

مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره نهم، شماره ۲۵، پاییز ۱۳۹۹

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۶/۱۲

تاریخ بازنگری نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۱۰/۰۲

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۱۱/۲۹

صفحات: ۱۲۴ - ۱۰۱

مقاله (علمی پژوهشی)

ارزیابی تغییر موقعیت رودباد جنب‌حاره‌ای مستقر بر روی ایران و آینده‌نگری آن بر اساس دو مدل اقلیمی GFDL-CM3 و CanESM2

عبدالعظیم قانقرمه*

*. استادیار گروه جغرافیای دانشگاه گلستان

چکیده

قرارگیری ایران در عرض‌های جغرافیایی بین ۲۵ تا ۴۰ درجه نیم‌کره شمالی سبب شده است که در طی سال رودباد جنب‌حاره‌ای، عاملی برای کنترل سامانه‌های رطوبتی در گستره ایران شود. به عبارتی زمانی که این رودباد در موقعیت جنوبی ایران قرار می‌گیرد، به دلیل قدرت زیاد آن بادهای غربی به‌راحتی سیستم‌های رطوبتی را وارد کشور می‌کنند؛ اما زمانی که به عرض‌های شمالی در طی فصول گرم جابجا می‌شود از قدرت آن کاسته می‌شود. در سال‌های گذشته گزارش شده است که موقعیت رودباد در نیم‌کره شمالی در حال جابجایی است. بنابراین هدف از این تحقیق، بررسی جابجایی موقعیت رودباد جنب‌حاره‌ای و تغییرپذیری آن بر روی ایران می‌باشد. در این تحقیق به‌منظور دستیابی به هدف پژوهش، در محدوده بین ۳۰ تا ۸۰ درجه طول شرقی در نیم‌کره شمالی داده سرعت باد مداری در سطوح بین ۱۰۰۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال از مرکز ملی مطالعات جوی و اقیانوسی ایالات‌متحده (NOAA) و همچنین خروجی مدل‌های گردش شامل GFDL-CM3 و CanESM2 برای دوره تاریخی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۵ و دوره‌های آتی ۲۰۰۶ تا ۲۱۰۰ در دو سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 از مرکز هیئت بین‌دولتی تغییر اقلیم (IPCC) دریافت شدند. در این مطالعه مؤلفه‌های اصلی رودباد شامل: سرعت هسته مرکزی رودباد و موقعیت عرض جغرافیایی می‌باشد. بررسی موقعیت و سرعت رودباد نشان می‌دهد که تغییرهای موقعیت رودباد جنب‌حاره بر روی ایران و نواحی شرقی آن از روند تغییرهای افزایشی معنی‌دار پیروی می‌کند. درحالی‌که در غرب ایران تغییرهای سرعت رودباد از روند معنی‌داری کاهشی برخوردار است. آینده موقعیت رودباد مستقر بر روی ایران نیز بر اساس مدل اقلیمی GFDL-CM3 و CanESM2 در دو سناریوی rep4.5 و rep8.5 مشخص می‌کند که نسبت به دوره پایه در هر دو سناریو و همچنین آینده نزدیک و دور موقعیت آن به شمال جابجا خواهند شد.

واژگان کلیدی: رودباد جنب‌حاره‌ای، مدل‌های گردش، سیستم‌های رطوبتی، سناریوی rep4.5 و rep8.5.

مقدمه

رودبادهای نوار باریکی از سریع‌ترین بادهای در داخل اتمسفر می‌باشند که پایدارترین آن در سطوح فوقانی لایه تروپوسفر در مجاورت لایه تروپوپاز در منطقه جنب حاره و کناره قطب سوی سلول هدلی با نام رودباد جنب حاره می‌باشد. دومین نوع رودباد در بالاتر از سطوح میانی جو به‌خصوص در منطقه معتدله و در بالای منطقه جنبه قطبی واقع شده است که به اصطلاح رودباد قطبی نامیده می‌شود و در نهایت رودبادهای سطوح پایین جو که در نواحی به خصوصی مانند سواحل بعضی از دریاها مانند دریای عرب شکل می‌گیرند که به آنها نیز رودبادهای سطح پایین اطلاق می‌شوند. رودباد جنب حاره تحت تأثیر نیروی کوریولیس ایجاد می‌شود و اقلیم مناطق زیرین را از طریق تقویت یا تضعیف سامانه‌های آب و هوایی مهاجر که در غالب بادهای غربی متأثر می‌کند. به‌طور کلی بر مبنای فرآیند و مکانیزم خاص سیستم‌ها در منطقه حاره‌ای، هوا گرم شده، صعود می‌کند و بر اثر شیب تغییرهای 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 به‌صورت بادهای غربی ظاهر می‌شود. در طی دهه‌های اخیر، موقعیت و قدرت رودباد جنب حاره به‌عنوان یکی از بخش‌های اصلی سلول هدلی تغییرهایی را نشان می‌دهد؛ به‌طوری‌که این عامل باعث گردیده پژوهشگران مختلفی از سرتاسر جهان، از دیدگاه‌های متفاوتی در ارزیابی ساختار آن، همچنین نقش و تغییرهای زمانی و مکانی رودباد جنب حاره‌ای بروی تغییرهای آب و هوایی توجه نمایند. قرارگیری ایران در عرض‌های جغرافیایی بین ۲۵ تا ۴۰ درجه نیم‌کره شمالی سبب شده است که در طی سال رودباد جنب حاره‌ای، عاملی برای کنترل سامانه‌های رطوبتی در گستره ایران شود. به عبارتی زمانی که این رودباد در موقعیت جنوبی ایران قرار می‌گیرد به دلیل قدرت زیاد آن بادهای غربی به‌راحتی سیستم‌های رطوبتی را وارد کشور می‌کنند؛ اما زمانی که به عرض‌های شمالی در طی فصول گرم جابجا می‌شود از قدرت آن کاسته می‌شود. در سال‌های گذشته گزارش شده است که موقعیت رودباد در نیم‌کره شمالی در حال جابجایی است. بنابراین ضرورت دارد به دلیل نقش عمده رودباد جنب حاره‌ای در کنترل اقلیم ایران، تغییرهای مکانی و زمانی آن برای دوره‌های آتی مورد ارزیابی قرار گیرد. البته شایان‌ذکر است تغییرهای مکانی و زمانی رودباد در نواحی مختلف انجام گرفته است. به‌عنوان مثال از کارهای آغازین در مورد رودباد جنب حاره‌ای می‌توان به کار کریشنامورتی^۱ (۱۹۶۱) اشاره نمود. این پژوهشگر در کاری به مطالعه نقش رودباد جنب حاره‌ای زمستانی در گردش عمومی جو پرداخت. او در کار خود سطح ۲۰۰ میلی باری را انتخاب و فقط بر روی تغییرهای رودباد در ماه‌های زمستان مطالعه نمود. در مقاله‌ای، ریتز^۲ و ویتنی^۳ (۱۹۶۹)، تعامل بین دو رودباد جنب حاره‌ای و جنبه قطبی را مورد مطالعه و واکاوی قرار دادند. فو^۴ و همکاران (۲۰۰۶)، تغییرهای روند دمای تروپوسفر و استراتوسفر را برای دوره مطالعاتی ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۵ مورد مطالعه قرار داده و در این بین به این نتیجه رسیدند که رودباد جنب حاره‌ای برای هر دو نیم‌کره و با توجه به فصول تابستان و زمستان، تا حدودی به‌اندازه یک درجه به سمت قطب جابجا شده است. استرنگ^۵ و دیویس^۶ (۲۰۰۷)، روندهای زمستانی جت

1 - Krishnamurti

2 - Reiter

3 - Whitney

4 - Fu

5 - Strong

6 - Davis

استریم را در سرتاسر نیم کره شمالی برای یک دوره آماری ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۷ مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج کار آنها نشان دهنده ثبات هسته رودباد جنب حاره‌ای بر روی غرب و مرکز اقیانوس آرام می‌باشد. اما در عین حال سرعت هسته‌های مرکزی به اندازه ۱،۷۵ متر در ثانیه در هر دهه در حال افزایش می‌باشد. همچنین رودباد جنب حاره‌ای در مناطقی نظیر شرق اقیانوس آرام و خاورمیانه در حال جابجایی به سوی قطب می‌باشند. فریسون^۱ و همکارانش (۲۰۰۷)، پهنای سلول هدلی را مورد مطالعه قرار دادند و نشان دادند که عرض سلول هدلی با معیار نظریه هلد^۲ و همکارش (۱۹۸۰) همخوانی دارد. مطابق نظر ایشان سلول هدلی حتی بدون وجود ادی‌های باروکلینیکی عرض‌های میانه نیز دارای پهنای محدودی می‌باشد. فو و هیو^۳ (۲۰۰۷)، با بررسی مشاهده‌های سلول هدلی از سال ۱۹۷۹ به این نتیجه رسیدند که در این سلول در حدود ۲ تا ۵ درجه جغرافیایی از اواخر دهه ۱۹۷۰ توسعه گردشی اتفاق افتاده است که این عامل تغییرپذیری بسیار زیادی در فصول تابستان و پاییز در هر دو نیم کره را سبب شده است، در حالی که تغییر عرض سلول هدلی کمترین معنی داری را با فصل زمستان و بهار دارند. بنابراین همزمان با توسعه و گسترش سلول هدلی به سوی قطب، کمربند حاره‌ای نیز پهن تر می‌شود. سایدل^۴ و همکارانش (۲۰۰۸)، پهن شدگی کمربند حاره را در ارتباط با تغییرهای اقلیمی مطالعه نمودند و آنها دریافتند که پهن شدگی کمربند حاره در مقیاس وسیع گردش اتمسفری با حرکت به سوی قطب سبب جابجایی رودبادها و مسیر حرکت سامانه‌ها می‌شود که نتیجه آن تغییر در الگوی بارش و پیامدهای آن در اکوسیستم‌های طبیعی، کشاورزی و منابع آب دیده می‌شود. لیو^۵ و همکارانش (۲۰۰۹)، علت پهن شدگی کمربند حاره‌ای را مطالعه نمودند. در این مطالعه علت اصلی دمای سطح دریاها به عنوان عامل تعیین کننده گردش عمومی اتمسفر و همچنین توزیع یخ دریایی به عنوان اثرهای تابش مستقیم از منابع طبیعی و فعالیت‌های انسانی می‌باشد. عامل مهم دیگری نیز با عنوان فراوانی ویژگی‌های تروپوپاز در منطقه حاره خودنمایی می‌کند. بیرنر^۶ (۲۰۱۰)، گسترش اخیر کمربند حاره‌ای را با استفاده از آمارهای جهانی مورد مطالعه قرار داد و مشخص نمود که روندهای گسترش به ویژه حساسیت تغییرها در آستانه ارتفاعی تروپوپاز را نشان می‌دهد. روش‌هایی برای تعیین آستانه‌های مناسب برای تعریف عرض‌های لبه‌های حاره‌ای بر اساس آماره تروپوپاز ارائه نمود. برآوردهای روند برای عرض کمربند گرمسیری از مجموعه داده‌های مختلف بازنگری، نشان می‌دهد با وجود تغییرهای فصلی و چندساله اغلب با یکدیگر متفاوت است. ژوزف^۷ و همکارش (۲۰۰۸)، در مطالعه‌های 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. آرچر^۸ و همکارانش (۲۰۰۸)، تغییرهای روند رودبادهای جنب حاره‌ای و قطبی را مورد مطالعه قرار دادند. در این تحقیق آنها داده‌های آماری ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۱ را از دو پایگاه NCEP/NCAR و ERA-40 استخراج نمودند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که هر دو رودباد از لحاظ موقعیت ارتفاعی به سطوح بالاتر انتقال یافته و در هر دو نیم کره به سمت قطب جابجا شده‌اند. همچنین در نیم کره جنوبی، هر جا رودباد جنب حاره‌ای ضعیف تر شده،

1 - Frierson
 2 - Held
 3 - Hu
 4 - Seidel
 5 - Lu
 6 - Birner
 7 - Joseph
 8 - Archer

در مقابل رودباد جبهه قطبی تقویت گردیده است. هودسن^۱ (۲۰۱۲)، نیز برای شناسایی جابجایی رودبادهای عرض-های میانه در نیم کره شمالی و جنوبی از ازون جوی استفاده نمودند و برای دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۰ نشان داد که حرکت قطب سوی در هر دو نیم کره تغییر معنی داری را نشان می دهد که این موضوع تغییر معنی داری را در الگوهای آب و هوایی و سیکل هیدرولوژیک سبب شده است. هیو و همکارانش (۲۰۱۳)، با مطالعه توسعه قطب سوی گردش هدلی با استفاده از گزارش پنجم IPCC در دو حالت تأثیر گازهای گلخانه ای و تمامی نیروهای درگیر اتمسفری برای دوره تاریخی به این نتیجه رسیدند که در حالت اول در هر ۱۰ سال سلول هدلی در حدود 0.15 ± 0.06 درجه و در حالت دوم 0.17 ± 0.06 گسترش پیدا کرده است. راجندران و همکارانش (۲۰۰۸، ۲۰۱۲)، نشان دادند که تثبیت یا تضعیف گردش تیپ هدلی موسمی تابستانی در واکنش به گرمایش جهانی سبب ضعیف شدن جریان موسمی بزرگ مقیاس (به خصوص رودباد سطح پایین) شده است. ژوزف و همکارش (۲۰۰۵)، نیز ضعیف شدن روند جت استریم های پایین را در شبه جزیره هندوستان ثابت کردند، به طوری که در دوره فعالیت (قوی شدن) موسمی، هسته رودباد پایین از روی شبه جزیره هند بین ۱۲.۵ تا ۱۷.۵ درجه شمالی جابجا می شود. در دوره ضعیف شدن موسمی، رودباد در موقعیت ۲.۵ تا ۷.۵ درجه شمالی واقع می شود. کریشنان و همکارانش (۲۰۱۳) نشان دادند که موسمی های آسیای جنوبی در واکنش به گرمایش جهانی در منطقه موسمی تابستانی گردش موسمی، سلول هدلی در حال واژگونی است و همچنین وزش موسمی جنوب غربی (رودبادهای سطوح پایین) در طی ۵۰ سال گذشته ضعیف شده است. ضعیف شدن روند گردش موسمی ها با کاهش فراوانی ریزش بارش های روزانه متوسط تا سنگین همبستگی معنی داری را نشان می دهد. آبیش^۲ و همکارانش (۲۰۱۵) تغییرهای اقلیمی جت استریم جنب حاره را در طول ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۹ مطالعه نمودند و به این نتیجه نایل شدند که سردشدگی تروپوسفر در روی عرض های میانه در آسیا نقشه مهمی در تقویت رودباد مستقر بر روی آسیا دارد در حالی که در سایر نواحی دیگر کره زمین تروپوسفر بالایی روند گرم شدن به همراه ضعیف شدن رودباد را تجربه می کنند. مطالعه فوق نشان می دهد که سردشدگی اتمسفر بالایی در عرض های میانه آسیا ناشی از فعالیت های انسانی در تولید ریز گردها (ذرات سولفات) است. یانگ^۳ و همکارانش (۲۰۰۲)، مشخص کردند که جریان رودباد شرق آسیا با یک الگوی ارتباط از راه دور در سراسر منطقه آسیا-اقیانوس آرام-آمریکا و با قوی ترین سیگنال بر روی شرق آسیا و غرب اقیانوس آرام رابطه برقرار کرده است. استرانگ و همکارانش (۲۰۰۸)، 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 غیر حاره ای الگوی عمده تغییرپذیری در فراوانی هسته رودبادهای شاخص نوسان قطبی همبستگی دارد و به عنوان یک شاخص در پیکربندی اصلی امواج رودبادهای زمستانی آشکار می شود. لیو و همکارانش (۲۰۰۹)، علت پهن شدگی کمربند حاره ای را مطالعه نمودند. در این مطالعه علاوه بر دمای سطح دریاها که نقش مهمی در گردش عمومی اتمسفر دارند و توزیع یخ های دریایی به عنوان عامل تعیین کننده در تابش مستقیم خورشید و فعالیت های انسانی، عامل مهم دیگری نیز با عنوان فراوانی ویژگی های تروپوپاز در منطقه حاره شناسایی نمودند. برانس^۴ و همکارانش (۲۰۱۳)، واکنش رودبادهای

1 - Hudson

2 - Abish

3 - Yang

4 - Barnes

عرض‌های میانه و تغییرپذیری آنها را نسبت به افزایش گازهای گلخانه‌ای در ارتباط با گزارش پنجم CMIP5 مورد مطالعه قرار داند و بیان کردند که تمامی رودبادها با تغییرهای اقلیمی به طرف قطب مهاجرت می‌کنند. به طوری- که تغییر آنها در نیم کره جنوبی به سوی قطب بین دوره تاریخی و تا انتهای قرن بیست و یکم با نگاه سناریوی RCP8.5 معادل ۲ درجه خواهد بود؛ در حالی که در نیم کره شمالی تنها یک درجه به سوی قطب جابجا می‌شود. هاراد و همکارانش (۲۰۱۳)، تشدید بخش جنوبی رودباد آسیا را در طول فصل زمستان نیم کره شمالی با استفاده از مدل- های CMIP5 مطالعه نمودند و به این نتیجه رسیدند که قدرت واگرایی تروپوسفر فوقانی با دامنه عملکرد جریان‌های آنتی سیکلونی به طور کامل مرتبط است. بنابراین تغییرهای آینده در سرعت رودباد سبب تضعیف پاسخ ماتسونو- گیل (Matsuno-Gill response) به گرمایش منطقه حاره خواهد شد. ویلیام^۱ و همکارانش (۲۰۱۵)، تغییرهای شدید گردش هدلی و افزایش خشکی جهانی را ناشی از گرمایش دی اکسید کربن مطالعه نمودند و سیگنال‌های قوی از مؤلفه‌های تقویت‌کننده و تضعیف‌کننده سلول هدلی را ناشی از گرمایش دی اکسید کربن پیدا کردند. این تغییرها به- طور گسترده‌ای در کاهش رطوبت تروپوسفری و افزایش ماه‌های خشک به‌ویژه در مناطق جنب حاره و حاره را سبب می‌شود. ایم و همکارانش (۲۰۱۵)، تنوع درون مدلی در تغییرهای رودبادها و ارتباط آن را با اقلیم مناطق قطبی با استفاده از مدل گردش 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 تضعیف شدن گرمایش به سوی استوا کشیده می‌شود. بلمچری^۲ و همکارانش (۲۰۱۷)، با استفاده از رودباد مستقر در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در نیم کره شمالی شاخصی را به صورت فصلی ارائه داد که بر این اساس شاخص فوق با الگوهای گسترده‌ای در تغییرپذیری دما و بارش با تولیدات گیاهی و فنولوژی بهاری مرتبط باشند و می‌تواند به عنوان ابزار تشخیصی یا پیش‌آگاهی در اتصال پویایی اکوسیستم و موضوع‌های اقتصادی- اجتماعی با الگوهای سطوح فوقانی اتمسفر مفید واقع شوند. عالم زاده 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 مدیترانه‌ای و نیز تضعیف انتشار شرق سوی این سیستم‌ها به ایران شوند. همچنین جابجایی رودباد به سوی قطب، جابجایی مسیر توفان‌های مدیترانه را نیز به قطب سبب شوند. لیو و همکارانش (۲۰۱۲)، تغییرهای قدرت و پهنای گردش هدلی را از سال ۱۸۷۱ مورد مطالعه قرار دادند و نشان دادند که قدرت و عرض گردش هدلی از اواخر قرن نوزدهم تا اوایل قرن بیستم دارای تغییرهای طبیعی بوده است، در حالی که بیشترین تغییرپذیری در دهه‌های اخیر اتفاق افتاده است. از نظر نویسندگان این پژوهش، این یافته‌ها، این پرسش را مطرح می‌کند که آیا تغییرهای اخیر در گردش هدلی به‌طور عمده به گرم شدن گلخانه یا به نوسانی طولانی مدت گردش هدلی مربوط می‌شود که اغلب طولانی‌تر از مطالعه‌های قبلی است. چنولی و همکارانش (۲۰۱۷)، دوره تاریخی و آینده رودباد جنب حاره را در طول زمستان برای نیم کره جنوبی با استفاده از مدل‌های CMIP5 مطالعه نمودند و مشخص نمودند که قدرت و موقعیت آن افزایش خواهد یافت؛ به طوری که بر اساس سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 به ترتیب افزایش سرعت رودباد ۲,۵ و ۵,۵ متر در ثانیه و جابجایی موقعیت آن ۰,۰۶ و ۰,۴ درجه به سوی قطب تا پایان

1 - William

2 - Belmecheri

قرن اتفاق خواهد افتاد. تروت^۱ و همکارانش (۲۰۱۸)، تغییرهای رودباد تابستانی آتلانتیک شمالی در دوره اخیر را با سه قرن پیش مورد مقایسه قرار دادند؛ به طوری که افزایش اخیر رخدادهای حدی در عرض‌های میانه با آنومالی رودباد در نیم‌کره شمالی مرتبط است. آنها دریافتند که ناهنجاری‌های شمال سوی رودباد آتلانتیک شمالی موجب امواج گرمایی و خشکسالی‌ها در شمال غرب اروپا و جنوب سوی آن باعث افزایش آتش‌سوزی‌ها در جنوب شرق اروپا شده است. در نهایت به این نتیجه رسیدند که در قرن ۲۰ تغییرپذیری سالانه جت استریم‌های نصف‌النهاری افزایش یافته است و سبب نوسان جدی در الگوی رودباد و شبه پایداری دامنه نوسان آن به‌عنوان مسیر دینامیک بالقوه برای گرمایش قطبی با تأثیر به‌سوی عرض‌های میانه شده است. قانقرمه و همکارش (۱۳۹۴)، با مطالعه نقش رودباد در کنترل بارش‌ها بر روی ایران به این نتیجه رسیدند که رودباد جنب حاره مستقر در روی ایران در مقدار و تعداد روزهای بارش نقش دارند. عساکره و همکارانش (۱۳۹۶)، روند جابجایی رودباد و پرفشار جنب حاره بر فراز خاورمیانه و رابطه آن با اقلیم ایران را مورد بررسی قرار دادند و نشان دادند که سرعت و چگونگی محور رخداد سرعت رودباد از نظر مداری، نصف‌النهاری و ارتفاع وقوع آن در تحلیل سایر سامانه‌های اقلیمی نقش بسزایی دارد. کوتاه بودن فصل سرد در جنوب کشور و محدود بودن نزولات جوی آن در مقایسه با شمال غرب کشور، نشان از تغییر در تأثیرگذاری این سامانه دارد. برخی از مطالعه‌ها بروی نقش مهم رودبادهای جنب‌حاره‌ای و جبهه قطبی در سیکلون‌زایی سرتاسر نواحی چون ایالات متحده، قسمت مرکزی دریای مدیترانه و شمال آفریقا تمرکز کرده‌اند (ویتنی^۲، ۱۹۷۷، آکسلنی^۳، ۱۹۸۷، حکیم^۴ و آکسلنی، ۱۹۹۲، پری زیرآکس، ۱۹۹۷، کاپلان و همکاران، ۱۹۹۸، پری زیرآکس و همکاران، ۲۰۰۶، کاپلان^۵ و همکاران، ۱۹۹۸، مبارک حسنی و همکاران، ۲۰۱۱، دیوید لورنز^۶، ۲۰۱۴). به‌هرحال بسیاری از مطالعه‌های دیگر نیز بر روی تغییرهای موقعیت و شدت رودباد جنب‌حاره‌ای و تأثیر آن بروی طوفان‌های عرض‌های میانه (ناکامورا^۷، ۱۹۹۲)، مبادله انرژی بین تروپوسفر و استراسفر (وی^۷، ۱۹۸۷) و رژیم گردش جوی (رتی^۸ و همکاران، ۲۰۰۶) تمرکز نموده‌اند. علی‌رغم این، مطالعه‌های دیگری نیز در داخل کشور بروی جت استریم‌ها انجام پذیرفته است. به‌عنوان نمونه در کاری فرج زاده و همکاران (۲۰۰۸)، ارتباط بین موقعیت رودبادها با سیکلون‌زایی بروی نواحی غربی ایران مورد واکاوی قرار دادند. با توجه به پیشینه تحقیق‌های انجام‌شده هدف از انجام این تحقیق، بررسی تغییرپذیری موقعیت و سرعت هسته رودباد جنب‌حاره‌ای بر روی ایران و آینده‌نگری آن به‌عنوان عامل مهم تعیین‌کننده اقلیمی ایران می‌باشد.

داده‌ها و روش‌ها

در این تحقیق به‌منظور دستیابی به هدف پژوهش، سرعت باد مداری در محدوده بین ۳۰ تا ۸۰ درجه طول شرقی در نیم‌کره شمالی و در ترازهای بین ۱۰۰۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال انتخاب شدند. این داده شامل داده‌های دوباره‌سازی‌شده

1 - Trouet

2 - Whitney

3 - Uccellini

4 - Hakim

5 - Kaplan

6 - Nakamura

7 - Wei

8 - Ruti

مرکز ملی مطالعات جوی و اقیانوسی ایالات متحده (NOAA) از ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۸ و همچنین خروجی مدل‌های گردشی شامل CanESM2 و GFDL-CM3 برای دوره تاریخی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۵ و دوره‌های آتی ۲۰۰۶ تا ۲۱۰۰ در دو سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 می‌باشد که از سایت IPCC دریافت شدند. مقیاس مکانی این داده تقریباً 2.5×2.5 و مقیاس زمانی آن به صورت ماهانه است. در فرایند انجام این پژوهش از نرم‌افزارهای STATISTICA و تعدادی از نرم‌افزارهای معمول دیگر استفاده گردید. داده‌ها از نظر مکانی به سه سری در امتداد طول جغرافیایی دسته‌بندی شدند که شامل غرب ایران (طول جغرافیایی بین ۳۰ تا ۴۴)، سرزمین ایران (طول جغرافیایی بین ۴۴ تا ۶۲.۵) و شرق ایران (طول جغرافیایی بین ۶۲.۵ تا ۸۰) می‌باشد. در این مطالعه مؤلفه‌های اصلی رودباد شامل سرعت هسته مرکزی رودباد و موقعیت عرض جغرافیایی می‌باشد. بنابراین، برای دوره مشاهداتی از داده‌های دوباره بازسازی‌شده مرکز ملی مطالعات جوی و اقیانوسی ایالات متحده و برای آینده نیز از خروجی دو مدل موردنظر در قالب دو سناریو خوش‌بینانه و بدبینانه استفاده شد. البته شایان ذکر است دوره تاریخی هر دو مدل با دوره مشاهداتی مورد ارزیابی و صحت‌سنجی قرار گرفتند.

الف- ارزیابی کارایی مدل‌های گردشی

به منظور ارزیابی رودباد شبیه‌سازی‌شده توسط دو مدل CanESM2 و GFDL-CM3 بر روی ایران و نواحی غربی و شرقی آن از معیارهای شامل ضریب کارایی نش-ساتکیف (NSE) (قانونم و همکارانش، ۲۰۱۸)، ریشه دوم میانگین مربعات خطا (RMSE)، ضریب تعیین (R2) و شاخص توافق ویلموت (d) استفاده شد. در معیار ضریب کارایی نش-ساتکیف؛ OBS شامل داده دوباره بازسازی‌شده و MODEL داده‌های مدل شده می‌باشد.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{n=1}^{SUM} (OBS_n - MODEL_n)^2}{\sum_{n=1}^{SUM} (OBS_n - \overline{OBS})^2} \quad (1)$$

اگر ضریب نش-ساتکیف معادل ۱ باشد توافق کامل مدل را نشان می‌دهد، در مقابل اگر به صفر برسد این مدل‌ها کارایی مناسبی را ندارد. بنابراین هرچه میزان ضریب به یک نزدیک شود حاکی از کارایی مدل شبیه‌سازی‌شده می‌باشد.

ریشه دوم میانگین مربعات خطا در واقع معیاری جهت مقایسه مقادیر برآورد شده از مدل با مقادیر مشاهداتی می‌باشد. در این مقاله با توجه به دامنه تغییرپذیری زیاد سرعت باد با استفاده از دامنه حداکثر و حداقل ریشه دوم میانگین مربعات خطا به صورت معیار بدون بعد (NRMSE) تبدیل شد. در معادله MAX، MIN و N به ترتیب حداکثر، حداقل و تعداد یا دوره زمانی داده‌های دوباره بازسازی‌شده می‌باشد.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (OBS - MODEL)^2}{N}} \quad (2)$$

$$NRMSE = \frac{RMSE}{MAX_{obs} - MIN_{obs}} \quad (3)$$

ضریب تعیین، یکی از مهم‌ترین معیارهای ارزیابی عملکرد و رابطه بین داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی می‌باشد. هرچه قدر به مقدار ۱ نزدیک شود، توافق بین داده‌ها و مقدار صفر آن نیز عدم توافق را نشان می‌دهد که با توجه به اینکه مقدار آن در این از ضریب پیرسون می‌باشد؛ بنابراین برای دوره واسنجی مدل که شامل دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۵ معادل ۶۹۶ ماه است، آستانه معنی داری آن در سطح معنی داری ۵ درصد معادل ۰,۰۰۴ و برای دوره صحت‌سنجی

(شامل دوره ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۸) معادل ۰,۰۱۸ می‌باشد. در این معادله x معادل داده دوباره بازسازی شده و y نیز داده‌های مدل شده می‌باشند.

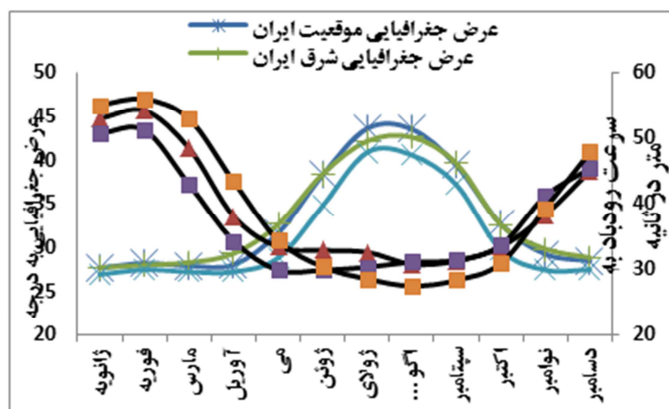
$$R_{(x,y)} = \frac{n \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{[n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2]^{0.5} [n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2]^{0.5}} \quad (۴)$$

شاخص توافق ویلموت (d) بین صفر تا یک متغیر است. یک، نماینده توافق کامل مشاهده‌ها و پیش‌بینی‌ها و صفر نماینده عدم توافق کامل است (ویلموت و همکارانش، ۲۰۱۲). این شاخص میزان صحت پیش‌بینی‌های مدل را نشان می‌دهد. برای رسیدن d به حد معنا داری نمی‌توان مقداری قائل شد.

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (obs_i - model_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|model_i - obs_i| + |obs_i - obs_i|)^2} \quad (۵)$$

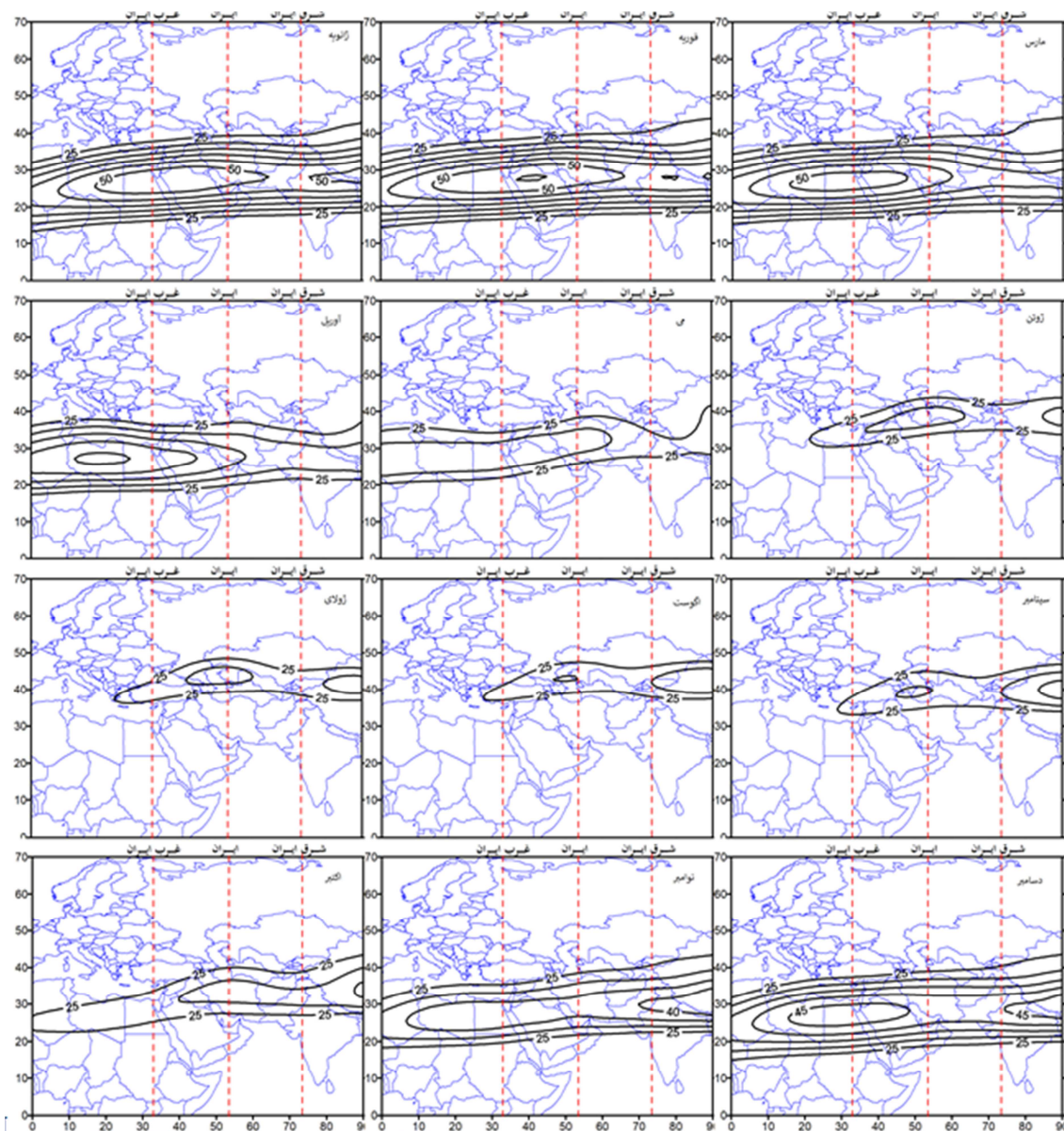
یافته‌های تحقیق

بررسی رودباد جنب‌حاره‌ای مستقر بر روی ایران و نواحی غربی و شرقی آن نشان می‌دهد که بیشترین سرعت رودباد جنب‌حاره‌ای در موقعیت جنوبی و کمترین آن در موقعیت شمالی اتفاق می‌افتد. یکی از ویژگی‌های قابل توجه این رودباد بر روی ایران و نواحی اطراف آن به این شکل می‌باشد که مطابق شکل ۱ در ماه‌های مختلف علاوه بر تغییرها در سرعت، در موقعیت‌های مختلفی نیز قرار می‌گیرند که حاکی از دو حالت پایداری و انتقالی می‌باشد. به عبارت دیگر ماه‌های دسامبر تا آوریل در روی ایران در جنوبی‌ترین موقعیت و میزان جابجایی در آن به حداقل می‌رسد. همچنین در ماه‌های جولای و آگوست نیز در شمالی‌ترین موقعیت به مدت دو ماه پایدار می‌شوند؛ درحالی که بین ماه‌های آوریل تا جولای که شامل دو ماه می و ژوئن قرار می‌گیرد جابجایی شدیدی در موقعیت رودباد به همراه کاهش شدید سرعت به سوی شمال دیده می‌شود. همچنین بین آگوست تا دسامبر نیز در طی سه ماه سپتامبر، اکتبر و نوامبر به طرف جنوب جابجایی به همراه افزایش سرعت صورت می‌گیرد. بنابراین جابجایی به سوی شمال بسیار زیاد است، درحالی که پاییز یا انتقال از موقعیت تابستانی تا به زمستانی آن سه ماه طول می‌کشد یا به عبارت دیگر برگشت به سوی جنوب با شدت کمتری اتفاق می‌افتد؛ بنابراین می‌توان گفت که دلیل کوتاه بودن فصل بهار در ایران را رفتار رودباد جنب حاره تعیین می‌کند. مطابق شکل ۲ که در آن نقشه‌های دوازده‌ماهه رودباد نمایش داده شده است، تراکم هسته‌های سرعت رودباد در ماه‌های ژانویه تا مارس زیاد است؛ اما در ماه‌های آوریل تا اکتبر تراکم منحنی‌های هم سرعت کاسته شده است. از طرف دیگر مشخص می‌گردد که در ماه‌های گرم سال یعنی ژوئن تا سپتامبر در غرب ایران سرعت رودباد بسیار ضعیف می‌شود، درحالی که بر روی ایران حتی در شمالی‌ترین موقعیت خود به صورت سلول بسته دیده می‌شود. در این دوره زمانی در شرق ایران سرعت رودباد نسبت به غرب آن قوی‌تر است.

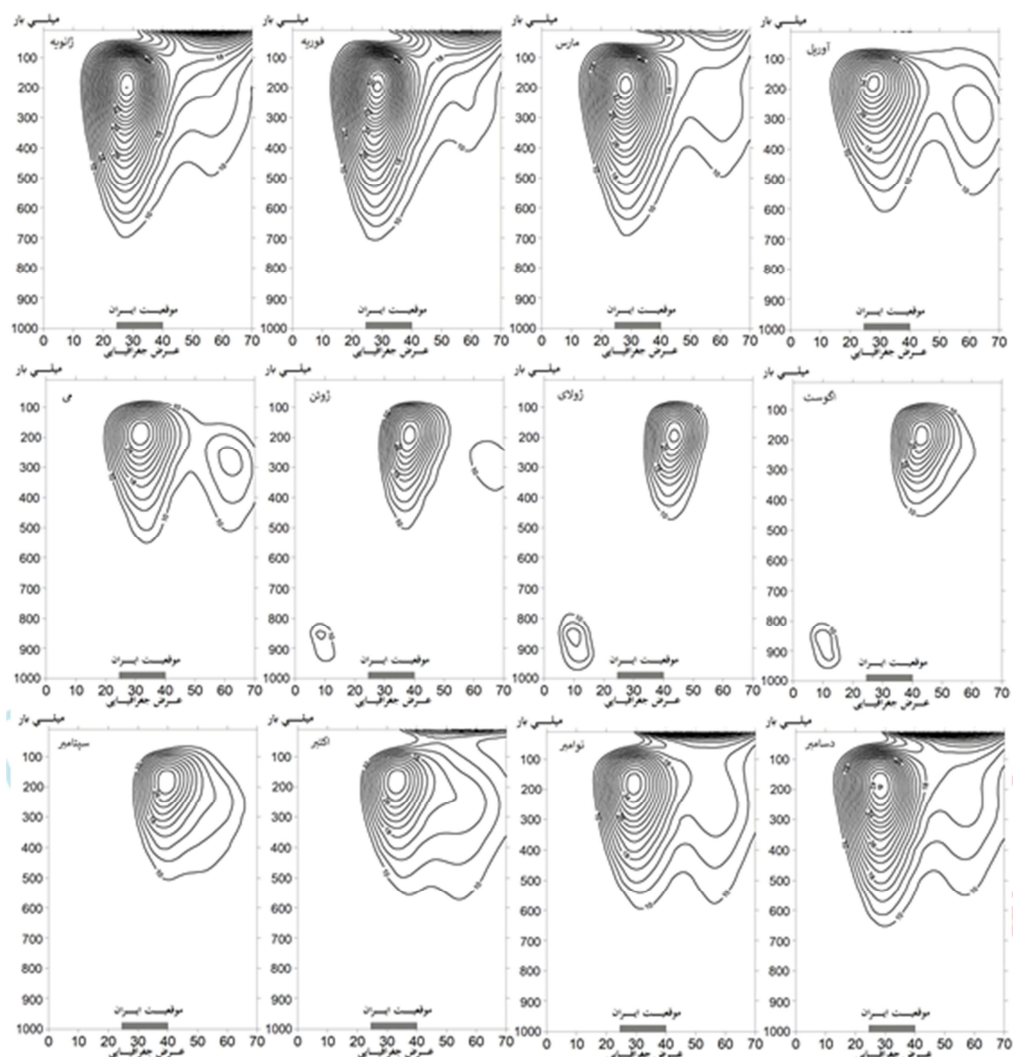


شکل ۱: نمودار میانگین ماهانه موقعیت عرض جغرافیایی و سرعت هسته رودباد جنب حاره بر روی ایران و نواحی غرب و شرق آن

مطابق شکل ۳ وضعیت مقاطع رودباد بر روی ایران در فصول مختلف نشان داده شده است که در فصل زمستان یعنی در ماه‌های دسامبر تا آوریل گسترش عمودی به سطح پایین مطابق با منحنی هم سرعت ۱۰ متر بر ثانیه تا حدود ۷۰۰ هکتوپاسکال کشیده می‌شود. در این دوره هسته رودبادهای موردنظر نیز منطبق بر هم می‌باشند؛ به طوری که میانگین تراز ارتفاعی آن ۱۹۵ هکتوپاسکال و در عرض جغرافیایی ۲۸,۳۵ درجه شمالی قرار دارد. مطابق منحنی‌های هم سرعت گسترش عمودی رودباد از مرکز به سوی پایین دارای کمترین شیب است؛ درحالی که به سوی عرض‌های شمالی و جنوبی و همچنین به سوی بالا دارای شیب زیادی است. در فصل بهار شامل ماه‌های می و ژوئن یا به عبارتی در فاصله بین آوریل تا جولای، هسته رودباد جنب حاره شدیداً به سوی عرض‌های شمالی جابجا می‌شود؛ به طوری که در این دو ماه از گسترش عمودی کاسته و برعکس تا حدودی گسترش افقی آن افزوده شده است. در مقاطع عمودی به سوی شمال علاوه بر رودباد جنب حاره، هسته دیگری از رودباد در موقعیت ۶۲ درجه شمالی در تراز ۲۷۵ هکتوپاسکال دیده می‌شود که گویای فعال بودن رودباد قطبی است. در فصل تابستان شامل ماه‌های جولای و اگوست، موقعیت رودباد در شمالی‌ترین عرض جغرافیایی واقع می‌شود که متوسط ارتفاع هسته رودباد در تراز ۱۹۰ هکتوپاسکال و عرض جغرافیایی آن بین ۳۸/۲ تا ۴۴ درجه شمالی در تغییر است. گسترش عمودی آن با منحنی هم سرعت ۱۰ متر بر ثانیه در تراز بین ۵۰۰ تا ۴۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد. درنهایت در فصل انتقالی پاییز شامل ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر با سرعت قابل توجهی به سوی عرض‌های جنوبی جابجا می‌شوند؛ البته نسبت به سرعت جابجایی بهاری از شدت کمتری برخوردار است. در این فصل گسترش شمالی-جنوبی رودباد افزایش یافته است و این موضوع حاکی از شکل‌گیری رودباد قطبی در نواحی شمالی آن می‌باشد؛ به طوری که در ماه نوامبر تا حدودی جدایی دو هسته دیده می‌شود.



شکل ۲: تغییرهای میانگین ماهانه رودباد جنب‌حاره‌ای مستقر بر روی ایران و محدوده پیرامون آن در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (متر بر ثانیه)



شکل ۳: میانگین مقاطع عمودی میانگین ماهانه رودباد (متر بر ثانیه) جنب حاره بر روی ایران (۲۰۱۸-۱۹۴۸)

الف- تغییر پذیری موقعیت هسته مرکزی رودباد جنب حاره بر روی ایران و نواحی مجاور

مشخصه‌های عرض جغرافیایی هسته رودباد بر روی ایران حاکی از آن است که در فصل زمستان (دسامبر تا آوریل) موقعیت مرکزی آن در ۲۸,۰۸۵ (می و ژوئن) ۳۵,۰۱۸، تابستان (ژولای و اگوست) ۴۳,۵۹۲ و پاییز (سپتامبر تا نوامبر) ۳۳,۷۹۷ درجه شمالی قرار می‌گیرد. تغییرپذیری (CV%) ۷۱ ساله موقعیت رودباد حاکی از آن است که بیشترین آن در ماه‌های آوریل و اکتبر به ترتیب معادل ۱۰,۷۷۴ و ۱۰,۰۴۴ درصد و کمترین آن نیز در ماه جولای معادل ۵,۵۴۶ درصد می‌باشد. همچنین تغییرپذیری فصلی آن نیز در بهار و پاییز نسبت به تابستان و زمستان بیشتر است که این موضوع به دلیل انتقالی بودن آن دو فصل می‌باشد.

جدول ۱: مشخصه‌های تغییرپذیری عرض جغرافیایی هسته رودباد مستقر بر روی ایران

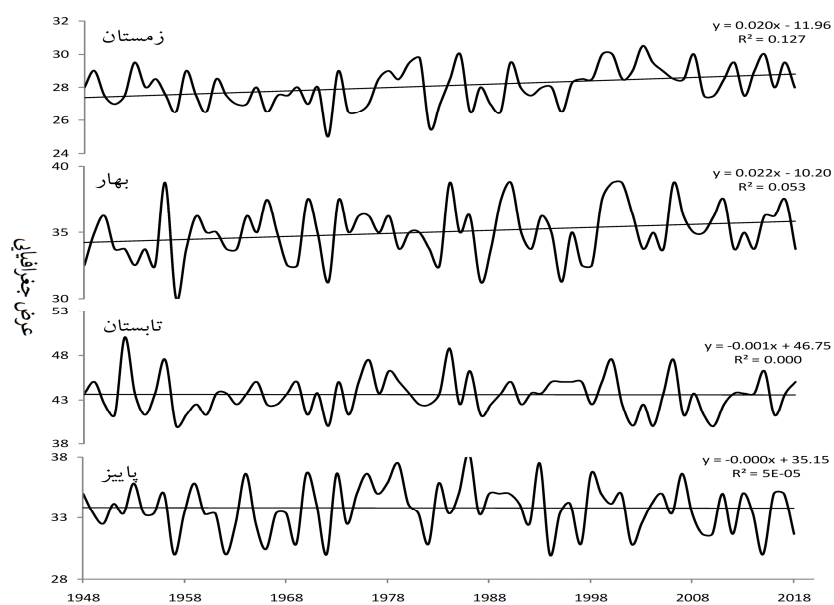
ماه	عرض جغرافیایی به درجه					سرعت به متر در ثانیه				
	میانگین	CV%	R2	تغییر ۷۱ ساله	DW	میانگین	CV%	R2	تغییر ۷۱ ساله	DW
ژانویه	27.694	6.548	0.132**	2.268	1.986	53.03	11.885	0.002	1.017	2.066
فوریه	28.239	6.921	0.004	0.435	1.807	54.238	13.052	0.000	-0.133	2.077
مارس	27.94	7.413	0.023	1.074	2.354	48.508	13.620	0.032	-4.075	2.440
آوریل	28.063	10.774	0.003	0.595	2.018	38.136	12.601	0.006	-1.314	2.230
می	31.69	8.823	0.046**	2.071	1.869	33.433	14.206	0.001	0.442	1.988
ژوئن	38.345	6.229	0.020	1.167	2.093	32.933	13.292	0.016	1.878	1.755
ژولای	43.627	5.546	0.002	-0.399	1.849	32.649	16.903	0.001	0.612	1.876
اگوست	43.556	6.906	0.000	0.173	2.093	30.845	18.981	0.002	0.912	1.601
سپتامبر	39.437	7.889	0.007	0.875	1.969	31.311	16.229	0.008	-1.578	2.289
اکتبر	32.676	10.044	0.054**	-2.619	1.962	33.467	13.502	0.003	0.815	2.043
نوامبر	29.278	8.917	0.032	1.598	1.834	38.399	12.979	0.000	-0.111	2.477
دسامبر	28.486	8.19	0.122**	2.798	1.681	45.021	13.905	0.008	1.918	2.354
زمستان	28.085	4.151	0.128**	1.434	1.944	47.787	5.971	0.003	-0.517	1.910
بهار	35.018	5.803	0.054**	1.619	2.073	33.183	9.475	0.011	1.160	1.905
تابستان	43.592	4.845	0.000	-0.113	2.117	31.747	13.988	0.002	0.762	1.698
پاییز	33.797	5.991	0.000	-0.049	2.259	34.392	9.247	0.001	-0.291	2.419
سالانه	33.253	3.253	0.050**	0.835	2.111	39.331	4.893	0.000	0.032	2.210

** معنی دار در سطح ۵ درصد

به منظور مشخص نمودن روند تغییرها، از روش پیرسون استفاده شد. به طوری که از جدول ۱ دیده می‌شود معنی دارترین روند تغییرها بر مبنای ۵ درصد خطا در ماه‌های ژانویه، می، اکتبر و دسامبر اتفاق افتاده است؛ با این تفاوت که در ماه اکتبر روند کاهشی است و در طی ۷۱ سال بر اساس شیب تغییرها ۲,۶۱۹ درجه به موقعیت جنوبی‌تر جابجا شده است. در حالی که در ماه ژانویه ۲,۲۶۸ و دسامبر ۲,۷۹۸ درجه به موقعیت شمالی‌تری جابجا گردیدند. اما از نظر فصلی، زمستان و بهار دارای روند افزایشی معنی داری است؛ به طوری که در فصل زمستان موقعیت هسته رودباد ۱,۴۳۴ و بهار ۱,۶۱۹ درجه به عرض‌های شمالی جابجا شدند. این موضوع از نظر سالانه نیز از جابجایی معنی دار پیروی می‌کند؛ به طوری که در طی ۷۱ سال ۰,۸۳۵ درجه به موقعیت شمالی‌تری جابجا گشته است. شکل شماره ۴ تغییرهای زمانی برای دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۸ را برای فصول چهارگانه نشان می‌دهد، به طوری که دیده می‌شود علاوه بر روند تغییرهای معنی دار برای زمستان و بهار که حالت افزایشی دارد، بلکه این افزایش در زمستان از سال ۱۹۶۱ از شدت بیشتری برخوردار است؛ به طوری که بر اساس شیب این دوره موقعیت هسته رودباد ۱,۸۰ درجه جابجا شده است. بر اساس آزمون دوربین واتسن (DW) ارزیابی تغییرها با استفاده از مدل رگرسیون نیز معنی دار می‌باشد؛ به طوری که برای دوره ۷۱ ساله دامنه مورد پذیرش عدم خودهمبستگی با تأخیر یک گام زمانی دوربین بین ۱,۶۴۱ تا ۲,۳۵۹ می‌باشد؛ به طوری که دیده می‌شود در تمامی ماه‌ها، فصول و سال رقم محاسبه شده معنی دار است.

بررسی تغییرهای سرعت رودباد نیز نشان می‌دهد که در فصل زمستان بالاترین سرعت (میانگین معادل ۴۷,۷۹ متر بر ثانیه) و کمترین آن در فصل تابستان (معادل ۳۰,۸۴ متر بر ثانیه) است در حالی که بیشترین تغییرپذیری در زمستان معادل ۱۳,۹۹ درصد و بیشترین آن در زمستان معادل ۵,۹۷ درصد است. به عبارت دیگر در زمستان با توجه

به افزایش قدرت رودباد از شدت تغییرپذیری آن کاسته می‌شود درحالی‌که در دوره گرم سال با توجه به ضعیف شدن رودباد شدت تغییرپذیری آن افزایش پیدا می‌کند. در کل تغییرهای بلندمدت ۷۱ ساله سرعت هسته رودباد حاکی از آن است که بر روی ایران از روند معنی داری پیروی نمی‌کند.



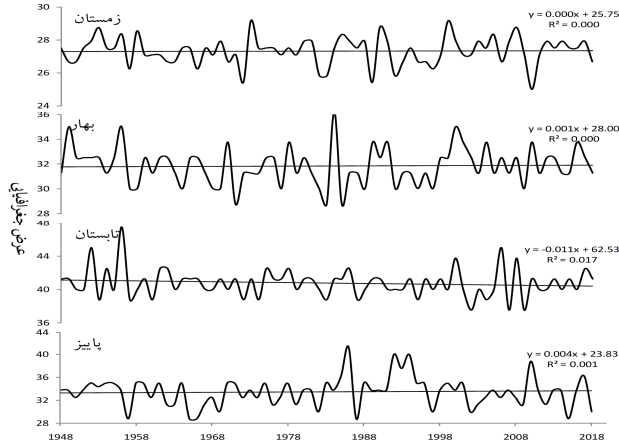
شکل ۴: نمودار تغییرهای فصلی رودباد جنب حاره بر روی ایران

مطابق جدول شماره ۲ مشخص می‌گردد که در غرب ایران میانگین موقعیت دوره زمستانی یک ماه بیشتر از ایران است. به طوری‌که این دوره بین ماه‌های نوامبر تا آوریل می‌باشد و میانگین موقعیت آن در این دوره معادل ۲۷,۳۲۱ درجه شمالی می‌باشد. بیشترین جابجایی رودباد جنب حاره در غرب ایران در ماه جولای به ۴۰,۹۱۵ درجه شمالی می‌رسد، درحالی‌که در روی ایران در این ماه به ۴۳,۶۲۷ درجه نیز می‌رسد. در این محدوده بیشترین تغییرپذیری موقعیت در ماه‌های پاییز یعنی سپتامبر و اکتبر دیده می‌شود (شکل ۵). در کل تغییرهای طولانی‌مدت موقعیت رودباد از روند تغییر معنی داری پیروی نمی‌کند؛ درحالی‌که تغییرهای سرعت رودباد نشان می‌دهد که ماه‌های مارس، آوریل و می از روند تغییر معنی داری پیروی می‌کند. این تغییرها حاکی از آن است که سرعت رودباد در حال کاهش است، به طوری‌که در این ماه‌ها در طی ۷۱ سال به ترتیب ۴,۹۳، ۶,۳۰ و ۶,۰۴ متر بر ثانیه کاسته شده است که حاکی از ضعیف شدن رودباد در دوره زمستان و بهار می‌باشد.

جدول ۲: مشخصه‌های تغییرپذیری عرض جغرافیایی هسته رودباد مستقر بر روی غرب ایران

ماه	عرض جغرافیایی به درجه					سرعت به متر در ثانیه				
	میانگین	CV%	R2	تغییر ۷۱ ساله	DW	میانگین	CV%	R2	تغییر ۷۱ ساله	DW
ژانویه	26.954	6.258	0.002	0.289	1.966	55.133	9.986	0.001	-0.603	1.927
فوریه	27.500	7.042	0.010	0.679	1.997	56.016	10.104	0.003	0.987	2.137
مارس	27.254	6.607	0.006	-0.482	2.161	52.967	11.109	0.059**	-4.928	2.198
آوریل	27.254	8.227	0.010	-0.762	1.919	43.447	12.381	0.116**	-6.302	1.912
می	28.838	8.003	0.000	-0.107	2.246	34.48	13.931	0.134**	-6.038	1.643
ژوئن	34.824	4.903	0.004	0.381	1.907	30.439	9.623	0.002	-0.463	1.924
جولای	40.915	4.646	0.015	-0.798	2.558	28.589	12.737	0.007	-1.022	1.855
اگوست	40.599	5.931	0.008	-0.762	2.641	27.529	15.602	0.002	-0.668	1.927
سپتامبر	37.218	10.804	0.015	1.685	1.654	28.405	14.255	0.000	-0.176	2.348
اکتبر	29.736	11.781	0.007	-0.994	2.128	30.973	13.907	0.017	-1.904	2.168
نوامبر	27.465	8.068	0.008	0.679	1.687	39.369	13.581	0.004	-1.153	2.269
دسامبر	27.500	6.336	0.000	-0.065	2.088	47.897	11.774	0.007	1.585	2.044
زمستان	27.321	3.105	0.000	0.056	2.196	49.138	5.417	0.036	-1.736	1.866
بهار	31.831	4.825	0.001	0.137	2.349	32.460	8.019	0.132**	-3.251	1.745
تابستان	40.757	4.227	0.017	-0.780	2.847	28.059	11.504	0.006	-0.845	1.807
پاییز	33.477	7.715	0.002	0.345	1.723	29.689	10.886	0.009	-1.040	2.362
سالانه	31.339	2.702	0.000	-0.021	2.258	39.604	4.27	0.088**	-1.723	2.371

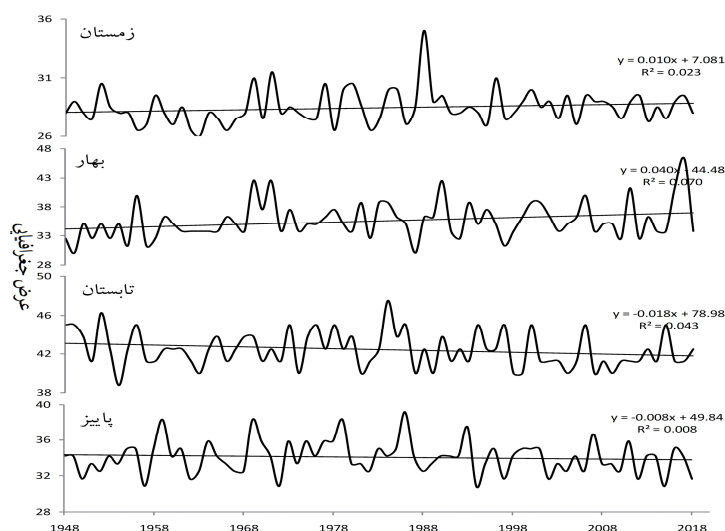
بررسی ویژگی‌های رودباد در شرق ایران مطابق جدول شماره ۳ حاکی از آن است که میانگین موقعیت زمستانی آن در ۲۷,۳۲۱ درجه شمالی مستقر می‌شود که دوره زمستانی آن شبیه موقعیت ایرانی بین ماه‌های دسامبر تا آوریل است، به طوری که در مقایسه با نواحی غربی خود در عرض شمالی تری قرار می‌گیرد. به عبارت دیگر از غرب به شرق ایران دارای یک روند افزایشی است در حالی که در تابستان موقعیت رودباد در ۴۰,۷۵۷ درجه شمالی است که نسبت به موقعیت ایرانی آن در بخش جنوبی تری قرار دارد؛ به بیان دیگر موقعیت تابستانی رودباد نسبت به غرب و شرق خود در موقعیت شمالی قرار دارد. در شرق ایران تغییرهای بلندمدت ۷۱ ساله حاکی از آن است که در ماه‌های ژانویه، می، اگوست، اکتبر، نوامبر و دسامبر دارای روند معنی داری می‌باشد، با این تفاوت که در ماه‌های اگوست و اکتبر روند کاهشی است (شکل ۶). در نهایت بالاترین جابجایی به سوی شمال در ماه می معادل ۴,۶۳۷ درجه شمالی می‌باشد. از نظر سرعت در این منطقه تغییرهای طولانی مدت در ماه‌های زمستان با روند افزایشی معنی داری می‌باشند.



شکل ۵: نمودار تغییرهای فصلی رودباد جنب حاره بر غرب ایران

جدول ۳: مشخصه‌های تغییرپذیری عرض جغرافیایی هسته رودباد مستقر بر روی شرق ایران

ماه	عرض جغرافیایی به درجه					سرعت به متر در ثانیه				
	میانگین	CV%	R2	تغییر ۷۱ ساله	DW	میانگین	CV%	R2	تغییر ۷۱ ساله	DW
ژانویه	27.746	6.837	0.148**	2.512	1.921	50.792	11.506	0.042**	4.103	2.129
فوریه	28.028	7.675	0.000	0.060	2.354	51.237	13.423	0.002	0.966	2.203
مارس	28.327	10.626	0.001	-0.345	1.919	43.000	12.554	0.008	1.668	1.922
آوریل	29.331	20.676	0.001	-0.643	1.990	34.399	13.167	0.021	-2.270	1.885
می	32.676	16.927	0.059**	4.637	2.166	29.923	14.675	0.000	-0.090	1.536
ژوئن	38.451	6.443	0.017	1.095	2.115	29.927	13.846	0.016	1.800	1.902
جولای	42.183	6.005	0.01	-0.851	1.967	30.367	15.294	0.016	2.036	1.726
اگوست	42.641	5.042	0.057**	-1.768	2.335	31.168	14.882	0.005	1.071	1.623
سپتامبر	39.648	7.926	0.001	-0.369	2.109	31.432	12.643	0.003	-0.808	1.826
اکتبر	32.641	12.137	0.044**	-2.851	1.963	33.712	9.982	0.013	1.344	2.146
نوامبر	29.859	6.151	0.058**	1.524	2.136	41.233	10.667	0.011	1.593	1.901
دسامبر	28.873	5.815	0.151**	2.244	2.238	45.429	11.488	0.073**	4.858	1.950
زمستان	28.461	5.078	0.024	0.765	2.138	44.971	5.911	0.042**	1.865	1.910
بهار	35.563	8.848	0.070**	2.866	2.131	29.925	10.075	0.007	0.855	1.870
تابستان	42.412	4.324	0.043**	-1.310	2.178	30.768	11.622	0.016	1.554	1.653
پاییز	34.049	5.383	0.008	-0.565	2.111	35.459	6.684	0.008	0.710	1.877
سالانه	33.367	3.600	0.011	0.436	2.156	37.719	4.126	0.064**	1.355	1.792



شکل ۶: نمودار تغییرهای فصلی رودباد جنب حاره بر شرق ایران

ب- واسنجی و صحت‌سنجی مدل‌های گردش

در ادامه به منظور آینده‌نگری وضعیت رودباد مستقر بر روی ایران، دوره پایه (داده‌های دوباره بازسازی شده و داده‌های مدل شده) به دو دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۵ به‌عنوان دوره واسنجی مدل‌ها و همچنین دوره ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۸ به‌عنوان دوره صحت‌سنجی مدل‌ها تقسیم شدند. جداول شماره‌های ۴، ۵ و ۶ یافته‌های این ارزیابی می‌باشد. بر این اساس مطابق جدول ۴ بر روی ایران مشخص می‌گردد که بر مبنای ریشه دوم معیار خطای نرمال شده (NRMSE) در مدل GFDL-CM3 برای دوره واسنجی معادل ۰,۳۹۰ و در مدل CanESM2 معادل ۰,۴۰۲ است. این مقدار در دوره واسنجی برای دو سناریوی rcp45 و rcp85 در مدل اول به ترتیب معادل ۰,۲۱۵ و ۰,۲۱۷ و در مدل دوم نیز به ترتیب ۰,۲۳۳ و ۰,۲۱۹ می‌باشد. با توجه به این نتایج مشخص می‌گردد که مقدار NRMSE در مدل GFDL-CM3 و همچنین در سناریوی rcp85 از مقدار کمتری برخوردار است. از طرف دیگر این مقدار در دوره صحت‌سنجی از دوره واسنجی نیز کمتر می‌باشد، درحالی‌که انتظار می‌رود که مقدار آن بیشتر باشد؛ شاید این موضوع به این دلیل باشد که دوره آماری از دوره صحت‌سنجی کمتر است. همچنین بر مبنای ارزیابی شاخص نش ساتکلیف، توافق و یلموت و ضریب تعیین مشخص می‌گردد که در دوره واسنجی بر مبنای مدل GFDL-CM3 هرکدام به ترتیب معادل ۰,۸۲۰ و ۱ و ۰,۳۷۷ و در مدل CanESM2 نیز معادل ۰,۸۰۵ و ۱ و ۰,۴۲۵ می‌باشد؛ اما در دوره صحت‌سنجی در مدل اول بر مبنای سناریوی rcp8.5 معادل ۰,۸۱۸ و ۱ و ۰,۳۴۵ و در سناریوی rcp4.5 نیز معادل ۰,۸۱۵ و ۱ و ۰,۳۳۹ می‌باشد درحالی‌که در مدل دوم بر مبنای سناریوی rcp8.5 معادل ۰,۷۹۷ و ۱ و ۰,۳۴۷ و در سناریوی rcp4.5 نیز معادل ۰,۸۲۵ و ۱ و ۰,۳۵۴ می‌باشد. در نتیجه بر مبنای شاخص توافق و یلموت انطباق کامل بین داده‌های مشاهداتی و مدل شده وجود دارد؛ درحالی‌که بر اساس شاخص کارایی نش ساتکلیف مدل اول از کارایی بالاتری برخوردار است و همچنین در دوره صحت‌سنجی نیز تا حدودی مشابه دوره واسنجی است. در نتیجه از این ارزیابی مشخص می‌گردد که هر دو مدل در هر دو سناریو از کارایی قابل‌قبولی پیروی می‌کند.

همچنین برای غرب ایران مشخص می‌گردد که شاخص توافق ویلموت در تمامی حالت کامل است. اما ریشه دوم معیار خطای نرمال شده (NRMSE) نسبت به موقعیت ایران افزایش یافته است. همچنین ضریب کارایی نش ساتکلیف و ضریب تعیین کاهش یافته است؛ اما به این معنی نیست که این مدل‌ها در غرب ایران کارایی نداشته باشد. به‌طور کلی ضریب نش ساتکلیف در دوره واسنجی در هر دو مدل به‌طور متوسط معادل ۰,۶۶۴ است، درحالی‌که در هر دو مدل در سناریوی rcp8.5 به‌طور متوسط معادل ۰,۶۵۱ و در سناریوی rcp4.5 معادل ۰,۶۸۲ می‌باشد که حاکی از کارایی بالای مدل است. علاوه بر این در شرق ایران نیز مشخص می‌گردد که شاخص توافق ویلموت در تمامی حالت کامل است. اما ریشه دوم معیار خطای نرمال شده (NRMSE) نسبت به موقعیت ایران و غرب آن کاهش یافته است. همچنین ضریب کارایی نش ساتکلیف و ضریب تعیین نیز افزایش یافته است؛ بنابراین نسبت به نواحی غربی از کارایی بالاتری برخوردار است. در بخش شرق ایران ضریب کارایی نش ساتکلیف نشان می‌دهد در دوره واسنجی در مدل GFDL-CM3 معادل ۰,۸۶۰ و در دوره صحت‌سنجی در سناریوی rcp8.5 معادل ۰,۸۳۳ و در سناریوی rcp4.5 معادل ۰,۸۴۲ و همچنین در مدل CanESM2 معادل ۰,۸۳۹ و در دوره صحت‌سنجی در سناریوی rcp8.5 معادل ۰,۸۳۵ و در سناریوی rcp4.5 معادل ۰,۸۵۰ می‌باشد که در کل حاکی از کارایی بالای مدل است.

جدول ۴: ارزیابی توانمندی مدل‌های CanESM2 و GFDL-CM3 در دوره واسنجی و صحت‌سنجی باد مداری بر روی ایران، غرب و شرق آن

عملکرد	دوره زمانی	معیارها	GFDL-CM3						CanESM2					
			rcp8.5			rcp4.5			rcp8.5			rcp4.5		
			ضریب	تعیین	توافق	ضریب	تعیین	توافق	ضریب	تعیین	توافق	ضریب	تعیین	توافق
دوره واسنجی	1948-2005	NRMSE	0.412	0.390	0.379	0.411	0.390	0.379	0.412	0.402	0.409	0.412	0.402	0.409
		NSE	0.664	0.820	0.860	0.693	0.820	0.860	0.664	0.805	0.839	0.664	0.805	0.839
		d	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
		R2	0.361	0.377	0.388	0.316	0.377	0.388	0.361	0.425	0.431	0.361	0.425	0.431
دوره صحت‌سنجی	2006-2018	NRMSE	0.231	0.215	0.224	0.226	0.217	0.218	0.231	0.233	0.233	0.222	0.219	0.226
		NSE	0.651	0.818	0.833	0.684	0.815	0.842	0.651	0.797	0.835	0.680	0.825	0.850
		d	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000
		R2	0.344	0.345	0.353	0.330	0.339	0.350	0.344	0.347	0.346	0.347	0.354	0.358

ج- پیش‌یابی رودبادها

در این پژوهش برای مقایسه آینده رودباد جنب‌حاره‌ای مستقر بر روی ایران، سری زمانی داده‌ها به دو دوره پایه شامل: ۱۹۶۱ لغایت ۱۹۹۰ و دوره آتی شامل: آینده نزدیک ۲۰۴۱ لغایت ۲۰۶۰ و آینده دور ۲۰۷۱ لغایت ۲۰۹۰ تقسیم گردید. جدول شماره ۵ وضعیت آینده موقعیت رودباد مستقر بر روی ایران را در ماه‌های مختلف نشان می‌دهد. بر اساس مدل اقلیمی CanESM2 در دو سناریوی rcp8.5 و rcp4.5 مشخص می‌گردد که در ماه‌های سپتامبر تا دسامبر و فوریه موقعیت رودباد هم برای آینده نزدیک و دور جابجایی به سمت شمال را نشان می‌دهد؛ به‌طوری‌که در سناریوی rcp4.5 در آینده نزدیک این جابجایی به ۱,۶۴۶ درجه خواهد رسید. علاوه بر این در ماه‌های دیگر مانند

ژوئن در سناریوی rcp4.5 و در آینده نزدیک و همچنین در ماه اگوست در آینده دور جابجایی قابل توجه موقعیت رودباد به شمال اتفاق خواهد افتاد. درحالی که در سایر ماه‌ها بیشترین جابجایی‌ها به سمت جنوب دیده می‌شود، به طوری که در ماه جولای در سناریوی rcp4.5 هم در آینده نزدیک و هم دور جابجایی بیش از ۱٫۵ درجه به جنوب اتفاق خواهد افتاد. اما در مدل اقلیمی GFDL-CM3 از ماه‌های ژوئن تا ژانویه در بیشترین حالات موقعیت عرض جغرافیایی رودباد در هر دو سناریو هم برای آینده نزدیک و هم دور جابجایی به سمت شمال را نشان می‌دهد؛ به طوری که در ماه سپتامبر در حالت سناریوی rcp8.5 برای آینده دور بیش از دو درجه را نشان می‌دهد. البته شایان ذکر است که در ماه‌های جولای، اگوست و سپتامبر این میزان قابل توجه است. برعکس در ماه‌های مارس تا می جابجایی به سمت جنوب را نشان می‌دهد؛ البته کم‌وبیش حالت ضعیف‌تری دارد.

مطابق شکل ۷ نیز بر اساس مدل اقلیمی CanESM2 مشخص می‌گردد که از نظر فصلی در زمستان کمترین جابجایی موقعیت رودباد در هر دو سناریو برای آینده نزدیک و دور اتفاق خواهد افتاد. اما در دو فصل انتقالی بهار و پاییز کمابیش در تمامی حالت‌ها جابجایی به سمت شمال دیده می‌شود که میانگین فصلی آن در بهار برای سناریوی rcp4.5 در آینده نزدیک به بیش از یک درجه خواهد رسید. همچنین در پاییز نیز در بیشتر حالات بیش از ۰٫۸ درجه می‌باشد. برعکس در فصل تابستان در تمامی حالات جابجایی به سمت جنوب می‌باشد و مقدار آن در سناریوی ۸٫۵ برای آینده دور به ۱٫۹۰ درجه می‌رسد. مقایسه فصلی مدل GFDL-CM برعکس مدل قبلی حاکی از آن است که در تابستان جابجایی به سمت شمال در هر دو سناریو هم برای آینده نزدیک و دور قابل توجه است؛ به طوری که در سناریوی rcp8.5 برای آینده نزدیک به ۱٫۸ درجه جابجا خواهد شد. در کل مطابق این مدل بیشترین جابجایی به سمت شمال در فصل تابستان و پاییز کمابیش در هر دو سناریو اتفاق خواهد افتاد. اما جابجایی‌های فصول زمستان و بهار ضعیف‌تر می‌باشند (شکل ۷).

همچنین مطابق جدول ۶ مشخص می‌گردد که با توجه به مدل CanESM2 در هر دو سناریو برای آینده نزدیک و دور به‌غیر از ماه‌های جولای و اگوست، در سایر ماه‌ها سرعت هسته مرکزی رودباد افزایش پیدا می‌کند. به طوری که بالاترین افزایش در ماه فوریه و در سناریوی rcp8.5 برای آینده نزدیک به ۶٫۵ متر در ثانیه خواهد رسید. درحالی که در جولای بر اساس سناریوی rcp8.5 برای آینده دور ۵٫۰۳ متر در ثانیه کاهش خواهد یافت. مطابق شکل ۸ نیز آشکار است که در تابستان کاهش سرعت و در سایر فصول به‌سرعت رودباد افزوده خواهد شد. این در حالی است که بر اساس مدل GFDL-CM3 در ماه‌های بین دسامبر تا ژوئن افزایش سرعت و ماه‌های اگوست تا نوامبر سرعت کاهش خواهد یافت. موضوع قابل توجه در این است که مطابق سناریوی rcp8.5 برای آینده دور از بالاترین درجه تغییر برخوردار است؛ به طوری که در ماه مارس مقدار آن به ۸٫۵ متر در ثانیه افزایش و در اکتبر و نوامبر ۴٫۴ متر در ثانیه کاهش خواهد یافت.

جدول ۵: آینده‌نگری موقعیت رودباد جنب‌حاره‌ای بر روی ایران بر اساس دو مدل اقلیم GFDL-CM3 و CanESM2 در دو سناریوی

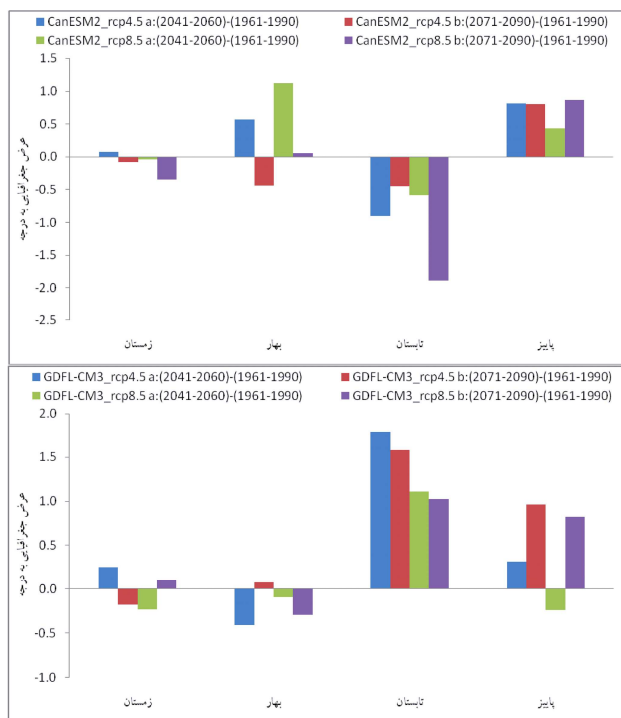
GFDL-CM3_rcp8.5		GFDL-CM3_rcp4.5		CanESM2_rcp8.5		CanESM2_rcp4.5		ماه
b	a	b	a	b	a	b	a	
0.726	0.083	0.012	0.458	-0.149	-0.396	-0.327	0.125	ژانویه
0.024	-0.042	-0.214	0.563	-0.759	0.604	0.491	0.479	فوریه
-0.235	0.083	-0.324	-0.188	-0.911	-0.083	-0.613	-0.083	مارس
-0.077	-1.083	-0.402	0.021	-0.545	-0.604	-0.455	-0.792	آوریل
-0.911	-0.583	-0.315	-0.917	-0.333	0.229	-0.979	0.083	می
0.324	0.396	0.473	0.104	-0.045	-0.688	0.107	1.042	ژوئن
0.738	1.250	1.452	1.833	-0.952	-0.396	-1.696	-1.625	جولای
1.315	0.958	1.702	1.750	-1.372	-0.583	0.792	-0.167	اگوست
2.095	-0.938	1.143	0.667	0.738	-0.167	0.491	0.271	سپتامبر
0.670	-0.229	0.729	-0.063	1.202	0.438	0.786	0.521	اکتبر
-0.304	0.500	1.006	0.333	0.667	1.042	1.134	1.646	نوامبر
0.101	-0.208	0.042	0.417	0.631	0.271	0.482	0.625	دسامبر
0.372	-0.108	0.442	0.415	-0.785	0.530	0.018	0.177	سالانه

a:(2041-2060)-(1961-1990) , b:(2071-2090)-(1961-1990)

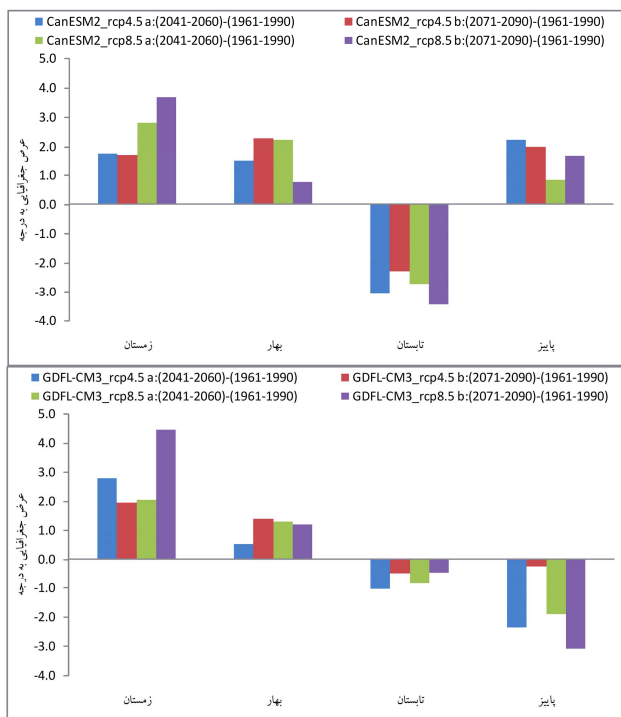
جدول ۶: آینده‌نگری سرعت هسته مرکزی رودباد جنب‌حاره‌ای بر روی ایران بر اساس دو مدل اقلیم GFDL-CM3 و CanESM2 در دو سناریو (متر به ثانیه)

GFDL-CM3_rcp8.5		GFDL-CM3_rcp4.5		CanESM2_rcp8.5		CanESM2_rcp4.5		ماه
b	a	b	a	b	a	b	a	
4.804	1.448	2.781	3.372	4.267	0.221	0.136	0.992	ژانویه
4.129	0.909	1.670	3.341	5.498	6.510	4.690	4.365	فوریه
8.583	2.310	2.247	2.966	2.435	2.857	1.891	1.960	مارس
3.526	3.161	1.764	0.493	4.769	2.902	2.490	1.324	آوریل
1.125	1.966	1.883	0.387	2.138	2.317	2.775	2.031	می
1.261	0.616	0.914	0.664	-0.612	2.169	1.775	0.959	ژوئن
0.668	0.097	-0.168	-0.670	-5.034	-2.642	-2.822	-3.023	جولای
-1.612	-1.792	-0.794	-1.427	-1.861	-2.821	-1.773	-3.041	اگوست
-0.379	-2.763	0.338	-2.422	2.751	0.705	1.703	0.601	سپتامبر
-4.444	-0.473	-0.288	-2.345	1.510	-0.042	1.775	2.824	اکتبر
-4.438	-2.471	-0.810	-2.331	0.681	1.846	2.506	3.309	نوامبر
1.247	2.417	1.229	3.791	1.421	1.518	-0.772	0.008	دسامبر
1.206	0.452	0.897	0.485	1.497	1.295	1.198	1.026	سالانه

a:(2041-2060)-(1961-1990) , b:(2071-2090)-(1961-1990)



شکل ۷: مقایسه موقعیت آبی رودباد جنب‌حاره‌ای برای آینده دور و نزدیک بر روی ایران بر اساس مدل اقلیم CanESM2 و GFDL-CM3



شکل ۸: مقایسه سرعت هسته مرکزی رودباد جنب‌حاره‌ای برای آینده دور و نزدیک بر روی ایران بر اساس مدل اقلیم CanESM2 و GFDL-CM3

نتیجه‌گیری

با توجه به اینکه رودباد جنب حاره یکی از مؤلفه‌های اصلی اقلیم ایران می‌باشد، در دوره سرد سال با جابجایی به عرض‌های جنوبی سبب می‌شود که بادهای غربی به گستره ایران وارد شوند و همچنین به دلیل بالا بودن سرعت آن در این زمان چه به لحاظ افقی و عمودی نقش عمده‌ای در هدایت آنها بازی می‌کند. درحالی‌که در دوره گرم سال هم‌زمان با کشیده شدن به طرف عرض‌های شمالی ایران و ضعیف شدن رودباد ورود سامانه‌های رطوبتی شده کاهش پیدا می‌کند و بنابراین می‌توان گفت که در دوره گرم سال اقلیم جنب حاره بر روی ایران مسلط می‌شود. یکی از ویژگی‌های قابل توجه رودباد جنب‌حاره‌ای بر روی ایران و نواحی اطراف آن، به این شکل می‌باشد که در ماه‌های مختلف علاوه بر تغییرهایی در سرعت، در موقعیت‌های مختلفی نیز قرار می‌گیرند که حاکی از دو حالت پایداری و انتقالی از نظر موقعیت می‌باشد. نتایج بررسی تغییر موقعیت هسته مرکزی رودباد جنب حاره بر روی ایران و نواحی مجاور نشان می‌دهد که در دوره‌های بلندمدت از تغییرهای معنی داری پیروی می‌کند که از جمله آن در ماه‌های ژانویه، می و دسامبر به موقعیت شمالی و در اکتبر به موقعیت جنوبی‌تر جابجا شده است. از نظر فصلی نیز دو فصل زمستان و بهار در طی این دوره زمانی دارای روند جابجایی معنی داری را به ترتیب ۱،۴۳۴ و ۱،۶۱۹ درجه به عرض‌های شمالی نشان می‌دهد. این موضوع از نظر سالانه نیز مورد تأیید است. اما بررسی تغییرهای سرعت هسته مرکزی رودباد جنب حاره نشان می‌دهد که در طی سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۸ از روند معنی داری پیروی نمی‌کند. درحالی‌که در غرب ایران از روند کاهشی معنی دار پیروی می‌کند و برعکس آن در این منطقه موقعیت رودباد دارای تغییر معنی داری نیست. درحالی‌که در شرق روند تغییرها مشابه ایران است. وضعیت آینده موقعیت رودباد مستقر بر روی ایران، بر اساس مدل اقلیمی CanESM2 در دو سناریوی rcp4.5 و rcp8.5 مشخص می‌کند که در ماه‌های سپتامبر تا دسامبر و فوریه موقعیت رودباد در هر دو سناریو و همچنین هم برای آینده نزدیک و دور جابجایی به سمت شمال را نشان می‌دهد. درحالی‌که در سایر ماه‌ها بیشترین جابجایی‌ها به سمت جنوب دیده می‌شود. در دو فصل انتقالی بهار و پاییز کمابیش در تمامی حالت جابجایی به سمت شمال دیده می‌شود. اما در مدل اقلیمی GFDL-CM3 از ماه‌های ژوئن تا ژانویه در بیشترین حالات موقعیت عرض جغرافیایی رودباد در هر دو سناریو هم برای آینده نزدیک و هم دور، جابجایی به سمت شمال را نشان می‌دهد. مقایسه فصلی مدل GFDL-CM3 برعکس مدل قبلی حاکی از آن است که در تابستان جابجایی به سمت شمال در هر دو سناریو هم برای آینده نزدیک و دور قابل توجه است. در کل مطابق این مدل بیشترین جابجایی به سمت شمال در فصل تابستان و پاییز کمابیش در هر دو سناریو اتفاق خواهد افتاد. اما جابجایی‌های زمستان و بهار ضعیف‌تر می‌باشند. سرعت هسته مرکزی رودباد جنب‌حاره‌ای با توجه به مدل CanESM2 در هر دو سناریو برای آینده نزدیک و دور به‌غیر از ماه‌های جولای و اگوست، در سایر ماه‌ها افزایش پیدا می‌کند. از نظر فصلی نیز در تابستان کاهش سرعت و در سایر فصول به‌سرعت رودباد افزوده خواهد شد. این در حالی است که بر اساس مدل GFDL-CM3 در ماه‌های بین دسامبر تا ژوئن افزایش سرعت و ماه‌های اگوست تا نوامبر سرعت کاهش خواهد یافت. همچنین در فصول زمستان و بهار افزایش و در تابستان و پاییز سرعت رودباد کاهش خواهد یافت. نتایج این پژوهش در ارتباط با تغییرهای موقعیت عرض جغرافیایی رودباد جنب‌حاره‌ای و تأثیر تغییر اقلیم بر روی آن با یافته‌های محقق‌هایی مانند فو و همکاران (۲۰۰۶)، استرنگ و دیویس (۲۰۰۷)، آرچر و همکارانش

(۲۰۰۸)، هودسن (۲۰۱۲)، فو و هیو (۲۰۰۷)، سایدل و همکارانش (۲۰۰۸)، بیرنر (۲۰۱۰)، لیو و همکارانش (۲۰۰۹)، لیو و همکارانش (۲۰۰۹)، ژوزف و همکارش (۲۰۰۸)، کریشنان و همکارانش (۲۰۱۳)، هیو و همکارانش (۲۰۱۳)، راجندران و همکارانش (۲۰۰۸، ۲۰۱۲)، آبیث و همکارانش (۲۰۱۵)، برانس و همکارانش (۲۰۱۳)، ویلیام و همکارانش (۲۰۱۵)، عالمزاده و همکارانش (۱۳۹۶)، لیو و همکارانش (۲۰۱۲) همخوانی دارند. با توجه به نتایج حاصل از این تحقیق مشخص می‌گردد که تغییرهای موقعیت و سرعت رودباد جنب‌حاره‌ای یکی از پیامدهای گرمایش جهانی اقلیم است؛ به طوری که کل ساختار جو را در مناطق جنب حاره و به خصوص در ایران تحت تأثیر قرار داده است و این موضوع نشان می‌دهد اگر گرمایش جهانی ادامه پیدا کند کمربند سلول هدلی گسترش پیدا کرده و در نتیجه از سامانه‌های رطوبت‌زای گذری از روی ایران کاسته می‌شود و از طرف دیگر با توجه به کاسته شدن سرعت رودباد، ضعیف شدن سامانه‌ها را نیز در روی ایران به دنبال خواهد داشت.

تقدیر و تشکر

این مقاله مستخرج از پروژه تحقیقاتی به شماره گزارش ۴۸۵۲-۳/۱۲ تحت عنوان: بررسی تغییرپذیری رودباد جنب‌حاره‌ای بر روی ایران، با حمایت مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه گلستان می‌باشد. بدین‌وسیله نویسنده بر خود لازم می‌داند که صمیمانه از حمایت‌های مالی و معنوی دانشگاه گلستان تقدیر و قدرانی کند.

منابع

- 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، جلد ۱۱، شماره ۳، صفحه ۱ تا ۲۶.
- عساکره، حسین. بیرانوند، آذر. فتاحیان، مختار. شادمان، حسن (۱۳۹۶). تحلیل روند جابجایی رودباد و پرفشار جنب حاره برفراز خاورمیانه و رابطه آن با اقلیم ایران، فضای جغرافیایی. تابستان، دوره ۱۷، شماره ۵۸، صفحه ۳۰۳ تا ۳۱۵.
- قانقرمه، عبدالعظیم. روشن، غلامرضا (۱۳۹۴). ارزیابی نقش رودباد جنب‌حاره‌ای در کنترل بارش‌های ایران. مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال ۲۶، پیاپی ۵۹، شماره ۳، صفحه ۸۳ تا ۹۸.
- 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.
- Archer, C. L., and Caldeira, K. (2008). Historical trends in the jet streams, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08803, , DOI:10.1029/2008GL033614.
- Barnes E.A. and L. Polvani. (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>.
- Belmecheri S., Babst F., Hudson A.R., Betancourt J., Trouet V. (2017). Northern Hemisphere Jet Stream Position Indices as Diagnostic Tools for Climate and Ecosystem Dynamics. *Journal of Earth Interactions*, Volume 21, 1-23.
- Birner, T. (2010). Recent widening of the tropical belt from global tropopause statistics: Sensitivities. *J. Geophys. Res.*, volume 115, D23109, DOI:10.1029/2010JD014664. , 1-13.
- Cristina L. Archer, Ken Caldeira. (2008). Historical trends in the jet streams, *Atmospheric Science*, DOI: 10.1029/2008GL033614. *Geophysical Research Letters*, Volume 35, L08803, Doi:10.1029/2008GI033614, 1-6.
- Chenoli, S.N., Ahmad Mazuki, M., Turner, J. et al. Historical and projected changes in the Southern Hemisphere Sub-tropical Jet during winter from the CMIP5 models. *Clim Dyn* 48, 661–681 (2017) DOI:10.1007/s00382-016-3102-y
- Dargan M. W. Frierson, Jian Lu, Gang Chen. (2007). Width of the Hadley cell in simple and comprehensive general circulation models. *Geophys. Res. Lett.*, Volume 34, Issue 18, L18804, DOI:10.1029/2007GL031115 , 1-5.
- David J. Lorenz. (2014). Understanding Mid-Latitude Jet Variability and Change using Rossby Wave Chromatography: Poleward Shifted Jets in Response to External Forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 71, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JAS-D-13-0200.1>, 2370-2389.

- Farajzadeh, M., Khorany, A. and Lashkary, H., (2008). The Relation Between Jet Stream Location and Cyclones Over Western Iran. *American Journal of Applied Sciences*, Volume 5, Issue 10, DOI: 10.3844/ajassp.2008.1308.1312, 1308-1312.
- Fu, Q., Johanson, C. M., Wallace, J. M. and Reichler, T., (2006). Enhanced Mid-Latitude Tropospheric Warming in Satellite Measurements. *Journal of Science*, Volume 312, Issue 5777, DOI 10.1126/science.1125566, 1179-1201.
- Hakim, G.J. and Uccellini, L.W. (1992). Diagnosing Coupled Jet-Streak Circulations for a Northern Plains Snow band from the Operational Nested-Grid Model. *Journal of Weather Forecast*, 26-48.
- Held, I. M., A. Y. Hou. (1980). Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 37, No. 3, 515 – 533.
- Hu Y., Fu Q., (2007). Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Journal of Atmospheric Chemistry and Physics*, Volume 7, issue 19, doi.org/10.5194/acp-7-5229-2007, 5229–5236.
- Hu Y., Tao L., Liu J., (2013). Poleward expansion of the Hadley circulation in CMIP5 simulations. *Journal of Advances in Atmospheric Sciences*, 2013, Volume 30, Number 3, DOI:10.1007/s00376-012-2187-4, 790-795.
- Hudson RD. (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*, Volume 12, issue 16, DOI:10.5194/acp-12-7797-2012, 7797–7808.
- Ghanghermeh, A., Roshan, G., Orosa, J.A., & Costa, A.M. (2018). Analysis and Comparison of Spatial-Temporal Entropy Variability of Tehran City Microclimate Based on Climate Change Scenarios. *Entropy*, 21, 13.
- 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, No. 4, 687–694.
- Kaplan, M.L., Hamilton, D.W. and Rozumalski, R.A. (1998). The numerical simulation of unbalanced jet let and its role in the Palm Sunday 1994 tornado outbreak in Alabama and Georgia. *Journal of Monthly Weather Review*, Volume 126, 2133-2165.
- Krishnamurit, T. (1961). On the role of the subtropical jet stream of winter in the atmospheric general circulation. *Journal of meteorology*, Volume 18, 657-670.
- Krishnan R., Sabin T. P., Ayantika D. C., Kitoh A., Sugi M., Murakami H., Turner A. G., Slingo J. M., Rajendran K. (2013). Krishnan, R., and Coauthors, 2013: Will the South Asian monsoon overturning circulation stabilize any further? *Journal Of Climate Dynamics*, Volume 40, 187–211.
- Liu, J., M. Song, Y. Hu, and X. Ren. (2012). Changes in the strength and width of the Hadley Circulation since 1871. *Journal of Climate of the Past*, Volume 8, 1169–1175.
- Lu J., Deser C., Reichler T., (2009). Cause of the widening of the tropical belt since 1958. *Geophysical Research Letters*, Volume 36, Issue 3, L03803, DOI:10.1029/2008GL036076, 1-5.
- Mobarak Hassan, E., Azadi, M., Hussain Meshkatee, A. and Mazraee Farahani, M., (2011). The role of the subtropical jet stream in cyclogenesis over the Central Mediterranean Sea: A case study of February 1974. *International Journal of the Physical Sciences*, Volume 36, L03803, DOI:10.1029/2008GL036076, 2009, 2983-2988.
- Mubarak Hassan, E. and Varshosaz, K., (2011). The Divergence Field in Western Iran Heavy Rain Associated with Central Mediterranean Cyclone. *Advances in Environmental Biology*, Volume 10, 3425-3433.
- Nakamura H. (1992). Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 49, 1629-1642.
- Masashi Harada, Shoji Hirahara, Satoshi Hagiya, Hirokazu Murai, Yoshinori Oikawa, Shuhei Maeda. Intensification of the South Side of the Asian Jet Stream during the Northern Winter in CMIP5 models. *SOLA*, Volume 9 (2013), Pages 94-97, <https://doi.org/10.2151/sola.2013-021>.
- Porathur V Joseph and Sabin T.P. . (2008). Trends in SST and reanalysis 850 and 200 hPa wind data of Asian summer monsoon season during the recent six decades. In: *Proceedings of 3rd WCRP international conference on reanalysis*. Tokyo, http://wcrp.ipsl.jussieu.fr/Workshops/Reanalysis2008/Documents/G3-361_ea.pdf.
- Prezerakos, N.G., Flocas, H.A. and Brikas, D., (2006). The role of the interaction between polar and subtropical jet in a case of depression rejuvenation over the Eastern Mediterranean. *Journal of Meteorology and Atmospheric Physics*, Volume 92, 139-151.
- Prezerakos, N.G., Flocas, H.A. and Michaelides, S., (1997). Absolute Vorticity Advection and Potential Vorticity of the Free Troposphere as Synthetic Tools for the Diagnosis and Forecasting of Cyclogenesis. *Journal of Atmosphere-Ocean*, Volume 35, 65-91.
- Rajendran, K., and A. Kitoh. (2008). Indian summer monsoon in future climate projection by a super high-resolution global model. *Journal of Current Science*, Volume 95, 1560–1569.
- Reiter, E.R. and Whitney, L.F., (1997). Interaction between subtropical polar-front jet stream. *Monthly weather review*, Volume 97, 432-438.
- Ruti, P.M., Lucarini, V., Dell'Aquila, A., Calmanti, S. and Speranza, A., (2006). Does the subtropical jet catalyze the midlatitude atmospheric regimes? *Geophysical Research Letters*, Volume 33: L06814, DOI: 10.1029/2005GL024620, 1-4.
- 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.

- Strong C., Davis R. E.. (2007). 2007, Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere Courtenay. Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society Q. J. R. Meteorol. Soc, Volume 133, 2109–2115.
- Strong C., Davis R.E.. (2008). Variability in the Position and Strength of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections. Journal of Climate, Volume 21, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1723.1>, 584–592.
- Trouet V, Babst F, 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.
- Uccellini, L.W. and Kocin, P.J.. (1987). The Interaction of Jet Streak Circulation During Heavy Snow Events along the East Coast of the United States. Journal of Weather Forecast, Volume 2, 289-308.
- Wei, M.Y.. (1987). A new formulation of the exchange of mass and trace constituents between the stratosphere and troposphere. Journal of the Atmospheric Sciences, Volume 44, 3079–3086.
- Whitney, L.F.. (1977). Relationship of the Subtropical Jet Stream to Sever Local Storms. Journal of Monthly Weather Review, Volume 105, 398-412.
- William K. M. Lau, Kyu-Myong Kim. (2015). Robust Hadley Circulation changes and increasing global dryness due to CO2 warming from CMIP5 model projections. Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA., Volume 112, 3630–3635.
- Yang, S., K. Lau, and K. Kim. (2002). Variations of the East Asian Jet Stream and Asian–Pacific–American Winter Climate Anomalies. Journal of Climate, Volume 15, 306–325.
- Yim, Bo & Min, Hong & 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](https://doi.org/10.1007/s00382-015-2833-5).

Research Article

Evaluation of Subtropical Jet Position Displacement on Iran and its Predictability Based on Two Climate Models including CanESM2 and GFDL-CM3

Abdolazim Ghanghermeh1*

1*: Assistant Prof, Department of Geography, Golestan University, Gorgan, Iran

Received: 03-09-2019

Final Revised: 05-02-2020

Accepted: 18-02-2020

Abstract

Iran's location in the latitude of 25 to 40°N in the northern hemisphere has made the subtropical jet stream a factor in regulating humidity systems in Iran, making it easy for humidity systems to enter the country when this jet stream is in Southern Iran. But as it moves northward, its strength decreases. In recent years, it has been reported that the positioning of subtropical jet streams in the Northern Hemisphere is shifting. Therefore, the purpose of this study is to evaluate the position of subtropical jet stream location and its variability over Iran. In this study, data on zoning wind velocity ranged between 30 and 80°E in the Northern Hemisphere, at levels between 1000 and 10 hPa from NOAA, as well as outputs of circulation models including CanESM2 and GFDL-CM3 for the historical period 1948 to 2005 and future periods from 2006 to 2100 were received from IPCC in two scenarios RCP4.5 and RCP8.5. In this study, the main components of the jet stream include the central core velocity of the jet stream and its latitude position. Investigation of the position and velocity of the jet stream indicates that the subtropical jet position changes in Iran and its eastern regions are followed by significant incremental changes. Whereas in west Iran, there is a significant decline in jet stream velocity changes. The future of Jet Stream positioning in Iran based on the CanESM2 and GFDL-CM3 climate models in both rcp4.5 and rcp8.5 scenarios indicates that relative to the base period in both scenarios as well as the near and far future of its position to the north moves.

Keywords: Subtropical Jet Stream, Circulation Models, Humidity Systems, RCP4.5, and RCP8.5 Scenarios.

* Corresponding Author Email: a.ghangherme@gu.ac.ir

References

References (in Persian)

- Asakereh H, Beyranvand A, Fatahian M, Shadman H. (2017). The Analysis of Transport trend of Subtropical jet stream and High Pressure on the Middle East and its relationship with Iran climate. *Journal of Geographic Space*, Volume 58, Issue 17, 303-315. [In Persian]
- Alemzadeh S, Ahmadi-Givi F, Mohebalhojeh A, Yagi D. (2017). The geometrical structure of the upper-tropospheric African-Asian jet and its response to global warming in the CMIP5 Models. *Iranian Journal of Geophysics*. Volume 11, Issue 3, Autumn 2017, 1-21. [In Persian]
- Ghanghermeh A, Roshan Gh. (2015). The Role of Subtropical High-Pressure Jet Streams in Controlling Precipitation in Iran. *Journal of Geography and environmental planning*, Volume:26 Issue:3, 59-74. [In Persian]

References (in English)

- 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.
- Archer, C. L., and Caldeira, K. (2008). Historical trends in the jet streams, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08803, , DOI:10.1029/2008GL033614.
- Barnes E.A. and L. Polvani. (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>.
- Belmecheri S., Babst F., Hudson A.R., Betancourt J., Trouet V. (2017). Northern Hemisphere Jet Stream Position Indices as Diagnostic Tools for Climate and Ecosystem Dynamics. *Journal of Earth Interactions*, Volume 21, 1-23.
- Birner, T. (2010). Recent widening of the tropical belt from global tropopause statistics: Sensitivities. *J. Geophys. Res.*, volume 115, D23109, DOI:10.1029/2010JD014664. , 1-13.
- Cristina L. Archer, Ken Caldeira. (2008). Historical trends in the jet streams, *Atmospheric Science*, DOI: 10.1029/2008GL033614. *Geophysical Research Letters*, Volume 35, L08803, Doi:10.1029/2008GL033614, 1-6.
- Chenoli, S.N., Ahmad Mazuki, M., Turner, J. et al. Historical and projected changes in the Southern Hemisphere Sub-tropical Jet during winter from the CMIP5 models. *Clim Dyn* 48, 661–681 (2017) DOI:10.1007/s00382-016-3102-y
- Dargan M. W. Frierson, Jian Lu, Gang Chen. (2007). Width of the Hadley cell in simple and comprehensive general circulation models. *Geophys. Res. Lett.*, Volume 34, Issue 18, L18804, DOI:10.1029/2007GL031115 , 1-5.
- David J. Lorenz. (2014). Understanding Mid-Latitude Jet Variability and Change using Rossby Wave Chromatography: Poleward Shifted Jets in Response to External Forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 71, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JAS-D-13-0200.1>, 2370-2389.
- Farajzadeh, M., Khorany, A. and Lashkary, H., (2008). The Relation Between Jet Stream Location and Cyclones Over Western Iran. *American Journal of Applied Sciences*, Volume 5, Issue 10, DOI: 10.3844/ajassp.2008.1308.1312, 1308-1312.
- Fu, Q., Johanson, C. M., Wallace, J. M. and Reichler, T.. (2006). Enhanced Mid-Latitude Tropospheric Warming in Satellite Measurements. *Journal of Science*, Volume 312, Issue 5777, DOI 10.1126/science.1125566. , 1179-1201.
- Hakim, G.J. and Uccellini, L.W. (1992). Diagnosing Coupled Jet-Streak Circulations for a Northern Plains Snow band from the Operational Nested-Grid Model. *Journal of Weather Forecast*, 26-48.
- Held, I. M., A. Y. Hou. (1980). Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 37, No. 3, 515 – 533.
- Hu Y., Fu Q.. (2007). Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Journal of Atmospheric Chemistry and Physics*, Volume 7, issue 19, doi.org/10.5194/acp-7-5229-2007, 5229–5236.
- Hu Y., Tao L., Liu J., (2013). Poleward expansion of the Hadley circulation in CMIP5 simulations. *Journal of Advances in Atmospheric Sciences*, 2013, Volume 30, Number 3, DOI:10.1007/s00376-012-2187-4 , 790-795.
- Hudson RD. (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*, Volume 12, issue 16, DOI:10.5194/acp-12-7797-2012, 7797–7808.
- Ghanghermeh, A., Roshan, G., Orosa, J.A., & Costa, A.M. (2018). Analysis and Comparison of Spatial-Temporal Entropy Variability of Tehran City Microclimate Based on Climate Change Scenarios. *Entropy*, 21, 13.
- 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, No. 4, 687–694.
- Kaplan, M.L., Hamilton, D.W. and Rozumalski, R.A. (1998). The numerical simulation of unbalanced jet let and its role in the Palm Sunday 1994 tornado outbreak in Alabama and Georgia. *Journal of Monthly Weather Review*, Volume 126, 2133-2165.
- Krishnamurit, T. (1961). On the role of the subtropical jet stream of winter in the atmospheric general circulation. *Journal of meteorology*, Volume 18, 657-670.
- Krishnan R., Sabin T. P., Ayantika D. C., Kitoh A., Sugi M., Murakami H., Turner A. G., Slingo J. M., Rajendran K. (2013). Krishnan, R., and Coauthors, 2013: Will the South Asian monsoon overturning circulation stabilize any further? *Journal Of Climate Dynamics*, Volume 40, 187–211.
- Liu, J., M. Song, Y. Hu, and X. Ren. (2012). Changes in the strength and width of the Hadley Circulation since 1871. *Journal of Climate of the Past*, Volume 8, 1169–1175.
- Lu J., Deser C., Reichler T.. (2009). Cause of the widening of the tropical belt since 1958. *Geophysical Research Letters*, Volume 36, Issue 3, L03803, DOI:10.1029/2008GL036076. , 1-5.

- Mobarak Hassan, E., Azadi, M., Hussain Meshkatee, A. and Mazraee Farahani, M.. (2011). The role of the subtropical jet stream in cyclogenesis over the Central Mediterranean Sea: A case study of February 1974. *International Journal of the Physical Sciences*, Volume 36, L03803, DOI:10.1029/2008GL036076, 2009, 2983-2988.
- Mubarak Hassan, E. and Varshosaz, K.. (2011). The Divergence Field in Western Iran Heavy Rain Associated with Central Mediterranean Cyclone. *Advances in Environmental Biology*, Volume 10, 3425-3433.
- Nakamura H. (1992). Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 49, 1629-1642.
- Masashi Harada, Shoji Hirahara, Satoshi Hagiya, Hirokazu Murai, Yoshinori Oikawa, Shuhei Maeda. Intensification of the South Side of the Asian Jet Stream during the Northern Winter in CMIP5 models. *SOLA*, Volume 9 (2013), Pages 94-97, <https://doi.org/10.2151/sola.2013-021>.
- Porathur V Joseph and Sabin T.P. . (2008). Trends in SST and reanalysis 850 and 200 hPa wind data of Asian summer monsoon season during the recent six decades. In: *Proceedings of 3rd WCRP international conference on reanalysis*. Tokyo, http://wcrp.ipsl.jussieu.fr/Workshops/Reanalysis2008/Documents/G3-361_ea.pdf.
- Prezerakos, N.G., Flocas, H.A. and Brikas, D.. (2006). The role of the interaction between polar and subtropical jet in a case of depression rejuvenation over the Eastern Mediterranean. *Journal of Meteorology and Atmospheric Physics*, Volume 92, 139-151.
- Prezerakos, N.G., Flocas, H.A. and Michaelides, S.. (1997). Absolute Vorticity Advection and Potential Vorticity of the Free Troposphere as Synthetic Tools for the Diagnosis and Forecasting of Cyclogenesis. *Journal of Atmosphere-Ocean*, Volume 35, 65-91.
- Rajendran, K., and A. Kitoh. (2008). Indian summer monsoon in future climate projection by a super high-resolution global model. *Journal of Current Science*, Volume 95, 1560–1569.
- Reiter, E.R. and Whitney, L.F.. (1997). Interaction between subtropical polar-front jet stream. *Monthly weather review*, Volume 97, 432-438.
- Ruti, P.M., Lucarini, V., Dell'Aquila, A., Calmanti, S. and Speranza, A.,. (2006). Does the subtropical jet catalyze the midlatitude atmospheric regimes? *Geophysical Research Letters*, Volume 33: L06814, DOI: 10.1029/2005GL024620. , 1-4.
- 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.
- Strong C., Davis R. E.,. (2007). 2007. Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere Courtenay. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society Q. J. R. Meteorol. Soc*, Volume 133, 2109–2115.
- Strong C., Davis R.E.,. (2008). Variability in the Position and Strength of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections. *Journal of Climate*, Volume 21, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1723.1>, 584–592.
- Trouet V, Babst F, 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.
- Uccellini, L.W. and Kocin, P.J.,. (1987). The Interaction of Jet Streak Circulation During Heavy Snow Events along the East Coast of the United States. *Journal of Weather Forecast*, Volume 2, 289-308.
- Wei, M.Y.,. (1987). A new formulation of the exchange of mass and trace constituents between the stratosphere and troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 44, 3079–3086.
- Whitney, L.F.,. (1977). Relationship of the Subtropical Jet Stream to Sever Local Storms. *Journal of Monthly Weather Review*, Volume 105, 398-412.
- William K. M. Lau, Kyu-Myong Kim. (2015). Robust Hadley Circulation changes and increasing global dryness due to CO2 warming from CMIP5 model projections. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA.*, Volume 112, 3630–3635.
- Yang, S., K. Lau, and K. Kim. (2002). Variations of the East Asian Jet Stream and Asian–Pacific–American Winter Climate Anomalies. *Journal of Climate*, Volume 15, 306–325.
- Yim, Bo & Min, Hong & 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.