

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: ۱۲۲ - ۹۹

مقاله علمی پژوهشی

ارزیابی تغییر موقعیت رودباد جنب حاره ای مستقر بر روی ایران و آینده نگری 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 جنب حاره ای، عاملی برای کنترل سامانه های رطوبتی در گستره ایران شود، به عبارتی زمانی که این رودباد در موقعیت جنوبی ایران قرار می گیرد بدلیل قدرت زیاد آن بادهای غربی به راحتی سیستم های رطوبتی را وارد کشور می کنند، اما زمانی که به عرض های شمالی در طی فصول گرم جابجا می شود از قدرت آن کاسته می شود. در سال های گذشته گزارش شده است که موقعیت رودباد در نیمکره شمالی در حال جابجایی است. بنابراین هدف از این تحقیق بررسی جابجایی موقعیت رودباد جنب حاره ای و تغییرپذیری آن بر روی ایران می باشد. در این تحقیق به منظور 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 ایالات متحده (NOAA) و همچنین خروجی مدل های گردشی شامل GFDL-CM3 و CanESM2 برای دوره تاریخی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۵ و دوره های آتی ۲۰۰۶ تا ۲۱۰۰ در دو سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 از مرکز هیئت بین دولتی تغییر اقلیم (IPCC) دریافت شدند. در این مطالعه مولفه های اصلی رودباد شامل؛ سرعت هسته مرکزی رودباد و موقعیت عرض جغرافیایی می باشد. بررسی موقعیت و سرعت رودباد نشان می دهد که تغییرات موقعیت رودباد جنب حاره بر روی ایران و نواحی شرقی آن از روند تغییرات افزایشی معنی دار پیروی می کند. در حالیکه که در غرب ایران تغییرات سرعت رودباد از روند معنی داری کاهشی برخوردار است. آینده موقعیت رودباد مستقر بر روی ایران نیز بر اساس مدل اقلیمی GFDL-CM3 و CanESM2 در دو سناریوی rcp4.5 و rcp8.5 مشخص می کند 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 جنب حاره ای، مدل های گردشی، سیستم های رطوبتی، سناریوی rcp4.5 و rcp8.5

مقدمه

رودبادها 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 جنب‌حاره می‌باشد، دومین نوع رودباد در بالاتر از سطوح میانی جو بخصوص در منطقه معتدله و در بالای منطقه جبهه قطبی واقع شده است که اصطلاحاً رودباد قطبی نامیده می‌شود و در نهایت رودبادهای سطوح پایین جو که در نواحی بخصوصی مانند سواحل بعضی از دریاها مانند دریای عرب شکل می‌گیرند که به آنها نیز رودبادهای سطح پایین اطلاق می‌شوند. رودباد جنب حاره تحت تاثیر نیروی کوریولیس ایجاد می‌شود و اقلیم مناطق زیرین را از طریق تقویت یا تضعیف سامانه های آب و هوایی مهاجر که در غالب بادهای غربی متاثر می‌کند. بطور کلی بر مبنای فرآیند و مکانیزم خاص سیستم ها در منطقه حاره ای، هوا گرم شده، صعود میکند و بر اثر شیب 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 راس السرطان، بر اثر نیروی کوریولیس به سمت شرق منحرف می‌شود و بصورت بادهای غربی ظاهر می‌شود. در طی دهه های اخیر موقعیت و قدرت رودباد جنب حاره به عنوان یکی از بخش های اصلی سلول هدلی تغییراتی را نشان می‌دهد بطوریکه این عامل باعث گردیده که پژوهشگران مختلفی از سرتاسر جهان، از دیدگاههای متفاوتی در ارزیابی ساختار آن، همچنین نقش و تغییرات زمانی و مکانی رودباد جنب حاره ای بروی تغییرات 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 دلیل قدرت زیاد آن بادهای غربی به راحتی 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 بدلیل نقش عمده رودباد جنب حاره ای در کنترل اقلیم ایران تغییرات مکانی و زمانی آن برای دوره های آتی مورد ارزیابی قرار گیرد. البته لازم به ذکر است تغییرات مکانی و زمانی رودباد در نواحی مختلف انجام گرفته است. بعنوان مثال از کارهای آغازین در مورد رودباد جنب حاره ای می‌توان به کار کریشنامورتی^۱ (۱۹۶۱) اشاره نمود. این پژوهشگر در کاری به مطالعه نقش رودباد جنب حاره ای زمستانی در گردش عمومی جو پرداخت. او در کار خود سطح ۲۰۰ میلی باری را انتخاب و فقط بروی تغییرات رودباد در ماههای زمستان مطالعه نمود. در مقاله ای، ریتز^۲ و ویتنی^۳ (۱۹۶۹)، تعامل بین دو رودباد جنب حاره ای و جبهه قطبی را مورد مطالعه و واکاوی قرار دادند. فو^۴ و همکاران (۲۰۰۶)، تغییرات 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 حاره ای برای هر دو نیمکره و با توجه به فصول تابستان و زمستان، تقریباً به اندازه یک درجه به سمت قطب جابجا شده است. استرنگ^۵ و دیویس^۶ (۲۰۰۷)، روندهای

1 - Krishnamurti

2 - Reiter

3 - Whitney

4 - Fu

5 - Strong

6 - Davis

زمستانی جت استریم را در سرتاسر نیمکره شمالی برای یک دوره آماری ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۷ مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج کار آنها نشان دهنده ثبات هسته رودباد جنب حاره ای بر روی غرب و مرکز اقیانوس آرام می باشد. اما در عین حال سرعت هسته های مرکزی باندازه ۱,۷۵ متر در ثانیه در هر دهه در حال افزایش می باشد. همچنین رودباد جنب حاره ای در مناطقی نظیر شرق اقیانوس آرام و خاورمیانه، در حال جابجایی بسوی قطب می باشند. 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 ادی های باروکلینیکی عرض های میانه نیز دارای پهنای محدودی می باشد. فو و هیو^۳ (۲۰۰۷) با بررسی مشاهدات 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 نیمکره را سبب شده است، در حالیکه تغییر عرض سلول هدلی کمترین معنی داری را با فصل زمستان و بهار دارند. بنابراین همزمان با توسعه و گسترش سلول هدلی بسوی قطب، کمربند حاره ای نیز پهن تر می شود. سایدل^۴ و همکارانش (۲۰۰۸) پهن شدگی کمربند حاره را در ارتباط با تغییرات اقلیمی مطالعه نمودند و آنها دریافتند که پهن شدگی کمربند حاره در مقیاس وسیع گردش آتمسفری با حرکت به سوی قطب سبب جابجایی رودبادها و مسیر حرکت سامانه ها می شود که نتیجه آن تغییر در الگوی بارش و پیامدهای آن در اکوسیستم های طبیعی، کشاورزی و منابع آب دیده می شود. لیو^۵ و همکارانش (۲۰۰۹) علت پهن شدگی کمربند حاره ای را مطالعه نمودند در این مطالعه علت اصلی دمای سطح دریاها به عنوان عامل تعیین کننده گردش عمومی آتمسفر و همچنین توزیع یخ دریایی به عنوان اثرات تابش مستقیم از منابع طبیعی و فعالیت های انسانی می باشد، عامل مهم دیگری نیز با عنوان فراوانی ویژگی های تروپوپاز در منطقه حاره خودنمایی می کند. بیرنر^۶ (۲۰۱۰) گسترش اخیر کمربند حاره ای را با استفاده از آمارهای جهانی مورد مطالعه قرار داد و مشخص نمود که روندهای گسترش بویژه حساسیت تغییرات در آستانه ارتفاعی تروپوپاز را نشان می دهد. روش هایی برای تعیین آستانه های مناسب برای تعریف عرض های لبه های حاره ای براساس آماره تروپوپاز ارائه نمود. برآوردهای روند برای عرض کمربند گرمسیری از مجموعه داده های مختلف بازنگری، نشان می دهد با وجود تغییرات فصلی و چند ساله اغلب با یکدیگر متفاوت است. ژوزف^۷ و همکارش (۲۰۰۸) در مطالعات خود نشان دادند که افزایش انتقال حرارتی ناشی از گرمایش دمای سطح آب اقیانوس هند یکی از دلایل ضعیف شدن رودباد جنب حاره ای شرقی می باشد. آرچر^۸ و همکارانش (۲۰۰۸)، تغییرات روند رودبادهای جنب حاره ای و قطبی را مورد مطالعه قرار دادند. در این تحقیق آنها داده های آماری ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۱ را از دو پایگاه NCEP/NCAR و ERA-40 استخراج نمودند. نتایج این پژوهش نشان می دهد که هر دو رودباد از لحاظ موقعیت ارتفاعی به سطوح بالاتر انتقال یافته و در هر دو نیمکره به سمت قطب جابجا شده اند. همچنین در نیمکره جنوبی، هر جا رودباد جنب

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

حاره ای ضعیف تر شده، در مقابل رودباد جبهه قطبی تقویت گردیده است. هودسن^۱ (۲۰۱۲) نیز برای شناسایی جابجایی رودبادهای عرض های میانه را در نیمکره شمالی و جنوبی از آزون جوی استفاده نمودند و برای دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۰ نشان داد که حرکت قطب سوی در هر دو نیمکره 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 تاثیر گازهای گلخانه ای و تمامی نیروهای درگیر آتمسفری 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 درواکنش به گرمایش جهانی سبب ضعیف شدن جریان موسمی بزرگ مقیاس (بخصوص رودباد سطح پایین) شده است. ژوزف و همکارش (۲۰۰۵) نیز ضعیف شدن روند جت استریم های پایین را در شبه جزیره هندوستان ثابت کردند، بطوریکه در دوره فعالیت (قوی شدن) موسمی، هسته رودباد پایین از روی شبه جزیره هند بین 12.5 تا 17.5 درجه شمالی جابجا می شود. در دوره ضعیف شدن موسمی، رودباد در موقعیت 2.5 تا 7.5 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 جنوبغربی (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 تاسنگین همبستگی معنی داری را نشان می دهد. آبیث^۲ و همکارانش (۲۰۱۵) تغییرات 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 حالیکه 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 آتمسفر بالایی در عرض های میانه آسیا ناشی از فعالیت های انسانی در تولید ریزگردها (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 قویترین سیگنال بروی 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 غیره 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 آتمسفر دارند و توزیع یخهای 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)

1 - Hudson
2 - Abish
3 - Yang
4 - Barnes

واکنش رودبادهای عرض های میانه و تغییرپذیری آنها را نسبت به افزایش گازهای گلخانه ای در ارتباط با گزارش پنجم CMIP5 مورد مطالعه قرار داند و بیان کردند که تمامی رودبادهای با تغییرات اقلیمی به طرف قطب مهاجرت می کنند بطوریکه تغییر آنها در نیمکره جنوبی به سوی قطب بین دوره تاریخی و تا انتهای قرن بیست یکم با نگاه سناریوی RCP8.5 معادل ۲ درجه خواهد بود، در حالیکه در نیمکره شمالی تنها یک درجه به سوی قطب جابجا می شود. هاراد و همکارانش (۲۰۱۳) تشدید بخش جنوبی رودباد آسیا را در طول فصل زمستان نیمکره 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 کاملاً مرتبط است بنابراین تغییرات آینده در سرعت رودباد سبب تضعیف پاسخ ماتسونو-گیل (Matsuno-Gill response) به گرمایش منطقه حاره خواهد شد. ویلیام^۱ و همکارانش (۲۰۱۵) تغییرات شدید گردش هدلی و افزایش خشکی جهانی را ناشی از گرمایش دی اکسید کربن مطالعه نمودند و سیگنالهای قوی از مولفه های تقویت کننده و تضعیف کننده سلول هدلی را ناشی از گرمایش دی اکسید کربن پیدا کردند. این تغییرات بطور گسترده ای در کاهش رطوبت تروپوسفری و افزایش ماه های خشک بویژه در مناطق جنب حاره و حاره را سبب می شود. ایم و همکارانش (۲۰۱۵) تنوع درون مدلی در تغییرات رودبادهای و ارتباط آن را با اقلیم مناطق قطبی با استفاده از مدل گردش CGCMs در CMIP5 را مطالعه نمودند و بطور معنی داری مشخص کردند که رودبادهای عرض های میانه همراه با گرمایش مناطق قطبی به سوی مناطق قطبی تغییر مکان می دهد و در حالی که با تضعیف شدن گرمایش به سوی استوا کشیده می شود. بلمچری^۲ و همکارانش (۲۰۱۷) با استفاده از رودباد مستقر در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی شاخصی را به صورت فصلی ارائه داد که بر این اساس شاخص فوق با الگوهای گسترده ای در تغییرپذیری دما و بارش با تولیدات گیاهی و فنولوژی بهاری مرتبط باشند و می تواند به عنوان ابزار تشخیصی یا پیش آگاهی در اتصال پویایی اکوسیستم و موضوعات اقتصادی اجتماعی با الگوهای سطوح فوقانی آتمسفر مفید واقع شوند. 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 می تواند به معنای کاهش ناپایداری رودباد و در نتیجه ناپایداری مدیترانه ای و نیز تضعیف انتشار شرق سوی این سیستم های به ایران شوند. همچنین جابجایی رودباد به سوی قطب، جابجایی مسیر توفان های مدیترانه را نیز به قطب سبب شوند. لیو و همکارانش (۲۰۱۲) تغییرات 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 تغییرات طبیعی بوده است، در حالیکه بیشترین تغییرپذیری در دهه های اخیر اتفاق افتاده است. از نظر نویسندگان این پژوهش، این یافته ها این پرسش را مطرح می کند که آیا تغییرات اخیر در گردش هدلی به طور عمده به گرم شدن گلخانه یا به نوسانی طولانی مدت گردش هدلی مربوط می شود که عمدتاً طولانی تر از مطالعات قبلی است. چنولی و همکارانش (۲۰۱۷) دوره تاریخی و آینده رودباد جنب حاره را در طول زمستان برای نیمکره جنوبی با استفاده از مدل های CMIP5 مطالعه نمودند و مشخص نمودند که قدرت و موقعیت آن افزایش خواهد یافت بطوریکه براساس سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 به ترتیب افزایش سرعت رودباد ۲,۵ و ۵,۵ متر در ثانیه و جابجایی موقعیت آن ۰,۶ و ۰,۴ درجه به سوی قطب تا

1 - William
2 - Belmecheri

پایان قرن اتفاق خواهد افتاد. تروت^۱ و همکارانش (۲۰۱۸) تغییرات رودباد تابستانی آتلانتیک شمالی در دوره اخیر با سه قرن پیش مورد مقایسه قرار دادند بطوریکه افزایش اخیر رخدادهای حدی در عرض‌های میانه با آنومالی رودباد در نیمکره شمالی مرتبط است. آنها دریافتند که ناهنجاری‌های شمال‌سوی رودباد آتلانتیک شمالی موجب امواج گرمایی و خشکسالی‌ها در شمالغرب اروپا و جنوب‌سوی آن باعث افزایش آتش‌سوزی‌ها در جنوبشرق 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 شبه‌پایداری دامنه نوسان آن به عنوان مسیر دینامیک بالقوه برای گرمایش قطبی با تاثیر به‌هواهای عرض‌های میانه شده است. قانقرمه و همکارش (۱۳۹۴) با مطالعه نقش رودباد در کنترل بارش‌ها بر روی ایران به این نتیجه رسیدند که رودباد جنب‌حاره مستقر در روی ایران در مقدار و تعداد روزهای بارش نقش دارند. عساکره و همکارانش (۱۳۹۶) روند جابجایی رودباد و پرفشار جنب‌حاره بر فراز خاورمیانه و رابطه آن با اقلیم ایران مورد بررسی قرار دادند و نشان دادند که سرعت و چگونگی محور رخدادهای رودباد از نظر مداری، نصف‌النهاری و ارتفاع وقوع آن در تحلیل سایر سامانه‌های اقلیمی نقش بسزایی دارد. کوتاه بودن فصل سرد در جنوب‌کشور و محدود بودن نزولات جوی آن در مقایسه با شمالغرب کشور، نشان از تغییر در تاثیرگذاری این سامانه دارد. برخی از مطالعات 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، پری‌زیرآکس، ۱۹۹۷، کاپلان و همکاران، ۱۹۹۸، پری‌زیرآکس و همکاران، ۲۰۰۶، کاپلان^۵ و همکاران، ۱۹۹۸، مبارک‌حسینی و همکاران، ۲۰۱۱، دیوید لورنز، ۲۰۱۴). به‌رحال بسیاری از مطالعات دیگر نیز بر روی تغییرات موقعیت و شدت رودباد جنب‌حاره‌ای و تاثیر آن بروی طوفانهای عرض‌های میانه (ناکامورا^۶، ۱۹۹۲)، مبادله انرژی بین تروپوسفر و استراسفر (وی^۷، ۱۹۸۷) و رژیم گردش جوی (رتی^۸ و همکاران، ۲۰۰۶) تمرکز نموده‌اند. علی‌رغم این، مطالعات دیگری نیز در داخل کشور بروی جت استریم‌ها انجام پذیرفته است. بعنوان نمونه در کاری فرج‌زاده و همکاران (۲۰۰۸)، ارتباط بین موقعیت رودبادهای سیکلونزایی بروی نواحی غربی ایران مورد واکاوی قرار دادند. با توجه به پیشینه تحقیقات انجام شده هدف از انجام این تحقیق، بررسی تغییرپذیری موقعیت و سرعت هسته رودباد جنب‌حاره‌ای بر روی ایران و آینده‌نگری آن به عنوان عامل مهم تعیین‌کننده اقلیمی ایران می‌باشد.

داده‌ها و روش‌ها

در این تحقیق به منظور 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 دوباره‌سازی

1 - Trouet

2 - Whitney

3 - Uccellini

4 - Hakim

5 - Kaplan

6 - Nakamura

7 - Wei

8 - Ruti

شده مرکز ملی مطالعات جوی و اقیانوسی ایالات متحده (NOAA) از ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۸ و همچنین خروجی مدل های گردشی شامل CanESM2 و GFDL-CM3 برای دوره تاریخی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۵ و دوره های آتی ۲۰۰۶ تا ۲۱۰۰ در دو سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 می باشد که از سایت IPCC دریافت شدند. مقیاس مکانی این داده تقریباً ۲,۵×۲,۵ و مقیاس زمانی آن به صورت ماهانه است. در فرایند انجام این پژوهش از نرم افزارهای STATISTICA و تعدادی از نرم افزارهای معمول دیگر استفاده گردید. داده ها از نظر مکانی به سه سری در امتداد طول جغرافیایی دسته بندی 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) می باشد. در این مطالعه مولفه های اصلی رودباد شامل سرعت هسته مرکزی رودباد و موقعیت عرض جغرافیایی می باشد. بنابراین، برای دوره مشاهداتی از داده های دوباره بازسازی شده مرکز ملی مطالعات جوی و اقیانوسی ایالات متحده و برای آینده نیز از خروجی دو مدل مورد نظر در قالب دو سناریو خوشبینانه و بدبینانه استفاده شد. البته لازم به ذکر است دوره تاریخی هر دو مدل با دوره مشاهداتی مورد ارزیابی و صحت سنجی قرار گرفتند.

الف- ارزیابی کارایی مدل های گردشی

به منظور ارزیابی رودباد شبیه سازی شده 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 بازسازی شده و MODEL داده های مدل شده می باشد.

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

اگر ضریب نش ساتکیف معادل ۱ باشد توافق کامل مدل را نشان می دهد، در مقابل اگر به صفر برسد این مدل ها کارایی مناسبی را ندارد. بنابراین هرچه میزان ضریب به یک نزدیک شود حاکی از کارایی مدل شبیه سازی شده می باشد.

ریشه دوم میانگین مربعات خطا در واقع معیاری جهت مقایسه مقادیر برآورد شده از مدل با مقادیر مشاهداتی می باشد 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 داده های دوباره بازسازی شده می باشد.

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

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

ضریب تعیین یکی از مهمترین معیار های ارزیابی عملکرد و رابطه بین داده های مشاهداتی و شبیه سازی می باشد هرچه قدر به مقدار ۱ نزدیک شود، توافق بین داده ها و مقدار صفر آن نیز عدم توافق را نشان می دهد که با توجه به اینکه مقدار آن در این از ضریب پیرسون می باشد 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 صحت سنجی

(شامل دوره ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۸) معادل ۰,۰۱۸ می باشد. در این معادله x معادل داده دوباره بازسازی شده و y نیز داده های مدل شده می باشند.

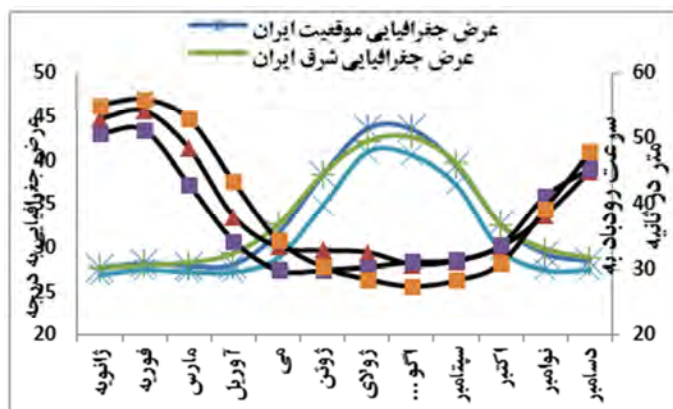
$$R_{(x,y)} = \frac{n \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{[n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2]^{0.5} [n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2]^{0.5}} \quad (۴)$$

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

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

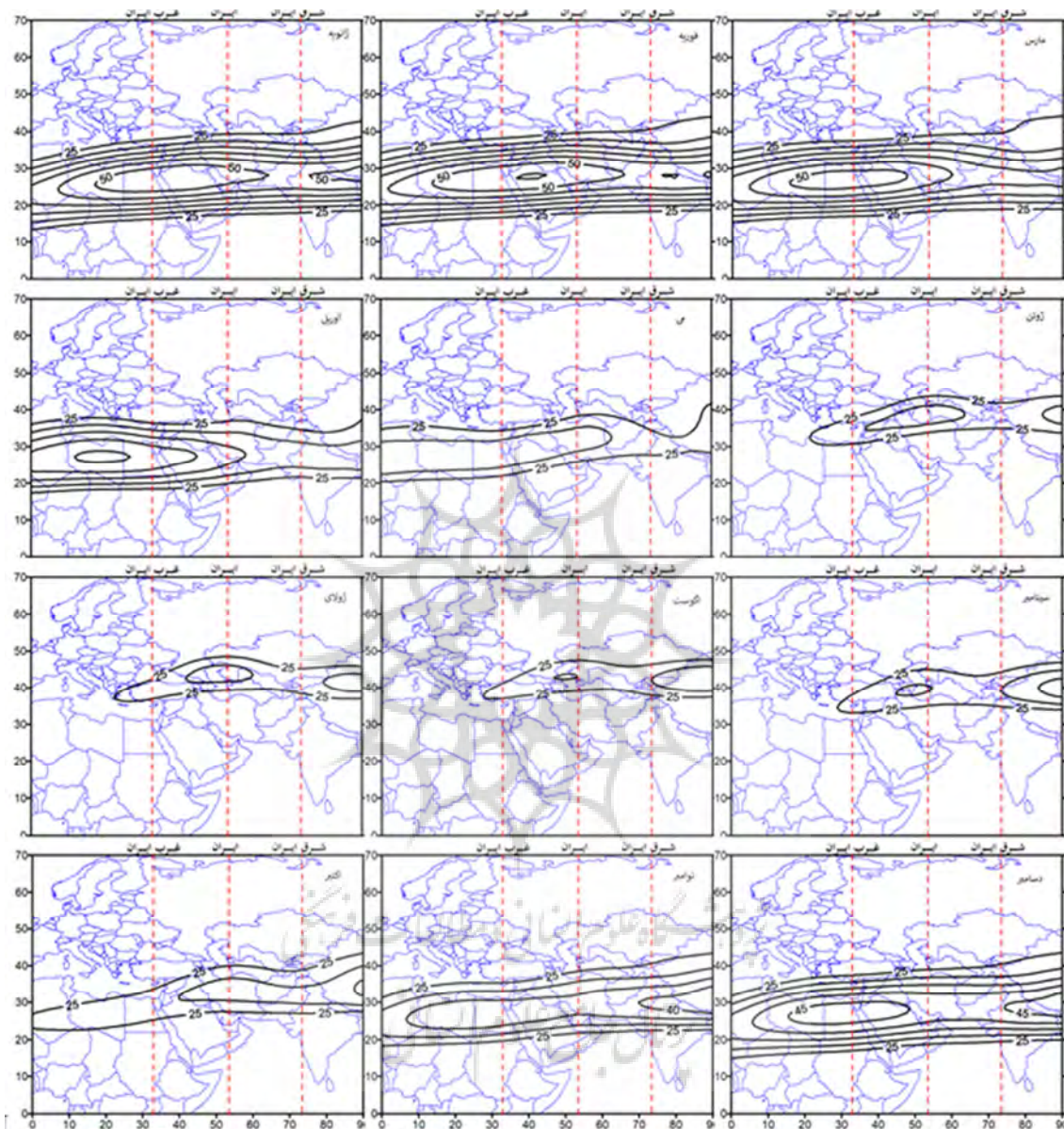
یافته‌های تحقیق

بررسی رودباد جنب حاره ای مستقر بر روی ایران و نواحی غربی و شرقی آن نشان می دهد که بیشترین سرعت رودباد جنب حاره ای در موقعیت جنوبی و کمترین آن در موقعیت شمالی اتفاق می افتد. یکی از ویژگی های قابل توجه این رودباد بر روی ایران و نواحی اطراف آن به این شکل می باشد که مطابق شکل ۱ در ماه های مختلف علاوه بر تغییرات در سرعت، در موقعیت های مختلفی نیز قرار می گیرند که حاکی از دو حالت پایداری و انتقالی می باشد به عبارت دیگر ماه‌های دسامبر تا آوریل در روی ایران در جنوبی‌ترین موقعیت و میزان جابجایی در آن به حداقل می رسد همچنین در ماه های ژولای و آگوست نیز در شمالی‌ترین موقعیت به مدت دو ماه پایدار می شوند، در حالیکه بین ماه های آوریل تا ژولای که شامل دو ماه می و ژوئن قرار می گیرد جابجایی شدیدی در موقعیت رودباد به همراه کاهش شدید سرعت به سوی شمال دیده می شود، همچنین بین آگوست تا دسامبر نیز در طی سه ماه سپتامبر، اکتبر و نوامبر به طرف جنوب جابجایی به همراه افزایش سرعت صورت می گیرد. بنابراین جابجایی به سوی شمال بسیار زیاد است در حالیکه پاییز یا انتقال از موقعیت تابستانی تا به زمستانی آن سه ماه طول می کشد یا به عبارت دیگر برگشت به سوی جنوب با شدت کمتری اتفاق می افتد، بنابراین می توان گفت که دلیل کوتاه بودن فصل بهار در ایران را رفتار رودباد جنب حاره تعیین می کند. مطابق شکل ۲ که در آن نقشه های دوازده ماهه رودباد نمایش داده شده است تراکم هسته های سرعت رودباد در ماه های ژانویه تا مارس زیاد است اما در ماه های آوریل تا اکتبر تراکم منحنی های هم سرعت کاسته شده است، از طرف دیگر مشخص می گردد که در ماه های گرم سال یعنی ژوئن تا سپتامبر در غرب ایران سرعت رودباد بسیار ضعیف می شود در حالیکه بر روی ایران حتی در شمالی ترین موقعیت خود به صورت سلول بسته دیده می شود در این دوره زمانی در شرق ایران سرعت رودباد نسبت به غرب آن قوی تر است.

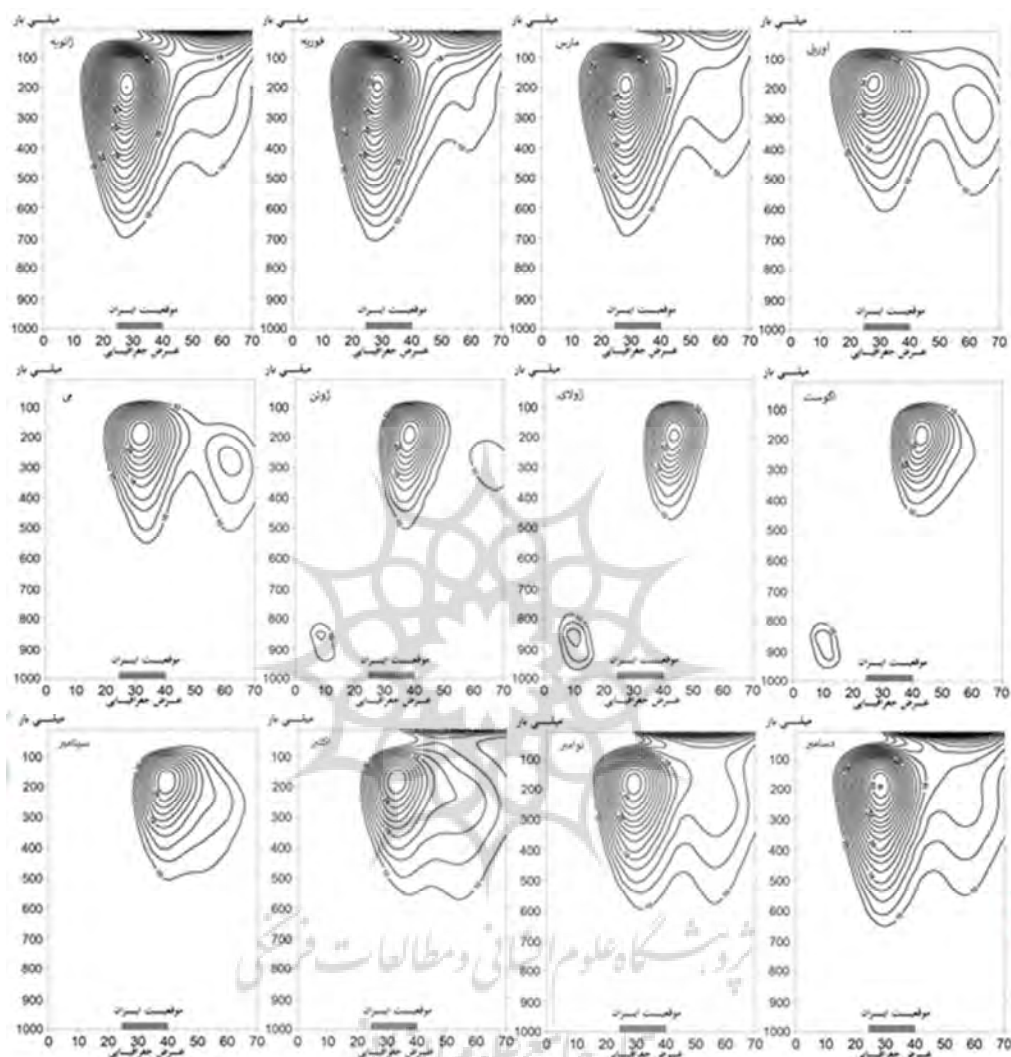


شکل ۱: نمودار میانگین ماهانه موقعیت عرض جغرافیایی و سرعت هسته رودباد جنب حاره بر روی ایران و نواحی غرب و شرق آن

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 هم‌سرعت ۱۰ متر بر ثانیه تا حدود ۷۰۰ هکتوپاسکال کشیده می‌شود. در این دوره هسته رودبادها مورد نظر نیز منطبق بر هم می‌باشند، بطوریکه میانگین تراز ارتفاعی آن ۱۹۵ هکتوپاسکال و در عرض جغرافیایی ۲۸,۳۵ درجه شمالی قرار دارد. مطابق منحنی‌های هم‌سرعت گسترش عمودی رودباد از مرکز به سوی پایین دارای کمترین شیب است. در حالی که به سوی عرض‌های شمالی و جنوبی و همچنین به سوی بالا دارای شیب زیادی دارد. در فصل بهار شامل ماه‌های می و ژوئن یا به عبارتی در فاصله بین آوریل تا ژولای هسته رودباد جنب حاره شدیداً به سوی عرض‌های شمالی جابجا می‌شود. بطوریکه در این دو ماه از گسترش عمودی کاسته و برعکس تا حدودی گسترش افقی آن افزوده شده است. در مقاطع عمودی بسوی 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 ژولای 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 هم‌سرعت ۱۰ متر بر ثانیه در تراز بین ۵۰۰ تا ۴۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد. در نهایت 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 کمتر 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 بطوریکه در ماه نوامبر تا حدودی جدایی دو هسته دیده می‌شود.



شکل ۲: تغییرات میانگین ماهانه رودباد جنب حاره ای 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

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

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

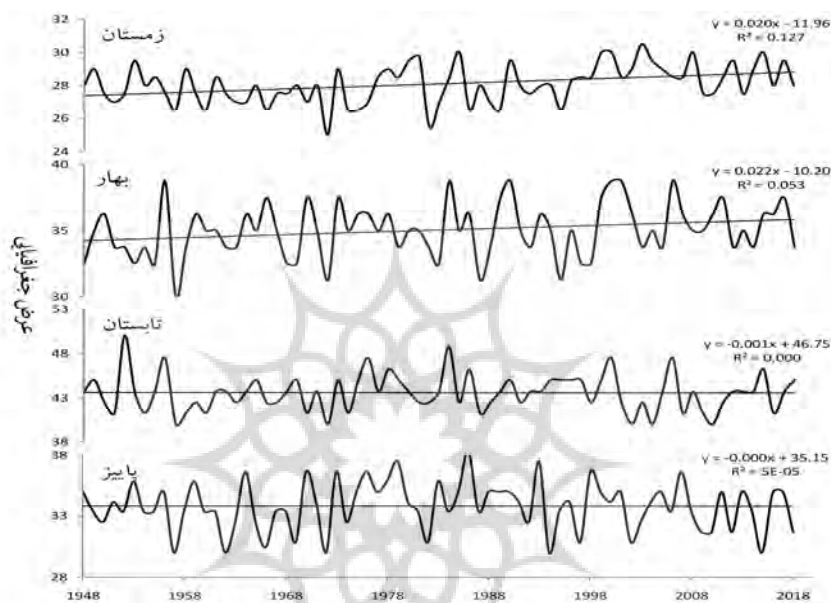
ماه	عرض جغرافیایی به درجه					سرعت به متر در ثانیه				
	میانگین	CV%	R2	تغییر ۷۱ ساله	DW	میانگین	CV%	R2	تغییر ۷۱ ساله	DW
ژانویه	27.694	6.548	0.132**	2.268	1.986	53.03	11.885	0.002	1.017	2.066
فوریه	28.239	6.921	0.004	0.435	1.807	54.238	13.052	0.000	-0.133	2.077
مارس	27.94	7.413	0.023	1.074	2.354	48.508	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 تغییرات از روش پیرسون استفاده شد. بطوریکه از جدول ۱ دیده می شود معنی دارترین روند تغییرات بر مبنای ۵ درصد خطا در ماه های 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 تغییرات ۲,۶۱۹ درجه به موقعیت جنوبی تر جابجا شده است. در حالی که در ماه ژانویه ۲,۲۶۸ و دسامبر ۲,۷۹۸ درجه به موقعیت شمالی تری جابجا گردیدند. اما از نظر فصلی زمستان و بهار دارای روند افزایشی معنی داری است، بطوریکه 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 می کند، بطوریکه در طی ۷۱ سال ۰,۸۳۵ درجه به موقعیت شمالی تری جابجا گشته است. شکل شماره ۴ تغییرات زمانی برای دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۸ را برای فصول چهار گانه نشان می دهد، بطوریکه دیده می شود علاوه بر روند تغییرات معنی دار برای زمستان و بهار که حالت افزایشی دارد، بلکه این افزایش در زمستان از سال ۱۹۶۱ از شدت بیشتری برخوردار است بطوریکه براساس شیب این دوره موقعیت هسته رودباد ۱,۸۰ درجه جابجا شده است. براساس آزمون دوربین واتسن (DW) ارزیابی تغییرات با استفاده از مدل رگرسیون نیز معنی دار می باشد بطوریکه برای دوره ۷۱ ساله دامنه مورد پذیرش عدم خود همبستگی با تاخیر یک گام زمانی دوربین بین ۱,۶۴۱ تا ۲,۳۵۹ می باشد بطوریکه دیده می شود در تمامی ماه ها، فصول و سال رقم محاسبه شده معنی دار است.

بررسی تغییرات سرعت رودباد نیز نشان می دهد 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) در حالیکه 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 می شود در حالیکه در دوره گرم سال با توجه به ضعیف شدن رودباد شدت تغییرپذیری آن افزایش پیدا می کند. در کل تغییرات بلند مدت ۷۱ ساله سرعت هسته رودباد حاکی از آن است که بر روی ایران از روند معنی داری پیروی نمی کند.



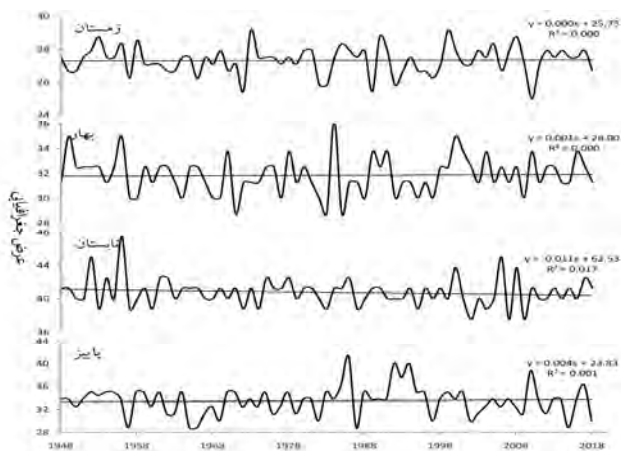
شکل ۴: نمودار تغییرات فصلی رودباد جنب حاره بر روی ایران

مطابق جدول شماره ۲ مشخص می گردد که در غرب ایران میانگین موقعیت دوره زمستانی یک ماه بیشتر از ایران است بطوری که این دوره بین ماه های نوامبر تا آوریل می باشد و میانگین موقعیت آن در این دوره معادل ۲۷,۳۲۱ درجه شمالی می باشد. بیشترین جابجایی رودباد جنب حاره در غرب ایران در ماه ژولای به ۴۰,۹۱۵ درجه شمالی می رسد، در حالیکه در روی ایران در این ماه به ۴۳,۶۲۷ درجه نیز می رسد. در این محدوده بیشترین تغییرپذیری موقعیت در ماه های پاییز یعنی سپتامبر و اکتبر دیده می شود (شکل ۵). در کل تغییرات طولانی مدت موقعیت رودباد از روند تغییر معنی داری پیروی نمی کند در حالیکه تغییرات سرعت رودباد نشان می دهد که ماه های مارس، آوریل و می از روند تغییر معنی داری پیروی می کند. این تغییرات حاکی از آن است که سرعت رودباد در حال کاهش است بطوریکه در این ماه ها 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 می باشد.

جدول ۲: مشخصه های 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
ژولای	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

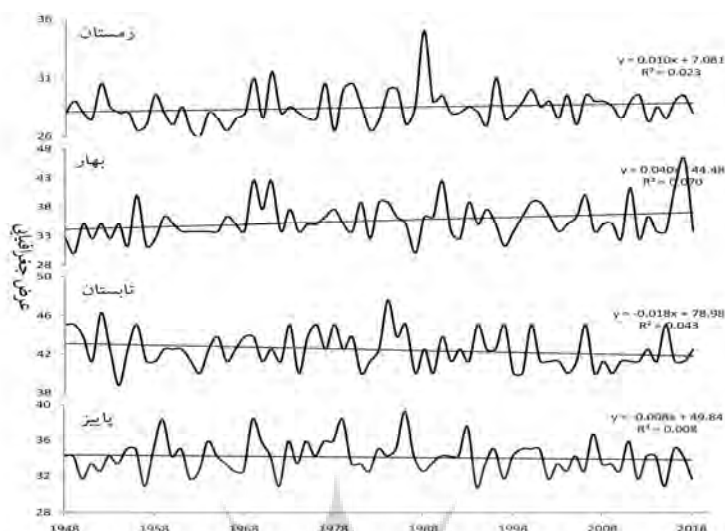
بررسی ویژگی های رودباد در شرق ایران مطابق جدول شماره ۳ حاکی از آن است که میانگین موقعیت زمستانی آن در ۲۷,۳۲۱ درجه شمالی مستقر می شود که دوره زمستانی آن شبیه موقعیت ایرانی بین ماه های دسامبر تا آوریل است بطوریکه در مقایسه با نواحی غربی خود در عرض شمالی تری قرار می گیرد به عبارت دیگر از غرب به شرق ایران دارای یک روند افزایشی است در حالیکه 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 تغییرات بلند مدت ۷۱ ساله حاکی از آن است که در ماه های ژانویه، می، اگوست، اکتبر، نوامبر و دسامبر دارای روند معنی داری می باشد با این تفاوت که در ماه های اگوست و اکتبر روند کاهشی است (شکل ۶). در نهایت بالاترین جابجایی به سوی شمال در ماه می معادل ۴,۶۳۷ درجه شمالی می باشد. از نظر سرعت در این منطقه تغییرات طولانی مدت در ماه های زمستان با روند افزایشی معنی داری می باشند.



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

جدول ۳: مشخصه های 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
ژولای	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 تغییرات فصلی رودباد جنب حاره بر شرق ایران

ب- واسنجی و صحت سنجی مدل های گردش

در ادامه به منظور آینده نگری وضعیت رودباد مستقر بر روی ایران، دوره پایه (داده های دوباره بازسازی شده و داده های مدل شده) به دو دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۵ به عنوان دوره واسنجی مدل ها و همچنین دوره ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۸ به عنوان دوره صحت سنجی مدل ها تقسیم شدند. جداول شماره های ۴، ۵ و ۶ یافته های این ارزیابی می باشد. بر این اساس مطابق جدول ۴ بر روی ایران مشخص می گردد 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 می باشد، 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 می باشد. با توجه به این نتایج مشخص می گردد که مقدار NRMSE در مدل GFDL-CM3 و همچنین در سناریوی rcp85 از مقدار کمتری برخوردار است. از طرف دیگر این مقدار در دوره صحت سنجی از دوره واسنجی نیز کمتر می باشد در حالیکه انتظار می رود که مقدار آن بیشتر باشد، شاید این موضوع به این دلیل باشد که دوره آماری از دوره صحت سنجی کمتر است. همچنین بر مبنای شاخص نش ساتکلیف، توافق ویلموت و ضریب تعیین مشخص می گردد که در دوره واسنجی بر مبنای مدل GFDL-CM3 هر کدام به ترتیب معادل ۰،۸۲۰ و ۰،۳۷۷ و در مدل CanESM2 نیز معادل ۰،۸۰۵ و ۱ و ۰،۴۲۵ می باشد، اما در دوره صحت سنجی 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 می باشد در حالیکه 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 می باشد. در نتیجه بر مبنای شاخص توافق ویلموت انطباق کامل بین داده های مشاهداتی و مدل شده وجود دارد، در حالیکه براساس شاخص کارایی نش ساتکلیف مدل اول از کارایی بالاتری برخوردار است و همچنین در دوره صحت سنجی نیز تا حدودی مشابه دوره واسنجی است. در نتیجه از این ارزیابی مشخص می گردد که هر دو مدل در هر دو سناریو از کارایی قابل قبولی پیروی می کند.

همچنین برای غرب ایران مشخص می گردد 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 مدل ها در غرب ایران کارایی نداشته باشد. بطور کلی ضریب نش ساتکلیف در دوره واسنجی در هر دو مدل بطور متوسط معادل ۰,۶۶۴ است در حالیکه در هر دو مدل در سناریوی rcp8.5 بطور متوسط معادل ۰,۶۵۱ و در سناریوی rcp4.5 معادل ۰,۶۸۲ می باشد که حاکی از کارایی بالای مدل است. علاوه بر این در شرق ایران نیز مشخص می گردد 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 می دهد در دوره واسنجی در مدل GFDL-CM3 معادل ۰,۸۶۰ و در دوره صحت سنجی 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 صحت سنجی در سناریوی rcp8.5 معادل ۰,۸۳۵ و در سناریوی rcp4.5 معادل ۰,۸۵۰ می باشد که در کل حاکی از کارایی بالای مدل است.

جدول ۴: ارزیابی توانمندی مدل های CanESM2 و GFDL-CM3 در دوره واسنجی و صحت سنجی باد مداری بر روی ایران، غرب و شرق آن

عملکرد	دوره زمانی	معیارها	GFDL-CM3						CanESM2					
			rcp8.5			rcp4.5			rcp8.5			rcp4.5		
			ن.ج.	ن.ا.	ت.ت.	ن.ج.	ن.ا.	ت.ت.	ن.ج.	ن.ا.	ت.ت.	ن.ج.	ن.ا.	ت.ت.
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 صحت سنجی	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- پیش یابی رودبادها

در این پژوهش برای مقایسه آینده رودباد جنب حاره ای مستقر بر روی ایران، سری زمانی داده ها 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 ماه های مختلف نشان می دهد. بر اساس مدل اقلیمی CanESM2 در دو سناریوی rcp8.5 و rcp4.5 مشخص می گردد که در ماه های سپتامبر تا دسامبر و فوریه موقعیت رودباد هم برای آینده نزدیک و دور جابجایی به سمت شمال را نشان می دهد بطوریکه در سناریوی rcp4.5 در آینده نزدیک این جابجایی به ۱,۶۴۶ درجه خواهد رسید. علاوه بر این در ماه های 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. در حالیکه در سایر ماه ها بیشترین جابجایی ها به سمت جنوب دیده می شود، بطوریکه در ماه ژولای 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 ماه های 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 می دهد، بطوریکه در ماه سپتامبر در حالت سناریوی rcp8.5 برای آینده دور بیش از دو درجه را نشان می دهد. البته لازم به ذکر است که در ماه های ژولای، اگوست و سپتامبر این میزان قابل توجه است. بر عکس در ماه های مارس تا می جابجایی به سمت جنوب را نشان می دهد البته نسبتاً حالت ضعیف تری دارد.

مطابق شکل ۷ نیز بر اساس مدل اقلیمی CanESM2 مشخص می گردد 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 تقریباً در تمامی حالت ها جابجایی به سمت شمال دیده می شود 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 می باشد. بر عکس در فصل تابستان در تمامی حالات جابجایی به سمت جنوب می باشد و مقدار آن در سناریوی ۸,۵ برای آینده دور به ۱,۹۰ درجه می رسد. 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 بطوریکه 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 تقریباً در ه ردو سناریو اتفاق خواهد افتاد. اما جابجایی های فصول زمستان و بهار ضعیف تر می باشند(شکل ۷).

همچنین مطابق جدول ۶ مشخص می گردد که با توجه به مدل CanESM2 در هر دو سناریو برای آینده نزدیک و دور به غیر از ماه های ژولای و اگوست، در سایر ماه ها سرعت هسته مرکزی رودباد افزایش پیدا می کند. بطوریکه بالاترین افزایش در ماه فوریه و در سناریوی rcp8.5 برای آینده نزدیک به ۶,۵ متر در ثانیه خواهد رسید. در حالیکه در ژولای براساس 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 به سرعت رودباد افزوده خواهد شد. این در حالی است که براساس مدل GFDL-CM3 در ماه های بین دسامبر تا ژوئن افزایش سرعت و ماه های 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 بطوریکه 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: آینده نگری موقعیت رودباد جنب حاره ای بر روی ایران بر اساس دو مدل اقلیم CanESM2 و GFDL-CM3 در دو سناریوی

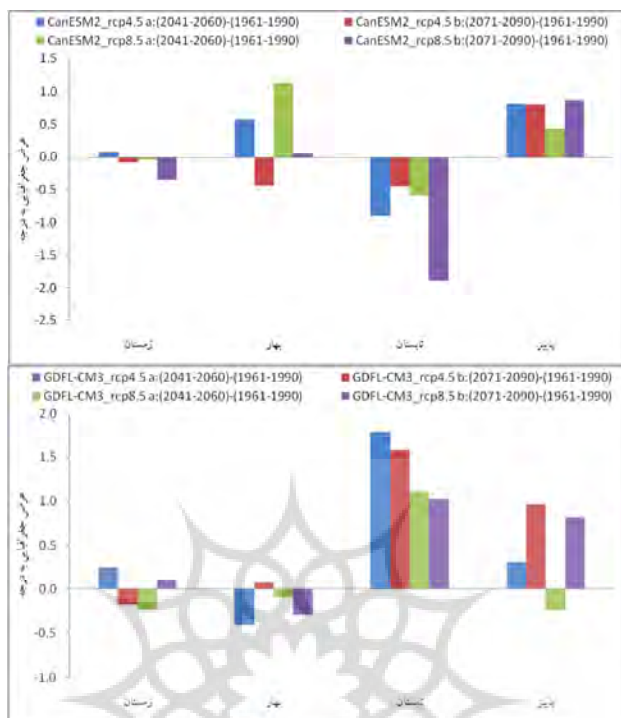
GFDL-CM3_rcp8.5		GFDL-CM3_rcp4.5		CanESM2_rcp8.5		CanESM2_rcp4.5		ماه
b	a	b	a	b	a	b	a	
0.726	0.083	0.012	0.458	-0.149	-0.396	-0.327	0.125	ژانویه
0.024	-0.042	-0.214	0.563	-0.759	0.604	0.491	0.479	فوریه
-0.235	0.083	-0.324	-0.188	-0.911	-0.083	-0.613	-0.083	مارس
-0.077	-1.083	-0.402	0.021	-0.545	-0.604	-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	ژولای
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)

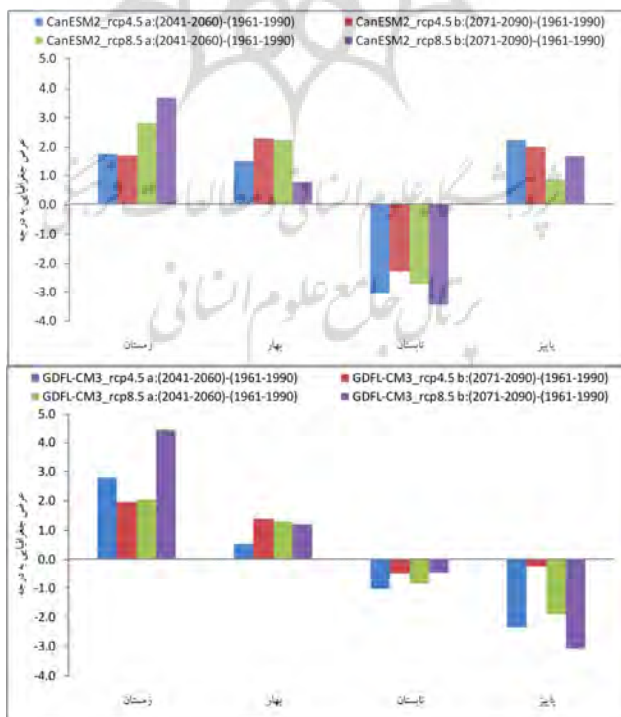
جدول ۶: آینده نگری سرعت هسته مرکزی رودباد جنب حاره ای بر روی ایران بر اساس دو مدل اقلیم CanESM2 و GFDL-CM3 در دو سناریو (متر به ثانیه)

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	ژولای
-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 جنب حاره ای برای آینده دور و نزدیک بر روی ایران بر اساس مدل اقلیم CanESM2 و GFDL-CM3



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

نتیجه گیری

با توجه به اینکه رودباد جنب حاره یکی از مولفه های اصلی اقلیم ایران می باشد در دوره سرد سال با جابجایی به عرض های جنوبی سبب می شود که بادهای غربی به گستره ایران وارد شوند و همچنین بدلیل بالابودن سرعت آن در این زمان چه به لحاظ افقی و عمودی نقش عمده ای در هدایت آنها بازی می کند. در حالیکه در دوره گرم سال همزمان با کشیده شدن به طرف عرض های شمالی ایران و ضعیف شدن رودباد ورود سامانه های رطوبتی شده کاهش پیدا می کند و بنابراین می توان گفت که در دوره گرم سال اقلیم جنب حاره بر روی ایران مسلط می شود. یکی از ویژگی های قابل توجه رودباد جنب حاره ای بر روی ایران و نواحی اطراف آن، به این شکل می باشد که در ماه های مختلف علاوه بر تغییرات در سرعت، در موقعیت های مختلفی نیز قرار می گیرند که حاکی از دو حالت پایداری و انتقالی از نظر موقعیت می باشد. نتایج بررسی تغییر موقعیت هسته مرکزی رودباد جنب حاره بر روی ایران و نواحی مجاور نشان می دهد که در دوره های بلند مدت از تغییرات معنی داری پیروی می کند که از جمله آن در ماه های ژانویه، می و دسامبر به موقعیت شمالی و در اکتبر به موقعیت جنوبی تر 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 عرض های شمالی نشان می دهد. این موضوع از نظر سالانه نیز مورد تایید است. اما بررسی تغییرات سرعت هسته مرکزی رودباد جنب حاره نشان می دهد که در طی سالهای ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۸ از روند معنی داری پیروی نمی کند. در حالیکه که در غرب ایران از روند کاهشی معنی دار پیروی می کند و بر عکس آن در این منطقه موقعیت رودباد دارای تغییر معنی داری نیست. در حالیکه در شرق روند تغییرات 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 می کند که در ماه های 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 می دهد. در حالیکه در سایر ماه ها بیشترین جابجایی ها به سمت جنوب دیده می شود. در دو فصل انتقالی بهار و پاییز تقریباً در تمامی حالت جابجایی به سمت شمال دیده می شود. اما در مدل اقلیمی GFDL-CM3 از ماه های 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 می دهد. 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 تقریباً در هر دو سناریو اتفاق خواهد افتاد. اما جابجایی های زمستان و بهار ضعیف تر می باشند. سرعت هسته مرکزی رودباد جنب حاره ای با توجه به مدل CanESM2 در هر دو سناریو برای آینده نزدیک و دور به غیر از ماه های ژولای و اگوست، در سایر ماه ها افزایش پیدا می کند. از نظر فصلی نیز در تابستان کاهش سرعت و در سایر فصول به سرعت رودباد افزوده خواهد شد. این در حالی است که براساس مدل GFDL-CM3 در ماه های بین دسامبر تا ژوئن افزایش سرعت و ماه های 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 تغییرات موقعیت عرض جغرافیایی رودباد جنب حاره ای و تاثیر تغییر اقلیم بر روی آن با یافته های محققینی 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)، کریشنن 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. باتوجه به نتایج حاصل از این تحقیق مشخص می گردد تغییرات موقعیت و سرعت رودباد جنب حاره ای یکی از پیامدهای گرمایش جهانی اقلیم است بطوریکه کل ساختار جو را در مناطق جنب حاره و بخصوص در ایران تحت تاثیر قرار داده است و این موضوع نشان می دهد اگر گرمایش جهانی ادامه پیدا کند کمربند سلول هدلی گسترش پیدا کرده و در نتیجه سامانه های رطوب زای گذری از روی ایران کاسته می شود و از طرف دیگر با توجه به کاسته شدن سرعت رودباد ضعیف شدن سامانه ها را نیز در روی ایران بدنبال خواهد داشت.

تقدیر و تشکر

این مقاله مستخرج از پروژه تحقیقاتی به شماره گزارش ۴۸۵۲-۳/۱۲ تحت عنوان: بررسی تغییرپذیری رودباد جنب حارهای بر روی ایران، با حمایت مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه گلستان می باشد. بدین وسیله نویسنده بر خود لازم می داند که صمیمانه از حمایت های 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 مدل های 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 جنب حاره ای در کنترل بارش های ایران. مجله جغرافیا و برنامه ریزی 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 periods Future 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.