

بررسی نقش رشته کوه البرز در تقویت سامانه‌های همدیدی

امید علیزاده^{۱*}، مجید آزادی^۲ و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^۳

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد هوشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ استادیار گروه هوشناسی، پژوهشگاه هوشناسی و علوم جو، تهران، ایران

^۳ استاد گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۱۳۸۷/۳/۲۹، پذیرش نهایی: ۱۳۸۶/۱۷)

چکیده

در این مقاله با استفاده از مدل MM5 تأثیر رشته کوه البرز در تقویت سامانه‌های همدیدی در نواحی پشت به باد آن بررسی شده است. دامنه شبیه‌سازی در راستاهای نصف‌النهاری و مداری به ترتیب از طول جغرافیایی ۲۴ تا ۷۴ درجه شرقی و از عرض جغرافیایی ۱۴/۶ تا ۵۳/۶ درجه شمالی است. تفکیک افقی شبکه ۲۵ کیلومتر است و ۲۳ تراز نیم-سیگما در راستای قائم به کار گرفته شده است. به طور متوسط ۵۰ درصد از ارتفاع ناهمواری‌ها کاسته شده است (در نزدیکی قله‌ها حدود ۷۰ درصد و در مرزهای کوهستان حدود ۱۰ درصد). چون عدد فرود متناسب با عکس ارتفاع است، پس از کاهش ارتفاع عدد فرود شارش به میزان قابل ملاحظه‌ای افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده کاهش فعالیت موجی در پشت به باد کوه است. نقش رشته کوه البرز روی کمیت‌های دمای پتانسیل، میدان سرعت قائم و بارش نیز بررسی شده است که نشان می‌دهد با کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها مقادیر دمای پتانسیل و سرعت قائم در پشت به باد کوه و همچنین بارش تجمعی در برخی نقاط کاهش می‌یابند.

واژه‌های کلیدی: مدل MM5، سامانه همدیدی، امواج لی، عدد فرود

The effects of the Alborz mountain range on the development of synoptic weather systems

Alizadeh, O¹., Azadi, M². and Aliakbari-Bidokhti, A³.

¹M.Sc. student of Meteorology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Assistant professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center, Tehran, Iran

³Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 19 Jun 2006, Accepted: 8 Sep 2007)

Abstract

In this paper by using MM5 modeling system, the effects of the Alborz mountain range on the development of synoptic weather systems on the leeward side of the mountains have been studied. The primary aim was to see if the cyclones are produced and intensified (cyclogenesis), however the cyclogenesis was found not to be marked and hence the focus of the study was on the effects of the mountain on weather systems reaching this area.

The extent of the simulation domain is from 24° E to 74° E and 14.6° N to 53.6° N with horizontal grid resolution of 25 kilometer, and 23 half-sigma levels in the vertical. The effect of terrain elevation was considered by smoothing the elevation typically by 50 percent (near the peaks by 70 percent and about 10 percent near the topographic borders).

We found that the north-westerly weather system (24th to 27th Dec. 2005) crossing the Alborz mountain range showed a sharp difference between the case with topography and that without it. These changes were particularly observed in potential temperature field, Froude number, vertical speeds and precipitation. The vertical speeds as well as potential temperatures were found to be reduced markedly. Also the 48-hours accumulative precipitation was found to be reduced too. By removing the topography, the Froude number of the flow was substantially increased; indicating that wave activity over the area was reduced. Typical Froude numbers for the case with topography is about 0.9, which is a favorable condition for formation of Lee waves, but without topography it appears to be much larger than 1, which is not a favorable condition for wave formation.

We also found that the westerly and south-westerly weather systems moving to this area were hardly influenced by the Alborz mountain range. This may be due to the fact that these systems are greatly weakened by the smaller topographic features along their path as well as losing most of their moisture over the Zagros mountain range, although this needs further study.

Key words: MM5 modeling, Synoptic weather system, Lee waves, Froude number

۱ مقدمه

است. بیشینه بارش برای شارش نسبتاً ضعیف ($U=10 \text{ ms}^{-1}$) به شدت تابعی از شیب مانع کوهستانی (h_m/a) است که در آن ارتفاع h_m و a نصف پهنای مانع کوهستانی است. با افزایش نصف پهنای ارتفاع کوه برای سرعت‌های باد متوسط ($U=20 \text{ ms}^{-1}$) و در تراز انجماد 750 هکتوپاسکالی، به واسطه اثرات ذوب برف در امتداد شیب رو به باد و مصرف انرژی گرمایی، تراز انجماد پایین‌تر می‌آید. بدین ترتیب مانع کوهستانی کوچک‌تر در امتداد شیب رو به باد بارش گرم مؤثرتری دارد که سریع‌تر به سطح رو به باد باریده می‌شوند، اما چون در مانع کوهستانی بزرگ‌تر تراز انجماد پایین‌تر می‌آید، در نتیجه بارش‌ها به صورت برف هستند و مدت زمان بیشتری طول می‌کشد تا به سطح رو به باد کوه برسند و مقداری از آن‌ها به پشت به باد کوه فرارفت داده می‌شوند. در نتیجه یک مانع کوهستانی کوتاه (1000 m) و باریک (نصف پهنای 25 km) در رو به باد کوه، بارش بیشینه سطحی بیشتری نسبت به کوهی مرتفع (2000 m) و عریض (نصف پهنای 50 km) با شیب مشابه دارد. در سرعت‌های باد بیش از 20 ms^{-1} ، یک کوه عریض‌تر و

یکی از عواملی که از پیچیدگی و اهمیت زیادی در پیش‌بینی‌های جوی برخوردار است تأثیر عامل کوهستان در تقویت سامانه‌های همدیدی است. عواملی نظیر ارتفاع و پهنای ناهمواری‌ها و نحوه برهم‌کنش جریان‌ها با کوه (جریان‌هایی که به موازات رشته کوه شارش می‌یابند نسبت به جریان‌هایی که رشته کوه را قطع می‌کنند تأثیر متفاوتی دارند) در میزان و چگونگی تأثیرگذاری عامل کوهستان بر سامانه‌های جوی مؤثرند.

کول (۲۰۰۳)، مدل MM5 را در یک شبکه دوبعدی با تفکیک افقی 4 km مورد استفاده قرار داده است تا به درک بهتری از رابطه بین بارش کوهساری در رو به باد کوه، با ارتفاع و پهنای مانع کوهستانی، همین‌طور شارش محیطی (U)، پایداری ایستایی مرطوب و تراز انجماد نائل شود. کول نشان داده است که چگونه این عامل‌ها از راه تغییر گردش و ساختارهای میکروفیزیکی روی کوهستان، بر بارش کوهساری اثر می‌گذارند.

در بررسی کول، شبیه‌سازی برای کوه‌های دارای ارتفاع 500 تا 3500 متر و عرض با نصف پهنای 25 km (کوه باریک) و 50 km (کوه عریض) صورت گرفته

وقتی انجماد از تراز ۷۵۰ به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال منتقل می‌شود، به دلیل سرریزی کمتر بارش به پشت به باد کوه، بارش موثر در شیب رو به باد در سرعت‌های باد شدید (20 ms^{-1}) زیاد (یعنی بزرگ‌تر از ۹۰٪) باقی می‌ماند (کول، ۲۰۰۳).

احمدی گیوی و همکاران (۲۰۰۵)، با استفاده از مدل منطقه‌ای اقلیمی، موسوم به RegCM (Regional Climate Model) نقش رشته کوه زاگرس در سامانه‌های جوی واقع بر ایران را در بازه‌ای چهارماهه (از ۱ دسامبر ۱۹۹۸ تا پایان مارس ۱۹۹۹) بررسی کرده‌اند. در این پژوهش، مدل در حالت مرجع و پس از حذف رشته کوه اجرا شده است. همچنین با توجه به مجهول بودن نقش پوشش گیاهی زاگرس، اجرای دیگری با شرایط بدون رشته کوه و جایگزینی پوشش گیاهی زاگرس با بیابان صورت گرفته است. با حذف رشته کوه زاگرس، میزان بارش در مناطق مرکزی و شرقی ایران افزایش می‌یابد اما مقدار آن در کل محدوده شبیه‌سازی ثابت می‌ماند. با توجه به پوشش گیاهی تنک زاگرس و همچنین بازه آزمایش‌ها، تغییر پوشش گیاهی تفاوت شاخصی را در نتایج شبیه‌سازی‌ها نشان نمی‌دهد. به‌طور کلی نتایج حاصل بیانگر نقش اساسی رشته کوه زاگرس بر بارش، به‌ویژه در نواحی غربی و بعضاً مرکزی ایران است. در حالی که اثر این رشته کوه بر الگوهای بارش، تاوایی و همگرایی در نوار جنوبی ایران کمتر است.

تجربه نشان می‌دهد که در بسیاری موارد، به‌ویژه در فصل زمستان در نواحی جنوبی البرز مرکزی و شمال خراسان، سامانه‌های جوی روی نقشه‌های همدیدی سطح زمین و ترازهای بالا تقویت می‌شوند. این وضعیت عموماً با گسترش و تقویت جریان‌های شمالی به سوی رشته کوه البرز و کوه‌های شمال خراسان همراه است. همزمان با این الگو، سامانه‌های جوی جنوب غربی با عبور از رشته کوه زاگرس، سبب انتقال رطوبت و

مرتفع‌تر، بارش بیشینه بیشتری دارد، زیرا ابر کوهساری گسترده‌تری در آن تشکیل می‌شود، در حالی که برای یک کوه باریک، بارش بیشتری به پشت به باد کوه فرارفت داده می‌شود.

برای سرعت‌های باد بیش از 20 ms^{-1} ، در رو به باد کوه بارش شکل می‌گیرد، زیرا مطابق رابطه $\lambda_z = 2\pi U / N_m$ ، که در آن U سرعت شارش محیطی و N_m پایداری ایستایی مرطوب است، هر چه سرعت شارش بیشتر باشد، بر طول موج قائم موج گرانشی کوهستان (λ_z) افزوده می‌شود. بنابراین لایه عمیقی از حرکت بالاسو روی ارتفاع‌های پایینی شیب رو به باد شکل می‌گیرد که این لایه عمیق، باعث تشکیل ابر کوهساری عمیق‌تری می‌شود و افزایش بارش را در پی دارد (کول، ۲۰۰۳).

در حالت پایداری ایستایی ضعیف، با افزایش سرعت باد، طول موج قائم موج گرانشی سریع‌تر افزایش می‌یابد و باعث می‌شود که در سرعت باد ۱۵ تا ۲۰ متر بر ثانیه، بارش در رو به باد کوه به خوبی شکل گیرد، در حالی که برای سرعت‌های باد شدیدتر، بارش به پشت به باد کوه فرارفت داده می‌شود. در نتیجه برای پایداری ایستایی ضعیف‌تر، با افزایش سرعت باد، بارش در رو به باد کوه کاهش می‌یابد. در کوه باریک نیز چون بارش بیشتری به پشت به باد کوه فرارفت داده می‌شود بارش در رو به باد کوه کاهش می‌یابد.

برای چینش قائم منفی سرعت باد، که در آن سرعت باد بین تراز ۸۰۰ تا ۵۵۰ هکتوپاسکال از ۱۵ به ۵ متر بر ثانیه کاهش می‌یابد، بارش در سمت رو به باد کوه افزایش پیدا می‌کند، در حالی که برای چینش قائم مثبت، که در آن سرعت باد بین تراز ۸۰۰ تا ۵۵۰ هکتوپاسکال از ۱۵ به ۲۵ متر بر ثانیه افزایش می‌یابد، بارش بیشتری به پشت به باد کوه فرارفت داده می‌شود و در نتیجه بارش در رو به باد کوه کاهش می‌یابد. از طرفی،

نیم‌سیگما، $(\sigma = 1.00, 0.99, 0.98, 0.96, 0.93, 0.89, 0.85, 0.80, 0.75, 0.70, 0.65, 0.60, 0.55, 0.50, 0.45, 0.40, 0.35, 0.30, 0.25, 0.20, 0.15, 0.10, 0.05, 0.00)$

در راستای قائم اجرا شده است. دامنه شبیه‌سازی در راستاهای نصف‌النهاری و مداری، به ترتیب از طول جغرافیایی ۲۴ تا ۷۴ درجه شرقی و از عرض جغرافیایی ۱۴/۶ تا ۵۳/۶ درجه شمالی است. مختصات نقطه مرکزی شبکه، عرض جغرافیایی $\varphi = 35^\circ N$ ، طول جغرافیایی $\lambda = 49^\circ E$ با گام شبکه‌ای ۲۵ km است. کاربری اراضی از داده‌های USGS استخراج شده و دارای ۲۴ گونه است. در این نگارش MM5 طرح‌واره رطوبت صریح یخ ساده (simple ice)، پارامترسازی همرفتی گرل (Grell)، طرح‌واره لایه مرزی MRF و طرح‌واره ابر-تابش (cloud-radiation scheme) مورد استفاده قرار گرفته است (دادهیا و همکاران، ۲۰۰۱).

۲-۱ تحلیل همدیدی سامانه موردی مربوط به ۲۴ تا ۲۷ دسامبر سال ۲۰۰۵

در نقشه فشارتراز دریا مربوط به ساعت UTC ۰۰۰۰ روز ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۵ (شکل ۱-الف) مرکز کم‌فشار گسترده‌ای با خط هم‌فشار ۱۰۱۰ هکتوپاسکال در شرق دریای خزر وجود دارد که با عبور از ارتفاعات البرز به شرق ایران نیز کشیده شده است. بقیه مناطق ایران تحت تأثیر خط هم‌مقدار ۱۰۱۵ هکتوپاسکال این سامانه قرار گرفته است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همان روز (شکل ۱-ب) ناوه ارتفاعی در حین حرکت به سوی شرق، به سبب وجود کم‌فشار سطح زمین تقویت می‌شود و سراسر منطقه ایران تحت تأثیر یک سامانه کم‌فشار دینامیکی قرار می‌گیرد. این سازوکار سبب افزایش گرادیان ارتفاع در نیمه شمالی و جنوب غرب ایران شده است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، فرارفت هوای سرد در نیمه غربی کشور

گرمای نهان توده‌های گرم حاره‌ای به سوی مناطق مرکزی ایران می‌شوند که رشد ابر و بارش را در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی و کوه‌های شمال خراسان در پی دارد.

در بخش ۲ این مقاله، ابتدا نقشه‌های واقعی یک الگوی مناسب همدیدی تحلیل و با نقشه‌های خروجی مدل MM5 مقایسه می‌شود. سپس با اعمال تغییرات لازم در برنامه TERRAIN مدل میان‌مقیاس MM5، به منظور کاهش ارتفاع رشته کوه البرز و کوه‌های شمال خراسان، نقشه‌های به دست آمده با نقشه‌های حالت مرجع مقایسه می‌شوند. در بخش ۳ به نتایج حاصل از این بررسی پرداخته شده است.

۲ تحلیل داده‌ها و بحث نتایج

در این بخش ابتدا یک سامانه همدیدی مربوط به ۲۴ تا ۲۷ دسامبر سال ۲۰۰۵ مورد بررسی قرار می‌گیرد. دلیل انتخاب این سامانه مدیریت‌های آن بوده است که در ترازهای میانی جو، شارش‌ها روی رشته‌کوه البرز شمال غربی است و بررسی حاضر روی نواحی پشت به باد رشته‌کوه البرز صورت گرفته است. بررسی موردی به انجام رسیده منطقه پشت به باد رشته‌کوه البرز نشان می‌دهد که چرخندزایی روی این منطقه در اثر وجود رشته‌کوه البرز، به شکل بارزی، مشابه برخی نواحی نظیر پشت به باد رشته‌کوه آلپ رخ نمی‌دهد. در این مقاله کمیت‌هایی بررسی شده است که به طور بارزتری تأثیر کوهستان روی آنها معین شود. عدد فرود و سه کمیت دمای پتانسیل، میدان سرعت قائم و بارش در منطقه پشت به باد کوه برای اجرای مرجع با اجرای پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها (کاهش ارتفاع رشته‌کوه البرز) با یکدیگر مقایسه شده‌اند.

در این مقاله مدل منطقه‌ای MM5 به ترتیب با ۲۰۲ و ۱۶۲ نقطه شبکه در جهت محورهای X و Y و ۲۳ تراز

۲-۲ مقایسه دمای پتانسیل در اجرای مرجع و پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها

حرکت‌های نزولی ناشی از امواج عمیق در پشت به باد کوه سبب می‌شود تا دماهای پتانسیل بالاتر به قسمت‌های پایین‌تر رانده شوند. بدین ترتیب دما در این نواحی نسبت به نقاط هم‌ارتفاع مجاورشان گرم‌تر می‌شود و در صورتی که این امواج، خطوط فازشان خیلی کج شود به طوری که ناوه آنها زیر پشته‌شان قرار گیرد، این وضعیت از نظر استاتیکی ناپایدار خواهد بود. این شرایط به ندرت مشاهده می‌شود و زمانی به وجود می‌آید که اثرات غیرخطی امواج، بسیار زیاد باشد (اتکینسن، ۱۹۸۹)، در شکل ۴ نیز این وضعیت دیده نمی‌شود.

در این بخش پیش‌بینی ۱۲ ساعته دمای پتانسیل (مربوط به ساعت UTC ۱۲۰۰ روز ۲۵ دسامبر) اجرای مرجع با دمای پتانسیل اجرای پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای عرض جغرافیایی $36/5^{\circ}N$ در حالی که طول جغرافیایی از $50^{\circ}E$ تا $55/5^{\circ}E$ تغییر می‌کند (تصاویر a,b,c) و عرض جغرافیایی $37^{\circ}N$ در حالی که طول جغرافیایی از $58/5^{\circ}E$ تا $61^{\circ}E$ تغییر می‌کند (تصاویر d,e,f) مقایسه شده‌اند. مطابق شکل ۳ در اجرای مرجع دمای پتانسیل در سمت پشت به باد رشته کوه البرز بالاتر است، زیرا نحوه انتشار شارش‌ها پس از برخورد به کوهستان از الگوی ناهمواری‌ها تبعیت می‌کند و چون در حالت مرجع، ناهمواری‌ها ارتفاع بیشتری دارند باعث نوسان بیشتر شارش‌ها (در اینجا دمای پتانسیل) در اجرای مرجع می‌شود. در شکل‌های (۳-۲) و (۳-۱) نیز که تفاوت دمای پتانسیل اجرای مرجع و اجرای پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها نشان داده شده است، همه مقادیر مثبت‌اند که این بیانگر کاهش دمای پتانسیل در سمت پشت به باد رشته کوه البرز با کاهش ارتفاع ناهمواری است. شکل‌های (۳-۲) و (۳-۱) یک اختلاف فاز ۹۰ درجه را نشان می‌دهند.

وجود دارد. ناوه ارتفاع ناشی از مرکز کم ارتفاع عرض‌های شمالی به صورت مورب از دریای خزر تا غرب خلیج فارس کشیده شده است. در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، محور جت جنب حاره‌ای از غرب دریای سرخ به سوی جنوب غرب ایران امتداد می‌یابد. سرعت باد این تراز در روی محور جت در غرب خلیج فارس به ۶۰ متر بر ثانیه می‌رسد. محور این جت با منطقه ابرناکی در تصاویر ماهواره، هماهنگ است. در جدول (۱) بارش تجمعی ۲۴ ساعته در ساعت UTC ۰۶۰۰ روز ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۵ در برخی از ایستگاه‌هایی که در سمت پشت به باد رشته کوه البرز واقع شده‌اند آورده شده است. اختلاف بارش در برخی ایستگاه‌هایی که به فاصله اندکی از یکدیگر قرار دارند، ناشی از عوامل محلی و نشان دهنده وردش مکانی بارش است.

به منظور بررسی صحت نتایج خروجی مدل MM5، نقشه‌های سطح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال مدل MM5 با نقشه‌های واقعی مورد مقایسه قرار می‌گیرند. بررسی نقشه تراز دریا مربوط به ساعت UTC ۰۰۰۰ روز ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۵ (شکل ۲-الف) سه سلول مجزای بسته به مرکز ۱۰۱۰ هکتوپاسکال را به ترتیب در شمال غرب، روی دریای خزر و مرکز ایران نشان می‌دهد. از بقیه نقاط کشور زبانه ۱۰۱۵ هکتوپاسکالی عبور کرده است. از طرفی زبانه پرفشار ۱۰۲۰ هکتوپاسکالی تا روی کشور عراق کشیده شده است و ورود تدریجی پرفشار را به کشور از سمت غرب نشان می‌دهد. در نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۲-ب) ناوه روی مرزهای غربی کشور به صورت مورب امتداد یافته و نسبت به ۲۴ ساعت گذشته تضعیف و از انحناء و عمق آن نیز کاسته شده است. مقایسه‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که الگوی کلی نقشه‌های مدل MM5 نسبت به نقشه‌های واقعی (شکل ۱) هم از نظر مکانی و زمانی و هم از نظر عمق، تفاوت چندانی ندارند.

۲-۳ مقایسه عدد فرود در اجرای مرجع و پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها

در دینامیک شاره‌ها معمولاً تغییر از یک حالت به حالت دیگر توسط مقادیر بحرانی کمیت‌های بی‌بعد توصیف می‌شود. به طوری که تغییر هنگامی رخ می‌دهد که این مقادیر از یک مقدار آستانه بیشتر یا کمتر شوند. یکی از این مقادیر که شرایط نوسان‌های امواج گرانی را در اثر جریان شاره چینه‌بندی شده از روی کوهستان تعیین می‌کند عدد فرود (Fr , Froude number) است که به صورت زیر تعریف می‌شود (اتکینسن، ۱۹۸۹):

$$Fr = \frac{U}{Nh_m} \quad (1)$$

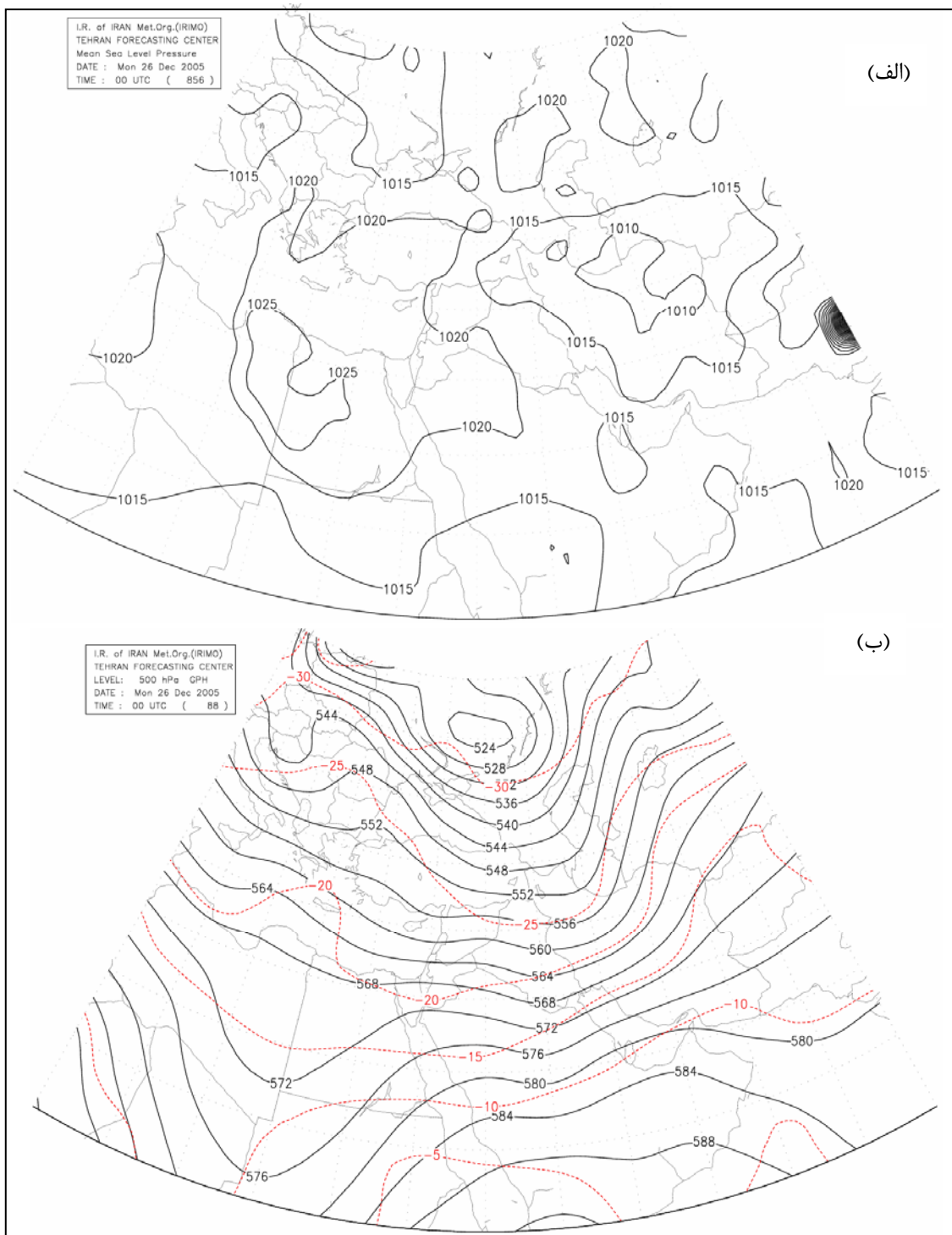
که در آن U سرعت شارش، N بسامد برانت-وایسلا و h_m ارتفاع قله کوه است. این پارامتر در واقع نسبت نیروی لختی، موجب صعود بسته شاره روی کوهستان، به نیروی گرانشی کاهش یافته‌ای است که از صعود بسته شاره به روی کوهستان جلوگیری می‌کند. اگر $Fr < 1$ باشد سرعت انتشار موج بیشتر از سرعت شاره است و امواج می‌توانند به پشت به باد کوه منتقل شوند یا به عبارت دیگر در این حالت، انرژی جنبشی وابسته به جریان میانگین جوی، کمتر از انرژی پتانسیل است. بنابراین جریان جوی ضعیف است. در این حالت در پشت به باد کوه شرایط برای تشکیل امواج لی فراهم است. اما شکل‌گیری آن به کمیت‌های پایداری ایستایی و اندازه

یعنی در اجرای مرجع، دمای پتانسیل، روند افزایشی را طی کرده است در حالی که در اجرای پس از کاهش ناهمواری، دمای پتانسیل، روند کاهش‌ی دارد که این به دلیل آزاد شدن گرمای نهان در اجرای مرجع است.

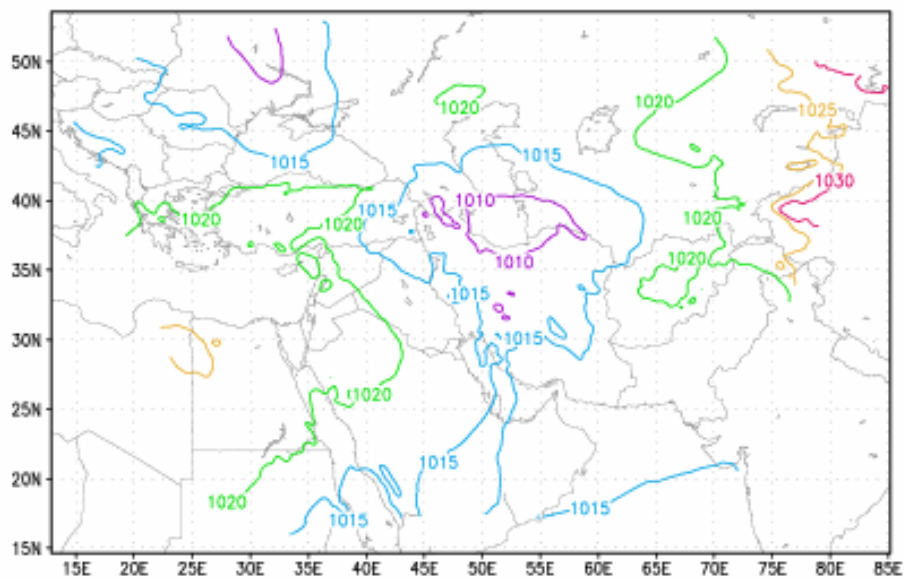
شکل ۴ نیز مشابه شکل ۳ است اما سطح مقطع دمای پتانسیل را از تراز ۷۰۰ تا ۵۵۰ هکتوپاسکالی نشان می‌دهد. در اجرای مرجع به دلیل حرکت نزولی در پشت به باد کوه، دماهای پتانسیل بیشتر از ارتفاع‌های بالاتر به ارتفاع‌های پایین‌تر کشیده شده‌اند و موجب شده است در اجرای مرجع، نسبت به اجرای پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها، دماهای پتانسیل بالاتر باشد که این با نتایج بررسی‌های کلمپ و لیلی (۱۹۷۵)، همخوانی دارد. کاهش دمای پتانسیل با کاهش ناهمواری در شکل‌های (۴-۴ و ۴-۴)، که اختلاف سطح مقطع دمای پتانسیل در اجرای مرجع و اجرای پس از ناهمواری را نشان می‌دهد، مشخص است. مقادیر مثبت بیانگر بیشتر بودن دماهای پتانسیل در اجرای مرجع است. در شکل ۴ نیز مشابه شکل ۳، دلیل نوسان‌های بیشتر در اجرای مرجع، بیشتر بودن ارتفاع ناهمواری‌ها در اجرای مرجع است. اثر کوه طی دو فرایند دیاباتیکی تر و دیاباتیکی خشک روی می‌دهد. از آنجایی که نقش کوه برای ایجاد ناپایداری در بررسی دمای پتانسیل خشک قابل مشاهده است، بنابراین در این بررسی اثر دیده شده، تلفیقی از اثر کوهستان و اثرات ترمودینامیکی است.

جدول ۱. بارش تجمعی ۲۴ ساعته از ساعت ۰۶:۰۰ UTC روز ۲۵ دسامبر تا ۰۶:۰۰ UTC روز ۲۶ دسامبر ۲۰۰۵ در برخی از ایستگاه‌های واقع در پشت به باد رشته کوه البرز.

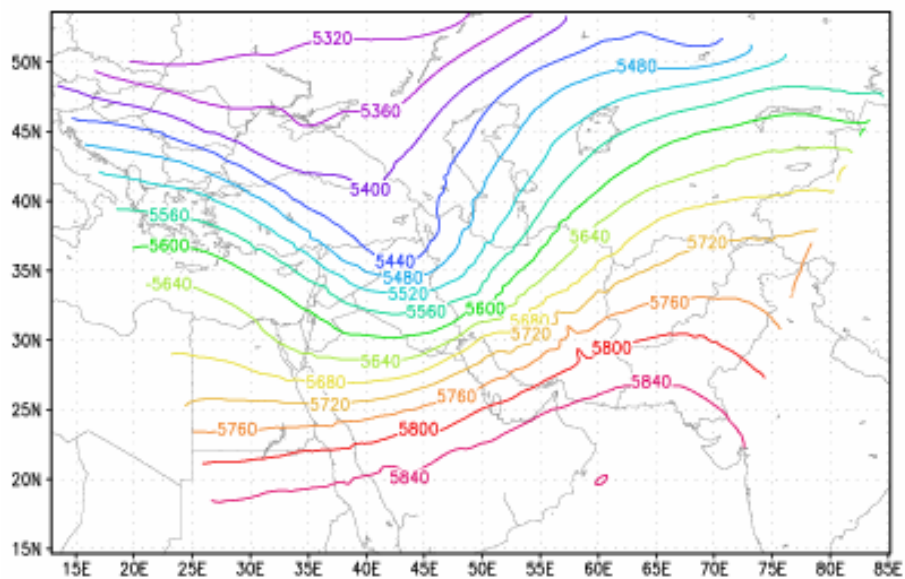
ایستگاه	بارندگی (mm)	ایستگاه	بارندگی (mm)
اقدسیه تهران	۲۸	سمنان	۱۴
آبعلی	۱۸	گرمسار	۱۳
مهرآباد تهران	۱۷	سبزوار	۸/۱
ورامین	۱۷	فیروزکوه	۸
شاهرود	۱۶	بیارجمند	۵/۱



شکل ۱. نقشه تراز دریا (شکل الف) و ۵۰۰ هکتوپاسکالی (شکل ب) مربوط به ساعت UTC ۰۰۰۰ روز ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۵. محورهای مختصات طول و عرض جغرافیایی برحسب درجه‌اند و نقشه از نوع برجسته نگار قطبی است. دامنه تغییرات طول و عرض جغرافیایی به ترتیب از ۱۵ تا ۵۵ درجه شرقی و ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی است.

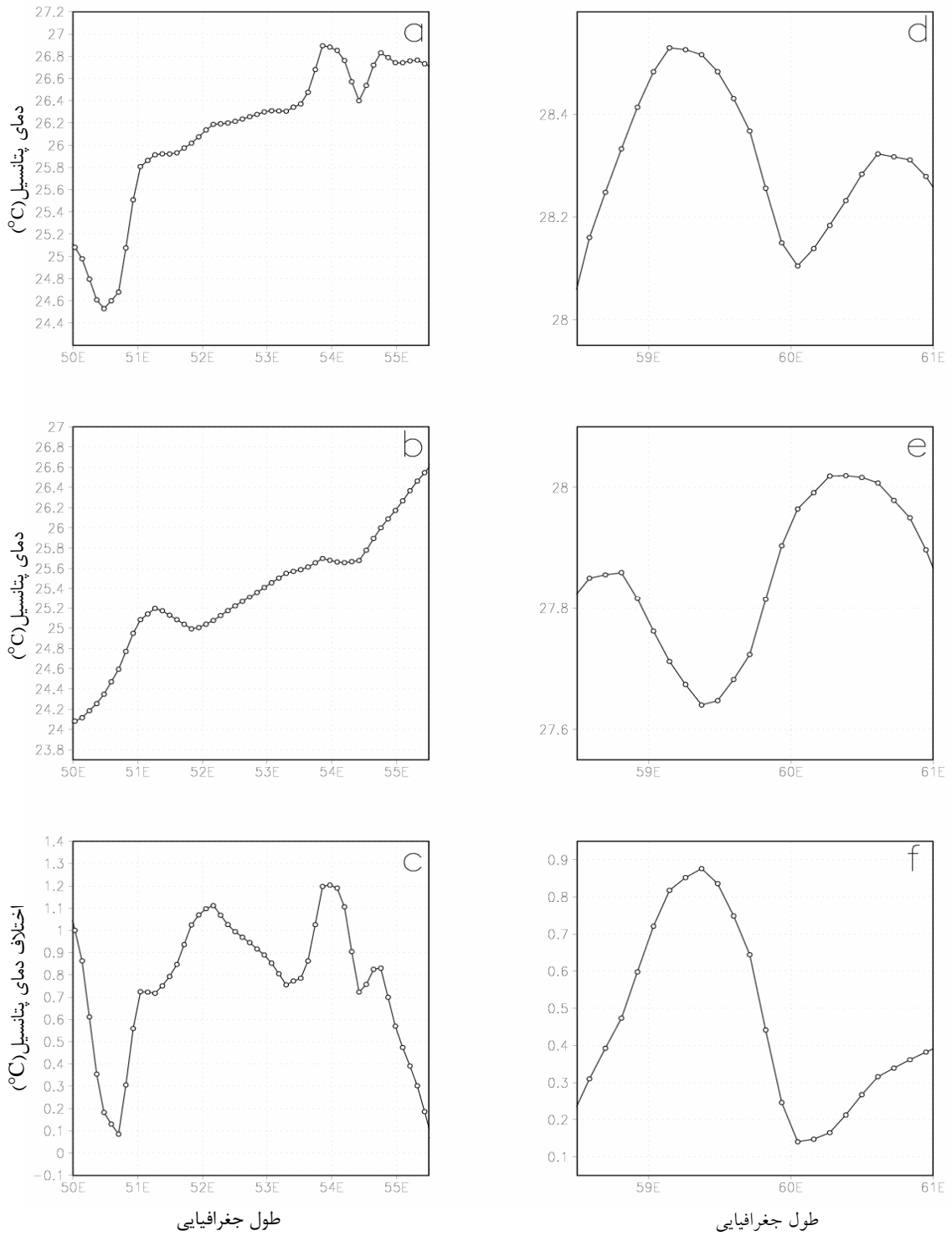


(الف)

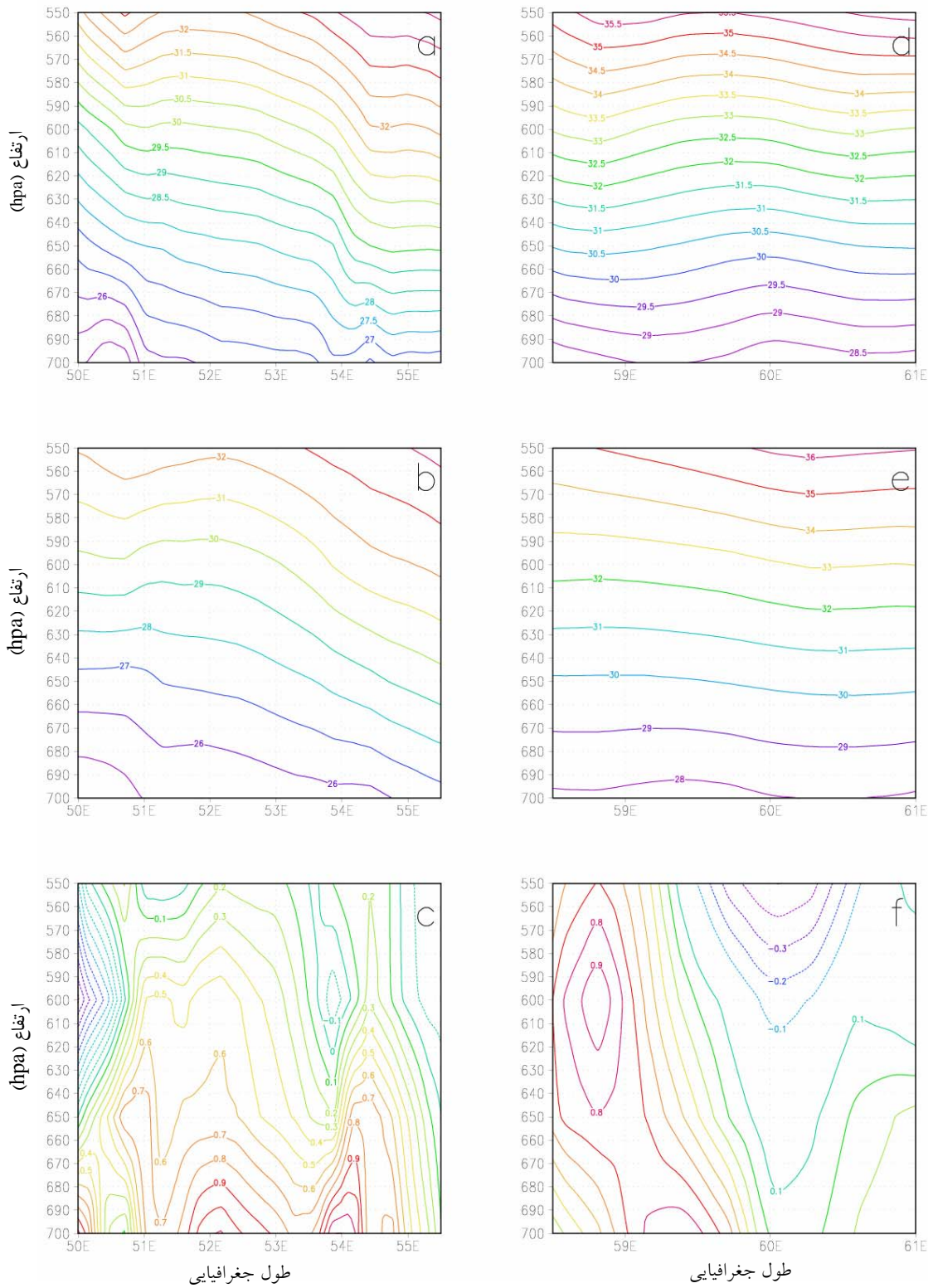


(ب)

شکل ۲. نقشه‌های خروجی مدل MM5 در تراز دریا (شکل الف) و ۵۰۰ هکتوپاسکالی (شکل ب) مربوط به ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۵.



شکل ۳. دمای پتانسیل مدل در ساعت ۱۲۰۰ UTC روز ۲۵ دسامبر برای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی برای (a) اجرای مرجع (b) تغییر ناهموازی (c) تفاوت دمای پتانسیل در این دو اجرا برای عرض جغرافیایی 37° و طول جغرافیایی 50° تا $55/5^{\circ}$. شکل‌های d, e و f نیز برای عرض جغرافیایی 37° و طول جغرافیایی $58/5^{\circ}$ تا 61° .



شکل ۴. مشابه شکل ۳، اما سطح مقطع قائم دمای پتانسیل از تراز ۷۰۰ تا ۵۵۰ هکتوپاسکالی.

ناهمواری‌ها مشاهده می‌شود. اگر در منطقه مورد نظر بارش‌ها شدید باشند، نقش آزاد شدن گرمای نهان و ایجاد حرکت صعودی می‌تواند نزول هوا با کوهستان را تا حدی خنثی کند.

۲-۵ مقایسه بارش در اجرای مرجع و پس از کاهش

ارتفاع ناهمواری‌ها

در این بخش نقشه‌های مربوط به بارش همرفتی و غیر همرفتی اجرای مرجع با اجرای پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها مقایسه شده است. شکل ۶ بارش همرفتی و شکل ۷ بارش غیر همرفتی ۴۸ ساعته را از ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۲۷ دسامبر سال ۲۰۰۵ نشان می‌دهد. کوهستان بر بارش همرفتی اثر می‌گذارد که شکل ۶ نیز کاهش بارش همرفتی را پس از کاهش ارتفاع رشته کوه البرز در نقاط واقع در پشت به باد کوه نشان می‌دهد (مطابق شکل ۸ با توجه به جهت شارش‌های سطح زمین دامنه‌های جنوبی البرز، منطقه پشت به باد کوه برای این شارش‌ها تلقی می‌شود). همین شرایط برای مناطق غربی دریای خزر حاکم است اما در نواحی شرقی آن بارش افزایش یافته است. در بقیه نقاط کشور تغییر بارش پس از کاستن از ارتفاع، چندان قابل توجه نیست. همان‌طور که از مقایسه شکل‌های فوق مشاهده می‌شود، با کاهش ارتفاع رشته کوه البرز، بارش در نواحی پشت به باد کوه کاهش یافته است که این ناشی از شرایط مساعد برای تشکیل امواج لی و در نتیجه صعود بیشتر هوا روی کوه و پشت به باد آن در اجرای مرجع نسبت به اجرای پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها است (شکل‌های ۳، ۴ و ۵). همچنین به دلیل کاهش اثر عامل واداشت کوهستان در صعود هوا با کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها، بارش در مناطق غربی دریای خزر کاهش یافته است. علت افزایش بارش در نواحی شرقی دریای خزر نیز می‌تواند انسداد جریان‌های جنوبی

جریان میانگین نیز بستگی دارد. بسامد برانت-وایسالا باید به مقداری برسد که بتواند عامل بازتاب ناشی از برخورد بسته‌های هوا با سطح زمین را فراهم کند. اگر $Fr > 1$ باشد، فعالیت موجی کم می‌شود و امواج به پشت به باد کوه منتقل نمی‌شوند (اتکینسن، ۱۹۸۹). مقادیر عدد فرود مربوط به این سامانه همدیدی نزدیک به عدد یک است که نشان می‌دهد، امواجی که به کوه برخورد می‌کنند، به سمت پشت به باد آن منتقل می‌شوند و شرایط برای تشکیل امواج لی مساعد است.

۲-۴ مقایسه سرعت قائم در اجرای مرجع و پس از

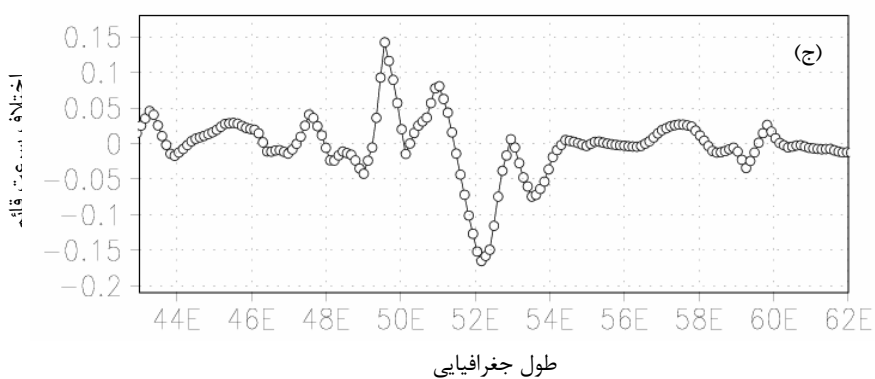
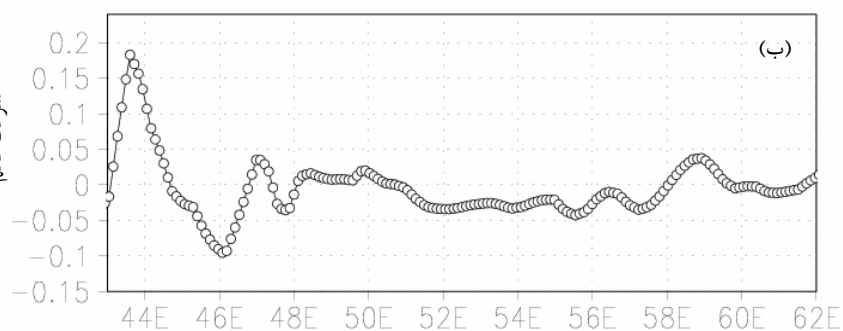
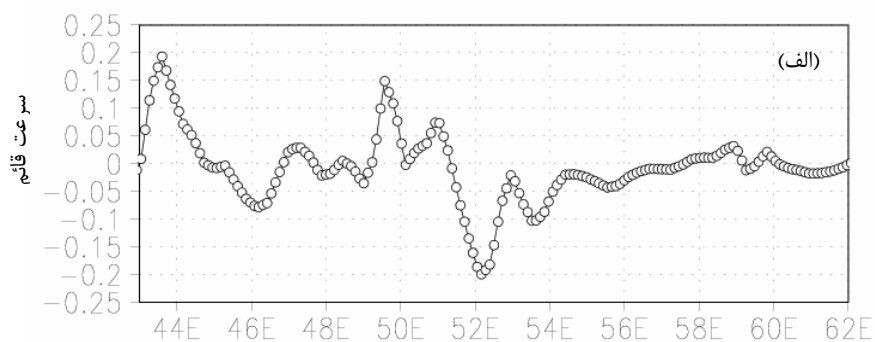
کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها

مقایسه عدد فرود در دو اجرای مرجع و اجرای پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها نشان می‌دهد که در اجرای مرجع، شرایط برای تشکیل امواج لی بیشتر فراهم است، بنابراین سرعت قائم بیشتری را نیز نتیجه می‌دهد.

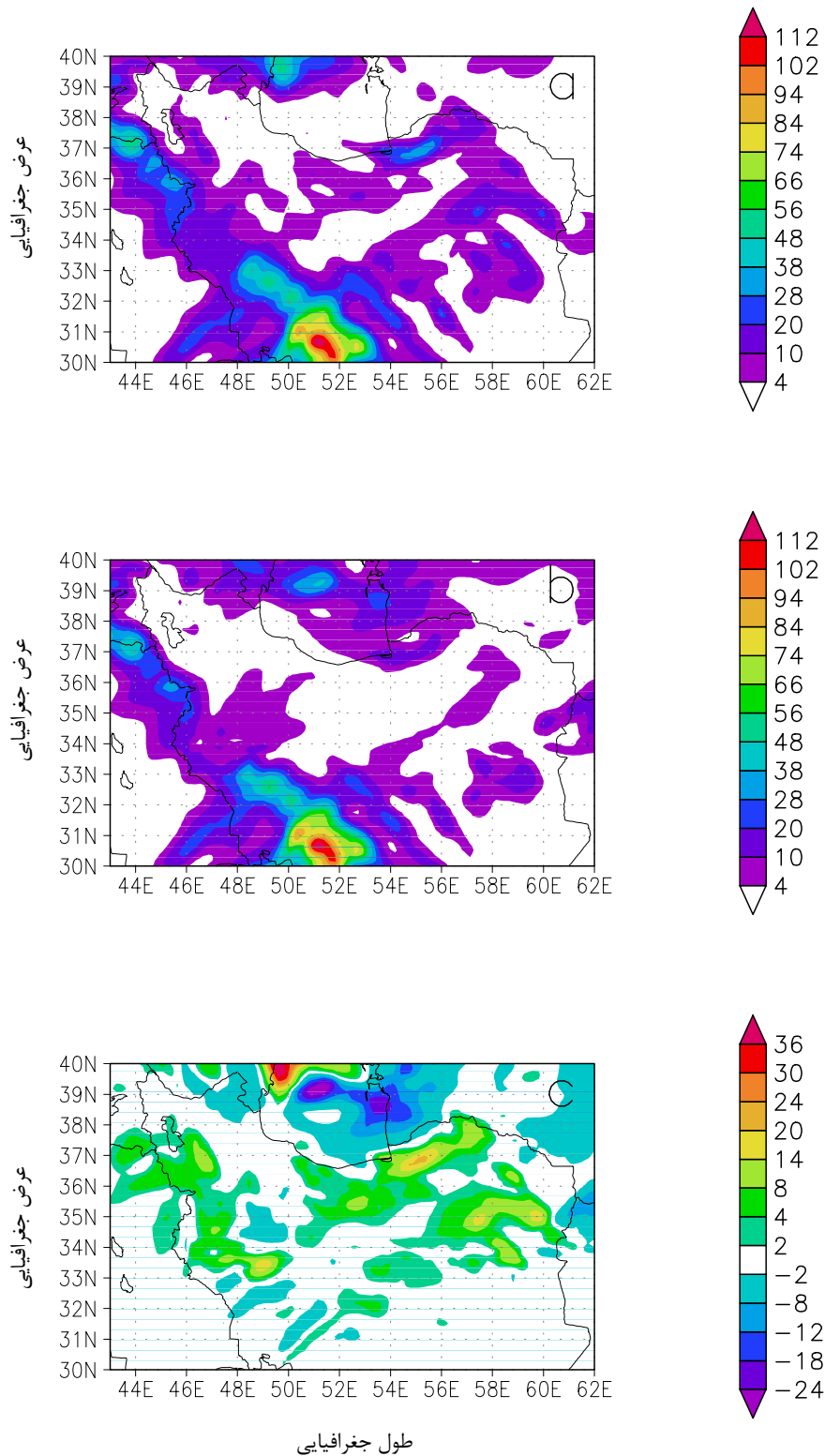
بررسی سرعت قائم مربوط به ساعت ۱۲:۰۰ UTC روز ۲۵ دسامبر سال ۲۰۰۵ (شکل ۵) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای عرض جغرافیایی $36^{\circ}N$ در حالی که طول جغرافیایی از $43^{\circ}E$ تا $65^{\circ}E$ تغییر می‌کند، بیانگر کاهش نسبی سرعت قائم پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌های البرز است (شکل ۵-ج تفاوت سرعت قائم را در اجرای مرجع، نسبت به اجرای پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها نشان می‌دهد). از آنجایی که طول جغرافیایی ۴۳ تا ۴۶ درجه شرقی خارج از مرزهای غربی ایران است و ارتفاع ناهمواری‌ها کاهش نیافته است، بنابراین تغییری نیز در سرعت قائم حاصل نشده است. در برخی نقاط، تغییرات منفی نیز مشاهده می‌شود که ناشی از تبعیت انتشار شارش‌ها از الگوی ناهمواری‌ها است، به طوری که در این نواحی، حرکت‌های نزولی شدیدتری و در نتیجه سرازیر شدن جریان هوا از روی کوهستان، در اجرای مرجع نسبت به اجرای پس از کاهش ارتفاع

می دهد در بارش غیر همرفتی پس از کاهش ارتفاع فقط در نواحی شرقی دریای خزر بارش کاهش یافته است و در بقیه نقاط، تغییری در بارش مشاهده نمی شود.

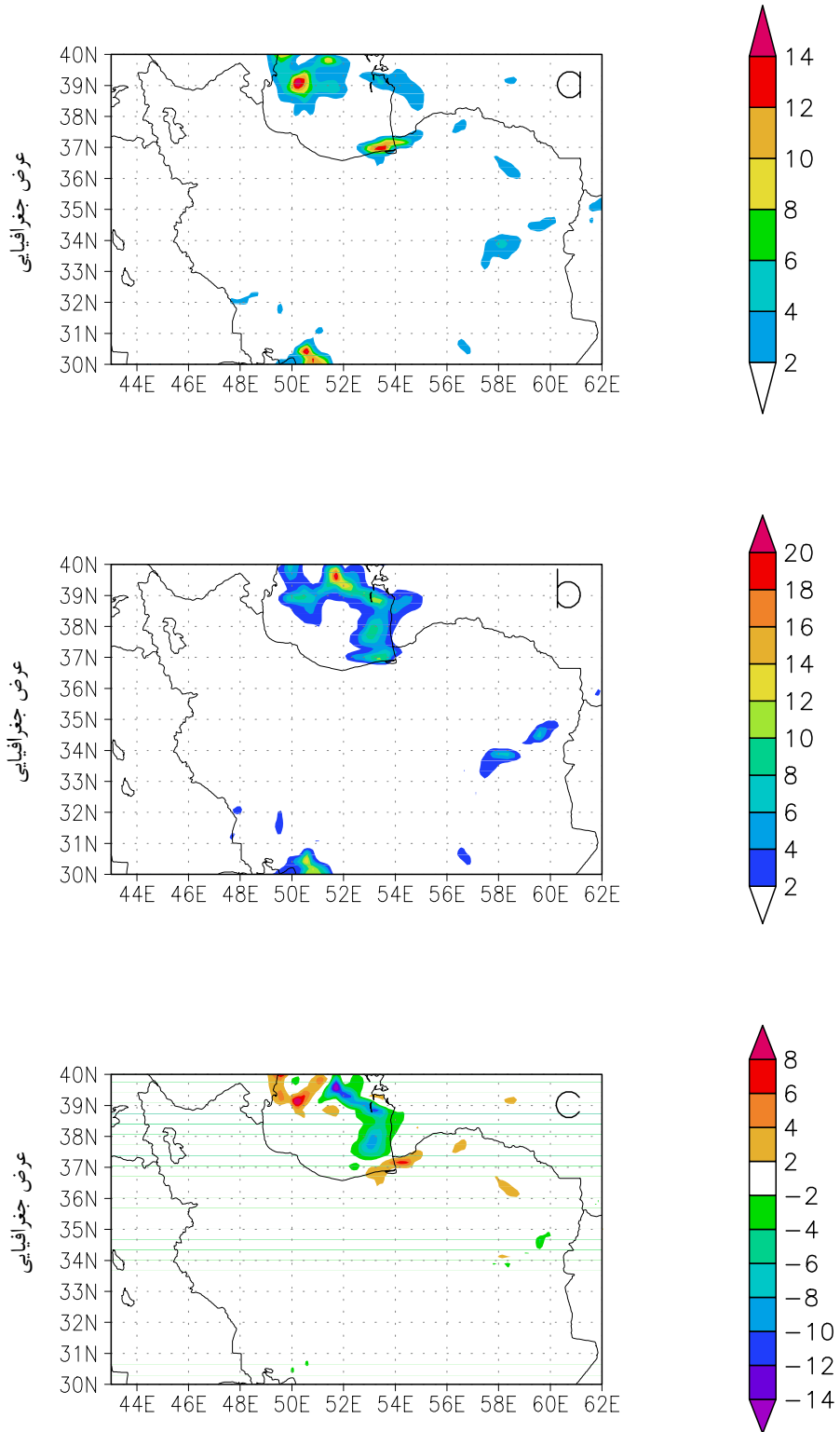
ضلع شرقی ناوه ارتفاع به واسطه کوه باشد و با کاهش یافتن ارتفاع رشته کوه البرز، این انسداد جریان به میزان قابل توجهی کاهش می یابد. همان طور که شکل ۷ نشان



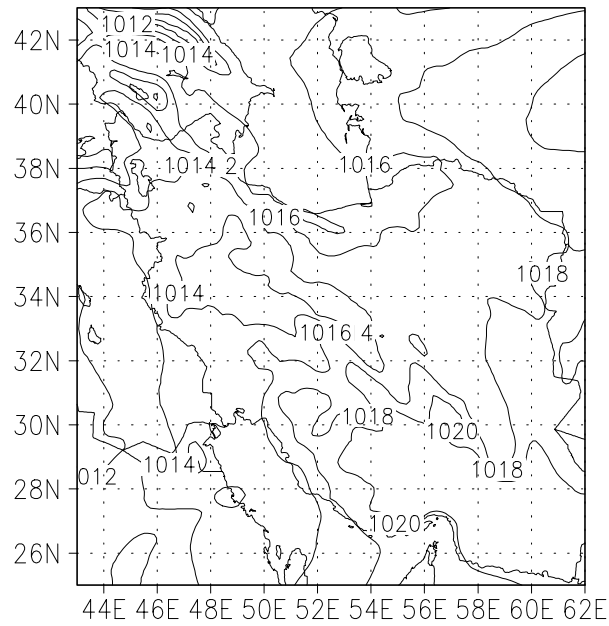
شکل ۵. سرعت قائم مربوط به ساعت ۱۲۰۰ UTC روز ۲۵ دسامبر سال ۲۰۰۵ برای (الف) اجرای مرجع (ب) اجرای پس از کاهش ارتفاع ناهمواری ها (ج) اختلاف سرعت قائم برای این دو اجرا. از آنجایی که طول جغرافیایی ۴۳ تا ۴۶ درجه شرقی خارج از مرزهای غربی ایران است و ارتفاع ناهمواری ها کاهش نیافته، در نتیجه تغییری نیز در سرعت قائم حاصل نشده است. موقعیت کوه از طول جغرافیایی ۴۷ تا ۶۰ درجه شرقی و حوالی عرض ۳۵ تا ۳۶/۵ درجه شمالی است.



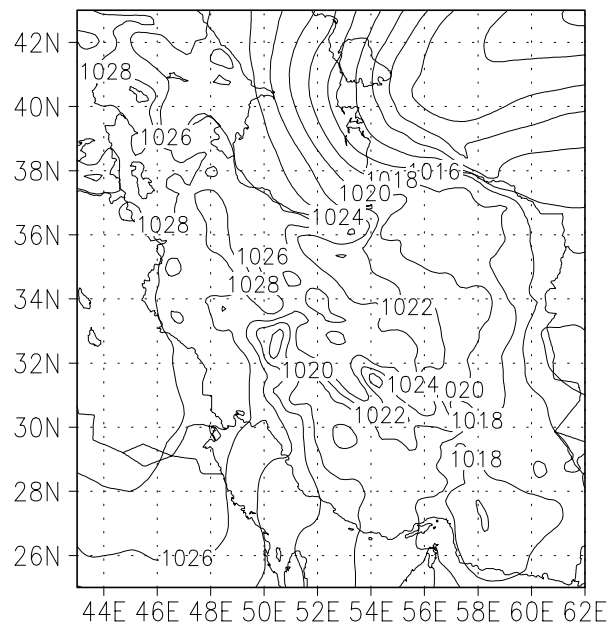
شکل ۶. پیش‌بینی ۴۸ ساعته بارش همرفتی ۴۸ ساعته از ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۲۵ دسامبر تا ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۲۷ دسامبر سال ۲۰۰۵ در اجرای مرجع (a)، پس از کاهش دادن ارتفاع ناهمواری‌ها (b) و تفاوت دو اجرا (c).



شکل ۷. پیش‌بینی ۴۸ ساعته بارش غیر همرفتی ۴۸ ساعته از ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۲۵ دسامبر تا ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۲۷ دسامبر سال ۲۰۰۵ در اجرای مرجع (a)، پس از کاهش ارتفاع ناهمواری‌ها (b) و تفاوت دو اجرا (c).



(الف)



(ب)

شکل ۸. نقشه‌های تراز دریا مربوط به ساعت ۱۸۰۰ UTC روز ۲۵ دسامبر (شکل الف) و ساعت ۱۲۰۰ UTC روز ۲۷ دسامبر (شکل ب) سال ۲۰۰۵.

- joint workshop on climate modeling, November 16-17 2005. pp.137-139.
- Atkinson, B. W., 1989, Meso-scale atmospheric circulations. Academic press limited. pp. 495. London.
- Cole, B. A., 2003, Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 588-606.
- Dudhia, J., Gill, D., Guo, Y. R., Manning, K., Michalakes, J., Wang, W., and Wilson, J., 2001, PSU/Ncar Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3.
- Holton, J. R., 2004, An introduction to dynamic meteorology (forth edition). Elsevier academic press. pp. 535. USA.
- Klemp, J. B., and Lilly, D. K., 1975, The dynamics of wave-induced downslope winds. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 320-339.
- Jiang, Q., 2003, Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus*, **55A**, 301-306.
- Tosi, E., and Fantini, M., 1982, Numerical experiments on orographic cyclogenesis: Relationship between the development of the lee cyclone and the basic flow characteristics. *Mon. Weather, Rev.*, **111**, 799-814.

۳ نتیجه گیری

در این تحقیق نشان داده شد که در اجرای مرجع در منطقه پشت به باد کوه، دماهای پتانسیل بیشترین است (شکل های ۳ و ۴)، و این به واسطه تبعیت خطوط جریان از الگوی ناهمواری ها است. میدان سرعت قائم نیز مورد بررسی قرار گرفت که نتایج حاصل نشان دهنده افزایش سرعت قائم در پشت به باد کوه است اما در برخی نقاط نیز سرعت قائم کاهش یافته است که بستگی به عواملی نظیر تبعیت انتشار شارش ها از الگوی ناهمواری ها، طول موج امواج لی و آزاد شدن گرمای نهان دارد. همچنین مقادیر عدد فرود در اجرای مرجع نزدیک به عدد یک است که بیانگر عبور امواج برخوردی به سمت پشت به باد کوه است. بنابراین، شرایط برای تشکیل امواج لی مساعد است. تأثیر عامل کوهستان بر کمیت بارش نیز مورد بررسی قرار گرفته است و روشن شد که در این سامانه همدیدی، با کاهش یافتن ارتفاع رشته کوه البرز، از بارش همرفتی در منطقه پشت به باد آن کاسته می شود. همچنین در نواحی غربی دریای خزر (رو به باد رشته کوه البرز) وجود عامل واداشت کوهستان، باعث تشدید بارش در این نواحی می شود، به طوری که با کاهش ارتفاع ناهمواری ها بارش نیز کاهش یافته است. در حالی که در نواحی شرقی دریای خزر با کاهش ارتفاع ناهمواری ها بارش افزایش می یابد (شکل ۶).

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم است از سازمان هواشناسی کشور به واسطه حمایت مالی از تحقیق حاضر تقدیر و تشکر به عمل آید.

منابع

- Ahmadi Givi, F., Irannejad, P., and Soltanzadeh, I., 2005, A study of the effects of Zagros mountain ranges on mesoscale westerly currents using RegCM. The first Iran-Korea