دریای مدیترانه همچنان وجود دارد. مرکز کم فشار جنوبی در جنوب خلیج فارس است و مرکز آن ۱۰۱۲ هکتوپاسکال است. پرفشار شمال شرقی ایران به سمت شرق حرکت کرده و پشته فشاری آن تا جنوب ایران کشیده شده است. از بررسی میدان ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این روز، دیده شد که کم ارتفاع بسته روی دریای مدیترانه به یک کم ارتفاع عمیق تبدیل شده است و از روی آن دریا تا شمال افریقا کشیده شده است. پشته ارتفاع عمیق نیز نسبت به قبل کمی به سمت شرق جابجا شده است و همچنان در نیمه شرقی ایران ناوه کم ارتفاع قرار دارد. در ساعت ۰۰ روز ۱۲ مارس ۲۰۱۵ ناوه فشاری دریای سرخ تا سوریه امتداد یافته است. این ناوه دارای دو بخش است. بخش شمالی آن با کم ارتفاع شرق دریای مدیترانه معرف یک سامانه چرخندی است و بخش جنوبی آن با پشته ارتفاعی تراز میانی معرف یک کم فشار گرمائی میباشد. در اثر گسترش پشته فشاری ناشی از پر فشار سیبری که در روی دریاچه بالخاش قرار گرفته است، کم فشارجنوبی نیز به عرضهای پایین جابجا شده است. از بررسی میدان ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دیده شد که در شمال دریای مدیترانه یک کم ارتفاع بریده وجود دارد که مرکز آن ۵۴۶۰ ژئوپتانسیل متر است. پشته ارتفاعی از دریای سرخ تا دریای خزر امتداد یافته است. مرکز بسته کم ارتفاعی با مرکز ۵۶۵۰ ژئوپتانسیل متر در مرکز ایران قرار دارد و ناوه ارتفاعی ناشی از آن تا جنوب تنگه هرمز کشیده شده است.

حالت موردی دوم مربوط به ۱۸-۱۶ ژانویه ۲۰۰۰ است. این سامانه نیز با عبور از نوار جنوبی ایران، سبب ریزش ۱۳۴ میلیمتر در ایستگاه جم، ۹۳ میلیمتر در ایستگاه بندرعباس، ۵۴ میلیمتر در ایستگاه میناب، ۳۴ میلیمتر در جزیره قشم، ۳۳ میلیمتر در ایستگاه بوشهر و ۱۹ میلیمتر در ایستگاه رامهرمز در مدت ۲۴ ساعت شده است.

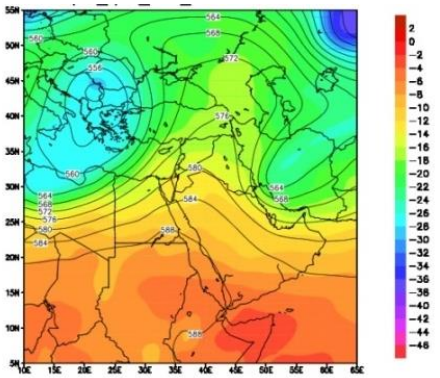
در ساعت ۰۰ روز ۱۶ ژانویه ۲۰۰۰ در سطح زمین در جنوب خلیج فارس ناوه فشاری ناشی از مرکز کم فشار جنوب غرب دریای سرخ وجود دارد بطوریکه محور آن در راستای جنوب غربی- شمال شرقی قرار می‌گیرد و کشور ایران را تحت تاثیر خود قرار می‌دهد. بررسی میدان ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که مرکز کم ارتفاعی در غرب دریای خزر وجود دارد. مرکز بسته آن ۵۴۴۰ ژئوپتانسیل متر می‌باشد. شمال و شمال غرب ایران تحت تاثیر این سامانه قرار دارد. در نقشه سطح زمین ساعت ۰۰ روز ۱۷ ام شکل(۳)، ناوه وارون جنوب دریای سرخ به دو بخش شمالی و جنوبی تبدیل شده است. بخش شمالی آن در روی عربستان بسته شده است و ناوه آن تا روی بوشهر امتداد یافته است. همچنین این ناوه در امتداد جنوب غرب- شمال شرق به سوی شمال شرق ایران نیز امتداد یافته است. در روی شمال غرب ایران نیز مرکز پرفشار قرار گرفته است. از بررسی میدان ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال این روز شکل(۴) دیده شد که محور کم فشار بریده کمی به سمت شرق حرکت کرده و ناوه آن از شرق دریای خزر به سوی جنوب عراق امتداد یافته است. بیشتر مناطق کشور تحت تاثیر این ناوه ارتفاع قرار دارند. در ساعت ۰۰ روز ۱۸ام ۲۰۰۰ ناوه وارون فشاری تحت بررسی در روی تنگه هرمز به سوی شرق ایران جابجا شده است و تمامی مناطق دیگر نیز تحت تاثیر سامانه پرفشار قرار گرفته است. میدان ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز در این روز نشان می‌دهد که کم ارتفاع شرق دریای خزر به سمت

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

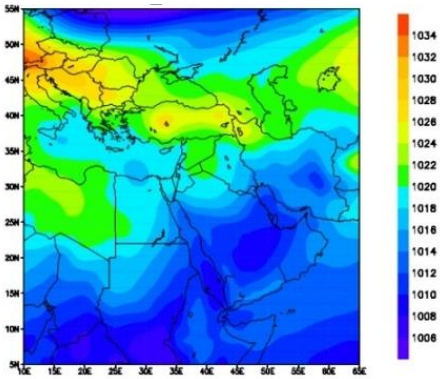
عرض های بالاتر جابجا شده است ولی در نیمه جنوبی ایران گرادیان ارتفاعی مناسبی همچنان در این روز وجود دارد که می‌تواند ناپایداری‌هایی را در این مناطق ایجاد نماید.



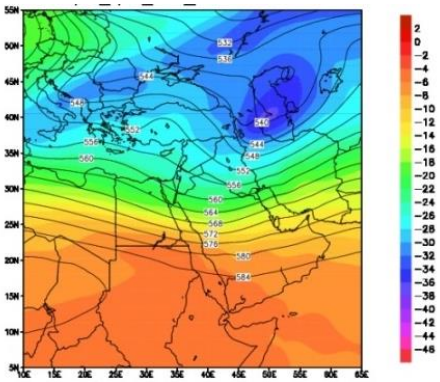
شکل(۱). میدان فشار (**hpa**) در ساعت ۰۰ روز ۱۱ مارس ۲۰۱۵.



شکل(۲). میدان ارتفاع ژئوپتانسیل (**gpm**) و دما (c) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰ روز ۱۱ مارس ۲۰۱۵.



شکل (۳). میدان فشار (**hpa**) در ساعت ۰۰ روز ۱۷ مارس ۲۰۰۰.



شکل (۴). میدان ارتفاع ژئوپتانسیل (**gpm**) و دما (**c**) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰ روز ۱۷ مارس ۲۰۰۰.

شبیه‌سازی عددی

برای شبیه سازی هر دو سامانه جنوبی انتخابی، مدل پیش بینی عددی WRF اجرا و الگوی میدان ارتفاع تراز میانی و فشار سطح متوسط دریا با الگوهای بخش تحلیل همدیدی مقایسه شد. نتایج نشان داد که بصورت کیفی تفاوت قابل توجهی در این الگوها مشاهد نشد. از اینرو چنین به نظر رسید که اجرای مدل موفقیت آمیز است. چهار شبیه سازی دیگر با استفاده از مدل WRF جهت بررسی اثر دما و باد در سامانه جنوبی اجرا گردید. اجرای اول مدل به عنوان ازمایش کنترل در نظر گرفته شد. در اجرای دوم (سوم) مدل، دمای ورودی پنج درجه افزایش (کاهش) یافت و مدل با مقادیر جدید اجرا گردید. در اجرای چهارم (پنجم) سرعت باد ورودی به اندازه ۲۵٪ افزایش (کاهش) یافت و مدل با مقادیر جدید اجرا گردید. سپس نتایج هر آزمایش شبیه سازی مدل

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

با حالت کنترل مقایسه و تحلیل شد. شبیه سازی در مورد اول از ساعت ۰۰ روز ۱۰ مارس ۲۰۱۵ و در مورد دوم از ساعت ۰۰ روز ۱۶ ژانویه ۲۰۰۰ به مدت ۴۸ ساعت اجرا شد.

تحلیل‌های تغییر دما

مقایسه نتایج اجرای مدل افزایش دما با اجرای کنترل در شکل(۵) نشان می دهد که در۱۲ ساعت اول شبیه سازی در ساعت ۱۲ روز ۱۰ مارس ۲۰۱۵، در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال کم ارتفاع روی دریای مدیترانه تضعیف شده است و مرکز آن ۸۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. از نظر مکانی مرکز کم ارتفاع جابجایی نداشته است. زبانه پرارتفاع که از روی دریای سرخ تا شرق دریای سیاه کشیده شده است نسبت به کنترل در حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر تقویت شده و مقایسه مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل در روی خلیج فارس و غرب آن همین مقدار افزایش ارتفاع را نشان داد. همچنین زبانه کم ارتفاع در شمال شرقی ایران نیز تضعیف شده است. در سطح زمین مرکز کم فشار روی خلیج فارس و دریای عمان که در شبیه سازی کنترل نشان داده شده است، دیده نشد و بسیار ضعیف شده است. ناوه فشاری روی دریای سرخ هم ضعیف شده است. در پیش بینی ۴۸ ساعته کم ارتفاع مدیترانه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به مدل کنترل در حدود ۱۲۰ ژئوپتانسیل تضعیف شده است. همچنین تقویت زبانه پر ارتفاع روی عربستان در حدود ۱۲۰ ژئوپتانسیل متر است. در سطح زمین کم فشار جنوب خلیج فارس نسبت به کنترل تضعیف شده و وسعت ناوه فشاری دریای سرخ کمتر شده است که نشان دهنده تضعیف آن نسبت به کنترل می باشد.

در مورد دوم هم مقایسه نتایج گرم شدن در شکل(۶) نشان می دهد که در۱۲ ساعت اول شبیه سازی در ساعت ۱۲ روز ۱۶ ژانویه ۲۰۰۰، در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال کم ارتفاع غرب دریای خزر تضعیف شده است و مرکز آن ۱۲۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. در سطح زمین مرکز کم فشار روی عربستان و غرب خلیج فارس نسبت به کنترل ضعیف شده است و ناوه فشاری روی دریای سرخ نیز ضعیف شده است. در پیش بینی ۴۸ ساعته در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال کم ارتفاع مدیترانه نسبت به مدل کنترل در حدود ۱۲۰ ژئوپتانسیل متر تضعیف شده است. در این مدت در سطح زمین نیز کم فشار جنوب ایران بسیار تضعیف شده و از بین رفته است. پرفشار غرب ایران تقویت شده و به طور گسترده ایران را دربرگرفته است.

مقایسه نتایج کاهش دما با ازمایش کنترل در شکل(۵) نشان می دهد در۱۲ ساعت اول شبیه سازی در ساعت ۱۲ روز ۱۰ مارس ۲۰۱۵، در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال کم ارتفاع مدیترانه در حدود ۸۰ ژئوپتانسیل متر تقویت شده و زبانه پرفشار روی دریای سرخ در حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر تضعیف شده است. در روی خلیج فارس هم در حدود ۱۲۰ متر ارتفاع کاهش یافته است. در سطح زمین نتیجه شبیه سازی، تقویت مرکز کم فشار روی جنوب خلیج فارس نسبت به کنترل را نشان داد. ناوه فشاری روی دریای سرخ نیز نسبت به کنترل تقویت شده و گستره بیشتری یافته است. مرکز پرفشار در شمال ایران نیز تضعیف شده است. در پیش بینی ۴۸ ساعته کم ارتفاع تقویت شده است و تضعیف زبانه پرارتفاع نسبت به مدل کنترل دیده شد. در سطح زمین تقویت مرکز کم فشار سطح زمین در جنوب خلیج فارس و تقویت ناوه فشاری دریای سرخ دیده شده است. از نظر جابجایی

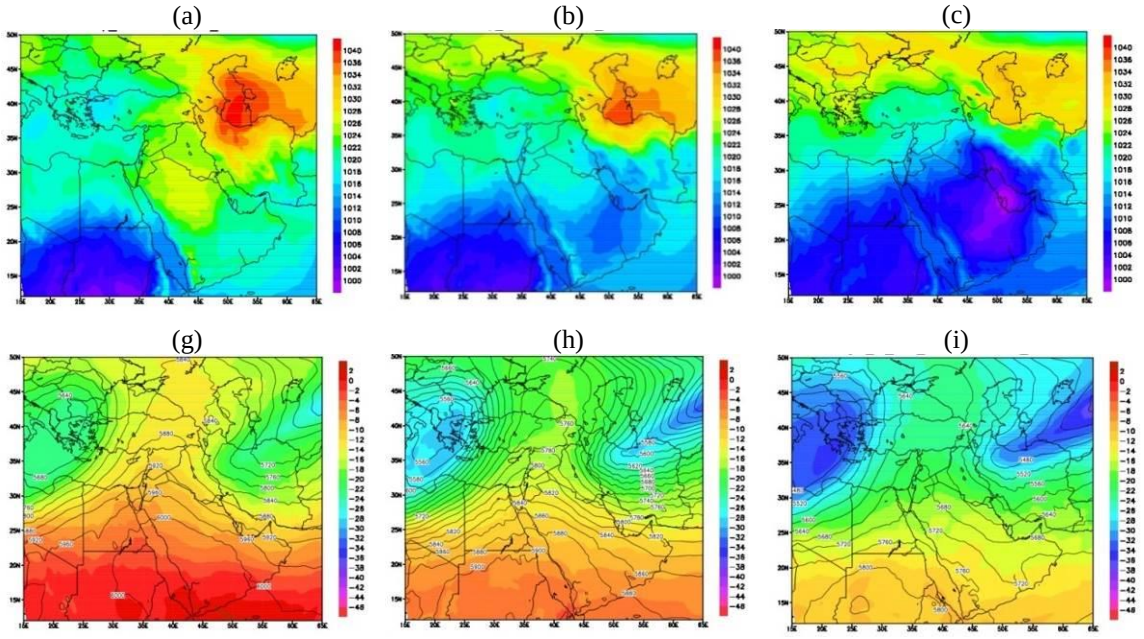
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

مکانی ناوه فشاری و مراکز فشاری نسبت به کنترل تغییر مکانی نداشته و فقط کاهش فشار دیده شد که در نتیجه آن کم فشار تقویت شده است.

در مورد دوم در ۱۲ ساعت اول شبیه سازی همانطور که شکل(۶) نشان می‌دهد در ساعت ۱۲ روز ۱۶ ژانویه ۲۰۰۰، در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال کم ارتفاع غرب دریای خزر در حدود ۱۱۰ ژئوپتانسیل متر تقویت شده است. در سطح زمین، تقویت مرکز سامانه جنوبی در جنوب خلیج فارس نسبت به کنترل را نشان داد. ناوه روی دریای سرخ نیز نسبت به کنترل تقویت است. در پیش بینی ۴۸ ساعته در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال تقویت کم ارتفاع نسبت مدل کنترل دیده شد.. ارتفاع ژئوپتانسیل در روی خلیج فارس و منطقه مورد مطالعه کاهش بیشتری داشته است. در همین ساعت در سطح زمین دیده شد که مرکز کم فشار سطح زمین در قسمتهای شرقی ایران تقویت شده و در حال خروج از ایران است. در غرب ایران مرکز نیز پرفشار تضعیف شده است.

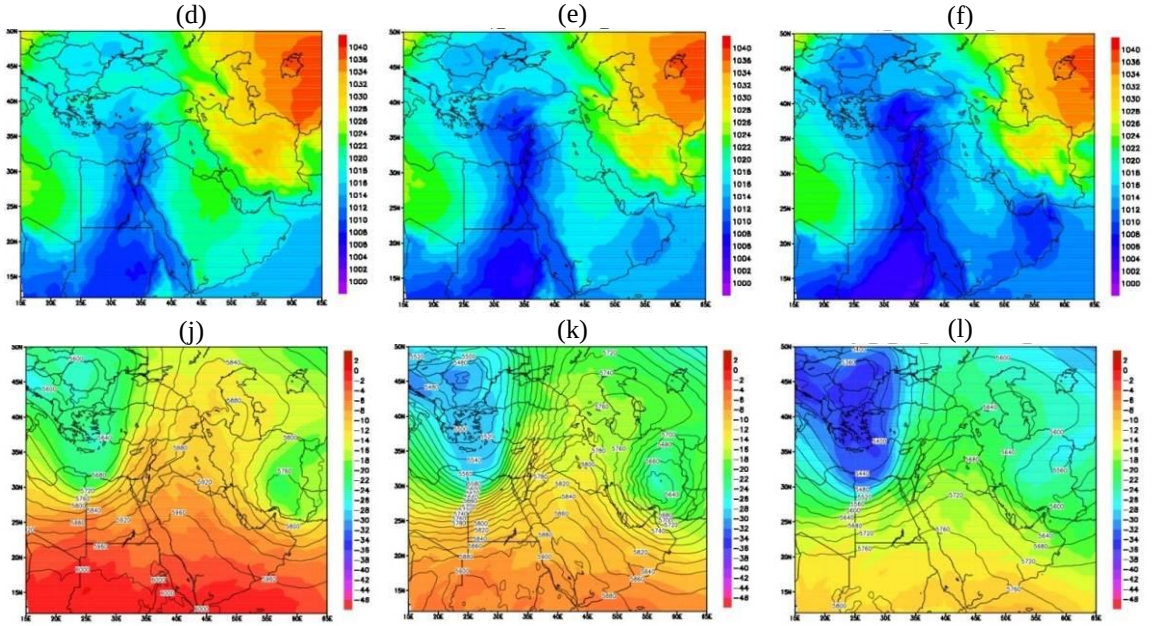
تحلیل نتایج فوق در این دو حالت موردی نشان داد که افزایش و کاهش دمای ورودی مدل نسبت به دمای اولیه به ترتیب سبب تضعیف و تقویت کم فشار جنوبی در منطقه مورد مطالعه شده است. این موضوع نشان می‌دهد که ساختار قائم این سامانه و خصوصیات آن مشابه کم فشار های عرض های میانی می باشد و با کم فشارهای گرمایی متفاوت است. زیرا کم فشار های عرض های میانی دارای هسته سردی هستند و کاهش دما سبب کاهش دمای هسته این سامانه‌ها می‌شود و در نتیجه سبب تقویت سامانه کم فشار می‌گردد. در صورتیکه درکم فشار های گرمایی، هسته گرم دارند و افزایش دما سبب تقویت این سامانه ها می‌شود. بنابراین سامانه کم فشار جنوبی در منطقه مورد مطالعه خصوصیات فیزیکی مشابه سامانه عرض های میانی دارد و از نوع سامانه کم فشار گرمایی نمی باشد.

پیش بینی ۱۲ ساعته در ساعت ۱۲ روز ۱۰ مارس ۲۰۱۵



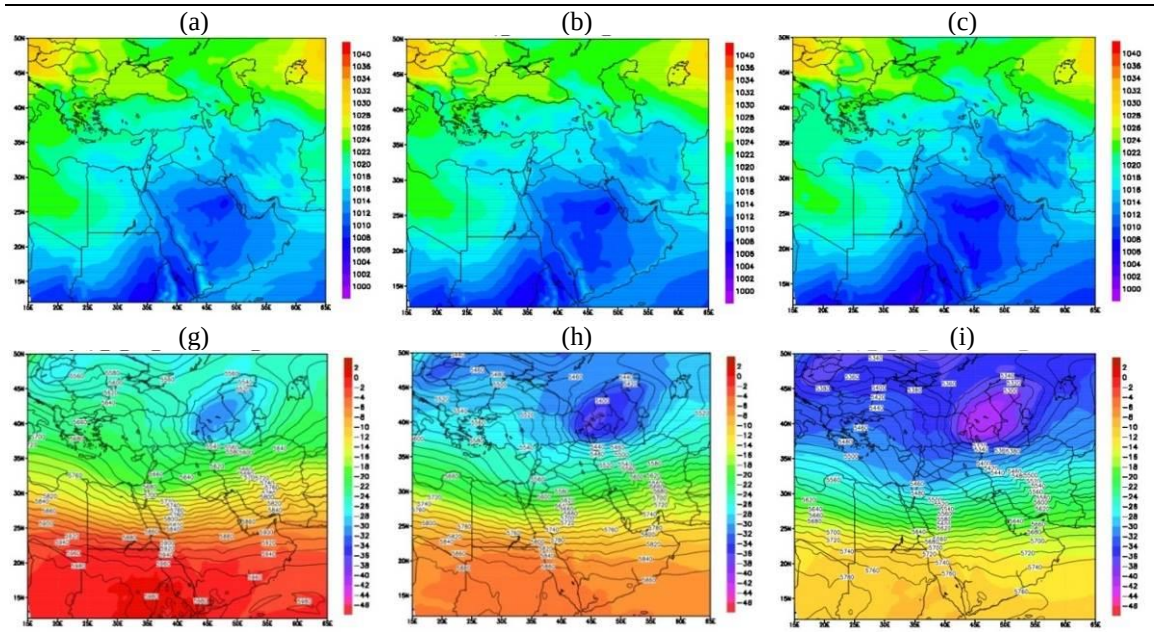
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

پیش بینی ۴۸ ساعته در ساعت ۰۰ روز ۱۲ مارس ۲۰۱۵

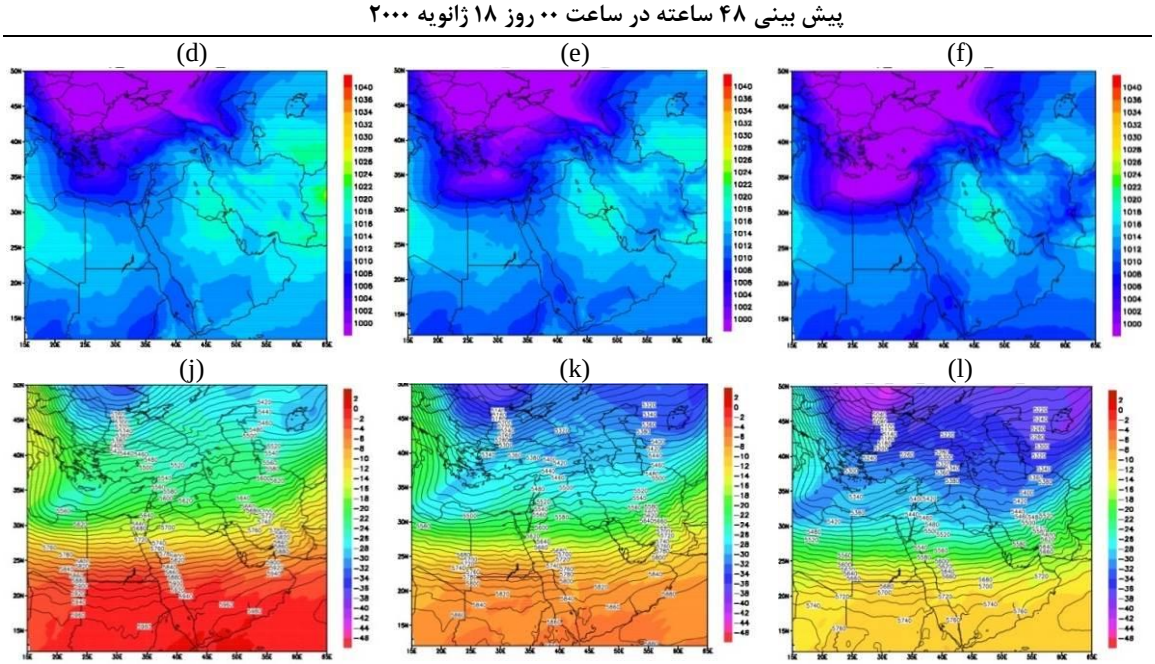


شکل (۵). خروجی مدل برای مورد اول، نقشه سمت راست برای کاهش دما، نقشه های وسط برای کنترل و نقشه های سمت چپ برای افزایش دما، (a,b,c,d,e,f) میدان فشار (hpa) و (g,h,i,j,k,l) میدان ارتفاع ژئوپتانسیل (gpm) و دما (c) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

پیش بینی ۱۲ ساعته در ساعت ۱۲ روز ۱۶ ژانویه ۲۰۰۰



[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]



شکل (۶). خروجی مدل برای مورد دوم، نقشه سمت راست برای کاهش دما، نقشه های وسط برای کنترل و نقشه های سمت چپ برای افزایش دما، (a,b,c,d,e,f) میدان فشار (hpa) و (g,h,i,j,k,l) میدان ارتفاع ژئوپتانسیل (gpm) و دما (c) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

تحلیل‌های تغییر باد

مقایسه نتایج افزایش باد افقی با ازمایش کنترل در شکل(۷) نشان می‌دهد که در۱۲ ساعت اول شبیه سازی در ساعت ۱۲ روز ۱۰ مارس ۲۰۱۵، در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال کم ارتفاع روی مدیترانه حدود ۲۰ ژئوپتانسیل متر تقویت شده است. زبانه پرارتفاعی که از دریای سرخ تا شرق دریای سیاه امتداد دارد تضعیف شده و ارتفاع کاهش یافته است. همچنین در غرب خلیج فارس و روی عربستان که محل تشکیل سامانه جنوبی می باشد کاهش ارتفاع وجود دارد. در نقشه سطح زمین مرکز کم فشار بسته نسبت به کنترل تقویت شده است . مراکز پرفشار هم در مقایسه با کنترل تضعیف شده اند. در پیش بینی ۴۸ ساعته مدل در ساعت ۰۰ روز ۱۲ ام جنوب ایران و عربستان همچنان تحت تاثیر سامانه جنوبی مورد بررسی می‌باشند در صورتیکه در کنترل سامانه جنوبی از این منطقه عبور کرده است.

در مورد دوم مقایسه نتایج افزایش باد افقی در شکل(۸) نشان می‌دهد که در۱۲ ساعت اول شبیه سازی در ساعت ۱۲ روز ۱۶ ژانویه ۲۰۰۰، در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال کم ارتفاع روی غرب دریای خزر حدود ۲۰ ژئوپتانسیل متر تقویت شده است. در روی خلیج فارس و غرب آن ارتفاع ژئوپتانسیل کاهش یافته است. همچنین در غرب خلیج فارس و روی عربستان که محل تشکیل سامانه جنوبی می‌باشد کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل وجود دارد. در نقشه سطح زمین سامانه کم فشار جنوبی روی عربستان تقویت شده است. در پیش

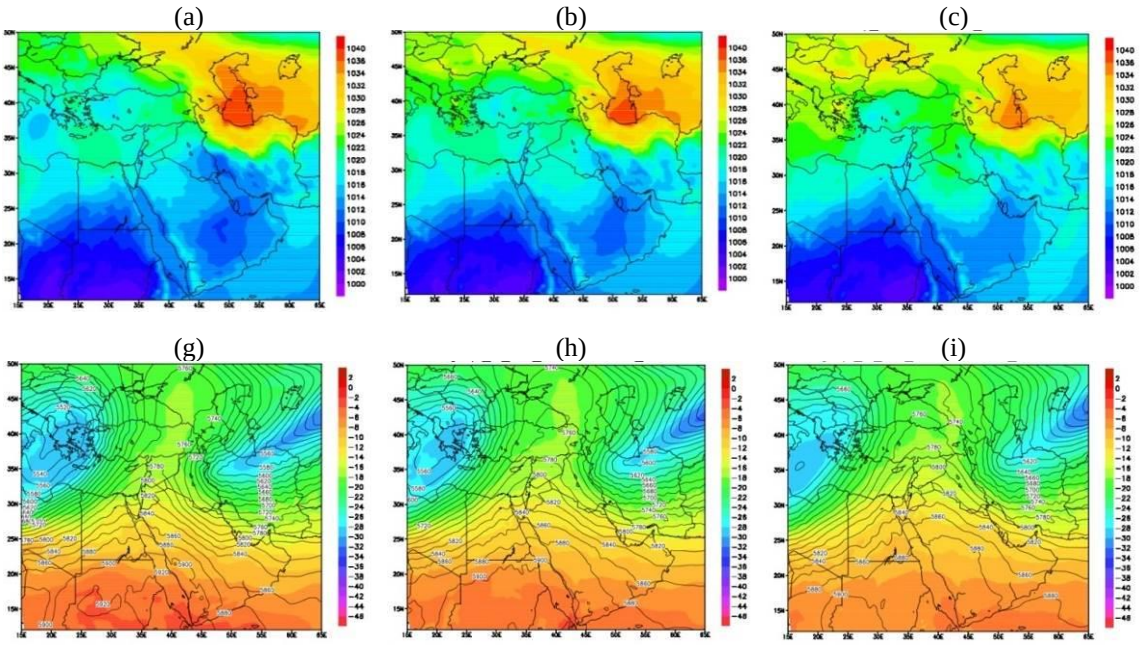
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

بینی ۴۸ ساعته مدل در ساعت ۰۰ روز ۱۸ ام جنوب و مرکز ایران همچنان تحت تاثیر سامانه جنوبی مورد بررسی می‌باشند و نسبت به مدل کنترل تقویت شده است.

در مورد اول مقایسه نتایج شبیه سازی کاهش سرعت باد افقی در پیش بینی های ۱۲ تا ۴۸ ساعته با آزمایش شبیه سازی کنترل در منطقه مورد بررسی در شکل(۷) نشان داد که حرکت چرخندی کاهش یافته است و در نتیجه کم فشار جنوبی در منطقه مورد مطالعه تضعیف شده است. در مورد دوم نیز سامانه کم فشار در سطح زمین در جنوب خلیج فارس در شکل(۸) تضعیف شده است. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال ارتفاع ژئوپتانسیل افزایش یافته و کم ارتفاع تضعیف شده است. همچنین در پیش بینی ۴۸ ساعته کاهش سرعت باد افقی، سبب کاهش حرکت چرخندی شده و درنتیجه کم فشار جنوبی در منطقه مورد مطالعه تضعیف شده است به طوریکه در این ساعت از منطقه مورد بررسی خارج شده است.

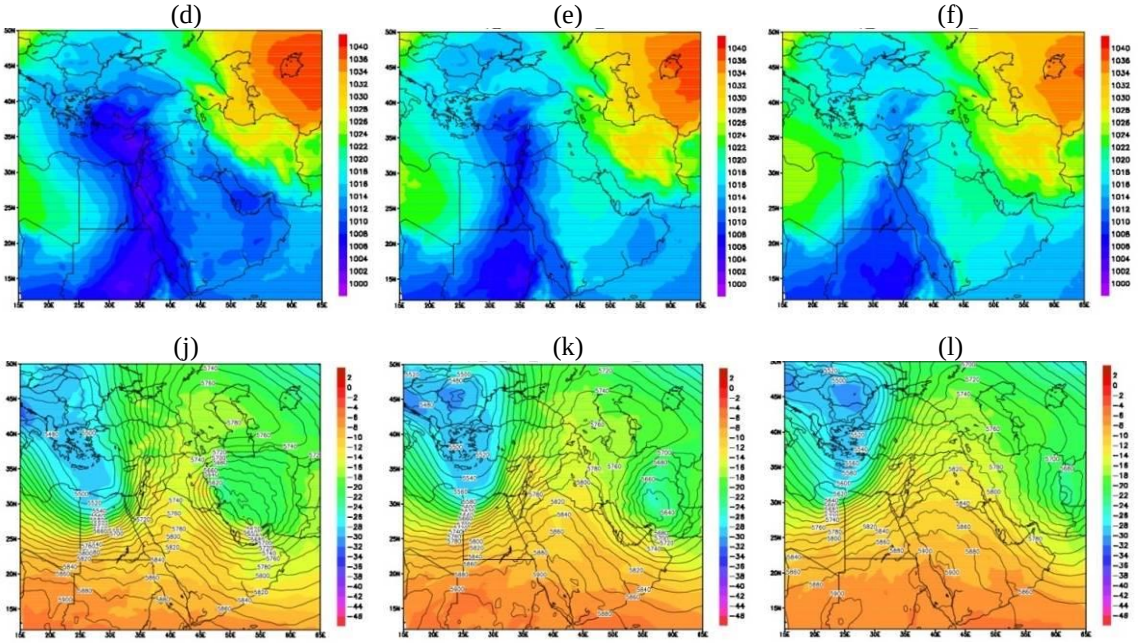
بررسی نقشه های سطح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال در مورد افزایش (کاهش) سرعت باد در شبیه سازی سبب افزایش (کاهش) حرکت چرخندی شده است و در نتیجه کم فشار جنوبی را در منطقه مورد مطالعه تقویت (تضعیف) و تغییرات قابل توجهی ایجاد کرده است. همچنین افزایش (کاهش) سرعت باد باعث شده حرکت واچرخندی (چرخندی) کاهش (افزایش) یافته و در نتیجه پرفشارها (کم فشار) را در سطح زمین تضعیف (تقویت) کرده است.

پیش بینی ۱۲ ساعته در ساعت ۱۲ روز ۱۰ مارس ۲۰۱۵



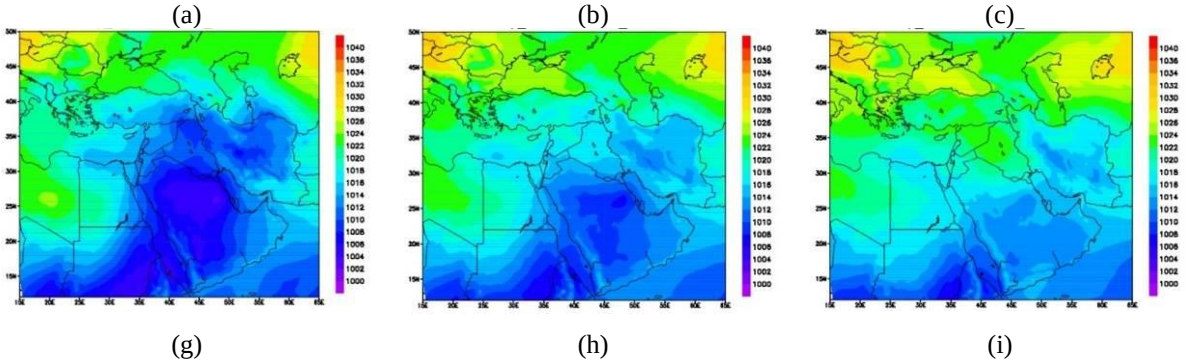
پیش بینی ۴۸ ساعته در ساعت ۰۰ روز ۱۲ مارس ۲۰۱۵

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

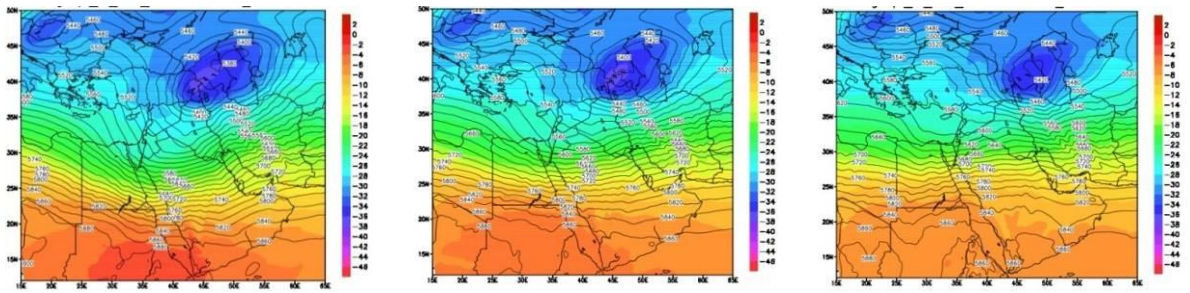


شکل (۷). خروجی مدل برای مورد اول، نقشه سمت راست برای کاهش سرعت باد، نقشه های وسط برای کنترل و نقشه های سمت چپ برای افزایش سرعت باد، (a,b,c,d,e,f) میدان فشار (hpa) و (g,h,i,j,k,l) میدان ارتفاع ژئوپتانسیل (gpm) و دما (c) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

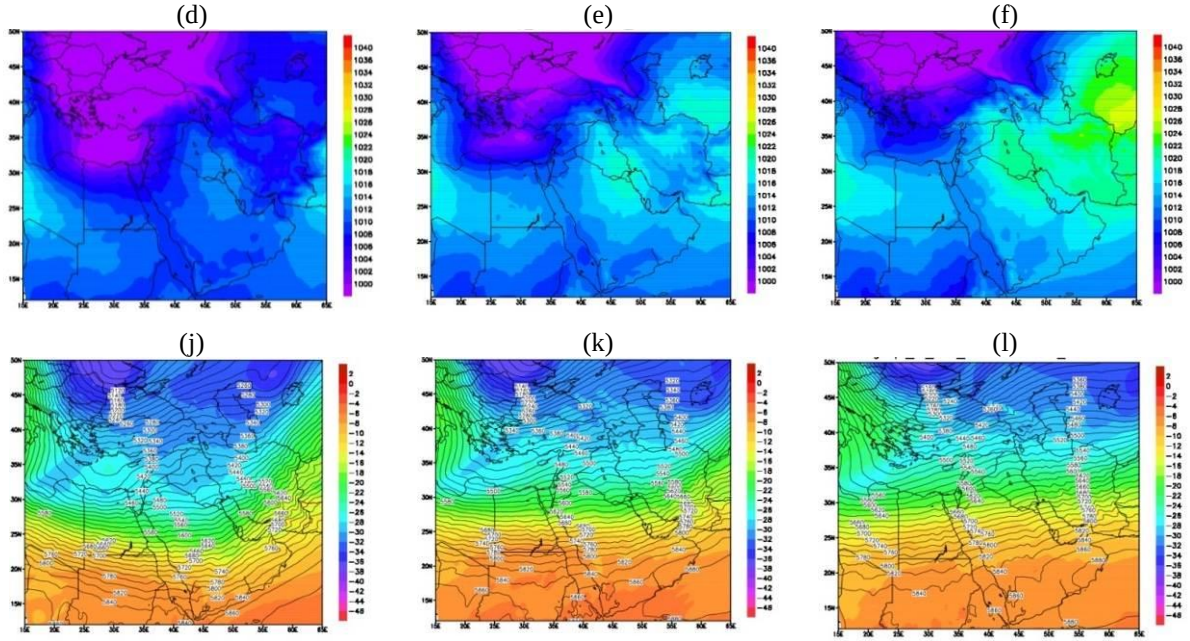
پیش بینی ۱۲ ساعته در ساعت ۱۲ روز ۱۶ ژانویه ۲۰۰۰



[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]



پیش بینی ۴۸ ساعته در ساعت ۰۰ روز ۱۸ ژانویه ۲۰۰۰



شکل (۸). خروجی مدل برای مورد دوم، نقشه سمت راست برای کاهش سرعت باد، نقشه های وسط برای کنترل و نقشه های سمت چپ برای افزایش سرعت باد، (a,b,c,d,e,f) میدان فشار (hpa) و (g,h,i,j,k,l) میدان ارتفاع ژئوپتانسیل (gpm) و دما (c) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

بارش

اشکال (۹) و (۱۰) نمودارهای بارش تجمعی ۲۴ ساعته برای شبیه سازی سامانه جنوبی در منطقه مورد مطالعه به عنوان تابعی از دما و باد در نقاط مختلف با عرض جغرافیایی ۲۹ درجه شمالی و طول جغرافیایی از ۴۰-۵۵ درجه شرقی را نشان می‌دهند.

اشکال (۹a) و (۹b) نتایج بارش تجمعی ۲۴ ساعته برای شبیه سازی به عنوان تابعی از دما در موردهای انتخابی را نشان می‌دهد. در هر دو مورد افزایش دما سبب کاهش بارش و کاهش دما سبب افزایش بارش شده

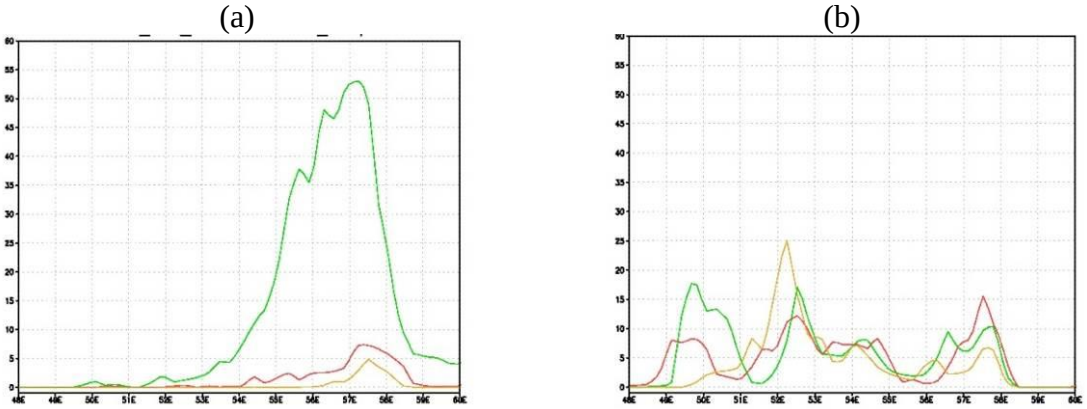
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

است. در حالت موردی ۱۱ مارس ۲۰۱۵، کاهش دما سبب شد تا سامانه مورد نظر تقویت گردد و به دلیل فرارفت هوای سرد یا کاهش دما که باعث کاهش پذیرش بخار آب موجود در جو شد میزان بارش در مدت کوتاه افزایش یافت. به همین دلیل بارش در شبیه سازی کاهش دما به مقدار زیادی افزایش یافته است. افزایش دما در این سیستم باعث تضعیف سامانه سرد شده است و در نتیجه بارش کم شده است، شکل (۹a). در حالت موردی دوم ۱۷ ژانویه ۲۰۰۰ با افزایش دما، میزان بارش نسبت به حالت کنترل تغییرات قابل توجهی نشان نداد. در حالیکه مطابق ساختار فیزیکی سامانه های جنوبی باید مقدار بارش نسبت به حالت اولیه کمتر گردد. این شرایط می‌تواند به سبب غالب شدن شرایط محلی و افزایش بارش همرفتی ناشی از آن باشد. در این مورد کاهش دما سبب تقویت سامانه چرخندی شده است. اما به دلیل وجود جریان‌های جنوبی شرق ناوه فشاری در سطح زمین و فرارفت هوای گرم در ایستگاههای مورد نظر، دمای منطقه مطالعاتی افزایش یافته است. در نتیجه موجب کاهش فعالیت سیستم سرد و تغییر کم میزان بارش در این شبیه سازی شده است، شکل (۹b).

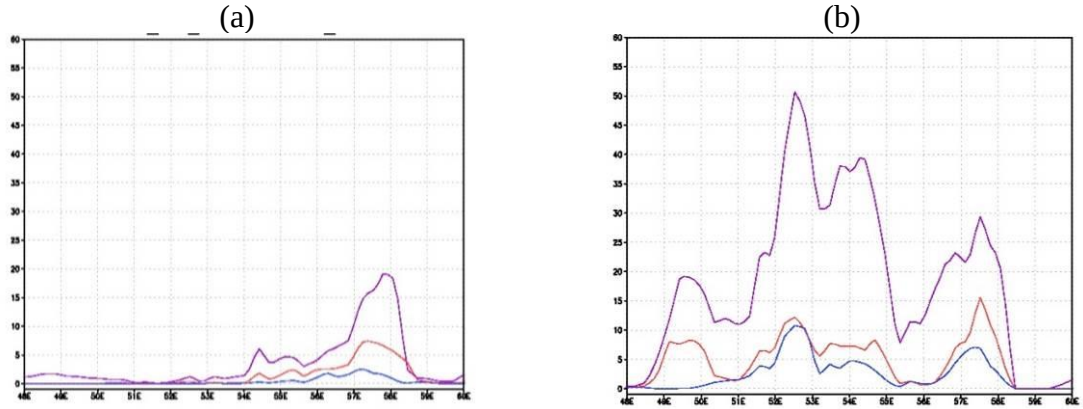
مقایسه این دو مورد نشان می‌دهد که در حالت دوم هسته بیشینه نم ویژه در مرکز دریای سرخ قرار گرفته است که بوسیله بادهای قوی این تراز فشاری به منطقه مطالعاتی انتقال می‌یابد. این فرارفت نم ویژه در این حالت نسبت به حالت موردی اول تفاوت قابل توجهی دارد. به طوریکه سرعت باد در جنوب منطقه مطالعاتی به گونه‌ای نیست که نم ویژه را از مناطق جنوبی تر به سمت منطقه مطالعاتی انتقال دهد. این شرایط در ساعت-های بعدی نیز دیده شد. به همین دلیل میزان بارش واقعی سامانه دوم نسبت به مورد اول خیلی بیشتر است. از آنجاییکه گسترش فرارفت نم ویژه به سوی منطقه مطالعاتی در مورد دوم خیلی زیاد است از این رو میزان بارش واقعی در همه ایستگاههای منطقه مطالعاتی قابل توجه تر است.

در تحلیل بالا نقش بادهای جنوبی در فرارفت نم ویژه به منطقه مطالعاتی مشخص شد. هنگامیکه مقدار سرعت باد در شبیه سازی سامانه موردی دوم افزایش می‌یابد مقدار فرارفت نم ویژه که شدیدا به اندازه سرعت باد وابسته است نیز افزایش می‌یابد. بنابراین میزان بارش در این حالت پس از شبیه سازی نسبت به قبل از آن بسیار بیشتر شد. شکل (۱۰b) نشان می‌دهد که با کاهش سرعت باد، میزان بارش در نقاط مختلف نسبت به حالت کنترل کمتر می‌باشد. این شرایط در اثر کاهش فرارفت نم ویژه به درون سیستم ایجاد می‌شود. در حالت موردی اول شرایط به گونه ای دیگر است بطوریکه افزایش (کاهش) باد در این حالت نقشی در افزایش (کاهش) فرارفت نم ویژه به درون سیستم نداشته است و از طریق افزایش(کاهش) سرعت باد در حرکت چرخندی، سامانه بارشی را تقویت (تضعیف) کرده است، شکل (۱۰a).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]



شکل (۹). بارش تجمعی ۲۴ ساعته (mm)، (a) برای مورد اول و (b) برای مورد دوم. خط قرمز برای شبیه سازی کنترل، خط نارنجی برای شبیه سازی افزایش دما و خط سبز برای شبیه سازی کاهش دما.



شکل (۱۰). بارش تجمعی ۲۴ ساعته (mm)، (a) برای مورد اول و (b) برای مورد دوم. خط قرمز برای شبیه سازی کنترل، خط بنفش برای شبیه سازی افزایش سرعت باد و خط آبی برای شبیه سازی کاهش سرعت باد.

نتیجه گیری

در این پژوهش برای بررسی اثر تغییر دما و باد در سامانه کم فشار جنوبی دو سامانه جنوبی بر اساس ریزش میزان باران در نوار جنوبی ایران انتخاب شد. این دو سامانه ابتدا از دیدگاه همدیدی بررسی گردید و سپس با استفاده از مدل WRF شبیه سازی شدند. پس از مقایسه نتایج اجرای مدل با الگوهای همدیدی و اطمینان از صحت خروجی مدل، میدان باد و دما که به طور مستقیم درتغییرات سامانه های جنوبی نقش موثری دارند، تغییر داده شد. چهار آزمایش شبیه سازی با مدل WRF بر اساس افزایش و کاهش این دو کمیت طراحی گردید و سپس نتایج با حالت کنترل مقایسه شد. نتایج همدیدی نشان داد که در هر دو حالت موردی ناوه فشاری دریای سرخ همراه با ناوه ارتفاع تراز میانی نقش بارزی در میزان ریزش بارش‌های جنوب ایران دارند. از بررسی نتایج شبیه سازی دیده شد که افزایش و کاهش دمای ورودی مدل به ترتیب سبب تضعیف و تقویت کم فشار جنوبی در منطقه مورد مطالعه شده است. این نتیجه نشان داد که در این دو حالت موردی، ساختار قائم کم فشارهای جنوبی و خصوصیات فیزیکی آن مشابه چرخندهای عرض های میانی است و این سامانه ها با کم

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]
[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

فشارهای گرمایی متفاوت هستند. همچنین بررسی آزمایش‌های مختلف شبیه سازی نشان داد که افزایش دما سبب کاهش بارش و کاهش دما سبب افزایش بارش شده است. به علاوه بررسی حاصل از تغییرات سرعت باد و مقایسه آن با حالت کنترل نشان داد که افزایش باد ورودی مدل، سبب افزایش حرکت چرخندی و در نتیجه تقویت کم فشار جنوبی در منطقه مورد مطالعه شده است. همچنین کاهش سرعت باد افقی سبب کاهش حرکت چرخندی و تضعیف کم فشار جنوبی در منطقه مورد مطالعه شده است. از یررسی تغییرات سرعت باد بر روی میزان بارش دیده شد که افزایش سرعت باد از طریق افزایش مقدار فرارفت نم ویژه می‌تواند سبب افزایش بارش شود و در صورتیکه شرایط برای فرارفت نم ویژه فراهم نباشد یا سرعت باد کاهش یابد، آنگاه میزان بارش کمتر می‌گردد.

منابع

ساسانیان، سوزان؛ آزادی، مجید؛ عسکری شیرازی، حسن؛ میرزایی، ابراهیم. (۱۳۹۴). **ارزیابی عملکرد مدل WRF با نه پیکربندی فیزیکی مختلف برای پیش بینی بارش زمستانه جنوب غرب ایران**. مجله نیوار، **۹۰ و ۹۱**: ۱۵-۲۶.

مشکواتی، امیرحسین؛ مرادی، محمد. (۱۳۸۳). **بررسی ناوه فشاری دریای سرخ از دیدگاه دینامیکی**. مجله نیوار، **۵۲ و ۵۳**: ۷۴-۵۳.

نصراصفهانی، محمدعلی؛ احمدی‌گیوی، فرهنگ. (۱۳۸۲). **شبیه سازی یک سامانه مدیترانه‌ای با استفاده از مدل MM5**. همایش پیش بینی عددی وضع هوا.

Alpert, P., Neeman, B. U., Shay-el, Y. (1990). **Climatological Analysis of Mediterranean Cyclones Using ECMWF Data**, Tellus. 42(A). 65-77.

Alpert, P.; Neeman, B. U.; Shay-El., Y., (1990). **Intermonth variability of cyclone tracks in the Mediterranean.** J Clim., 3: 1474-1478.

Babu, C.A., Samah2, A.A., Varikoden, H. (2011). **Rainfall Climatology over Middle East Region and its Variability.** International Journal of Water Resources and Arid Environments 1(3): 180-192.

Barth, H. J., Steinkohl, F. (2004). **Origin of winter precipitation in the central coastal lowlands of Saudi Arabia**. Journal of Arid Environments 57: 101-115.

Bluestein, H.B. (1993). **Synoptic-Dynamic meteorology in midlatitudes.** Vol. II: Observation and theory of weather systems. Oxford University Press. 594 pp.

Carlson, T.N. (1991**). Mid-Latitude Weather System**. University Press Cambridge.

Chen, F., Dudhia, J. (2001). **Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. II: preliminary model validation**. Mon. Weather Rev. 129: 587–604.

D. Argueso, J. M. Hidalgo-Munoz, S. R. Gamiz-Fortis, M. J. Esteban-Parra, (2011). **Evaluation of WRF Parameterizations for Climate Studies over Southern Spain Using a Multistep Regionalization**. American Meteorologacal Society, 24:5633-5650.

Dudhia, J. (1989). **Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two- dimensional model**. J. Atmos. Sci., 46, 3077–3107.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]

[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]

Iacono, M., Delamere, J., Mlawer, E., Shephard, M., Clough, S., Collins,W. (2008). **Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the AER radiative transfer models**. J. Geophys. Res. 113, D13103.

Jansa, A., A. Genoves, M.A. Picornell, J. Campins, R. Riosalido and O. Carretero, (2001). **Western Mediterranean cyclones and heavy rain**. Part 2: Statistical approach. Meteorol. Appl. 8, 43–56.

Kain, J.S. (2004). **The Kain-Fritsch convective parameterization: an update**. J. Appl. Meteorol., 43, 170–181.

Krichak,S. , O., Breitgand, J., S. (2012). **A Conceptual Model for the Identification of Active Red Sea Trough Synoptic Events over the Southeastern Mediterranean**. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 51: 962-971.

Lionello, P., Giorgi, F. (2007). **Winter precipitation and cyclones in the Mediterranean region: future climate scenarios in a regional simulation**. Adv. Geosci., 12, 153–158.

Nasrollahi, N., AghaKouchak, A. (2012). **Assessing the Impacts of Different WRF Precipitation Physics in Hurricane Simulations**. Center for Hydrometeorology and Remote Sensing, University of California, Irvine, Irvine, California

Nieto, R.; Gimeno, L.; Torre, L. de la.; Ribera, P.; Gallego, D.; García-Herrera, R.; García, J. A.; Nuñez , M.; Redaño, A.; Lorente, J. (2005). **Climatological features of cut-off low systems in the Northern Hemisphere**, Journal of Climate, 18, 3805–3103.

Petterssen, S. (1956). **Motion and Motion Systems. Weather Analysis and Forecasting**. McGraw-Hill; Vol. I., 428 pp.

Romem, M., B. Ziv, Saaroni, H. (2007). **Scenarios in the development of Mediterranean cyclones**. Advance Geoscience, 12, 59–65.

Sutcliffe, R. C (1947). **A contribution to the problem of development**. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 73, 370–383.

Sutcliffe, R. C.; Forsdyke, A. G. (1950). **The theory and use of upper air thickness patterns in 1 forecasting**. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 76, 189–217.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.57.9.2]

[DOI: 10.29252/jgs.20.57.223]