مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره دهم، شماره ۲۹، پاییز ۱۴۰۰
تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۰۶/۳۰
تاریخ بازنگری نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۰۲/۱۵
تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۱۱/۰۲
صفحات: ۱۸ – ۱

مقاله (علمی پژوهشی)

واکاوی بسامد رخداد رودبادها در زمان بارش های فرین در آذربایجان شرقی

امیرحسین حلبیان*[1]، فرشته حسینعلی‌پور[۴]

۱*. دانشیار، گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، ایران
۲. کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی

چکیده

به‌منظور واکاوی بسامد رخداد رودبادها در زمان وقوع بارش‌های فرین و فراگیر در آذربایجان شرقی با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی در اقلیم‌شناسی همدید، داده‌های بارش ۱۱ ایستگاه همدید استان در بازه زمانی ۱۳۲۹/۱۰/۱۱ تا ۱۳۹۱/۱۲/۳۰ (۲۲۷۲۵ روز) اخذ شد. در ادامه، بارش‌های فرین و فراگیر منطقه بر اساس دو شرط انتخاب گردید. حداقل نیمی از ایستگاه‌ها بارش دریافت کرده و میانگین بارش ایستگاه‌ها بیش از میانگین صدک ۹۹ام بارش طی دوره موردمطالعه باشد. بر اساس دو آستانه فوق، ۹۷ رخداد بارشی برگزیده شد. سپس در این روزها بسامد رخداد رودبادها، موقعیت و سرعت آنها بر روی کرنل صفر تا ۱۲۰ درجه‌ی طول شرقی و صفر تا ۸۰ درجه‌ی عرض شمالی برای هر یاخته(۱۶۱۷) در ترازهای ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال طی چهار دیده‌بانی همدید در ساعت‌های ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ گرینویچ محاسبه گردید. نتایج نشان داد که رودبادها در ترازهای مزبور در ساعت‌های همدید به‌ویژه در ساعت ۱۸ بر روی منطقه مطالعاتی نمودی کاملا آشکار دارد. کانون بیشینه بسامد رخداد رودباد نیز بر روی شمال شبه جزیره عربستان استقرار دارد. نقشه‌های میانگین سرعت باد در ساعت‌های همدیدی که از یک‌سو منطبق بر رخداد بیشینه‌ی بسامد رودباد و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه‌ی سرعت باد در پهنه‌ی مطالعاتی است؛ نشان می‌دهد که محور خروجی رودباد در امتداد جنوب‌غربی- شمال‌شرقی به سوی نیمه غربی کشور گسترش یافته و آذربایجان شرقی در قطاع چپ خروجی رودباد، ناحیه‌ای که واگرایی و ناپایداری در آن اتفاق می‌افتد قرار دارد. این موضوع بیانگر حرکات عمودی صعودی بر روی محدوده‌ی مطالعاتی بوده که منجر به انبساط توده هوا در سطوح بالا و ناپایداری جو می‌شود. به‌طورکلی کشیدگی رودباد تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال خصوصا در ساعت ۱۸ نشان از ضخامت لایه‌ی ناپایدار داشته که موجبات رخداد بارش‌های فرین و فراگیر بر روی آذربایجان شرقی را فراهم می‌کند.

واژگان کلیدی: بسامد، ناپایداری، رودباد، بارش‌های فرین، واگرایی، آذربایجان‌شرقی.

*- امیرحسین حلبیان (نویسنده مسئول) Email: am_halabian@pnu.ac.ir

مقدمه

رودبادها بعنوان بادهای شدیدی که به‌صورت نوارهایی باریک در جو می‌وزند، در لایه بالای تروپوسفر و استراتوسفر و در حلقه بادهای غربی جریان دارند (علیجانی، ۱۳۸۱). بنا به تعریف آمده در فرهنگ واژگان هوا و اقلیم، به بادهایِ افقیِ بسیار شدید با سرعت بیش از ۵۰ گره یا حدود ۲۶ متر بر ثانیه که در بالاتر از بادهای سیاره‌ای می وزند، رودباد اطلاق می شود (گیر[۱]، ۱۹۹۶). رودبادها جریان باریک بسیار نیرومندی همراه با چینش شدید باد در راستای عمودی و جانبی هستند (واسنتها[۲] و همکاران، ۲۰۰۲). در واقع، رودبادها، هسته‌هایی از سرعت هستند که در بستر امواج کوتاه و بلند حرکت می‌کنند و همانند آنها دارای مناطق همگرایی و واگرایی می‌باشند (علیجانی، ۱۳۸۱). سرعت هسته‌های رودباد از مرکز هسته به اطراف کاهش می‌یابد که این کاهش به طرف قطب، چرخندی یا مثبت و به طرف استوا، واچرخندی یا منفی است. هسته‌های سرعت یکی در حاشیه‌ی استوایی بادهای غربی و دیگری بر روی جبهه‌ی قطبی منطقه‌ی برون حاره بیش از نواحی دیگر حرکت می‌کنند؛ در نتیجه دو بستر نسبتاً متمایز را به وجود می‌آورند که رودباد جبهه‌ی قطبی و رودباد جنب حاره‌ای نامیده می‌شوند (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۹). محل تشکیل رودبادها منطبق بر کمربند حداکثر شیب وردیست است؛ یعنی منطبق بر محلی است که شیو دما و همچنین انتقال انرژی از استوا به قطب به حداکثر می‌رسد. شکست و پیوسته نبودن تروپوپاوز، شیوع دمای شدید در زیر هسته رودباد و رخداد جبهه از دلایل شکل‌گیری رودبادها است (ایندلیچ[۳] و همکاران، ۱۹۵۹). خوشبختانه ادبیات اقلیم‌شناسی درمورد نقش و اهمیت رودبادها در پراکنش مکانی و شدت بارش غنی است. در این ارتباط، ریهل[۴] و همکاران (۱۹۵۴) معتقدند که رودبادها و گستردگی آن‌ها به طرف ترازهای زیرین به سبب مکش هوای ترازهای پایینی به طرف ترازهای فوقانی موجب اُفت فشار، تغییر در گردش هوا، افزایش ناپایداری و در شرایط وجود رطوبت، موجب بارش می‌شوند. التانتایی[۵] (۱۹۶۰) ضمن بررسی نقش رودباد جنب‌حاره در شکل‌گیری ابرهای تراز بالا در منطقه‌ی خاورمیانه به این نتیجه رسید که ارتباط آشکار و معناداری میان موقعیت رودباد جنب‌حاره و شکل‌گیری ابرها در این گستره‌ی جغرافیایی وجود دارد. نیوتن و پیرسون[۶] (۱۹۶۲) با بررسی مشخصات رودباد جنب‌حاره و جریان باد در قسمت‌های زیرین پوش سپهر، محل وقوع رودبادها و شرایط ایجاد آنها را بر روی کره زمین شناسایی کردند. هرون[۷] و تولستوی[۸] (۱۹۶۸) در پژوهشی با عنوان مسیریابی رودبادها بااستفاده از سیگنال‌های فشار سطح زمین متوجه همبستگی میان فشارهای ثبت شده با جهت و سرعت باد در رودبادها شدند. دایان[۹] و آبرامسکی[۱۰] (۱۹۸۳) نیز رخداد بارش‌های سنگین منطقه‌ی خاورمیانه را حاصل موقعیت غیرمتعارف رودبادها و انحنای واچرخندی رودباد تلقی کردند. گراور و سانیز[۱۱] (۲۰۰۲) سازوکارهای بارشی حوضه گریت لیک را در فصل پاییز موردمطالعه قرار داده و بارش‌های آن را با رودباد نیرومند

[1] - Geer
[2] - Vasantha
[3] - Endlich
[4] - Riehl
[5] - Eltantawy
[6] - Newton and Persson
[7] - Herron
[8] - Tolstoy
[9] - Dayan
[10] - Abramski
[11] - Grover and Sousounis

جنب‌حاره تروپوسفر بالایی مد نظر قرار دادند. جانسون[۱] و دانیل[۲] (۲۰۰۶) در پژوهشی با عنوان بارش‌های مرتبط با رودبادها به این نتیجه رسیدند که توزیع میانگین بارش در چهار ایستگاه انگلستان، متأثر از رودبادها است و تاوایی در قسمت ورودی و واتاوایی در قسمت خروجی رودباد، دریافت متفاوت بارش را به همراه خواهد داشت. پریزراکوس[۳] و همکاران (۲۰۰۶) با بررسی موردی رابطه‌ی میان رودباد جبهه‌ی قطبی و رودباد جنب‌حاره در چرخندزایی شرق مدیترانه به این نتیجه رسیدند که هرگاه رودباد جبهه‌ی قطبی نسبت به موقعیت معمولی فصلی خود به طرف جنوب کشیده شود و با رودباد جنب‌حاره که نسبت به موقعیت معمولی خود به طرف شمال گسترش یافته است در هم آمیزد؛ فرآیند چرخندزایی تشدید می‌گردد. آنان با بررسی چرخندهای ۱۵ مارس ۱۹۹۸ ناحیه‌ی قبرس به این نتیجه رسیدند که مجاورت رودباد جبهه‌ی قطبی و رودباد جنب‌حاره با یک افزایش ناپایداری هیدرودینامیکی همراه می‌باشد و این موضوع نقش مهمی در فرآیند چرخندزایی این ناحیه دارد. دگیرمنزیک[۴] و ویبیگ[۵] (۲۰۰۷) نسبت به طبقه-بندی الگوهای رودباد روی اروپا در طی بازه زمانی ۲۰۰۱-۱۹۵۰ و توصیف آماره‌های اساسی آنها نظیر فراوانی، تداوم و تغییرات روزبه‌روز ساختاری آنها اقدام نمودند. از میان چهار الگوی شناسایی‌شده در این پژوهش، یک الگو تغییرات دمایی شدید در بخش‌های غربی اروپا و سه الگوی دیگر وزش دمایی قابل ملاحظه‌ای را در بخش‌های شرقی و مرکزی اروپا تبیین نمودند. استرانگ[۶] و دیویس[۷] (۲۰۰۷) نیز تغییرپذیری در موقعیت و شدت هسته‌های رودباد زمستانه را در ارتباط با شاخص‌های پیوند از دور نیم‌کره شمالی بررسی کردند. به نظر آنان فراوانی و موقعیت رودبادها ارتباط آشکاری با شاخص نوسان اطلس شمالی دارد. فرجزاده و همکاران (۲۰۰۸) ارتباط بین موقعیت رودبادها و چرخندهای غرب ایران را در دوره‌ی زمانی ۱۹۹۹-۱۹۸۵ مطالعه نمودند. نتایج پژوهش آنها آشکار ساخت که رخداد بارش‌های سنگین در هنگام انحنای چرخندی مسیر رودباد و رویداد بارش‌های سبک در زمان انحنای واچرخندی مسیر رودباد، میسر شده است. ولینگز[۸] و همکاران (۲۰۰۹) با بررسی تغییرپذیری جو در بخش شمالی اطلس در ارتباط با تغییرات پیچانه‌ای به این نتیجه رسیدند که شاخص‌های نوسان اطلس شمالی و شرقی اطلس تغییرات رودبادها را در ارتباط با عرض جغرافیایی و سرعت آنها تبیین می‌کنند. درعین‌حال، آنان معتقدند که بررسی تغییرات شاخص‌های مزبور برای تحلیل فضایی رودبادها و سرعت آنها ضروری است. کیدستون[۹] و همکاران(۲۰۱۱) ضمن بررسی تأثیر گسترش حاشیه یخ‌های دریایی، روی مکان‌گزینی رودباد عرض‌های میانه در نیم‌کره جنوبی به این نتیجه رسیدند که در زمان‌هایی که یخ‌ها گستره بیشتری را اشغال کرده‌اند؛ رودباد عرض‌های میانه موقعیت شمالی‌تری داشته‌اند. در بخش منابع داخلی نیز غیور و خسروی (۱۳۸۰) به مطالعه‌ی پدیده‌ی انسو و تغییرپذیری اقلیم جنوب شرقی ایران پرداخته است. در این مطالعه، مسیر رودبادهای جنب‌حاره‌ای و جبهه‌ی قطبی بر روی نقشه‌های سرعت و جهت ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال تعیین و ترسیم شده است. بر این اساس، باتوجه به مقایسه بین فازها،

---

1 - Jhonson
2 - Danials
3 - Prezerakos
4 - Degrimrindzic
5 - Wibig
6 - Strong
7 - Davis
8 - Woolings
9 - Kidston

تغییرپذیری معنادار در مسیر و شدّت این رودبادها در فازهای گرم، منجر به تقویت انتقال رطوبت، ناپایداری و بارش بر روی منطقه می‌گردد. مسعودیان و محمدی (۱۳۹۰) به تحلیل رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران پرداخته اند. یافته‌های آنها نشان داد، با وجودی که رودبادها در پهنه خلیج فارس و بخش جنوب غربی ایران بسامد قابل‌توجهی دارند؛ ولی کانون اصلی شکل‌گیری و حاکمیت رودبادها در هنگام این بارش‌ها، پهنه شمالی عربستان بوده است. عزیزی و سفرراد (۱۳۹۱) در پژوهشی به مطالعه‌ی موقعیت و فراوانی رودبادها در ارتباط با فازهای انسو پرداختند. یافته‌های آنان نشان از انتقال مسیر رودباد جنب‌حاره به عرض‌های جنوبی‌تر در سال‌های ال‌نینو و فراوانی مسیرها در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای رودباد جنب‌حاره و کاهش رودباد جنب قطبی دارد. ازنظر آنان متوسط سرعت هسته رودباد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در سال‌های ال‌نینو افزایش و در سال‌های لانینو کاهش می‌یابد. پروین (۱۳۹۲) نشان داد که در زمان سیل‌های فراگیر در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، رودبادهای تراز میانی جو مابین مدارهای ۳۰-۲۵ درجه شمالی در محدوده دریای مدیترانه تا شمال شرق ایران استقرار و حاکمیت داشته و حدود ۷۰ درصد آنها در جهت جنوب غربی- شمال شرقی گسترش یافته‌اند. حلبیان و حسینعلی‌پور (۱۳۹۳) ضمن تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر به این نتیجه رسیدند که رودبادها به استثناء تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال که در ساعت ۰۶:۰۰ بسامد قابل‌توجهی دارند، در ترازهای ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال بیشتر در ساعت ۱۸:۰۰ بر روی کرانه‌های غربی این توده آبی مستقر هستند. یافته‌های دارند (۱۳۹۴) در مورد واکاوی بسامد رخداد رودبادها هنگام بارش‌های سیل‌آسای استان کردستان طی چهار دیده‌بانی اقلیمی نشان داد که رودبادها طی فصل مرطوب تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال کشیده شده و بیشینه فراوانی آنها بر روی شمال و شمال‌شرق عربستان بوده که مربوط به دیده‌بانی ساعت ۱۸:۰۰ می‌باشد. همچنین در تمامی دیده‌بانی‌ها منطقه موردمطالعه در نیمه چپ خروجی رودباد واقع بوده که محل رخداد واگرایی و ناپایداری جو است. در فصل خشک و مرطوب شرایط مشابه است ولی در ترازهای کمتر از ۵۰۰ هکتوپاسکال دیده نمی‌شوند. سعیدآبادی و همکاران (۱۳۹۴) موقعیت رودباد جبهه قطبی را در ارتباط با بارش‌های سنگین و شار رطوبت ترازهای پایین غرب ایران بررسی کرده و چهار الگو را شناسایی نمودند. بنابر مطالعه‌ی آنها، محور هسته‌ی رودباد در منطقه موردمطالعه دچار انحنای نصف‌النهاری شده که منجر به صعود شدیدتر هوا گشته است. بررسی پیشینه مرتبط با این پژوهش بیانگر این است که الگوی پراکنش جغرافیایی بارش و شدّت آن در مقیاس سیاره‌ای، علاوه بر الگوهای سامانه‌ای فشار، محل استقرار کمربند همگرایی حاره‌ای، جریان‌های اقیانوسی متأثر از آرایش رودبادها، موقعیت و گسترش آنها نیز می‌باشد. بنابراین هدف از نگاشت این نوشتار، واکاوی بسامد رودبادهای مؤثر در رخداد بارش‌های فرین و فراگیر در آذربایجان شرقی است تا یکی از سازوکارهای مؤثر در رخداد این بارش‌ها شناسایی و زمینه برای بهره‌برداری بهینه از آنها در پهنه مطالعاتی مهیا گردد.

منطقه موردمطالعه

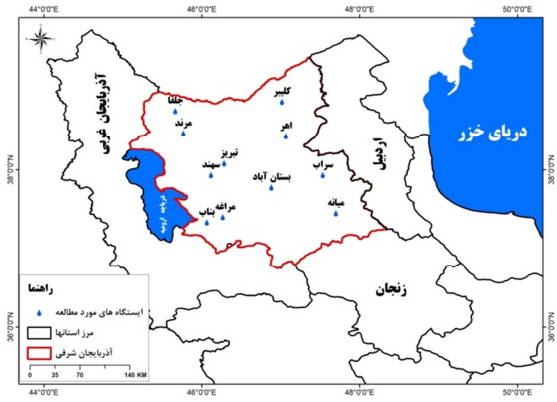
استان آذربایجان شرقی با ۴۵۴۸۱ کیلومتر مربع مساحت، حدود ۲/۸ درصد از وسعت کل ایران را به خود اختصاص داده است. این استان ازنظر موقعیت جغرافیایی در محدوده ´۵ ,°۴۵ تا ´۲۲ ,°۴۸ طول شرقی و ´۴۵ ,°۳۶ تا ´۲۶ ,°۳۹ عرض شمالی واقع شده است. مرتفع‌ترین نقطه در استان، قله سهند با ارتفاع ۳۷۰۷ متر و پست‌ترین نقطه آن در کنار رود ارس یعنی زمین‌های ساحلی رودخانه در شهرستان کلیبر با ارتفاع ۱۶۰ متر می‌باشد. از آنجایی‌که حدود

۴۰٪ از مساحت این پهنه جغرافیایی را کوهستان، ۲۸/۲٪ آن را تپه‌ماهورها و ۳۱/۸٪ آن را دشت‌ها و جلگه‌های میان‌کوهی در بر می‌گیرد؛ به‌عنوان یک منطقه کوهستانی شناخته می‌شود. توده‌های آتشفشانی سبلان و سهند به‌ترتیب در شرق، غرب و جنوب‌غربی، ارتفاعات قره‌داغ در شمال، قوشاداغ در شمال‌شرق، بزقوش در جنوب شرق و اربط و تخت سلیمان در جنوب مناطق کوهستانی شاخص منطقه را تشکیل می‌دهند. اگرچه اقلیم آذربایجان‌شرقی سرد و خشک است؛ اما به سبب تنوع ناهمواری اقلیم‌های متفاوتی را تجربه می‌کند. از علل برودت و سرمای این پهنه جغرافیایی به موقعیت کوهستانی و عرض جغرافیایی و از عوامل اعتدال اقلیمی آن به کم‌ارتفاعی و نقش رطوبتی توده آبی خزر در پاره‌ای از مناطق می‌توان اشاره نمود. درعین‌حال، اقلیم این گستره جغرافیایی همواره متاثر از بادهای سرد شمالی، سیبری و جریان‌های مرطوب پهنه‌های آبی مدیترانه، دریای سیاه، و اقیانوس اطلس می‌باشد. این درحالی‌است‌که نقش وزش بادهای محلی از طرف ارتفاعات بلند و توده‌های آبی ارومیه و خزر به سمت دشت‌ها و جلگه‌های منطقه را نیز نباید نادیده گرفت. در مجموع، این پهنه جغرافیایی ازنظر طبقه‌بندی‌های اقلیمی در زمره مناطق نیمه‌خشک شناخته می‌شود و متوسط بارش سالانه آن ۳۰۰- ۲۵۰ میلی‌متر است.

داده‌ها و روش‌ها

۱- داده و روش‌شناسی

به‌منظور واکاوی بسامد رخداد رودبادها در زمان رویداد بارش‌های فرین و فراگیر در آذربایجان شرقی، پایگاه داده‌های این پژوهش که رویکردی محیطی به گردشی دارد (دلیل استفاده از این روش آن است که تغییرات زمانی و مکانی بارش شدید است و این رویکرد به محقق این امکان را می دهد تا تنها روی بارش هایی متمرکز شود که قصد مطالعه‌ی آنها را دارد)، از دو گروه متغیر تشکیل گردید: گروه اول، داده‌های بارش روزانه‌ی ۱۱ ایستگاه همدید (شکل ۱) در بازه زمانی ۱۳۲۹/۱۰/۱۱ تا ۱۳۹۱/۱۲/۳۰ به‌عنوان پایگاه داده‌ی رویداد محیطی و دومین گروه از متغیرها مشتمل بر داده‌های مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد است که به‌منظور ترسیم رودبادها در ترازهای ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از آنها بهره گرفته شد. متغیرهای گروه اوّل از سازمان هواشناسی کشور و گروه دوم متغیرها از تارنمای www.cdc.noaa.gov به‌صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ به وقت گرینویچ) اخذ و تهیه گردید. بدین ترتیب، پایگاه داده‌ی بارش با آرایه ۱۱× ۲۲۷۲۵ حاصل گردید که بر روی ردیف‌ها، روزها و بر روی ستون‌ها، ایستگاه‌های همدید منطقه قرار داشتند.



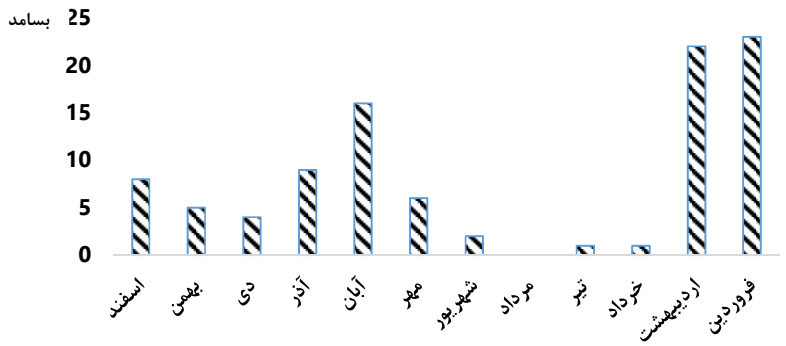
شکل ۱: محدوده‌ی موردمطالعه و ایستگاه‌های موردبررسی

در ادامه، به‌منظور شناسایی و واکاوی بارش‌های فرین و فراگیر منطقه از دو آستانه زیر بهره گرفته شد:

۱- در حداقل نیمی از ایستگاه‌ها رخداد بارش ثبت شده باشد.

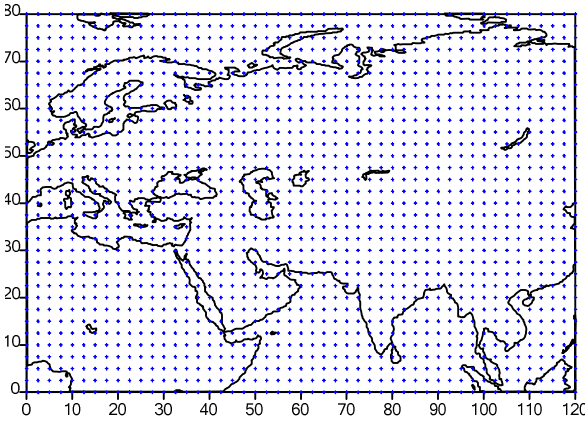
۲- متوسط بارش در ایستگاه‌ها فراتر از متوسط صدک ۹۹ام بارش(۹/۴۳ میلیمتر) در بازه موردمطالعه باشد.

به واسطه دو شرط بالا، ۹۷ رویداد بارشی به‌عنوان بارش‌های فرین و فراگیر، انتخاب شد. باتوجه به بررسی آماری روزهای انتخاب‌شده مشخص گردید که بارش‌های حدی و فراگیر آذربایجان شرقی از شهریورماه آغاز و تا تیرماه ادامه داشته و اوج بارش‌ها در ماه‌های فروردین و اردیبهشت می‌باشد (شکل شماره ۲).



شکل ۲: نمودار بسامد رخداد بارش‌های فرین و فراگیر در آذربایجان شرقی

در روزهای انتخابی، داده‌های شبکه‌ای شش ساعته (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰) متغیرهای نصف‌النهاری (Vwnd) و مداری (Uwnd) باد با توان تفکیک فضایی ۲/۵×۲/۵ درجه بر روی چارچوب پوش صفر تا صدوبیست درجه طول شرقی و صفر تا هشتاد درجه عرض شمالی از پایگاه داده NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده برداشت شد. این داده‌ها در تارنمای www.cdc.noaa.gov در دسترس هستند. ابعاد این کرنل برابر ۴۹×۳۳ و شامل ۱۶۱۷ یاخته مکانی است (شکل ۳).



شکل ۳: چارچوب پوش مکانی جهت واکاوی بسامد رخداد رودبادها

برای شناسایی رودبادها، اسکریپت لازم در محیط متنی Notepad نوشته و در نرم‌افزار GrADS اجرا گردید. برای محاسبات آماری مربوط به بسامد و میانگین سرعت رودبادها نیز از محیط Matlab بهره گرفته شد. بدین ترتیب، برای هر یاخته مکانی فراوانی و سرعت رودبادها در ساعت‌های همدید بالا محاسبه و برآورد گردید. بنابراین آرایه‌ای به ابعاد ۹۷×۱۶۱۷ ایجاد شد که بر روی سطرها، روز و روی ستون‌ها، یاخته‌ها جای داشتند (جدول ۱). ترسیم نقشه‌های مربوطه نیز در نرم‌افزار Surfer انجام شد.

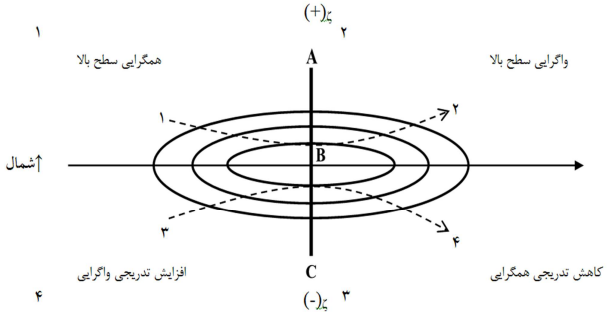
جدول ۱: آرایه نمونه بارش‌های فرین و فراگیر منطقه (mm) در دوره موردمطالعه

تاریخ خورشیدی			تاریخ میلادی			تبریز	مراغه	جلفا	اهر	سراب	میانه	سهند	بناب	کلیبر	مرند	بستان آباد	میانگین بارش
سال	ماه	روز	سال	ماه	روز												
۱۳۸۳	۲	۴	۲۰۰۴	۴	۲۳	۳۷	۳۹/۳	۵	۱۶/۹	۳۱	۸/۵	۴۲	۳۹	۵	۲۱	Nan	۲۴
۱۳۷۰	۹	۱۸	۱۹۹۱	۱۲	۹	۲۴/۱	۲۹	۱۶	۱۱	۲۵	۳۷	Nan	Nan	Nan	Nan	Nan	۲۳/۷
۱۳۸۲	۱	۲۷	۲۰۰۳	۴	۱۶	۱۳	۲۷	۴	۲۰	۲۰	۳۱	۱۸	۲۳	۳۲	۱۲/۸	Nan	۲۰/۱
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۷۹	۱۲	۱۹	۲۰۰۱	۳	۹	۱۰	۱۹/۵	۶	۷	۳/۱	۱۱	۱۰/۸	۱۸	۱۸	۱۸	Nan	۱۲/۱
۱۳۸۷	۸	۴	۲۰۰۸	۱۰	۲۵	۱۶	۲۴/۷	۰	۴/۹	۱۴	۶	۱۶	۳۰	۱	۳	۱۶	۱۲
۱۳۸۹	۱۲	۱۷	۲۰۱۱	۳	۸	۲۱/۴	۱۹/۹	۰/۹	۰/۹	۵	۹	۱۳/۱	۲۳	۰	۴	۲۹	۱۱/۵
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۷۸	۱	۱۲	۱۹۹۹	۴	۱	۷	۱۹	۷/۹	۹/۸	۱۳/۴	۰	۸/۹	Nan	Nan	Nan	Nan	۹/۴
۱۳۸۰	۱	۵	۲۰۰۱	۳	۲۵	۴/۳	۸/۲	۹	۱۸	۸	۱۱/۵	۶/۳	۱	۱۵/۸	۳	Nan	۹/۴
۱۳۷۸	۸	۹	۱۹۹۹	۱۰	۳۱	۱۲/۱	۴/۲	۱۱	۱۴/۳	۱۷/۷	۷	۱۴	۰	۴	Nan	Nan	۹/۴

* Nan: بیانگر نبود ثبت بارش در آن روز در ایستگاه‌های هواسنجی است.

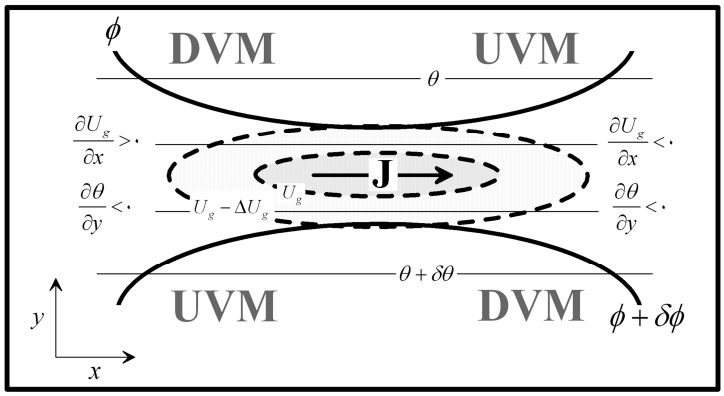
۲- نقش رودباد در ایجاد ناپایداری

هسته‌های رودباد در بستر موج‌های کوتاه و بلند حرکت می کنند. بر اساس شکل ۴ خطی که عمود بر محور رودباد ترسیم شده است، رودباد را به دو بخش تقسیم می‌کند: منطقه ورودی در سمت چپ و منطقه خروجی در سمت راست. در واقع، بر اساس مدل ربع دایره، هسته‌ی سرعت به چهار بخش تقسیم می‌شود. بخش‌های ورودی راست و خروجی چپ واگرایی و بخش‌های ورودی چپ و خروجی راست همگرایی دارند (شکل ۴). ربع‌های دوم و چهارم با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه‌اند؛ درحالی‌که برعکس ربع‌های اول و سوم با افزایش تاوایی منفی و همچنین همگرایی سطوح فوقانی و واگرایی سطوح پایین جو همراه‌اند. بنابراین مناطق مستعد چرخندزایی در زیر سمت چپ منطقه خروجی و زیر سمت راست منطقه ورودی هسته رودباد قرار دارد. قرارگیری هر یک از بخش‌های چهارگانه رودباد بر روی پهنه مطالعاتی می‌تواند شرایط پایداری و یا ناپایداری را به‌دنبال داشته باشد. اساسا شیو سرعت باد در ترازهای بالا نسبت به ترازهای پایین جو شدیدتر است. این شیو تابعی از دمای جو است. اگر به‌دلیل برقراری وزش افقی، بزرگی کمیتی چون ∇T (شیو دما) افزایش یابد، به‌دنبال آن چینش باد و تندی باد در هسته‌ی رودباد نیز افزایش خواهند یافت. تقویت رودباد موجب افزایش تاوایی می‌شود. افزایش تاوایی موجب افزایش واگرایی در شاره می‌شود. با افزایش واگرایی حرکات قائم نیز افزایش می‌یابد.



شکل ۴: ساختمان افقی هسته رودباد. منحنی‌های پیوسته خطوط هم سرعت هستند. دو خط بریده بریده مسیر بسته هوا را در شمال و جنوب هسته سرعت نشان می دهند. خط پررنگ افقی مسیر حرکت هسته سرعت را نشان می دهد. خط AC محل بیشترین شیب سرعت است (علیجانی، ۱۳۸۵).

در منطقه‌ی ورودی رودباد که $\partial U_g / \partial x > 0$ و در نتیجه $Q_{gST} > 0$ است، یک گردش گرمایی عادی شکل میگیرد. ولی در منطقه‌ی خروجی رودباد که $\partial U_g / \partial x < 0$ و در نتیجه $Q_{gST} < 0$ است، یک گردش گرمایی غیرعادی شکل می‌گیرد. DVM نماینده‌ی حرکات قائم نزولی و UVM نماینده‌ی حرکات قائم صعودی است (مسعودیان، ۱۳۸۸) (شکل ۵).



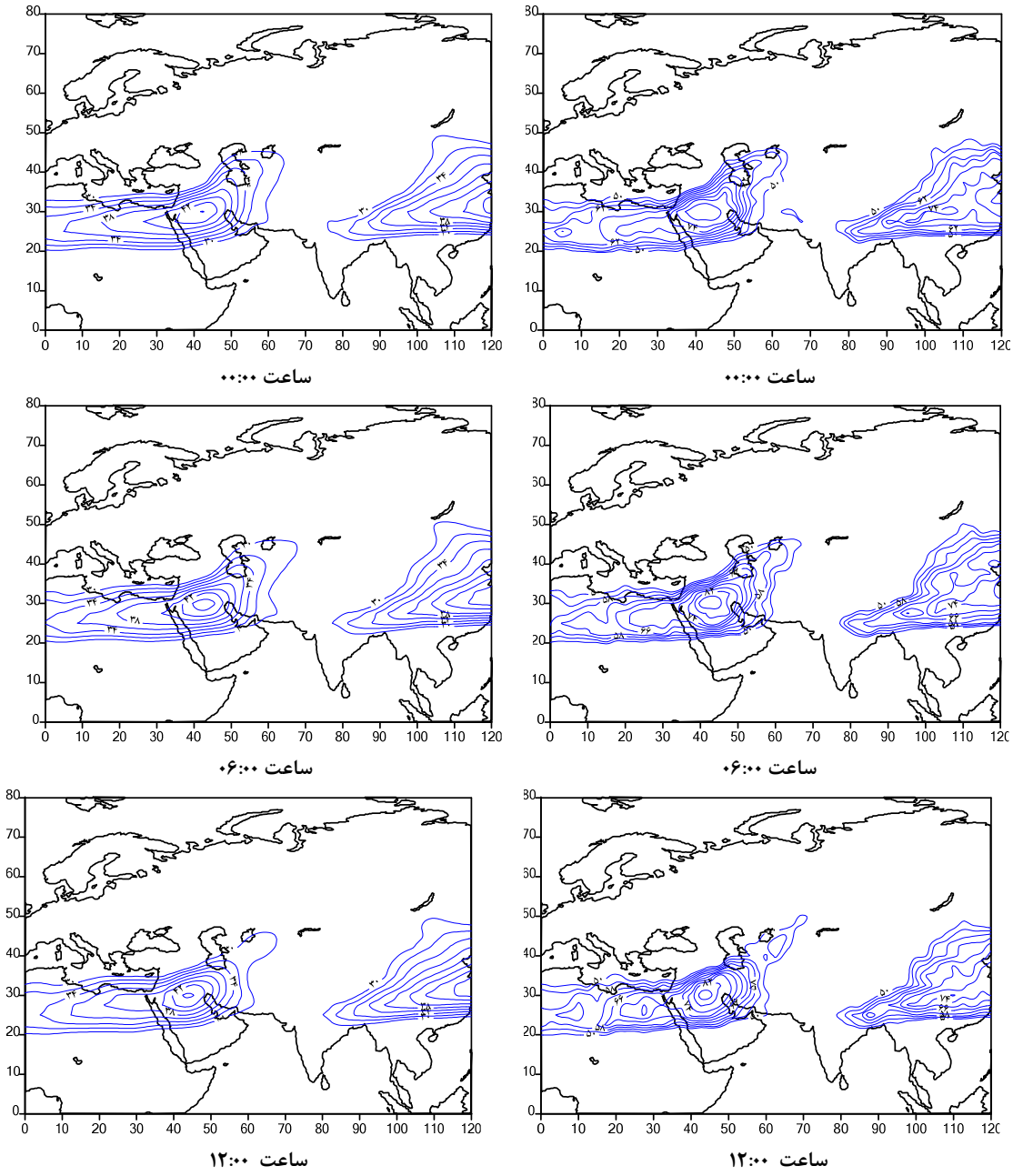
شکل ۵: گردش عمودی در منطقه ورودی و خروجی یک رودباد راست‌خط. DVM و UVM به‌ترتیب نماینده‌ی حرکات عمودی صعودی و نزولی هستند (مسعودیان، ۱۳۸۸).

نتایج و بحث

بسامد رودباد در زمان رخداد بارش‌های فرین و فراگیر

۱- بسامد رودباد در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

در این تراز جوی و در ساعت ۰۰:۰۰، کانون بیشینه بسامد رودباد با فراوانی ۸۲ درصد بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان نمودی آشکار دارد. این کانون با جهت تقریبا جنوب‌غربی- شمال‌شرقی به‌سوی شمال‌غربی ایران کشیده شده است. در ساعت‌های ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ نیز کانون بیشینه بسامد رخداد رودباد همانند ساعت ۰۰:۰۰ همچنان بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان قرار دارد؛ با این تفاوت که رودباد در این ساعت‌ها نیز ضمن گسترش به‌سوی نیمه غربی کشور بسامد ۸۶ درصدی دارند (شکل ۶). در این شرایط، خطوط همچند بسامد رودباد طی ۹۷ روز بارشی فرین تا پهنه شمال‌غربی ایران و ازجمله محدوده موردمطالعه گسترش یافته است. در مجموع، در این ساعت‌های همدید، منطقه آذربایجان شرقی در قطاع خروجی رودباد، جایی که واگرایی اتفاق می‌افتد قرار دارد. این درحالی‌است که در ساعت ۱۸:۰۰ اثری از رخداد رودباد بر روی کرنل موردپژوهش یافت نمی‌شود. واکاوی میانگین سرعت رودباد در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ در این تراز جوی نیز نشان از استقرار هسته‌های سرعت بر روی پهنه مطالعاتی دارد. بر این اساس، بررسی میانگین سرعت رودباد در ساعت‌های بالا در این تراز جوی نشان می‌دهد که بیشینه هسته‌های سرعت بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان معادل با ۴۴ متر بر ثانیه می‌باشد که محور خروجی آن به سمت نیمه غربی ایران تمایل دارد. درعین‌حال، میانگین سرعت رودباد در ساعت‌های مزبور بر روی منطقه آذربایجان شرقی بیش از ۳۴ متر بر ثانیه بوده است (شکل ۶). نقشه میانگین سرعت رودباد برای ساعت‌های بالا بیانگر این است که ربع دوم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی آذربایجان شرقی قرار گرفته است. این امر می‌تواند به انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بیانجامد و زمینه‌ساز ایجاد ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های فرین در قلمرو جغرافیایی موردبحث باشد.

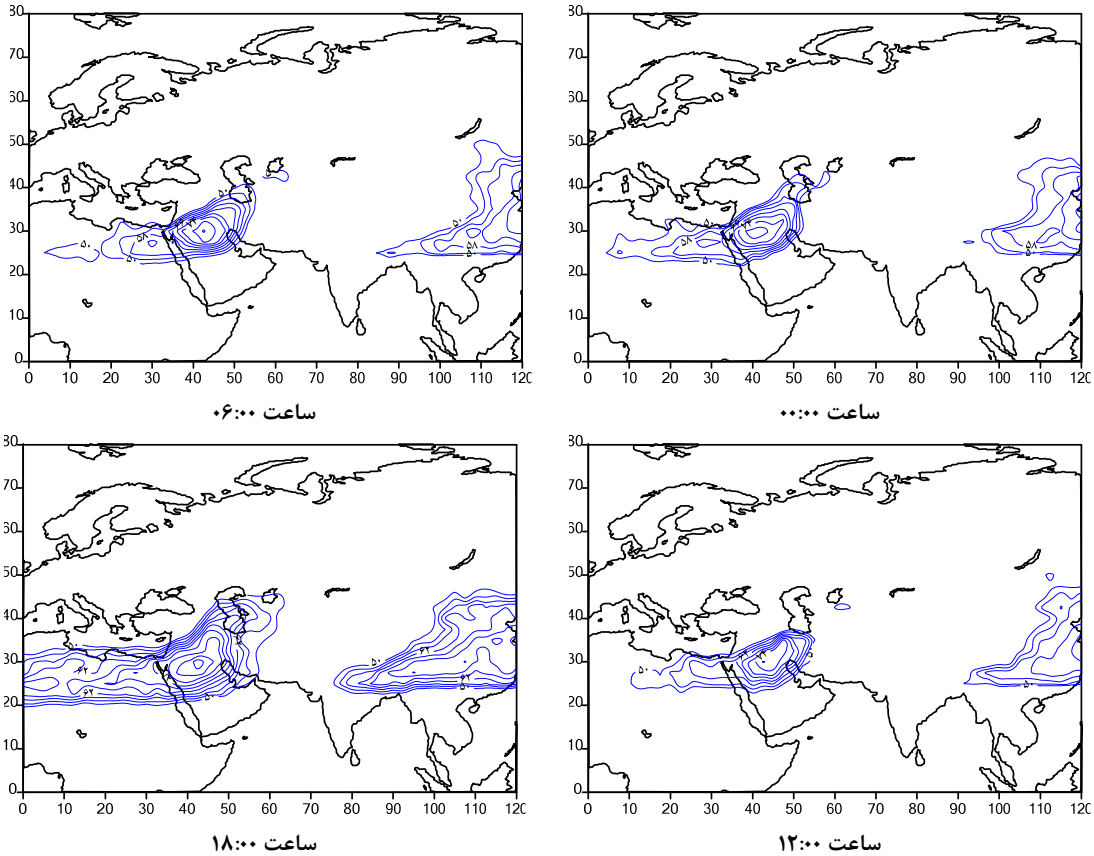


شکل ۶: بسامد رخداد روباد (راست) و میانگین سرعت آن (چپ) در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

۲- بسامد رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

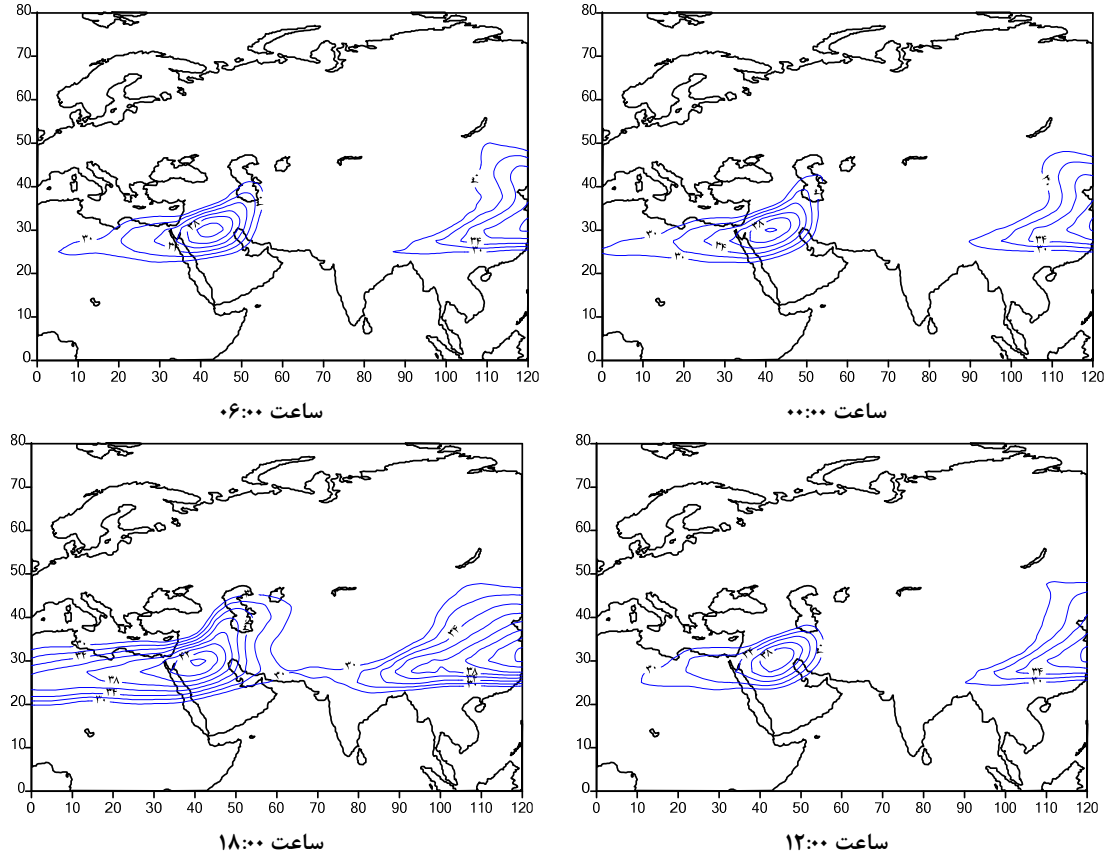
واکاوی بسامد رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در ساعت‌های چهارگانه همدید بیشینه بسامد رودباد گستره‌ای از جنوب‌غربی دریاچه آرال تا دریای خزر و به‌دنبال آن تا شرق و جنوب مدیترانه را در بر می‌گیرد. درعین‌حال، رودباد در جنوب دریاچه بالخاش و شمال‌شرقی شبه قاره هند نمودی آشکار دارد. به بیان دیگر، پهنه‌های واقع

در این قلمروهای جغرافیایی در بیش از ۵۰ درصد موارد کانون شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است (شکل ۷). همان‌گونه‌که از این شکل بر می‌آید در ساعت ۰۰ در این تراز جوی هسته بیشینه‌ای بسامد رودباد تقریبا در امتداد جنوب‌غربی- شمال‌شرقی با مقدار فراوانی ۷۸ درصد بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان مشاهده می‌شود. در این شرایط، منطقه آذربایجان شرقی در نیمه چپ خروجی بر روی قطاعی که در آن واگرایی رخ می‌دهد قرار دارد. تحلیل بسامد رودباد در ساعت‌های ۰۶ و ۱۲ آشکار ساخت که در ساعت‌های مزبور فراوانی رودباد تفاوت آشکاری با ساعت ۰۰ ندارد. در این تراز جوی محدوده زیر نفوذ رودباد در ساعت ۱۸ گسترش چشمگیری نسبت به ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ یافته و ضمن سیطره بر گستره وسیعی از ایران به‌ویژه نیمه غربی کشور، تمامی پهنه‌های جنوبی مدیترانه واقع در شمال آفریقا را در بر می‌گیرد. در این ساعت کانون بیشینه بسامد رودباد با فراوانی ۸۶ درصد همچنان بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان قرار دارد و گستره درصد رخداد بسامد رودباد افزایش قابل‌توجهی یافته است. در این شرایط، خطوط همچند بسامد ۷۴ درصدی رودباد طی ۹۷ روز بارشی فرین تا شمال‌غربی ایران و از جمله محدوده موردمطالعه گسترش یافته است.



شکل ۷: بسامد رخداد روباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

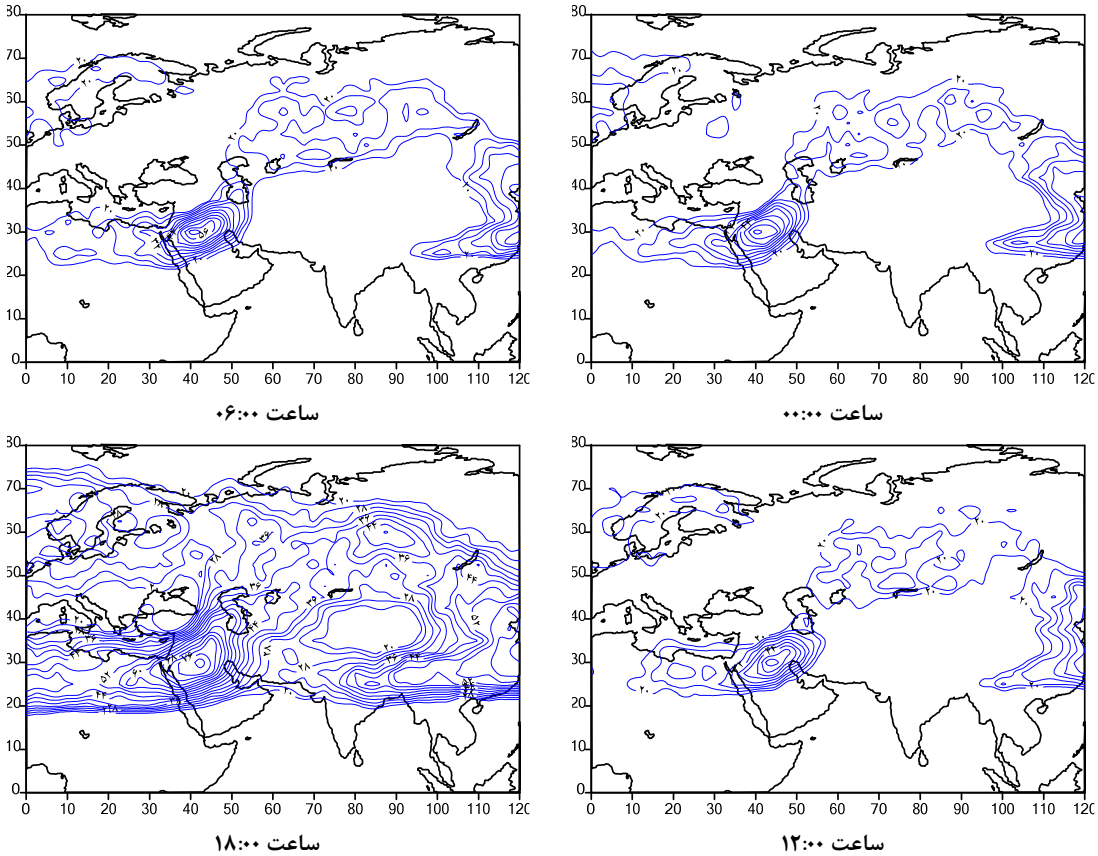
واکاوی میانگین سرعت رودباد در ساعت‌های همدید در این تراز جوی نیز نشان داد که میانگین سرعت رودباد بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بوده است (شکل ۸). همان‌گونه‌که از این شکل بر می‌آید در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ دو هسته سرعت مجزا مشاهده می‌شود: نخستین هسته با سرعتی بالغ بر ۴۰ متر بر ثانیه حدفاصل دریای خزر تا شرق و جنوب مدیترانه امتداد یافته و دومین هسته سرعت با سرعتی معادل با ۳۸ متر بر ثانیه در شرق آسیا در جنوب دریاچه بالخاش و شمال‌شرقی شبه قاره هند استقرار دارد. در بین ساعت‌های چهارگانه همدید بیشینه سرعت در قلمرو موردبحث، مربوط به دیده‌بانی ساعت ۱۸:۰۰ است که هسته مرکزی آن با سرعت ۴۴ متر بر ثانیه بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان واقع شده است (شکل ۸). در این ساعت کمربندی از هسته‌های سرعت بین عرض‌های ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی مشاهده می‌شود و هم گستره‌ی رودباد و هم سرعت آن افزایش یافته است. نقشه میانگین سرعت رودباد برای ساعت بالا که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد و مصادف با رخداد بیشینه سرعت آن است؛ بیانگر این است که ربع دوم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی منطقه آذربایجان شرقی واقع شده است. این امر می‌تواند انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی را به‌دنبال داشته باشد. به‌نظر می‌رسد، این موضوع می‌تواند بستر لازم برای وقوع ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های فرین در قلمرو جغرافیایی موردبحث را آماده نماید.



شکل ۸: میانگین سرعت روباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

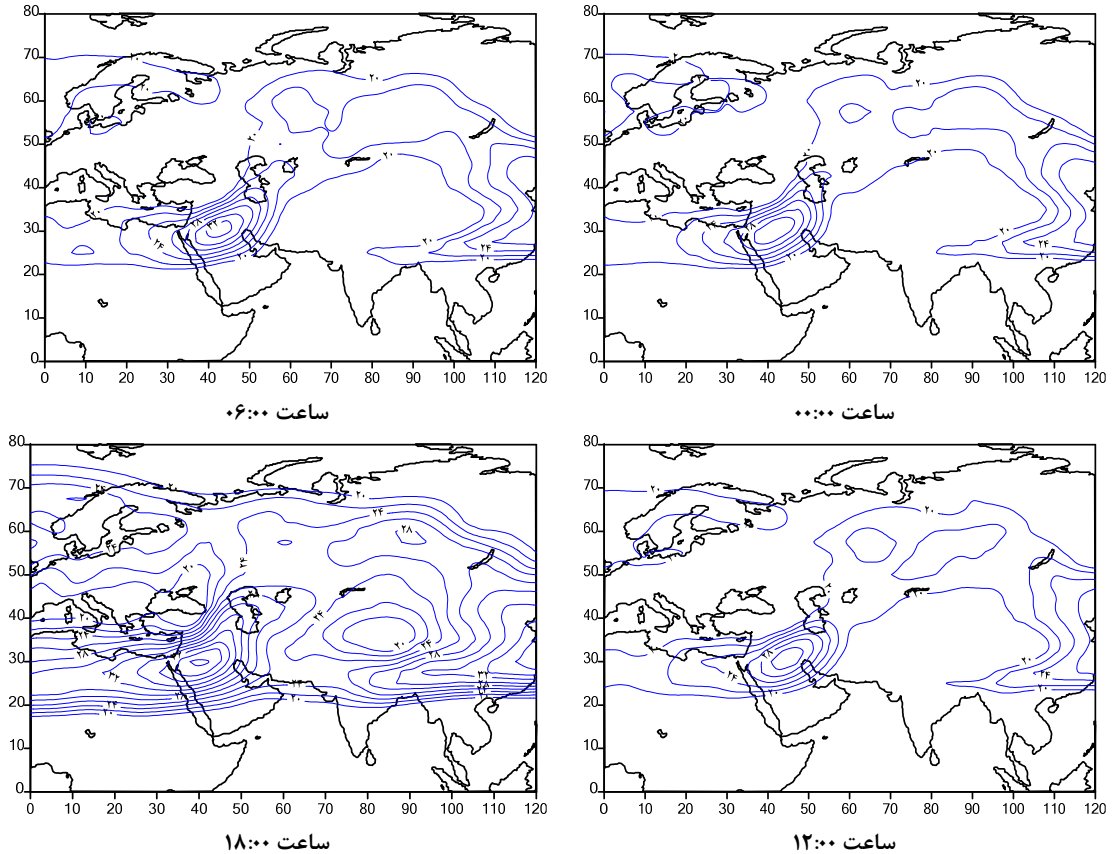
۳- بسامد رودباد در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

بررسی بسامد رودباد در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که فراوانی رودباد در ساعت‌های چهارگانه همدید نسبت به تراز بالاتر کاهش چشم‌گیری یافته است. در این تراز جوی همانند تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰ بیشینه بسامد رخداد رودباد بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان قرار دارد (شکل ۹). بسامد رویداد رودباد بر روی این قلمرو جغرافیایی ۵۶ درصد است که ضمن پیشروی به سمت پهنه‌های غربی و شمال‌غربی ایران محدود مطالعاتی را نیز در بر می‌گیرد. در ساعت‌های ۰۶ و ۱۲ نیز کانون بیشینه بسامد رخداد رودباد همانند ساعت ۰۰ همچنان بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان قرار دارد؛ با این تفاوت که رودباد در این دو ساعت نیز ضمن گسترش به سوی نیمه غربی کشور بسامدی به ترتیب ۶۰ و ۵۲ درصد دارند. در آخرین دیده‌بانی (ساعت ۱۸) همانند آن چه در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان داده شد، محدوده‌ی گسترش رودباد نسبت به دیده‌بانی‌های قبل افزایش قابل‌توجهی یافته است؛ به گونه‌ای که کاملا نیمه غربی ایران را در بر گرفته و هسته بیشینه بسامد رخداد رودباد با جهت جنوب‌غربی- شمال‌شرقی بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان به ۸۰ درصد می‌رسد. در این شرایط، خطوط همچند بسامد ۶۴ درصدی رودباد طی ۹۷ روز بارشی فرین تا پهنه شمال‌غربی ایران و از جمله محدوده موردمطالعه گسترده شده است. در مجموع، در ساعت‌های چهارگانه همدید، منطقه آذربایجان شرقی در قطاع خروجی رودباد، جایی که واگرایی اتفاق می‌افتد قرار دارد.



شکل ۹: بسامد رخداد روباد در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

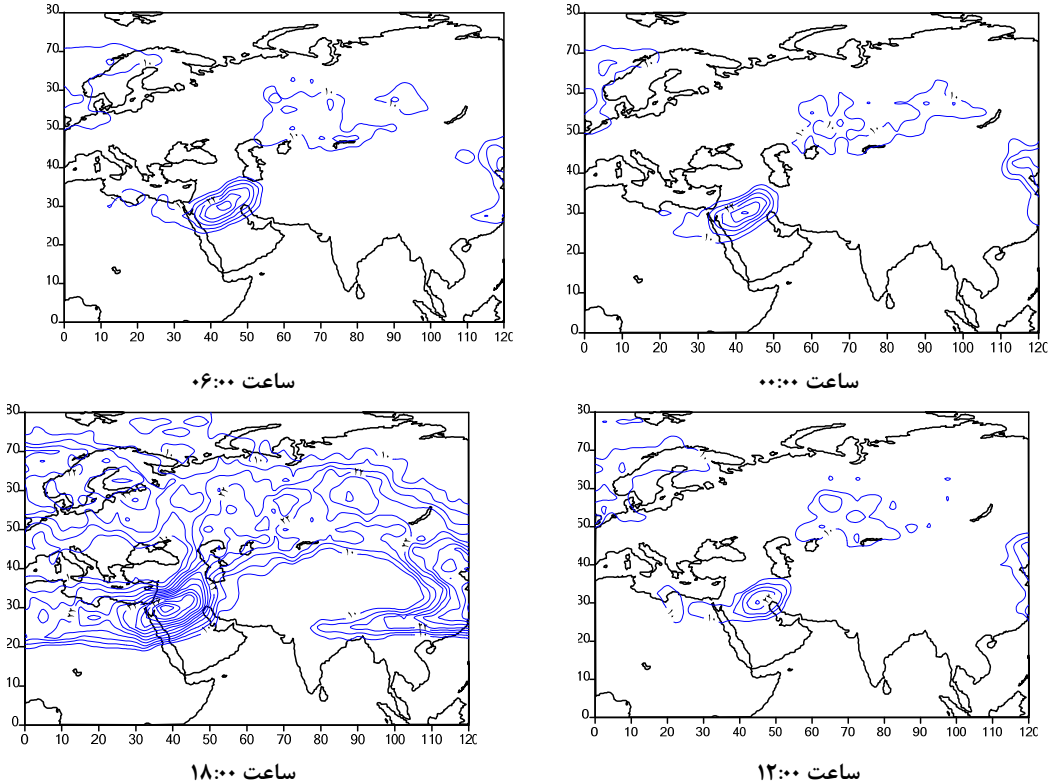
تحلیل میانگین سرعت رودباد در ساعت‌های همدید بیانگر کاهش میانگین سرعت رودباد در این تراز جوی نسبت به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال است (شکل ۱۰). واکاوی میانگین سرعت رودباد در ساعت‌های همدید در این تراز جوی حاکی از استقرار هسته‌های سرعت بر روی پهنه مطالعاتی است. بر این اساس، میانگین سرعت مرکز هسته‌های رودباد واقع بر شمال شبه‌جزیره عربستان در ساعت‌های ۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲ به‌ترتیب معادل بر ۳۰ ، ۳۲ و ۳۰ متر بر ثانیه می‌باشد. در این بین بیشینه سرعت مربوط به دیده‌بانی ساعت ۱۸ است که مرکز آن با سرعت ۴۰ متر بر ثانیه کماکان بر روی شمال عربستان واقع شده است. د عین‌حال، میانگین سرعت رودباد بر روی منطقه آذربایجان شرقی بیش از ۳۲ متر بر ثانیه در ساعت مزبور بوده است. نقشه میانگین سرعت رودباد برای ساعت بالا که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودباد و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودباد است؛ بیانگر این است که ربع دوم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی آذربایجان شرقی قرار گرفته است. این امر می‌تواند به انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بیانجامد. به‌نظر می‌رسد این موضوع می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های فرین در قلمرو جغرافیایی موردبحث مهیا سازد.



شکل ۱۰: میانگین سرعت روباد در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

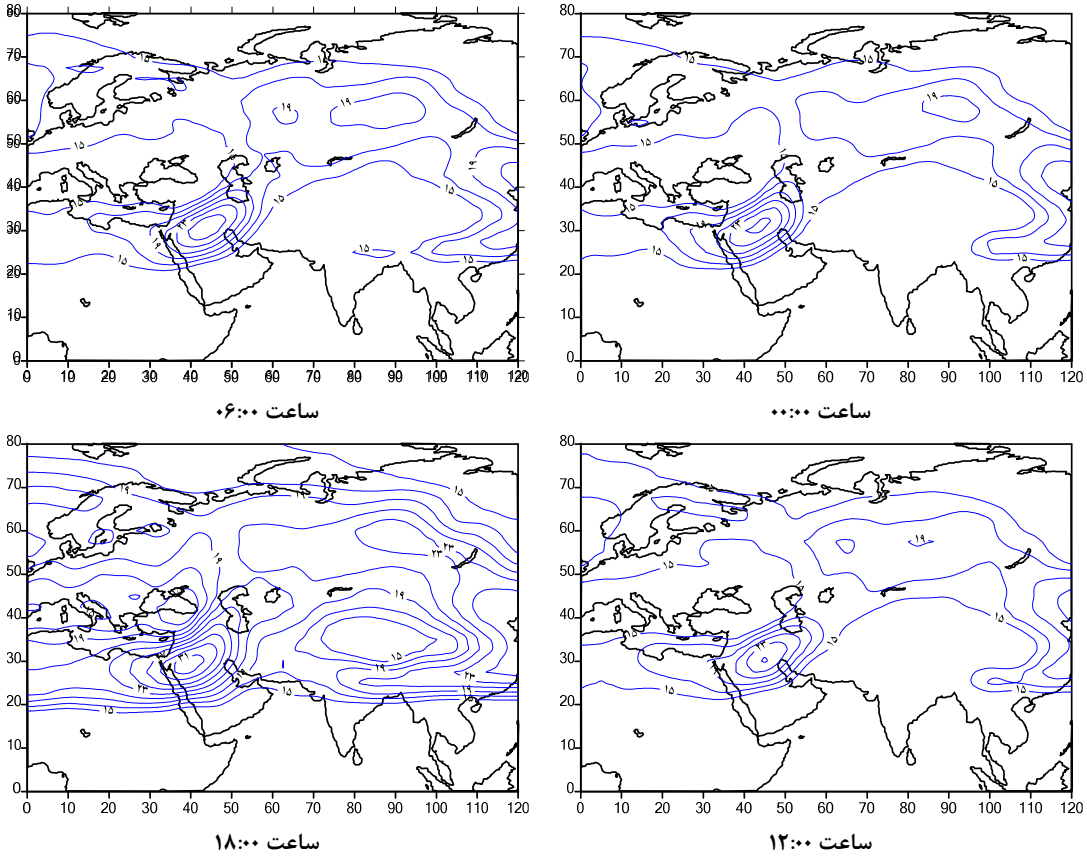
۴- بسامد رودباد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

نقشه‌های ترسیمی بسامد رودباد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز نشان داد که در طی ساعت همدید ۰۰ پهنه‌های مابین غرب دریای سرخ و جنوب غرب دریای خزر در بیش از ۱۰ درصد موارد شاهد شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. کانون بیشینه بسامد رخداد رودباد در این ساعت به میزان ۳۲ درصد بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان مشاهده می‌شود. شرایط در ساعت‌های ۰۶ و ۱۲ با اندکی تغییرات در بسامد همانند ساعت ۰۰ است. در این ساعت‌ها نیز رودباد با گسترش شرق سوی به سمت نیمه غربی ایران بسامدی بیشینه‌ای به‌ترتیب ۳۰ و ۲۶ درصدی بر روی شمال عربستان دارند. این درحالی‌است که در ساعت ۱۸ قلمرو روباد گستره‌ای غالب از جنوب دریای مدیترانه تا شمال دریاچه آرال را در بر می‌گیرد. به‌عبارت‌دیگر، بسامد رودباد در این ساعت چشمگیرتر و محدوده گسترش آن نیز بیشتر است. بسامد رودباد در ساعت ۱۸ در این تراز جوی بر روی پهنه‌های حدفاصل جنوب دریای مدیترانه تا شمال دریاچه آرال به ۲۶ درصد رسیده است. در این ساعت کانون بیشینه بسامد رودباد با فراوانی ۵۸ درصد همچنان بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان قرار دارد (شکل ۱۱). در این شرایط، خطوط همچند بسامد ۳۰ درصدی رودباد طی ۹۷ روز بارشی فرین تا شمال‌غربی ایران و ازجمله قلمرو مطالعاتی گسترش یافته است. در این ساعت، محور خروجی رودباد با جهت جنوب‌غربی- شمال‌شرقی از غرب ایران گذر می‌کند و منطقه آذربایجان شرقی در نیمه چپ خروجی بر روی قطاعی که در آن واگرایی رخ می‌دهد قرار دارد.



شکل ۱۱: بسامد رخداد روباد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

واکاوی میانگین سرعت رودباد در ساعت‌های همدید در این تراز جوی نیز نشان داد که میانگین سرعت نوارهای باد در ساعت‌های ۰۰، ۰۶ و ۱۲ بیشینه‌ای برابر با ۲۵ متر بر ثانیه در مرکز هسته‌های سرعت بر روی جنوب عراق و شمال عربستان داشته است. در این بین بیشینه سرعت در قلمرو موردبحث مربوط به دیده‌بانی ساعت ۱۸ است که کانون مرکزی آن با سرعت ۳۱ متر بر ثانیه بر روی شمال عربستان واقع شده است (شکل ۱۲). نقشه میانگین سرعت رودباد برای ساعت بالا که منطبق بر وقوع بیشینه بسامد رودباد و مصادف با رخداد بیشینه سرعت آن است؛ نشان می‌دهد که ربع دوم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی آذربایجان شرقی واقع شده است. این امر می‌تواند حرکت قائم صعودی و سرانجام وقوع ناپایداری‌ها را در این پهنه به‌دنبال داشته باشد.



شکل ۱۲: میانگین سرعت روباد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در مجموع، این پژوهش بیانگر حضور و رخداد رودباد در کرنل موردبررسی در ترازهای ۲۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال است که البته در ترازهای ۲۵۰، ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال نمودی قوی‌تر داشته است. بدین ترتیب، این رودبادها باتوجه به گستردگی قلمرو آنها به سمت ترازهای زیرین می‌توانند به سبب مکش هوای ترازهای پایینی به‌سوی ترازهای فوقانی موجبات کاهش فشار، افزایش ناپایداری و رخداد بارش‌های فرین در منطقه موردبحث را فراهم نمایند.

نتیجه‌گیری

بر اساس یافته‌های این پژوهش، توزیع فضایی کانون بیشینه بسامد رخداد رودباد حکایت از استقرار و تمرکز آن بر روی شمال شبه‌جزیره عربستان دارد. به‌عبارت‌دیگر، تحلیل بسامد رودباد در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که در زمان رویداد بارش‌های فرین و فراگیر آذربایجان شرقی، رودباد بر روی شمال این شبه‌جزیره بسامد ۸۶ درصدی در ساعت‌های ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ دارد. در این شرایط، خطوط همچند بسامد بیش از ۶۲ درصدی رودباد طی ۹۷ روز بارشی فرین تا شمال‌غربی ایران و ازجمله محدوده موردپژوهش گسترش یافته است. درعین‌حال، در ترازهای ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال هسته بیشینه‌ای بسامد رودباد بر روی این گستره جغرافیایی فراتر از ۸۰ درصد در ساعت همدید ۱۸ است. در این دو تراز جوی قلمرو زیر نفوذ رودباد در ساعت ۱۸ گسترش چشم‌گیری نسبت به ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ دارد؛ به گونه‌ای که ضمن سیطره بر تمامی بخش‌های جنوبی مدیترانه واقع در شمال افریقا گستره وسیعی از ایران به‌ویژه نیمه غربی کشور را نیز در بر می‌گیرد. در این شرایط نیز خطوط همچند بسامد بیش از ۶۴ درصدی رودباد طی ۹۷ روز بارشی فرین تا پهنه شمال‌غربی ایران و ازجمله محدوده مطالعاتی گسترش یافته است. بررسی نقشه‌های میانگین سرعت رودباد در ساعت‌های همدید منطبق بر رخداد بیشینه بسامد رودباد و مقارن با وقوع بیشینه سرعت آن برای ترازهای ۲۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال در پهنه مطالعاتی نیز آشکار ساخت که محور خروجی رودباد در امتداد جنوب‌غربی- شمال‌شرقی به طرف نیمه غربی ایران گسترش یافته و ربع دوم (یا ناحیه چپ خروجی که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) در تمامی ترازهای موردبررسی بر روی آذربایجان شرقی قرار گرفته است. به‌نظر می‌رسد، این موضوع می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های فرین در قلمرو جغرافیایی موردبحث، به‌سبب انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی مهیا سازد. به‌طورکلی کشیدگی رودباد تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان از ضخامت لایه‌ی ناپایدار دارد که می-تواند بارش‌های فرین و فراگیر را روی آذربایجان شرقی سبب گردد.

منابع

پروین، نادر(۱۳۹۲)، بررسی ارتباط موقعیت مکانی رودبادهای تراز میانی جو و وقوع سیل در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره‌ی ۲۹، صص ۲۵۰-۲۳۵.

حلبیان، امیرحسین، حسینعلی‌پورجزی، فرشته(۱۳۹۳)، تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر، تحقیقات جغرافیایی، دوره ۲۹، شماره پیاپی ۱۱۲، صص ۲۲۰-۲۰۵.

دارند، محمد(۱۳۹۴)، واکاوی بسامد رخداد رودبادها هنگام بارش‌های سیل آسای استان کردستان، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره سیزدهم، صص ۱۱۳-۹۵.

سعیدآبادی، رشید، آب خرابات، شعیب، نجفی، محمد سعید(۱۳۹۴)، موقعیت رودباد جبهه قطبی در ارتباط با بارش های سنگین و شار رطوبت ترازهای پایین غرب ایران، محیط‌شناسی، دوره ۴۱، شماره۴، صص ۷۹۸-۷۸۳.

عزیزی، قاسم، سفرراد، طاهر(۱۳۹۱)، تحلیل ویژگی‌های رودباد طی فازهای ENSO (مطالعه موردی سال‌های ۱۹۹۷، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۰)، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره ۹، صص ۸۲-۶۹.

علیجانی، بهلول(۱۳۸۱)، اقلیم‌شناسی سینوپتیک، تهران، انتشارات سمت، چاپ اول، ۲۵۷ صفحه.

علیجانی، بهلول، کاویانی، محمدرضا(۱۳۷۹)، مبانی آب و هواشناسی، ۱۳۷۹، تهران، انتشارات سمت، چاپ ششم، ۵۹۲ صفحه.

غیور، حسنعلی، خسروی، محمود(۱۳۸۰)، تأثیر پدیده انسو بر نابهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب‌شرق ایران، تحقیقات جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره پیاپی۶۲، صص۱۷۴-۱۴۱.

فرجزاده‌اصل، منوچهر؛ لشکری، حسن؛ خورانی، اسداله(۱۳۸۶)، تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور (استان-های ایلام و کرمانشاه)، مدرس علوم انسانی، شماره پیاپی۵۳ (ویژه نامه جغرافیا)، صص ۲۵۶-۲۳۹.

مسعودیان، سیدابوالفضل(۱۳۸۸)، دینامیک جو در عرض میانه، تهران، انتشارات سمت و دانشگاه اصفهان، چاپ اول، ۴۲۶ صفحه.

مسعودیان، سیدابوالفضل، محمدی، بختیار(۱۳۹۰)، تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران، تحقیقات منابع آب ایران، سال هفتم، شماره۲، صص ۹۱-۸۰.

Dayan.U; Abramski. R. (1983), Heavy rain in the middle east related to unusual jet stream properties. Bulletin American Meteorological Society.10, 138-1140.

Degrimrndzic. J, Wibig. J. ,(2007), Jet stream patterns over Europe in the period 1950-2001 classification and basic statistical properties. Theoretical and Applied Climatology, 3-4, 149-167.

Eltantawy. A.I., (1960), Jet stream clouds in the middle east. Pure and Applied Geophysics, 1,352-359.

Endlich, R.M., Solot, S.B. Thur, H.A., (1955), The mean vertical structure of the jet stream, Tellus, 3, 308-313.

Geer, I.W.,(1996), Glossary of weather and climate, American Meteorological Society, Boston, 272p.

Grover, E.k, Sousounis, P. J.,(2002), The influence of large-scale flow on fall precipitation system in the Great Lakes Basin. Journal of Climate, 15, 1943-1956.

Herron. T. J., Tolstoy. I., (1968), Tracking jet stream winds from ground level pressure signals, Journal of the Atmospheric Sciences, 26, 266-269.

Jhonson. D. H, Danials. S.M., (2006), Rainfall in relation to the jet stream, Journal of the Royal Meteorological, 344, 212-217.

Kidston, J.A.S., Taschetto, D.W.J., Thompson, M. H., England,M., (2011), The influence of southern hemisphere sea-ice extent on the latitude of the mid-latitude jet stream. Geophysical Research Letters, 38, 1-5.

Newton, Ch. W. Persson, A.V., (1962), Structural characteristics of the subtropical jet stream and certain lower-stratospheric wind systems, Tellus, 2, 221-241.

Prezerakos, N.G, Flocas, H. A., Brikas, D., (2006), The Role of the Interaction between Polar and Subtropical Jet in a Case of Depression Rejuvenation over the Eastern Mediterranean, Meteorol. Atmos. Phys, 92, 139-151.

Riehl, H . Capt, F.A ., Berry, U.S., Maynard. N., (1954), Exploration of the jet stream by aircraft during the winter of 1952-1953. Journal of meteorology, 12, 26-35.

Riehl, H. Alaka, A. Jordan, C.L. Renard, R.J., (1954), The Jet Stream, Meteorological Monographs, American Meteorological Society.

Strong. C., and Davis. R.E., (2007), Variability in the position and strength of winter jet stream cores related to northern hemisphere teleconnections. Journal of Climate, 21, 584-592.

Weinert. R. A., (1968), Statistics of the subtropical jet stream over the Australian, Central Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Manuscript received November 1998.

Woolings, T., Hannachi, A., Hoskins, B., (2009), Variability of the North Atlantic eddy-driven Jet Stream, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Published online in Wiley InterScience.

Vasantha, B. Ratnam, M.V. Mohan, K. Kamala, S. Rao, D.N., (2002), Characteristics of tropical easterly jet over Gadanki: Comparison with radiosonde and rawinsonde. Indian journal of radio and space physics, 31, 130-139.

Research Article

Analysis of jet streams frequency occurrence during extreme precipitation on east Azarbaijan

Amir Hossein Halabian[1*], Fereshteh Hosseinalipour[2]

1*. Associate professor, Geography Department, Payame Noor University, Iran
2. M.A.in Climatology

Received: 21-09-2018 Final Revised: 05-05-2019 Accepted: 22-01-2020

Abstract

In this research, the frequency of the jet streams during extreme and pervasive precipitation have been analyzed using environmental to circulation approach. Therefore daily precipitation data of 11 synoptic stations have been extracted from January, 1st, 1951 to March, 20th,2013 (22725 days) from Iran meteorological organization. Then, by using two thresholds of extensiveness and intensity of precipitation occurrence(at least, half of the stations receive the precipitation and the average precipitation of stations will be more than 99th percentile average), 97 days had been recognized. Then, jet streams frequency and their locations and speed have been calculated on the frame of 0° to 120° E and 0° to 80° N for each pixel(1617) in levels 250, 300, 400 and 500 hPa) at 00:00, 06:00, 12:00 and 18:00 UTC. The results indicate that jet streams over 300, 400 and 500 hPa levels and at 18:00 UTC observe over the study area. The highest frequency of jet streams is located in the north of Saudi Arabia. At the same time, the average speed maps of jet stream in conforming with the maximum frequency of jet stream on one hand and on the other hand is simultaneous with occurring the maximum speed of jet stream over study area that indicates the output axis of jet stream is toward the semi-western parts of Iran and east Azarbaijan is located on the left output part of jet streams where atmospheric divergence and instability occurred in all the observations. This can result in an expansion of air mass at the upper level or ascending vertical motion. Generally, the elongation of jet streams mostly until 500 hPa level at 18:00 indicates the thickness of the instability layer that can create the extreme and pervasive precipitation on east Azarbaijan.

Keywords: Frequency, Instability, Jet Stream, Extreme Precipitation, Divergence, East Azarbaijan.

* Corresponding Author Email: am_halabian@pnu.ac.ir

References

References (in Persian)

Parvin, N. (2013), Analysis of the relationship between the spatial location of the jet stream in mid-levels and flood in the Urmia basin. Journal of Applied Geographic Research, 29, pp. 235-250. [In Persian].
Halabian, A.H, Hosseinalipour, F. (2014), Analysis of the Jet streams Frequency associated with extreme and pervasive precipitation over Khazar western coastal. Journal of geographical research, 112, pp. 205-220[In Persian].
Darand, M. (2015), Analysis of jet streams frequency occurrence during heavy precipitation over Kurdistan province. Journal of Geography and Environmental Hazards. 13, pp.95-113[In Persian].
SaeedAbadi, R, Abkharabat, S, Najafi, M. S. (2015), An analysis of polar jest stream (PJS) location associated with low-level moisture flux and heavy rainfalls in the west of Iran, Journal of Environmental Studies, 4, pp.783-798 [In Persian].
Azizi, G. Safarrad, T., (2013), Analysis of jet stream's traits in phases of ENSO, Research of Climatology, 9: 69-82 [In Persian].
Alijani, B. (2006), Synoptic climatology. Tehran, Samt, 255p. [In Persian].
Alijani, B. Kaviani, M.R. (2000), Principle of climatology. Tehran, Samt, 592p. [In Persian].
Qayoor, H.A, Khosravi, M. (2001), Impact of ELNino/ southern oscillation(ENSO) on the summer and autumnal precipitation anomalies in the southeast of Iran. Journal of geographical research. 62, pp.141-174.[In Persian].
Farajzadeh. M., Khorani, A., Lashkari, H. (2008), The relation between jet stream location and cyclones over western Iran. Journal of human sciences modares, 53, pp.239-256. [In Persian]
Masoodian, S.A. (2011), Mid-latitude atmospheric dynamics. Samt & Isfahan Univ, 426p.[In Persian].
Masoodian, S. A., Mohammadi, B. (2011), Analysis of jet stream frequencies associated with super heavy rainfalls of Iran. Iran-Water Resources Research, 2, pp.80- 91.[In Persian]

References (in English)

Dayan.U; Abramski. R. (1983), Heavy rain in the middle east related to unusual jet stream properties. Bulletin American Meteorological Society.10, 138-1140.
Degrimrndzic. J, Wibig. J. ,(2007), Jet stream patterns over Europe in the period 1950-2001 classification and basic statistical properties. Theoretical and Applied Climatology, 3-4, 149-167.
Eltantawy. A.I., (1960), Jet stream clouds in the middle east. Pure and Applied Geophysics, 1,352-359.
Endlich, R.M., Solot, S.B. Thur, H.A., (1955), The mean vertical structure of the jet stream, Tellus, 3, 308-313.
Geer, I.W.,(1996), Glossary of weather and climate, American Meteorological Society, Boston, 272p.
Grover, E.k, Sousounis, P. J.,(2002), The influence of large-scale flow on fall precipitation system in the Great Lakes Basin. Journal of Climate, 15, 1943-1956.
Herron. T. J., Tolstoy. I., (1968), Tracking jet stream winds from ground level pressure signals, Journal of the Atmospheric Sciences, 26, 266-269.
Jhonson. D. H, Danials. S.M., (2006), Rainfall in relation to the jet stream, Journal of the Royal Meteorological, 344, 212-217.
Kidston, J.A.S., Taschetto, D.W.J., Thompson, M. H., England,M., (2011), The influence of southern hemisphere sea-ice extent on the latitude of the mid-latitude jet stream. Geophysical Research Letters, 38, 1-5.
Newton, Ch. W. Persson, A.V., (1962), Structural characteristics of the subtropical jet stream and certain lower-stratospheric wind systems, Tellus, 2, 221-241.
Prezerakos, N.G. Flocas, H. A., Brikas, D., (2006), The Role of the Interaction between Polar and Subtropical Jet in a Case of Depression Rejuvenation over the Eastern Mediterranean, Meteorol. Atmos. Phys, 92, 139-151.
Riehl, H . Capt, F.A ., Berry, U.S., Maynard. N., (1954), Exploration of the jet stream by aircraft during the winter of 1952-1953. Journal of meteorology, 12, 26-35.
Riehl, H. Alaka, A. Jordan, C.L. Renard, R.J., (1954), The Jet Stream, Meteorological Monographs, American Meteorological Society.
Rossby, C.G., (1947), On general circulation of the atmosphere in the middle latitude, Bulletin of American meteorological society, 28, 255-279.
Strong. C., and Davis. R.E., (2007), Variability in the position and strength of winter jet stream cores related to northern hemisphere teleconnections. Journal of Climate, 21, 584-592.
Weinert. R. A., (1968), Statistics of the subtropical jet stream over the Australian, Central Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Manuscript received November 1998.
Woolings, T., Hannachi, A., Hoskins, B., (2009), Variability of the North Atlantic eddy-driven Jet Stream, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Published online in Wiley InterScience.
Vasantha, B. Ratnam, M.V. Mohan, K. Kamala, S. Rao, D.N., (2002), Characteristics of tropical easterly jet over Gadanki: Comparison with radiosonde and rawinsonde. Indian journal of radio and space physics, 31, 130-139.