

تحلیل فضایی فراوانی رودبادهای مؤثر در بارش‌های فرین غرب ایران

غلامعلی مظفری - دانشیار آب‌وهواشناسی گروه جغرافیای دانشگاه یزد
شهاب شفیی * - دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی گروه جغرافیای دانشگاه یزد

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۰۳/۱۷ تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۰۹/۰۳

چکیده

در این پژوهش تحلیل فضایی فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های فرین و فراگیر در غرب ایران با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به‌گردشی انجام شده است. بارش روزانه ۶۹ ایستگاه سینوپتیک و اقلیم‌شناسی (۱۹۶۱ - ۲۰۱۰) انتخاب شد و ۱۱۹ روز بارش‌های فرین و فراگیر منطقه بر اساس توزیع تعمیم‌یافته مقادیر فرین از میان آن‌ها برای بررسی انتخاب شد. فراوانی رودبادهای در چهار تراز ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی شد. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد رودبادهای در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال فراوانی بسیار زیادی را نشان می‌دهند. نقشه‌های میانگین سرعت رودبادهای از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادهای و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادهای در پهنه مورد مطالعه است و از قرارگیری ربع دوم هسته رودباد (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایینی جو همراه است) بر روی غرب ایران حکایت دارد. ترسیم بیضی استاندارد در همه سطوح به‌جز سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که غرب ایران در نیمه اول بیضی قرار گرفته است. نحوه عملکرد دینامیکی هسته رودباد در ورودی راست و خروجی چپ، که همراه با واگرایی بالایی است، هم‌زمان با همگرایی در غرب ایران، بارش‌های فرین را در پی دارد.

کلیدواژه‌ها: بارش فرین، بیضی استاندارد، رودباد، غرب ایران، ناپایداری جوی.

مقدمه

در همه نقشه‌های هوا، بدون استثنا، کمربندها یا نوارهای باد با سرعت زیاد دیده می‌شوند که تا مسافت‌های بسیار طولانی کشیده شده‌اند. بنا بر تعریف سازمان هواشناسی جهانی، هر گاه سرعت این نوارهای سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه باشد، جریان رودباد به‌وجود می‌آید (کاویانی و علیجانی، ۱۳۷۹: ۲۹۱). این در حالی است که، بنا به تعریف ارائه‌شده در فرهنگ واژگان هوا و اقلیم، به بادهای افقی بسیار شدید با سرعت بیش از ۵۰ گره یا حدود ۲۶ متر بر ثانیه - که بالاتر از بادهای سیاره‌ای می‌وزند - رودباد اطلاق می‌شود (گیر^۱، ۱۹۹۶). در واقع، رودبادهای هسته‌هایی از سرعت‌اند که در بستر امواج کوتاه و بلند حرکت می‌کنند و همانند آن‌ها دارای مناطق همگرایی و واگرایی‌اند (علیجانی، ۱۳۸۱: ۸۲). سرعت هسته‌های رودباد نیز از مرکز هسته به اطراف کاهش می‌یابد؛ این کاهش به طرف قطب چرخندگی یا مثبت است و به

* E-mail: shafieshabab@gmail.com

طرف استوا و اچرخندگی 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 (کویانی و علیجانی، 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 و محمدی، ۱۳۹۰: ۳۷). محل تشکیل رودباد 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 (حلبیان و حسینعلی پورجزی، ۱۳۹۳: ۲۰۶). موقعیت رودبادها تنظیم‌کننده و مبدل جریان‌های جوی در همه سطوح بین دو منطقه حاره و برون حاره است (بوشر، ۱۳۸۵). این امر سبب شده است تا مطالعه و بررسی این پدیده اهمیت یابد. در زمینه بررسی چگونگی رخداد رودباد در جهان پژوهش‌های متعددی از ابعاد گوناگون انجام یافته است. در این زمینه التانایی (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 و تولستوی (۱۹۶۸) در پژوهشی با عنوان «مسیریابی رودبادها»، با استفاده از سیگنال‌های فشار سطح زمین، متوجه همبستگی میان فشارهای ثبت‌شده با جهت و سرعت باد در رودبادها شدند. وینرت (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 و آبرامسکی (۱۹۸۳) نیز رخداد بارش‌های سنگین منطقه خاورمیانه را حاصل موقعیت غیرمتعارف رودبادها و انحنای و اچرخندی رودباد تلقی کردند. جانسون و دانیل (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 بخش ورودی و واتاویی در بخش خروجی رودباد دریافت متفاوت بارش را به همراه خواهد داشت. پریزراکوس و همکاران (۲۰۰۶) با بررسی موردی 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 می‌شود. 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 هیدرودینامیکی همراه است و این موضوع نقش مهمی در فرایند چرخندزایی این ناحیه دارد. دگیرمنزیک و ویبیک (۲۰۰۷) نسبت به طبقه‌بندی الگوهای رودباد روی اروپا در طی بازه زمانی ۱۹۵۰ - ۲۰۰۱ و توصیف آماره‌های اساسی آن‌ها نظیر فراوانی، تداوم، و تغییرات روزه‌روز ساختاری آن‌ها اقدام کردند. 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 کردند. استرانگ و دیویس (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 اصل و همکاران (۲۰۰۸) ارتباط بین موقعیت

رودبادهای و چرخندهای غرب ایران را در دوره زمانی ۱۹۸۵ - ۱۹۹۹ مطالعه کردند. نتایج پژوهش آن‌ها آشکار ساخت که رخداد بارش سنگین در هنگام انحنای چرخندی مسیر رودباد و رویداد بارش‌های سبک در زمان انحنای واچرخندی مسیر رودباد میسر شده است. یان و همکاران (۲۰۱۱) ارتباط بین رودباد اطلس 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 آرام غربی بروز کرده است. اندرومال و روپ (۲۰۱۲) الگوی اصلی بارش‌های اقیانوس هند را طی دوره سرد سال (از نوامبر تا آوریل ۱۹۷۹ - ۲۰۰۸) در دو مقیاس زمانی فصلی و سالانه با بهره‌گیری از تحلیل توابع متعامد تجربی و شاخص پیوند از دور بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که الگوی بارش در مقیاس زمانی سالانه با نوسان ماندن جولیان و در مقیاس زمانی فصلی با نوسان جنوبی ال‌نینو مرتبط است. در بخش منابع داخلی نیز فرج‌زاده اصل و همکاران (۱۳۸۶)، ضمن تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور، به این نتیجه رسیدند که هسته‌های سرعت در روزهای آغاز و حداکثر بارش در دو بخش متمرکز شده‌اند. مسعودیان و محمدی (۱۳۹۰) به تحلیل رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران پرداختند؛ نتیجه بررسی آن‌ها نشان داد که هرچند رودبادهای در خلیج فارس و در جنوب غرب ایران دارای فراوانی درخور ملاحظه‌ای هستند، بخش‌های شمالی عربستان محل اصلی استقرار و تمرکز رودبادهای در زمان رخداد بارش‌های ابرسنگین و فراگیر ایران بوده است. پروین (۱۳۹۲) ارتباط موقعیت مکانی رودباد با وقوع سیل در حوضه دریاچه ارومیه را به روش خوشه‌بندی مطالعه کرد و در نهایت هفت الگو را شناسایی کرد؛ به طوری که هنگام وقوع سیلاب‌های فراگیر محور تراف‌ها به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین عمیق شده و حدود ۷۰ درصد رودبادهای در راستای جنوب غربی - شمال شرقی و بین مدارات ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی بر بالای دریای مدیترانه تا شمال شرق ایران مستقر بوده‌اند. عساکره و همکاران (۱۳۹۲) به تحلیل فضایی رودباد جنب حاره در مناطق بیابانی خاورمیانه و شمال آفریقا با تأکید بر ایران پرداختند. نتایج تحقیق آن‌ها بیانگر رخداد مرکز متوسط سالانه رودباد جنب حاره بر فراز شمال آفریقا، دریای سرخ، و شمال عربستان در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال است. حلبیان و حسینعلی پورجزی (۱۳۹۳) به تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر پرداختند. نتایج بررسی آن‌ها نشان داد که رودبادهای از نظر زمانی به‌جز 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. آروین و همکاران (۱۳۹۴) به بررسی تأثیر رودباد جنب حاره‌ای بر بارش‌های روزانه بیش از ده میلی‌متر در حوضه زاینده‌رود پرداختند. الگوی غالب در رخداد بارش بیش از ده میلی‌متر قرارگیری چپ خروجی رودباد جنب حاره‌ای بر روی دامنه فرازش موج کوتاه باد غربی است. رفتی و همکاران (۱۳۹۵) تأثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان مقیاس در جنوب غرب ایران را بررسی کردند. نتایج تحقیق آن‌ها نشان داد که در همه ماه‌های مورد بررسی عمده سامانه‌های همرفتی میان مقیاس در شرایطی تشکیل شد که رودباد سطح پایین در منطقه حضور داشته و هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین‌تر را به منطقه مورد مطالعه تزریق و همگرایی سطح پایین را تشدید کرده است.

از آنجا که الگوی پراکنش جغرافیایی بارش و شدت آن در مقیاس سیاره‌ای، علاوه بر الگوهای سامانه‌ای فشار،

محل استقرار کمربند همگرایی حاره‌ای، جریان‌های اقیانوسی متأثر از آرایش رودبادهای موقعیت، و گسترش آن‌ها نیز است، در این مطالعه سعی شده است با تحلیل فضایی فراوانی رودبادهای مؤثر در رخداد بارش‌های فرین و فراگیر غرب ایران، فرایندی از عوامل مؤثر در رخداد این بارش‌ها شناسایی شود تا زمینه‌ای برای استفاده بهینه از این بارش‌ها در منطقه مطالعاتی مهیا شود. به عبارت دیگر، تعیین موقعیت و فراوانی رودبادهای و نیز میانگین سرعت آن‌ها در هنگام رخداد بارش‌های فرین و فراگیر در غرب ایران است.

داده‌ها و روش‌ها

نوع تحقیق بنیادی - تجربی با رویکرد استقرایی است. پهنه جغرافیایی مورد مطالعه مناطق غربی ایران است. پایگاه داده‌های این پژوهش، که رویکردی محیطی به گردشی دارد، شامل دو گروه متغیر است. نخست داده‌های بارش روزانه ۶۹ ایستگاه سینوپتیک و اقلیم‌شناسی غرب ایران (استان‌های همدان، کردستان، کرمانشاه، ایلام، و لرستان) در بازه زمانی ۱۹۶۱-۲۰۱۰ به عنوان پایگاه داده رویداد محیطی از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. دومین گروه از متغیرها مشتمل بر داده‌های مؤلفه باد مداری و مؤلفه باد نصف‌النهاری به منظور ترسیم رودبادهای در ترازهای ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از تارنمای نوا^۱ اخذ شد. استخراج داده‌ها نیز با استفاده از نرم‌افزار گرس^۲ انجام پذیرفت. با توجه به پایگاه داده رویداد محیطی، بارش روزانه غرب ایران در ۱۸۶۲۴ روز با بهره‌گیری از روش کریجینگ^۳ میان‌یابی شد. بدین منظور، به هنگام میان‌یابی بارش هر روز، پهنه مورد مطالعه به ۱۳۶۷ یاخته به اندازه $2/5 \times 2/5$ کیلومتر تبدیل شد و حاصل آن تشکیل آرایه‌ای از پایگاه داده بارش روزانه غرب ایران به ابعاد 1367×18624 بود. برای تعیین آستانه بارش‌های فرین از توزیع مقادیر فرین تعمیم‌یافته استفاده شد و روزهایی که بارش آن‌ها برابر یا بیش‌تر از ۲۲ میلی‌متر بود و ۳۰ درصد یاخته‌ها را پوشش داده بودند به عنوان بارش‌های فرین فراگیر انتخاب شدند، که در طول دوره آماری مورد مطالعه ۱۱۹ بارش فرین انتخاب شد. شکل ۱ منطقه مورد مطالعه و یاخته‌های آن را نمایش می‌دهد.

اجرای محاسبات بر روی این داده‌ها به کمک نرم‌افزار متلب انجام گرفت. حاصل محاسبات به شکل نقشه ارائه شده است. برای ترسیم نقشه‌ها از نرم‌افزار آرکمپ^۴ استفاده شد. تعداد روزهای بارش فرین فراگیر، که ۳۰ درصد ایستگاه‌های مورد مطالعه را پوشش می‌دهد، ۱۱۹ روز بود که بررسی و تحلیل شدند. در تحلیل فضایی، یکی از رایج‌ترین پارامترهایی که در زمینه چگونگی پراکندگی نقاط در حول مرکز میانگین به کار گرفته می‌شود بیضی انحراف استاندارد^۵ است. از آنجا که موقعیت‌های نقاط ممکن است از نظر پدیده‌های به‌وقوع پیوسته دارای انحراف جهت‌دار باشند و بیضی استاندارد می‌تواند انحراف جهت‌دار توزیع احتمال را به‌خوبی نشان دهد (عسگری، ۱۳۹۰: ۸۹)، و همچنین به منظور نمایش جهت انحراف پراکندگی نقاط، از بیضی استاندارد استفاده می‌شود. بیضی استاندارد بر فراوانی رخداد رودباد در هر پیکسل اعمال شد.

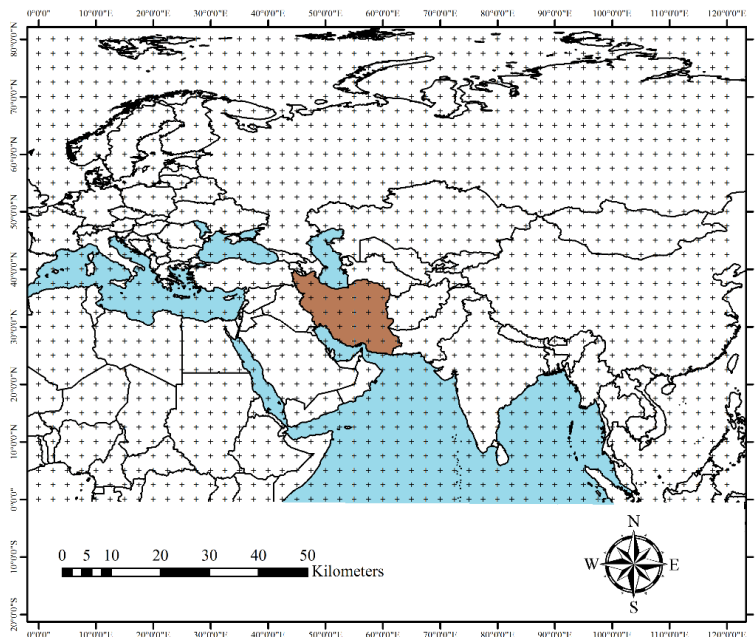
1. Noaa

2. GrADS

3. Kriging

4. Arc Map

5. Standard Deviational Ellipse



شکل ۱. محدوده مورد مطالعه و یاخته‌های آن

در بیضی، امتداد محور اصلی نشان‌دهنده حداکثر پراکندگی مرکز ثقل (بیشترین جابه‌جایی مرکز ثقل) است و محور فرعی مسیر حداقل جابه‌جایی را نشان می‌دهد. دو محور در سیستم کارتیزین همان محورهای x و y در جهت گردش عقربه‌های ساعت است. مراحل تعیین بیضی انحراف استاندارد به صورت زیر است (جی لی، ۱۳۸۱ به نقل از عساکره و همکاران، ۱۳۹۲).

محاسبه مختصات مرکز میانگین \bar{x}_{mc} و \bar{y}_{mc}

محاسبه انتقال مختصات برای هر نقطه از pt در توزیع از رابطه ۱:

$$x_i = x_i - x_{cm} \quad (1)$$

$$y_i = y_i - y_{cm}$$

محاسبه زاویه چرخش θ طبق رابطه ۲:

$$(2)$$

$$\tan\theta = \frac{\left(\sum_{i=1}^n x_i \cdot i^2 - \sum_{i=1}^n y_i \cdot i^2 \right) + \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n x_i \cdot i^2 - \sum_{i=1}^n y_i \cdot i^2 \right)^2 + 4 \left(\sum_{i=1}^n x_i \cdot i - \sum_{i=1}^n y_i \cdot i \right)^2}}{2 \sum_{i=1}^n x_i \cdot i - \sum_{i=1}^n y_i \cdot i}$$

با توجه به زاویه θ ، در مرحله سوم می‌توان انحراف در طول محورهای x_i و y_i را با استفاده از رابطه ۳ محاسبه کرد:

$$\delta = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i \cdot \cos\theta - y_i \cdot \sin\theta)^2}}{n} \quad (3)$$

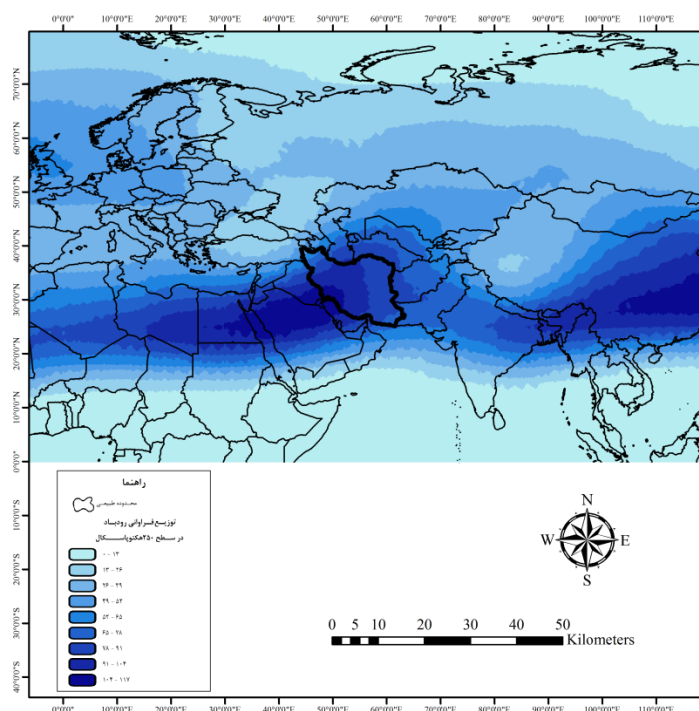
یافته‌های پژوهش

تحلیل فضایی فراوانی و میانگین سرعت رودبادها

در این بخش فراوانی رودبادها و میانگین سرعت آن‌ها در ۱۱۹ روز بارش فرین انتخاب شده با استفاده از توزیع تعمیم یافته مقادیر فرین در چهار تراز ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی و تحلیل شد. در این مقوله بادهایی با سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بر اساس تعریف سازمان هواشناسی جهانی به منزله رودباد در نظر گرفته شدند. علاوه بر این، به منظور بررسی و تحلیل بیشتر رودبادها از نقشه‌های میانگین سرعت رودباد نیز استفاده شد.

۱. تحلیل فضایی فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

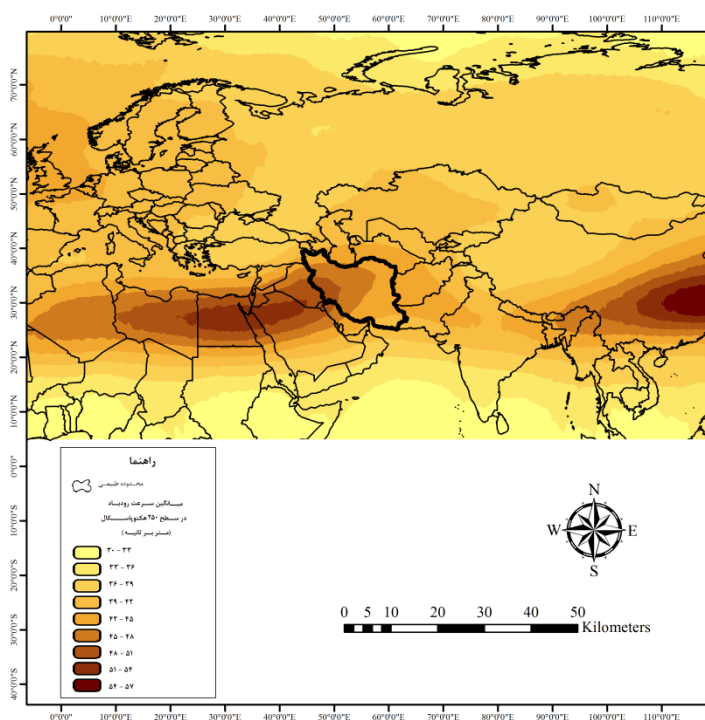
نقشه‌های ترسیمی تحلیل فضایی فراوانی رودباد در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که بیشترین فراوانی رودبادها از جنوب دریای سرخ تا جنوب دریای مدیترانه است. به عبارت دیگر، در بیش از ۷۰ درصد موارد محل شکل‌گیری، استقرار، و عبور رودبادهای تأثیرگذار بر بارش‌های فرین غرب ایران در این محدوده قرار دارد، که مسیر اصلی آن‌ها از روی دریای سرخ است و این امر موجب تزریق رطوبت از روی دریای سرخ به سامانه‌های بارشی غرب ایران می‌شود. همان‌گونه که شکل ۳ نشان می‌دهد، محدوده زیر سیطره رودباد گسترش یافته، پس از عبور از دریای سرخ، رخداد بیشینه آن در غرب ایران مشاهده می‌شود و از روی ایران مرکزی عبور می‌کند و مسیر اصلی آن‌ها منطبق بر غرب ایران است.



شکل ۲. توزیع مکانی فراوانی رودبادها در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰

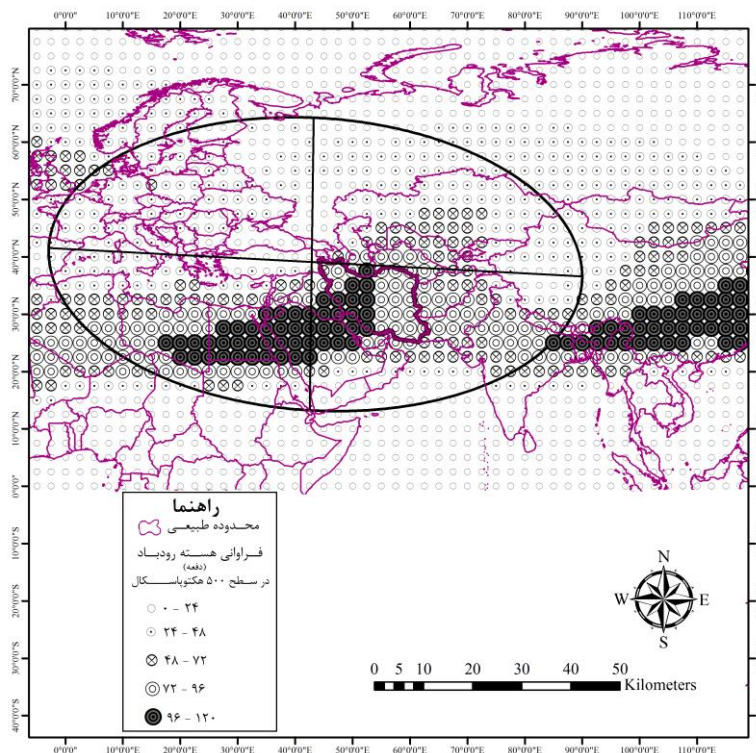
شکل ۳ میانگین سرعت رودبادها در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. بررسی میانگین سرعت رودبادها در این تراز جوی نیز حاکی از استقرار هسته‌های سرعت بر روی پهنه مطالعاتی بود. بر این اساس، میانگین سرعت رودبادها

بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بوده است. در این میان، بیشینه سرعت رودبادهای شمال دریای سرخ تا غرب ایران است که مرکز آن با سرعت بیش از ۵۰ متر بر ثانیه در این محدوده واقع شده است. در عین حال، میانگین سرعت رودباد از غرب ایران به سمت مرکز ایران کاهش می‌یابد که میانگین سرعت آن کمتر از ۵۰ متر بر ثانیه می‌رسد. نقشه‌های میانگین سرعت رودباد، که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادهای و از سوی دیگر مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودباد در پهنه مطالعاتی است، بیانگر این بود که ربع دوم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو است) بر روی غرب ایران قرار گرفته است. این امر می‌تواند به انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بینجامد. این موضوع می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های فرین در محدوده جغرافیایی مورد مطالعه مهیا سازد.



شکل ۳. میانگین سرعت رودبادهای در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰

در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال که در شکل ۴ دیده می‌شود، بیضی استاندارد نسبتاً کشیده‌ای در راستای غربی- شرقی با تمایل تقریباً ۵ درجه‌ای به سمت جنوب شرق قرار گرفته است. این راستا، در واقع نمایشی از بیشترین جابه‌جایی و تغییرات مکانی هسته رودباد در این تراز است. این شکل قرارگیری بیضی جابه‌جایی محسوسی به طرف غرب را نشان می‌دهد و همان طور که دیده می‌شود بیشترین فراوانی رودبادهای در روی دریای سرخ به طرف غرب ایران است. همچنین، با توجه به محور فرعی بیضی استاندارد، می‌توان گفت که در امتداد شمالی- جنوبی تغییرات مکانی هسته رودباد به طور محسوسی دیده می‌شود. جایگاه غرب ایران در بیضی استاندارد در این تراز در نیمه دوم بیضی است.

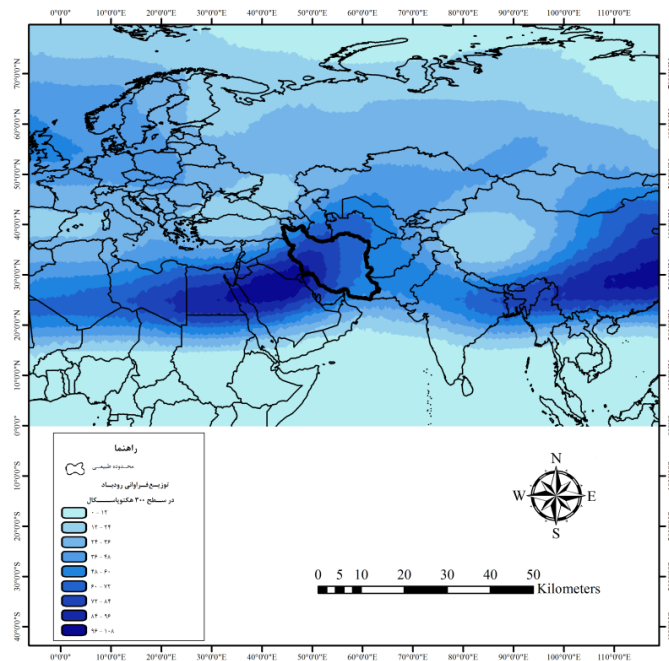


شکل ۴. فراوانی رخداد هسته رودباد و بیضی استاندارد آن در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰

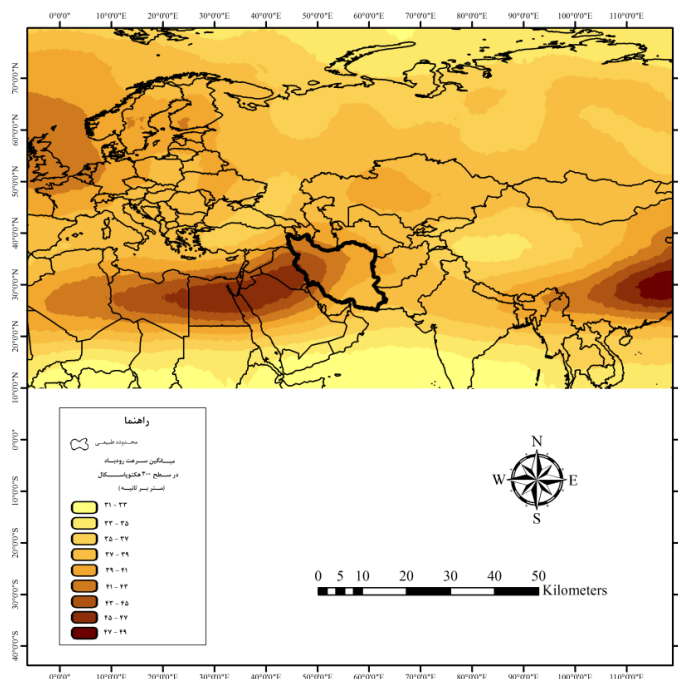
۲. تحلیل فضایی فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

تحلیل فضایی فراوانی رودبادها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی دوره مطالعاتی بیشترین فراوانی رودبادها گستره‌ای از بخش شمالی دریای سرخ تا نواحی غربی و مرکز ایران را در بر می‌گیرد. به عبارتی، پهناهای واقع در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است (شکل ۵). همان‌گونه که از این شکل برمی‌آید، محدوده تحت سیطره فراوانی رودباد گسترش چشمگیری یافته و رودبادها ضمن دربرگیری گستره بخش شمالی دریای سرخ تا غرب و مرکز ایران نمودی کاملاً آشکار دارد. رخداد بیشینه فراوانی رودباد منطبق بر پهناهای شمالی دریای سرخ تا غرب ایران است.

شکل ۶ میانگین سرعت رودبادها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. میانگین سرعت رودبادها بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بوده است. در این میان، بیشینه سرعت در محدوده مورد بحث، که هسته مرکزی آن با سرعت بیش از ۷۰ متر بر ثانیه بر روی نیمه شمالی دریای سرخ تا غرب ایران پهنا مطالعاتی را در بر می‌گیرد. واقع شده است. نقشه میانگین سرعت رودباد در محدوده مورد مطالعه بیانگر آن است که ربع دوم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی غرب ایران واقع شده است. این امر می‌تواند انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی را به دنبال داشته باشد. این موضوع می‌تواند بستر لازم برای وقوع ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های فرین در محدوده مورد مطالعه را آماده کند.

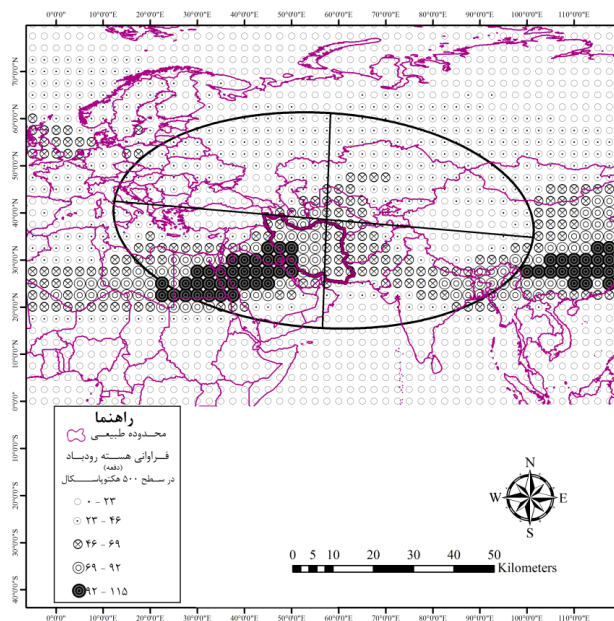


شکل ۵. توزیع مکانی فراوانی رودبادهای در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰



شکل ۶. میانگین سرعت رودبادهای در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰

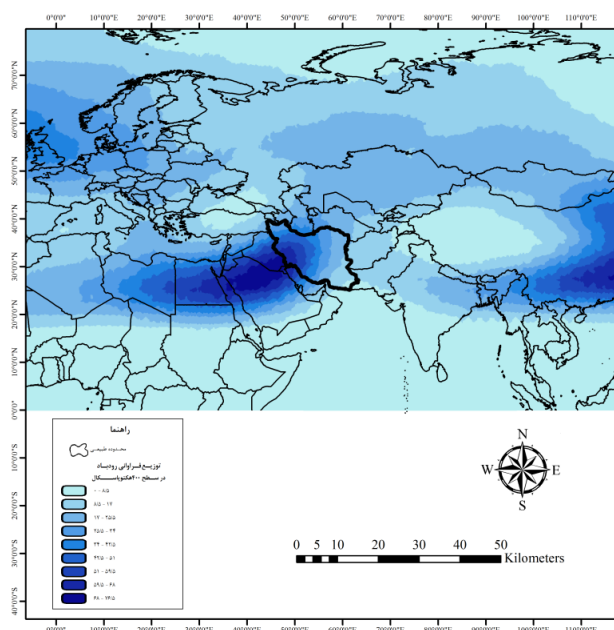
بیضی استاندارد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷) با امتداد غربی- شرقی امتداد یافته و غرب ایران را به طور کامل در بر می‌گیرد. چنانچه از این نقشه قابل استنباط است، الگوی رخداد هسته در غرب کشور تمایل بیشتری به تمرکز در پهنه کوچک‌تر دارد. بزرگ‌ترین فراوانی رودبادهای در غرب ایران رخ داده است. قرارگیری هسته در این ناحیه سبب می‌شود منطقه واگرایی واقع در ورودی راست هسته همراه با همگرایی نواحی غربی کشور را متأثر سازد.



شکل ۷. فراوانی رخداد هسته رودباد و بیضی استاندارد آن در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰

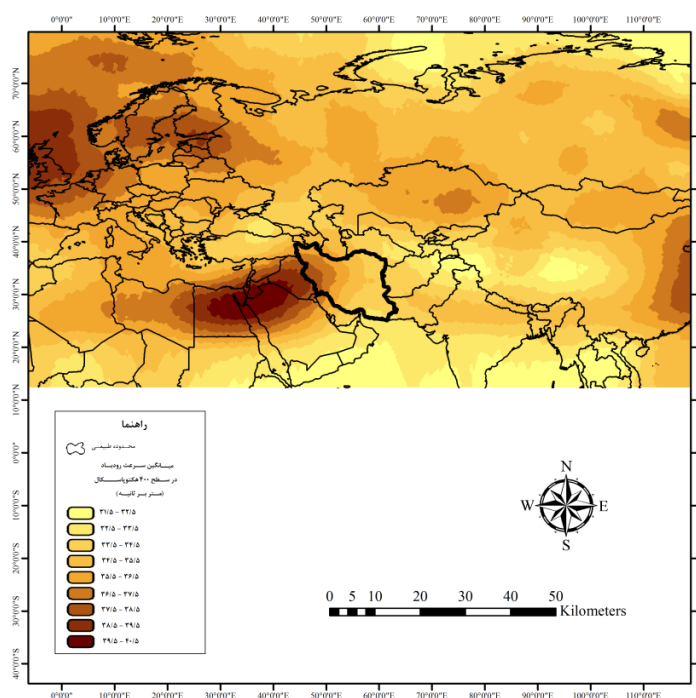
۳. تحلیل فضایی فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

تحلیل فضایی فراوانی رودبادها در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی دوره مطالعاتی بیشترین فراوانی رودبادها گستره‌ای از شمال شرقی دریای سرخ تا نواحی غربی ایران را در بر می‌گیرد. به عبارتی، پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است (شکل ۸). آنچه مسلم است این است که، با کاهش ارتفاع، از قلمرو گسترش رودبادها و تأثیر آن‌ها کاسته شده است. مقایسه نقشه‌های فراوانی رودبادها در دو تراز ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال این موضوع را بهتر تبیین می‌کند.



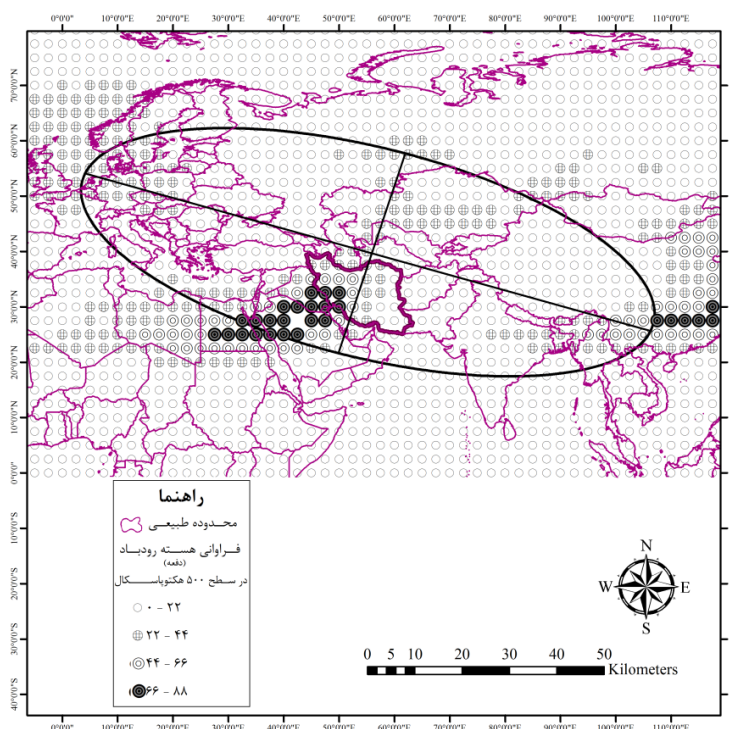
شکل ۸. توزیع مکانی فراوانی رودبادها در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰

میانگین سرعت رودباد در این تراز نیز مؤید کاهش میانگین سرعت رودباد در این تراز نسبت به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال است. به عبارت دیگر، میانگین سرعت بر روی محدوده مطالعاتی به نزدیک ۳۷ متر بر ثانیه رسیده است (شکل ۹). نقشه میانگین سرعت رودباد در محدوده مورد مطالعه بیانگر آن است که ربع دوم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی غرب ایران واقع شده است. رخداد بارش‌های فرین در غرب ایران می‌تواند حاصل مهبایی شرایط ناپایداری ناشی از حرکات قائم صعودی قلمداد شود.



شکل ۹. میانگین سرعت رودبادهای در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰

در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، بیضی استاندارد با شکل نسبتاً کشیده‌ای در راستای غربی-شرقی با تمایل ۲۵ درجه‌ای به سمت جنوب شرق قرار گرفته است. این راستا، در واقع، نمایشی از جابه‌جایی و تغییرات مکانی هسته رودباد در این تراز است. این شکل قرارگیری بیضی استاندارد و حتی میزان انحراف آن از حالت کاملاً غربی به روشنی تصدیق بر جابه‌جایی رودباد در مقیاس زمانی است و یادآوری این نکته بجاست که در طی فصل سرد محور رودباد پایین‌تر از عرض ۳۰ درجه و در فصل گرم محور رودباد در عرض بالاتر از ۴۰ درجه شمالی قرار می‌گیرد. این جابه‌جایی در فصول انتقالی در عرض‌های ۳۰ تا ۵۵ درجه صورت می‌گیرد، همچنین، با توجه به محور فرعی بیضی استاندارد، می‌توان گفت که در امتداد شمالی-جنوبی تغییرات مکانی هسته رودباد در عرض‌های ۵۰ تا ۶۵ درجه شمالی اتفاق افتاده است. قطر فرعی بیضی استاندارد نسبت به تراز ۳۰۰ و ۲۵۰ هکتوپاسکال کوچک‌تر است و نشان‌دهنده تغییرات نصف‌النهاری کمتری نسبت به ترازهای ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال است. وقوع هسته رودباد در غرب ایران، با توجه به جایگاه قرارگیری آن، مبین تأثیرگذاری ورودی سمت راست هسته رودباد (واگرایی بالایی-همگرایی پایین) بر این منطقه است.



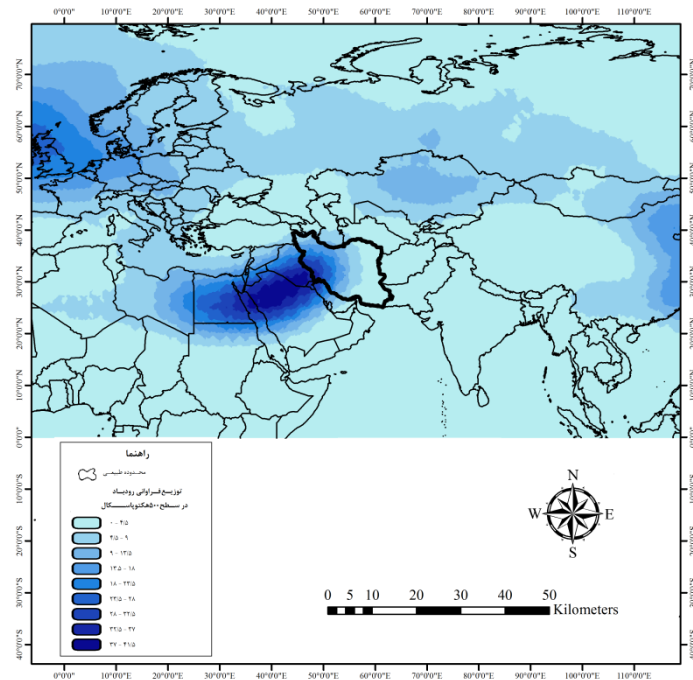
شکل ۱۰. فراوانی رخداد هسته رودباد و بیضی استاندارد آن در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰

۴. تحلیل فضایی فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

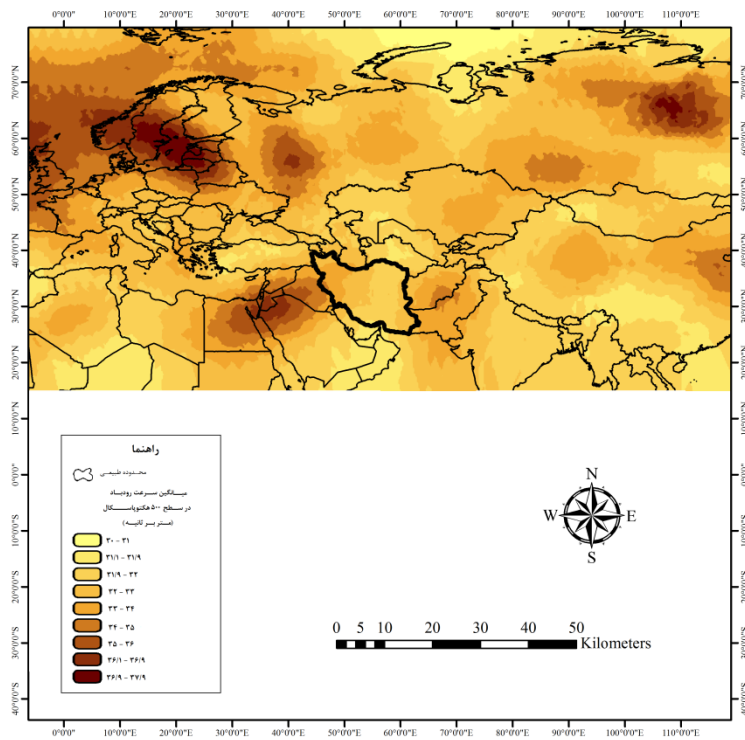
تحلیل فضایی فراوانی رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی دوره مطالعاتی بیشترین فراوانی رودبادهای گستره‌ای از شمال شرقی دریای سرخ تا نواحی غربی ایران را در بر می‌گیرد. به عبارتی، پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است (شکل ۱۱)؛ که این محدوده منطبق بر بیشترین فراوانی رخداد رودباد بوده و از این محدوده به سمت شرق فراوانی رودبادهای کاهش محسوسی یافته است. ارقام فراوانی رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، با توجه به اینکه اساساً رخداد رودباد در این تراز جوی چندان زیاد نیست، دور از انتظار نیست.

تحلیل فضایی میانگین سرعت رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز نشان داد که میانگین سرعت رودباد بین ۳۰ تا ۳۷ متر بر ثانیه بوده که رخداد بیشینه سرعت رودبادهای بر روی بخش شمال شرقی دریای سرخ بوده است (شکل ۱۲). نقشه میانگین سرعت رودباد در این تراز نشان می‌دهد که ربع دوم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی بخش شمال شرقی دریای سرخ واقع شده است.

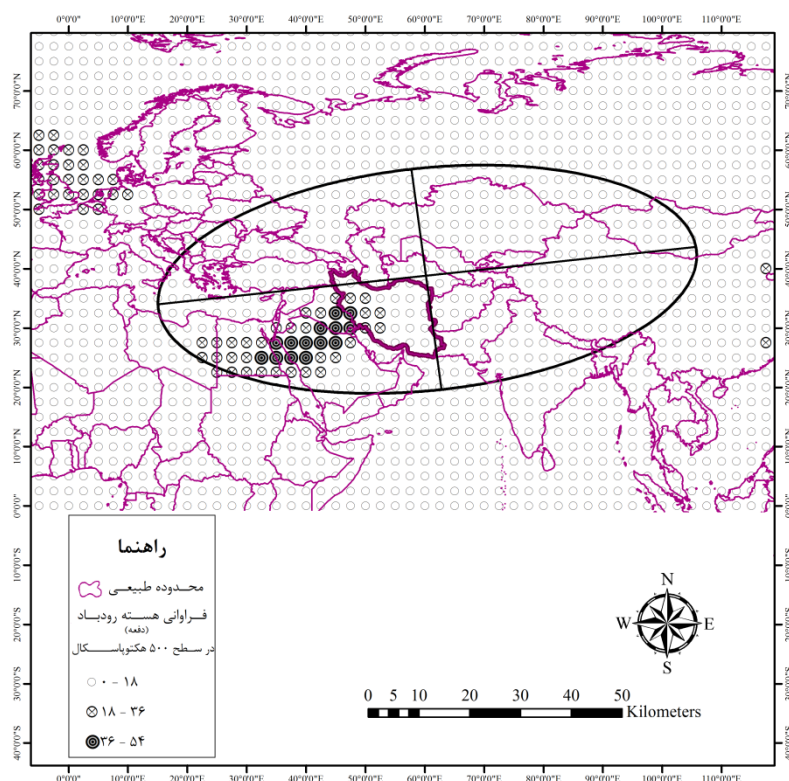
در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۱۳) محور اصلی بیضی استاندارد، با انحرافی بیش از ۱۰ درجه، جهت شمال شرقی گرفته است و باز هم جابه‌جایی محسوسی را به طرف غرب نشان می‌دهد. طبقه‌بندی فراوانی هسته رودباد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به دیگر ترازهای مورد بررسی از دامنه پایین‌تری از تکرار برخوردار است. اما با توجه به اینکه این تراز نزدیک‌ترین تراز مورد بررسی به سطح زمین است، باید توجه کرد که در بارش‌های فرین تأثیر بیشتری خواهد گذاشت.



شکل ۱۱. توزیع مکانی فراوانی رودبادهای مؤثر در تراز ۵۰+ هکتار یا بیشتر در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰



شکل ۱۲. میانگین سرعت رودبادهای مؤثر در تراز ۵۰+ هکتار یا بیشتر در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰



شکل ۱۳. فراوانی رخداد هسته رودباد و بیضی استاندارد آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۱۹۶۰ - ۲۰۱۰

نتیجه گیری

تحلیل فضایی فراوانی رودباد در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که بیشترین فراوانی رودبادها از جنوب دریای سرخ تا جنوب دریای مدیترانه است. به عبارت دیگر، در بیش از ۷۰ درصد موارد محل شکل‌گیری، استقرار، و عبور رودبادهای تأثیرگذار بر بارش‌های فرین غرب ایران در این محدوده قرار دارد، که مسیر اصلی آن‌ها از روی دریای سرخ است و این امر موجب تزریق رطوبت از روی دریای سرخ به سامانه‌های بارشی غرب ایران می‌شود. تحلیل فضایی فراوانی رودبادها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی دوره مطالعاتی بیشترین فراوانی رودبادها گستره‌ای از بخش شمالی دریای سرخ تا نواحی غربی و مرکز ایران را در بر می‌گیرد. به عبارتی، پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. تحلیل فضایی فراوانی رودبادها در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی دوره مطالعاتی بیشترین فراوانی رودبادها گستره‌ای از شمال شرقی دریای سرخ تا نواحی غربی ایران را در بر می‌گیرد. پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. با کاهش ارتفاع، از قلمرو گسترش رودبادها و تأثیر آن‌ها کاسته شده است. تحلیل فضایی فراوانی رودبادها در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی دوره مطالعاتی بیشترین فراوانی رودبادها گستره‌ای از شمال شرقی دریای سرخ تا نواحی غربی ایران را در بر می‌گیرد. پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. این محدوده منطبق بر بیشترین فراوانی رخداد رودباد بوده و از این محدوده به سمت شرق فراوانی

رودبادهای کاهش محسوسی یافته است. ارقام فراوانی رودبادهای در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، با توجه به اینکه اساساً رخداد رودباد در این تراز جوی چندان زیاد نیست، دور از انتظار نیست. بررسی نقشه‌های میانگین سرعت رودباد نشان‌دهنده انطباق رخداد بیشینه فراوانی رودبادهای و مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادهای در پهنه مورد مطالعه است. یافته‌های این تحقیق نشان می‌دهد که ربع دوم (که با افزایش تلاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) در همه ترازهای مورد بررسی بر روی غرب ایران قرار گرفته است. به نظر می‌رسد این موضوع می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های فرین 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 نشان از ضخامت لایه ناپایدار دارد که می‌تواند بارش‌های فرین و فراگیر را روی غرب ایران سبب گردد. نتایج حاصل از بیضی استاندارد نیز گستره فعالیت رودباد در مناطق غربی ایران را به خوبی نشان می‌دهد. با توجه به اینکه برازش بیضی پراکندگی رخداد را نشان می‌دهد، این الگوی وقوع بیضی نشان از فعالیت زیاد رودباد در غرب ایران دارد. نحوه برازش بیضی در سطوح پایین‌تر متفاوت‌تر بوده و به سمت غرب در حال جابه‌جایی است؛ بدین معنی که رخداد رودباد در سطوح پایین در غرب ایران متمرکزتر بوده و فعالیت آن در غرب ایران نسبت به تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال به میزان چشم‌گیری کاسته شده است.

منابع

- آروین، ع؛ سجادیان، م؛ قانقرمه، ع. و حیدری، ج. (۱۳۹۴). تأثیر رودباد جنب حاره‌ای بر بارش‌های روزانه بیش از ده میلی‌متر در حوضه زاینده‌رود، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۴۷(۱): ۱۲۵ - ۱۴۲.
- بوشهر، ک. (۱۳۸۵). آب و هوای کره زمین، ج ۱، ترجمه هوشنگ قائمی، تهران: سمت.
- پروین، ن. (۱۳۹۲). بررسی ارتباط موقعیت مکانی رودبادهای تراز میانی جو و وقوع سیل در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۳: ۲۵۰-۳۲۵.
- حلبیان، ا. و حسینعلی پورجزی، ف. (۱۳۹۳). تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۱۱۲: ۲۰۵ - ۲۲۰.
- رفعتی، س؛ فتح‌نیا، ا. و کریمی، م. (۱۳۹۵). تأثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در جنوب غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۴۸(۱): ۶۹ - ۸۲.
- عساکره، ح؛ قائمی، ه و بیرانوند، آ. (۱۳۹۲). تحلیل فضایی رودباد جنب حاره در مناطق بیابانی خاورمیانه و شمال آفریقا با تأکید بر ایران، کاوش‌های جغرافیایی مناطق خشک، ۲: ۱۰۳ - ۱۲۱.
- عسگری، ع. (۱۳۹۰). تحلیل آمار فضایی با Arc GIS، تهران: سازمان فناوری و ارتباطات شهرداری تهران.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، تهران: سمت.
- فرج‌زاده اصل، م؛ لشکری، ح. و خوارانی، ا. (۱۳۸۶). تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور، فصلنامه مدرس علوم انسانی ویژه جغرافیا، ۵۳: ۲۳۹ - ۲۵۶.
- کاوایی، م. و علیجانی، ب. (۱۳۷۹). مبانی آب‌وهواشناسی، تهران: سمت.
- مسعودیان، ا. و محمدی، ب. (۱۳۹۰). تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران، مجله تحقیقات منابع آب ایران، ۲: ۱۳۱ - ۱۵۴.

- Alijani, B. (2006). *Synoptic Climatology*, Second Edition, Tehran: SAMT.
- Andrew, H. and Roop, S. (2012). The Leading Pattern of Intrapersonal and Internal 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.
- Arvin, A.; Sjadian, M.; Ghangherma, A. and Hydari, J. (2015). Subtropical jet stream impact on daily rainfall of more than ten millimeters in river basin, *Geographical Research Quarterly*, 1(47): 125-142.
- Asakareh, H.; Ghaemi, H. and Bayranvand, A. (2013). Spatial analysis subtropical jet stream in the desert areas of the Middle East and North Africa with an emphasis on Iran, *Geographical Excavations of Drought Regions*, 2: 103-121.
- Asgari, A. (2011). *Spatial data analysis with Arc GIS*, Municipal organization and communication technology, Tehran.
- Bocher, K. (2006). *Earth's climate* (I), Translation H. Ghaemi, Tehran: SAMT.
- Dayan, U. and Abramski, R. (1983). Heavy Rain in the Middle East related to unusual Jet Stream Properties, *Bulletin American Meteorological Society*, 64(10): 1138-1140.
- Degrimrdzic, J. and Wibig, J. (2007). Jet Stream Patterns over Europe in the period 1950-2001 Classification and basic statistical properties, *Theoretical and Applied Climatology*, 88(3-4): 149-167.
- Eltantawy, A.I. (1960). Jet Stream clouds in the Middle East, *Pure and Applied Geophysics*, 46(1): 352-359.
- Farajzadeh Asl, M., Laskari, H. and Khorani, A. (2005). Jet stream positioning system analysis in relation to the rainy West Country, *Journal of human sciences, especially geography teacher*, 53: 239-253.
- Farajzadeh Asl, M. et al. (2008). The Relation Between Jet Stream Location and Cyclones Over the Western Iran, *American Journal of Applied Sciences*, 5(10): 1308-1312.
- Geer, I.W. et al. (1996). *Glossary of weather and Climate*, American Meteorological Society, Boston, 272p.
- Halabian, A. and Hossainali Purjezi, F. (2014). The frequency of heavy precipitation and comprehensive analysis of jet streams in the West Bank Caspian, *Geographic Research*, 112: 205-220.
- Herron, T.J. and Tolstoy, I. (1968). Tracking Jet Stream winds from ground level Pressure Signals, *Journal of the atmospheric Sciences*, 26: 266-269.
- Jhonson, D.H. and Danials, S.M. (2006). Rainfall in Relation to the Jet Stream, *Journal of the Royal meteorological*, 80(344): 212-217.
- Kavyani, M. and Alijani, B. (2000). *The foundations of climatology*, Tehran: SAMT.
- Masoodian, A. and Mohamadi, B. (2011). Analysis of Jet Stream Frequencies Associated with Super Heavy Rainfalls of Iran, *Iran-Water Resources Research*, 7(2): 131-154.
- Parvin, N. (2013). The relationship between jet streams location middle levels and flooding in the watershed of Orumieh lake, *Geographic Sciences Applied Research*, 13: 250-325.
- 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.
- Rafati, S.; Fathnia, A. and Karimi, M. (2016). The effects of low-level jet streams in the formation of the Mesoscale Convective System in southwest Iran, *Geographical Research Quarterly*, 1(48): 69-89.
- 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.
- Yuan, J.; Steven, B.; Feldstein, Sukyoung Lee and 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.