

فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره اول، بهار ۱۳۹۳، شماره پیاپی ۱۱۲

A. H. Halabian
F. Hosseinalipour jazi

امیرحسین حلییان، استادیار گروه علمی جغرافیا، دانشگاه پیام نور

فرشته حسینی پورجری، کارشناس ارشد اقلیم شناسی، مدرس مدعو دانشگاه پیام نور باغباندران

E-mail: halabian_a@yahoo.com

صص: ۲۲۰-۲۰۵

شماره مقاله: ۹۴۸

پذیرش: ۹۲/۹/۳

وصول: ۹۱/۱۱/۵

تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر

چکیده

در این پژوهش به تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی پرداخته شده است. در این راستا، از پایگاه داده بارش روزانه منطقه، مطالعاتی شامل ۳۳ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی طی ۱۵۹۹۲ روز (از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱)، ۱۰۹ روز از شدیدترین و فراگیرترین بارش‌های منطقه بر اساس شاخص پایه صدک ۹۹ام، برای بررسی و تحلیل‌گزینش شد. فراوانی رودبادهای موقعیت آنها در محدوده وسیعی از صفر تا ۱۲۰ درجه شرقی و صفر تا ۸۰ درجه شمالی در چهار تراز ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال طی چهار دیده‌بانی همدید در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گزینویچ بررسی گردید. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که رودبادهای از نظر زمانی به جز در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال که در ساعت ۰۶:۰۰ فراوانی بالایی را نشان می‌دهند؛ در ترازهای ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال عمدتاً در ساعت ۱۸:۰۰ بر روی منطقه مطالعاتی نمودی آشکار دارند. در عین حال، نقشه‌های میانگین سرعت رودبادهای در این ساعت‌ها که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادهای و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادهای در پهنه مطالعاتی است؛ بیانگر قرارگیری ربع چهارم هسته رودباد (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی کرانه‌های غربی خزر است. این موضوع می‌تواند به انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بینجامد. به طور کلی، کشیدگی رودباد تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در اغلب موارد در ساعت ۱۸:۰۰ نشان از ضخامت لایه ناپایدار دارد که می‌تواند بارش‌های حدی و فراگیر را روی کرانه‌های غربی خزر ایجاد نماید.

واژه‌های کلیدی: تحلیل فراوانی، ناپایداری، رودباد، بارش‌های حدی، همگرایی، واگرایی، کرانه‌های غربی خزر.

مقدمه

در همه نقشه‌های هوا، بدون استثنا، کمربندها یا نوارهای باد با سرعت زیاد دیده می‌شوند که تا مسافت‌هایی بسیار طولانی کشیده شده‌اند. بنا به تعریف سازمان هواشناسی جهانی، هرگاه سرعت این نوارهای سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه باشد، جریان رودباد به وجود می‌آید (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۹: ۲۹۱). این در حالی است که بنا به تعریف آمده در فرهنگ واژگان هوا و اقلیم به بادهای افقی بسیار شدید با سرعت بیش از ۵۰ گره یا حدود ۲۶ متر بر ثانیه که در بالاتر از

بادهای سیاره ای می‌وزند، رودباد اطلاق می‌شود (گیر^۱، ۱۹۶۱). در واقع، رودبادها، هسته‌هایی از سرعت هستند که در بستر امواج کوتاه و بلند حرکت می‌کنند و همانند آنها دارای مناطق همگرایی و واگرایی هستند (علیجانی، ۱۳۸۱، ۸۲). سرعت هسته‌های رودباد نیز 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 حاشیه استوایی بادهای غربی و دیگری بر روی جبهه قطبی منطقه برون حاره بیش از نواحی دیگر حرکت می‌کنند؛ در نتیجه، دو بستر نسبتاً متمایز را به وجود می‌آورند که رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره‌ای نامیده می‌شوند (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۹: ۲۹۱). رودباد جبهه قطبی در عرض‌های میانه و بالا در محل جبهه قطبی و در ارتفاع ۹ تا ۱۲ کیلومتری و رودباد جنب حاره در فاصله مداری ۲۰ تا ۳۰ درجه در ارتفاع ۱۲ تا ۱۴ کیلومتری حلقه‌های ناپیوسته‌ای را به دور کره زمین تشکیل می‌دهند (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۳۷). 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.

خوشبختانه، ادبیات اقلیم‌شناسی در باب نقش و اهمیت رودبادها در توزیع مکانی و شدت بارش غنی است. در این ارتباط، التانای^۲ (۱۹۶۰) ضمن بررسی نقش رودباد جنب حاره در شکل‌گیری ابرهای تراز بالا در منطقه خاورمیانه به این نتیجه رسید که ارتباط آشکار و معنی‌داری میان موقعیت رودباد جنب حاره و شکل‌گیری ابرها در این گستره جغرافیایی وجود دارد. هرون^۳ و تولستوی^۴ (۱۹۶۸) در پژوهشی با عنوان «مسیریابی رودبادها با استفاده از سیگنال‌های فشار سطح زمین» متوجه همبستگی میان فشارهای ثبت شده با جهت و سرعت باد در رودبادها شدند. وینرت^۵ (۱۹۶۸) نیز با مطالعه آماره‌های رودباد جنب حاره بر روی استرالیا آشکار ساخت که موقعیت رودباد مزبور در میانگین درازمدت، بین مدارهای ۲۶ تا ۳۲ درجه جنوبی بوده است. دایان^۶ و آبرامسکی^۷ (۱۹۸۳) نیز رخداد بارش‌های سنگین منطقه خاورمیانه را حاصل موقعیت غیرمتعارف رودبادها و انحنا و واچرخندی رودباد تلقی کردند. جانسون^۸ و دانیل^۹ (۲۰۰۶) در پژوهشی با عنوان «بارش‌های مرتبط با رودبادها» به این نتیجه رسیدند که توزیع میانگین بارش در چهار ایستگاه انگلستان، متأثر از رودبادهاست و تاوایی در قسمت ورودی و واتاوایی در قسمت خروجی رودباد، دریافت متفاوت بارش را به همراه خواهد داشت. پریراکوس^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۶) با بررسی رابطه میان رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره در چرخندزایی شرق مدیترانه به این نتیجه رسیدند که هرگاه رودباد جبهه قطبی نسبت به موقعیت معمولی فصلی خود به طرف جنوب کشیده شود و با رودباد جنب حاره که نسبت به موقعیت معمولی خود به طرف شمال گسترش یافته است در هم آمیزد؛ فرایند چرخندزایی تشدید می‌گردد. آنان با بررسی چرخندهای ۱۵ مارس ۱۹۹۸ ناحیه قبرس به این نتیجه رسیدند که مجاورت رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره با یک افزایش ناپایداری

1 - Geer
2 - Eltantawy
3 - Herron
4 - Tolstoy
5 - Weinert
6 - Dayan
7 - Abramski
8 - Jhonson
9 - Danials
10 - Prezerakos

هیدرودینامیکی همراه است و این موضوع نقش مهمی در فرایند چرخندزایی این ناحیه دارد. دگرمنزیک^{۱۱} و ویسیگ^{۱۲} (۲۰۰۷) نسبت به طبقه‌بندی 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 شناسایی شده 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^{۱۳} و دیویس^{۱۴} (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 رودبادهای ارتباط آشکاری با شاخص نوسان اطللس شمالی دارد. فرج زاده و همکاران (۲۰۰۸) ارتباط بین موقعیت رودبادهای چرخندهای غرب ایران را در دوره 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. ولینگر^{۱۵} و همکاران (۲۰۰۹) با بررسی تغییرپذیری جو در بخش شمالی اطللس در ارتباط با تغییرات پیچانه‌ای به این نتیجه رسیدند که شاخص‌های نوسان اطللس شمالی و شرقی اطللس تغییرات رودبادهای را در ارتباط با عرض جغرافیایی و سرعت آنها تبیین می‌کنند. در عین حال، آنان معتقدند که بررسی تغییرات شاخص‌های مزبور برای تحلیل فضایی رودبادهای و سرعت آنها ضروری است.

جیاکان یان^{۱۶} و همکاران (۲۰۱۱) ارتباط بین رودباد اطللس شمالی و فرارفت حاره‌ای روی هند و اقیانوس آرام غربی را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که در مقیاس زمانی دهه‌ای افزایش عمده‌ای در فراوانی رخداد بارش طی سال‌های ۱۹۵۸ تا ۱۹۷۹ و ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۱ بر روی اقیانوس هند تا اقیانوس آرام غربی بروز کرده است. اندرو هول^{۱۷} و همکاران (۲۰۱۲) الگوی اصلی بارش‌های اقیانوس هند را طی دوره سرد سال (از نوامبر تا آوریل ۲۰۰۸-۱۹۷۹) در دو مقیاس زمانی فصلی و سالانه با بهره‌گیری از تحلیل توابع متعامد تجربی و شاخص پیوند از دور بررسی کرده و به این نتیجه رسیدند که الگوی بارش در مقیاس زمانی سالانه با نوسان مادن جولیان و در مقیاس زمانی فصلی با نوسان جنوبی-ال نینو مرتبط است. در بخش منابع داخلی نیز خوشحال (۱۳۷۶) ضمن تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک-اقلیمی برای بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر نشان می‌دهد که برخلاف آنچه قبلاً تصور می‌شد، اولاً ریزش این باران‌ها بر اثر فرارفت هوای سرد از سبیری به روی این دریا انجام نمی‌گیرد و ثانیاً مقدار ریزش باران در دامنه‌های شمالی البرز با ارتفاع کاهش نیافته، بلکه افزایش می‌یابد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که این باران‌ها بر اثر ورود جبهه‌های تقویت شده نسیم دریا توسط سیستم‌های سینوپتیک به ساحل ریزش می‌نماید. خسروی (۱۳۸۱) به مطالعه پدیده انسو و تغییرپذیری اقلیم جنوب شرقی ایران پرداخته است. در این مطالعه، مسیر رودبادهای جنب حاره‌ای و جبهه قطبی بر روی نقشه‌های سرعت و جهت ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال تعیین و ترسیم شده است. بر این اساس، با توجه به مقایسه بین فازها، تغییرپذیری معنی‌دار در مسیر و شدت این رودبادهای در فازهای گرم، به تقویت انتقال

11 - Degrimrindzic

12 - Wibig

13- Strong

14 - Davis

15 - Woolings

16 - Jiacan Yuan

17 - Andrew Hoell

رطوبت، ناپایداری و بارش بر روی منطقه منجر می‌گردد. فرج زاده و همکاران (۱۳۸۴) ضمن تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه های بارشی غرب کشور، به این نتیجه رسیدند که هسته های سرعت در روزهای آغاز و حداکثر بارش در دو قسمت متمرکز شده اند. منطقه مطالعاتی در حالت اول و در مورد هسته اطراف دریای سرخ در قسمت خروجی هوای سرد (ناحیه چپ خروجی یا ربع دوم) هسته قرار گرفته و در مورد هسته مستقر در جنوب غربی دریای خزر در ناحیه ورودی هوای گرم (ناحیه راست و رودی یا ربع چهارم) قرار گرفته است. مفیدی و همکاران (۱۳۸۶) در پژوهشی نسبت به تعیین الگوهای همدیدی بارش های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی خزر، اقدام کردند. یافته ها نشان داد که بارش های شدید و حدی سواحل جنوبی خزر در سه الگوی همدیدی اصلی جا می‌گیرد. نیمه جنوبی خزر عمدتاً تحت تأثیر گردش و اچرخندی دارای تاوایی منفی است، اما بارش حاصله، ناشی از همگرایی جریان های چرخندی و اچرخندی روی دریاست. مسعودیان و محمدی (۱۳۹۰) به تحلیل رودبادهای مرتبط با رخداد بارش های ابرسنگین ایران پرداخته اند. نتیجه بررسی آنها نشان می‌دهد که هرچند رودبادهای در خلیج فارس و در جنوب غرب ایران دارای فراوانی قابل ملاحظه ای هستند؛ اما بخش های شمالی عربستان محل اصلی استقرار و تمرکز رودبادهای در زمان رخداد بارش های ابرسنگین و فراگیر ایران بوده است.

از آن جایی که الگوی پراکنش جغرافیایی بارش و شدت آن در مقیاس سیاره ای، علاوه بر الگوهای سامانه ای فشار، محل استقرار کمربند همگرایی حاره ای، جریان های اقیانوسی متأثر از آرایش رودبادهای، موقعیت و گسترش آنها نیز هست، در این نوشتار کوشش شده است با بررسی فراوانی رودبادهای مؤثر در رخداد بارش های حدی و فراگیر کرانه های غربی خزر، فرایندی از عوامل مؤثر در رخداد این بارش ها شناسایی گردد تا زمینه برای استفاده بهینه از این بارش ها در قلمرو مطالعاتی مهیا گردد. به بیان دیگر، تعیین موقعیت و فراوانی رودبادهای و نیز میانگین سرعت آنها در هنگام رخداد بارش های حدی و فراگیر کرانه های غربی خزر هدف این مقاله بوده است.

داده ها و روش پژوهش

اساساً در هر مطالعه همدید نیاز به دو پایگاه داده، یکی پایگاه داده رویداد محیطی (سطحی) و دیگری پایگاه داده جوی که چگونگی جریان های جوی را مشخص می نمایند، ضرورت می یابد. بر این اساس، پایگاه داده های 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 مطالعه آنها را دارد)، از دو گروه متغیر تشکیل گردید. ابتدا داده های بارش روزانه ۳۳ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران سنجی کرانه های غربی خزر از تاریخ ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ به عنوان پایگاه داده رویداد محیطی تهیه و انتخاب گردید. دومین گروه از متغیرها مشتمل بر داده های مؤلفه بادمداری و مؤلفه باد نصف النهاری بود که به منظور ترسیم رودبادهای در ترازهای ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از آنها بهره گرفته شد. متغیرهای گروه اول از سازمان هواشناسی کشور و گروه دوم متغیرها از تارنمای www.cdc.noaa.gov به صورت دیده بان های شش ساعته (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ به وقت گرینویچ) اخذ و تهیه گردید.

با توجه به پایگاه داده رویداد محیطی، بارش روزانه کرانه های غربی خزر در ۱۵۹۹۲ روز با بهره گیری از روش

کریجینگ^{۱۸} میان‌یابی شد. بدین منظور، به هنگام میان‌یابی بارش هر روز، پهنه مورد مطالعه به ۴۸ یاخته به اندازه ۱۴×۱۴ کیلومتر تبدیل شد که حاصل آن تشکیل آرایه‌ای از پایگاه داده بارش روزانه کرانه‌های غربی خزر به ابعاد ۱۵۹۹۲×۴۸ بود. سپس برای هر روز، بیشینه (رابطه ۱) و درصد پهنه زیر بارش (رابطه ۲) محاسبه و در انتها پایگاه داده مزبور بر حسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها از بزرگ به کوچک مرتب گردید.

$$\text{Max}_{p_j} = \max(p_{i,j}) = \text{بیشینه بارش هرروز}$$

رابطه ۱)

i=۱ تا ۴۸ یاخته مکانی

j=۱۵۹۹۲ روز بارش.

رابطه ۲)

تعداد یاخته‌هایی که در روز مورد نظر بارش

بیش از ۰/۱ میلیمتر داشتند

$$\text{درصد پهنه زیر بارش} = \frac{\text{تعداد کل یاخته‌های حاصل از میان‌یابی (۴۸ یاخته)}}{\text{تعداد یاخته‌هایی که در روز مورد نظر بارش بیش از ۰/۱ میلیمتر داشتند}} \times ۱۰۰$$

منطقه در هر روز

به منظور بررسی بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر، از میان شاخص‌هایی که غالباً توسط پژوهشگران برای تعیین بارش‌های حدی استفاده شده (۱- شاخص آستانه مطلق یا آستانه اختیاری؛ ۲- شاخص مساحت منحنی هم بارش خاص؛ ۳- شاخص آستانه درصدی و ۴- شاخص پایه صدک) از شاخص پایه صدک که هم‌اکنون رایجترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های حدی محسوب می‌شود (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۳ و ۱۳۴) استفاده گردید. این روش عمدتاً برای تعیین تعداد روزهای دارای بارش شدید، خیلی شدید و حدی بر مبنای آستانه صدک خاص استفاده می‌شود (پترسن^{۱۹} و همکاران، ۲۰۰۱، الکساندر^{۲۰} و همکاران، ۲۰۰۶). بر اساس توافق بین المللی، از تعداد کل روزهای بارشی، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ ام و ۹۹ ام به ترتیب به عنوان روزهای دارای بارش شدید و بارش حدی تلقی می‌شوند (نیکولز^{۲۱} و همکاران، ۲۰۰۰، پترسن و همکاران، ۲۰۰۱، زانگ^{۲۲} و همکاران، ۲۰۰۵، الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶). بر این اساس، از تعداد کل روزهای بارشی در کرانه‌های غربی خزر، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۹ ام به عنوان روزهای دارای بارش حدی در نظر گرفته شد. بدین ترتیب، روزهایی به عنوان نمونه انتخاب شدند که بیشینه بارش آنها برابر یا بیش از ۹۶/۲۸ میلیمتر بود. به عبارت دیگر ۱۰۹ روز از بارش‌های پایگاه داده مورد بحث که بر حسب شدیدترین و سپس فراگیرترین بارش‌ها مرتب شده بود (جدول ۱)، به عنوان نمونه مورد مطالعه در این پژوهش انتخاب گردید.

18 - Kriging

19 - Peterson

20 - Alexander

21 - Nicholls

22 - Zhang

نقش رودباد در ایجاد ناپایداری

هسته‌های رودباد در بستر موج‌های کوتاه و بلند حرکت می‌کنند. بر اساس شکل ۱ 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، هسته سرعت به چهار بخش تقسیم می‌شود: بخش‌های ورودی راست و خروجی چپ و اگرایی و بخش‌های ورودی چپ و خروجی راست همگرایی دارند (شکل ۱). ربع‌های دوم و چهارم با افزایش تاوایی مثبت و همچنین، واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراهند؛ در حالی که برعکس ربع‌های اول و سوم با افزایش تاوایی منفی و همچنین، همگرایی سطوح فوقانی و واگرایی سطوح پایین جو همراهند. 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 به دنبال داشته باشد.

اساساً شیو سرعت باد در ترازهای بالا نسبت به ترازهای پایین جو شدیدتر است. این شیو تابعی از دمای جو است. اگر به علت برقراری وزش افقی، بزرگی کمیته چون ∇T (شیو دما) افزایش یابد، به دنبال آن چینش باد و تندی باد در هسته رودباد نیز افزایش خواهند یافت. تقویت رودباد موجب افزایش تاوایی می‌شود، افزایش تاوایی موجب افزایش واگرایی در شاره می‌شود و با افزایش واگرایی حرکات قائم نیز افزایش می‌یابد.

جدول (۱) نمایی کلی از پایگاه داده بارش در کرانه‌های غربی خزر

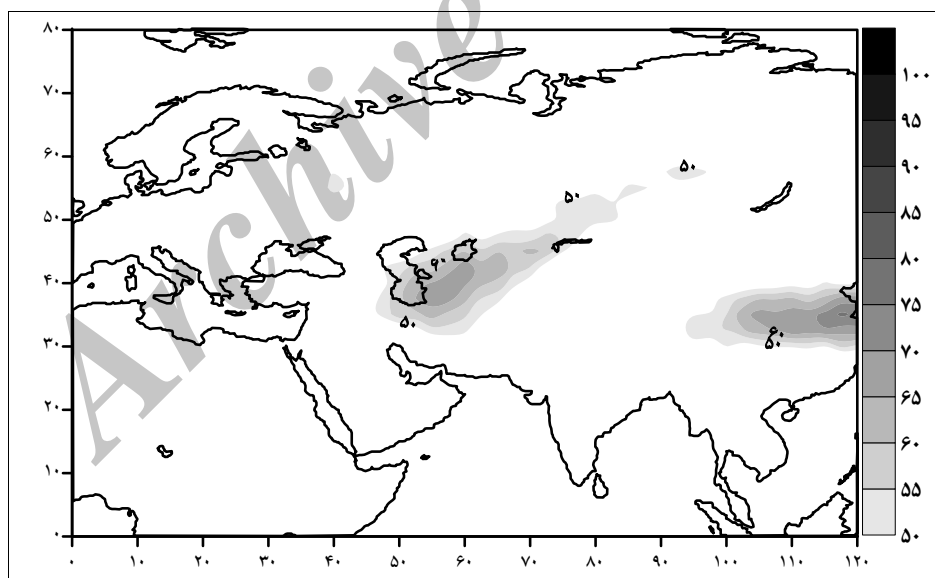
| سال | ماه | روز | بیشینه بارش | طول مسطحاتی بیشینه بارش | عرض مسطحاتی بیشینه بارش | میانگین بارش | انحراف بارش از میانگین | درصد پهنه زیر بارش |
|------|-----|-----|-------------|-------------------------|-------------------------|--------------|------------------------|--------------------|
| ۱۳۴۱ | ۶ | ۲۶ | ۲۹۸,۹۱۲۸ | ۴۵۸۸۲۴۳ | ۳۱۵۰۶۰۰۰ | ۱۰۵,۹۳۴۸ | ۱۰۰,۷۱۳۱ | ۱۰۰ |
| ۱۳۶۹ | ۷ | ۲۲ | ۲۷۲,۳۳۸۱ | ۴۷۰۰۲۳۱ | ۳۱۴۳۵۷۶۰ | ۵۹,۳۸۹۳۲ | ۴۸,۹۷۲۹۹ | ۱۰۰ |
| ۱۳۷۷ | ۷ | ۱۵ | ۱۹۴,۴۷۹۱ | ۴۷۱۴۲۲۹ | ۳۱۴۲۱۷۱۲ | ۵۲,۳۱۸۱۶ | ۴۴,۳۵۰۱۱ | ۹۵,۸۳ |
| ۱۳۵۴ | ۷ | ۲۲ | ۱۹۳,۸۹۷۴ | ۴۵۸۸۲۴۳ | ۳۱۵۰۶۰۰۰ | ۶۶,۹۱۵۸۵ | ۵۶,۴۹۹۵۲ | ۱۰۰ |
| ۱۳۵۶ | ۷ | ۳۰ | ۱۸۲,۷۹۶۴ | ۴۵۸۸۲۴۳ | ۳۱۵۰۶۰۰۰ | ۵۴,۰۰۰۷۶ | ۴۵,۱۰۰۲۴ | ۱۰۰ |
| ۱۳۸۳ | ۷ | ۲۳ | ۱۸۱,۱۶۱۱ | ۴۷۰۰۲۳۱ | ۳۱۴۳۵۷۶۰ | ۶۷,۵۴۸۰۷ | ۵۷,۴۵۰۶۷ | ۱۰۰ |
| ۱۳۷۴ | ۷ | ۲۵ | ۱۸۰,۶۲۴۷ | ۴۷۰۰۲۳۱ | ۳۱۴۳۵۷۶۰ | ۳۳,۷۰۵۵ | ۲۷,۸۰۷۴۸ | ۹۵,۸۳ |
| ۱۳۴۱ | ۸ | ۱۸ | ۱۸۰,۳۲۸۹ | ۴۷۰۰۲۳۱ | ۳۱۴۳۵۷۶۰ | ۴۷,۹۴۰۳۳ | ۴۱,۵۸۰۱ | ۱۰۰ |
| ۱۳۷۳ | ۷ | ۲۷ | ۱۷۸,۹۰۸۶ | ۴۷۵۶۲۲۴ | ۳۱۴۰۷۶۶۴ | ۳۰,۱۵۶۳۴ | ۲۴,۷۸۶۲۷ | ۶۶,۶۶۷ |
| . | . | . | . | . | . | . | . | . |
| . | . | . | . | . | . | . | . | . |
| . | . | . | . | . | . | . | . | . |
| ۱۳۴۷ | ۸ | ۵ | ۱۴۱,۲۱۵۹ | ۴۷۰۰۲۳۱ | ۳۱۴۳۵۷۶۰ | ۳۶,۸۱۷۲۵ | ۳۱,۶۹۸۲۲ | ۹۷,۹۲ |
| ۱۳۷۹ | ۷ | ۳ | ۱۴۰,۳۲۶۶ | ۴۵۴۶۲۴۸ | ۳۱۶۰۴۳۳۶ | ۱۵,۶۳۷۱۷ | ۱۱,۵۸۵۷۹ | ۹۳,۷۵ |
| ۱۳۷۵ | ۶ | ۲۹ | ۱۴۰,۰۳۵۸ | ۴۷۷۰۲۲۳ | ۳۱۴۰۷۶۶۴ | ۳۱,۲۸۵۳۱ | ۲۲,۳۸۵۶۳ | ۱۰۰ |
| . | . | . | . | . | . | . | . | . |
| . | . | . | . | . | . | . | . | . |
| . | . | . | . | . | . | . | . | . |
| ۱۳۷۷ | ۷ | ۳۰ | ۹۶,۸۵۲۲ | ۴۷۱۴۲۲۹ | ۳۱۴۲۱۷۱۲ | ۸,۸۸۰۱۳۷ | -۰,۰۲۰۲۱ | ۶۰,۴۲ |
| ۱۳۶۵ | ۹ | ۱۷ | ۹۶,۴۲۱۳۶ | ۴۷۱۴۲۲۹ | ۳۱۴۲۱۷۱۲ | ۱۳,۱۵۱۴۵ | ۹,۴۹۲۸۳۲ | ۷۹,۱۶۷ |
| ۱۳۴۹ | ۹ | ۱۷ | ۹۶,۳۸۴۲۵ | ۴۷۰۰۲۳۱ | ۳۱۴۳۵۷۶۰ | ۳۷,۰۷۸۲۱ | ۳۳,۴۱۹۶ | ۱۰۰ |
| . | . | . | . | . | . | . | . | . |
| . | . | . | . | . | . | . | . | . |
| . | . | . | . | . | . | . | . | . |
| ۱۳۴۰ | ۲ | ۳ | ۰,۵۰۷۳۱۱ | ۴۵۸۸۲۴۳ | ۳۱۵۰۶۰۰۰ | ۰,۱۳۲۰۴۷ | ۳,۳۷۵۵۷ | ۴۵,۸۳۳۳۳ |
| ۱۳۸۲ | ۱۰ | ۳ | ۰,۴۹۸۴۸۹ | ۴۵۴۶۲۴۸ | ۳۱۵۲۰۰۴۸ | ۰,۱۰۵۸۹۲ | ۲,۹۳۶۱۸۵ | ۳۷,۵ |
| ۱۳۸۱ | ۴ | ۲۰ | ۰,۴۴۴۱۵۷ | ۴۵۴۶۲۴۸ | ۳۱۵۹۰۲۸۸ | ۰,۱۰۰۳۲۵ | ۲,۷۰۴۵۳۲ | ۴۱,۶۶۶۶۷ |

در منطقه ورودی رودباد که $\partial U_g / \partial x > 0$ و در نتیجه $Q_{gST} > 0$ است، یک گردش گرمایی عادی شکل می‌گیرد، ولی در منطقه خروجی رودباد که $\partial U_g / \partial x < 0$ و در نتیجه $Q_{gST} < 0$ است، یک گردش گرمایی غیر عادی شکل می‌گیرد. DVM نماینده حرکات قائم نزولی و UVM نماینده حرکات قائم صعودی است (مارتین، ۲۰۰۶، برگردان از: مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲۶۹) (شکل ۲).

منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد است، ارائه شده است. علاوه بر این، در این نوشتار به منظور بررسی و تحلیل بیشتر رودبادهای از نقشه‌های میانگین سرعت رودباد در زمان رخداد بیشینه فراوانی رودباد نیز بهره گرفته شد. در این زمینه نیز پس از بررسی میانگین سرعت رودبادهای در ساعات همدید تنها وضعیت رودبادهای در ساعات رخداد بیشینه فراوانی آنها ارائه گردیده است.

۱. تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

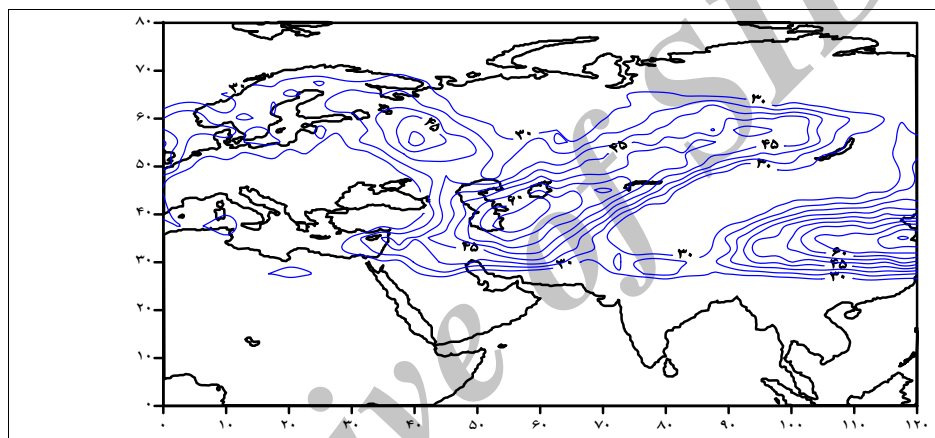
نقشه‌های ترسیمی فراوانی رودباد در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی ساعات‌های همدید ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادهای از شمال دریاچه بالخاش تا غرب دریای خزر مشاهده می‌شود. به عبارتی، پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. به سبب توزیع فضایی همگن و موقعیت همانند رخداد رودبادهای این تراز جوی در ساعات فوق‌تنها وضعیت رودبادهای در ساعت ۰۶:۰۰ که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد نیز هست، ارائه شده است (شکل ۳). همان‌گونه که این شکل نشان می‌دهد، در ساعت ۰۶:۰۰ محدوده زیر سیطره رودباد گسترش یافته، تقریباً تا مرکز ایران در بیش از ۵۰ درصد موارد، رودباد حضوری نمادین دارد. رخداد بیشینه فراوانی رودباد مربوط به همین ساعت است که با میزان بیش از ۶۵٪ منطبق بر پهنه‌های شرقی دریای خزر است. در این ساعات فراوانی رودبادهای در کرانه‌های غربی خزر بیش از ۵۵ درصد بوده است.



شکل ۳) فراوانی رودبادهای در ساعت ۰۶:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

بررسی میانگین سرعت رودبادهای در ساعات‌های همدید در این تراز جوی نیز حاکی از استقرار هسته‌های سرعت در طی ساعات‌های مصادف با رخداد مقادیر بیشینه فراوانی رودباد (۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰) بر روی پهنه مطالعاتی بود. بر این اساس، میانگین سرعت رودبادهای در این سه دیده‌بانی بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بوده است. در این میان، بیشینه سرعت مربوط

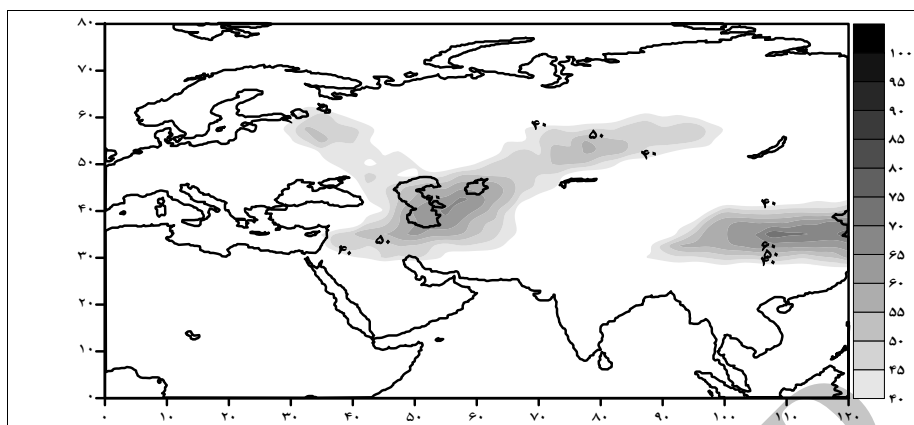
به دیده بانی ساعت ۰۶:۰۰ است که مرکز آن با سرعت ۶۵ متر بر ثانیه بر روی پهنه آبی خزر واقع شده است. در عین حال، میانگین سرعت رودباد بر روی کرانه های غربی خزر بیش از ۵۵ متر بر ثانیه در ساعت مزبور بوده است (شکل ۴). نقشه های میانگین سرعت رودباد برای ساعت های فوق؛ به ویژه ساعت ۰۶:۰۰ که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادها و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادها در پهنه مطالعاتی است؛ بیانگر این بود که ربع چهارم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی کرانه های غربی خزر قرار گرفته است. این امر می تواند به انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بینجامد. به نظر می رسد؛ این موضوع می تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد بارش های حدی در قلمرو جغرافیایی مورد بحث مهیا سازد.



شکل ۴) میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۰۶:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

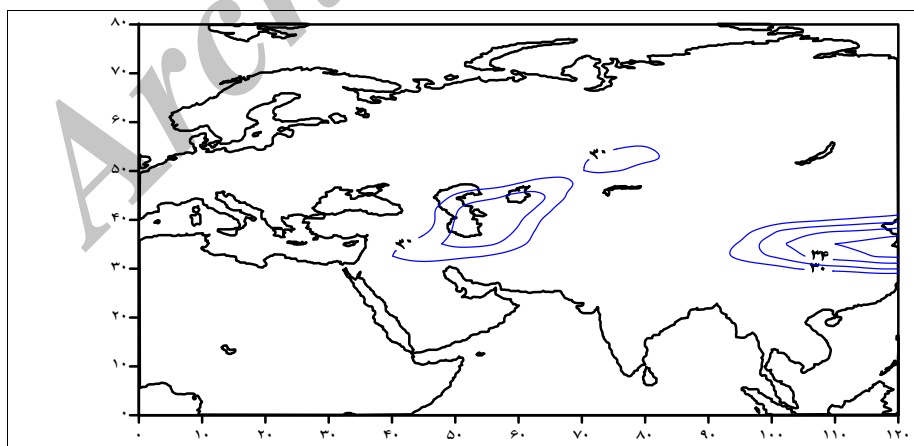
۲. تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

تحلیل فراوانی رودبادها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی ساعت های چهارگانه همدید بیشترین فراوانی رودبادها گستره ای از شمال غربی دریاچه ی بایکال تا دریای خزر و سرانجام تا شرق مدیترانه را در بر می گیرد. به عبارتی، پهنه های واقع در این محدوده در بیش از ۴۰ درصد موارد محل شکل گیری و استقرار رودباد بوده است. به سبب موقعیت مشابه رخداد رودبادهای این تراز جوی در ساعات فوق تنها وضعیت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد نیز هست، نمایش داده شده است (شکل ۵). همان گونه که از این شکل بر می آید، در ساعت ۱۸:۰۰ محدوده زیر نفوذ رودباد گسترش چشمگیری یافته و رودبادها ضمن دربرگیری گستره وسیعی از ایران؛ به ویژه نیمه شمالی و غربی کشور سرانجام تا شرق مدیترانه نمودی کاملا آشکار دارند. رخداد بیشینه فراوانی رودباد مربوط به همین ساعت است که با میزان بیش از ۶۵٪ منطبق بر پهنه های شرقی دریای خزر همانند تراز جوی ۲۵۰ هکتوپاسکال است. در این ساعت فراوانی رودبادها در کرانه های غربی خزر نیز بیش از ۵۵ درصد بوده است.



شکل ۵) فراوانی رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

تحلیل میانگین سرعت رودبادهای در ساعت‌های همدید در این تراز جوی نیز نشان داد که میانگین سرعت رودبادهای بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بوده است. در این میان، بیشینه سرعت در قلمرو مورد بحث مربوط به دیده بان ساعت ۱۸:۰۰ است که هسته مرکزی آن با سرعت ۳۲ متر بر ثانیه بر روی نیمه جنوبی توده آبی خزر که پهنه مطالعاتی را نیز در برمی‌گیرد، واقع شده است (شکل ۶). نقشه میانگین سرعت رودباد برای ساعت فوق که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودبادهای و مصادف با رخداد بیشینه سرعت آنها در کرانه‌های غربی خزر است؛ بیانگر این است که ربع چهارم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایینی جو همراه است) بر روی کرانه‌های غربی خزر واقع شده است. این امر می‌تواند انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی را به دنبال داشته باشد. به نظر می‌رسد؛ این موضوع می‌تواند بستر لازم برای وقوع ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های حدی در قلمرو جغرافیایی مورد بحث را آماده نماید.



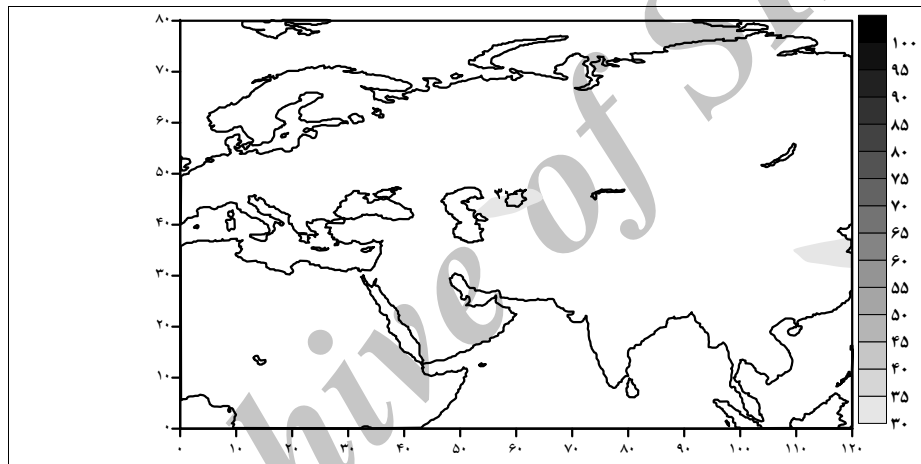
شکل ۶) میانگین سرعت رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

۳. تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

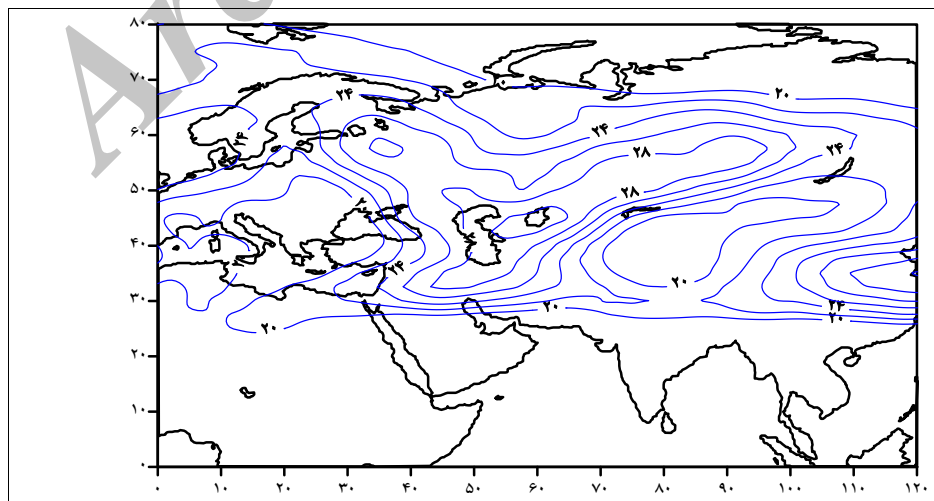
بررسی فراوانی رودبادهای در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که گستره رودبادهای در ساعت‌های چهارگانه همدید نسبت به تراز بالاتر کاهش چشمگیری یافته است. منطقه تمرکز رخداد رودبادهای در این تراز جوی و در سه دیده‌بانی

۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ مابین دریاچه های آرال و بالخاش و بر اساس نقشه فراوانی ساعت ۱۸:۰۰ بین دریای خزر و دریاچه آرال با فراوانی ۳۰ درصد بوده است (شکل ۷). آنچه مسلم است، این که با کاهش ارتفاع از قلمرو گسترش رودبادهای و تأثیر آنها کاسته شده است. مقایسه نقشه های فراوانی رودبادهای ساعت ۱۸:۰۰ در دو تراز ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال این موضوع را بهتر تبیین می کند.

نقشه های میانگین سرعت رودباد در این تراز نیز مؤید کاهش میانگین سرعت رودباد در این تراز نسبت به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال است. به عبارت دیگر، تنها در ساعت ۱۸:۰۰ میانگین سرعت بر روی محدوده مطالعاتی به نزدیک ۳۰ متر بر ثانیه؛ یعنی سرعت رودباد رسیده است (شکل ۸). در این شرایط نیز کرانه های غربی خزر در زیر ربع چهارم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین، واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) واقع شده است. بدین ترتیب، به نظر می رسد رخداد بارش های حدی در کرانه های غربی خزر می تواند حاصل مهیایی شرایط ناپایداری ناشی از حرکات قائم صعودی قلمداد شود.



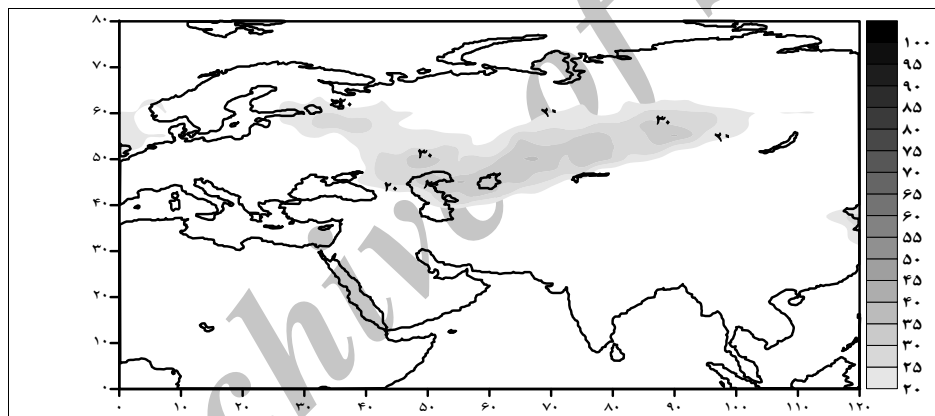
شکل ۷) فراوانی رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۸) میانگین سرعت رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

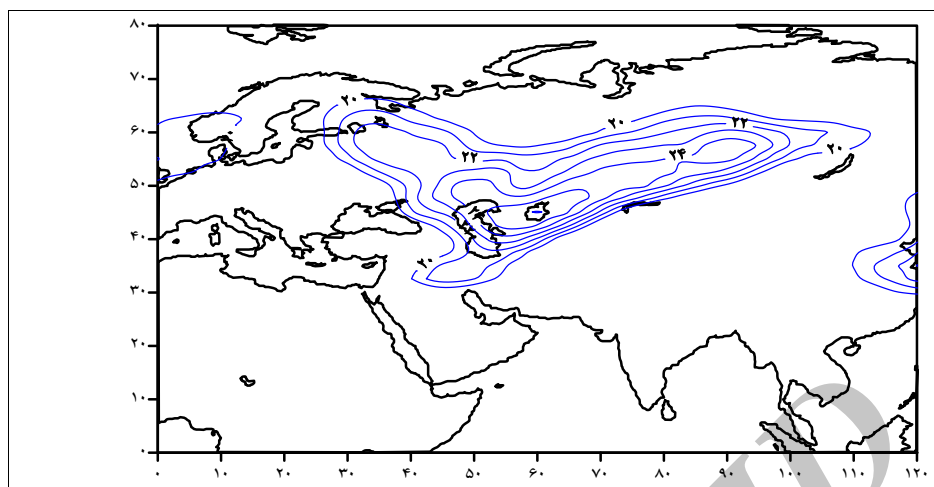
۴. تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

نقشه‌های ترسیمی فراوانی رودباد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی ساعت‌های همدید ۰۶:۰۰، ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادهای مابین دریاچه‌های آرال و بالخاش مشاهده می‌شود. به عبارتی، پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۲۰ درصد موارد شاهد شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. این در حالی است که در ساعت ۱۸:۰۰ قلمرو رودبادهای گستره‌ای از شمال غربی دریاچه بایکال تا شرق دریای بالتیک را در بر می‌گیرد. به عبارت دیگر، فراوانی رودبادهای در این ساعت چشمگیرتر و محدوده گسترش آنها نیز بیشتر است. فراوانی رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰ در این تراز جوی بر روی بخش‌های شمالی دریای خزر به ۳۰ درصد و بر روی پهنه‌های حدفاصل دریای خزر و دریاچه آرال به ۳۵ درصد رسیده است. به طور کلی، کرانه‌های غربی خزر بر اساس نقشه فراوانی رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰ که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد در این تراز است؛ بیرون از محدوده فراوانی رودباد واقع شده است (شکل ۹). این موضوع حکایت از این دارد که در این تراز رودباد بر روی منطقه مطالعاتی اثر چندانی ندارد. ارقام فراوانی رودبادهای در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با توجه به این که اساساً رخداد رودباد در این تراز جوی چندان زیاد نیست، نمی‌تواند دور از انتظار باشد.



شکل ۹) فراوانی رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

تحلیل میانگین سرعت رودبادهای در ساعت‌های همدید در این تراز جوی نیز نشان داد که میانگین سرعت نوارهای باد بیش از ۲۰ متر بر ثانیه بوده است. در این میان، بیشینه سرعت در قلمرو مورد بحث مربوط به دیده‌بانی ساعت ۱۸:۰۰ است که کانون مرکزی آن با سرعت ۲۶ متر بر ثانیه (سرعت رودباد بر اساس تعریف فرهنگ واژگان هوا و اقلیم، گیر، ۱۹۶۱) بر روی توده آبی آرال واقع شده است. میانگین سرعت در این ساعت بر روی کرانه‌های غربی خزر ۲۱ متر بر ثانیه بوده است (شکل ۱۰). نقشه میانگین سرعت رودباد برای ساعت فوق که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودبادهای و مصادف با رخداد بیشینه سرعت آنها در کرانه‌های غربی خزر است؛ نشان می‌دهد که ربع چهارم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی کرانه‌های غربی خزر واقع شده است. این امر می‌تواند حرکت قائم صعودی و سرانجام وقوع ناپایداری‌ها را در این پهنه به دنبال داشته باشد.



شکل ۱۰) میانگین سرعت رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

نتیجه گیری

تحلیل فراوانی رودبادهای در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال آشکار ساخت که در طی ساعت‌های همدید ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰، فراوانی رودبادهای از شمال دریاچه بالخاش تا غرب دریای خزر بیش از ۵۰ درصد بوده است. در این میان، بیشینه فراوانی رودباد با میزان بیش از ۶۵٪ مربوط به پهنه‌های شرقی دریای خزر در ساعت ۰۶:۰۰ است. در این ساعت فراوانی رودبادهای در کرانه‌های غربی بیش از ۵۵ درصد بوده است. بررسی فراوانی رودبادهای در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز نشان داد که در طی ساعت‌های چهارگانه همدید فراوانی رودبادهای در گستره‌ای از شمال غربی دریاچه ی بایکال تا دریای خزر و سرانجام تا شرق مدیترانه بیش از ۴۰ درصد بوده است. البته، در این تراز جوی برخلاف تراز پیشین بیشینه فراوانی رودباد در ساعت ۱۸:۰۰ رخ داده است. بررسی نقشه‌های فراوانی رودبادهای در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال نیز حاکی از این بود که گستره رودبادهای در ساعت‌های چهارگانه همدید در مقایسه با تراز بالاتر کاهش چشمگیری یافته است. در عین حال، منطقه تمرکز رخداد رودبادهای در این تراز جوی و در ساعت ۱۸:۰۰ بین دریای خزر و دریاچه آرال با فراوانی ۳۰ درصد بوده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز در سه دیده‌بانی ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادهای بین دو توده آبی آرال و بالخاش و در ساعت ۱۸:۰۰ مابین شمال غربی دریاچه بایکال تا شرق دریای بالتیک مشاهده می‌شود که این موضوع نشان از گسترش قلمرو رودبادهای در ساعت مزبور دارد. بررسی نقشه‌های میانگین سرعت رودباد برای ساعت‌هایی که منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادهای و مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادهای (ساعت ۰۶:۰۰ برای تراز ۲۵۰ و ساعت ۱۸:۰۰ برای ترازهای ۳۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال) در پهنه مطالعاتی است نیز آشکار ساخت که ربع چهارم (یا ناحیه راست ورودی که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین، واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) در تمامی ترازهای مورد بررسی بر روی کرانه‌های غربی خزر قرار گرفته است. به نظر می‌رسد؛ این موضوع می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های حدی در قلمرو جغرافیایی مورد بحث به سبب انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی مهیا سازد. به طور کلی، کشیدگی رودباد تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۸:۰۰ (به جز تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال) نشان از ضخامت لایه ناپایدار دارد که می‌تواند بارش‌های حدی و فراگیر را روی کرانه‌های غربی خزر سبب گردد. نقش حرکت رودباد در فصول مختلف؛ به ویژه پاییز با جریان‌های همرفت وزشی نیز نیازمند پژوهش بیشتر و

استفاده از متغیرهای جوی دیگری علاوه بر متغیرهای مورد استفاده در این پژوهش است که برای پژوهشهای آینده پیشنهاد می‌گردد.

سپاسگزاری

در انجام این پژوهش، نگارنده از راهنمایی‌ها و رهنمودهای بسیار ارزشمند جناب آقای دکتر سید ابوالفضل مسعودیان بهره‌وافر برده‌است. بدینوسیله از این استاد گرانقدر سپاسگزاری و قدردانی می‌نماید.

منابع

- ۱- خسروی، محمود. (۱۳۸۰). «تأثیر پدیده انسو بر نابهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره پیاپی ۶۲، پاییز، صص ۱۷۴-۱۴۱.
- ۲- خوشحال دستجردی، جواد. (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، پایان‌نامه دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، بهار.
- ۳- علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، تهران: سمت، ۲۵۷.
- ۴- فرج‌زاده اصل، منوچهر، لشکری، حسن و خورانی، اسدالله. (۱۳۸۴). «تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور»، فصلنامه مدرس علوم انسانی ویژه جغرافیا، بهار ۱۳۸۶، صص ۲۵۶-۲۳۹.
- ۵- کاویانی، محمدرضا؛ علیجانی، بهلول. (۱۳۷۹). مابانی آب و هواشناسی، تهران: انتشارات سمت، ۵۷۶.
- ۶- مارتین، جانان‌تان‌ای. ترجمه سید ابوالفضل مسعودیان. (۱۳۸۸). دینامیک جو در عرض میانه، تهران: انتشارات سمت و دانشگاه اصفهان، ۴۲۶.
- ۷- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ کاویانی، محمدرضا. (۱۳۸۷). اقلیم‌شناسی ایران، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان، ۱۶۸.
- ۸- مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۹۰). آب و هوای ایران، مشهد: انتشارات شریعه توس، ۲۷۷.
- ۹- مسعودیان، سید ابوالفضل و محمدی، بختیار. (۱۳۹۰). «تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران»، مجله تحقیقات منابع آب ایران، سال هفتم، ش ۲، صص ۹۱-۸۰.
- ۱۰- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر و جانباز قبادی، غلامرضا. (۱۳۸۶). «تعیین الگوی هم‌دیدگی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر»، مجله فیزیک زمین فضا، دوره ۳۳، ش ۳، صص ۱۵۴-۱۳۱.

- 11- Alexander, L. V., and 23Co-authors, (2006); Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, J.Geophys.Res., 111, D05109, doi:10.1029/ 2005J D006290.
- 12- Andrew Hoell, Mathew Barlow, and Roop Saini (2012); The Leading Pattern of Intraseasonal and Interannual Indian Ocean Precipitation Variability and its Relationship with Asian Circulation During the Boreal Cold Season, AMS Journals Online, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00572.1
- 13- Eltantawy.A.I. (1960); Jet Stream clouds in the Middle East, Pure and Applied Geophysics, Volume 46, Number 1/May, 1960,pp.352-359.

- 14- Degrimrndzic.J. and Wibig.J. (2007); Jet Stream Patterns over Europe in the period 1950-2001 Classification and basic statistical properties, Theoretical and Applied Climatology, Volume 88, Numbers 3-4/March, 2007, pp.149-167.
- 15- Dayan.U; Abramski. R. (1983); Heavy Rain in the Middle East related to unusual Jet Stream Properties, Bulletin American Meteorological Society, Vol. 64, No.10, October 1983, pp.1138-1140.
- 16-Farajzadeh. M; et al. (2008); The Relation Between Jet Stream Location and Cyclones Over the Western Iran, American Journal of Applied Sciences, 5(10):pp. 1308-1312.
- 17- Geer, I.W; et al. (1996); Glossary of weather and Climate, American Meteorological Society, Boston..272p.
- 18- Herron. T. J. and Tolstoy. I. (1968); Tracking Jet Stream winds from ground level Pressure Signals, Journal of the atmospheric Sciences. Vol 26, pp. 266-269.
- 19- Jhonson. D. H, Danials. S.M, (2006); Rainfall in Relation to the Jet Stream, Journal of the Royal meteorological, Vol 80, Issue 344, pp. 212-217.
- 20- Kalnay, E., et al. (1996); the NCEP/NCAR 40 year Reanalysis Project, Bulletin of American Metrological Society, Vol.77, No.3, pp.437-471.
- 21- Nicholls, N., Trewin, B. and Haylock, M., (2000); Climate Extremes: Indicators for State of the Environment Monitoring, Australia: State of the Environment, Second Technical Paper Series (The Atmosphere), Department of the Environment and Heritage, Canberra, 20p.
- 22- Peterson,T. C., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., and Plummer, N., (2001); Report on the activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001, World Meteorological Organization Rep.WCDMP- 47, WMO-TD1071, Geneva, Switzerland,143p.
- 23- Prezerakos,N.G.& et al (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.
- 24- Strong. C., and Davis. R.E, (2007); Variability in the Position and Strenght of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections, Journal of Climate, Vol 21, pp 584-592.
- 25- Weinert. R. A. (1968); Statistics of the subtropical Jet Stream Over the Australian, Central Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Manuscript received November 1998.
- 26-WoolingsT, et al. (2009); Variability of the North Atlantic eddy-driven Jet Stream, Quarterly Journal of the royal Meterologycal Society, Published online in Wiley InterScience.
- 27- Yuan, Jiacan, Steven B. Feldstein, Sukyoung Lee, Benkui Tan, (2011); The Relationship between the North Atlantic Jet and Tropical Convection over the Indian and Western Pacific Oceans. *J. Climate*, 24, 6100–6113.
- 28- Zhang, X., and 23Co-authors, (2005); Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003, *J. Geophys. Res.*, 110, D22104, doi:10.1029/2005JD006181.