نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی
فصلنامه علمی دانشگاه گلستان
سال دوم/ شماره مسلسل هفتم/ پاییز ۱۴۰۰ / صفحات: ۱۲-۱
DOI: 10.30488/CCR.2021.304070.1052

گسترش قطب سوی رودباد جنب حاره‌ای نیمکره شمالی در عرض‌های میانه

سیدمحمود حسینی صدیق[۱*]، تیمور جعفری[۲]، مسعود جلالی[۳]

[۱]دکتری آب و هواشناسی دانشگاه زنجان و مدرس دانشگاه کوثر بجنورد
[۲]استادیار و عضو هیئت علمی گروه جغرافیا و برنامه‌ریزی شهری دانشگاه کوثر بجنورد
[۳]استادیار و عضو هیات‌علمی آب و هواشناسی دانشگاه زنجان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۶/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۸/۲۰

چکیده

رودباد جنب حاره‌ای به دلیل افزایش گازهای گلخانه‌ای و کاهش ازن استراتسفری و همچنین گرمایش جهانی در حال گسترش به عرض‌های جغرافیایی بالاتر است و افزایش تغییرات آب و هوایی را در عرض‌های میانه داشته است. هدف از این مطالعه گسترش قطب سوی رودباد جنب حاره‌ای نیمکره شمالی از داده‌های بازتحلیل پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک مکانی ۰/۲۵*۰/۲۵ در ترازهای ۱۰۰-۴۰۰ هکتوپاسکال و بازه زمانی ۴۰ ساله (۲۰۱۸-۱۹۷۹) پرداخته شده است. یافته‌های پژوهش نشان داد که وضعیت میانگین ساختار عمودی رودباد جنب حاره‌ای نیمکره شمالی فصل تابستان در شمالی‌ترین عرض جغرافیایی قرار گرفته است؛ و از عرض‌های ۴۱ درجه تا ۴۵ درجه شمالی مشاهده شده است. در فصل زمستان به جنوبی ترین عرض‌های جغرافیایی جابه جا شده است و هسته سرعت رودباد جنب حاره در فصل زمستان از شدت بیشتری نسبت سایر فصل‌ها برخوردار است که هسته رودبادجنب حاره در تراز بین ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال با سرعت بین ۲۵ تا ۴۵ متر در ثانیه در عرض‌های بین ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی مشاهده شده است. این تحقیق بیانگر این است که رودباد جنب حاره نیمکره شمالی دو دوره روند افزایشی را به عرض‌های جغرافیایی بالاتر در طی سالهای ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۷ با ۱ تا ۲ درجه و همچنین از سال ۱۹۹۹ تا ۲۰۱۷ با ۲ تا ۳ درجه به عرض‌های بالاتر کشیده است. در نتیجه، افزایش خشکی و تغییرات آب و هوایی در آینده قابل پیش بینی است.

واژه‌های کلیدی: تغییرات آب و هوایی، رودبادجنب حاره، نیمکره شمالی، ERA5.

مقدمه

در مقیاس جهانی گرمای اضافی منطقه استوا باعث بوجود آمدن شیو حرارتی در سطح بالای جو بین منطقه استوا و منطقه قطب می‌شود؛ که پیامدش جریان هوا از منطقه استوا در تراز بالای جو به طرف منطقه قطب خواهد شد. این شیو حرارتی با ارتفاع از سطح زمین افزایش می‌یابد، زیرا ستون هوای گرم دارای تراکم‌پذیری بیشتری نسبت به هوای سرد است و بدلیل گرمای نسبی، چگالی هوا کمتر و حجم ویژه آن بالاتر است. به این ترتیب در یک شیو فشاری معین به دلیل چگالی کمتر و حجم ویژه بالاتر سرعت باد در عرض‌های ۳۰ تا ۴۵ درجه جغرافیایی در نیمکره شمالی و همچنین در نیمکره جنوبی در عرض‌های ۳۰ تا ۶۰ درجه جغرافیایی شدیدتر از سرعت باد در عرض‌های نزدیک به قطب است؛ در نتیجه اختلاف دما و فشار در بالای وردسپهر افزایش خواهد یافت و سرعت باد شدید می‌شود. بنابراین پتانسیل سرعت زیاد در هر کجا که وجود دارد تضاد دمایی را به همراه دارد؛ لذا بخاطر همین است که عموماً رودبادها با جبهه‌های فعال در عرض میانی و همچنین در هسته سلول فرل همراه هستند (جلالی و همکاران، ۱۴۰۰: ۵). رودبادها از سریعترین بادها در داخل هواسپهر می‌باشند که در سطوح فوقانی لایه

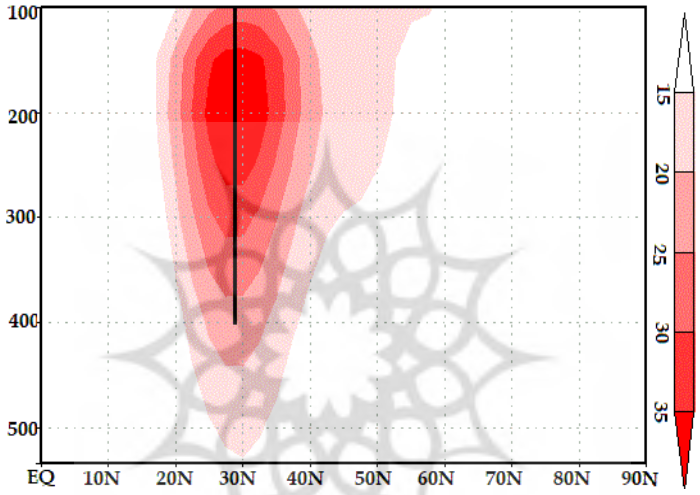
*نویسنده مسئول: hosseiniseddigh@znu.ac.ir

وردسپهر در مجاورت لایه وردایست در منطقه جنب حاره و کناره قطب‌سوی سلول‌هادلی با نام رودباد جنب حاره می‌باشد (Schneider, 2006 Davis, 2016: 45-46). به‌طورکلی در منطقه حاره‌ای، هوای گرم شده، صعود می‌کند و بر اثر شیو تغییرات فشار، در ارتفاعات بالا به دو شاخه تقسیم می‌گردد که هر شاخه به سمت یکی از قطب‌ها حرکت می‌کند. اما در نیمکره شمالی در حوالی مدار رأس‌السرطان، بر اثر نیروی کوریولیس به سمت شرق منحرف می‌شود و به صورت بادهای غربی ظاهر می‌شود. در طی دهه‌های اخیر موقعیت و قدرت رودباد جنب حاره به عنوان یکی از بخش‌های اصلی سلول‌هادلی تغییراتی را نشان می‌دهد (Davis, 2017). به طوری‌که این عامل باعث گردیده پژوهش‌گران مختلفی از سرتاسر جهان، از دیدگاه‌های متفاوتی در ارزیابی ساختار آن، همچنین نقش و گسترش رودباد جنب حاره‌ای بر روی تغییرات آب و هوایی توجّه نمایند. در سال‌های گذشته گزارش شده است که موقعیت رودباد جنب حاره در نیمکره شمالی در حال جابه جایی است. بنابراین ضرورت دارد به دلیل نقش عمده رودباد جنب حاره‌ای در کنترل آب و هوایی کره زمین تغییرات رودباد در نواحی مختلف انجام گرفته است. به عنوان مثال از کارهای آغازین در مورد رودباد جنب حاره‌ای می‌توان به کار کریشنامورتی (Krishnamurit, 1961) اشاره نمود. این پژوهشگر در کاری به مطالعه نقش رودباد جنب حاره‌ای زمستانی در گردش عمومی جو پرداخت. او در کار خود سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال را انتخاب و فقط بر روی تغییرات رودباد در ماه‌های زمستان مطالعه نمود. در تحقیقی، ریتر و همکاران (Reiter et al., 1997)، تعامل بین دو رودباد جنب حاره‌ای و جبهه قطبی را مورد مطالعه و واکاوی قرار دادند. لیو و همکارانش (Lu et al., 2009)، سایدل و همکارانش (Seidel et al., 2008) پهن شدگی کمربند حاره را در ارتباط با تغییرات آب و هوایی مطالعه نمودند و آنها دریافتند که پهن شدگی کمربند حاره در مقیاس وسیع گردش‌هادلی با حرکت به سوی قطب سبب جابه‌جایی رودبادها و مسیر حرکت سامانه‌ها می‌شود که نتیجه آن تغییر در الگوی بارشی و رطوبتی دیده می‌شود و خشکی را در آن منطقه حاکم می سازد. ژوزف و همکارش (Joseph et al., 2005) در مطالعات خود نشان دادند که افزایش انتقال حرارتی ناشی از گرمایش دمای سطح آب اقیانوس هند یکی از دلایل ضعیف شدن رودباد جنب حاره‌ای شرقی می‌باشد. در مطالعه ای کیدسون و همکاران (Kidston et al., 2011) افزایش گازهای گلخانه‌ای در سال‌های اخیر را با تغییرات قطب سوی رودبادهای جنب حاره و جنب قطبی همخوانی و مرتبط می دانند. هودسن و همکاران (Hudson et al., 2012) نیز برای شناسایی جابه جایی رودبادهای عرض‌های میانه را در نیمکره شمالی و جنوبی از ازون جوی استفاده نمودند و برای دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۰ نشان داد که حرکت قطب‌سوی در هر دو نیمکره تغییر معنی‌داری را نشان می‌دهد که این موضوع تغییر معنی‌داری را در تغییرات آب‌وهوایی سبب شده است. آبیش و همکاران (Abish et al., 2015) تغییرات آب و هوایی رودباد جنب حاره را در طول ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۹ مطالعه نمودند و به این نتیجه نایل شدند که سرد شدگی وردایست در روی عرض‌های میانه در آسیا نقشه مهمی در تقویت رودباد مستقر برروی آسیا دارد، در حالی‌که در سایر نواحی دیگر کره زمین وردایست بالایی روند گرم شدن به همراه ضعیف شدن رودباد را تجربه می‌کنند. مطالعه فوق نشان می‌دهد که سردشدگی وردسپهر بالایی در عرض‌های میانه آسیا ناشی از فعالیت‌های انسانی در تولید ریزگردها (ذرات سولفات) است. استرانگ و همکارانش (Strong et al., 2007) الگوی تغییرپذیری قدرت و موقعیت هسته رودبادهای منطقه معتدله را در ارتباط با شاخص نوسان قطبی (AOI) مطالعه نمودند و به این نتیجه رسیدند که در مناطق برون حاره‌ای الگوی عمده تغییرپذیری در فراوانی هسته رودبادها با شاخص نوسان قطبی همبستگی دارد و به عنوان یک شاخص در پیکربندی اصلی امواج رودبادهای زمستانی آشکار می‌شود. بارنس و همکاران (Barnes et al., 2013) واکنش رودبادهای عرض میانه و تغییرپذیری آنها را نسبت به افزایش گازهای

گلخانه‌ای در ارتباط با گزارش پنجم CIMIP5 مورد مطالعه قرار دادند و بیان کردند که تمامی رودبادها با تغییرات آب و هوایی به طرف قطب حرکت می‌کنند به طوری‌که، تغییر آنها در نیمکره جنوبی به سوی قطب تا انتهای قرن بیست یکم با نگاه سناریو RCP8.5 معادل ۲ درجه خواهد بود، در حالی‌که در نیمکره شمالی تنها یک درجه به سوی قطب جابه‌جا می‌شود. ایم و همکارانش (Yim et al., 2015) تنوع درون مدلی در تغییرات رودبادها و ارتباط آن را با آب و هوای مناطق قطبی با استفاده از مدل گردشی CGCMs در CMIP5 را مطالعه نمودند و به طور معنی‌داری مشخص کردند که رودبادهای عرض‌های میانه همراه با گرمایش مناطق قطبی به سوی مناطق قطبی تغییر مکان می‌دهد و در حالی که با ضعیف شدن گرمایش به سوی استوا کشیده می‌شود. جلالی و همکاران (۱۴۰۰) در تحقیقی در رابطه با ساختار دینامیکی گردش سلول‌هادلی در کمربند حاره نشان داده اند لبه عرض جغرافیایی گردش سلول‌هادلی در نیمکره شمالی در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی با جت جنب حاره همراه هستند و هسته سلول‌هادلی از تراز ۶۵۰ تا ۴۵۰ هکتوپاسکال با سرعت m/s ۱۰ تا ۱۵ مشاهده شده است که در واقع منابع عمده انرژی جنبشی اتمسفر ناشی از دگرگونی‌های بزرگ مقیاس در سلول‌های‌هادلی می باشند که رودباد قوی جت جنب حاره را در هر دو نیمکره به وجود می آورند و همچنین جت‌های سطح بالایی قوی در عرض‌های جغرافیایی که گردش‌هادلی فرو می‌نشیند، قوی‌ترین آن در نزدیکی ۳۰° عرض جغرافیایی در نیمکره شمالی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال در ارتفاع حدود ۱۰ کیلومتری و با میانگین سرعت حدود $40\ m/s^{-1}$ قرار دارد. چنولی و همکارانش (Chenoli et al., 2017) دوره تاریخی و آینده رودباد جنب را در طول زمستان برای نیمکره جنوبی با استفاده از مدل‌های CMIP5 مطالعه نمودند و مشخص نمودند که قدرت و موقعیت آن افزایش خواهد یافت بطوریکه بر اساس سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 به ترتیب افزایش سرعت رودباد ۲/۵ و ۵/۵ متر در ثانیه و جابه جایی موقعیت آن ۰/۰۶ و ۰/۴ درجه به سوی قطب تا اواخر قرن بیست و یکم اتفاق خواهد افتاد. عالمزاده و همکارانش (۱۳۹۶) با مطالعه ساختار هندسی رودباد آفریقا-آسیا و واکنش آن به گرمایش جهانی ثابت نمودند که کاهش شدت رودباد در قطاع آفریقا در فصل تابستان می‌تواند به معنای کاهش ناپایداری رودباد و در نتیجه ناپایداری مدیترانه و نیز تضعیف انتشار شرق سوی این سیستم‌های به ایران شوند. همچنین جابه جایی رودباد به سوی قطب، جابه جایی مسیر توفان‌های مدیترانه را نیز به قطب سبب شوند؛ بیرانوند و همکاران (۱۳۹۶) در مطالعه ای به تحلیل روند جابجایی رودباد و پرفشار جنبحاره برفراز خاورمیانه و رابطه آن با اقلیم ایران پرداختند و نتایج نشان داد که تغییر در روند سرعت و محور رودباد جنب حاره نیز بیانگر تغییر اقلیم منطقه در آینده نزدیک می‌باشد. افزایش تغییرات شمال‌سو در رودباد جنب حاره سبب خواهد شد تا کشور ایران به میزان بیشتری از این سامانه متأثر گردد. و همچنین در مطالعه ای دیگر بیرانوند و همکاران (۱۳۹۱) با تحلیل احتمالاتی رخداد روزانه رودباد جنب حاره بر روی منطقه اقلیمی ایران پرداختند و نتایج نشان داد که در ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰ مراکز بیشینه میانگین سرعت، فراوانی وقوع و درصد احتمال وقوع این رودباد بر روی شرق چین و در مرتبه بعدی بر روی نواحی شمال عربستان، دریای سرخ و شمال آفریقا می‌باشد. قانقرمه (۱۳۹۹)، با عنوان ارزیابی تغییر موقعیت رودباد جنب حاره‌ای مستقر بر روی ایران و آینده نگری آن، به این نتیجه رسیدند که، زمانی که رودباد در موقعیت جنوبی ایران قرار می‌گیرد، بادهای غربی به راحتی سامانه‌های رطوبتی را وارد کشور می‌کنند اما زمانی که به عرض‌های شمالی جابه جا شود از قدرت بادهای غربی و همچنین مقدار رطوبتی وارد به ایران کاسته می‌شود. ضمنا تغییرات موقعیت رودباد جنب حاره در نواحی شرقی ایران از روند تغییرات افزایشی معنی‌داری برخودار است. گسترش رودباد جنب حاره‌ای حاکی از گسترش منطقه خشک نیمه‌گرمسیری است که این امر حاکی از افزایش فرکانس خشکسالی در نیمکره شمالی است.

هدف از تحقیق حاضر آشکارسازی گسترش قطب سوی رودباد جنب حاره‌ای در نیمکره شمالی است؛ با توجه به نقش و اهمیت گسترش رودباد جنب حاره‌ای در نیمکره شمالی، سئوالهای مطرح در تحقیق حاضر عبارت‌اند از: ۱. آیا گسترش رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در طول سری زمانی مطالعاتی تغییر کرده است؟ ۲. گسترش رودباد جنب حاره‌ای چند درجه عرض جغرافیایی تغییر کرده است؟

داده‌ها و روش‌شناسی: در این مطالعه از داده‌های بازتحلیل پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک مکانی ۰/۲۵*۰/۲۵ و بازه زمانی ۴۰ ساله (۲۰۱۸-۱۹۷۹) با استفاده از نرم افزار Matlab و GrADS به ارزیابی گسترش قطب سو رودبادجنب حاره نیمکره شمالی در عرض‌های میانه پرداخته شده است. در این پژوهش بیشینه ماکزیمم رودباد جنب حاره‌ای نیمکره شمالی در تراز بین ۱۰۰-۴۰۰ هکتوپاسکال را بر اساس عرض جغرافیایی در طی فصول مورد بررسی قرار داده شده است (خطوط سیاه رنگ)، شکل ۱.



شکل ۱: ساختار عمودی رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در تراز ۱۰۰-۵۰ هکتوپاسکال

و به منظور ارزیابی گسترش قطب سو رودبادجنب حاره نیمکره شمالی در عرض‌های میانه بر اساس عرض جغرافیایی از شیب روش رگرسیون (وایازی) خطی استفاده شده است. در این رویه میزان تغییرپذیری رودباد جنب حاره نمیکره شمالی بر اساس عرض جغرافیایی در طی زمان برآورد می‌گردد. بررسی تغییرات بلند مدت (روند) عناصر اقلیمی پایه اصلی در تحلیل سری‌های زمانی اقلیمی است. الگوهای رگرسیون از روش‌های پرکاربرد در تحلیل روند به شمار می‌آید. برآورد روند بر اساس ضرایب رگرسیون امکان پذیر است. روش‌های پارامتری از پرکاربردترین روش‌ها در برآورد و تحلیل روند متغیرهای اقلیمی به شمار می آید. این روش‌ها مستلزم پیش فرض‌هایی نظیر حاکمیت توزیع احتمال خاص (عموماً توزیع نرمال) و استقلال داده‌های متوالی یک سری (خودهمبستگی صفر) و ایستایی است. روش‌های ناپارامتری به دلیل عدم نیاز به پیش فرض‌های اشاره شده در روش‌های پارامتری، عدم حساسیت به داده‌های مفقوده و پرت، روش‌های ساده ای در تحلیل روند اقلیمی به شمار می آیند. الگوی رگرسیون خطی یک سری زمانی به صورت رابطه ۴ بیان می شود:

معادله (۱) $$Z_t = a + bT + e_t$$

در اینجا Z_t متغیر اقلیمی یا صفت آن، T زمان (T=1,2,…,n) در اینجا شماره سال، a عرض ازمبدأ، b شیب خط (تغییر به ازای زمان) و e_T خطا (باقیمانده یا انحراف)های برآورد خوانده می شود که یک متغیر

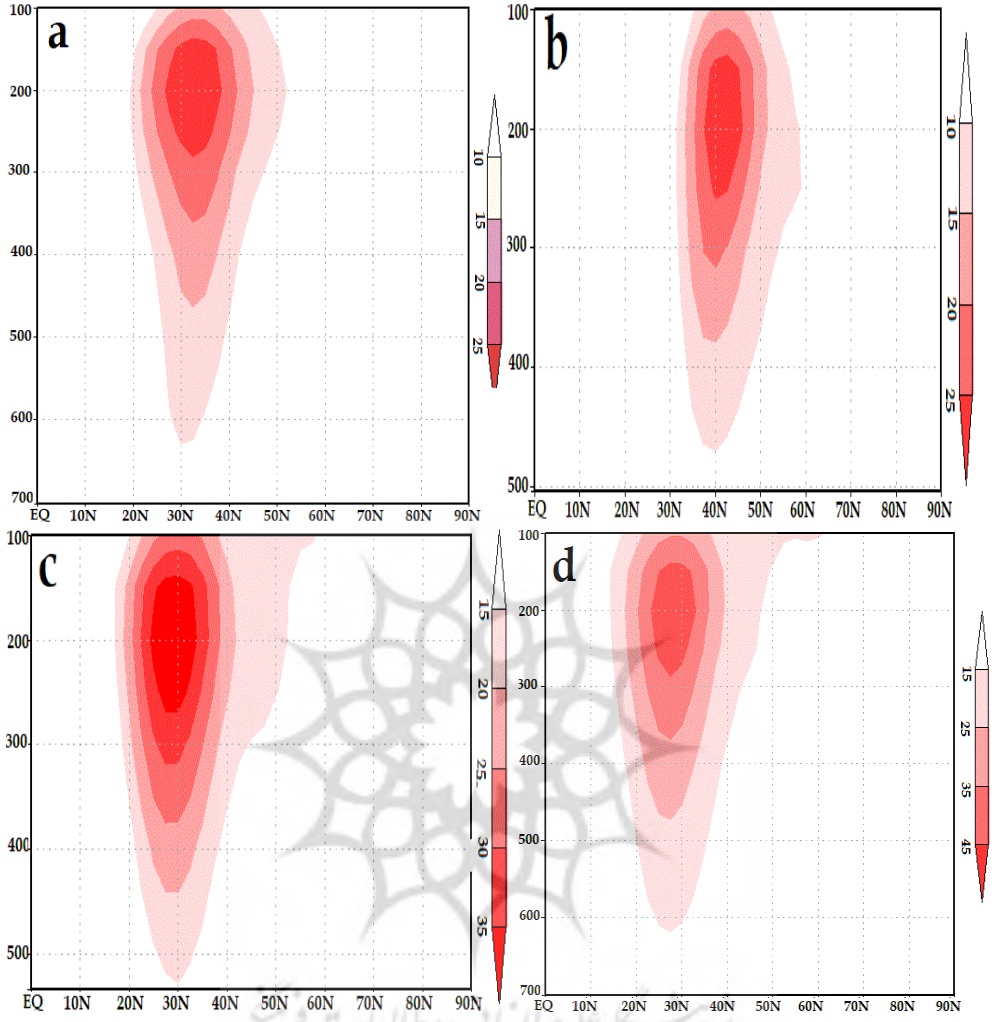
تصادفی غیرقابل مشاهده می باشد که از توزیع نرمال با میانگین صفر و واریانس σ^2 برخوردار است. همچنین a و b را ضرایب رگرسیون گویند.

بحث و نتایج

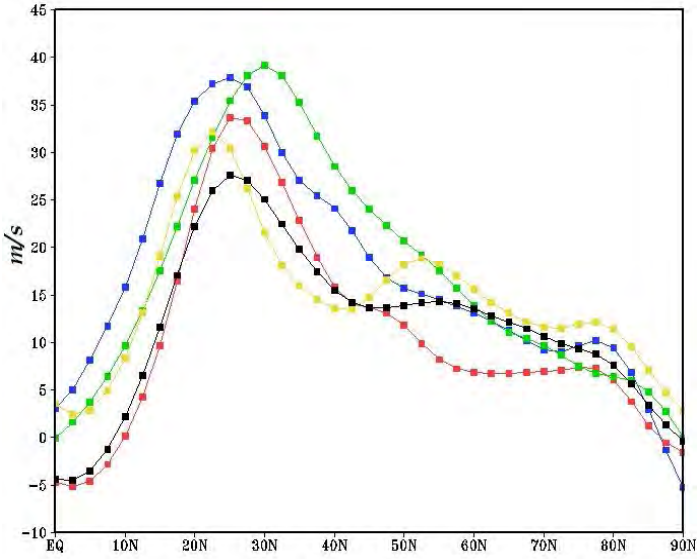
براساس شکل ۱ و ۲، وضعیت میانگین ساختار عمودی رودباد جنب حاره ای در نیمکره شمالی در فصول مختلف نشان می دهد. با توجه به شکل ۱ و ۲، رودباد جنب حاره ای در فصل بهار بین ماههای آوریل تا ژولای در تراز بین ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال با سرعت بین ۲۵ تا ۳۰ متر در ثانیه در عرض‌های بین ۲۹ تا ۳۵ درجه شمالی مشاهده شده است. در فصل تابستان بین ماههای ژولای تا آگوست هسته رودبادجنب حاره در تراز بین ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال با سرعت بین ۳۰ تا ۳۵ متر در ثاینه در عرض‌های بین ۳۸ تا ۴۴ درجه شمالی مشاهده شده است؛ که در فصل تابستان موقعیت رودباد جنب حاره در شمالی ترین عرض جغرافیایی قرار گرفته است. در نهایت در فصل انتقالی پاییز شامل ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر با سرعت قابل توجه ای به سوی عرض‌های جنوبی جا به جا می شوند، البته نسبت به هسته سرعت جا به جایی بهاری از شدت بیشتری برخوردار است. در فصل پاییز هسته رودبادجنب حاره در تراز بین ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال با سرعت بین ۲۵ تا ۳۰ متر در ثانیه در عرض‌های بین ۲۵ تا ۳۲ درجه شمالی مشاهده شده است. و همچنین در فصل زمستان شامل ماههای دسامبر تا آوریل رودباد جنب حاره شامل فصل پاییز به جنوبی ترین عرض‌های جغرافیایی جابه جا شده است و هسته سرعت رودباد جنب حاره در فصل زمستان از شدت بیشتری نسبت سایر فصل‌ها برخوردار است که هسته رودبادجنب حاره در تراز بین ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال با سرعت بین ۳۵ تا ۴۰ متر در ثانیه در عرض‌های بین ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی مشاهده شده است. جا به جایی فصلی رودباد جنب حاره ای سبب استیلای متناوب رژیم‌های حاره‌ای و برون حاره‌ای بر عرض‌های میانه نیمکره شمالی می‌شود. در فصل زمستان و پاییز که رودباد جنب حاره بر عرض‌های جنوبی نیمکره شمالی مستقر است، عوامل آب وهوایی برون حاره ای مانند بادهای غربی و چرخندها، وارد مناطق عرض‌های میانه شود؛ اما در دورهٔ گرم سال که رودباد بر عرض‌های شمالی نیمکره شمالی قرار دارد، عوامل آب وهوای حاره ای بر مناطق عرض‌های میانه مستولی می‌شود.

رودباد جنب حاره در وردسپهر در ناحیه نیمه گرمسیری که عموماً بر فراز پر ارتفاع جنب حاره و در عرض‌های بین ۲۰ تا ۳۵ و بالاتر از ۱۲ تا ۱۵ کیلومتری سطح زمین در داخل وردایست که در آن شیو حرارتی و شیو فشار و عوامل دینامیکی دیده می-شود، واقع شده است (فلاح قالهری، ۱۳۹۳؛ لشکری،۱۳۹۳). عرض رودباد جنب حاره به عنوان عرض جغرافیایی بالا وردسپهر/ پایین پوشن سپهر است که حداکثر باد مداری از سطح زمین بین ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی می‌باشد، محاسبه شده است (Davis, 2017). سرعت باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال کم است، به طوری که بادها در ترازهای بالاتر به سرعت جت می‌رسند (Davis et al., 2013). در تئوری ایده‌آل، جت جنب حاره در لبه‌های قطب در حال حرکت شاخه‌های فوقانی وردسپهر از گردش‌هادلی در هر نیمکره تشکیل می‌دهد (Schneider, 2006)؛ این امر باعث حرکت از عرض جت جنب حاره به عنوان گسترش عرض کمربند گرمسیری می‌شود. گسترش قطب سوی کمربند حاره‌ای که پیامدی از دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی به شمار می‌رود، جا به جایی مکانی قطب سوی رودباد جنب حاره ای را در پی خواهد داشت و در نتیجه کمربندهای خشک جنب حاره‌ای به سمت قطب را ارائه می‌کنند. بر اساس شکل ۱، عرض جغرافیایی جت جنب حاره ۲ تا ۴ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است و با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی جت جنب حاره به طور متوسط به اندازه ۰/۰۳۲ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی جت جنب حاره طی سالهای ۱۹۹۴، ۱۹۹۹ و ۲۰۱۶ که تا عرض

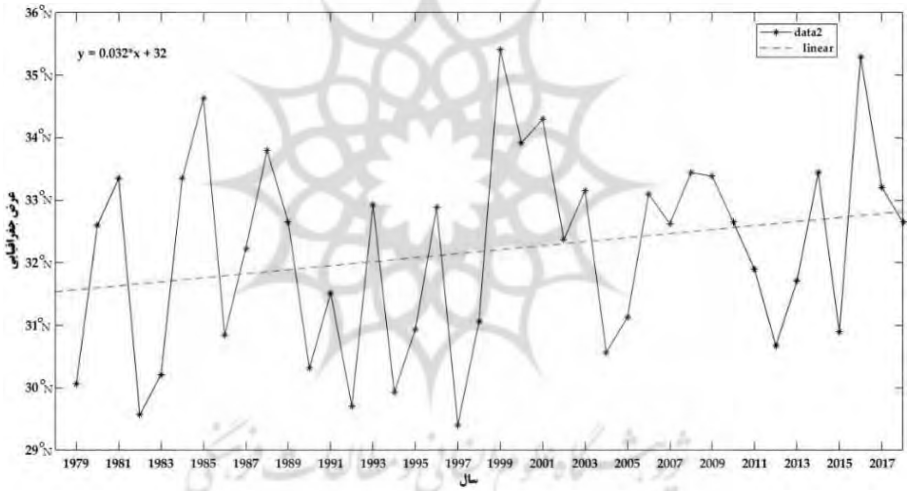
جغرافیایی °۳۷ درجه گسترش داشته است؛ و همچنین جنوبی ترین عرض‌های جغرافیایی در سالهای ۱۹۸۲، ۱۹۹۲، ۱۹۹۵، ۱۹۹۷ است که تا عرض‌های °۲۹ درجه شمالی جابه جا شده است.



شکل ۱- ساختار عمودی میانگین رودباد جنب حاره ای فصل بهار (a) و تابستان (b) پاییز (c) و زمستان (d) در نیمکره شمالی

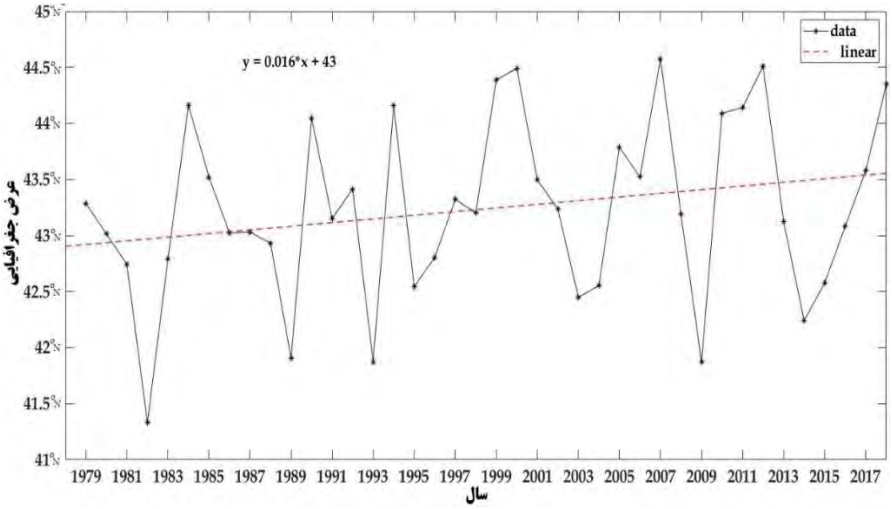


شکل ۲- ساختار عمودی میانگین رودباد جنب حاره سطح ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال بر اساس عرض جغرافیایی در فصل‌های زمستان (رنگ آبی)، بهار (رنگ قرمز)، تابستان (رنگ سبز)، پاییز (رنگ زرد) و سالانه (رنگ مشکی).



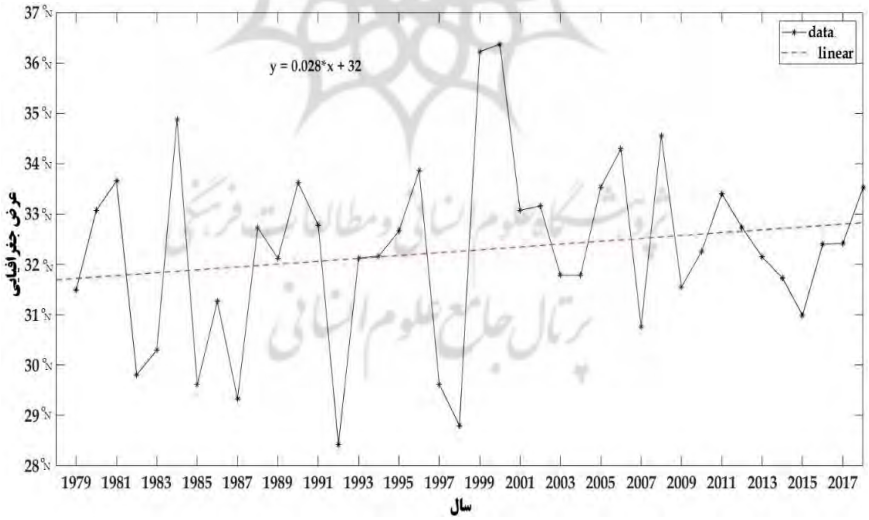
شکل ۳- برازش سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی جت جنب حاره در نیمکره شمالی

بر اساس شکل ۴، عرض جغرافیایی رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل تابستان ۲ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است و با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی جت جنب حاره به طور متوسط به اندازه ۰/۰۱۶ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. رودباد جنب حاره فصل تابستان از سال ۱۹۷۹ روند افزایشی داشته است و بر بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی جت جنب حاره طی سالهای ۱۹۸۴، ۱۹۹۰، ۱۹۹۴، ۱۹۹۹، ۲۰۰۰، ۲۰۰۷، ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۲ و همچنین ۲۰۱۷ که تا عرض جغرافیایی ۴۴° تا ۴۴/۵° درجه شمالی گسترش داشته است؛ و همچنین جا به جایی جنوبی ترین عرض‌های جغرافیایی رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل تابستان در طی سالهای ۱۹۸۲، ۱۹۸۹، ۱۹۹۳، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۲ است که تا عرض‌های جغرافیایی ۴۲° تا ۴۱° درجه شمالی مشاهده شده است.



شکل ۴: سری زمانی تغییرات جت جنب حاره‌ای فصل تابستان در نیمکره شمالی

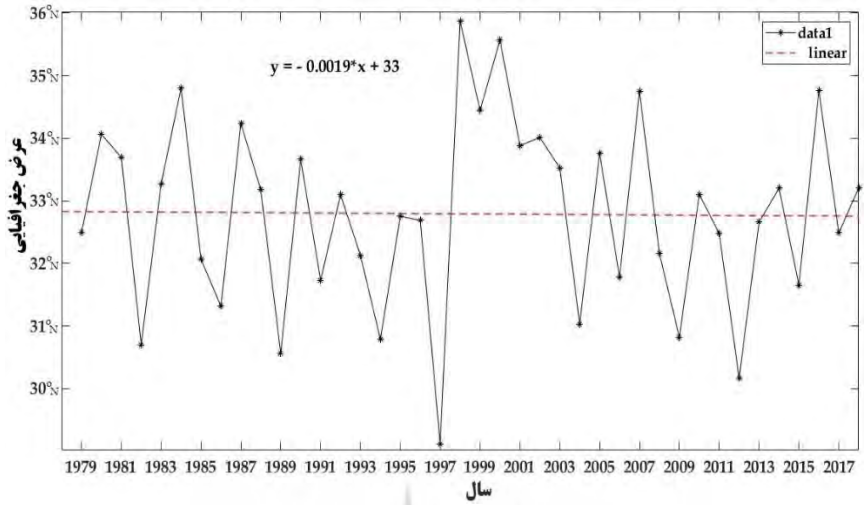
بر اساس شکل ۵، عرض جغرافیایی رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل پاییز ۱ تا ۲ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است و با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی جت جنب حاره به طور متوسط به اندازه ۰/۰۲۵ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی جت جنب حاره فصل بهار در طی سالهای ۱۹۸۱، ۱۹۹۹، ۱۹۸۴، ۲۰۰۰، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۸ که تا عرض جغرافیایی ۳۶° درجه شمالی گسترش داشته است؛ و همچنین جا به جایی جنوبی ترین عرض‌های جغرافیایی رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل پاییز در طی سالهای ۱۹۸۲، ۱۹۸۳، ۱۹۸۵، ۱۹۸۷، ۱۹۹۲، ۱۹۹۷، ۱۹۹۸، ۲۰۰۷ و ۲۰۱۵ است که تا عرض‌های جغرافیایی ۳۱° تا ۲۹° درجه شمالی مشاهده شده است.



شکل ۵- برازش سری زمانی تغییرات جت جنب حاره ای فصل پاییز در نیمکره شمالی

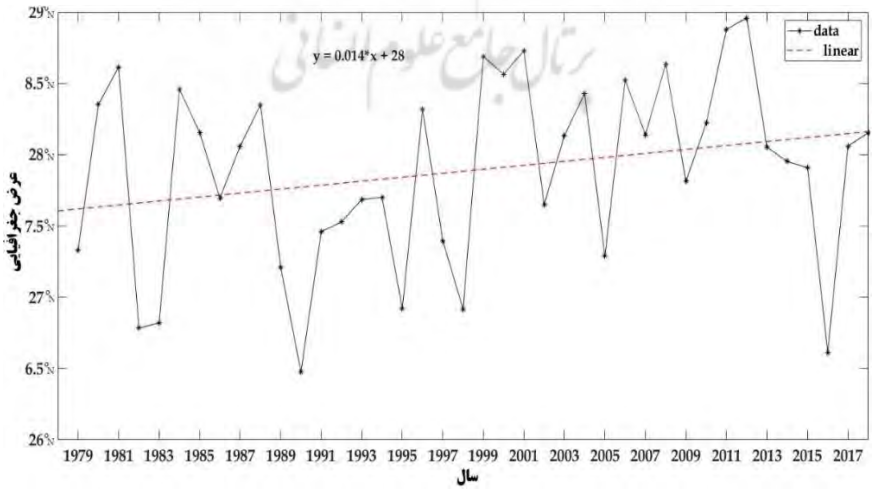
تغییرات رودباد جنب حاره فصل بهار با مقدار ۰/۰۰۱۹-روند کاهشی را داشته است (شکل ۶)؛ که البته بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی جت جنب حاره فصل بهار در طی سالهای ۱۹۸۵، ۱۹۸۸، ۱۹۹۱، ۱۹۹۸، ۱۹۹۹، ۲۰۰۰، ۲۰۰۷، ۲۰۱۵ که تا عرض جغرافیایی بین ۳۴° تا ۳۶° درجه شمالی گسترش داشته است؛ جابجایی جت جنب حاره ای به سوی قطب با عرض جغرافیایی ۲ درجه از سال ۱۹۷۹ را در طول گرم شدن دمای سطح جهانی بین سالهای ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۰ همراه است (Zolotov, 2018:

8). و همچنین جا به جایی جنوبی ترین عرض‌های جغرافیایی رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل بهار در طی سالهای ۱۹۸۲، ۱۹۸۵، ۱۹۸۶، ۱۹۸۹، ۱۹۹۴، ۱۹۹۷، ۲۰۰۴، ۲۰۰۹، ۲۰۱۲ است که تا عرض‌های جغرافیایی ۳۱° تا ۲۹° درجه شمالی مشاهده شده است.



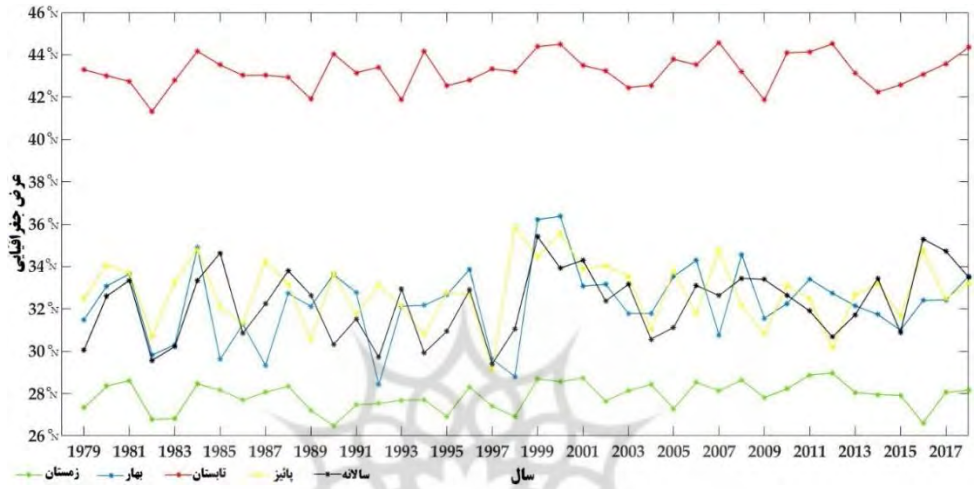
شکل ۶: برازش سری زمانی تغییرات جت جنب حاره ای فصل بهار در نیمکره شمالی

رودباد جنب حاره در فصل زمستان به جنوبی‌ترین عرض‌های جغرافیایی کشیده است و ۱ تا ۲ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است و با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی جت جنب حاره فصل زمستان به طور متوسط به اندازه ۰/۰۱۴ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی جت جنب حاره فصل بهار در طی سالهای ۱۹۸۰، ۱۹۸۱، ۱۹۸۴، ۱۹۸۸، ۱۹۹۶ و همچنین از سال ۱۹۹۹ تا ۲۰۱۷ به عرض‌های شمالی جا به جا شده است البته به غیر از سال ۲۰۱۶ که به جنوبی ترین عرض جغرافیایی تا ۲۶/۵° درجه شمالی کشیده شده است؛ و همچنین جا به جایی جنوبی ترین عرض‌های جغرافیایی رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل زمستان در طی سالهای ۱۹۸۲، ۱۹۸۳، ۱۹۹۰، ۱۹۹۵، ۱۹۹۹، ۲۰۰۵ و ۲۰۱۶ است که تا عرض‌های جغرافیایی ۲۷° تا ۲۶/۵° درجه شمالی مشاهده شده است (شکل ۷).



شکل ۷: برازش سری زمانی تغییرات جت جنب حاره ای فصل زمستان در نیمکره شمالی

به‌طورکلی، رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل تابستان از عرض‌های ۴۱ درجه تا ۴۵ درجه شمالی مشاهده شده است که نسبت به فصل‌های پاییز، زمستان و بهار به شمالی ترین عرض‌های جغرافیایی کشیده شده است. البته رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل زمستان از عرض‌های ۲۶ درجه تا ۳۰ درجه شمالی مشاهده شده است که به جنوبی ترین عرض‌های جغرافیایی کشیده شده است. رودباد جنب حاره فصل بهار و پاییز و همچنین سالانه در عرض‌های بین ۲۸ تا ۳۶ درجه شمالی کشیده شده است. این تحقیق بیانگر این است که رودباد جنب حاره نیمکره شمالی دو دوره روند افزایش را در طی سالهای ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۷ و همچنین از سال ۱۹۹۹ تا ۲۰۱۷ را داشته است.



شکل ۸- مقایسه سری زمانی تغییرات عرض جغرافیایی رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصلهای زمستان، پاییز، تابستان، بهار

نتیجه‌گیری

از فاکتورهای تأثیرگذار بر روند گسترش عرض جغرافیایی رودباد جنب حاره افزایش گازهای گلخانه ای در وردسپهر، تغییرات در دمای استراتوسفر حاره ای پایینی، فوران آتشفشانها و همچنین تقویت و گسترش سلول‌هادلی اشاره کرد. در صورت دستیابی به روند رخداد رودباد می توان رفتار احتمالی آن را در موقعیتها و زمانهای مختلف شناسایی کرد. در این مطالعه از داده‌های بازتحلیل پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک مکانی ۰/۲۵*۰/۲۵ در تراز ۱۰۰-۴۰۰ هکتوپاسکال و بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) با استفاده از نرم افزارMatlab و GrADS به بررسی گسترش قطب سوی رودبادجنب حاره نیمکره شمالی در عرض‌های میانه پرداخته شده است. عرض جغرافیایی که بیشینه ماکزیمم رودباد از سطح ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد را مورد محاسبه و تجزیه تحلیل قرار داده شده است. یافته‌های نشان داد که وضعیت میانگین ساختار عمودی رودباد جنب حاره ای در نیمکره شمالی در فصل تابستان بین ماههای ژولای تا آگوست هسته رودبادجنب حاره در تراز بین ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال با سرعت بین ۱۵ تا ۲۵ متر در ثانیه در عرض‌های بین ۳۸ تا ۴۴ درجه شمالی مشاهده شده است؛ که در فصل تابستان موقعیت رودباد جنب حاره در شمالی ترین عرض جغرافیایی قرار گرفته است. و همچنین در فصل زمستان شامل ماههای دسامبر تا آوریل رودباد جنب حاره شامل فصل پاییز به جنوبی ترین عرض‌های جغرافیایی جابه جا شده است و هسته سرعت رودباد جنب حاره در فصل زمستان از شدت بیشتری نسبت سایر فصل‌ها برخوردار است که هسته رودبادجنب حاره در تراز بین ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال با سرعت بین ۲۵ تا ۴۵ متر در ثانیه در عرض‌های بین ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی مشاهده شده است. عرض

جغرافیایی رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل تابستان ۲ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی، فصل پاییز و زمستان ۱ تا ۲ درجه جغرافیایی افزایش داشته است، البته در فصل بهار روند کاهشی مشاهد شده است. به طور کلی، رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل تابستان از عرض‌های ۴۱ درجه تا ۴۵ درجه شمالی مشاهده شده است که نسبت به فصل‌های پاییز، زمستان و بهار به شمالی ترین عرض‌های جغرافیایی کشیده شده است. البته رودباد جنب حاره نیمکره شمالی در فصل زمستان از عرض‌های ۲۶ درجه تا ۳۰ درجه شمالی مشاهده شده است که به جنوبی ترین عرض‌های جغرافیایی کشیده شده است. رودباد جنب حاره فصل بهار و پاییز و همچنین سالانه در عرض‌های بین ۲۸ تا ۳۶ درجه شمالی کشیده شده است. این تحقیق بیانگر این است که رودباد جنب حاره نیمکره شمالی دو دوره روند افزایش را در همه فصول در طی سالهای ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۷ به اندازه ۱ تا ۲ درجه عرض جغرافیایی گسترش داشته است و همچنین از سال ۱۹۹۹ تا ۲۰۱۸ به اندازه ۲ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی گسترش داشته است. این گزارش با تحقیقات آرچر و همکاران (Archer et al., 2008) و زولوتو و همکاران (Zolotov, 2018:8) همخوانی دارد که تغییرات روند رودبادهای جنب حاره ای را از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۱ برای سطح ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال مورد مطالعه قرار دادند و این افزایش در طول گرم شدن دمای سطح جهانی همراه است. نتایج این پژوهش آنها نشان داد که رودباد از لحاظ موقعیت ارتفاعی به سطوح بالاتر انتقال یافته و به سمت قطب جابه جا شده است. و با تحقیقات فو و همکاران (Fu et al., 2006) که تغییرات روند دمای وردسپهر و پوشن سپهر را برای دوره مطالعاتی ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۵ مورد مطالعه قرار داده و به این نتیجه رسیدند که رودباد جنب حاره ای برای نیمکره شمالی و با توجه به فصول تابستان و زمستان، تقریباً به اندازه ۱ تا ۲ درجه به سمت قطب جابه جا شده است. و همچنین با تحقیقات هودسن (Hudson, 2012) که با گسترش سلول‌هادلی به عرض‌های بالاتر روباد جنب حاره ای هم جابه جا شده است.

منابع

۱. عالمزاده، شاهین. احمدی گیوی، فرهنگ. محب الحجه، علیرضا. یازجی، دانیال (۱۳۹۶). ساختار هندسی جت آفریقا-آسیا در وردسپهر زبرین و پاسخ آن به گرمایش زمین در مدل‌های CMIP5. مجله ژئوفیزیک ایران، جلد۱۱، شماره ۳، صفحه ۱ تا ۲۶.

۲. عساکره، حسین؛ بیرانوند، آذر؛ فتاحیان، مختار؛ شادمان، حسن (۱۳۹۶). تحلیل روند جابه جایی رودباد و پرفشار جنب حاره بر فراز خاورمیانه و رابطه آن با اقلیم ایران، فصلنامه علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، سال هفدهم، شماره ۵۸، ص ۳۰۳-۳۱۵.

۳. فلاح قالهری، غلامعباس (۱۳۹۳). اصول و مبانی هواشناسی، انتشارات دانشگاه حکیم سبزواری، ص ۴۴۵.

۴. قانقرمه، عبدالعظیم (۱۳۹۹). ارزیابی تغییر موقعیت رودباد جنب حاره ای مستقر بر روی ایران و آینده نگری آن بر اساس دو مدل اقلیمی CanESM2 و GFDL-CM3، نشریه علمی-پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره نهم، شماره ۲۵، ص ۱۰۱-۱۲۴.

۵. قائمی، هوشنگ؛ عساکره، حسین؛ بیرانوند، آذر (۱۳۹۱). تحلیل احتمالاتی رخداد روزانه رودباد جنب حاره بر روی منطقه اقلیمی ایران، اندیشه جغرافیایی، سال ششم، شماره دوازدهم، ص۶۹-۸۶.

۶. محمدی، حسین (۱۳۸۶). فرایندهای سیستم‌های جوی، انتشارات دانشگاه تهران. ص ۱۵۱.

7. Abish, B., Joseph, P.V., Ola. Johannessen, M. (2015). Climate Change in the Subtropical Jetstream during 1950–2009. Advances in Atmospheric Sciences, Vol. 32, January 2015, 140–148.

8. Archer, C.L. and Caldeira, K. 2008. Historical trends in the jet Streams, Geophys. Res. Lett., 35, L08803.

9. Barnes E.A. and Polvani, L. (2013). The response of the Midlatitude Jets and of Their Variability to Increased Greenhouse Gases in the CMIP5 Models. Journal of Climate, VOLUME 26, 7117–7135. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00536.1.

10. Chenoli, S.N., Ahmad Mazuki, M., Turner, J. et al. (2017). Historical and projected changes in the Southern Hemisphere Sub-tropical Jet during winter from the CMIP5

models. Clim. Dyn. 48, 661–681. DOI:10.1007/s00382-016-3102-y

11. Davis, N.A. (2017). The Dynamics of Hadley Circulation Variability and Change, Colorado State University, Libraries.
12. Davis, S.M., and Rosenlof, K.H. (2013). A multidiagnostic intercomparis on of tropical-width time series using reanalysis and satellite observations, J. Clim., 25, 1061–1078, DOI:10.1175/JCLI-D-11-00127.1.
13. Fu, Q., Johanson, C.M., Wallace, J.M. and Reichler, T. (2006). Enhanced Mid Latitude Tropospheric Warming in Satellite Measurements. Journal of Science, 312: 5777, DOI 10.1126/science.1125566., 1179-1201.
14. Hudson R.D. (2012). Measurements of the movement of the jet stream at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010. Journal of Atmospheric Chemistry and Physics, 12: 16, DOI:10.5194/acp-12-7797-2012, 7797–7808.
15. Joseph, P.V. and Simon, A. (2005). Weakening trend of the southwest monsoon current through peninsular India from 1950 to the present. Journal Of Current Science, Volume. 89(4), 687–694.
16. Krishnamurit, T. (1961). On the role of the subtropical jet stream of winter in the atmospheric general circulation. Journal of meteorology, 18, 657-670.
17. Lu, J., Deser, C., and Reichler, T. (2009). Cause of the widening of the tropical belt since 1958. Geophysical Research Letters, Volume 36, Issue3, L03803, DOI:10.1029/2008GL036076., 1-5.
18. Reiter, E.R. and Whitney, L.F. (1997). Interaction between subtropical polar-front jet stream. Monthly weather review, Volume 97, 432-438.
19. Seidel, D.J., Fu, Q., Randel, W.J., and Reichler, T.J. (2008). Widening of the tropical belt in a changing climate. Journal of Nature Geoscience, Volume 1, 21– 24.
20. Strong C., and Davis R.E. (2007). Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere Courtenay. Quarterly Journal.
21. Trouet, V., Babst, F., and Meko, M. (2018). Recent enhanced high-summer North Atlantic Jet variability emerges from a three century context. Nature Communications, Volume 9, Doi.org/10.1038/s41467-017-02699-3, 1-9.
22. Yim, B.O., Min, Hong and Kug, J.-S. (2015). Inter-model diversity in jet stream changes and its relation to Arctic climate in CMIP5. Climate Dynamics. 47. 10.1007/s00382-015-2833-5.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی