

بررسی نقش باد ۱۲۰ روزه سیستان در وزش دمایی شرق و جنوب شرق ایران

شعیب آب‌خرابات- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز
مصطفی کریمی* - استادیار آب و هواشناسی دانشگاه تهران
امان‌اله فتح‌نیا- استادیار آب و هواشناسی دانشگاه رازی
محمدحامد شام بیاتی- جهاد دانشگاهی کرمانشاه

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۱/۱۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۴/۵

چکیده

برای بررسی اثرهای دمایی باد ۱۲۰ روزه سیستان طی دوره ۱۹۹۳-۲۰۱۲ با استفاده از آزمون تحلیل عاملی و خوشه‌بندی دو الگوی اصلی وزش باد شمالی (باد ۱۲۰ روزه سیستان) و باد شرقی شناسایی شد و مشخص گردید که در الگوهایی با وزش باد شرقی هسته‌ای از وزش دمایی منفی در شرق ایران و مرکزی از وزش دمایی مثبت در مناطق مرکزی تر فلات ایران شکل می‌گیرد. این وزش منفی جنوب شرق ایران را دربر نمی‌گیرد که سبب افزایش دمای منطقه می‌شود. در الگوهایی با وزش باد شمالی هسته‌ای از وزش دمایی منفی در شرق و جنوب شرق ایران شکل می‌گیرد و حرارت را از این مناطق به دریای عمان و بخش شرقی دریای عرب انتقال می‌دهند. این هسته وزش دمایی منفی شکل گرفته ۴-۶ درجه نسبت به الگوهای باد شرقی در مناطق جنوبی تر قرار می‌گیرد و باعث کاهش دمای هوا در مناطق شرقی و جنوب شرقی ایران می‌شود و استوای حرارتی را در این منطقه از کره زمین به عرض‌های جنوبی تر جابه‌جا می‌کند. در حالی که در الگوهایی با وزش باد شرقی استوای حرارتی در عرض‌های شمالی تر و بر روی جنوب شرق و حتی شرق مرکزی ایران مستقر می‌شود و سبب افزایش دمای این مناطق نسبت به غرب، جنوب غرب، و الگوهای وزشی باد شمالی می‌شود.

کلیدواژه‌ها: ایران، باد ۱۲۰ روزه سیستان، وزش دمایی، همدید.

مقدمه

در دوره گرم سال، در بسیاری موارد، مناطق غرب و جنوب غرب ایران دمایی بالاتر از مناطق بیابانی شرق و جنوب شرق به ثبت می‌رسانند؛ این موضوع با وجود کوهستان‌های مرتفع در غرب ایران و مناطق بیابانی در شرق کشور قدری عجیب به نظر می‌رسد. حسین‌زاده (۱۳۷۶: ۱۲۰) بیان می‌کند که در شرق ایران مردم محلی بر آن‌اند که باد ۱۲۰ روزه سیستان سبب خنکی هوای منطقه می‌شود. وی نیز اگرچه به طور کمی این اثر بادهای ۱۲۰ روزه سیستان را محاسبه نمود، بر آن است که وزش این بادهای مقدار درخور توجهی از حرارت سطح زمین و جو نزدیک به آن را از منطقه خارج می‌کند. این باد معروف‌ترین باد محلی ایران است که به مدت چهار ماه در استان‌های سیستان و بلوچستان و خراسان شمالی و جنوبی می‌وزد (گندم‌کار و کیارسی، ۱۳۸۵: ۱). باد ۱۲۰ روزه طی ماه‌های خرداد تا شهریور از نظر شدت، جهت، و فراوانی اهمیت ویژه‌ای می‌یابد. وزش این بادهای تأثیر غیر قابل اجتنابی بر همه جنبه‌های اکولوژیک، اقتصادی، و اجتماعی می‌گذارد و سبب حاکمیت شرایط زیست‌محیطی بحرانی در منطقه می‌شود (خسروی، ۱۳۸۷: ۱۹). محیط طبیعی دشت سیستان به

همراه استقرار الگوهای همدید ویژه در دوره استقرار بادهای ۱۲۰ روزه شرایط مناسبی برای طوفان‌های گرد و غباری فراهم می‌کند (خسروی، ۱۳۸۹: ۲). نجارسلیقه (۱۳۸۹: ۱۶ و ۱۷) نیز بر آن است که هنگامی که زبانه تراف بادهای غربی و زبانه تراف موسمی^۱ در منطقه گسترده شوند، بادهای ۱۲۰ روزه شدیدتر می‌شوند. اما اگر در سطوح میانی تروپوسفر پرفشار جنب حاره‌ای حاکم شود، چون شرایط صعود از بین می‌رود، در سطح زمین نیز از سرعت و شدت بادهای ۱۲۰ روزه کاسته می‌شود. گندم‌کار (۱۳۸۹: ۷۵) در بررسی پهنه بادی سیستان همه نواحی شرقی کشور و همچنین بیشتر دشت‌های مرکزی کشور از جمله بخش‌هایی از دشت کویر و کویر لوت را محدوده فعالیت بادهای ۱۲۰ روزه می‌داند و بالاترین سرعت این بادهای ۱۲۰ روزه را در ماه‌های تیر و مرداد معرفی می‌کند. این بادهای ۱۲۰ روزه می‌داند و از جمله سبب شکل‌گیری طوفان‌های گرد و غبار، تبخیر و تعرق بیشتر، و گسترش ماسه‌زارها در منطقه می‌شود. خسروی (۱۳۸۹: ۲۰)، با بررسی گسترش عمقی غبار در طوفان‌های گرد و غبار منطقه، بیان می‌کند که در برخی رویدادهای استثنایی غبار تا ارتفاع ۲۰۰ هکتوپاسکالی جو نیز نفوذ می‌کند و حداکثر گسترش عمودی آن در نیمه‌های روز و حداقل آن در نیمه‌های شب مشاهده می‌شود. طوفان‌های گرد و غبار منطقه طی تمام فصول سال رخ می‌دهد و بیشترین فراوانی آن‌ها در تابستان و کمترین آن در زمستان است. شیو فشاری و دمایی شدید بین دو منطقه دریای خزر و جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان به ایجاد بادهای شدید و طوفان‌های گرد و غبار در تابستان منجر می‌شود و در دوره سرد سال نیز هنگامی که پرفشار سیبری با فشار مرکزی بیش از ۱۰۴۰ هکتوپاسکال بر روی دریای خزر مستقر شود و منطقه سیستان از شرایط کم‌فشاری برخوردار باشد، ریزش هوای سرد به منطقه سبب شکل‌گیری طوفان گرد و غبار می‌شود (علیچانی و رئیس‌پور، ۱۳۹۰: ۱۰۷). طاووسی و همکاران (۱۳۹۰: ۲۸) در ارتباط با وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان دو الگوی هم‌دید را دخیل می‌دانند؛ به طوری که در الگوی اول پُراتفاح دریای خزر و کم‌ارتفاعی در جنوب جنوب شرق سیستان و در الگوی دوم سامانه پُراتفاحی در شرق افغانستان و منطقه تبت و مرکز کم‌ارتفاعی در جنوب شرق سیستان سبب وزش این بادهای ۱۲۰ روزه می‌شوند. مفیدی و کمالی (۱۳۹۱: ۱ و ۱۵)، با بررسی طوفان‌های گرد و غبار سال ۲۰۰۱ ایستگاه‌های زابل و زهک، بیشترین فراوانی ساعتی وقوع گرد و خاک را ساعات آغازین روز و کمترین میزان وقوع آن را ساعات میانی روز معرفی کردند و بیشینه غلظت گرد و غبار را در زیر تراز ۹۰۰ هکتوپاسکالی مشاهده کردند. از سوئی، مفیدی و همکاران (۱۳۹۲: ۸۷) دریافتند که وزش باد سیستان تغییرات شدید سالانه دارد و، علاوه بر داشتن خصوصیات یک باد محلی، نقش واداشت‌های خارجی نیز در تشکیل و تکوین آن زیاد است. دوستان (۱۳۹۲: ۶) نیز عامل شکل‌گیری بادهای ۱۲۰ روزه سیستان را پرفشاری در منطقه دریای خزر و مرکز کم‌فشار جنوب پاکستان می‌دانند. مهم‌ترین عاملی که سبب اهمیت این باد می‌شود شکل‌گیری طوفان‌های گرد و غبار و ماسه به‌ویژه در دوره گرم سال (خرداد تا مرداد) است (گودی و میدلتون، ۲۰۰۱: ۷۶)، که سبب بروز مشکلات اقتصادی و زیست‌محیطی فراوان در این منطقه می‌شود. به طور کلی، کم‌فشار حرارتی جنوب آسیا از مهم‌ترین عوامل پیدایش بادهای شمالی در شرق ایران است. کم‌فشارهای حرارتی^۲ یا تراف‌های حرارتی^۳ از ویژگی‌های بارز ترازهای زیرین گردش جوی مناطق خشک جنب حاره است به‌ویژه در ماه‌های تابستان. که ورودی تابش خورشید حداکثر است (اسپنگلر و همکاران، ۲۰۰۵: ۳۱۴۷). این مناطق شامل شمال و جنوب غرب آفریقا، غرب پاکستان و شمال هند، فلات تبت، جنوب غرب آمریکا، عربستان سعودی، شبه‌جزیره ایبری، و شمال غرب و شمال شرق استرالیاست (اسپنگلر و اسمیت، ۲۰۰۸: ۲۱۵۷). این کم‌فشارهای حرارتی از فشار سطحی ۳ تا ۱۰ هکتوپاسکال کمتر نسبت به مناطق اطراف برخوردارند (بولاسینا و نیگام، ۲۰۱۰: ۹۵۷). کم‌فشار پاکستان و هند (پاک- ایندیا)^۴ نیز در این دسته از سامانه حرارتی دوره گرم سال شناخته می‌شود. این کم‌فشار در ماه

1. Monsoon Trough
 2. Thermal Lows
 3. Thermal Troughs
 4. Pak- India Low

ژولای عمیق‌تر از ماه‌های دیگر تابستان است و بر روی مناطق بیابانی قرار نگرفته، بلکه بر روی دشت سرسبز رودخانه‌های ایندوس مستقر می‌شود و با پُرفشار دریای خزر در ارتباط است؛ به طوری که هوای صعودی از آن توسط رودباد ترازهای بالایی جو در مناطق شرق دریای خزر و ترکمنستان (بر روی پُرفشار دریای خزر) نزول می‌کند و در لایه‌های پایین جو به صورت بادهای شمالی به درون کم‌فشار پاک- ایندیا می‌وزد و به تقویت این کم‌فشار و گردش مونسون هند کمک می‌کند (بولاسینا و نیگام، ۲۰۱۰: ۹۵۷، ۹۶۸ و ۹۶۹). این بادهای شمالی همان باد ۱۲۰ روزه سیستان یا رودباد تراز پایین سیستان^۱ است که طوفان‌های گرد و غبار مناطق شرقی ایران را نیز در مسیر وزش خود به‌وجود می‌آورند. در این میان بستر دریاچه هامون مهم‌ترین منبع این طوفان‌های گرد و غبار و ماسه است (راشکی و همکاران، ۲۰۱۰: ۵۱). از سوی، علیزاده و همکاران (۲۰۱۴: ۳۲۸) نیز اندرکنش پُرفشار هندوکش در شمال افغانستان با کم‌فشار حرارتی تابستانه در شرق سیستان و غرب افغانستان را سبب شکل‌گیری بادهای ۱۲۰ روزه سیستان می‌دانند. هدف از پژوهش حاضر مطالعه نقش باد ۱۲۰ روزه سیستان (رودباد تراز پایین سیستان) در وزش دمای و تغییرات دمای هوای منطقه است.

مواد و روش‌ها

هدف اصلی از این پژوهش آزمون این فرضیه است که آیا وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان در شرق و جنوب شرق ایران، علاوه بر تأثیرات اقلیمی و زیست‌محیطی، سبب کاهش دمای این مناطق نیز می‌شود. ایفای این نقش از سوی بادهای ۱۲۰ روزه سیستان تأثیری مثبت در تعدیل آب و هوای منطقه محسوب خواهد شد. فعالیت این باد از میانه‌های ماه مه آغاز و تا میانه‌های ماه سپتامبر ادامه دارد (علیزاده و همکاران، ۲۰۱۴: ۳۲۸). بنابراین، طول دوره آماری این پژوهش از اول خرداد تا آخر شهریور (۱۹۹۳-۲۰۱۲) است. در این راستا، نخست داده‌های رقومی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ ه.پ از سری داده‌های بازکاوی شده NCEP/NCAR در محدوده ۱۰ تا ۸۰ درجه طول شرقی و ۰ تا ۷۰ درجه عرض شمالی در ۸۴۱ یاخته $2/5 \times 2/5$ درجه اخذ شد. طی بررسی‌های مقدماتی مشخص شد که بادهای ۱۲۰ روزه سیستان بیشترین قدرت و گستردگی را در تراز ۸۵۰ ه.پ دارند. در گام بعد ماتریسی با آرایش S و به ابعاد 841×248 حاصل شد. سپس، از تحلیل مؤلفه‌های اصلی^۲ (PCA) برای طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای استفاده شد (یارنال، ۱۳۸۵: ۱۰۰). ماتریس داده‌ها با آرایش S در غالب تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA) محاسبه شد و مقادیر ویژه آن محاسبه و عامل‌هایی با مقادیر ویژه بزرگ‌تر از یک انتخاب شد (جانسون و ویچرین، ۱۳۸۶: ۴۹۱). هدف اصلی از تحلیل مؤلفه‌های اصلی کاهش حجم داده‌هایی است که دارای اطلاعات مشترک و مشابه‌اند. وجه ریاضی این روش آن است که n متغیر اولیه را به صورت ترکیب خطی به n مؤلفه اصلی تبدیل می‌کند. بنابراین، کل پراش داده‌های اولیه با n مؤلفه اصلی تبیین می‌شود. در عین حال، ترکیبات خطی چنان به‌دست می‌آیند که همواره مؤلفه اول دارای درصد بیشتر و مؤلفه‌های بعدی درصدهای کمتری از پراش داده‌ها را تبیین می‌کنند. بنابراین، می‌توان درصد درخور توجهی از پراش داده‌ها را با اولین k مؤلفه تبیین کرد. بدین ترتیب، هم می‌توان حجم داده‌ها را کاهش داد و هم متغیرهایی را که حامل اطلاعات زیادتری هستند از دیگر متغیرها متمایز کرد. خروجی تحلیل مؤلفه‌های اصلی روی داده‌های اولیه شامل سه آرایه خواهد بود که عبارت‌اند از: e، y، و ۱. آرایه e آرایه بردار ویژه است که حاصل ضرب آن در متغیرهای اولیه مؤلفه‌های Y است و دارای خاصیتی هستند که پراش مؤلفه‌ها را بیشینه می‌کنند. بنابراین، مقادیر مؤلفه‌ها بدین گونه به‌دست می‌آیند: $y = X \times e$ که در آن X متغیرهای اولیه مرکزی شده‌اند. آرایه ۱ نیز حاوی پراش مؤلفه‌هاست (خسروی و نظری‌پور، ۱۳۹۱: ۴۴). در گام بعد، داده‌ها با دوران متعامد واریامکس چرخش داده شدند (استبان و همکاران، ۲۰۰۵: ۳۲۲). سپس، با محاسبه ماتریس ضرایب عامل‌ها و ضرب‌نمودن آن‌ها در ماتریس استاندارد شده داده‌ها، ماتریس نمرات عاملی حاصل شد. این ماتریس شامل تعداد روزها و

1. Low Level Jet (LLJ)

2. Principal Component Analysis

تعداد عامل‌هاست. سرانجام، برای انتخاب عامل‌های اصلی، پراش بیش از یک درصد مقدار بردارهای ویژه مبنا قرار گرفته شد. پس از تحلیل مؤلفه اصلی، شاید مرحله مناسب بعدی اجرای تحلیل خوشه‌ای بر روی ماتریس مؤلفه‌های اصلی باشد (یارنال، ۱۳۸۵: ۱۰۰). سپس، به خوشه‌بندی عامل‌ها برای تعیین الگوهای همدید پرداخته شد. در این بخش روزهایی که باد سیستان در منطقه مورد مطالعه فعالیت داشته است بر اساس نمرات عاملی و با محاسبه فواصل اقلیدوسی و به روش ادغام وارد به صورت نمودار درختی گروه‌بندی شدند؛ بر اساس محاسبه ماتریس همبستگی درون گروهی، روزهای نماینده استخراج شدند. این روزهای نماینده معرف هر یک از خوشه‌های تعیین‌کننده الگوهای همدید در منطقه‌اند و دارای بیشترین همبستگی درون گروهی‌اند (جدول ۱). در ادامه، الگوی وزش باد در هر یک از این خوشه‌ها بررسی و مشخص شد که دو الگو از وزش باد شامل بادهای شمالی ۱۲۰ روزه سیستان (الگوهای ۱ و ۲) و بادهایی با جهت شرقی (الگوهای ۳، ۴، و ۵) در نیمه شرقی ایران حاکم‌اند. بنابراین، دو الگوی اصلی باد شمالی و باد شرقی در منطقه تشخیص داده شد. سپس، محاسبات مربوط به وزش دمایی (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹: ۱۸۸) برای هر یک از این الگوهای سینوپتیک اجرا و تحلیل شد. از آنجا که هسته‌های متفاوت از وزش دمایی منفی و مثبت در نیمه شرقی ایران طی دو الگوی اصلی باد شمالی و باد شرقی مشاهده شد، به محاسبه و ترسیم موقعیت مکانی حداکثر دمای رخ داده اقدام شد. این حداکثر دماهای رخ داده، با توجه به فصل سال، در واقع موقعیت استوای حرارتی کره زمین را در منطقه به نمایش می‌گذارند؛ بر اساس آن، نقش بادهای شمالی/ شرقی بر موقعیت قرارگیری استوای حرارتی کره زمین در این منطقه از جهان بررسی و تحلیل شد. سرانجام، نیمرخ قائم وزش دمایی جو از تراز ۴۰۰-۱۰۰۰ ه.پ برای درک بهتر فرایندهای حاکم بر جو در این الگوها محاسبه و بررسی شد. از سویی، به دلیل اینکه الگوی وزش باد شمالی (۱۲۰ روزه سیستان) بیشترین سرعت و گستردگی خود را در ساعت 00Z نمایان کرد، در این تحقیق در همه نقشه‌ها از داده‌های این زمان استفاده شد.

جدول ۱. الگوهای پنجگانه شناسایی شده در پژوهش و ویژگی‌های هر الگو

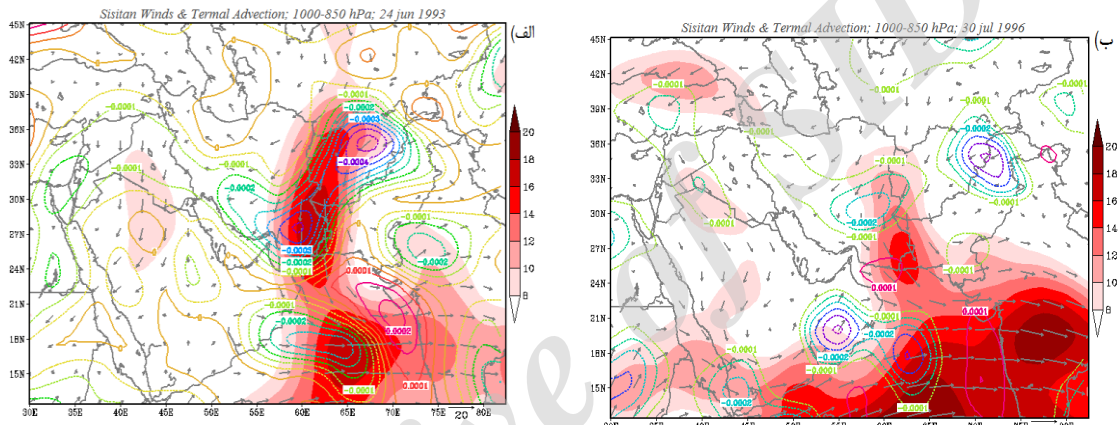
الگو	روز نماینده	درصد رخداد	تعداد رخداد	همبستگی درون گروهی
۱	۲۴ ژوئن ۱۹۹۳	۱۴٫۳	۳۵۵	۶۲٪
۲	۳۰ ژوئیه ۱۹۹۶	۱۴٫۲۷	۳۵۴	۶۷٪
۳	۷ ژولای ۲۰۰۱	۱۹٫۱	۴۷۳	۶۳٪
۴	۱۶ ژولای ۲۰۰۸	۲۳٫۹	۵۹۳	۵۹٪
۵	۲۸ ژوئن ۲۰۰۵	۲۸٫۴۳	۷۰۵	۶۹٪

یافته‌های پژوهش

وزش دمایی در سطوح زیرین جو

الگوهای همدید ۱ و ۲ (شکل ۱) الگوی وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان در تراز ۸۵۰ ه.پ را به نمایش می‌گذارند. این بادهای با جهت غالب شمالی- جنوبی شناخته می‌شوند و بهترین تراز جوی برای مطالعه آن‌ها تراز ۸۵۰ ه.پ است، زیرا در ترازهای پایین‌تر جو اثر اصطکاک و ناهمواری‌های سطح زمین جهت و سرعت این بادهای را تحت تأثیر قرار می‌دهد و بیشترین سرعت خود را در تراز ۸۵۰ ه.پ دارند و از نظر جهت وزش نیز به صورت یک رودباد با هماهنگی بیشتری نمایان می‌شوند. از سویی، در ترازهای بالاتر نیز به تدریج این بادهای ماهیت خود را از دست می‌دهند. در این دو الگوی همدید نیز هسته سرعت این بادهای با همین جهت شرق ایران و غرب افغانستان و پاکستان را در بر گرفته است و هسته مرکزی بیشینه سرعت بادهای ۱۲۰ روزه در جنوب شرق ایران قرار گرفته است؛ به طوری که در الگوی ۱ (شکل ۱ الف) سرعت هسته مرکزی این بادهای ۱۸ متر بر ثانیه و در الگوی همدید ۲ (شکل ۱ ب) به ۱۶ متر بر ثانیه رسیده است. در الگوی ۱ بادهای با شدت و گستردگی بیشتری در منطقه در حال وزیدن‌اند. در شکل ۱ الف دو هسته قوی از وزش دمایی

منفی در بستر بادهای ۱۲۰ روزه بر روی افغانستان و جنوب شرق ایران شکل گرفته است که حداکثر شدت آن در جنوب شرق ایران به $(10^{-8} s^{-1}) * C^{\circ} - 4$ رسیده است (جدول ۲). با توجه به جهت بردارهای باد، این وزش دمایی به سوی شرق دریای عرب و غرب شبه‌قاره هند در جریان است و هسته‌ای از وزش دمایی مثبت در این مناطق را به وجود آورده است. در این الگو بادهای ۱۲۰ روزه سیستم با شدت بیشتری نسبت به الگوی ۲ در جریان‌اند و این موضوع سبب انتقال حرارت از افغانستان، شرق و جنوب شرق ایران به مناطق اطراف شده است. در شکل ۱ ب (الگوی ۲) بادهای ۱۲۰ روزه سیستم با شدت و گستردگی خود را تا حد زیادی از دست داده‌اند، اما همچنان هسته‌ای از وزش دمایی منفی در شرق ایران با حداکثر شدت $(10^{-8} s^{-1}) * C^{\circ} - 2$ (جدول ۲) شکل گرفته است. از سوی دیگر، هسته‌ای ضعیف از وزش دمایی مثبت نیز بر روی دریای عمان قرار دارد. بنابراین، با کاهش شدت و گستردگی بادهای ۱۲۰ روزه سیستم، مرکز وزش دمایی مثبت- که در شرق دریای عرب قرار داشت- به مناطق غربی‌تر و بر روی دریای عمان منتقل می‌شود که می‌تواند سبب تجمع حرارت در سواحل جنوب شرقی ایران شود.



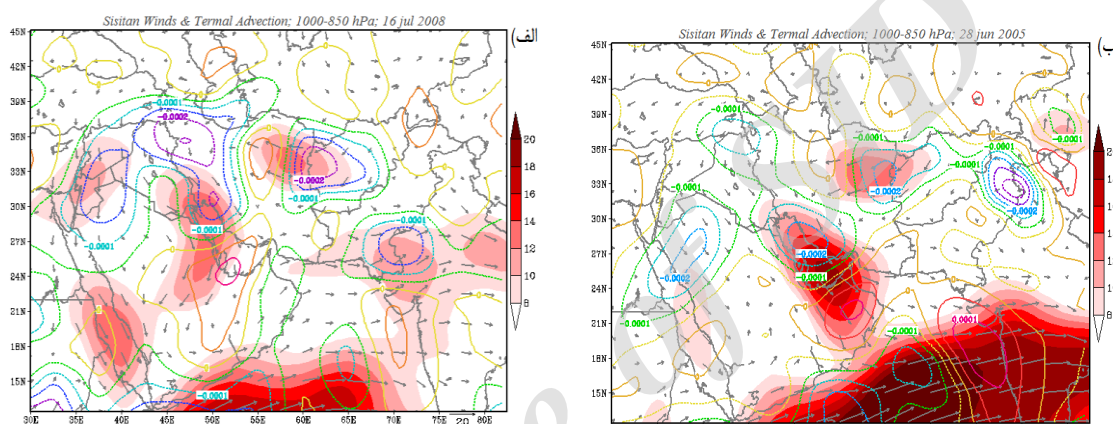
شکل ۱. بردارهای سرعت و جهت باد (m/s) و هسته‌های بیشینه سرعت باد (هاتسورهای رنگی) تراز ۰.۵ hPa؛ مجموع وزش دمایی $(C^{\circ} * 10^{-5} s^{-1})$ ترازهای ۹۲۵-۱۰۰۰ و ۸۵۰-۹۲۵ hPa؛ الف) الگوی همدید ۱، ۲۴ ژوئن ۱۹۹۳؛ ب) الگوی همدید ۲، ۳۰ ژوئیه ۱۹۹۶

جدول ۲. حداکثر وزش دمایی منفی $(Co * 10^{-8} s^{-1})$ رخ داده (۸۵۰-۱۰۰۰ hPa)، میزان نفوذ هم‌دمای Co به عرض‌های جغرافیایی شمالی (۱۰۰۰ hPa)، حداکثر دمای رخ داده (۱۰۰۰ hPa) در نیمه شرقی و میانگین دمای جنوب شرق و شرق مرکزی ایران در محدوده (۲۶-۳۳ No) و (۵۶-۶۱ Eo) در هر الگو

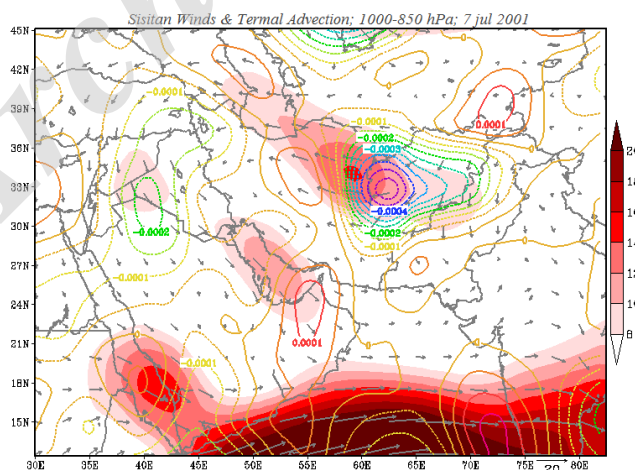
الگو	روز نماینده	حداکثر وزش دمایی منفی رخ داده	میزان نفوذ هم‌دمای C°	حداکثر دمای (C°) رخ داده در نیمه شرقی	میانگین دمای (C°) جنوب شرق و شرق مرکزی
۱	۲۴ ژوئن ۱۹۹۳	$-4 C^{\circ} * (10^{-8} s^{-1})$	$27.5 N^{\circ}$	۳۰	۲۶.۱۱
۲	۳۰ ژوئیه ۱۹۹۶	$-2 C^{\circ} * (10^{-8} s^{-1})$	$31 N^{\circ}$	۳۲	۳۰.۷۹
۳	۷ ژوئیه ۲۰۰۱	$-2 C^{\circ} * (10^{-8} s^{-1})$	$37 N^{\circ}$	۳۶	۳۶.۲۹
۴	۱۶ ژوئیه ۲۰۰۸	$-2 C^{\circ} * (10^{-8} s^{-1})$	$32.5 N^{\circ}$	۳۴	۳۳.۹۳
۵	۲۸ ژوئن ۲۰۰۵	$-5 C^{\circ} * (10^{-8} s^{-1})$	$36 N^{\circ}$	۳۸	۳۲.۲

در شکل‌های ۲ و ۳ الگوهای همدید ۳، ۴، ۵ آورده شده است. در این سه الگو نیز در شرق ایران بادهایی در حال وزیدن‌اند و هسته‌ای از سرعت به صورت یک رودباد در منطقه به وجود آورده‌اند. برخلاف دو الگوی ۱ و ۲، در این سه الگو، بادها جهت شمالی- جنوبی ندارند و با جهت شرقی می‌وزند و همچنین از سرعت کمتری نیز برخوردارند. علاوه بر این، شرق و شمال شرق ایران را تحت تأثیر قرار داده و جنوب شرق ایران را شرایط جوی تقریباً ساکن در بر گرفته است.

در الگوی ۳ (شکل ۲ الف) وزش این بادهای شرقی سبب شکل‌گیری هسته‌ای از وزش دمایی منفی در غرب افغانستان و قسمت‌هایی از شرق و شمال شرق ایران شده است که بیشینه آن به $(10^{-8} \text{ s}^{-1}) \text{ C}^{\circ} * -2$ (جدول ۲) رسیده است و از آنجا که جهت وزش این بادهای شرقی است، هسته‌ای از وزش دمایی مثبت بر روی نواحی مرکزی ایران به وجود آورده‌اند؛ این موضوع باعث انتقال حرارت از نواحی ای با وزش دمایی منفی به مناطق مرکزی تر فلات ایران می‌شود. الگوی همدید ۴ نیز در شکل ۲ ب آورده شده است. در این الگو نیز هسته‌ای ضعیف از وزش دمایی منفی با حداکثر شدت $(10^{-8} \text{ s}^{-1}) \text{ C}^{\circ} * -2$ (جدول ۲) شرق و شمال شرق ایران را در بر گرفته است. در الگوی همدید ۵ (شکل ۳) این هسته وزش دمایی منفی با شدت بیشتری بر روی غرب افغانستان شکل گرفته، حداکثر شدت آن به $(10^{-8} \text{ s}^{-1}) \text{ C}^{\circ} * -5$ (جدول ۲) بالغ شده، و به مناطق شرقی ایران نیز نفوذ کرده است. وزش دمایی این دو الگو نیز، مانند الگوی ۳، شرقی و به سوی مرکز فلات ایران است.



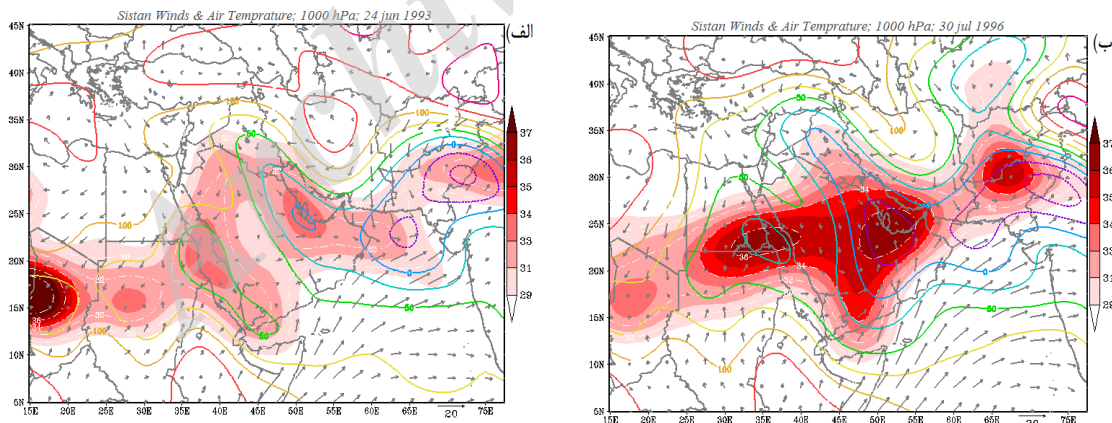
شکل ۲. بردارهای سرعت و جهت باد (m/s) و هسته‌های بیشینه سرعت باد (هاشورهای رنگی) تراز ۵۸۵۰ ه.پ؛ مجموع وزش دمایی $(10^{-5} \text{ s}^{-1}) \text{ C}^{\circ} * -925$ تا 1000 و 850 تا 925 ه.پ؛ الف) الگوی همدید ۳، ۱۶ ژوئیه ۲۰۰۸؛ ب) الگوی همدید ۴، ۲۸ ژوئن ۲۰۰۵



شکل ۳. بردارهای سرعت و جهت باد (m/s) و هسته‌های بیشینه سرعت باد (هاشورهای رنگی) تراز ۵۸۵۰ ه.پ؛ مجموع وزش دمایی $(10^{-5} \text{ s}^{-1}) \text{ C}^{\circ} * -925$ تا 1000 و 850 تا 925 ه.پ؛ الگوی همدید ۵، ۷ ژوئیه ۲۰۰۱

موقعیت هسته‌های بیشینه دما (استوای حرارتی)

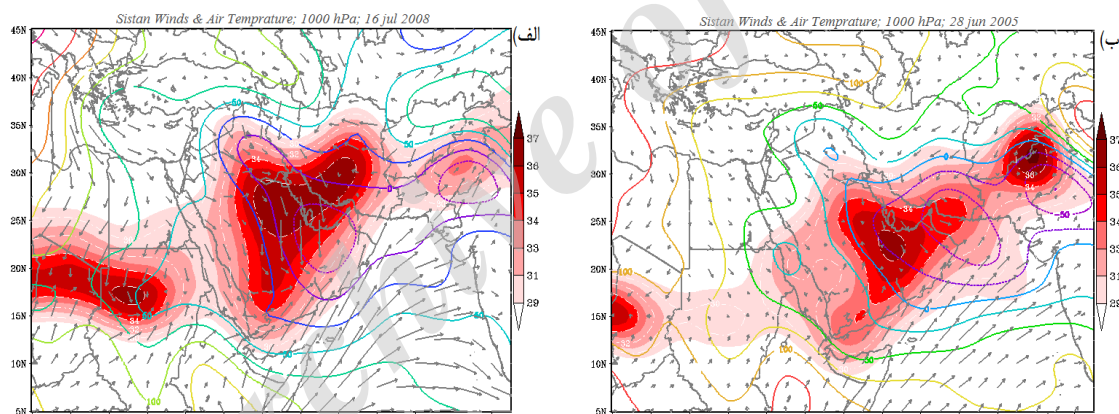
در شکل‌های ۴، ۵، و ۶ هسته‌های بیشینه دمای تراز ۱۰۰۰ ه.پ در الگوهای پنجگانه پژوهش درج شده است؛ در واقع، موقعیت استوای حرارتی کره زمین را به نمایش می‌گذارند. همچنین، در این نقشه‌ها بردارهای جهت و سرعت باد نیز درج شده است؛ به گونه‌ای که جهت و سرعت باد در این تراز نیز با اندکی تفاوت مشابه تراز ۸۵۰ ه.پ است و بادهای شمالی و شرقی در الگوهای مختلف در منطقه مستقر شده‌اند. در الگوی ۱ (شکل ۴ الف) بادهای ۱۲۰ روزه سیستان با شدت و گستردگی زیادی شرق و جنوب شرق ایران را در بر گرفته است. غرب ایران و کشور عراق را بیشینه‌ای از دما فراگرفته است (دمای $31-29^{\circ}\text{C}$)؛ این در حالی است که در همان عرض‌های جغرافیایی در شرق ایران هوایی خنک‌تر وجود دارد و درجه حرارت $31-29^{\circ}\text{C}$ در موقعیتی حدوداً 10° درجه عرض جغرافیایی در مناطق جنوب‌تر مستقر شده است. میزان گسترش هم‌دمای 29°C به عرض‌های شمالی در این الگو در شرق ایران تا 27.5°N نفوذ کرده و حداکثر دما در شرق ایران به 30°C رسیده است و میانگین دمای جنوب شرق و شرق مرکزی نیز در محدوده $(33-26^{\circ}\text{N})$ و $(61-56^{\circ}\text{E})$ 30°C است (جدول ۲). در الگوی ۲ (شکل ۴ ب)، که بادهای ۱۲۰ روزه سیستان از شدت و گستردگی کمتری برخوردار بودند، نیز دیده می‌شود که کمربند استوای حرارتی در شرق ایران بیشتر به عرض‌های جغرافیایی شمالی‌تر نفوذ کرده است، اما همچنان شرق و جنوب شرق ایران دمایی کمتر از غرب ایران و کشور عراق را ثبت کرده‌اند. به طور کلی، این دو الگوی همدید آشکار می‌کنند که وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان با جهت شمالی سبب کاهش دمای شرق و جنوب شرق ایران می‌شود و کمربند استوای حرارتی را در مناطق به عرض‌های جنوبی‌تر جابه‌جا می‌کند. میزان گسترش هم‌دمای 29°C در این الگو تا 31°N نفوذ کرده که نسبت به الگوی ۱، $3/5^{\circ}$ درجه بیشتر به عرض جغرافیایی شمالی پیش رفته است. حداکثر دما در شرق ایران به 33°C رسیده است و میانگین دمای جنوب شرق و شرق مرکزی نیز در محدوده $(33-26^{\circ}\text{N})$ و $(61-56^{\circ}\text{E})$ 30.79°C است که با توجه به سرعت کمتر باد ۱۲۰ روزه و وزش دمایی منفی ضعیف‌تر رخ داده در این الگو نسبت به الگوی ۱ دمایی منطقه نیز بیشتر است (جدول ۲).



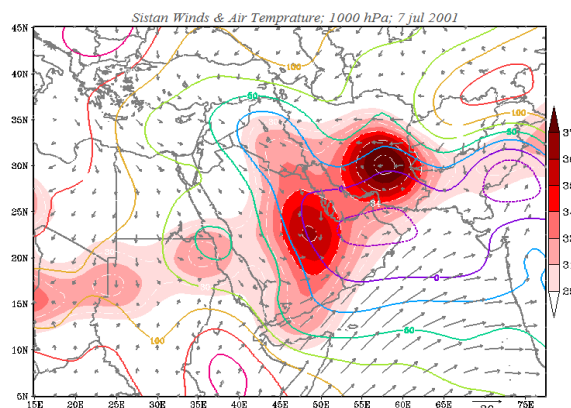
شکل ۴. ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های بیشینه دما (Co)، هاشورهای رنگی و بردارهای جهت و سرعت باد (m/s)، تراز ۱۰۰۰ ه.پ؛ الف) الگوی همدید ۱، ۲۴ ژوئن ۱۹۹۳؛ ب) الگوی همدید ۲، ۳۰ ژوئای ۱۹۹۶

هسته‌های بیشینه دما و بردارهای جهت و سرعت باد تراز ۱۰۰۰ ه.پ، الگوهای ۳، ۴، ۵ و ۶ در شکل‌های ۵ و ۶ درج شده است. همان‌گونه که بیان شد، در این زمان از سال این مراکز بیشینه دما در واقع موقعیت قرارگیری استوای حرارتی در منطقه را نشان می‌دهند. از سویی، بردارهای جهت و سرعت باد نیز مانند الگوهای ۱ و ۲ در این سه الگو نیز با تراز ۸۵۰ ه.پ تفاوت چندانی ندارند و بادهای شرقی در شمال شرق و تا حدودی شرق ایران مستقرند. در الگوی ۳ (شکل ۵ الف) بادهای ۱۲۰ روزه سیستان در منطقه حاکم نیست و بادهای شرقی بر بخش‌هایی از شمال شرق ایران حاکم‌اند و

این موضوع افزایش دمای هوای منطقه و شکل‌گیری هسته‌ای از بیشینه دما در شرق و جنوب شرق ایران شده است. در این الگو، برخلاف الگوهای ۱ و ۲ (شکل ۴)، مناطق شرقی ایران دمایی بیشتر از غرب ایران و بین‌النهرین ثبت کرده است که این مرکز بیشینه دما بخش‌های زیادی از فلات مرکزی ایران را نیز در بر گرفته است. در الگوی ۴ (شکل ۵ ب) همچنان بادهای شرقی جای‌گزین بادهای ۱۲۰ روزه شمالی سیستان شده‌اند و انحرافی در جهت آن‌ها به سمت جنوب غرب دیده می‌شود و به صورت بادهای شمال شرقی در منطقه حاکم‌اند. در این الگو نیز مرکزی از بیشینه دما با شدت کمتر شرق و جنوب شرق ایران را در بر گرفته است. گسترش و شدت کمتر استوای حرارتی در جنوب شرق ایران نسبت به الگوهای ۳ و ۵ نیز به دلیل این انحراف جنوب سوی بادها است که با جهت شمال شرقی می‌وزند. در الگوی همدید ۵ (شکل ۶) نیز بادهای شرقی بر منطقه حاکم‌اند که سبب نفوذ استوای حرارتی به عرض‌های شمالی‌تر و افزایش دمای مناطق شرقی ایران شده است و مرکزی از بیشینه دما شرق و جنوب شرق ایران را در بر گرفته است؛ به طوری که مناطق شرقی نسبت به مناطق هم‌عرض خود در غرب ایران و بین‌النهرین دمایی بسیار بیشتر را ثبت کرده‌اند. میزان گسترش هم‌دمای $29^{\circ}C$ به عرض‌های شمالی در الگوهای ۳، ۴، و ۵ در شرق ایران به ترتیب تا 37 ، $32/5$ ، و 36 درجه شمالی نفوذ کرده که نسبت به الگوهای باد ۱۲۰ روزه سیستان بسیار فراتر رفته است. حداکثر دمای مناطق شرقی ایران در این الگوها نیز به ترتیب به 36 ، 34 ، و 38 درجه سانتی‌گراد بالغ شده است که در این مورد نیز دمای مناطق شرقی ایران نسبت به الگوهای ۱ و ۲ (باد ۱۲۰ روزه سیستان) بیشتر است و میانگین دمای جنوب شرق و شرق مرکزی نیز در محدوده $(33-26^{\circ}N)$ و $(61-56^{\circ}E)$ به ترتیب $36/29$ ، $33/93$ ، و $32/2$ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۲).



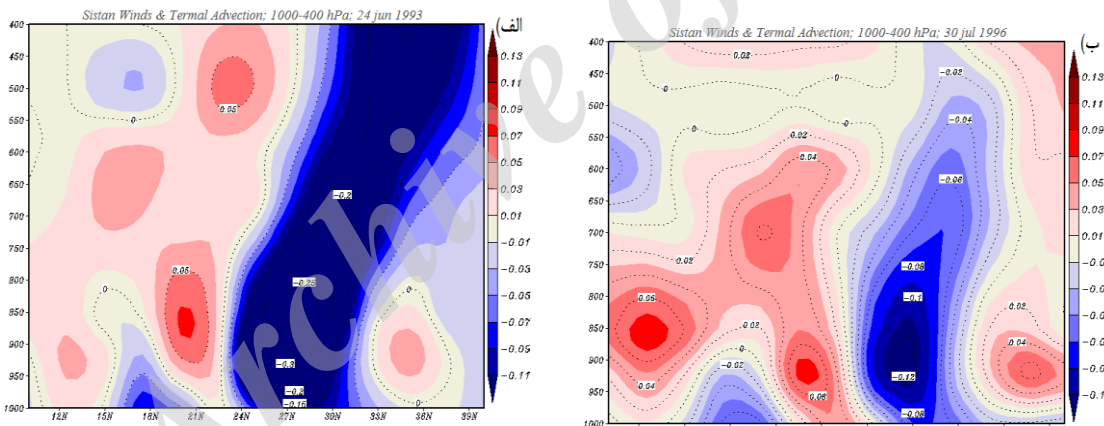
شکل ۵. ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های بیشینه دما (Co، هاشورهای رنگی) و بردارهای جهت و سرعت باد (m/s)، تراز ۱۰۰۰ ه.پ؛ الف) الگوی همدید ۳، ۱۶ ژوئای ۲۰۰۸؛ ب) الگوی همدید ۴، ۲۸ ژوئن ۲۰۰۵



شکل ۶. ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های بیشینه دما (Co، هاشورهای رنگی) و بردارهای جهت و سرعت باد (m/s)، تراز ۱۰۰۰ ه.پ؛ الگوی همدید ۵، ۷ ژوئای ۲۰۰۱

نیمرخ قائم وزش دمایی جو

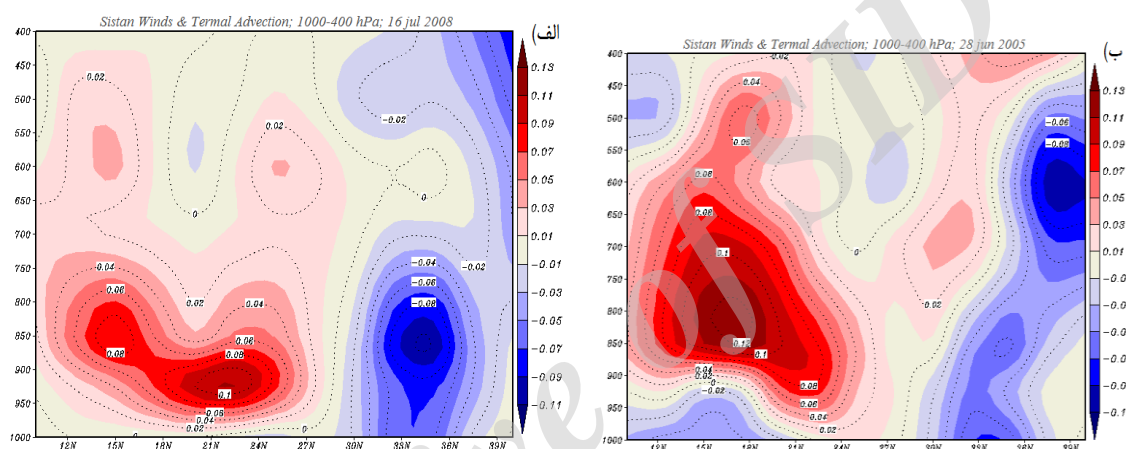
در این بخش نیمرخ ارتفاعی جو در محدوده عرض جغرافیایی $10^{\circ}N-45^{\circ}N$ بر روی نصف‌النهار $60^{\circ}E$ (شرق ایران) از تراز ۴۰۰-۱۰۰۰ ه.پ برای پنج الگوی همیدی استخراج و بررسی شده است. در شکل ۷ الف نیمرخ قائم الگوی ۱ درج شده است. در این الگو بادهای ۱۲۰ روزه سیستان در حداکثری از شدت و گستردگی خود قرار داشتند و همان گونه که قابل مشاهده است، هسته‌ای قوی از وزش دمایی منفی از تراز ۱۰۰۰ ه.پ تا سطوح بالایی جو به وجود آورده‌اند. این هسته از وزش دمایی منفی در محدوده $23^{\circ}N-34^{\circ}N$ قرار گرفته است که سواحل جنوب شرقی تا میانه‌های شرق ایران را در بر می‌گیرد. در شکل ۱ الف نیز همین مرکز وزش دمایی منفی در جنوب شرق و شرق ایران شناسایی شد که با انحنای جنوب غرب-شمال شرق به مرکزی از وزش دمایی منفی بر روی افغانستان متصل شده بود و هر دو این مراکز وزش دمایی منفی در بستر هسته‌ای از بیشینه سرعت بادهای ۱۲۰ روزه سیستان شکل گرفته بود. در نیمرخ قائم الگوی ۲ (شکل ۷ ب) نیز، که همچنان بادهای ۱۲۰ روزه سیستان (با شدت کمتر) بر منطقه حاکم بودند، مرکزی از وزش دمایی منفی از تراز ۱۰۰۰ ه.پ تا سطوح میانی جو با شدت و گستردگی کمتر نسبت به الگوی ۱ شکل گرفته است. این مرکز وزش دمایی منفی نیز در محدوده جغرافیایی $26^{\circ}N-38^{\circ}N$ قرار گرفته است و در شکل ۱ ب نیز بیشتر مناطق جنوب شرق و شرق ایران را در بر گرفته بود. مقایسه این دو الگو کاملاً مشخص می‌کند که کاهش قدرت و گستردگی بادهای ۱۲۰ روزه سیستان وزش دمایی منفی شرق و جنوب شرق ایران را نیز ضعیف می‌کند و، علاوه بر آن، به عرض‌های جغرافیایی شمال‌تر جابه‌جا می‌شود. از سویی، در این دو الگو، مرکزی ثانویه از وزش دمایی منفی نیز در محدوده $15^{\circ}N-21^{\circ}N$ بر روی بخش شمالی دریای عرب شکل گرفته است.



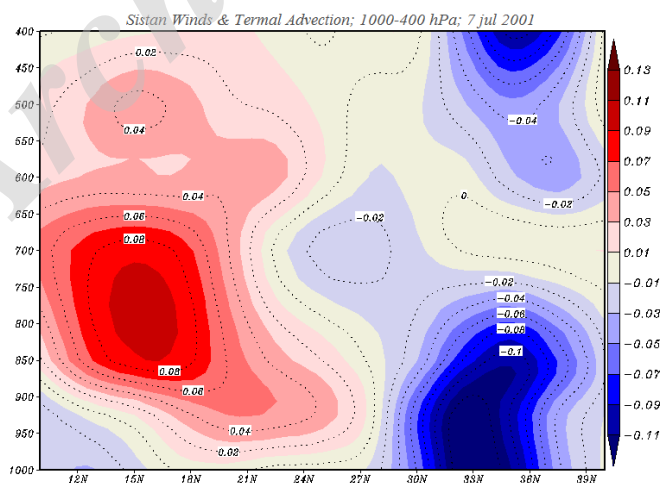
شکل ۷. نیمرخ ارتفاعی وزش دمایی جو ($Co*10-5s-1$) از مدار $10^{\circ}N$ تا $40^{\circ}N$ در امتداد نصف‌النهار $60^{\circ}E$ ، از تراز ۴۰۰-۱۰۰۰ ه.پ؛ الف) الگوی همید ۱، ۲۴ ژوئن ۱۹۹۳؛ ب) الگوی همید ۲، ۳۰ ژوئیه ۱۹۹۶

نیمرخ قائم وزش دمایی جو در سه الگوی ۳، ۴، و ۵، که با وزش بادهای شرقی در شرق ایران همراه بودند، نیز در شکل‌های ۸ و ۹ درج شده است. در الگوی همید ۳ (شکل ۸ الف) مرکزی از وزش دمایی منفی بر روی شرق ایران در محدوده $29^{\circ}N-38^{\circ}N$ شکل گرفته که سبب انتقال حرارت از این منطقه به نواحی اطراف می‌شود. از سوی دیگر، مرکزی گسترده از وزش دمایی مثبت در مناطق جنوبی‌تر قرار دارد که جنوب شرق ایران را نیز در بر گرفته است و بیانگر آن است که حرارت از نواحی اطراف به این منطقه منتقل می‌شود. در الگوی ۴ (شکل ۸ ب) نیز همچنان مرکزی از وزش دمایی منفی در محدوده $29^{\circ}N-38^{\circ}N$ شکل گرفته است، اما از گستردگی مرکز وزش دمایی مثبت در جنوب شرق ایران کاسته شده است. مرکز وزش دمایی الگوی ۵ (شکل ۹) نیز در محدوده $27^{\circ}N-39^{\circ}N$ قرار دارد و همانند الگوی ۳ (شکل ۸ الف) مرکزی گسترده از وزش دمایی مثبت در جنوب شرق ایران و مناطق جنوبی‌تر شکل گرفته و حرارت را از مناطق

اطراف دریافت می‌کند. از مقایسه منطقه شکل‌گیری الگوهای ۱ و ۲ (وزش بادهای با جهت شمالی) با الگوهای ۳، ۴، و ۵ (وزش بادهایی با جهت شرقی) مشخص می‌شود که در همه الگوها مرکزی از وزش دمایی منفی در شرق ایران شکل می‌گیرد و حرارت را از این منطقه به نواحی اطراف جابه‌جا می‌کند. اما در الگوهای وزش بادهای شمالی (الگوهای ۱ و ۲) این مرکز وزش دمایی منفی به مقدار ۴-۶ درجه جغرافیایی در مناطق جنوبی‌تر شکل می‌گیرد و به مناطق جنوب شرق ایران نیز نفوذ می‌کند و سبب کاهش دمای مناطق شرقی و جنوب شرقی ایران می‌شود و استوای حرارتی را به مناطق جنوبی‌تر جابه‌جا می‌کند. این در حالی است که در الگوهای سه‌گانه وزش بادهای شرقی (الگوهای ۳، ۴، و ۵)، علاوه بر اینکه مرکز وزش دمایی منفی در عرض‌های جغرافیایی شمالی‌تر شکل می‌گیرد، مرکزی از وزش دمایی مثبت نیز جنوب شرق ایران را در بر می‌گیرد؛ بنابراین، این موضوع موجب تجمع حرارت در جنوب شرق ایران می‌شود و به دنبال آن استوای حرارتی نیز به عرض‌های شمالی‌تر منتقل می‌شود و دمای مناطق جنوب شرق و شرقی ایران را افزایش می‌دهد.



شکل ۸. نیمرخ ارتفاعی وزش دمایی جو ($Co*10-5s-1$) از مدار $10^{\circ}N-40^{\circ}N$ در امتداد نصف‌النهار Eo ۶، از تراز $400-1000$ ه.پ؛ الف) الگوی همدید ۳، ۱۶ ژوئیه ۲۰۰۵؛ ب) الگوی همدید ۴، ۲۸ ژوئن ۲۰۰۵



شکل ۹. نیمرخ ارتفاعی وزش دمایی جو ($Co*10-5s-1$)، از مدار $10^{\circ}N-40^{\circ}N$ در امتداد نصف‌النهار Eo ۶، از تراز $400-1000$ ه.پ؛ الگوی همدید ۵، ۷ ژوئیه ۲۰۰۱

بحث و نتیجه گیری

وزش باد در دوره گرم سال در مناطق شرق و جنوب شرق ایران از مهم ترین و تأثیرگذارترین پدیده های آب و هوایی است که تأثیرات بسیاری بر محیط زیست و جوامع انسانی این منطقه می گذارد. در این دوره از سال، غالباً دو آرایش از وزش باد در منطقه وجود دارد: ۱. وزش بادهای شمالی (۱۲۰ روزه سیستان)؛ ۲. بادهای شرقی. بادهای شرقی بیشتر مناطق شرق و شمال شرق ایران را در بر می گیرد و با جهت شرقی به درون فلات مرکزی ایران می وزد. اما در زمان وزش بادهای شمالی مناطق شرق و جنوب شرق کشور تحت نفوذ این بادهای شمالی قرار می گیرند و جهت بادهای شمالی است. محاسبه وزش دمایی در زمان وجود هر یک از این بادهای بیانگر آن است که در زمان حاکمیت بادهای شمالی هسته های از وزش دمایی منفی در شرق و جنوب شرق ایران شکل می گیرد (شکل ۱) و با تشدید این بادهای گسترده و شدت این مرکز وزش دمایی منفی نیز افزایش می یابد (شکل ۱ الف). این موضوع نشان دهنده انتقال حرارت از مناطق تحت نفوذ این مرکز وزش دمایی منفی به مناطق اطراف است و سبب خنک شدن هوای شرق و جنوب شرق کشور می شود. نیمرخ قائم جو نیز نشان از گسترش ارتفاعی این هسته وزش دمایی منفی در منطقه تا سطوح بالایی جو را دارد. در زمان وزش بادهای شرقی نیز اگرچه همچنان مرکزی از وزش دمایی منفی شکل می گیرد (شکل های ۲ و ۳)، این مرکز مناطق کمتری از ایران را تحت نفوذ خود قرار می دهد و به مناطق غرب افغانستان، شمال شرق، و شرق مرکزی ایران محدود می شود و مناطق جنوب شرقی ایران را در بر نمی گیرد. این موضوع سبب افزایش حرارت، شکل گیری هسته های از بیشینه دما در منطقه، و انتقال استوای حرارتی به جنوب شرق و شرق ایران می شود (شکل های ۵ و ۶). بنابراین، در زمان وزش باد ۱۲۰ روزه، نیمه شرقی ایران دمایی به مراتب پایین تر از غرب ایران و بین النهرین به نمایش می گذارد. اما در زمان عدم وزش بادهای ۱۲۰ روزه که همزمان با وزش بادهای شرقی در منطقه است، نیمه شرقی ایران دمایی به مراتب بالاتر از مناطق غربی کشور و همچنین نسبت به الگوهای باد شمالی ثبت می نماید. بنابراین، در کنار همه جنبه های منفی محدودکننده شرایط زیستی بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، این مشخصه آن ها ویژگی مثبتی تلقی می شود.

منابع

- جانسون، ر.آ. و ویچرن، د.د. (۱۳۸۶). *تحلیل آماری چند متغیری کاربردی*، برگردان حسینعلی نیرومند، مشهد: انتشارات آستان قدس رضوی.
- حسین زاده، س. ر. (۱۳۷۶). بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، فصل نامه تحقیقات جغرافیایی، ۴۷: ۱۰۳-۱۲۷.
- خسروی، م. (۱۳۸۷). تأثیرات محیطی اندرکنش نوسان های رودخانه هیرمند با بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، فصل نامه تحقیقات جغرافیایی، ۹۱: ۴۹-۱۹.
- خسروی، م. (۱۳۸۹). بررسی توزیع عمودی گرد و غبار ناشی از طوفان در خاورمیانه با استفاده از مدل NAAPS مورد: سیستان ایران، چهارمین کنگره بین المللی جغرافی دانان جهان اسلام، زاهدان، ص ۱-۲۲.
- خسروی، م. و نظری پور، ح. (۱۳۹۱). مطالعه همدید تپ های هوای غالب منطقه سیستان (مطالعه موردی: ایستگاه زابل)، پژوهش های جغرافیایی طبیعی، ۴۴(۳): ۳۹-۶۲.
- دوستان، ر. (۱۳۹۲). شناسایی کانون های فشار مؤثر در وقوع باد ۱۲۰ روزه سیستان و بلوچستان، نخستین کنفرانس ملی آب و هواشناسی ایران، کرمان، ص ۸۱.
- طاووسی، ت.؛ نجارسلیقه، م. و صفرزایی، ن.ا. (۱۳۹۱). بررسی پارامترهای برداری باد و نقش آن در طوفان های گرد و غباری سیستان ایران، جغرافیا و پایداری محیط، ۲: ۱۹-۳۰.

- علیجانی، ب. و رئیس‌پور، ک. (۱۳۹۰). تحلیل آماری همدیدی طوفان‌های گرد و خاک در جنوب شرق ایران (مطالعه موردی: منطقه سیستان)، فصل‌نامه مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، ۵: ۱۲۹-۱۰۷.
- قوبدل رحیمی، ی. (۱۳۸۹). نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم‌افزار Grads، تهران: انتشارات سپها دانش.
- گندم‌کار، ا. (۱۳۸۹). تعیین گستره افقی باد سیستان با استفاده از تحلیل خوشه‌ای، فصل‌نامه جغرافیای طبیعی، ص ۶۷-۷۶.
- گندم‌کار، ا. و کیارسی، ف. (۱۳۸۵). تولید برق بادی و پمپاژ آب کشاورزی با استفاده از انرژی باد در نواحی بادخیز استان اصفهان، کنفرانس جغرافیا و قرن ۲۱، نجف‌آباد، ص ۱۵۱-۱۵۱.
- مفیدی، ع. و کمالی، س. (۱۳۹۱). بررسی و تحلیل ساختار طوفان‌های گرد و غباری در دشت سیستان با استفاده از مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای RegCM4 (مطالعه موردی: ۳۰ جولای ۲۰۰۱)، اولین همایش ملی بیابان، کرج، ص ۱-۱۶.
- مفیدی، ع.; حمیدیان‌پور، م.; نجارسلیقه، م. و علیجانی، ب. (۱۳۹۲). تعیین زمان آغاز، خاتمه، و طول مدت وزش باد سیستان با بهره‌گیری از روش‌های تخمین نقطه تغییر، جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۸: ۸۷-۱۱۲.
- نجارسلیقه، م. (۱۳۸۹). آثار مشترک تقابل حرارتی سیستم‌های جوی در کشورهای اسلامی (مطالعه موردی: بادهای ۱۲۰ روزه سیستان)، چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافی دانان جهان اسلام، زاهدان، ص ۱-۱۷.
- یارنال، ر. (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان.
- Alijani, B. and Raeispour, K. (2011). Statistical analysis synoptic dust storms in southeastern Iran (Case study: Sistan), *Journal of Geographical Studies of Arid Zones*, 5: 107-129.
- Alizadeh-Choozari, O.; Zawar-Reza, P. and Sturman, A. (2014). The "wind of 120 days" and dust storm activity over the Sistan Basin, *Atmospheric Research*, 143: 328-341.
- Bollasina, M. and Nigam, S. (2011). The summertime "heat" low over Pakistan/northwestern India: evolution and origin, *Clim Dyn*, 37: 957-970.
- Dostan, R. (2013). Identify effective pressure centers in the 120-day wind of Sistan and Baluchestan, *Published the first national conference Meteorological Iran*, Kerman, pp. 1-8.
- Esteban, P.; Jones, F.D.; Martin-Vide, J. and Mases, M. (2005). Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andora, Pyrenees, *International Journal of Climatology*, 25: 319-329.
- Gandomkar, A. (2010). Wind determining the horizontal extent of Sistan using cluster analysis, *Journal of Physical Geography*, PP. 67-76.
- Gandomkar, A. and Kiarasi, F. (2006). Wind power generation and pumping of water using wind energy in windy areas of the province, *Printing in 21st Century conference, geography and Najafabad*, PP. 1-15.
- Ghavidel Rahimi, Y. (2010). *Mapping and interpretation software synoptic climate Grads, printing*, Tehran: Soha Danesh.
- Goudie, A.S. and Middleton, N.J. (2001). Dust storm in South West Asia, *Acta Univ Car.*, XXXV, SUPPLEMENTUM, pp. 73-83.
- Hoseinzadeh, S.F. (1997). 120-day winds of Sistan, *Journal of Geographical Research*, 47: 103-127.
- <http://www.esrl.noaa.gov>.
- Johnson, R.A. and Vichren, D.D. (2007). *Applied multivariate statistical analysis*, Translated by: H. A. Niromand, print, Mashhad: Astan Quds Razavi.
- Khosravi, M. (2008). 120-day winds of Sistan environmental impact interaction with the fluctuations of the Helmand River, *Journal of Geographical Research*, 91: 19-49.
- Khosravi, M. (2010). Vertical distribution of dust storms in the Middle East with the NAAPS model: Iranian Sistan, *Published in the Fourth International Congress of Islamic World Geographers (2010)*, Zahedan, PP. 1-22.
- Khosravi, M. and Nazaripour, H. (2012). Synoptic study of prevailing Sistan region Types (case study: Zabol station), *The study of physical geography*, 44(3): 39-62.
- Miri, A.; Ahmdi, H.; Ekhtesasi, M.R.; Panjehkeh, N. and Ghanbarie, A. (2009). Environmental and socio-economic impacts of dust storms in Sistan Region, Iran. *Journal of Environmental Studies*, 66: 343-355.

- Mofidi, A. and Kamali, S. (2012). Review and analysis of dust storms in the plains of Sistan using the regional scale climate model RegCM4 (study published: 30 July 2001), *First National Conference desert*, Karaj, PP. 1-16.
- Mofidi, A.; Hamidianpour, M.; Najarsaligheh, M. and Alijani, B. (2013). Determine the start, end and duration of wind Sistan methods to estimate the change point, *Geography and environmental hazards*, 8: 87-112.
- Najarsaligheh, M. (2010). Joint effects of thermal contrasting weather systems in Islamic countries Case study: Sistan winds of 120 days, *Published in the Fourth International Congress of Islamic World Geographers*, Zahedan, PP. 1-17.
- Ramaswamy, C. (1962). Breaks in the Indian summer monsoon as a phenomenon of interaction between the easterly and the subtropical westerly jet streams, *Tellus*, 14A: 337-349.
- Rashki, A.; Kaskaoutis, D.G.; Rautenbach, C.J.W; Eriksson, P.G.; Qiangl M. and Gupta, P. (2012). Dust storms and their horizontal dust loading in the Sistan region, Iran, *Aeolian Research*, 5: 51-62.
- Spengler, T. and Smith, R.K. (2008). The dynamics of heat lows over flat terrain, *Q. J. R. Meteorol. Soc*, 134: 2157-2172.
- Spengler, T.; Reeder, M.J. and Smith, R.K. (2005). The dynamics of heat lows in simple background flows, *Q. J. R. Meteorol. Soc*, 131: 3147-3165.
- Tavosi, T.; Najarsaligheh, M. and Safarzaei, N.A. (2012). Wind direction and parameters of its role in Iran's Sistan dust storms, *Geography and environmental sustainability*, 2: 19-30.
- Yarnal, R. (2006). *Synoptic climatology and its application in environmental studies*, Translated by S. A. Masoodian, print. Isfahan, Isfahan University Press.

Archive of SID