

نقش توپوگرافی بر شبیه سازی ساختار باد سیستان در شرق فلات ایران

دریافت مقاله: ۹۵/۴/۱۲ پذیرش نهایی: ۹۵/۱۰/۱۸

صفحات: ۲۵-۵۳

محسن حمیدیان پور، استادیار اقلیم‌شناسی دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و

بلوچستان، زاهدان، ایران

Email: mhamidianpour@gep.usb.ac.ir

عباس مفیدی: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران^۱

Email: abbasmfidi@um.ac.ir

محمد سلیقه: دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

Email: saligheh@khu.ac.ir

بهلول علیجانی: استاد اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

Email: bralijani@yahoo.com

چکیده

در این مطالعه به منظور آشکارسازی نقش توپوگرافی بر ساختار باد سیستان، از مدل اقلیمی منطقه محدود RegCM4 استفاده شد. با بهره‌گیری از مدل، چهار تجربه متفاوت با تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر اجرا شد که در هر تجربه شرایط متفاوتی از ناهمواری‌ها در نظر گرفته شد. در تجربه نخست، ناهمواری‌ها به شکل واقعی مورد استفاده قرار گرفت. در سه تجربه دیگر، مدل به ترتیب با حذف کوه‌های خراسان جنوبی، حذف کوه‌های خراسان (جنوبی، رضوی و شمالی) و حذف تمامی کوه‌های شرق فلات ایران (کوه‌های خراسان و افغانستان) به اجرا در آمد. یافته‌ها بیانگر آن است که باد سیستان یک پدیده اقلیمی چندمقیاسه است که هم در مقیاس همدید و هم در مقیاس‌های متوسط و محلی قابل تحلیل می‌باشد. شبیه‌سازی‌ها، مبین آن است که، ناهمواری‌های منطقه علاوه بر تاثیرگذاری بر جهت باد، بر شدت آن نیز تأثیرگذارند. در مقیاس همدید، شیب فشار بین سامانه‌های کم‌فشار پاکستان و پرفشار ترکمنستان منجر به شکل‌گیری یک جریان شمالی گسترده بر روی منطقه می‌گردد. در مقابل، واداشت‌های مکانیکی و گرمایشی حاصل از استقرار کوه‌ها، ویژگی‌های مقیاس متوسط جریان هوا در ترازهای زیرین، بویژه شکل‌گیری و تداوم

^۱. نویسنده مسئول: خراسان رضوی، دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده ادبیات و علوم انسانی

رودبادهای تراز زیرین را در مرزهای شرقی ایران رقم می‌زنند. نتایج مطالعه بیانگر آن است که، واداشت‌های مکانیکی ناشی از استقرار کوه‌ها، عامل اصلی تشکیل و تداوم دو هسته رودباد تراز زیرین یکی در حوالی دشت آتیشان و دیگری بر جانب شمالی دریاچه هامون (باد سیستان واقعی) می‌باشد. در این میان، شکل‌گیری و تداوم هسته رودباد بر جانب شمالی دریاچه هامون، بیش از همه، به واداشت‌های مکانیکی کوه‌های خراسان جنوبی وابسته است. بررسی گرمایش دررو نیز مبین آن است که، هسته‌های بیشینه‌ی گرمایش و سرماییش از ناهمواری‌های منطقه پیروی می‌نمایند، به طوری که با حذف کوه‌ها، ضمن حذف این هسته‌های گرمایی، ساختار محلی جریان در مرزهای شرقی کشور دچار تغییرات اساسی می‌گردد.

کلید واژگان: باد سیستان، رودباد تراز زیرین، جریان زمینه، توپوگرافی، RegCM4

مقدمه

فلات ایران سرزمینی است که تقریباً در مرکز کمربند خشک دنیای قدیم (آسیا) قرار گرفته و در فاصله‌ای یکسان از نواحی بیابانی و استپی، همراه با زمستان سرد آسیای مرکزی و مناطق خشک و همیشه گرم آفریقا سربرافراشته است (نگارش، ۱۳۷۷). در واقع فلات ایران در حاشیه جنوبی مسیر بادهای غربی، در منطقه‌ی فرونشست هوا و تحت تأثیر مراکز پرفشار جنب‌حاره قرار دارد (بوشر، ۱۳۷۳). استقرار و تداوم مراکز پراارتفاع جنب حاره در بخش عمده‌ای از روزهای سال، فلات ایران را به فلاتی خشک و کم‌بارش، همراه با یک دوره گرم طولانی مبدل ساخته است. فلات ایران در دوره گرم سال بیش از آن که از واداشت‌های بزرگ مقیاس با منشأ برون حاره برخوردار باشد از واداشت‌های گرمایی در مقیاس محلی و منطقه‌ای برخوردار است. بخش عمده‌ای از واداشت‌های گرمایی کنترل‌کننده اقلیم منطقه در ترازهای زیرین جو، از منابع گرمایی ارتفاع یافته یا همان رشته کوه‌ها حاصل می‌گردند (مفیدی و زرین، ۱۳۹۱). در واقع، رشته کوه‌ها نقش بسیار مهمی در تشکیل، تکوین و تداوم جریان‌های ترازهای زیرین در محدوده فلات ایران در طول دوره گرم سال دارند. در این رابطه، ترکیب واداشت‌های همدیدی بزرگ مقیاس و اثرات ناشی از توپوگرافی منطقه باعث پدید آمدن بادهای منطقه‌ای و محلی منحصر به فردی می‌شود. در این میان می‌توان به باد ۱۲۰ روزه سیستان اشاره داشت (علیجانی، ۱۳۷۴؛ حسین‌زاده، ۱۳۷۶)؛ که اهالی منطقه به آن لوار می‌گویند (حسین‌زاده، ۱۳۷۶). اگرچه با توجه به مطالعات اخیر، شاید بهتر باشد به جای اطلاق «باد ۱۲۰ روزه

سیستان»، نام این باد به اختصار «باد سیستان» نامیده شود (حمیدیان پور، ۱۳۹۲؛ مفیدی و همکاران، ۱۳۹۲-ب). می توان گفت که باد سیستان یک جریان نمونه است که در نتیجه استقرار یک آرایش خاص از الگوهای فشار شبه ساکن در طول دوره گرم سال و به واسطه برهمکنش جو و ناهموازی های سطح زمین در شرق فلات ایران، در پهنه ی سه کشور ایران، افغانستان و پاکستان می وزد. نتایج پژوهش های مختلف علت پیدایش این باد را در مقیاس همدید ناشی از تضاد فشار میان دو سامانه فشار جوی: یعنی کم فشار پاکستان و پرفشار شرق دریای خزر (حسین زاده، ۱۳۷۶؛ نجارسلیمه، ۱۳۸۰؛ خسروی و همکاران، ۱۳۸۴؛ گندمکار، ۱۳۸۵؛ خسروی، ۱۳۸۷؛ سلیمه، ۱۳۸۹) و یا به بیانی دیگر، پرفشار ترکمنستان (مفیدی، ۱۳۸۶) معرفی می کنند. در این میان، حسین زاده (۱۳۷۶) و سلیمه (۱۳۸۹) بر نقش توپوگرافی نیز در تغییر جهت باد ۱۲۰ روزه سیستان تاکید دارند، اگرچه امکان مطالعه نقش توپوگرافی و واداشت های مکانیکی و گرمایی حاصل از آن بر ساختار باد برای آنها فراهم نگردیده است. حمیدیان پور (۱۳۹۲) به منظور بررسی نحوه شکل گیری باد سیستان، اقدام به ریزگردانی دینامیکی جریانات ترازهای زیرین در شرق فلات ایران با بهره گیری از یک مدل اقلیمی منطقه محدود (Regcm4)، برای یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۱۰-۲۰۰۱) نموده است. نتایج تحقیق بیانگر وجود یک کم فشار محلی موسوم به «کم فشار سیستان» و یک پرفشار موسوم به «پرفشار کوه های خراسان جنوبی» است که تحت تاثیر توپوگرافی منطقه شکل گرفته اند. در عین حال، در برخی از پژوهش ها به شکل گیری یک رودباد تراز زیرین به ویژه قبل از طلوع آفتاب در نتیجه وجود کوه ها در لایه مرزی نیز اشاره شده است (حمیدیان پور، ۱۳۹۲؛ کمالی، ۱۳۹۲؛ مفیدی و همکاران، ۱۳۹۲-الف؛ علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۴). رودباد تراز زیرین پدیده ای است که در اثر شرایط کاملاً محلی یک منطقه در لایه مرزی جو به وجود می آید. تئوری های متعددی در این خصوص وجود دارد که به منظور مطالعه بیشتر می توان به پژوهش های بلک آدار (۱۹۵۷)، بونتر (۱۹۶۸)، استنس رود^۱ (۱۹۹۶) و استال (۱۹۹۸) مراجعه نمود. باروق^۲ و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از مدل MM5 به تحلیل دینامیکی جریان های دره لوت پرداختند. نتایج این تحقیق نشان داد که سامانه های همدیدی تابستانه منجر به ایجاد یک شیب فشاری نصف النهاری در امتداد شمالی- جنوبی در محدوده دره لوت می گردند که این وضعیت می تواند بادها را در دره هدایت نماید. در این مطالعه نویسندگان، جریان های شکل گرفته در دره لوت را

1 -Stensrud

2- Barogh

از نوع رودبادهای تراز زیرین (LLJs^۱) در نظر گرفته اند و در همین زمینه می‌توان به پژوهشی دیگر توسط بیدختی و برومند (۱۳۸۵)، اشاره داشت. مطالعه آنها در سه بخش آماری، همدیدی و عددی به انجام رسیده است. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که با توجه به توپوگرافی محل و قرار گرفتن دره لوت در بین رشته کوه‌های موازی و مرتفع، پیدایش بادهای شمالی در منطقه از الگوی باد شکافی^۲ تبعیت می‌کند. از نظر آماری نیز همبستگی خوبی بین وقوع بادهای شمالی شدید و گرادبان فشار نصف‌النهاری مشاهده گردید. فرارفت هوای سرد از عرض‌های شمالی و گرادبان فشار نصف‌النهاری عواملی هستند که در پیدایش این جریان‌ها نقش شایان توجهی دارند. در این زمینه می‌توان پژوهش انجام شده توسط لیو^۳ و همکاران (۲۰۰۰) را نیز اضافه نمود. آنها در یک مطالعه عددی، حالت خاصی از جریان هوا را در بیابان لوت مورد توجه قرار دادند و شرایط دینامیکی و همدیدی حاکم بر منطقه را در زمان وقوع رودبادهای تراز زیرین بررسی نمودند. کمالی (۱۳۹۲)، در مدل‌سازی توفان‌های گرد و غباری در محدوده دشت سیستان، با استفاده از مدل RegCM4 جفت‌شده با طرحواره گرد و غبار نتیجه گرفت که مدل در تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر دارای نتایج بهتری در آشکارسازی سامانه‌های موثر بر گرد و غبار در دوره‌ی گرم سال است. به هر روی آثار میکروکلیمایی ناهمواری‌ها از دو جنبه کاملاً متفاوت قابل بررسی است. بدین معنی که از یک طرف باعث تغییر در میزان تابش خورشید می‌شوند و از طرف دیگر می‌توانند در ایجاد حرکت هوا و تغییر جهت آن نقش موثری ایفا نمایند (کاویانی، ۱۳۸۰، ۱۶۱). بر این اساس مطالعه پیش رو سعی دارد نقش ناهمواریهای شرق فلات ایران را در شکل‌گیری و تداوم باد سیستان مورد ارزیابی قرار دهد. در این راستا نویسندگان سعی دارند با انجام این پژوهش پاسخی را برای پرسش‌های زیر فراهم آورند:

- ۱- نقش کوه‌ها در شکل‌گیری ویژگی‌های مقیاس متوسط باد سیستان چیست؟
- ۲- آیا کوهستان‌های شرق فلات ایران بر جهت و شدت باد سیستان تاثیرگذارند؟
- ۳- در صورت حذف کوه‌های شرق فلات ایران، اعم از کوه‌های خراسان جنوبی، خراسان شمالی و رضوی و کوه‌های هندوکش، ویژگی‌های بزرگ مقیاس و مقیاس متوسط باد سیستان چگونه خواهد بود؟

1- Low Level Jets (LLJs)

۲- باد شکافی (Gap wind) بادی است که در پایین‌ترین ترازهای جو، در نواحی پستی جریان دارد که با حصارهای مرتفع مسدود شده‌اند. بادهای شکافی عمدتاً کم عمق هستند ولی از نظر پهنا، گستره وسیعی از چند متر تا چند صد کیلومتر را پوشش می‌دهند.

3 - Liu

داده‌ها و روش پژوهش

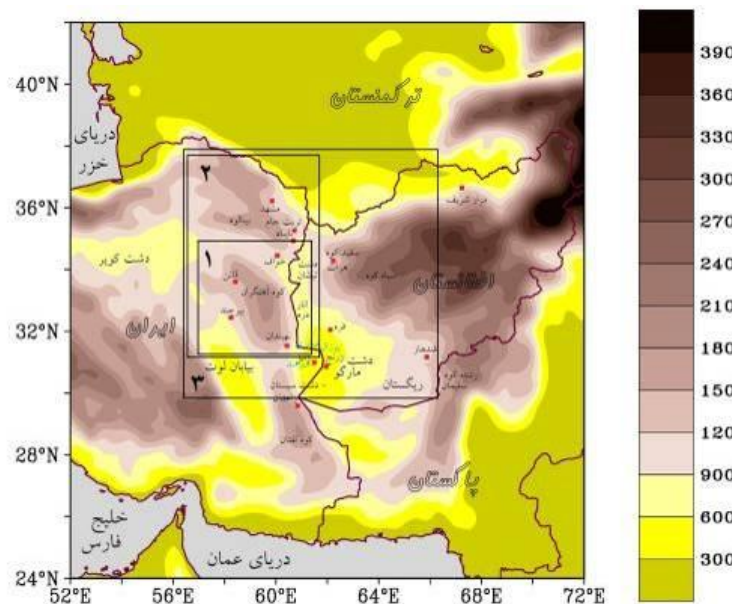
ویژگی‌های جغرافیایی منطقه

منطقه‌ی مورد مطالعه در عرض جغرافیایی 24° تا 42° شمالی و طول جغرافیایی 52° تا 72° شرقی قرار دارد که به لحاظ ژئومورفولوژیک (ریخت‌شناسی) این محدوده تقریباً مقارن با شرق فلات ایران می‌باشد. فلات ایران تقریباً به شکل مثلثی است که اضلاع آن را رشته کوه‌های عظیم و مرتفعی تشکیل داده و در بخش داخلی آن نیز حوضه‌های کوچک و بزرگ متعددی شکل گرفته، که توسط ارتفاعات داخلی و محلی مرزبندی شده است. ضلع شمالی آن مشتمل بر کوه‌های البرز، خراسان و هندوکش افغانستان است. ضلع شرقی این فلات توسط کوه‌های سلیمان با روندی شمالی جنوبی گسترش یافته و به موازات رودخانه سند تا هیمالیا کشیده می‌شود و ضلع غربی آن به صورت محدب شامل کوه‌های کردستان، زاگرس و مکران می‌گردد (زمردیان، ۱۳۸۱). شکل (۱) پستی و بلندی‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همانطور که در شکل مشاهده می‌گردد؛ منطقه‌ی مورد مطالعه را می‌توان به سه منطقه کوهستانی نسبت به مناطق پست مانند دشت مارگو و ریگستان در استان‌های نیمروز در کشور افغانستان و دشت سیستان در کشور ایران تفکیک کرد. هر یک از این توده‌های کوهستانی در شکل‌گیری باد سیستان می‌توانند موثر می‌باشند که نقش آنها باید مشخص گردد. این منطقه تحت تأثیر عرض جغرافیایی، ارتفاع از سطح دریا، دوری از منابع رطوبتی، ناهمواری‌ها و مجاورت با مناطق پست از شرایط اقلیمی «خشک و بیابانی» در نواحی پست و آب و هوای «نیمه خشک و معتدل» در نواحی کوهستانی و مرتفع برخوردار است (ابراهیم زاده، ۱۳۹۲).

داده‌های مورد استفاده

هدف اصلی این پژوهش بررسی نقش ناهمواری بر شدت و جهت باد سیستان می‌باشد بدین منظور از مدل‌سازی اقلیم منطقه‌ای RegCM4.1 استفاده شد. اجرای مدل مذکور نیازمند دو نوع داده‌ی جوی و ویژگی‌های سطحی می‌باشد. داده‌های جوی از مرکز پیش‌بینی محیطی/مرکز ملی پژوهش‌های جوی^۱ با قدرت تفکیک افقی $2/5^{\circ}$ و در مقیاس زمانی ۶ ساعته برای سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۰ استفاده شد. داده‌های آن شامل: ارتفاع ژئوتانسیل، مولفه مداری (U) و نصف‌النهاری باد (V)، دمای هوا و سرعت قائم باد برای ۱۷ تراز فشاری و فشار سطحی و همچنین رطوبت نسبی برای ۸ تراز می‌باشد. داده‌های سطحی شامل: توپوگرافی، کاربری اراضی، بافت و رطوبت خاک و ... با قدرت تفکیک افقی ۳۰ ثانیه تهیه شده توسط سازمان زمین

شناسی آمریکا^۱ می‌باشد. علاوه بر آن داده‌های دمای سطح آب دریا (SST) با تفکیک مکانی ۱° از مرکز ملی جو و اقیانوس آمریکا^۲ به صورت ۶ ساعته دریافت گردید.



شکل (۱). ناهمواری‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس خروجی مدل منطقه‌ای RegCM - مناطق مشخص شده در مربعات شامل مناطق تعریف شده در مدل به منظور اجراهای مختلف می‌باشند. ۱- کوه‌های خراسان جنوبی، ۲- کوه‌های خراسان جنوبی، رضوی و شمالی، ۳- اجرای مدل بدون ناهمواری‌ها.

روش پژوهش

همانطور که بیان شد هدف از این پژوهش تبیین نقش توپوگرافی در ایجاد و شکل‌گیری ویژگی‌های مقیاس متوسط و محلی باد سیستان است. برای دستیابی به این هدف از مدل RegCM4.1 بهره گرفته شد. در واقع یکی از قابلیت‌های مدل‌سازی دینامیکی مانند RegCM ایجاد تغییر در شرایط موجود توپوگرافی است؛ به طوری که بتوان شرایط موجود را در زمان با و بدون توپوگرافی مورد آزمون قرار داد و از آنجاییکه تمامی شرایط موجود منطقه‌ای در داده‌های ورودی حفظ می‌گردد و فقط داده‌های ورودی ناهمواری‌های مدل تغییر می‌نماید. بنابراین اگر در خروجی شبیه‌سازی شده تغییری در ویژگی‌های پدیده‌ها (از جمله باد سیستان) حاصل

1-U.S. Geological Survey (USGS)

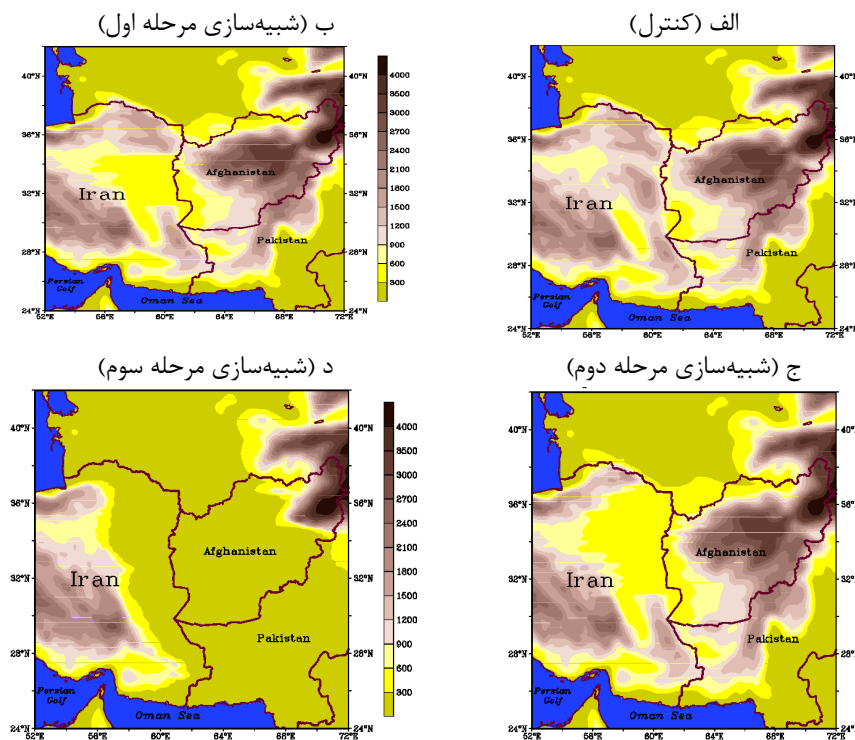
2 -NOAA

گردد؛ به نقش توپوگرافی مرتبط خواهد شد. مدل های رقومی در اینگونه مطالعات دو نوع کاربرد اصلی را ایفا می نمایند نخست اینکه به تحلیل گر اطلاعات ارزش افزوده نسبت به داده های اصلی خواهد داد و نقش پدیده های مقیاس متوسط و محلی بارز می گردد و دوم اینکه دنیای واقعی را با حذف یا تغییر یک پارامتر مورد ارزیابی و واکاوی قرار می دهد (ونگ و همکاران، ۲۰۰۴). لازم به توضیح است که برای درک میزان نقش و اثر یک پدیده خاص بر کل فرآیند جوی در حال وقوع، آن پدیده را از داده های ورودی حذف و یا بر اساس هدف تحقیق اصلاح نموده و سپس با حفظ سایر شرایط به مدل اجازه می دهیم که معادلات دینامیکی خود را در قالب طرح‌واره های مختلف بر روی داده های ورودی اعمال نماید (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۲-الف). در این راستا نخست مدل با تمامی داده های واقعی اجرا شد، سپس ناهمواری های منطقه در سه مرحله ی مختلف از طریق تغییر ارقام فایل های ورودی توپوگرافی مدل اقدام به حذف آن شد که این سه مرحله شبیه سازی اطلاق می گردد (شکل ۲). شایان ذکر است که تمامی آزمایشات اعم از با و بدون توپوگرافی مدل در قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر اجرا شد چرا که باد سیستان با توجه به مطالعات قبلی به خوبی در این قدرت تفکیک آشکار می گردد (کمالی، ۱۳۹۲). همچنین ساختار و ماهیت باد سیستان در پژوهش حمیدیان پور و همکاران (۱۳۹۵) مورد بررسی دقیق قرار گرفته است. در این مطالعه مشخص شده است که باد سیستان در تراز ۹۴۵ ه.پ. دارای بیشترین سرعت بوده و از نمود بهتری برخوردار است. علاوه بر آن، در این مطالعه توان مدل در آشکارسازی باد سیستان مورد ارزیابی آماری (در سطح ۹۵٪) قرار گرفته است. با اتکا به نتایج پژوهش فوق، به منظور مطالعه نقش توپوگرافی، تراز ۹۴۵ ه.پ. به عنوان تراز مرجع انتخاب شده است. علت حذف ناهمواری ها در سه آزمایش متفاوت، آشکار سازی اثر منفرد و جمعی ناهمواری ها در ساختار و ویژگی های باد سیستان می باشد. در نخستین مرحله تمام کوهستان های قسمت خراسان جنوبی از داده های ورودی حذف شد؛ به گونه ای که این قسمت با دشت های سیستان و مارگو هم ارتفاع گردید. در مرحله دوم ارتفاعات موجود در خراسان شمالی، خراسان رضوی و خراسان جنوبی همزمان، هم ارتفاع با دشت های سیستان و مارگو شدند و در پایان کلیه کوه های شرق و غرب محدوده ی مورد مطالعه شامل ارتفاعات کشور افغانستان و شرق کشور ایران برداشته شد. سپس کلیه مراحل مدل سازی به شکل یکسان تکرار گردید و داده های مورد نیاز در تفسیر و ارزیابی ویژگی های باد تهیه گردید. در مرحله تغییر کدهای ورودی مدل RegCM4.1 ملاحظات زیر رعایت گردید، به طوری که سعی شده است در حذف توپوگرافی مناطق پرتگاهی وجود نداشته باشد. علاوه بر آن توپوگرافی به صورت تدریجی و بر اساس ارتفاع پایه در منطقه تغییر داده شد.

در پایان جهت مقایسه گرمایش دررو^۱ (حاصل جمع سه جمله گرمایش محلی، گرمایش ناشی از فرارفت افقی و قائم) بین شرایط اجرای واقعی و شرایط حذف ناهمواری‌ها عبارت معادله‌ی انرژی ترمودینامیک (معادله یک) در دو شرایط با و بدون توپوگرافی برای سال ۲۰۰۸ محاسبه گردید (زرین و مفیدی، ۲۰۱۱).

$$Q = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad \text{معادله (۱)}$$

که θ دمای پتانسیل است، V سرعت افقی، W سرعت قائم P ، و P نشان دهنده فشار است. در معادله، $k=R/C_p$ است که R و C_p به ترتیب عبارتند از ثابت گاز و گرمای ویژه در فشار ثابت هوای خشک، $P_0=1000$ ه.پ. و Δ عملگر شیب خطوط همفشار است.



شکل (۲). ناهمواری‌های منطقه‌ی مورد مطالعه با تفکیک ۲۰ کیلومتر در شرایط مرجع و حذف توپوگرافی. الف) در شرایط مرجع. ب) حذف کوه‌های خراسان جنوبی. ج) حذف کوه‌های خراسان جنوبی و خراسان رضوی. د) حذف کوه‌ها در شرق فلات ایران، شامل کوه‌های هندوکش، خراسان شمالی، رضوی و جنوبی.

1 - Diabatic Heating

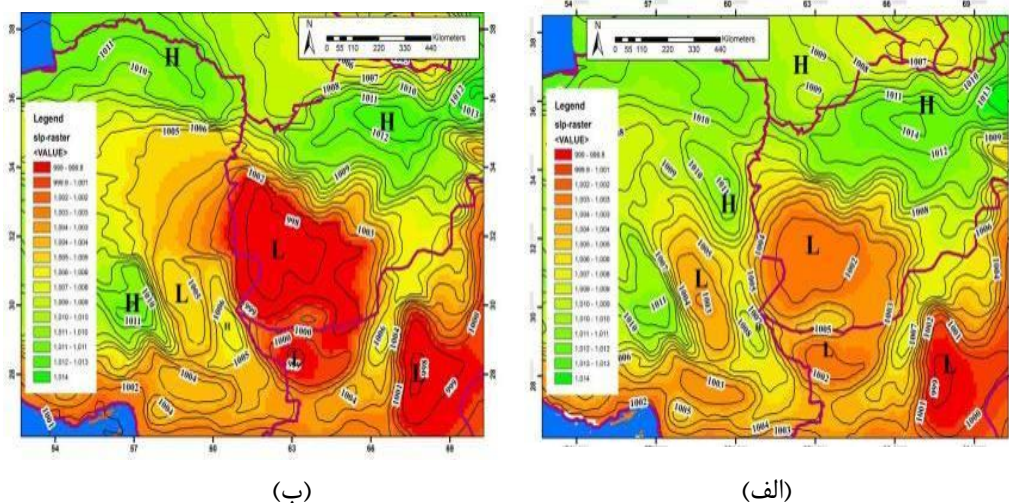
بحث

باد سیستان با گسترش کم فشار پاکستان، شیوفشار میان کم فشار پاکستان و پرفشار ترکمنستان، پیکربندی ناهمواری و ریزش هوای سرد از هیمالیا و هندوکش به سوی سیستان شکل می گیرد (مسعودیان، ۱۳۹۳). بنابراین، با توجه به نقش ناهمواری ها، به منظور شناخت باد سیستان می بایست علاوه بر مقیاس سینوپتیک، به بررسی نقش ناهمواری ها در مقیاس متوسط نیز پرداخت. در مقیاس سینوپتیک مطالعات گسترده ای انجام شده است. اما نقش توپوگرافی در تبیین ویژگی های این باد ناشناخته باقی مانده است. در واقع عوامل متعددی بر شکل گیری و ایجاد ویژگی های یک باد موثر می باشند. اگر سطحی صاف و کاملاً همگن باشد، مبادلات جرم و انرژی در همه ی نقاط آن برابر و از نظر تراز آب و انرژی در آن تعادل برقرار است. اینگونه سطوح در طبیعت به ندرت یافت می شوند؛ زیرا سطح زمین از درجات شیب متفاوت و از مواد مختلف تشکیل شده است (کاویانی، ۱۳۸۰). توپوگرافی، جنس و پوشش سطحی زمین تأثیر به سزایی در مبادله ی انرژی، ماده و تکانه بین سطح با جو بالای آن دارد. از این رو این برهمکنش جو - سطح زمین نقش مهمی در الگوهای هوا و اقلیم ایفا می نماید. از آنجا که این برهمکنش در قالب یک فرآیند فیزیکی و دینامیکی بسیار پیچیده و غیر خطی رخ می دهد، آشکار سازی هر چه دقیق تر اثر پوشش سطح از یک سو و ارتفاع از سوی دیگر در مدل های عددی منجر به شبیه سازی هر چه بهتر شار انرژی و تکانه و هیدرولوژی سطح خواهد شد (احمدی گیوی و همکاران، ۱۳۸۳). شرق فلات ایران همان طور که پیش تر در بخش منطقه مورد مطالعه بیان گردید از توپوگرافی پیچیده ای برخوردار است. منطقه مورد مطالعه حدودی از کشور ایران، جنوب غرب و غرب افغانستان و قسمتی از شمال غرب پاکستان را شامل می گردد. دشت سیستان، دشت مارگو و ریگستان مناطق پستی هستند که توسط کوهستان های متعدد محصور شده اند. شکل توپوگرافی منطقه به گونه ای است که با حرکت از سمت شمال منطقه به سمت جنوب از ارتفاع کلی منطقه کاسته می شود. با فرض مرکزیت شهر زابل (ایران) و زرنج (افغانستان) در شرق فلات ایران؛ می توان اینگونه به سمت بالا نگاه کنیم که به صورت پلکانی و شیب دار به میزان ارتفاع در تمام جهت های شمالی، شمال غربی و شمال شرقی افزوده می گردد. آرایش فضایی ارتفاعات موجود باعث ایجاد مراکز مختلف فشاری در منطقه گردیده که وزش، تداوم و تغییرات شدت شبانه روزی و درون فصلی باد سیستان حاصل استقرار این مراکز فشاری می باشد (حمیدیان پور و همکاران، ۱۳۹۵). در واقع، آرایش فضایی سامانه های فشار محلی در شرق فلات ایران، همانطوری که در ادامه مشاهده خواهد شد، به شدت به ویژگی های توپوگرافی این منطقه وابسته است. بنابراین، شرق ایران مستثنی از این قاعده نبوده و

توپوگرافی منطقه بر ویژگی‌های باد سیستان مانند جهت و تندی آن اثرگذار است. بنابر اهمیت نقش توپوگرافی در تبیین ساختار باد سیستان در این قسمت تلاش می‌شود از طریق مدل-سازي نقش توپوگرافی در تبیین ساختار باد سیستان مورد ارزیابی قرار گیرد.

اجرای مدل در شرایط حذف ناهمواری های خراسان جنوبی

در گام نخست، کلیه ارتفاعات خراسان جنوبی با ارتفاع دشت‌های منطقه شرق فلات ایران به صورت تدریجی یکسان شدند. با توجه به داده‌های رقومی مدل RegCM4.1 بیشترین ارتفاع در خراسان جنوبی حدود ۲۵۰۰ است. بررسی نقشه متوسط سال ۲۰۰۸ مراکز فشار سطح زمین برای دوره گرم سال (ژوئن، ژوئیه، آگوست و سپتامبر) در شرایط مرجع نشان‌دهنده‌ی استقرار مرکز پرفشار بر روی ارتفاعات خراسان بزرگ است (شکل ۳-الف).

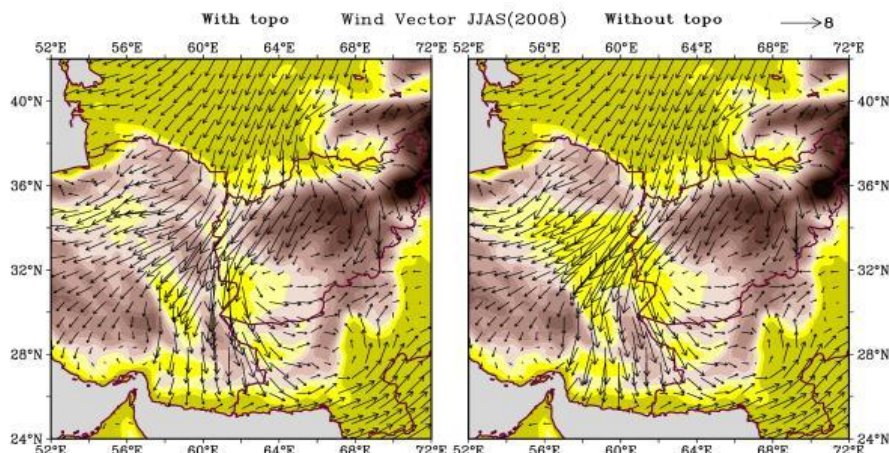


شکل (۳). مراکز فشار در گستره مورد مطالعه در سال ۲۰۰۸ (الف) شرایط مرجع، (ب) شرایط حذف کوه های خراسان جنوبی

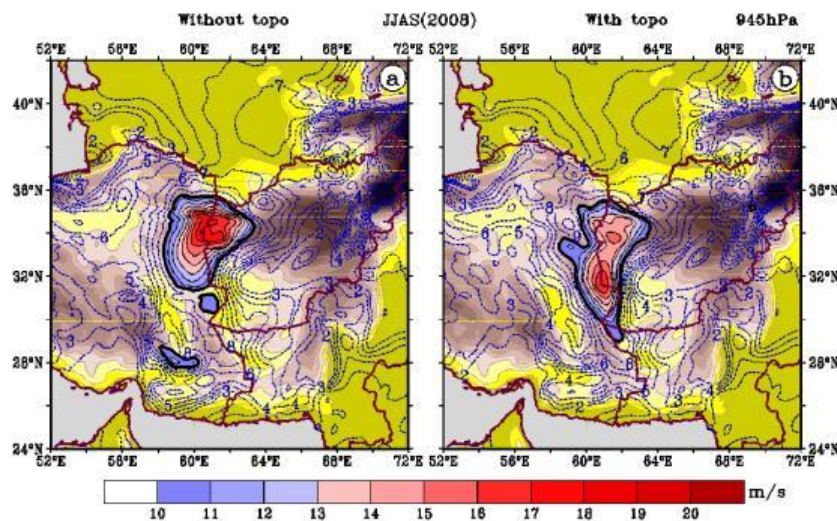
علاوه بر آن چندین کم‌فشار شامل مرکز فشار کم دشت سیستان، کم‌فشار لوت و کم‌فشار پاکستان را می‌توان از یکدیگر تفکیک نمود. همانطور که در شکل مشاهده می‌گردد ریزگردانی دینامیکی اطلاعات بیشتری در خصوص سامانه‌های فشاری در اختیار گذاشته است. در واقع با توجه به ریزگردانی جریان‌های هوا در تراز زیرین، شاهد آشکار شدن کم‌فشارهای مقیاس متوسط (به غیر از کم‌فشار پاکستان و پرفشار ترکمنستان) خواهیم شد که توسط توپوگرافی محلی

شکل می گیرند. در این شکل فشار مرکزی کم فشار دشت سیستان حدود ۱۰۰۲ ه.پ. است. فشار مرکزی پرفشار مستقر در منطقه خراسان جنوبی حدود ۱۰۰۸ ه.پ. است که این پرفشار با توجه به چرخش و اچرخندی، موجب ریزش هوای سرد بر روی مناطق پست می شود. کم فشار مستقر بر روی دشت سیستان نیز دارای حرکت چرخندی است. شکل های ۴-الف و ب، به ترتیب مراکز فشار را پس از حذف ناهمواری های خراسان جنوبی نمایش می دهد. با حذف ناهمواری های خراسان جنوبی سامانه پرفشار مستقر بر روی خراسان جنوبی ناپدید شده و منطقه مورد نظر زیر نفوذ سامانه کم فشار دشت سیستان به شکل گسترده تر قرار گرفت. فشار مرکزی این سامانه توسعه یافته حدود ۹۹۶ ه.پ. است.

با حذف ناهمواری ها در خراسان جنوبی اثر واداشت توپوگرافی به کلی ناپدید گشته؛ بنابراین شیب حرارتی بین دو منطقه خراسان جنوبی و کم فشار دشت سیستان نیز از بین خواهد رفت. با حذف ارتفاعات خراسان جنوبی به جز در مناطق حذف شده ارتفاعات چندان تغییر در جهت باد رخ نمی دهد (شکل ۴). شکل (۵) بیانگر شدت باد در شرق فلات ایران با و بدون توپوگرافی می باشد. شکل سمت راست شدت باد در شرایط با توپوگرافی و شکل سمت چپ شدت باد را در شرایط بدون توپوگرافی خراسان جنوبی نمایش می دهد. به منظور مقایسه بهتر شدت باد پربندهای ۱۰ متر بر ثانیه (۳۶ کیلومتر بر ساعت) شدت باد به شکل خط سیاه پررنگ و بالاتر از این مقدار به صورت رنگی نشان داده شده است. قبل از حذف ناهمواری های خراسان جنوبی بیشینه سرعت باد در منطقه مورد مطالعه حدود ۱۹ متر بر ثانیه بوده و دو هسته سرعت بیشینه باد را در منطقه می توان مشاهده کرد. در حالی که پس از حذف ناهمواری های دیگر شاهد هسته های دوگانه سرعت نبوده و همچنین مرکز هسته بیشینه باد با همان سرعت ۱۹ متر بر ثانیه دارای یک جابجایی شمال سوی می باشد در واقع پس از حذف ناهمواری های خراسان شمالی تاثیر محلی این ناهمواری ها نیز از بین رفته و هسته سرعت به سمت عرض های جغرافیایی بالاتر نقل مکان کرده و باعث شده است در منطقه یک هسته سرعت بیشینه باد وجود داشته باشد. علاوه بر موارد ذکر شده گستره نصف النهاری باد سیستان (به لحاظ سرعت) قبل از حذف توپوگرافی نسبت به شرایط منطقه بدون توپوگرافی بیشتر است. به طوری که دیگر شاهد سرعت بیشینه باد در منطقه زابل و زرنج نمی باشیم. در شرایط مرجع (بدون حذف توپوگرافی) باد سیستان در شرق فلات ایران با دو هسته سرعت باد مشاهده می گردد که هسته ی بیشینه آنها در شمال شهر زابل حدود عرض ۳۲ درجه شرقی و طول ۶۱ درجه شمالی روی می دهد همانطور که این شدت در ایستگاه شهر زابل به ثبت نیز می رسد.



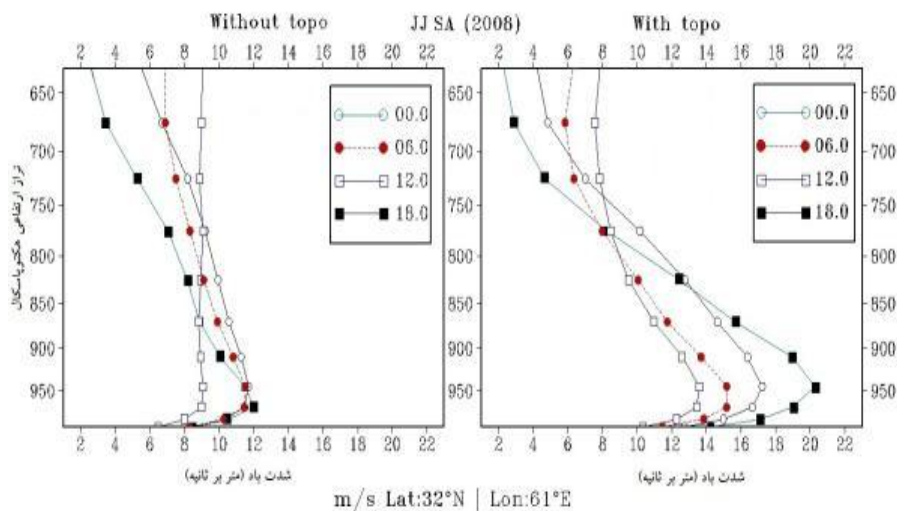
شکل (۴). جهت باد در شرایط با توپوگرافی (سمت راست) و بدون توپوگرافی (سمت چپ) خراسان جنوبی در تراز بیشینه سرعت باد (۹۴۵ ه.پ.).



شکل (۵). شدت باد در شرایط با توپوگرافی (سمت راست) و بدون توپوگرافی خراسان جنوبی (سمت چپ) در تراز بیشینه سرعت باد (۹۴۵ ه.پ.). پرنده سیاه پرنده نشان دهنده سرعت باد ۱۰ متر بر ثانیه است.

نتیجه کلی اینکه با حذف این ارتفاعات، هسته سرعت حوالی شهر زابل و دریاچه هامون از بین رفته و به شرایط باد زمینه نزدیک تر می گردد و هسته شمالی آن با شدت بیشتر به حیات خود ادامه می دهد. دلیل این شرایط را اینگونه می توان توجیح نمود که به دلیل انباشت هوا در

قسمت شمالی ارتفاعات و ایجاد شرایط کانالیزه شدن یک باد شکافی ایده آل تری در حوالی دشت آتیشان (نزدیک خواف و تایباد) ایجاد خواهد شد. بنابراین می توان مدعی شد که ارتفاعات خراسان جنوبی در ایجاد سرعت بالا در ایستگاه زابل نقش اساسی و کلیدی دارد. شکل (۶) نمودار نیمرخ قائم باد را نمایش می دهد. بر اساس این شکل مشخص می گردد که بیشترین شدت باد در طی ساعات شبانه روز در ترازهای زیرین جو روی می دهد. همان طور که قبلاً ذکر شد شیب حرارتی در اثر سرمایش سطحی در ناهمواری های استان خراسان جنوبی ایجاد می گردد و از طرفی در نواحی پست هوا گرم تر بوده و باعث ایجاد گرمایش سطحی شده است؛ شدت بین این دو در طی شب بیشتر است و باعث می گردد در طی ساعات های شب سرعت باد بیشتر باشد. اما پس از حذف ناحیه ایجاد کننده سرمایش سطحی، شرایط بسیار ضعیف تر از قبل شده به طوری که شدت باد در ترازهای زیرین جو که یکی از ویژگی های خاص باد سیستان است ناچیز می گردد.

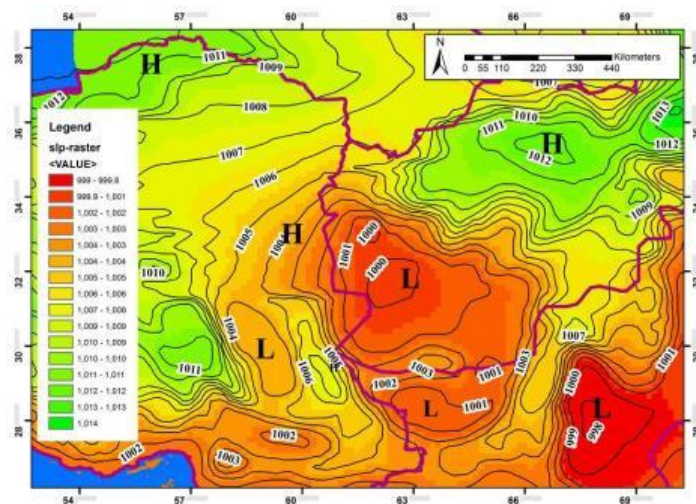


شکل (۶). نیمرخ قائم شدت باد در ترازهای فشاری برای ساعات مختلف شبانه روز در شرایط با توپوگرافی (سمت راست) و بدون توپوگرافی خراسان جنوبی (سمت چپ) در محدوده دشت سیستان.

اجرای مدل در شرایط بدون ناهمواری های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی

در دومین تجربه حذف ناهمواری ها، پس از حذف ناهمواری های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی، مرکز کم فشار مستقر بر روی افغانستان به مانند اجرای قبل کم فشار روی پاکستان و دشت سیستان ادغام شده و پرفشار بر روی کوه های خراسان جنوبی ناپدید گشته و منجر شده

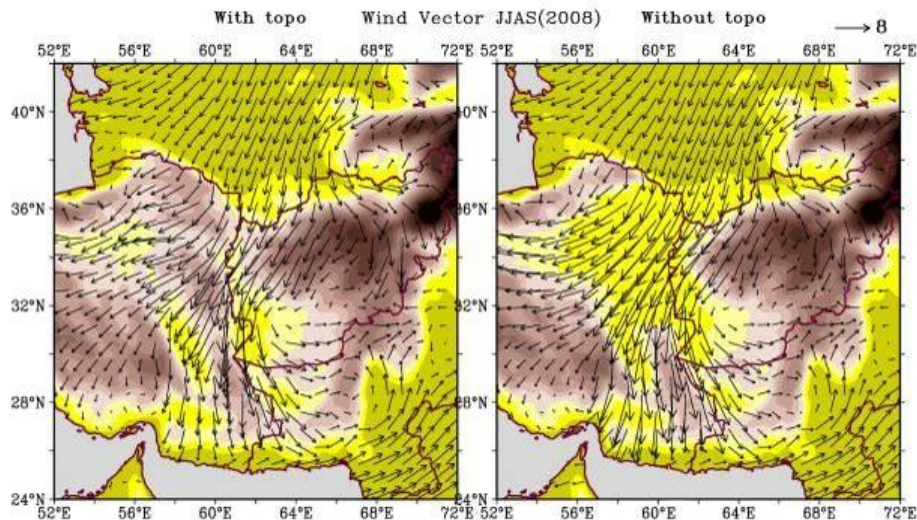
است که زبانه‌هایی از کم فشار شرق کشور ایران بر روی منطقه گسترش یابد. به طور کل شرق فلات ایران را زبانه مراکز کم فشار پیرامون آن پوشانده است (شکل ۷). به طور کلی پس از حذف تمامی ناهمواری‌های خراسان رضوی و جنوبی آرایش مراکز فشار بدین گونه تغییر نمود: زبانه‌ای از پرفشار مستقر در جنوب دریای خزر بر منطقه تا جنوب خراسان رضوی کشیده شده است. کم فشار مستقر در دشت سیستان از گستره بسیار بیشتر برخوردار است و این دو سامانه‌ی فشاری منجر به یک شیب فشاری در منطقه می‌گردند. بنابراین باد از این شیب فشار تبعیت نموده و جریانات در منطقه حذف نمی‌شوند اما با توجه به حذف ناهمواری‌ها باد چندان جهت شمالی - جنوبی نداشته و دارای تغییرات محسوسی است. این جریان‌ها بیشتر با جهت شمال شرقی - جنوب غربی در حال وزیدن می‌باشند (شکل ۸).



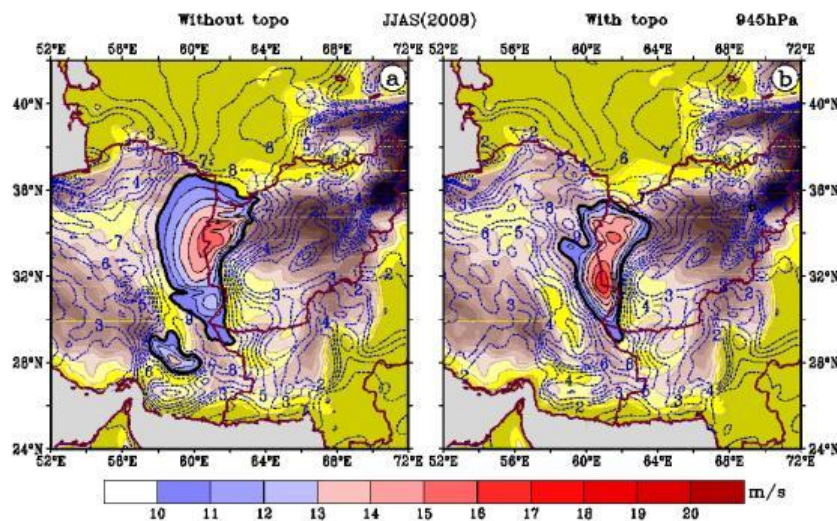
شکل (۷). مراکز فشار در گستره‌ی مورد مطالعه در شرایط بدون کوه‌های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی

در مرحله قبل با حذف تنها ناهمواری‌های خراسان جنوبی کریدوری بین ناهمواری‌های شمال شرق ایران و کشور افغانستان به وجود آمده بود با توجه به کانالیزه شدن باد در این کریدور، سرعت باد نسبت به حالت مرجع بیشتر شده و هسته سرعت باد نیز به عرض‌های بالاتر منتقل شده بود. اما پس از حذف کوه‌های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی این کریدور از بین رفته و مانع از انباشت هوا در پشت سر این کریدور گردیده است. لذا، باد سرعت کمتری را تجربه می‌کند. شکل (۹) بیان گر شدت باد سیستان با و بدون توپوگرافی خراسان، شمالی، رضوی و جنوبی است. هسته سرعت باد هم‌چنان پا برجا است، ولی از میزان شدت باد در هسته

آن کاسته شده است. شدت باد در هسته بیشینه آن حدود ۱۵ متر بر ثانیه است. گستره نصف‌النهاری آن نسبت به حالت حذف کوه‌های خراسان جنوبی بیشتر شده است.



شکل (۸). جهت باد در شرق فلات ایران در سال ۲۰۰۸ در شرایط مرجع (چپ) و بدون ناهمواری‌های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی (راست)



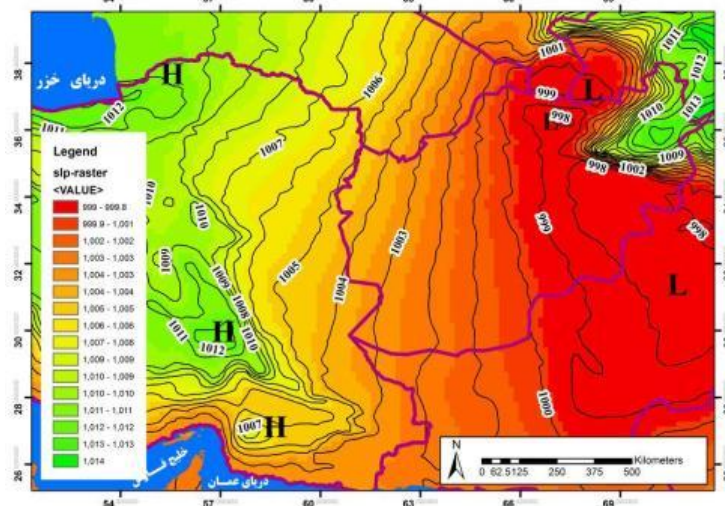
شکل (۹). شدت باد در شرایط با توپوگرافی (راست) و بدون توپوگرافی خراسان شمالی، رضوی و جنوبی (چپ) در تراز بیشینه سرعت باد (۹۴۵ ه.پ.). پررنگ سیاه پررنگ نشان‌دهنده سرعت باد ۱۰ متر بر ثانیه است.

بر اساس نتایج فوق، نقش توپوگرافی استان خراسان جنوبی در شکل‌گیری هسته‌های سرعت باد در شرق فلات ایران و همچنین جهت شمالی - جنوبی سرعت باد نسبت به ناهمواری‌های استان خراسان رضوی بسیار پر رنگ‌تر می‌باشد. به بیانی دیگر جهت شمالی جنوبی این بادهای افزایش سرعت آنها برآیندی از نحوه شکل ناهمواری‌های منطقه می‌باشد.

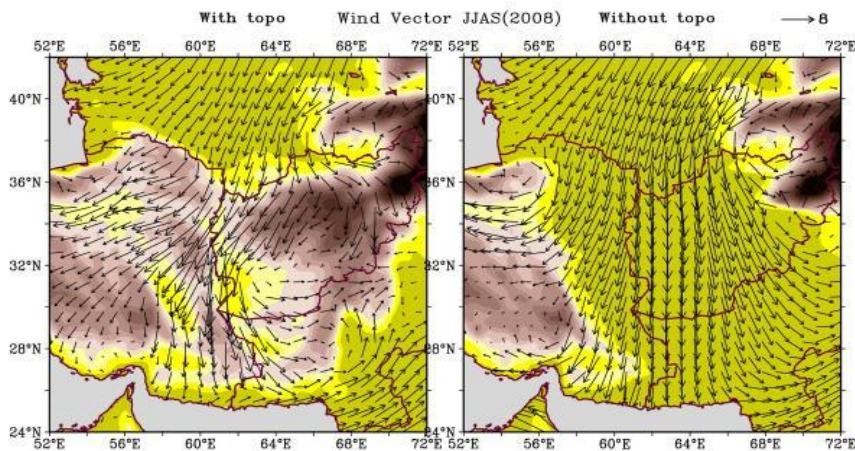
اجرای مدل در شرایط بدون ناهمواری‌های شرق فلات ایران

در مرحله سوم به منظور مطالعه نقش توپوگرافی در شکل‌گیری ویژگی‌های باد سیستان، از قابلیت‌های مدل استفاده شد و کلیه ناهمواری‌های موجود در شرایط واقعی (مرجع) شامل کوه‌های خراسان جنوبی، رضوی، شمالی و ناهمواری‌های کشور افغانستان و پاکستان حذف گردید و مناطق یادشده هم‌ارتفاع با دشت‌های شمالی و جنوبی در نظر گرفته شدند. تجربه حذف کامل ناهمواری‌های شرق فلات ایران، مبین آن است که پس از حذف ناهمواری‌ها، مراکز فشار دستخوش تغییرات برجسته‌ای هم از جهت آرایش منطقه‌ای مراکز فشار و هم از جهت میزان فشار مرکزی و محل شکل‌گیری آنها شده است. به طوری که کم‌فشار سیستان با کم‌فشار مستقر بر روی شمال شرق پاکستان یکی شده و یک گستره وسیعی را با فشار مرکزی ۹۹۸ ه.پ. در منتهی‌الیه شرق افغانستان و پاکستان اشغال نموده اند. علاوه بر این، زبانه‌ای از پرفشار مستقر در عرض‌های بالاتر، کل شرق فلات ایران را در بر گرفته است. خطوط هم‌فشار دارای جهتی تقریباً شمالی - جنوبی است که به پیروی از آن جهت بادهای منطقه نیز شمالی - جنوبی شده‌اند (شکل ۱۰).

در شرایط مرجع در محدوده دشت سیستان مرکز کم‌فشاری با منحنی‌های بسته خودنمایی می‌نماید که در مجاورت مرکز پرفشار محلی مستقر بر روی کوه‌های خراسان جنوبی، یک شیو فشار قوی را در محدوده مرزهای شرقی ایران سبب می‌گردد. چنین الگویی از مراکز فشار، با تقویت گردش چرخندی در شرق سوی کوه‌های خراسان جنوبی و دشت سیستان همراه گشته و بادهای شدید مرزهای شرقی ایران را رقم می‌زند. این باد همانطوری که خروجی‌های مدل نشان می‌دهد در شمال سوی دریاچه هامون و منطقه زابل به یک رودباد تراز زیرین مبدل می‌گردد. اما پس از حذف کامل کوه‌های شرق فلات ایران، چنین آرایشی از الگوهای فشار محلی وجود نخواهد داشت و دیگر شاهد این شیو فشار قوی در مقیاس محلی بین دشت سیستان و کوه‌های خراسان جنوبی نخواهیم بود. در این وضعیت شیو فشاری قوی بین این دو مرکز فشاری از بین رفته و چنین آرایشی در منطقه منجر به جریانات شمالی - جنوبی خواهد شد (شکل ۱۱).



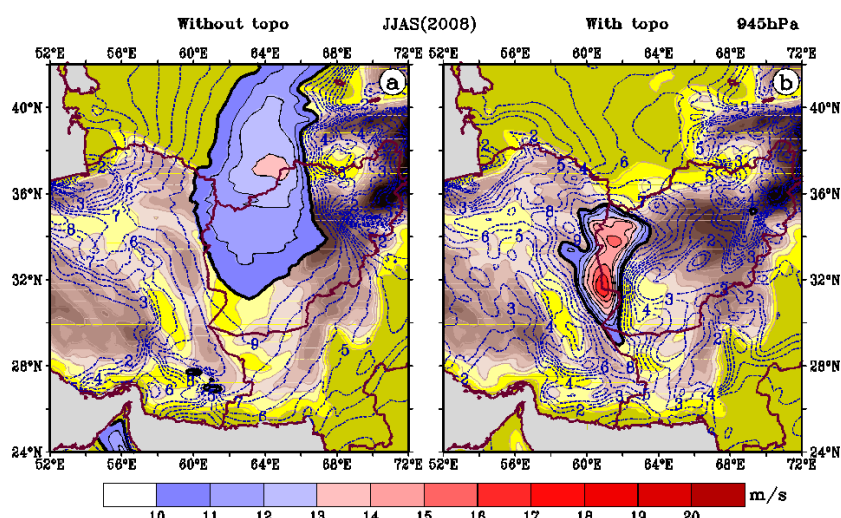
شکل (۱۰). مراکز فشار در گستره مورد مطالعه در سال ۲۰۰۸ در شرایط بدون توپوگرافی شرق فلات ایران



شکل (۱۱). جهت باد در تراز بیشینه شدت باد، در شرایط حذف کامل ناهمواری ها در شرق فلات ایران

در تجربه حذف کامل کوه ها، با توجه به تغییر اساسی در پراکنش ناهمواری ها، وزش بادهای شدید (باد سیستان واقعی؛ شکل ۱۲-ب) بطور کامل از منطقه شرق فلات ایران محو گردیده و تنها یک باد زمینه شمالی جایگزین می گردد (شکل ۱۲-الف). بر اساس این تجربه، دیگر مناطقی چون دشت سیستان و دشت مارگو شاهد بادهای شدید نخواهند بود. همچنین بیشینه سرعت باد به عرض های بسیار بالاتر در حدود مرزهای میانی شمال کشور افغانستان جابجا می

گردد. پس از حذف ناهمواری‌های شرق فلات ایران آنچه که قابل تامل است، وجود یک باد زمینه بسیار گسترده و در عین حال ضعیف از سمت شمال، بر روی شرق فلات ایران است (شکل ۱۲-الف).



شکل (۱۲). شدت باد در شرایط با توپوگرافی (سمت راست) و بدون توپوگرافی (سمت چپ) شرق فلات ایران در تراز بیشینه سرعت باد (۹۴۵ ه.پ.). پربند سیاه پرننگ نشان دهنده سرعت باد ۱۰ متر بر ثانیه است.

در واقع شبیه سازی فوق بیانگر آن است که، در نبود توپوگرافی پیچیده شرق فلات ایران، سامانه های مقیاس همدید (در اینجا پرفشار ترکمنستان و کم فشار پاکستان) تنها می توانند یک باد شمالی ضعیف و گسترده را بر روی منطقه ایجاد نمایند. این در حالی است که، وجود توپوگرافی محلی باعث افزایش شدت باد و پیدایش رودبادهای تراز زیرین در حوالی دشت آتیشان و دریاچه هامون (شهر زابل) می گردد. بر این اساس، می توان بیان کرد که باد سیستم واقعی در محدوده دشت سیستم یک پدیده با ویژگی های مقیاس متوسط^۱ است. سامانه - مقیاس متوسط سامانه ای است که با سامانه های بزرگ مقیاس و مقیاس همدید در ارتباط است (امیدوار، ۱۳۹۱، ۵۶). برخی از ویژگی های این نوع پدیده ها تحت تاثیر عوامل مقیاس متوسط و محلی به وجود می آیند. با توجه به خصوصیات مشاهده شده به طور دقیق تر می توان مدعی شد که باد سیستم از جمله پدیده های چندمقیاسه^۲ می باشد. به طوری که با حذف

1- Meso-scale
2- Multi-scales

ناهمواری‌های محیطی محرز گردید؛ باد سیستان به حیات خود همچنان ادامه می‌دهد اما دارای بیشینه سرعت در منطقه آتیشان و به ویژه نزدیکی دریاچه هامون نیست و هسته‌های سرعت خود را از دست می‌دهد؛ در واقع باد سیستان از یک منظر به عنوان یک پدیده مقیاس همدید محسوب می‌گردد و یکی از نشانه‌های آن هم تداوم همیشگی این باد در منطقه سیستان در طول دوره گرم سال است. به عنوان یک نشانه، می‌توان به پژوهش انجام شده در مورد آغاز و پایان باد سیستان که در زمان‌های تقریباً مشخص رخ می‌دهد اشاره کرد (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۲-ب). از منظری دیگر، تغییرات شبانه روزی و تغییرات درون سالی این پدیده اقلیمی دارای مجموعه‌ای از ویژگی‌های محلی است که این ویژگی‌ها تحت تاثیر ناهمواری‌های محیط به وجود می‌آید.

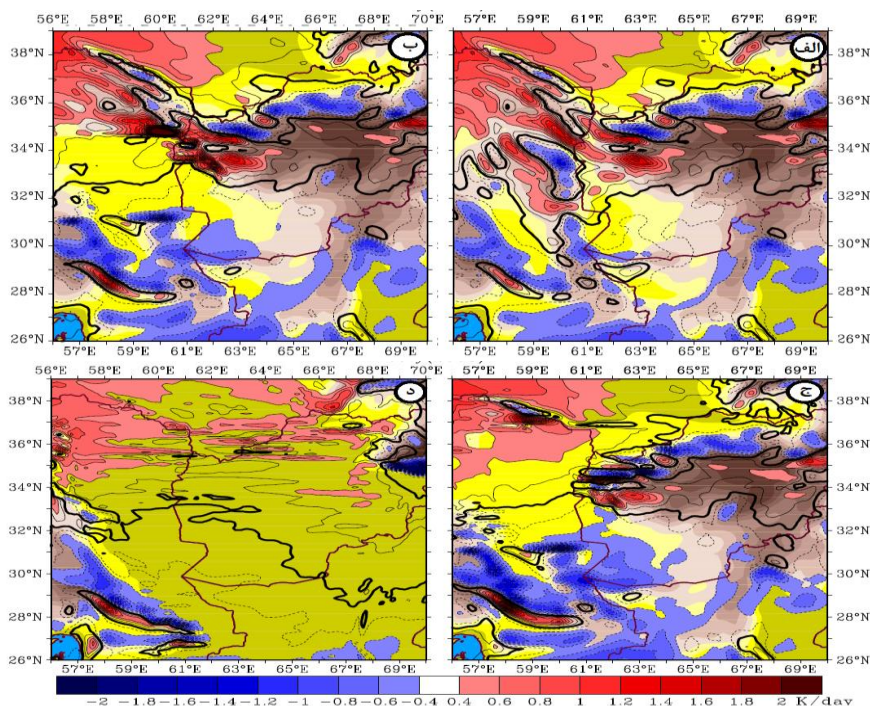
گرمایش کلی (Diabatic Heating)

همانطوری که در روش پژوهش بیان شد به منظور ارزیابی نقش واداشت‌های گرمایی مناطق مرتفع کوهستانی شرق فلات ایران بر ساختار و ویژگی‌های باد سیستان، مقادیر گرمایش کلی (گرمایش دررو)، حاصل از باقیمانده معادله‌ی انرژی ترمودینامیک، برای ماه ژوئیه سال ۲۰۰۸ و برای تراز بیشینه سرعت باد محاسبه گردید. لازم به ذکر است که، رشته کوه‌ها و موانع مرتفع کوهستانی، با توجه به موقعیت، جهت، گستردگی، ارتفاع و سایر خصوصیات هندسی خود می‌توانند بطور همزمان هم به عنوان یک واداشت مکانیکی و هم به عنوان یک واداشت گرمایی بر شرایط اقلیمی و جوی محیط پیرامون خود تأثیرگذار باشند. برای مثال، تحقیقات اخیر مبین آن است که رشته کوه زاگرس در طول فصل تابستان، به عنوان یک واداشت مکانیکی، با ایجاد یک موج راسبی غرب سو، شرایط اقلیمی مناطق واقع بر جانب غربی خود (از بین النهرین تا بخش‌های میانی و غربی مدیترانه) را کنترل می‌کند. در واقع، به نظر می‌رسد خشکی و کم بارشی منطقه مدیترانه در دوره گرم سال، بیش از هر عاملی به نزول هوای منشأ یافته از رشته کوه زاگرس مرتبط باشد (سیمپسون و همکاران، ۲۰۱۵). علاوه بر نقش مکانیکی رشته کوه زاگرس، یافته‌های اخیر نشان‌دهنده آن است که این رشته کوه به عنوان یک چشمه گرمای ارتفاع یافته بر گردش جو در مقیاس منطقه‌ای تأثیر می‌گذارد. در واقع، گرمایش حاصل از رشته کوه زاگرس در دوره گرم سال، عامل اصلی شکل‌گیری مرکز پراارتفاع ترازهای میانی وردسپهر بر جانب غربی فلات ایران محسوب می‌گردد (زایتچک و همکاران، ۲۰۰۷؛ زرین و همکاران، ۲۰۱۱؛ مفیدی و زرین، ۱۳۹۱، وو و همکاران، ۲۰۱۵). بر این اساس، هدف از ارائه این بخش، پاسخگویی به این پرسش کلیدی است که، «نقش رشته کوه‌های شرق فلات ایران،

به عنوان یک واداشت گرمایی، در تشکیل و تکوین ساختار محلی و منطقه‌ای جریان هوا در این منطقه به چه میزان می‌باشد؟» در بخش‌های قبلی این مقاله، نقش مکانیکی ناهموازی‌های شرق فلات ایران مورد بررسی قرار گرفت. حال، نقش گرمایی ناهموازی‌های یادشده در رابطه با اقلیم منطقه مورد ارزیابی قرار خواهد گرفت.

شکل (۱۳) مقادیر گرمایش کلی جو را برای ماه ژوئیه ۲۰۰۸ در شرق فلات ایران در تراز بیشینه وزش باد سیستان نشان می‌دهد. جهت انجام مقایسه، شرایط واقعی در کنار شرایط حذف کوه‌ها ارائه گردیده است. همچنین از آوردن جمله‌های گرمایش محلی، فرارفت افقی و فرارفت قائم گرما به جهت محدودیت در صفحات مقاله، صرف‌نظر گردیده است. در یک نگاه کلی به نقشه‌ها، تمامی مناطقی که مقادیر منفی را در این تراز (تراز ۹۴۵ هکتوپاسکال) تجربه می‌کنند از یک سرمایش رنج می‌برند. به عبارتی، میزان گرمایی که این مناطق در نتیجه فرارفت افقی، قائم و گرمایش به شکل محلی از دست می‌دهند بیش از آن مقداری است که به دست می‌آورند. در نتیجه مناطق یاد شده از نظر گرمایش، از یک بیلان منفی رنج می‌برند که قاعدتاً می‌بایست یا با فرارفت افقی گرما از محیط پیرامون و یا فرارفت قائم گرما (از طریق نزول هوا از تراز بالاتر و یا صعود از تراز پایین تر) جبران گردد. در مقابل، تمامی مناطقی که در این تراز گرمایش کلی مثبتی را تجربه می‌نمایند، یک منطقه چشمه محسوب می‌گردند. لازم به توضیح است که انتقال درون منطقه‌ای گرما و انرژی در درجه اول به نحوه توزیع و استقرار مناطق دارای بیلان گرمایی مثبت و منفی در آن منطقه باز می‌گردد. با توجه به شکل ۱۳- الف، به طور کاملاً مشخص و آشکاری استقرار رشته کوه‌ها در شرق ایران موجبات تضادهای گرمایی محلی و منطقه‌ای را فراهم نموده‌اند. نکته جالب‌تر آن که بالاترین تضادهای گرمایش کلی (قرارگیری مقادیر مثبت و منفی در مجاورت هم) در امتداد مرزهای شرقی کشور از شمال سیستان تا جنوب عرض ۳۶ درجه شمالی مشاهده می‌گردد. این امر، خود به خوبی از پتانسیل بالای ناهموازی‌های منطقه برای تبادل انرژی و شکل‌گیری جریان‌های محلی خبر می‌دهد. با این توصیف، مقایسه دو شکل ۱۳- الف و ۱۳- د، به ترتیب به عنوان معرف شرایط واقعی و شرایط حذف کامل کوه‌های شرق فلات ایران، نکات جالبی را آشکار می‌سازد. با توجه به شکل- ها، در صورت حذف کامل کوه‌ها، الگوی محلی گرمایش کلی بر روی منطقه، دستخوش یک تغییر اساسی و جدی می‌گردد. در واقع با حذف کوه‌ها، دیگر از آن تضادهای محلی گرمایی که بتواند تبادل محلی گرما و انرژی در این تراز و در نتیجه تشکیل بادهای قوی را توضیح دهد، خبری نخواهد بود. ارتفاعات شرق ایران، جهت ارزیابی میزان نقش کوه‌های خراسان جنوبی و ارتفاعات خراسان بطور کلی، شکل‌های ۱۳- ب و ۱۳- ج تهیه گردیده‌اند. با توجه به شکل‌ها،

حذف کوه‌های خراسان جنوبی، محو مناطق چشمه و چاه گرمایی مستقر بر مرزهای شرقی کشور، درست در منطقه شکل‌گیری هسته بیشینه باد سیستان را در پی خواهد داشت. در واقع، تضادهای دمایی و فشاری بین دشت سیستان و مناطق واقع در غرب آن (شکل ۳)، به شدت به وجود کوه‌های خراسان جنوبی وابسته است.



شکل (۱۳). مقادیر گرمایش کلی (گرمایش دررو) در تراز بیشینه سرعت باد (۹۴۵ ه.پ.) بر حسب کلوبین در روز. (الف) شرایط واقعی. (ب) حذف کوه‌های خراسان جنوبی، (ج) حذف کوه‌های خراسان جنوبی و رضوی و (د) حذف تمامی کوه‌های شرق فلات ایران.

همانطوریکه در شکل ۱۳-ب نمایان است، نبود کوه‌های خراسان جنوبی سبب محو تضادهای گرمایی در مقیاس محلی شده که به تبع آن، از بین رفتن تضادهای فشاری و شیب تاوایی در منطقه بالادست دشت سیستان (محدوده استقرار هسته بیشینه باد سیستان) را بدنبال خواهد داشت (شکل‌های ۳ و ۵). بدین ترتیب، شکل‌گیری و استقرار هسته بیشینه باد در بالادست دشت سیستان، علاوه بر نقش مکانیکی کوه‌های خراسان جنوبی، به نقش گرمایشی این توده کوهستانی نیز وابسته است. در عین حال، حذف کامل ارتفاعات خراسان، سبب تغییر و کاهش قابل توجه گرمایش کلی در مرزهای شرقی کشور در حدفاصل عرض ۳۴ تا ۳۶ درجه شمالی

خواهد شد (شکل ۱۳-ج). نبود ارتفاعات خراسان، تضاد افقی گرما بین کوه های افغانستان و مناطق شمال شرقی ایران را بطور محسوسی کاهش خواهد داد، که نتیجه آن تغییر الگوی جریان و کاهش قابل توجه شدت باد در دومین هسته بیشینه باد در محدوده دشت آتیشان خواهد شد (شکل ۹). نتیجه کلی آن که، مقادیر گرمایش کلی مبین این واقعیت است که با حذف ناهمواری ها، علاوه بر محو مقادیر بیشینه گرمایش، چیدمان خطوط هم‌ارزش تفاوت بارزی را در شرق فلات ایران پیدا خواهند نمود. به عبارتی، با توجه به ماهیت گرمایشی، سامانه های فشاری تابستانه در ترازهای زیرین جو و تغذیه این سامانه ها از تضادهای گرمایی محلی و منطقه ای، حذف ناهمواری ها در منطقه، محو سامانه های مقیاس متوسط فشاری در منطقه را در طول فصل تابستان در پی خواهد داشت. بررسی گرمایش کلی، مبین این مطلب است که هسته های بیشینه ی گرمایش و سرمایش از ناهمواری های منطقه پیروی می نماید و از آنجایی که گرمایش کلی تابعی از سه جمله ی گرمایش محلی، فرارفت قائم و افقی است و همچنین این جملات خود متاثر از ناهمواری های منطقه می باشند با حذف ناهمواری ها ساختار محلی جریان در مرزهای شرقی کشور دچار تغییرات اساسی خواهد شد.

نتیجه گیری

هدف اصلی این پژوهش نقش توپوگرافی در تبیین ویژگی های مقیاس متوسط باد سیستان در شرق فلات ایران با استفاده از مدل سازی و ریزگردانی دینامیکی است. بدین منظور از مدل دینامیکی و غیر-هیدرواستاتیک RegCM4 بهره برده شد. از ویژگی های ممتاز شبیه سازی رقومی، امکان ایجاد تغییر و دست کاری در یک ویژگی جغرافیایی، بدون تغییر سایر ویژگی ها است. فلسفه این امر مبین این مطلب است که با حفظ تمامی متغیرهای موجود و تغییر تنها یک ویژگی (در اینجا توپوگرافی)؛ می توان انتظار داشت که هرگونه تغییر در شرایط مرجع متوجه متغیر تغییر یافته باشد. با توجه به توپوگرافی منطقه و به منظور آشکار شدن نقش منفرد و دسته جمعی آنها در مرحله نخست کوه های خراسان جنوبی، در مرحله دوم کوه های خراسان رضوی و جنوبی و در مرحله پایانی تمامی کوه های شرق فلات ایران حذف شدند. نتایج نشان دادند که در شرایط حذف کوه های منطقه به دنبال کاهش مقادیر گرمایش و سرمایش آرایش فضایی سامانه های فشاری در منطقه تغییر نموده؛ به بیانی دیگر سامانه های حاصل از فعالیت بازیگران در مقیاس متوسط از بین می رود. به طور جداگانه به دنبال حذف کوه های خراسان جنوبی، پرفشار کوه های خراسان جنوبی ناپدید شده و کم فشار سیستان گسترده تر شده است و کل مناطق خراسان جنوبی در سیطره کم فشار سیستان قرار می گیرند. البته به لحاظ شدت باد

می توان بیان داشت که دیگر به مانند شرایط مرجع دو هسته سرعت باد در سطح زمین وجود ندارد و به دلیل انباشت هوا در قسمت شمالی ارتفاعات و ایجاد شرایط کانالیزه شدن یک باد شکاف ایده آل تری در حوالی دشت آتیشان (نزدیک خواف و تایباد) ایجاد گردید. در تجربه دوم مدل سازی می توان مدعی بود که به لحاظ چیدمان مراکز فشاری چندان تفاوت آشکاری با اجرای اول مشاهده نمی گردد. اما می توان بیان داشت که شدت باد تحت تاثیر حذف کوه های خراسان جنوب و رضوی به طور همزمان قرار گرفته چرا که دیگر آن شرایط کانالیزه شدن و انباشت هوا پشت کوه های منطقه خراسان رضوی و افغانستان وجود ندارد؛ بنابراین از شدت باد در هسته سرعت کاسته می گردد و باد سرعت کمتری را تجربه می کند. پس از حذف کوه ها جهت باد همچنان دارای جهت شمال شرقی - جنوب غربی است. شایان ذکر است که سرعت باد در شرایط مرجع در منطقه دارای دو هسته سرعت است که شدت باد در هسته جنوبی یعنی منطقه هامون حدود ۲۱ متر بر ثانیه است پس از اجرای اول و حذف کوه های خراسان جنوبی فقط یک هسته سرعت باقی می ماند و سرعت آن با حالت شرایط مرجع برابری می کند که این نشان دهنده نقش کوه های خراسان جنوبی در ایجاد شدت زیاد سرعت باد ثبت شده در ایستگاه زابل است اما در اجرای دوم چون به طور همزمان کوه های خراسان جنوبی و رضوی حذف می گردد؛ شرایط انباشت هوا حذف شده و سرعت باد به ۱۵ متر بر ثانیه تقلیل می یابد. در اجرای سوم باید یادآور شد که دیگر هیچ نشانی از هسته های سرعت در منطقه وجود ندارد و جریان حاصل به جریان کلی (جریان زمینه) بسیار نزدیک می گردد و در منطقه شاهد جریانی یکنواخت با جهت شمالی - جنوبی و با سرعت کمتر از ۱۰ متر بر ثانیه خواهیم بود و در نهایت اینکه به منظور ارزیابی نقش واداشتهای گرمایی مناطق مرتفع کوهستانی شرق فلات ایران بر ساختار و ویژگی های باد سیستان، مقادیر گرمایش کلی (گرمایش دررو)، حاصل از باقیمانده معادله انرژی ترمودینامیک، برای ماه ژوئیه سال ۲۰۰۸ و برای تراز بیشینه سرعت باد محاسبه گردید بررسی گرمایش کلی، مبین این مطلب است که هسته های بیشینه گرمایش و سرمایه از ناهمواری های منطقه پیروی می نماید و از آنجایی که گرمایش کلی تابعی از سه جمله گرمایش محلی، فرارفت قائم و افقی است و همچنین این جملات خود متاثر از ناهمواری های منطقه می باشند با حذف ناهمواری ها ساختار محلی جریان در مرزهای شرقی کشور دچار تغییرات اساسی خواهد شد.

منابع و ماخذ

۱. ابراهیم زاده، عیسی (۱۳۹۲). سازمان‌یابی فضایی و روابط شهر و روستا با تاکید بر سیستان، انتشارات صحرا، مشهد.
۲. احمدی گیوی، فرهنگ؛ ایمان سلطان‌زاده، پرویز ایران‌نژاد، روزبه پازوکی (۱۳۸۳). بررسی تأثیر کوهستان‌ها و کاربری اراضی اقلیم منطقه‌ی ایران با استفاده از مدل اقلیمی منطقه‌ای؛ ۲- بررسی طرح‌واره زیرشبکه‌ای BATS در مدل منطقه‌ای RegCM. همایش پیش‌بینی عددی وضع هوا، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو - گروه پژوهشی هواشناسی دینامیکی و همدیدی. ۳۰ آذر.
۳. امیدوار، کمال (۱۳۹۱). آب و هواشناسی دینامیک، انتشارات دانشگاه یزد، ویرایش دوم، ص ۳۹۴.
۴. حسین‌زاده، سیدرضا (۱۳۷۶). بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، سال دوازدهم، شماره ۳، شماره پیاپی ۴۶، ص ۱۰۲ تا ۱۲۷.
۵. حمیدیان‌پور، محسن (۱۳۹۲). بررسی نحوه‌ی شکل‌گیری باد ۱۲۰ روزه سیستان با ریزگردانی دینامیکی جریان‌های تراز زیرین در شرق فلات ایران، رساله دکتری رشته جغرافیایی طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه خوارزمی، دانشکده جغرافیا، زمستان، ۱۸۱ صفحه.
۶. حمیدیان‌پور، محسن، عباس مفیدی، محمد سلیقه (۱۳۹۵). تحلیل ماهیت و ساختار باد سیستان، مجله ژئوفیزیک، جلد ۱۰، شماره ۲، تابستان، صص ۸۳-۱۰۹.
۷. خسروی، محمود (۱۳۸۷). تأثیرات محیطی اندرکنش نوسان‌های رودخانه هیرمند با بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۹، زمستان ۱۳۸۷، صص ۴۹-۱۹.
۸. خسروی، محمود (۱۳۸۹). بررسی توزیع عمودی گردو غبار ناشی از طوفان در خاورمیانه با استفاده از مدل NAAPS در منطقه‌ی سیستان ایران، مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام، ایران، زاهدان، ۲۵ - ۲۷ فروردین.
۹. راشکی، علی‌رضا و زرین، هدایتا... (۱۳۸۶). پیامدهای بادهای ۱۲۰ روزه سیستان در خشکسالی اخیر دشت سیستان، باشگاه پژوهشگران جوان، بیرجند، دانشگاه آزاد اسلامی واحد بیرجند.
۱۰. زمردیان، محمد جعفر (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی ایران - فرآیندهای ساختمانی و دینامیک‌های درونی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
۱۱. سلیقه، محمد (۱۳۸۲). توجه به باد در ساخت کالبد فیزیکی شهر زابل، مجله جغرافیا و توسعه، پاییز و زمستان، سال اول، شماره ۲. شماره استاندار بین‌المللی: ۰۷۳۵-۱۷۳۵، صص ۱۰۹-۱۲۱.
۱۲. سلیقه، محمد (۱۳۸۹). آثار مشترک تقابل حرارتی سیستم‌های جوی در کشورهای اسلامی مطالعه موردی: بادهای ۱۲۰ روزه سیستان. مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان

- جهان اسلام، ایران، زاهدان، ۲۵ - ۲۷ فروردین، صص ۱۷.
۱۳. قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۹۱). نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم (با استفاده از نرم افزار GrADS، انتشارات سپا دانش، صص ۲۰۸.
۱۴. کاویانی، محمدرضا؛ علیجانی، بهلول (۱۳۷۱). مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت، چاپ ششم (۱۳۷۸).
۱۵. کاویانی، محمد رضا (۱۳۷۴). توربین های بادی و ارزیابی انرژی باد در ایران، فصل نامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۳۶.
۱۶. کاویانی، محمد رضا (۱۳۸۰). میکروکلیماتولوژی، انتشارات سمت، چاپ اول.
۱۷. کمالی، سمیه (۱۳۹۱). بررسی ساختار توفان های گرد و غباری در دشت سیستان، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیا، گرایش اقلیم شناسی در برنامه ریزی محیطی، دانشگاه فردوسی مشهد، زمستان، ۱۰۷ صفحه.
۱۸. گندمکار، امیر (۱۳۸۵). بررسی سینوپتیک انرژی باد در منطقه سیستان، رساله دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان.
۱۹. گندمکار، امیر؛ کاویانی، محمد رضا و مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۶). بررسی انرژی باد در منطقه سیستان به منظور تولید انرژی بادی، مجله علوم انسانی دانشگاه اصفهان، جلد ۲۷، شماره ۶، صص ۹۵-۱۰۴.
۲۰. گندمکار، امیر (۱۳۸۸). ارزیابی انرژی پتانسیل باد در کشور ایران، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۰، شماره پیاپی ۳۶، شماره ۴، زمستان، صص ۸۵-۱۰۰.
۲۱. گندمکار، امیر (۱۳۸۹). تعیین گستره افقی باد سیستان با استفاده از تحلیل خوشه ای، فصل نامه جغرافیایی طبیعی، سال سوم، شماره ۱۰، زمستان.
۲۲. طاوسی، تقی؛ رئیس پور، کوهزاد (۱۳۹۰). تحلیل آماری، همدیدی طوفان های گرد و خاک در جنوب شرق ایران، (مطالعه موردی: منطقه ی سیستان)، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال دوم، شماره پنجم، پاییز، صص ۱۳۲-۱۰۷.
۲۳. علی اکبری بیدختی، عباسعلی و برومند، نرگس (۱۳۸۵). مطالعه ای بر بادهای گپ منطقه دشت لوت، مجله بیابان، جلد ۱۱، شماره، صص ۲۸-۱۳.
۲۴. علیجانی، بهلول (۱۳۷۳). آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور.
۲۵. مفیدی، عباس (۱۳۸۶). تحلیل گردش جو تابستانه بر روی ایران و ارتباط آن با بارش های تابستانه فلات ایران، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم جغرافیایی، تهران، آبان.
۲۶. مفیدی، عباس و زرین، آذر (۱۳۹۱). تحلیل ماهیت و ساختار و بردایی زمانی گردش جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا، پژوهش های اقلیم شناسی، ۱۱، ۴۰-۱۵.

۲۷. مفیدی، عباس؛ کمالی سمیه و زرین، آذر (۱۳۹۲-الف). ارزیابی توان مدل RegCM4 پیوند خورده با طرحواره غبار در آشکارسازی ساختار توفان‌های گرد و غباری تابستانه در دشت سیستان، فصلنامه جغرافیا (برنامه‌ریزی منطقه‌ای)، سال سوم، شماره ۳، تابستان، صص ۶۹-۵۱.
۲۸. مفیدی، عباس؛ محسن حمیدیان پور، محمد سلیقه، بهلول علیجانی، (۱۳۹۲-ب). تعیین زمان آغاز، خاتمه و طول مدت وزش باد سیستان با بهره‌گیری از روش‌های تخمین نقطه تغییر، مجله جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۸، ۸۷-۱۱۲.
۲۹. نجار سلیقه، محمد (۱۳۸۰). تاثیر آب و هوای پاکستان بر منطقه جنوب شرق ایران، طرح پژوهشی، معاونت پژوهشی، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
۳۰. هادربادی، غلام‌رضا (۱۳۷۹). پیش‌بینی سرعت و جهت بادهای فرساینده (مطالعه موردی منطقه‌ی زابل)، دانشگاه شیراز.

Abiodun BJ, J.S. Pal, E.A. Afiesimama, W.J. Gutowski, and A. Adedoyin (2007). *Simulation of West African monsoon using RegCM3 Part II: impacts of deforestation and desertification*. Theor Appl Climatol 93:245–261.

Alizadeh-Choobari, O., Zawar-Reza, P., and Sturman, A., (2014). *The wind of 120 days and dust storm activity over the Sistan basin*. Atmospheric Research, <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.02.001>.

Barough M.S., S.S. Kashani, A.A. Bidokhti, and A. Ranjbar (2010). *The Numerical Study of Low Level Jets Formation in South Eastern of Iran*. World Academy of Science, Engineering and technology.

Bardossy, A., (1997). *Downscaling from GCMs to local climate through stochastic linkages*. J Environ Manage 49:7–17.

Barrow, E., Hulme, M., and Semenov, MA. (1996). *Effect of using different methods in the construction of climate change scenarios: examples from Europe*. Clim Res 7:195–211.

Basit, A., S. Shoaib Raza, N. Irfan, And R. Avila (2012). *Simulation of Monsoon Precipitation over South-Asia Using RegCM3*, International Scholarly Research Network, ISRN Meteorology, Article ID 754902, 14 pages, doi: 10.5402/2012/754902.

Blackadar, A. K., (1957). *Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion*, Bull. Amer. Meteor. Soc, 38,283-290.

Bloom A., V. Kotroni, and K. Lagouvardos (2008). *Climate change impact of wind energy availability in the Eastern Mediterranean using the regional climate model PRECIS*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, 1249–1257, www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/8/1249/2008/

Byers, D. J., (1995). *Synoptic and mesoscale influences on refraction during SHAREM 110*. M.S. thesis, Dept. of Meteorology, Naval Postgraduation School, 126 pp.

Castero, C.L., R. A. Pielke, and G. Leoncini (2005). *Dynamical downscaling: assessment of value retained and added using the regional atmospheric Modeling System (RAMS)*, J. Geophys. Res., 110, D05108, doi: 10.1029/2004JD004721.

Castero, C.L., R. A. Pielke and J.O. Adegoke (2007). *Investigation of the Summer Climate of the Contiguous United States and Mexico Using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS)*. Part I: Model Climatology (1950–2002), JOURNAL OF CLIMATE, Volume 20, DOI: 10.1175/JCLI4211.1.

Goudie, A. S., and N. J. Middleton. (2001). *Dust storm in South West Asia*. Acta Univ Car., XXXV: 37-83.

Huntington, E. (1905). *The depression of Sistan in eastern Persia*. Bulletin of the American geographical society, 32(5), 221-281.

Leung L.R., L.O. Giorgi, and R.L. Wilby (2003). *Regional climate research- needs and opportunities*. Bull. Am. Meteorol. Soc. 84. 89-95.

Liu, M., L.W. Douglas, R.H. Teddy, and X. Qin (2000), *Numerical Simulation of a Low-Level Jet over Complex Terrain in Southern Iran*. Journal of climate, Volume 128.

McMahan, H. (1906 a). *Recent survey and exploration in Seistan*. Journal of the Royal Geographical Society, 28 (3), 209-228.

McMahan, H. (1906 b). *Recent survey and exploration in Seistan*. Journal of the Royal Geographical Society, 28 (4), 333-240.

Marcella, P. and A.B. Eltahir (2008). *Modeling the Hydroclimatology of Kuwait: The Role of Subcloud Evaporation in Semiarid Climates*. Journal of climate, Volume 21, DOI: 10.1175/2007JCLI2123.1.

Marcella, P. and A.B. Eltahir (2012). *Modeling the Summertime Climate of South west Asia: The Role of Land Surface Processes in Shaping the Climate of Semiarid Regions*. Journal of climate, Volume 25, DOI: 10.1175/2011JCLI4080.1.

Mearns, LO., Bogardi I., Giorgi F., Matyasovskyy, I., and Paleski, M. (1999). *Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling*. J Geophys Res 104:6603–6621.

Middelton, N.J., (1986). *Dust storms in the Middle East*. J. Arid Environ. 10, 83-96.

Murphy, J., (1999). *An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate*. J Clim 12: 2256–2284.

Pal, J.S., and E.A.B. Eltahir, (2003). *A feedback mechanism between soil-moisture distribution and storm tracks*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 129, 2279–2297.

Pamperin, H., and G. Stilke, (1985). *Nocturnal boundary layer and LLJ in the pre-alpine region near the outlet of the Inn Valley*. Meteor. Rundsch., 38, 145-156.

Pasini A., (2005). *FROM OBSERVATIONS ro SIMULATIONS A Conceptual Introduction to Weather and Climate Modelling*, Translated by Francesca Sofri, Published by World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd.

Rockel, B., C.L. Castro, R.A. PielkeSr, H. Storch and G. Leoncini (2008). *Dynamical downscaling: Assessment of model system dependent retained and added variability for two different regional climate models*, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 113, D21107, doi:10.1029/ 2007JD009461.

Salon, S., Cossarini, G., Libralato, S., Gao, X., Solidoro, S., and Giorgi, F., (2008). *Downscaling experiment for the Venice lagoon. I. Validation of the present-day precipitation climatology*. Clim Res 38:31–41.

Simpson, I.R., Seger, R., Shaw, A.T., AND Ting, M., (2015) *Mediterranean Summer Climate and the Importance of Middle East Topography*. J. of Climate. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00298.1.

Stull, R. B., (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*. Department of Meteorology, University of Wisconsin, Madison, U.S.A.

Sylla, M.B., E. Coppola, L. Mariotti, F. Giorgi, P. M. Ruti, A. Dell Aquila and X. Bi (2010), *Multiyear simulation of the African climate using a regional climate model (RegCM3) with the high resolution ERA-interim reanalysis*. Clim Dyn, 35:231–247, DOI 10.1007/s00382-009-0613-9.

Teadt, T. R., (1996). *Studies in satellite multispectral determination of boundary layer depth*. M. S. thesis, Dept. of Meteorology, Naval Postgraduation School, 70 pp.

Walters, K. R., and W. F. Sjoberg, (1988). *The Persian gulf region a climatological study*. USAFETAC TN-88/002, USAF Environmental Technical Application Center, 62 pp.

Wilby, RL. Wigley, TML. Conway, D., Jones, PD., Hewiston, BC. Main, J., and Wilks, DS. (1998). *Statistical downscaling of general circulation model output: a comparison of methods*. Water Resour Res 34:2995–3008.

Washington, R., and M. C. Todd, (2005). *Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé depression*, Chad: Intraseasonal to interannual variability and the role of the Low level jet. Geophys. Res. Lett., 32, L17701, doi: 10.1029/2005GL023597.

Wang, G. and A. Alo., Clement (2012). *Changes in Precipitation Seasonality in West Africa Predicted by RegCM3 and the Impact of Dynamic Vegetation Feedback*. International Journal of Geophysics, Article ID 597205, 10 pages, doi: 10.1155/2012/597205.

Wang, Y., Leung, L.R., McGrrgor, J. L., Lee, D-K., Wang, W-Ch., Ding, Y., and Kimura, F., (2004). *Regional Climate Modeling: Progress, Challenges, and Prospects*. Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.82, No.6, pp.1599--1628, 2004.

Zaitchik, B.F., Evans, J.P., and Smith, R.B., (2007). *Regional impact of an elevated heat source: the Zagros Plateau of Iran*. J Clim. 20:4133–4146

Zarrin, A., Ghaemi, H., Azadi, M., Mofidi, A., and Mirzaei, E., (2011). *The effect of Zagros Mountains on the formation and maintenance of Iran anticyclone using RegCM4*. Meteorology and Atmospheric Physics, 112(3-4): 91-100, DOI: 10.1007/s00703-011-0134-z.

