

تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی در عرض‌های میانه

مسعود جلالی^۱، استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

حسین عساکره، استاد آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

سید محمود حسینی صدیق، دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۰۳ پذیرش نهایی: ۱۴۰۱/۰۸/۰۶

چکیده

گسترش قطب سوی کمربند گرمسیری را در اثر تغییرات آب و هوایی ناشی از فعالیت‌های انسانی، به ویژه افزایش گازهای گلخانه‌ای و تغییر کاربری اراضی زمین می‌دانند. تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری به عرض‌های جغرافیایی بالاتر حاکی از گسترش منطقه خشک نیمه گرمسیری است که این امر حاکی از افزایش فراوانی خشکسالی در هر نیمکره است. به منظور تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی در عرض‌های میانه از شاخص‌های کسر بارش از تبخیر، مؤلفه مداری بردار باد، تابع جریان نصف‌النهاری، دمای سطح و ردايست، تابش موج بلند خروجی زمین و فشار سطح زمین استفاده شده است. یافته‌های پژوهش نشان داد، گسترش عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری با تابع جریان نصف‌النهاری به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر با ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی و تاثیر فرونشینی گردش هدلی افزایش دامنه تبخیر از بارش را نشان داده است که کسر بارش از تبخیر ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است. جت جنب حاره در حرکت شاخه‌های فوقانی و ردسپهر از گردش هدلی با ۲ تا ۴ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است که می‌تواند بر سامانه‌های رطوبت‌زای گذری و همچنین بر میزان بارشها اثر منفی داشته باشد. گسترش قطب سوی کمربند گرمسیری که پیامدی از دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی به شمار می‌رود، جا به جایی مکانی قطب سوی رودباد جنب حاره‌ای را در پی خواهد داشت و در نتیجه کمربندهای خشک جنب حاره‌ای به سمت قطب را ارائه می‌کنند؛ و همچنین تابش موج بلند خروجی زمین ۱ تا ۲ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته و دلیلی بر افزایش گرما در وردسپهر فوقانی گردیده است و این باعث افزایش خشکی و کاهش خفیف ابر در وردسپهر فوقانی شده است و همچنین باعث گسترش کمربند گرمسیری به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر شده است. به طور کلی، یافته‌های پژوهش نشان داد که اکثر شاخص‌های کمربند گرمسیری از سال ۱۹۷۹ روند افزایشی داشته است.

واژه‌های کلیدی: گسترش، کمربند گرمسیری، تغییر اقلیم، خشکی، نیمکره شمالی.

مقدمه

از اثرات مهم دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی مشاهده و شبیه سازی شده، گسترش کمربند گرمسیری به عرض های جغرافیایی بالاتر است (Lu et al., ۲۰۰۷; Seidel et al., ۲۰۰۸). این گسترش اثرات نامطلوب اجتماعی، اقتصادی و سیاسی ناشی از تغییرات بارندگی و خشکسالی ها را پی داشته باشد (Seidel et al., ۲۰۰۸). همبستگی تغییرات سلول های هدلی با جت های نیمه گرمسیری، به گسترش کمربند گرمسیری مرتبط است. هرگونه چنین تغییرپذیری در عرض جغرافیایی مناطق گرمسیری با گردش هدلی، پتانسیل اعمال تأثیرات بی شماری را در خشکی ها، دریا و اقیانوس ها دارد. افزایش پهنای مناطق گرمسیری در خشکی این پتانسیل را دارد که مسیرهای بارانزا و رطوبت زایی را جابجا کند (Si et al., ۲۰۱۵; Bronnimann et al., ۲۰۰۹)؛ و همچنین بیابان زایی مناطق نیمه گرمسیری را گسترش دهد و خشکسالی ها و آتش سوزی های جنگلی را تشدید کند (Feng et al., ۲۰۱۳; Post et al., ۲۰۱۴). در اقیانوس ها و دریاها، خط الراس نیمه گرمسیری با کمربندهایی با شوری بالا و بهره وری زیستی کم دریایی منطبق است، و افزایش عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری ممکن است به معنای گسترش این کمربندها باشد (Moore et al., ۲۰۱۸; Polovina et al., ۲۰۰۸). علاوه بر این، هرگونه تغییر در الگوهای دمای هوا، بارش و باد ممکن است مسیرهای طوفان گرمسیری را تغییر دهد. به دلیل شیب گرادادانت قوی نصف النهاری دما و بارش در کمربند گرمسیری، هرگونه تغییر در آن مناطق می تواند اثرات جبران ناپذیر زیست محیطی ایجاد کند (Birner, ۲۰۱۴). با توجه به اینکه حدود نیمی از جمعیت جهان در مناطق آب و هوایی نیمه گرمسیری زندگی می کنند، پیامدهای گسترش مناطق گرمسیری به طور بالقوه قابل توجه است. بنابراین تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی همچنان یک منطقه فعال تحقیقاتی است. برآوردهای مشاهده ای از عرض کمربند گرمسیری مبتنی بر داده های دینامیکی، مانند فشار سطح دریا و تابش موج بلند خروجی زمین، نشان دهنده گسترش کمربند گرمسیری است، سایر معیارهای تشخیص عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری، مانند عرض جغرافیایی جت جنب حاره (Fu, ۲۰۱۱; Davis, ۲۰۱۷) و عرض جغرافیایی دمای سطح و ردیاست نشان دهنده گسترش مناطق گرمسیری و خشک تر شدن مناطق نیمه گرمسیری است (Davis, ۲۰۱۷; Davis, ۲۰۱۳; Lucas, ۲۰۱۲). به طور کلی، یکی از رایج ترین معیارهای تشخیص گسترش عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری، مرز بین سلول های هدلی و سلول فرل در عرض های میانه است. این به دلیل تسلط فرونشینی گردش هدلی در عرض های میانه است. مکان این هوای فرونشینی به دلیل چرخه های تابش خورشید و تغییرپذیری طبیعی و ردسپهر، به طور فصلی و بین سالانه دائماً متغیر است (Hartman, ۱۹۹۴). گردش هدلی یک عنصر اساسی در سامانه آب و هوایی است که انرژی حرارتی و رطوبت را از منطقه کمربند گرمسیری به مناطق عرض های میانه انتقال می دهد (Trenberth et al., ۲۰۰۳)؛ و معمولاً به عنوان میانگین منطقه ای گردش نصف النهاری (ZAHC^۱) در منطقه گرمسیری تعریف می شود (Hartmann, ۲۰۱۶)؛ از آنجا که خشکی، اقیانوس و توپوگرافی به طور مساوی توزیع نشده اند، میانگین منطقه ای نصف النهاری ممکن است تنوع منطقه ای را به خوبی در نیمکره شمالی نشان ندهد (Ruping et al., ۲۰۱۸). در بررسی تغییرات منطقه ای میانگین گردش سالانه سلول هدلی در دهه های اخیر هفت ناحیه را انتخاب و مشخص کرده اند، میانگین منطقه ای سلول هدلی به صورت دو سلول ظاهر می شود که اولی با حرکت صعودی در مناطق حاره عمدتاً بین خط استوا و ۱۰ درجه شمالی است که شاخه صعودی آن منطقه همگرایی بین حاره ای (ITCZ) را تشکیل می دهد و با رعد و برق های شدید در مناطق گرمسیری همراه است،

۱ - Zonally Averaged Hadley Cell

و شاخه نزولی آن در مناطق نیمه‌گرمسیری در حدود ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی و جنوبی واقع شده است؛ و دومی گردش سلول فرل در هر دو نیمکره است (Xian et al, ۲۰۲۱). مناطق سلول‌های هدلی عبارتند از: آفریقا (۴۰° E-۱۰° E)؛ اقیانوس هند (۱۰۰° E-۶۰° E)؛ غرب اقیانوس آرام (۱۶۰° E-۱۱۰° E)؛ شرق اقیانوس آرام (۱۵۰° W-۱۱۰° W)؛ آمریکای جنوبی (۸۰° W-۴۵° W) و اقیانوس اطلس (۴۰° W-۱۰° W). در مناطق گرمسیری این هفت منطقه، حرکت رو به بالا و بارش زیاد و در مناطق نیمه‌گرمسیری آن حرکات فرونشینی و کمبود بارش و افزایش تبخیر اتفاق می‌افتد. این بدان معناست که فعال‌ترین سلول‌های هدلی منطقه‌ای در سراسر جهان در این مناطق واقع شده است. همچنین این هفت منطقه نشان دهنده سامانه‌های مختلف آب و هوایی است. الگوهای سلول هدلی آفریقا، اقیانوس هند و غرب اقیانوس آرام مشابه سلول هدلی میانگین منطقه‌ای است (Trenberth et al, ۲۰۰۰; Zhang et al, ۲۰۰۸). البته، شاخه فرونشینی سلول هدلی آفریقا قویتر و شدیدتر از سلول هدلی اقیانوس هند و غرب اقیانوس آرام است. حرکت فرونشینی قوی بر روی شاخه قطبی سلول هدلی آفریقا در مقایسه با سایر مناطق سلول هدلی متاثر از مقادیر بیشینه تابش موج بلند خروجی زمین در صحرای آفریقا و سطح خشکی‌های خاورمیانه است (Zhang et al, ۲۰۰۴). سلول هدلی منطقه‌ای شرق اقیانوس آرام در نیمکره جنوبی نسبت به سایر مناطق سلول‌های هدلی بسیار ضعیف‌تر است. سلول هدلی منطقه‌ای آمریکای جنوبی بسیار باریک‌تر از سلول هدلی منطقه‌ای است و یک گردش سلول فرل در نیمکره شمالی دارد. سلول هدلی منطقه‌ای در اقیانوس اطلس در نیمکره شمالی و جنوبی باریک‌تر از سلول هدلی منطقه‌ای است و یک گردش سلول فرل در نیمکره جنوبی دارد (Nolan et al, ۲۰۰۷). ژانگ و همکاران (Zhang et al, ۲۰۱۱) گزارش داده‌اند که تغییرات سلول هدلی در غرب اقیانوس آرام (۱۶۰° E-۱۱۰° E) و شرق اقیانوس آرام (۱۸۰° W-۱۲۰° W) با تغییرپذیری مانسون زمستانی آسیای شرقی (EAWM) ارتباط تنگاتنگی دارد. وانگ (Wang, ۲۰۰۵) دریافت که سلول هدلی غرب اقیانوس آرام (۱۷۰° E-۱۲۰° E) تمایل به روند ضعیف‌تر شدن دارد و سلول هدلی شرقی اقیانوس آرام (۱۵۰° W-۱۰۰° W) در سال‌های ال‌نینو قوی‌تر است. تغییرات و گسترش گردش هدلی را به تقویت منطقه همگرایی بین حاره‌ای، جت‌های جنب حاره (Keyser et al, ۱۹۸۹) و تابش موج بلند خروجی زمین (Quan, ۲۰۱۶) که در حاشیه گردش هدلی هستند، مربوط دانسته‌اند. بدیهی است که گردش هدلی در سال‌های رخداد ال‌نینو (EL Nino) قوی‌تر و باریک‌تر، ولی در زمان رخداد سال‌های لانینا (La Nina) ضعیف‌تر و گسترده‌تر است؛ همچنین در حال حاضر هیچ اثری در رابطه بین عرض جغرافیایی گردش سلول هدلی با گردش‌های موسمی وجود ندارد (Yongyun et al, ۲۰۱۸: ۶۴۰)؛ اما این پژوهش در مغایرت با پژوهش‌های وانگ و همکاران (Wang et al, ۲۰۲۱; Wang et al, ۲۰۲۰) است که در پروژه مقایسه مدل جفت شده (CIMP۶; CIMP۵) تقویت و گسترش سلول هدلی را با افزایش بارندگی موسمی در نیمکره شمالی مرتبط دانسته‌اند؛ سولومون و همکاران (Solomon et al, ۲۰۱۶) در پژوهشی به بررسی گسترش کمربند گرمسیری با متغیرهای اتمسفری پرداختند و نتایج آنها نشان داد که تغییر عرض جغرافیایی گردش هدلی هم بستگی مثبتی را با عرض جغرافیایی جت جنب حاره از لحاظ مقیاس‌های زمانی بین سالانه تا دهه‌ای دارد، اما با معیارهای وردسپهر فوقانی مانند، حداکثر شیب ارتفاع وردایست، همبستگی ندارد. بر پایه ارزیابی هیات بین دول تغییر اقلیم (IPCC)، افزایش گازهای گلخانه‌ای و تغییر کاربری اراضی زمین، سبب گرمایش وردسپهر، کاهش دمای پوشن سپهر، افزایش ارتفاع لایه وردایست، کاهش فعالیت الگوهای گردش پوشن سپهر منطقه گرمسیری، جا به جایی قطب سوی اغتشاشات پوشن سپهر عرض‌های میانه، افزایش بارش‌های گرمسیری خواهد شد (Adam et al, ۲۰۲۱). تغییرپذیر و گسترش قطب سوی کمربند گرمسیری که

پیامدی از تغییرات آب و هوایی به شمار می‌رود، جا به جایی مکانی قطب سوی رودباد جنب حاره‌ای را در پی خواهد داشت و در نتیجه کمربندهای خشک نیمه‌گرمسیری گسترش خواهند یافت (Yongyun, ۲۰۱۸). پژوهش‌ها و شبیه سازی گسترده مدل‌های عددی و منطقه‌ای آب و هوایی نشان می‌دهد که کمربند گرمسیری از سال ۱۹۷۹ تاکنون ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی در هر دو نیمکره تغییر کرده است (Lucas, ۲۰۱۲). دیوز (Davis, ۲۰۱۹) گسترش قطب سوی کمربند گرمسیری را در اثر تغییرات آب و هوایی ناشی از فعالیت‌های انسانی، به ویژه تغییر گازهای گلخانه‌ای، تغییر کاربری اراضی زمین و خالی شدن لایه پوشش سپهر از ازن می‌داند. پائول و همکاران (Paul et al, ۲۰۱۸) با جزئیات بیشتر به تحلیل تغییرات گردش‌های پوشش سپهری، به منزله نمایه‌ای از تغییرات آب و هوایی پرداخت، نتایج ایشان نشان داد که گسترش مرز کمربند گرمسیری، سبب تغییر موقعیت هدلی، رودباها، مسیر طوفان‌ها و جریان‌های اقیانوسی خواهد شد و پیامد آن تغییر الگوهای دما و بارش است. وی بر این باور است مناطق جنب گرمسیری مدیترانه، جنوب غرب ایالات متحده آمریکا، جنوب استرالیا و جنوب آفریقا شرایط خشک‌تری را تجربه خواهند کرد. گرچه میزان گسترش گرمسیری و متعاقب آن خشک شدن نیمه‌گرمسیری رو به افزایش و مشخص است، اما انتظار می‌رود که در طول قرن بیست و یکم با گرم شدن کره زمین ادامه یابد. تغییر طولانی مدت کمربند گرمسیری را به عنوان بیان تغییرات آب و هوا در ارتباط با روند گرم شدن در میانگین دمای سطح جهانی در طول نیم قرن گذشته بررسی نموده‌اند (IPCC, ۱۹۹۶; ۲۰۰۰). تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری به عرض‌های جغرافیایی بالاتر حاکی از گسترش منطقه خشک نیمه‌گرمسیری است که این امر حاکی از افزایش فراوانی خشکسالی در هر نیمکره است. هدف از تحقیق حاضر تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی در عرض‌های میانه است؛ با توجه به نقش و اهمیت تغییرپذیری کمربند گرمسیری در نیمکره شمالی، سئوال‌های مطرح در تحقیق حاضر عبارت‌اند از: ۱. آیا پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی در طول سری زمانی مطالعاتی تغییر کرده است؟ ۲. کمربند گرمسیری نیمکره شمالی چند درجه عرض جغرافیایی تغییر کرده است؟ در این تحقیق، برای مشخص نمودن تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی از هشت شاخص مشخص استفاده شده است.

داده‌ها و روش کار

از نظر روش شناسی این مقاله یک مطالعه بنیادی در حوزه آب و هواشناسی دینامیک محسوب می‌گردد؛ در این تحقیق از معیارهای عینی مناسبی که جنبه‌های مختلف تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی در عرض‌های میانه را اندازه‌گیری کند استفاده می‌شود. در این مطالعه از هشت شاخص مشخص و همچنین از داده‌های بازتحلیل پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA۵) با تفکیک مکانی $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ و بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) با استفاده از برنامه نویسی در نرم افزار متلب شده است. پهنای سلول هادلی را با هشت شاخص مختلف تعیین کرده‌اند (جدول ۱)، که به صورت شماتیک در شکل (۱) نشان داده شده است. این شاخص‌ها جنبه‌های مختلف سیستم آب و هوایی از جمله عرض جغرافیایی که در آن کسر بارش از تبخیر (P-E=۰) صفر باشد را (Hu et al, ۲۰۱۳; Allen et al, ۲۰۱۴; Davis & Rosenlof, ۲۰۱۲) به عنوان عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری در نظر گرفته‌اند.

- شاخص دوم، عرض کمربند گرمسیری را با فاصله بین عرض جغرافیایی که ارزش خطوط کنتروری تابش موج بلند خروجی زمین در منطقه انتقال نیمه گرمسیری هر نیمکره با 250 Wm^{-2} است، مشخص می‌شود (Johanson, ۲۰۰۹). بیشترین مقادیر ارزشی OLR در مناطق گرمسیری به دلیل عدم وجود ابرهای زیاد و خشکی عمومی در این مناطق یافت

می‌شود. کاهش سریع OLR از مناطق گرمسیری به منطقه انتقال عرض‌های میانه با مقادیر معمولی نزدیک به Wm^{-2} است (Hu & Fu, ۲۰۰۷). در تحقیق دیگری که توسط واسکوئس فریتاس و همکاران (Vasques Freitas et al, ۲۰۱۵) در آمریکای جنوبی انجام شد، مقادیر OLR را $۲۴۰ Wm^{-2}$ برای مشخص نمودن عرض کمربند گرمسیری منظور کرده‌اند.

- شاخص سوم عرض جغرافیایی دمای سطح وردایست، وردایست منطقه گرمسیری نسبت به منطقه نیمه‌گرمسیری به عنوان سطح حداکثر انحنای دمای هوا منطقه سردتری محسوب می‌شود. در این پژوهش، یک موضوع جدید در مورد وردایست معرفی می‌گردد که مبتنی بر هدف تشخیصی برای عرض‌های جغرافیایی است که کمربند گرمسیری دارای اندازه حداکثر پایداری ایستاتیک هوای خشک گرمسیری است؛ پایداری ایستاتیک در اینجا به عنوان اختلاف در دمای پتانسیل بین وردایست و سطح تعریف شده است (۲: Frierson, ۲۰۰۷; ۷۷۷۷: Davis, ۲۰۱۳). تعریف دقیق تر این که، در مناطق استوایی از یک آستانه دمایی $0 K/kM$ استفاده شده است (WMO, ۱۹۵۷).

- شاخص چهارم، در عرض جغرافیایی که بیشینه فشار سطح دریا اتفاق افتد به عنوان مرز کمربند گرمسیری در نظر گرفته شده است (۷۶۹: Staten et al, ۲۰۱۸; ۷۵۶۵: Waugh et al, ۲۰۱۸; Choi & et al, ۲۰۱۴). در این تحقیق عرض جغرافیایی فصل‌های تابستان، بهار، پاییز و زمستان مورد بررسی قرار گرفته است.

- شاخص پنجم، عرض جت جنب حاره به عنوان عرض جغرافیایی بالا وردسپهر/ پایین پوشن سپهر است که میانگین حداکثر باد مداری از سطح $۱۰۰-۴۰۰$ هکتوپاسکال می‌باشد.

- شاخص ششم، عرض جغرافیایی پیچانه سرعت جت؛ عرض جغرافیایی که بیشینه باد مداری در سطح ۸۵۰ در هر دو نیمکره باشد.

- شاخص هفتم، ارزیابی و برآورد عرض جغرافیایی از میانگین باد مداری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به عنوان نقطه‌ای از عرض جغرافیایی تعیین می‌شود که باد مداری در بین مناطق گرمسیری و عرض‌های میانه در هر نیمکره صفر باشد. معادله (۱)

$$\frac{[u_s]}{\tau} = -\left[\frac{\partial}{\partial y}\{u * v * \}\right]$$

در معادله ۱، u و v مولفه باد مداری و نصف‌النهاری، u_s باد مداری سطح زمین، τ مقیاس زمانی برای کشیدن، $[u * v *]$ شار تکانه eddy جایی که در آن ستاره‌ها انحراف از میانگین منطقه‌ای را نشان می‌دهند.

- شاخص هشتم، میزان تابع جریان نصف‌النهاری در ۵۰۰ هکتوپاسکال تعریف شده است (Feng & et al, ۲۰۱۶; Nguyen & et al, ۲۰۱۷; Hu & Fu, ۲۰۰۷; Lou & et al, ۲۰۰۷; Johanson, ۲۰۰۹). ناحیه متوسط تابع جریان نصف-النهاری^۱ از داده‌های میانگین ماهانه محاسبه می‌شود. سلول هادلی برای تقارن محوری (متوسط منطقه‌ای) جریان دو بعدی تعریف شده است. در این مورد، بقای جرم در مختصات کروی (Cook, ۲۰۰۴) عبارت است از:

$$\frac{\partial[\rho v \cos y]}{\partial y} + \frac{\partial[\rho \omega]}{\partial p} = n0. \quad \text{معادله (۲)}$$

^۱ - zonal-mean meridional stream function

که در آن (v) سرعت باد نصف‌النهاری^۱، (ω) سرعت باد عمودی^۲، (y) عرض جغرافیایی^۳ و (p) فشار به هکتوپاسکال^۴ است که اجازه می‌دهد تا برای Ψ تابع عملکرد جریان^۵ تعریف شود:

$$[v] = \frac{1}{a \cos y} + \frac{\partial \Psi}{\partial p} \text{ and } [\omega] = \frac{1}{a \cos y} \frac{\partial [\Psi \cos y]}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

عملکرد جریان Ψ به شرح زیر است:

$$\Psi[p, y] = \frac{2\pi a \cos y}{g} \int_0^{1000 \dots 1000} [v] dp \quad (4)$$

در اینجا (v) میانگین باد نصف‌النهاری منطقه ای، (a) شعاع زمین، (y) عرض جغرافیایی و (g) جاذبه زمین است. بدین ترتیب کل پهنای سلول هادلی با فاصله بین عرض‌های جغرافیایی در هر نیمکره، جایی که $\psi_{\Delta} = -0 \text{ kg s}^{-1}$ است، مشخص می‌شود.

جدول ۱: فهرست محاسبات شاخص‌های گسترش کمربند گرمسیری در نیمکره شمالی

توضیحات	شاخص
عرض جغرافیایی که ارزش خطوط کنتوری تابش موج بلند خروجی زمین 250 Wm^{-2} است.	تابش موج بلند خروجی زمین (OLR)
عرض جغرافیایی که کسر بارش از تبخیر صفر یا منفی است.	کسر بارش از تبخیر ($P-E=0$)
عرض جغرافیایی که باد مداری سطح در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال صفر است.	باد مداری سطح
عرض جغرافیایی بیشینه باد مداری در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال	پیچانه سرعت جت
عرض جغرافیایی بیشینه میانگین باد مداری در تراز ۴۰۰-۱۰۰	جت جنب حاره
عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح دریا	فشار سطح دریا
بیشینه گرادیان حرارتی در بالای وردسپهر	دمای سطح وردا پست
عرض جغرافیایی که ارزش خطوط کنتوری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال صفر است.	تابع جریان نصف‌النهاری

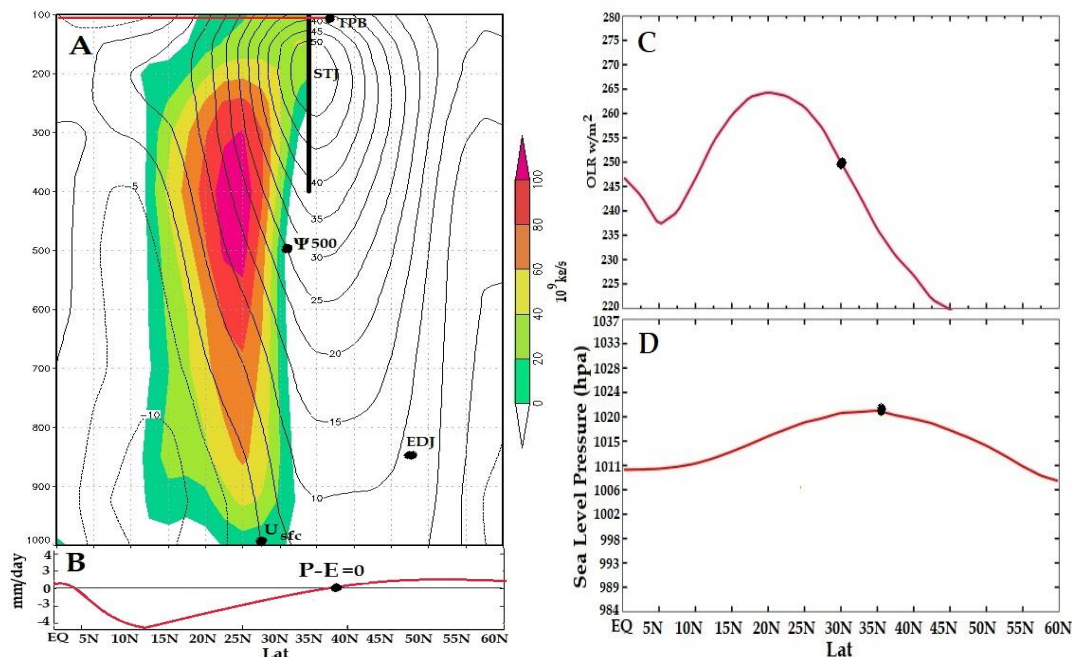
۲ - meridional wind speed

۳ - vertical wind speed

۴ - latitude

۵ - pressure in pa

۶ - mass streamfunction



شکل ۱: شماتیک گردش پوشش سپهر نیمکره شمالی با موقعیت محاسبات کمربند گرمسیری (۲۰۱۸-۱۹۷۹)، (جدول ۱). باد مداری سطح صفر در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (A^۱): پیچانه سرعت جت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (A^۲): تابع جریان نصف‌النهاری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (۱۰^۹kg/s) (A^۳): میانگین بیشینه جت جنب حاره تراز ۴۰۰-۱۰۰ خطوط پر ضخامت سایه (A^۴): دمای سطح ورودیست (A^۵): کسر بارش از تبخیر (B): تابش موج بلند خروجی زمین (C): بیشینه فشار سطح زمین (هکتوپاسکال) (D).

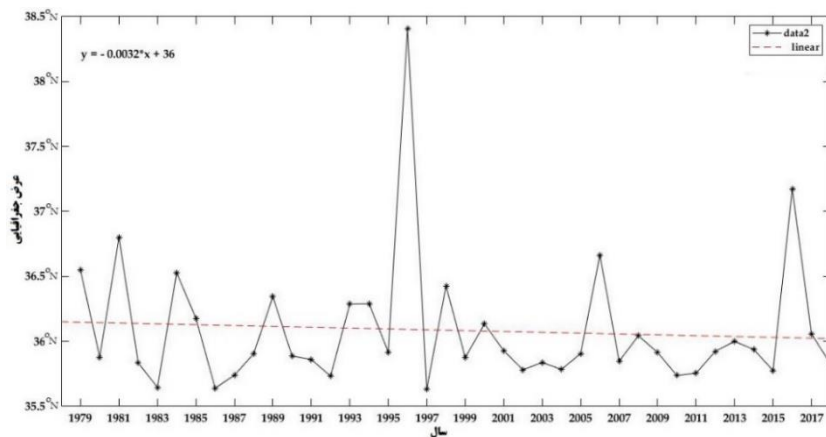
در این مطالعه به منظور تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی در عرض‌های میانه از شیب روش رگرسیون (وایازی) خطی استفاده شده است. در این رویه میزان تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری بر اساس عرض جغرافیایی در طی زمان برآورد می‌گردد. بررسی تغییرات بلند مدت (روند) عناصر اقلیمی پایه اصلی در تحلیل سری‌های زمانی اقلیمی است. الگوهای رگرسیون از روش‌های پرکاربرد در تحلیل روند به شمار می‌آید. برآورد روند بر اساس ضرایب رگرسیون به سه روش پارامتری، ناپارامتری و بی‌زی امکان‌پذیر است. روش‌های پارامتری از پرکاربردترین روش‌ها در برآورد و تحلیل روند متغیرهای اقلیمی به شمار می‌آید. این روش‌ها مستلزم پیش‌فرض‌هایی نظیر حاکمیت توزیع احتمال خاص (عموماً توزیع نرمال) و استقلال داده‌های متوالی یک سری (خودهمبستگی صفر) و ایستایی است. روش‌های ناپارامتری به دلیل عدم نیاز به پیش‌فرض‌های اشاره شده در روش‌های پارامتری، عدم حساسیت به داده‌های مفقوده و پرت، روش‌های ساده‌ای در تحلیل روند اقلیمی به شمار می‌آیند. الگوی رگرسیون خطی یک سری زمانی به صورت رابطه ۵ بیان می‌شود:

$$Z_t = a + bT + e_t \quad \text{معادله (۵)}$$

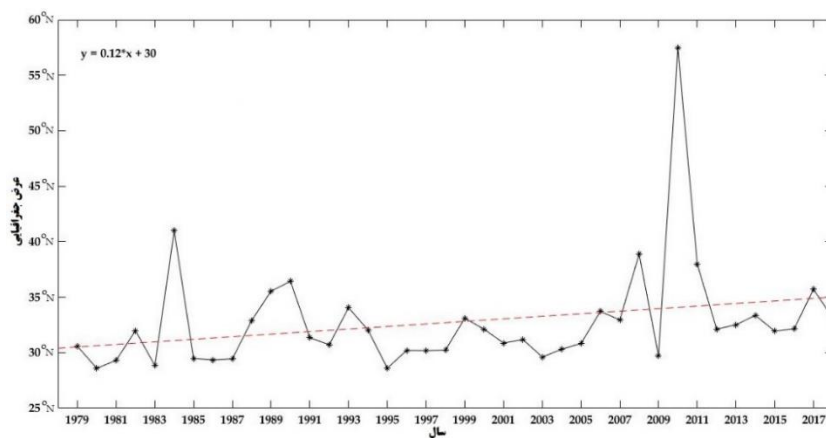
در اینجا Z_t متغیر اقلیمی یا صفت آن، T زمان ($T=1, 2, \dots, n$) در اینجا شماره سال، a عرض از مبدأ، b شیب خط (تغییر به ازای زمان) و e_t خطا (باقیمانده یا انحراف)‌های برآورد خوانده می‌شود که یک متغیر تصادفی غیرقابل مشاهده می‌باشد که از توزیع نرمال با میانگین صفر و واریانس σ^2 برخوردار است. همچنین a و b را ضرایب رگرسیون گویند.

شرح و تفسیر نتایج

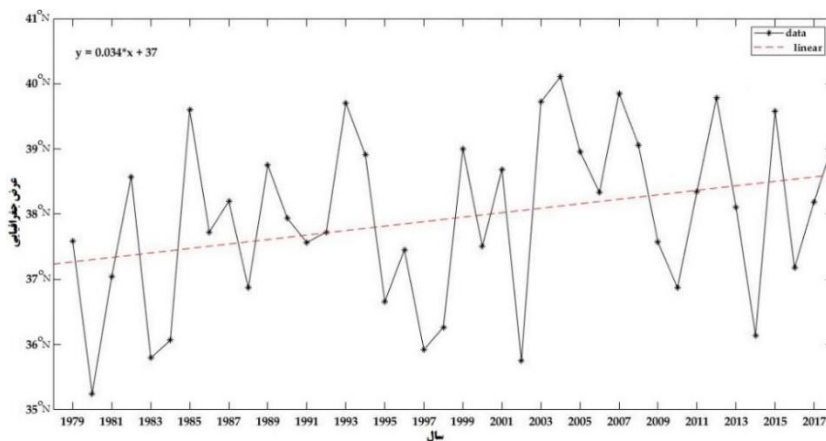
اختلاف ناهنجاری های فشار سطح دریا در نیمکره شمالی و جنوبی با تغییر سلول هادلی مربوط به تفاوت های زمین و اقیانوس ها است. عرض جغرافیایی که ماکزیمم فشار سطح دریا بیشتر است به عنوان لبه سلول هادلی و یا کمربند گرمسیری در نظر گرفته شده است (Waugh et al, ۲۰۱۸: ۷۵۶۷; Choi, ۲۰۱۴: ۲۵۹۲; Staten et al, ۲۰۱۸: ۷۶۹). بیشینه فشار در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی در عرض ۳۵ درجه جغرافیایی قابل مشاهده است که در نیمکره شمالی با ۱۰۲۱ هکتوپاسکال و در نیمکره جنوبی با ۱۰۱۹ هکتوپاسکال اتفاق افتاده است که شرایط خشکی را فراهم می کند (حسینی صدیق، ۱۴۰۰). تغییر در گردش های جوی نیمکره شمالی، افزایش فشار تراز دریا در عرض های میانه و جنب حاره و کاهش فشار تراز دریا در عرض های بالا را به ویژه در منطقه فعالیت شاخص نوسان اطلس شمالی در پی داشته است (Gillet & et al, ۲۰۰۳: ۲۹۲-۲۹۴). بر اساس نتایج وایق و همکاران (Waugh et al, ۲۰۱۸: ۷۵۷۴) روند افزایش فشار سطح دریا همراه با تغییر قطب سوی سلول هادلی بر روی اقیانوس ها بیش از سطح زمین است. این مطلب با تحقیقات اشمیت و گریس (Schmidt and Grise, ۲۰۱۷) مطابقت دارد که با تحلیل رگرسیونی و شبیه سازی مدل CMIP^۵ نشان دادند که گسترش قطب سوی سلول هادلی در نیمکره جنوبی با افزایش فشار سطح دریا بر روی اقیانوس ها بیش از سطح زمین توأم است، اما نیمکره شمالی با افزایش فشار سطح دریا پاسخ جزئی از طرف اقیانوس ها و پاسخ ضعیفی از جانب سطح زمین در مورد گسترش قطب سوی سلول هادلی است از خود نشان داده است. گسترش اخیر سلول هادلی را می توان به بخش زیادی از روندهای صعودی فشار سطح زمین در اقیانوس آرام جنوبی و بخش کوچکی از آن را در حوضه اقیانوس آرام شمالی دانست، اما روندهای صعودی فشار سطح زمین در حوزه آتلانتیک شمالی با گسترش سلول هادلی سازگار نیست؛ به طور کلی الگوی فضایی ناهنجاری های فشار سطح دریا در نیمکره شمالی مرتبط با گسترش سلول هادلی به نظر می رسد (Schmidt et al, ۲۰۱۷). بر اساس شکلهای ۲ تا ۵، روند فشار تراز دریا در فصل های تابستان، زمستان، پاییز و بهار را در نیمکره شمالی نشان داده شده است. معادله خط رگرسیون برازش داده شده عرض جغرافیایی فشار تراز دریا به ترتیب در فصل های تابستان و بهار با افزایش هر سال، به طور متوسط به اندازه ۰/۰۳۲ و ۰/۰۶۹ درجه جغرافیایی کاهش می یابد. اما در فصل های زمستان و پاییز فشار تراز دریا در نیمکره شمالی با افزایش هر سال، به طور متوسط به اندازه ۰/۰۱۲ و ۰/۰۳۴ درجه جغرافیایی افزایش می یابد. به طور کلی، این مطالعه نشان می دهد فشار تراز دریا در فصل های زمستان و پاییز طی بازه زمانی ۳۹ (۱۹۷۹-۲۰۱۸) ساله، ۳ تا ۵ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است؛ که بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی فشار تراز دریا در فصل زمستان در سالهای ۱۹۸۴ تا عرض جغرافیایی ۴۲° درجه و در سال ۲۰۱۰ تا ۵۷/۵° درجه گسترش داشته است؛ و همچنین در فصل پاییز طی سالهای ۱۹۸۲، ۱۹۹۰-۱۹۸۹ و ۲۰۱۵ تا عرض جغرافیایی ۴۹°-۴۷° درجه جغرافیایی گسترش داشته است.



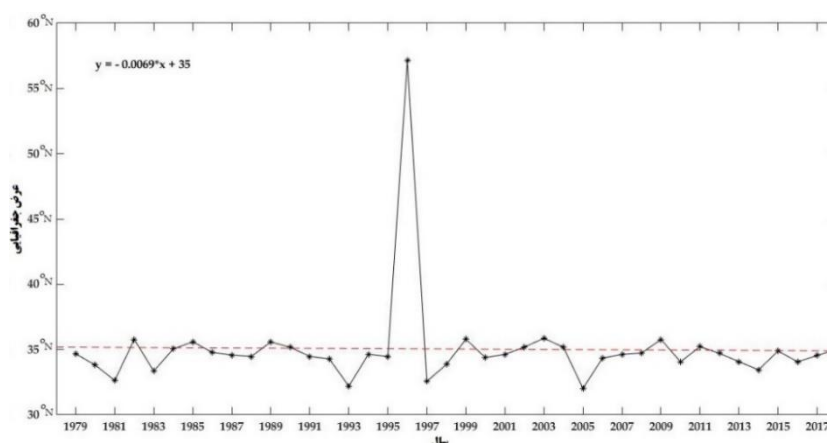
شکل ۲: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح زمین فصل تابستان در نیمکره شمالی



شکل ۳: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح زمین فصل زمستان در نیمکره شمالی

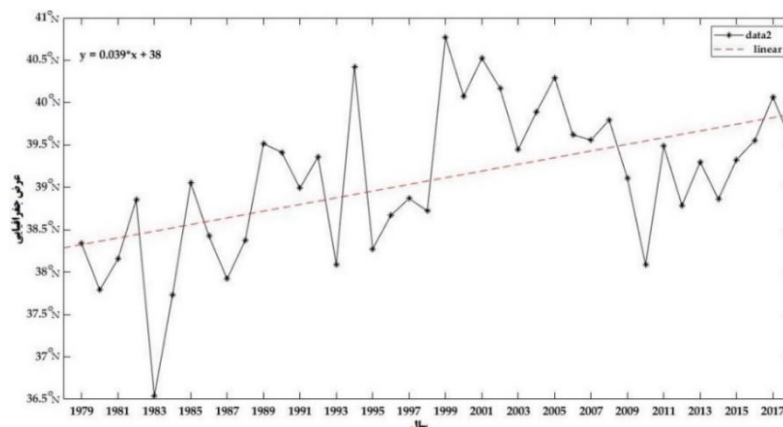


شکل ۴: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح زمین فصل پاییز در نیمکره شمالی



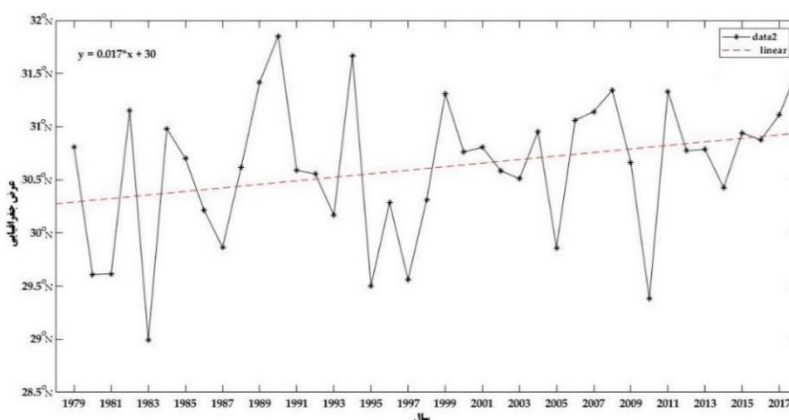
شکل ۵: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح زمین فصل بهار در نیمکره شمالی

گسترش مناطق گرمسیری با استفاده از داده‌های آب و هوایی کسر بارش از تبخیر برای درک تأثیر تغییرات در عرض جغرافیایی پهنای مناطق گرمسیری استفاده می‌شود؛ منطقه‌ای که کسر بارش از تبخیر (P-E) به سوی قطب منفی و یا صفر شود به عنوان عرض جغرافیایی کمر بند گرمسیری دانسته اند؛ منظور کسر بارش از تبخیر یعنی جریان خالص آب از سطح زمین به اتمسفر است (Zang et al, ۲۰۱۲). تغییرات کسر بارش از تبخیر را ناشی از گرمایش جهانی بر شرایط آب و هوایی و در برخی از مناطق حاکم دانستند (Wang et al, ۲۰۰۸). دمای بالا و باد شدید می‌تواند تبخیر را افزایش داده و در نتیجه منابع آب را کاهش دهد. اگر دامنه تبخیر از بارش بیشتر باشد شرایط فرونشینی سلول هادلی را تقویت نموده و باعث گرمایش جهانی و خشکسالی می‌شود و همچنین با وضعیت کمبود منابع آب دچار خواهد شد. در مناطق گرمسیری در جائیکه فرونشست تسلط پیدا می‌کند، مقدار آن منفی است، ولی هر چه به سمت عرض‌های میانه پیش می‌رویم مقدار عددی آن مثبت می‌شود (Davis and Hu et al, ۲۰۱۳; Allen et al, ۲۰۱۷; Lou & et al, ۲۰۰۷; Rosenlof, ۲۰۱۲). نمودار شماره ۶ لبه عرض جغرافیایی کمر بند گرمسیری را در جائیکه مقدار بارش از تبخیر (P-E=۰) در دو طرف به سوی قطب صفر شود را طی بازه زمانی ۳۹ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) نشان می‌دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده عرض جغرافیایی کسر بارش از تبخیر به صورت $y = 0.039x + 38$ به دست آمد، به عبارت دیگر مقدار b و a در معادله به ترتیب برابر ۳۸ و ۰/۰۳۹ حاصل شد. با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی کسر بارش از تبخیر به طور متوسط به اندازه ۰/۰۳۹ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. به طور کلی، این مطالعه نشان می‌دهد کسر بارش از تبخیر طی بازه ۳۹ ساله، ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است؛ که بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی کسر بارش از تبخیر طی سالهای ۱۹۹۴ و ۱۹۹۹ که تا عرض جغرافیایی ۴۰/۵° درجه گسترش داشته است. گسترش پهنای کمر بند گرمسیری حاکی از گسترش منطقه خشک نیمه گرمسیری می‌شود که این امر حاکی از افزایش فراوانی خشکسالی در نیمکره شمالی است.



شکل ۶: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی کسر بارش از تبخیر در نیمکره شمالی

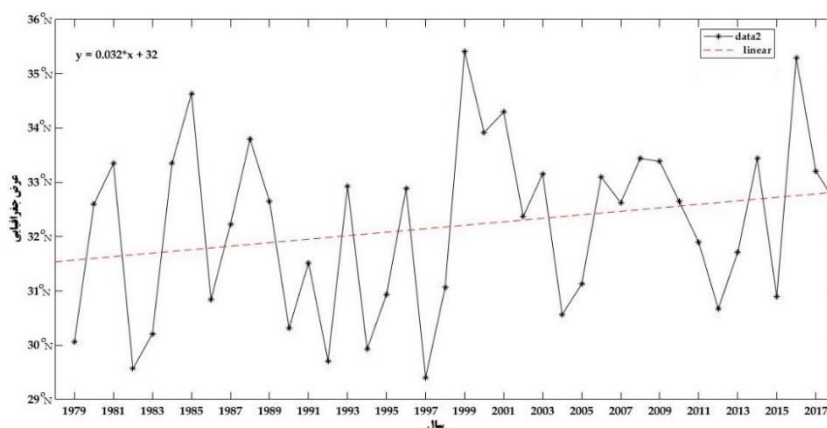
بی‌هنجاری باد واگرا می‌تواند شاخه شمال سوی یاخته هدلی را تقویت و به سمت قطب سوی پیشروی نماید. هر عرض جغرافیایی با باد مداری غیر صفر در سطح یک همگرایی و یا واگرایی از حرکت عمودی توسط پیچانه‌ها مشخص می‌شود. ارزیابی و برآورد عرض جغرافیایی باد مداری سطح در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به عنوان نقطه‌ای از عرض جغرافیایی که باد مداری در بین مناطق گرمسیری و عرضهای میانه در هر نیمکره صفر باشد، مشخص می‌شود. لبه عرض جغرافیایی مناطق گرمسیری توسط انتقال از سطح شرقی در جریان استوا سو پایین و ردسپهر به علت گردش هدلی به سطح غربی در عرضهای میانه مشخص می‌شود (Davis et al, ۲۰۱۷). در حالت پایدار، ناحیه‌ای با شار واگرایی مداری با کشیدن سطح متعادل می‌شود. بنابراین، عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری با باد مداری سطح تغییر علامت نشان می‌دهد (در جاییکه به صفر می‌رسد)؛ همچنین عرض جغرافیایی را نشان می‌دهد که پیچانه و شار واگرایی در سطوح بالا به تعادل برسد (Held, ۲۰۰۲). باد مداری سطح صفر در نیمکره شمالی در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه و همچنین در نیمکره جنوبی در عرض جغرافیایی ۳۲ درجه قابل مشاهده می‌باشد (حسینی صدیق و همکاران، ۱۴۰۰). بر اساس شکل ۷ نشان می‌دهد عرض جغرافیایی سطح صفر باد مداری ۱ تا ۲ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است و با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی سطح صفر باد مداری به طور متوسط به اندازه ۰/۰۱۷ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی جت جنب حاره طی سالهای ۱۹۹۴، ۱۹۸۹-۱۹۹۰، ۱۹۹۹ و ۲۰۱۸ تا عرض جغرافیایی ۳۲° تا ۳۱ درجه گسترش داشته است.



شکل ۷: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی باد مداری سطح صفر تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی

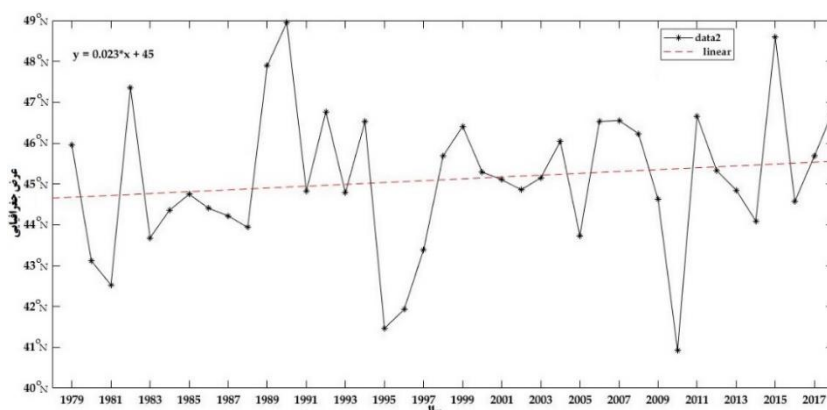
چهارمین معیار استنباط گسترش مناطق گرمسیری از مؤلفه جت جنب حاره استفاده می‌شود. جت جنب حاره در وردسپهر در ناحیه نیمه گرمسیری که عموماً بر فراز پرفشار جنب حاره و در عرض‌های بین ۲۰ تا ۳۵ و بالاتر از ۱۲ تا ۱۵ کیلومتری (۶ تا ۹ مایلی) سطح زمین در داخل وردایست که در آن شیو حرارتی و شیو فشار و عوامل دینامیکی دیده می‌شود، واقع شده است (فلاح قاله‌ری، ۱۳۹۳: ۴۴۵؛ لشکری، ۱۳۹۳: ۲۴۶). عرض جت جنب حاره به عنوان عرض جغرافیایی بالا وردسپهر/ پایین پوشش سپهر است که بیشینه باد مداری از سطح زمین بین ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال در هر نیمکره می‌باشد، محاسبه شده است (Davis, ۲۰۱۶: ۴۵-۴۶). سرعت باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال کم است، به طوری که بادها در ترازهای بالاتر به سرعت جت می‌رسند (Davis et al, ۲۰۱۳: ۷۷۷۶). در تئوری ایده‌آل، جت جنب حاره در لبه‌های قطب در حال حرکت شاخه‌های فوقانی وردسپهر از گردش هادلی در هر نیمکره تشکیل می‌دهد (Schneider, ۲۰۰۶)؛ این امر باعث حرکت از عرض جت جنب حاره به عنوان گسترش عرض کمربند گرمسیری می‌شود. تغییرپذیر پهنای کمربند گرمسیری که پیامدی از دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی به شمار می‌رود، جا به جایی مکانی قطب سوی رودباد جنب حاره ای را در پی خواهد داشت و در نتیجه کمربندهای خشک جنب حاره‌ای به سمت قطب را ارائه می‌کنند. بارنس و همکاران (Barnes et al, ۲۰۱۳) واکنش رودبادهای عرض میانه و تغییرپذیری آنها را نسبت به افزایش گازهای گلخانه‌ای در ارتباط با گزارش پنجم CIMIP^۵ مورد مطالعه قرار دادند و بیان کردند که تمامی رودبادهای با تغییرات آب و هوایی به طرف قطب حرکت می‌کنند به طوری که، تغییر آنها در نیمکره جنوبی به سوی قطب تا انتهای قرن بیست یکم با نگاه سناریو RCP^{۸.۵} معادل ۲ درجه خواهد بود، در حالی که در نیمکره شمالی تنها یک درجه به سوی قطب جابه‌جا می‌شود. ایم و همکارانش (Yim et al, ۲۰۱۵) تنوع درون مدلی در تغییرات رودبادهای و ارتباط آن را با آب و هوای مناطق قطبی با استفاده از مدل گردشی CGCMs در CMIP^۵ را مطالعه نمودند و به طور معنی‌داری مشخص کردند که رودبادهای عرض‌های میانه همراه با گرمایش مناطق قطبی به سوی مناطق قطبی تغییر مکان می‌دهد و در حالی که با ضعیف شدن گرمایش به سوی استوا کشیده می‌شود. جلالی و همکاران (۱۴۰۰) در پژوهشی نشان داده اند لبه عرض جغرافیایی گردش سلول هادلی در نیمکره شمالی در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی با جت جنب حاره همراه هستند و هسته سلول هادلی از تراز ۶۵۰ تا ۴۵۰ هکتوپاسکال با سرعت ۱۰ تا ۱۵ m/s مشاهده شده است که در واقع منابع عمده انرژی جنبشی پوشش سپهر ناشی از دگرگونی‌های بزرگ مقیاس در سلول‌های هادلی می‌باشند که رودباد قوی جت جنب حاره را در هر دو نیمکره به وجود می‌آورند و همچنین جت‌های سطح بالایی قوی در عرض‌های جغرافیایی که گردش هادلی فرو می‌نشیند، قوی‌ترین آن در نزدیکی ۳۰° عرض جغرافیایی در نیمکره شمالی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال در ارتفاع حدود ۱۰ کیلومتری و با میانگین سرعت حدود ۴۰ m/s^{-۱} قرار دارد. بر اساس شکل ۸، عرض جغرافیایی جت جنب حاره ۲ تا ۴ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است و با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی جت جنب حاره به طور متوسط به اندازه ۰/۳۲ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی جت جنب حاره طی سالهای ۱۹۹۴، ۱۹۹۹ و ۲۰۱۶ که تا عرض جغرافیایی ۳۵° درجه گسترش داشته است. این گزارش با تحقیقات آرچر و همکاران (Archer et al, ۲۰۰۸) و زولوتو و همکاران (Zolotov, ۲۰۱۸:۸) همخوانی دارد که تغییرات روند رودبادهای جنب حاره ای را از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۱ برای سطح ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال مورد مطالعه قرار دادند و این افزایش در طول گرم شدن دمای سطح جهانی همراه است. نتایج پژوهش آنها نشان داد که رودباد از لحاظ موقعیت ارتفاعی به سطوح بالاتر انتقال یافته و به سمت قطب جابه‌جا شده است. و با تحقیقات فو و همکاران (Fu et al, ۲۰۰۶)

که تغییرات روند دمای وردسپهر و پوشش سپهر را برای دوره مطالعاتی ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۵ مورد مطالعه قرار داده و به این نتیجه رسیدند که رودباد جنب حاره ای برای نیمکره شمالی و با توجه به فصول تابستان و زمستان، تقریباً به اندازه ۱ تا ۲ درجه به سمت قطب جابه جا شده است. و همچنین با تحقیقات هودسن (Hudson, ۲۰۱۲) که با گسترش سلول هدلی به عرض های بالاتر رو باد جنب حاره ای هم جابه جا شده است.



شکل ۸: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی جت جنب حاره در نیمکره شمالی

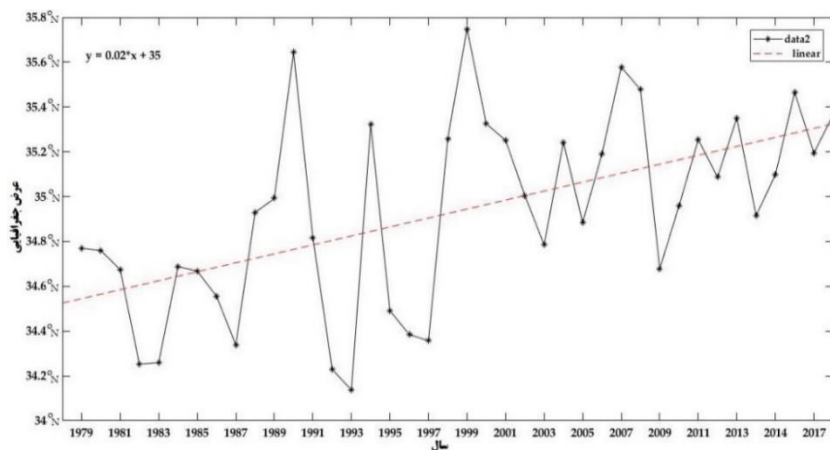
پیچانه افزایش توربولانس شار تکانه جت های عرض میانه باعث گسترش کمربند گرمسیری می شود (Schneider, ۲۰۰۶). با توجه به نمودار شماره ۹، میانگین افزایش سالانه کمربند گرمسیری را با پیچانه سرعت جت در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال را طی بازه زمانی ۳۹ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) نشان می دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده پیچانه سرعت جت با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی پیچانه سرعت به طور متوسط به اندازه ۰/۰۲۳ درجه جغرافیایی افزایش می یابد. به طور کلی، این مطالعه نشان می دهد پیچانه سرعت جت از سال ۱۹۷۹، ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است، که بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی چرخش پیچانه سرعت طی سالهای ۱۹۸۲، ۱۹۹۰-۱۹۸۹ و ۲۰۱۵ تا عرض جغرافیایی ۴۷°-۴۹° درجه گسترش داشته است. و کمترین شدت عرض جغرافیایی چرخش پیچانه سرعت طی سالهای ۱۹۸۱، ۱۹۹۶-۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ تا عرض جغرافیایی ۴۱° درجه می باشد.



شکل ۹: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی پیچانه سرعت جت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی

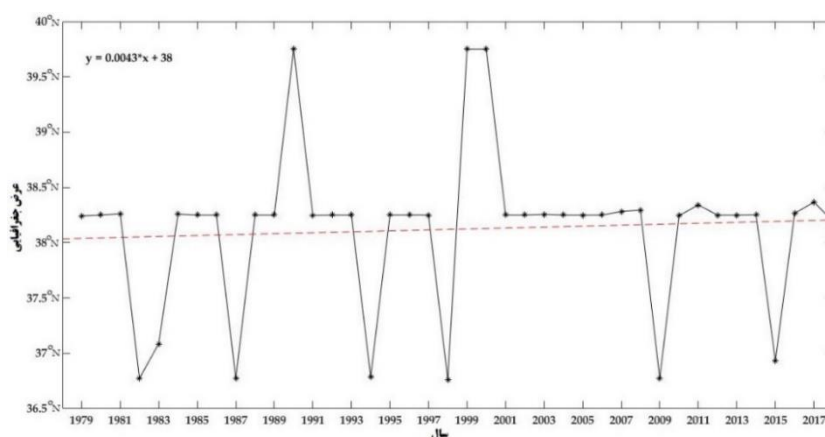
یکی دیگر از روش های تشخیص کمربند گرمسیری با استفاده از داده های تابش موج بلند خروجی است. تابش موج بلند خروجی زمین (OLR)، یک شاخص حیاتی سینوپتیکی دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی است که برای

شناسایی کمربند خشک گرمسیری، گردش سلول هدلی، نوسانات اقیانوسی-جو، ابرهای ضخیم و همرفتی، پیش بینی زلزله و گردوغبار در نظر گرفته می‌شود؛ و همچنین از پارامترهای شناختی مهم مورد استفاده در تحقیقات مرتبط با آب و هوا می‌باشد (Taylor, ۲۰۱۲). توزیع بازتابش زمینی ارتباط نزدیکی با دماهای سطحی دارد و حداکثر میانگین سالانه آن در نواحی گرمسیری است (۵۳۱: ۲۰۱۶، Qian). بر اساس تحقیقات جانسون و همکاران (۲۰۰۹)، دیوز (۲۰۱۷)، دیوز و همکاران (۲۰۱۳) مشخص شدن عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری را با فاصله بین عرض جغرافیایی که OLR ارزش خطوط کنئوری آن را با 250 Wm^{-2} است، مشخص نموده اند (Johanson, ۲۰۰۹; Hu & Fu, ۲۰۰۷)؛ بیشترین مقادیر ارزشی تابش موج بلند خروجی زمین در مناطق گرمسیری به دلیل عدم وجود ابرهای زیاد و خشکی هوای پوشش سپهر در این مناطق یافت می‌شود. کاهش سریع تابش موج بلند خروجی زمین از مناطق گرمسیری به منطقه انتقال عرض‌های میانه با مقادیر معمولی نزدیک به 250 Wm^{-2} است (Hu & Fu, ۲۰۰۷). بیشینه تابش موج بلند خروجی زمین در نیمکره شمالی بین عرض جغرافیایی ۱۲ تا ۳۲ درجه جغرافیایی که بین ۲۶۰ تا ۲۶۷ وات بر ساعت است، که حداکثر بیشینه آن در عرض ۲۰ درجه جغرافیایی با ۲۶۴ وات بر ساعت مشاهده است که لبه عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری با ارزش خطوط کنئوری 250 Wm^{-2} در نیمکره شمالی در عرض ۳۰ درجه جغرافیایی قابل مشاهده است (حسینی صدیق، ۱۳۹۹). هاتزیدیمیتریوس و همکاران (۲۰۰۴، Hatzidimitriou & et al) در تحقیقی به عنوان افزایش امواج بلند خروجی زمین در منطقه گرمسیری در دهه‌های اخیر دریافتند که تغییرات فصلی و بین سالانه تابش موج بلند خروجی زمین، نشان دهنده افزایشی برابر با $1/9 \text{ Wm}^{-2} + 0/2$ است. تجزیه و تحلیل تغییرات بین سالانه و بلند مدت تابش بلند خروجی زمین نشان داد که مهم ترین سهم در روند افزایشی مشاهده شده، کاهش سطح پوشش ابر در طول دوره ۲۰۰۰-۱۹۸۴، و پس از آن خشک شدن ظاهری وردسپهر فوقانی و کاهش میزان خفیف ابر در سطح پایین است. با توجه به نمودار شماره ۱۰ میانگین گسترش پهنای کمربند گرمسیری را با تابش موج بلند خروجی زمین را طی بازه زمانی ۳۹ ساله (۲۰۱۸-۱۹۷۹) نشان می‌دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابش موج بلند خروجی زمین به صورت $y = 0/02 + 35$ به دست آمد، به عبارت دیگر مقدار b و a در معادله به ترتیب برابر ۳۲ و ۰/۰۲ حاصل شد. با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری به طور متوسط به اندازه ۰/۰۲ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. به طور کلی، این مطالعه نشان می‌دهد کمربند گرمسیری از سال ۱۹۷۹، ۱ تا ۲ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است؛ که بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری طی سالهای ۱۹۹۰ و ۱۹۹۹ تا عرض جغرافیایی $35/8^\circ$ درجه گسترش داشته است. در دهه‌های اخیر، مطالعات بسیاری تعیین کرده‌اند که تغییرات آب و هوایی، از قبیل گرمایش وردسپهر عرض‌های میانه و تغییرات قطب ناحیه خشک نیمه گرمسیری، همراه با روند تقویت و گسترش کمربند گرمسیری بر اثر تابش موج بلند خروجی زمین مرتبط هستند (Song, ۲۰۰۷; Hu & Fu, ۲۰۰۷; Fu et al, ۲۰۰۶; Mitas & Clement, ۲۰۰۵; Chen et al, ۲۰۰۲; Zhang, ۲۰۰۷; Stachnik & Schumacher, ۲۰۱۱; Liu et al, ۲۰۱۲; Su et al, ۲۰۱۴).



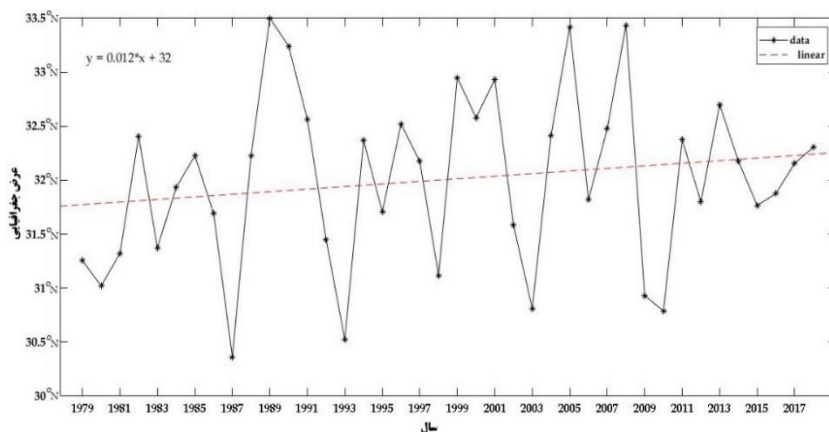
شکل ۱۰: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی تابش موج بلند سطح زمین در نیمکره شمالی

وردایست به مرز بین وردسپهر و پوشن سپهر اطلاق می‌شود، تعریف مناسب‌تر در مناطق استوایی استفاده از یک آستانه $0\ K/kM$ کیلومتر است (WMO, ۱۹۵۷). وردایست منطقه‌ای است که در آنجا کاهش دما با افزایش ارتفاع متوقف می‌شود و جو در آنجا به طور کامل خشک است. این لایه پایین‌ترین سطح از جو تعریف می‌شود که در آن دما تا ۲ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر در سطح عمود کاهش می‌یابد؛ و همچنین در پوشن سپهر، میزان کاهش دما منفی است (Davis, ۲۰۱۳: ۷۷۷۷; Frierson, ۲۰۰۷: ۲). میزان کاهش دما در وردسپهر مثبت است؛ یعنی در لایه وردسپهر با افزایش ارتفاع از میزان دما کاسته می‌شود. در حقیقت، مناطق گرمسیری در وردایست منطقه‌ای است که این میزان کاهش دما از مثبت به منطقه نیمه گرمسیری منفی تغییر می‌کند. جایی که در آن معمولاً تغییر ناگهانی در میزان کاهش دما اتفاق می‌افتد و همچنین نزدیکی جت نیمه‌گرمسیری است (Davis, ۲۰۱۳: ۲۵). مناطق گرمسیری در وردایست نقاط سردتری را شامل است تا نسبت به منطقه نیمه‌گرمسیری و به عنوان سطح حداکثر انحنای دمای هوا محاسبه می‌شود. در نهایت، در این پژوهش، یک موضوع جدید از وردایست معرفی می‌گردد که مبتنی بر هدف تشخیصی برای عرض‌های جغرافیایی لبه‌های کمربند گرمسیری که اندازه حداکثر پایداری ایستاتیک هوای خشک گرمسیری است. دمای سطح وردایست عرض جغرافیایی که اختلاف دمای بالقوه وردایست و سطح زیاد است (Davis and Birner, ۲۰۱۲; ۲۰۱۷). در واقع، این مطالعه بر اساس شکل ۱۱ نشان می‌دهد عرض جغرافیایی دمای سطح وردایست ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است و با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی دمای سطح وردایست به طور متوسط به اندازه $0/0043$ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی دمای سطح وردایست طی سالهای ۱۹۹۰، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۰ که تا عرض جغرافیایی $39/8^\circ$ درجه گسترش داشته است.



شکل ۱۱: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی شکاف تروپوپاوز در نیمکره شمالی

برای تعیین پهنای کمربند گرمسیری، با استفاده از میانگین ناحیه تابع جریان نصف‌النهاری (Ψ)، شناسایی می‌شود که خطوط انتقال جرم در مختصات فشار از (Ψ) نشان داده می‌شود. تعیین عرض جغرافیایی تابع جرم نصف‌النهاری در وردسپهر صفر است که نشان دهنده میانگین عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری است؛ و تبدیل به ماکزیمای صفر، منطقه نیمه‌گرمسیری را مشخص می‌نماید. از آنجا که پوشش سپهر تقریباً ۱۰٪ از جرم جو گرمسیری را نشان می‌دهد و مقادیر عملکرد جریان در پوشش سپهر مرتبه‌هایی با بزرگی-کوچکتر از آنهایی که در وردسپهر هستند، سهم گردش سلول هدلی در پوشش سپهر بسیار ناچیز است. میزان تابع جرم نصف‌النهاری در ۵۰۰ هکتوپاسکال تعریف شده است (Amaya & et al, ۲۰۱۷; Feng & et al, ۲۰۱۶; Johanson, ۲۰۰۹; Lou & et al, ۲۰۰۷; Hu & Fu, ۲۰۰۷; Nguyen & et al, ۲۰۱۷). نمودار شماره ۱۲ میانگین افزایش سالانه کمربند گرمسیری را با تابع جریان نصف‌النهاری در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال را طی بازه زمانی ۳۹ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) نشان می‌دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابع جریان جریان نصف‌النهاری به صورت $y = 0.0012x + 32$ به دست آمد، به عبارت دیگر مقدار a و b در معادله به ترتیب برابر ۳۲ و ۰/۰۱۲ حاصل شد. با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری به طور متوسط به اندازه ۰/۰۱۲ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد (افزایش به دلیل علامت مثبت b). به طور کلی، این مطالعه نشان می‌دهد تابع جریان نصف‌النهاری طی بازه ۳۹ ساله، ۱ تا ۳/۵ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است؛ که بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری طی سالهای ۱۹۸۹، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۸ که تا عرض جغرافیایی $33/5^\circ$ درجه گسترش داشته است. و همچنین کمترین شدت عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری طی سالهای ۱۹۸۷، ۱۹۹۳، ۲۰۰۳ و ۲۰۱۰ که تا عرض جغرافیایی $30/5^\circ$ درجه گسترش داشته است. تابع جریان نصف‌النهاری برای سیستم آب و هوایی از اهمیت اساسی برخوردار است و تغییرات آن تأثیرات مهمی بر آب و هوای کمربند گرمسیری و نیمه‌گرمسیری دارد. مطالعات مشاهده‌ای نشان می‌دهد که کمربند گرمسیری زمین در طول قرن ۲۱ گسترش می‌یابد و باعث افزایش خشکی و گرمایش جهانی را در پیش رو خود دارد.



شکل ۱۲: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی تابع جریان نصف النہاری در نیمکره شمالی

نتیجه گیری

گسترش کمربند گرمسیری و متعاقب آن خشک شدن عرض های میانه رو به افزایش است، و انتظار می رود که در طول قرن بیست و یکم با افزایش گازهای گلخانه ای و تغییر کاربری اراضی زمین ادامه یابد. این گسترش می تواند اثرات نامطلوب اجتماعی، اقتصادی و سیاسی ناشی از تغییرات بارندگی و خشکسالی ها را پی داشته باشد و در نهایت، این ممکن است باعث شود که بیابانزایی بیشتر از مرزهای موجود ایجاد شود. در این پژوهش از داده های بازتحلیل پیش بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA۵) با تفکیک مکانی $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ و بازه زمانی ۴۰ سال (۱۹۷۹-۲۰۱۸) از شاخص های تابش موج بلند خروجی زمین، فشار سطح دریا، کسر بارش از تبخیر، باد مداری سطح صفر، جت جنب حاره، پیچانه سرعت جت، دمای سطح وردایست و تابع جریان نصف النہاری با استفاده از نرم افزار متلب به بررسی تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی در عرض های میانه پرداخته شده است. این پژوهش نشان داد که همه شاخص های کمربند گرمسیری به غیر از فشار سطح زمین در فصل تابستان و بهار که روند کاهشی را داشته است، اکثر شاخص های کمربند گرمسیری از سال ۱۹۷۹ روند افزایشی اتفاق افتاده است. عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری با معیار فشار سطح دریا در فصلهای زمستان و پاییز، ۳ تا ۵ درجه عرض جغرافیایی، کسر بارش از تبخیر ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی مشاهده شده است که با گسترش تابع جریان نصف النہاری به سمت عرض های جغرافیایی بالاتر با ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی شرایط فرونشینی گردش هدلی افزایش دامنه تبخیر از بارش بیشتر نشان داده است و همچنین افزایش دما و باد شدید می تواند تبخیر را افزایش داده و در نتیجه منابع آب را کاهش دهد. جت جنب حاره در حرکت شاخه های فوقانی وردسپهر از گردش هدلی در هر نیمکره تشکیل شده است و این امر باعث حرکت از عرض جت جنب حاره به عنوان گسترش عرض کمربند گرمسیری با ۲ تا ۴ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است که می تواند بر سامانه های رطوبت زای گذری و همچنین بر میزان بارشها اثر منفی داشته باشد. گسترش قطب سوی کمربند گرمسیری که پیامدی از دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی به شمار می رود، جا به جایی مکانی قطب سوی رودباد جنب حاره ای را در پی خواهد داشت و در نتیجه کمربندهای خشک جنب حاره ای به سمت قطب را ارائه می کنند. تابش موج بلند خروجی زمین ۱ تا ۲ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته و دلیلی بر افزایش گرما در وردسپهر فوقانی گردیده است و این باعث افزایش خشکی و کاهش خفیف ابر در وردسپهر فوقانی شده است و همچنین باعث گسترش کمربند گرمسیری به سمت عرض های جغرافیایی بالاتر شده است. شاخص های دیگر کمربند گرمسیری همچون، باد مداری سطح صفر ۱

تا ۲ درجه عرض جغرافیایی، پیچانه سرعت جت ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی، دمای سطح و رادایست ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی و همچنین با تابع جریان جریان نصف‌النهاری با افزایش هر سال به طور متوسط به اندازه ۰/۰۱۲ درجه جغرافیایی افزایش داشته است. به طور کلی، این مطالعه نشان می‌دهد کمربند گرمسیری با تابع جریان نصف‌النهاری، ۱ تا ۳/۵ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است و بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری طی سالهای ۱۹۸۹، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۸ تا عرض جغرافیایی ۳۳/۵° درجه گسترش داشته است و شواهدی از گسترش کمربند گرمسیری را به سمت قطب را نشان می‌دهد و افزایش پهنای کمربند گرمسیری در نیمکره شمالی به معنای افزایش شرایط خشکی و خشکسالی و به عبارتی تغییرات آب و هوایی و ایجاد مخاطرات محیطی است. این مطالعه با نتایج تحقیقات (Solomon et al, ۲۰۱۶; Paul et al, ۲۰۱۸; Davis, ۲۰۱۹; Adam et al, ۲۰۲۰) مطابقت دارد که نشان داده اند کمربند گرمسیری به سمت عرض های جغرافیایی بالاتر گسترش داشته است و همچنین با تحقیقات آلن و همکاران (Allen et al, ۲۰۱۷)، پولوانی و همکاران (Polvani, ۲۰۱۱) و استاتن (Staten, ۲۰۱۲) همخوانی دارد که گزارش نمودند، کمربند گرمسیری نیمکره شمالی با مولفه تابع جریان نصف‌النهاری به سمت عرض جغرافیایی بالاتر گسترش داشته است. مطالعه و شناسایی تغییرات کمربند گرمسیری در آگاهی بخشی، آمادگی قبل از وقوع بعضی از مخاطرات آب و هوایی منتج از این تغییرات اهمیت زیادی دارد. در حال حاضر شناسایی تغییرات کمربند گرمسیری در ایجاد مخاطرات آب و هوایی در برخی از کشورها اهمیت زیادی دارد و پیشنهاد می‌شود در این زمینه برنامه‌ریزی‌های لازم را اتخاذ کنند و با پیش‌بینی و بهینه‌سازی فعالیت‌های خود خسارات ناشی از این مخاطرات آب و هوایی را بکاهند.

منابع

- حسینی صدیق، سید محمود و مسعود جلالی. ۱۴۰۰. بررسی ساختار دینامیکی گردش نصف‌النهاری سلول هدلی در کمربند حاره. *نشریه نیوار*، ۴۵ (۱۱۳ و ۱۱۲): ۱-۱۵.
- حسینی صدیق، سید محمود؛ جلالی، مسعود؛ جعفری، تیمور. ۱۳۹۹. تغییرات و ساختار فضایی تابش موج بلند خروجی زمین، *نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*. ۸: ۱۴۸-۱۲۹.
- فلاح قاهره، غلامعباس. ۱۳۹۳. اصول و مبانی هواشناسی، انتشارات دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار.
- لشکری، حسن. ۱۳۹۳. آب و هواشناسی دینامیک، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- Adam, O., Grise, K. M., Staten, P., Simpson, I. R., Davis, S. M., Davis, N. A., et al. ۲۰۱۹. The TropD software package (v1): Standardized methods for calculating tropical-width diagnostics. *Geoscientific Model Development*, ۱۱(۱۰). <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2304-2018>.
- Allen, R. J., and M. Kovilakam. ۲۰۱۷. The role of natural climate variability in recent tropical expansion. *J. Climate*, ۳۰: ۶۳۲۹-۶۳۵۰, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0735.1>.
- Allen, R. J., S. C. Sherwood, J. R. Norris, and C. S. Zender. ۲۰۱۲. Recent Northern Hemisphere tropical expansion primarily driven by black carbon and tropospheric ozone. *Nature*, ۴۸۵: ۳۵۰-۳۵۴, [doi: 10.1038/nature11097](https://doi.org/10.1038/nature11097).
- Birner, T., Davis, S. M. & Seidel, D. J. ۲۰۱۴. The changing width of Earth's tropical belt. *Phys. Today* ۶۷: ۳۸-۴۴.
- Bronnimann, S. et al. ۲۰۱۵. Southward shift of the northern tropical belt from ۱۹۴۵ to ۱۹۸۰. *Nat. Geosci.* ۸, ۹۶۹-۹۷۴.
- Chen JY, Carlson BE, Del Genio AD. ۲۰۰۲. Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the ۱۹۹۰s. *Science* ۲۹۵: ۸۳۸-۸۴۱. [doi: 10.1126/science.1060830](https://doi.org/10.1126/science.1060830).

- Choi, J., S.-W. Son, J. Lu, and S.-K. Min. ۲۰۱۴. Further observational evidence of Hadley cell widening in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, ۴۱: ۲۵۹۰-۲۵۹۷, <https://doi.org/10.1029/2014GL059426>.
- Choi, J., Son, S.-W., Lu, J. & Min, S.-K. ۲۰۱۴. Further observational evidence of Hadley cell widening in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.* ۴۱: ۲۵۹۰-۲۵۹۷.
- Cook, K.H. ۲۰۰۴. Hadley Circulation Dynamics: Seasonality and the Role of Continents. In “The Hadley Circulation: Past, Present, and Future”. Series: Advances in Global Change Research, ۲۱: Diaz, Henry F.; Bradley, Raymond S. (Eds.), ۵۱۱ p., **SBN**: ۱-۴۰۲۰-۲۹۴۳-۸.
- CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization). ۲۰۱۲. Climate and water availability in South-Eastern Australia: a synthesis of findings from phase ۲ of the South Eastern Australian climate initiative (SEACI). ۴۱.
- Davis, N. A. ۲۰۱۷. the Dynamics of Hadley Circulation Variability and Change, Colorado State University, Libraries.
- Davis, N. A., Davis, S. M. & Waugh, D. W. ۲۰۱۸. New insights into tropical belt metrics. *Variations* ۱۶: ۱-۷.
- Davis, S. M., and K. H. Rosenlof. ۲۰۱۲. A multidagnostic intercomparison of tropical-width time series using reanalysis and satellite observations, *J. Clim.*, ۲۵: ۱۰۶۱-۱۰۷۸, **doi**: ۱۰.۱۱۷۵/JCLI-D-۱۱-۰۰۱۲۷, ۱.
- Davis, S. M., Hassler, B., & Rosenlof, K. H. ۲۰۱۸. Revisiting ozone measurements as an indicator of tropical width. *Progress in Earth and Planetary Science*.
- Feng, S. & Fu, Q. ۲۰۱۳. Expansion of global drylands under a warming climate. *Atmos. Chem. Phys.* ۱۳, ۱۰۰۸۱-۱۰۰۹۴.
- Feng, S., and Q. Fu. ۲۰۱۳. Expansion of global drylands under a warmer climate. *Atmos. Chem. Phys.*, ۱۳: ۱۰۰۸۱-۱۰۰۹۴, **doi**: ۱۰.۵۱۹۴/acp-۱۳-۱۰۰۸۱-۲۰۱۳.
- Frierson, D. M. W., J. Lu, and G. Chen. ۲۰۰۷. Width of the Hadley cell in simple and comprehensive general circulation models. *Geophys. Res. Lett.*, ۳۴: L۱۸۸۰۴, **doi**: ۱۰.۱۰۲۹/۲۰۰۷GL۰۳۱۱۱۵.
- Fu, Q., and P. Lin. ۲۰۱۱. Poleward Shift of Subtropical Jets Inferred from Satellite-Observed Lower Stratospheric Temperatures. *J. Climate*, ۲۴: ۵۵۹۷-۵۶۰۳, **doi**: ۱۰.۱۱۷۵/JCLI-D-۱۱-۰۰۰۲۷, ۱.
- Fu, Q., C. M. Johanson, J. M. Wallace, and T. Reichler. ۲۰۰۶. Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements, *Science*, ۳۱۲, ۱۱۷۹.
- Gillet, N. P., Zwiers, F. W., Weaver, A. J. And Stott, P.A. ۲۰۰۳. Detection of Human Influence on Sea-Level Pressure, *Nature*, ۴۰: ۴۲۲, PP. ۲۹۲-۲۹۴.
- Grise, K.M., Davis, S.M. ۲۰۱۹. Hadley cell expansion in CMIP۶ models. *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194>.
- Held, I. M., and B. J. Soden. ۲۰۰۶. Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *J. Climate*, ۱۹: ۵۶۸۵-۵۶۹۹, **doi**: ۱۰.۱۱۷۵/JCLI۳۹۹۰, ۱
- Hu, Y., L. Tao, and J. Liu. ۲۰۱۳. Poleward expansion of the Hadley circulation in CMIP۵ simulations, *Adv. Atmos. Sci.*, ۳۰: ۷۹۰-۷۹۵.
- Hu, Y., and Q. Fu. ۲۰۰۷. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since ۱۹۷۹, *Atmos. Chem. Phys.*, ۷: ۵۲۲۹-۵۲۳۶.
- Hudson, R. D., Andrade, M. F., Follette, M. B. & Frolov, A. D. ۲۰۰۶. The total ozone field separated into meteorological regimes – Part II: Northern Hemisphere mid-latitude total ozone trends. *Atmos. Chem. Phys.* ۶: ۵۱۸۳-۵۱۹۱.
- IOCI. ۲۰۱۲. Western Australia’s weather and climate: A synthesis of Indian Ocean Climate Initiative (IOCI) stage ۳ research. CSIRO and BoM, ۱۱۹ pp.
- IPCC. ۱۹۹۶. Climate Change ۱۹۹۵: The Science of Climate Change. J.T. Houghton et al. (eds.), Cambridge University Press, ۵۷۲ pp.
- IPCC. ۲۰۰۱. Climate Change ۲۰۰۱. The Science Basis. J.T. Houghton et al. (eds.), Cambridge University Press, ۸۸۱ pp.
- Johanson, C. M., and Q. Fu. ۲۰۰۹. Hadley cell widening: Model simulations versus observations. *J. Climate*, ۲۲: ۲۷۱۳-۲۷۲۵, **doi**: ۱۰.۱۱۷۵/۲۰۰۸JCLI۲۶۲۰, ۱.

- Johanson, C. M., and Q. Fu., ۲۰۰۹. Hadley cell widening: Model simulations versus observations. *J. Climate*, ۲۲: ۲۷۱۳-۲۷۲۵, doi: ۱۰.۱۱۷۵/۲۰۰۸JCLI۲۶۲۰.۱.
- Liu J, Song M, Hu Y, Ren X. ۲۰۱۲. Changes in the strength and width of the Hadley Circulation since ۱۸۷۱. *Clim Past*. ۸:۱۱۶۹-۱۱۷۵, doi: ۱۰.۵۱۹۴/cp-۸-۱۱۶۹-۲۰۱۲.
- Lu, J., G. A. Vecchi, and T. Reichler. ۲۰۰۷. Expansion of the Hadley cell under global warming, *Geophys. Res. Lett.*, ۳۴: L۰۶۸۰۵, doi: ۱۰.۱۰۲۹/۲۰۰۶GL۰۲۸۴۴۳.
- Lu, C. Deser, and T. Reichler. ۲۰۰۹. Cause of the widening of the tropical belt since ۱۹۵۸. *Geophys. Res. Lett.*, ۳۶: L۰۳۸۰۳, https://doi.org/۱۰.۱۰۲۹/۲۰۰۸GL۰۳۶۰۷۶.
- Lucas, C., H. Nguyen, and B. Timbal. ۲۰۱۲. An observational analysis of Southern Hemisphere tropical expansion. *J. Geophys. Res.*, ۱۱۷, D۱۷۱۱۲, doi: ۱۰.۱۰۲۹/۲۰۱۱JD۰۱۷۰۳۳.
- Mitas CM, Clement A. ۲۰۰۵. has the Hadley cell been strengthening in recent decades? *Geophys Res Lett* ۳۲(۳):L۰۳۸۰۹. doi: ۱۰.۱۰۲۹/۲۰۰۴GL۰۲۱۷۶۵.
- Moore, J. K. et al. ۲۰۱۸. Sustained climate warming drives declining marine biological productivity. *Science* ۳۵۹: ۱۱۳۹-۱۱۴۳.
- Morales MS, Christie DA, Villalba R et al. ۲۰۱۲. Precipitation changes in the South American Altiplano since ۱۳۰۰ AD reconstructed by tree-rings. *Clim Past*, ۸:۶۵۳-۶۶۶. doi: ۱۰.۵۱۹۴/cp-۸-۶۵۳-۲۰۱۲.
- New, M., M. Todd, M. Hulme, and P. Jones. ۲۰۰۱. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *Int. J. Climatol.*, ۲۱: ۱۸۹۹-۱۹۲۲, doi: ۱۰.۱۰۰۲/joc.۶۸۰.
- Nguyen, H., C. Lucas, A. Evans, B. Timbal, and L. Hanson. ۲۰۱۷. Expansion of the Southern Hemisphere Hadley Cell in REsponse to Greenhouse Gas Forcing. *J. Climate*, ۲۸: ۸۰۶۷-۸۰۷۷, doi: ۱۰.۱۱۷۵/JCLI-D-۱۵-۰۱۳۹.۱.
- Polovina, J. J., Howell, E. A. & Abecassis, M. ۲۰۰۸. Ocean's least productive waters are expanding. *Geophys. Res. Lett.* ۳۵, L۰۳۶۱۸.
- Polvani LM, Waugh DW, Correa GJP, et al. ۲۰۱۱. Stratospheric ozone depletion: The main driver of twentieth-century atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *J Clim*; ۲۴:۷۹۵-۸۱۲.
- Post, D. A. et al. ۲۰۱۴. Decrease in southeastern Australian water availability linked to ongoing Hadley cell expansion. *Earth's Future* ۲, ۲۳۱-۲۳۸.
- Schmidt, D. F. & Grise, K. M. ۲۰۱۷. The response of local precipitation and sea level pressure to Hadley cell expansion. *Geophys. Res. Lett.* ۴۴: ۱۰,۵۱۰-۵۷۳,۵۸۲.
- Schneider, E. K. & Lindzen, R. S. ۱۹۷۷. Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part I. Linearized calculations. *J. Atmos. Sci.* ۳۴: ۲۶۳-۲۷۹.
- Seidel, D. J., Q. Fu, W. J. Randel, and T. J. Reichler. ۲۰۰۸. Widening of the tropical belt in a changing climate. *Nat. Geoscience*, ۱: ۲۱-۲۴, doi: ۱۰.۱۰۲۸/ngeo.۲۰۰۷.۳۸.
- Si, D., Ding, Y. & Liu, Y. ۲۰۰۹. Decadal northward shift of the Meiyu belt and the possible cause. *Chinese Sci. Bull.* ۵۴, ۴۷۴۲-۴۷۴۸.
- Solomon, A., Polvani, L. M., Waugh, D. W., and Davis, S. M. ۲۰۱۶. Contrasting upper and lower atmospheric metrics of tropical expansion in the Southern Hemisphere, *Geophys. Res. Lett.*, ۴۳, ۱۰۴۹۶-۱۰۵۰۳.
- Song H, Zhang M. ۲۰۰۷. Changes of the boreal winter Hadley circulation in the NCEP-NCAR and ECMWF reanalyses: A comparative study, *J Climate* ۲۰:۵۱۹۱-۵۲۰۰.
- Staten, P. W., J. J. Rutz, T. Reichler, and J. Lu. ۲۰۱۲. Breaking down the tropospheric circulation response by forcing. *Climate Dyn.*, ۳۹: ۲۳۶۱-۲۳۷۵, doi: ۱۰.۱۰۰۷/s۰۰۳۸۲-۰۱۱-۱۲۶۷-y.
- Su H, Jiang JH, Zhai C, Shen TJ, Neelin JD, Stephens GL, Yung YL. ۲۰۱۴. Weakening and strengthening structures in the Hadley circulation change under global warming and implications for cloud response and climate sensitivity. *J Geophys Res* ۱۱۹(۱۰):۵۷۸۷-۵۸۰۵.

- Taylor, Patrik C. ۲۰۱۲. Tropical Outgoing Longwave Radiation and Longwave Cloud Forcing Diurnal Cycles from Ceres. *Journal of The Atmospheric Science*. ۶۹: ۳۶۵۲-۳۶۶۹.
- Wang C, Lee SK, Enfield DB. ۲۰۰۸. Atlantic warm pool acting as a link between Atlantic multidecadal oscillation and Atlantic tropical cyclone activity. *Geochem. Geophys. Geosyst.* ۹: Q۰۵V۰۳
- Waugh, D. W., Coauthors. ۲۰۱۸. Revisiting the relationship among metrics of tropical expansion. *J. Climate*, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0108>, in press.
- WMO (World Meteorological Organization). ۱۹۵۷. *Meteorology— a three-dimensional science*. Second session of the Commission for Aerology. WMO Bulletin IV, no ۴. WMO, Geneva, pp ۱۳۴-۱۳۸.
- Zhang, X., F. W. Zwiers, G. C. Hegerl, F. H. Lambert, N. P. Gillett, S. Solomon, P. A. Stott, and T. Nozawa. ۲۰۰۷. Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, ۴۴۸: ۴۶۱-۴۶۵, doi: 10.1038/nature۰۶۰۲۵.

