نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال نهم، شماره ۳، پاییز ۱٤۰۱.

صفحات ۱۵۵ - ۱۷٦

تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی در عرض‌های میانه

مسعود جلالی[1]، 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 کمربندگرمسیری 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 نیمه‌گرمسیری 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 شاخص های کسر بارش از تبخیر، مؤلفه مداری بردار باد، تابع جریان نصف‌النهاری، دمای سطح وردایست، تابش موج بلند خروجی زمین و فشار سطح زمین استفاده شده است. یافته‌های پژوهش نشان داد، گسترش عرض جغرافیایی کمربندگرمسیری 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 وردسپهر از گردش هدلی با ۲ تا ٤ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است که می‌تواند بر سامانه‌های رطوبت‌زای گذری و همچنین بر میزان بارشها اثر منفی داشته باشد. گسترش قطب‌سوی 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.

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

۱. نویسنده مسئول: Email: mjalali@znu.ac.ir

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

مقدمه

از اثرات مهم دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی مشاهده و شبیه سازی شده، گسترش کمربند گرمسیری به عرض های جغرافیایی بالاتر است (Seidel et al: ۲۰۰۸; Lu et al., ۲۰۰۷). این گسترش اثرات نامطلوب اجتماعی، اقتصادی و سیاسی ناشی از تغییرات بارندگی و خشکسالی‌ها را پی داشته باشد (Seidel et al., ۲۰۰۸). همبستگی تغییرات سلول‌های هدلی با جت‌های نیمه‌گرمسیری، به گسترش کمربند گرمسیری مرتبط است. هرگونه چنین تغییرپذیری در عرض جغرافیایی مناطق گرمسیری با گردش هدلی، پتانسیل اعمال تأثیرات بی‌شماری را در خشکی‌ها، دریا و اقیانوس‌ها دارد. افزایش پهنای مناطق گرمسیری در خشکی این پتانسیل را دارد که مسیرهای بارانزا و رطوبت‌زایی را جابجا کند (Si et al, ۲۰۰۹; Bronnimann et al, ۲۰۱۵)؛ و همچنین بیابان‌زایی مناطق نیمه‌گرمسیری را گسترش دهد و خشکسالی‌ها و آتش سوزی‌های جنگلی را تشدید کند (Post et al, ۲۰۱٤; Feng et al, ۲۰۱۳). در اقیانوس‌ها و دریاها، خط‌الراس نیمه‌گرمسیری با کمربندهایی با شوری بالا و بهره‌وری زیستی کم دریایی منطبق است، و افزایش عرض جغرافیایی کمربندگرمسیری ممکن است به معنای گسترش این کمربندها باشد (Polovina et al, ۲۰۰۸; Moore et al, ۲۰۱۸). علاوه بر این، هرگونه تغییر در الگوهای دمای هوا، بارش و باد ممکن است مسیرهای طوفان گرمسیری را تغییر دهد. به دلیل شیب گرادیادنت قوی نصف‌النهاری دما و بارش در کمربندگرمسیری، هرگونه تغییر در آن مناطق می‌تواند اثرات جبران ناپذیر زیست محیطی ایجاد کند (Birner,۲۰۱٤). با توجه به اینکه حدود نیمی از جمعیت جهان در مناطق آب و هوایی نیمه‌گرمسیری زندگی می‌کنند، پیامدهای گسترش مناطق گرمسیری به‌طور بالقوه قابل توجه است. بنابراین تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی همچنان یک منطقه فعال تحقیقاتی است. برآوردهای مشاهده‌ای از عرض کمربندگرمسیری مبتنی بر داده‌های دینامیکی، مانند فشار سطح دریا و تابش موج بلند خروجی زمین، نشان دهنده گسترش کمربندگرمسیری است، سایر معیارهای تشخیص عرض جغرافیایی کمربندگرمسیری، مانند عرض جغرافیایی جت جنب حاره (Davis, ۲۰۱۷; Fu, ۲۰۱۱) و عرض جغرافیایی دمای سطح وردایست نشان دهنده گسترش مناطق گرمسیری و خشک‌تر شدن مناطق نیمه‌گرمسیری است (Lucas, ۲۰۱۲; Davis, ۲۰۱۳; Davis, ۲۰۱۷). به طور کلی، یکی از رایج‌ترین معیارهای تشخیص گسترش عرض جغرافیایی کمربندگرمسیری، مرز بین سلول‌های هدلی و سلول فرل در عرض‌های میانه است. این به دلیل تسلط فرونشینی گردش هدلی در عرض های میانه است. مکان این هوای فرونشینی به‌دلیل چرخه‌های تابش خورشید و تغییرپذیری طبیعی وردسپهر، به طور فصلی و بین سالانه دائماً متغیر است (Hartman, ۱۹۹٤).گردش هدلی یک عنصر اساسی در سامانه آب و هوایی است که انرژی حرارتی و رطوبت را از منطقه کمربند گرمسیری به مناطق عرض‌های میانه انتقال می‌دهد (Trenberth et al, ۲۰۰۳)؛ و معمولاً به عنوان میانگین منطقه‌ای گردش نصف‌النهاری (ZAHC[۱]) در منطقه گرمسیری تعریف می‌شود (Hartmann, ۲۰۱٦)؛ از آنجا که خشکی، اقیانوس و توپوگرافی به طور مساوی توزیع نشده‌اند، میانگین منطقه‌ای نصف‌النهاری ممکن است تنوع منطقه‌ای را به خوبی در نیمکره شمالی نشان ندهد (Ruping et al,۲۰۱۸). در بررسی تغییرات منطقه‌ای میانگین گردش سالانه سلول هدلی در دهه‌های اخیر هفت ناحیه را انتخاب و مشخص کرده‌اند، میانگین منطقه‌ای سلول هدلی به صورت دو سلول ظاهر می‌شود که اولی با حرکت صعودی در مناطق حاره عمدتا بین خط استوا و ۱۰ درجه شمالی است که شاخه صعودی آن منطقه همگرایی بین حاره‌ای (ITCZ) را تشکیل می‌دهد و با رعد و برق‌های شدید در مناطق گرمسیری همراه است،

۱ - Zonally Averaged Hadley Cell

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

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 (۱۰° E-۴۰° E)؛ اقیانوس هند (۶۰° E-۱۰۰° E)؛ غرب اقیانوس آرام (۱۱۰° E-۱۶۰° E)؛ شرق اقیانوس آرام (۱۱۰° W-۱۵۰° W)؛ آمریکای جنوبی (۴۵° W-۸۰° W) و اقیانوس اطلس (۱۰° W-۴۰° 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 (Zhang et al, ۲۰۰۸; Trenberth et al, ۲۰۰۰). 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, ۲۰۰٤). 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 (۱۱۰E-۱۶۰E) و شرق اقیانوس آرام (۱۲۰W-۱۸۰W) با تغییرپذیری مانسون زمستانی آسیای شرقی (EAWM) ارتباط تنگاتنگی دارد. وانگ (Wang, ۲۰۰۵) دریافت که سلول هدلی غرب اقیانوس آرام (۱۲۰° E-۱۷۰° 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, ۲۰۱٦) 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: ٦٤٠)؛ اما این پژوهش در مغایرت با پژوهش‌های وانگ و همکاران (Wang et al, ۲۰۲۰; Wang et al, ۲۰۲۱) است که در پروژه مقایسه مدل جفت شده (CIMP٦; CIMP٥) تقویت و گسترش سلول هدلی را با افزایش بارندگی موسمی در نیمکره شمالی مرتبط دانسته‌اند؛ سولومون و همکاران (Solomon et al, ۲۰۱٦) 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 گلخانه ای 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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

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 کمربندگرمسیری را در اثر تغییرات آب و هوایی ناشی از فعالیت‌های انسانی، به ویژه تغییر گازهای گلخانه‌ای، تغییر کاربری اراضی زمین و خالی شدن لایه پوشن سپهر از ازن می‌دانند. پائول و همکاران (Paul et al, ۲۰۱۸) با جزئیات بیشتر به تحلیل تغییرات گردش‌های پوشن 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 جنب‌گرمسیری مدیترانه، جنوب‌غرب 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، امّا انتظار می‌رود که در طول قرن بیست‌ویکم 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, ۱۹۹٦; ۲۰۰۰). تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری به عرض های 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 کمربندگرمسیری نیمکره شمالی در عرض‌های میانه است؛ با توجه به نقش و اهمیت تغییرپذیری کمربندگرمسیری در نیمکره شمالی، سئواله‌ای مطرح در تحقیق حاضر عبارت‌اند از: ۱. آیا پهنای کمربندگرمسیری 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.

داده ها 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 عرض های میانه را اندازه گیری کند استفاده می شود. در این مطالعه از هشت شاخص مشخص و همچنین از داده‌های بازتحلیل پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA۵) با تفکیک مکانی ۰/۲۵*۰/۲۵ 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 کرده اند (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; Davis & Rosenlof, ۲۰۱۲; Allen et al, ۲۰۱٤) به عنوان عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری در نظر گرفته اند.

- شاخص دوم، عرض کمربند گرمسیری را با فاصله بین عرض جغرافیایی که ارزش خطوط کنتوری تابش موج بلند خروجی زمین در منطقه انتقال نیمه گرمسیری هر نیمکره با ۲۵۰$Wm^{-۲}$ 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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

می‌شود. کاهش سریع OLR از مناطق گرمسیری به منطقه انتقال عرض‌های میانه با مقادیر معمولی نزدیک به Wm^{-2} ۲۵۰ است (Hu & Fu, ۲۰۰۷). در تحقیق دیگری که توسط واسکوئس فریتاس و همکاران (Vasques Freitas et al, ۲۰۱۵) در آمریکای جنوبی انجام شد، مقادیر ORL را $۲۴۰Wm^{-2}$ برای مشخص نمودن عرض کمربند گرمسیری منظور کرده اند.

- 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 (Davis, ۲۰۱۳: ۷۷۷۷; Frierson, ۲۰۰۷: ۲). تعریف دقیق تر این که، در مناطق استوایی از یک آستانه دمایی K/kM ۰ 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 (Choi & et al, ۲۰۱٤ ;Waugh et al, ۲۰۱۸: ۷٥٦٥; Staten et al, ۲۰۱۸: ۷٦۹). در این تحقیق عرض جغرافیایی فصل های 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 ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال می باشد.

- 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 می شود که باد مداری در بین مناطق گرمسیری و عرض های میانه در هر نیمکره صفر باشد.

معادله (۱)

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

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

- شاخص هشتم، میزان تابع جریان نصف‌النهاری در ۵۰۰ هکتوپاسکال تعریف شده است(Feng & et al ,۲۰۱٦; Johanson, ۲۰۰۹; Lou & et al, ۲۰۰۷ ; Hu & Fu, ۲۰۰۷; Nguyen & et al, ۲۰۱۷). ناحیه متوسط تابع جریان نصف-النهاری[۱] از داده‌های میانگین ماهانه محاسبه می‌شود. سلول هادلی برای تقارن محوری (متوسط منطقه ای) جریان دو بعدی تعریف شده است. در این مورد، بقای جرم در مختصات کروی (Cook, ۲۰۰٤) عبارت است از:

معادله (۲)

$$\frac{\partial[\rho v \cos y]}{\partial y} + \frac{\partial[\rho\omega]}{\partial p} = n0.$$

[۱] - zonal-mean meridional stream function

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

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 می دهد تا برای Ψ تابع عملکرد جریان[۵] تعریف شود:

$$[v] = \frac{۱}{a\cos y} + \frac{\partial \Psi}{\partial p} \; and \; [\omega] = \frac{۱}{a\cos y}\frac{\partial[\Psi \cos y]}{\partial y} = 0$$ معادله (۳)

عملکرد جریان Ψ به شرح زیر است:

$$\Psi[p.y] = \frac{۲\pi a \cos y}{g}\int_{o}^{۱۰۰۰.۱۰۰}[v]dp$$ معادله (۴)

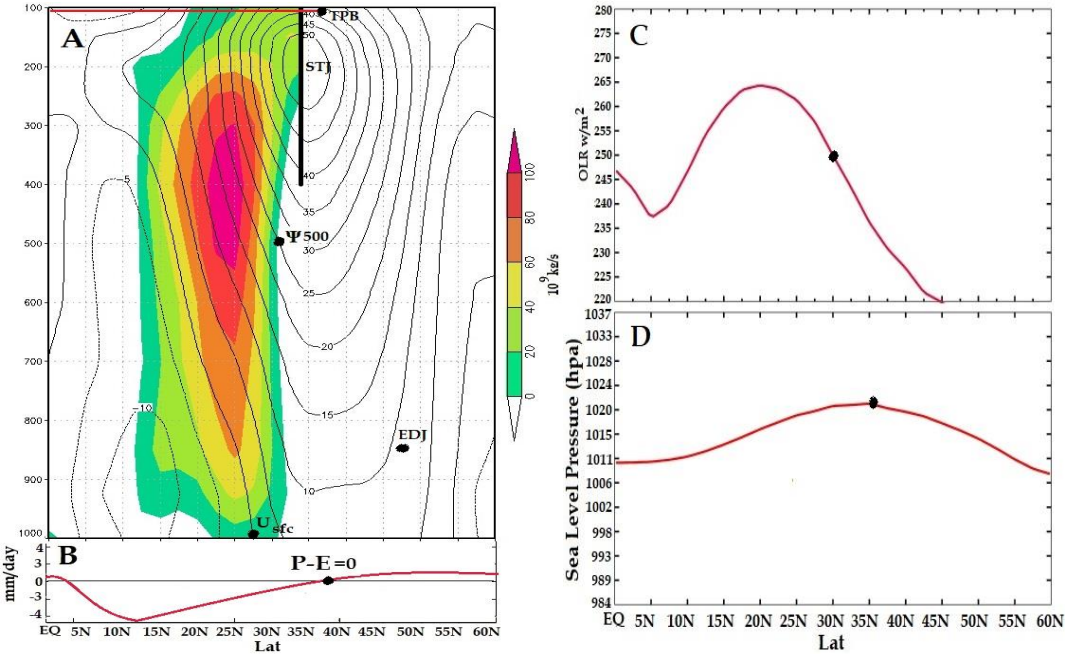
در اینجا (v) میانگین باد نصف‌النهاری منطقه ای، (a) شعاع زمین، (y) عرض جغرافیایی و (g) جاذبه زمین است. بدین ترتیب کل پهنای سلول هادلی با فاصله بین عرض های جغرافیایی در هر نیمکره، جائی که $\psi_{۵۰۰}-o\ kg\ s^{-۱}$ است، مشخص می‌شود.

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

شاخص	توضیحات
تابش موج بلند خروجی زمین (OLR)	عرض جغرافیایی که ارزش خطوط کنتوری تابش موج بلند خروجی زمین $۲۵۰Wm^{-۲}$است.
کسر بارش از تبخیر (P-E=۰)	عرض جغرافیایی که کسر بارش از تبخیر صفر یا منفی است.
باد مداری سطح	عرض جغرافیایی که باد مداری سطح در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال صفر است.
پیچانه سرعت جت	عرض جغرافیایی بیشینه باد مداری در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال
جت جنب حاره	عرض جغرافیایی بیشینه میانگین باد مداری در تراز ۴۰۰-۱۰۰
فشار سطح دریا	عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح دریا
دمای سطح وردایست	بیشینه گرادیان حرارتی در بالای وردسپهر
تابع جریان نصف النهاری	عرض جغرافیایی که ارزش خطوط کنتوری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال صفر است.

۲ - meridional wind speed
۳ - vertical wind speed
٤ - latitude
٥ - pressure in pa
٦ - mass streamfunction

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]



شکل ۱: شماتیک گردش پوشن سپهر نیمکره شمالی با موقعیت محاسبات کمربند گرمسیری (۲۰۱۸-۱۹۷۹)، (جدول۱). باد مداری سطح صفر در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (A۱)؛ پیچانه سرعت جت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (A۲)؛ تابع جریان نصف‌النهاری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (10^9kg/s) (A۳)؛ میانگین بیشینه جت جنب حاره تراز ۴۰۰-۱۰۰ (خطوط پر ضخامت سایه) (A٤)؛ دمای سطح وردایست (A۵)؛ کسر بارش از تبخیر (B)؛ تابش موج بلند خروجی زمین (W/m۲)(C)؛ بیشینه فشار سطح زمین (هکتوپاسکال) (D).

در این مطالعه به منظور تغییرپذیری پهنای کمربند گرمسیری نیمکره شمالی در عرض های 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 روش های پرکاربرد در تحلیل روند به شمار می‌آید. برآورد روند بر اساس ضرایب رگرسیون به سه روش پارامتری، ناپارامتری و بیزی امکان پذیر است. روش‌های پارامتری از پرکاربردترین روش‌ها در برآورد و تحلیل روند متغیرهای اقلیمی به شمار می آید. این روش ها مستلزم پیش فرض هایی نظیر حاکمیت توزیع احتمال خاص (عموماً توزیع نرمال) و استقلال داده های متوالی یک سری (خودهمبستگی صفر) و ایستایی است. روش های ناپارامتری به دلیل عدم نیاز به پیش فرض های اشاره شده در روش های پارامتری، عدم حساسیت به داده های مفقوده و پرت، روش های ساده ای در تحلیل روند اقلیمی به شمار می آیند. الگوی رگرسیون خطی یک سری زمانی به صورت رابطه ۵ بیان می شود:

$$Z_t = a + bT + e_t$$ معادله (۵)

در اینجا Z_t متغیر اقلیمی یا صفت آن، T زمان (T=۱،۲،...,n) در اینجا شماره سال، a عرض ازمبدأ، b شیب خط (تغییر به ازای زمان) و e_T خطا (باقیمانده یا انحراف) های برآورد خوانده می شود که یک متغیر تصادفی غیرقابل مشاهده می باشد که از توزیع نرمال با میانگین صفر و واریانس σ^2 برخوردار است. همچنین a و b را ضرایب رگرسیون گویند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

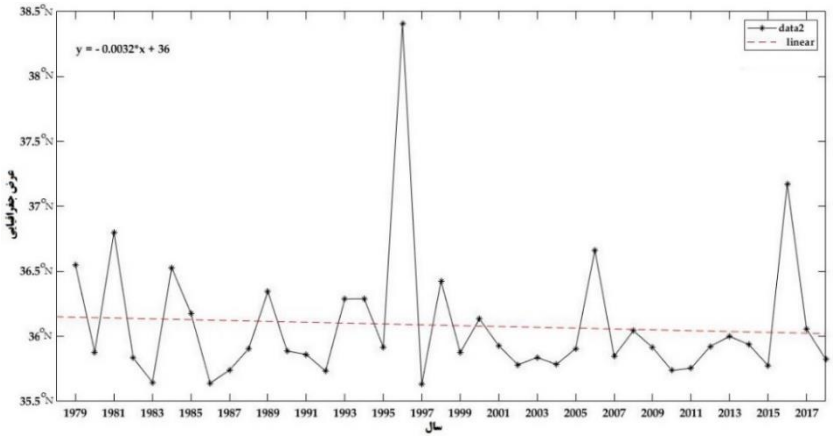
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

شرح و تفسیر نتایج

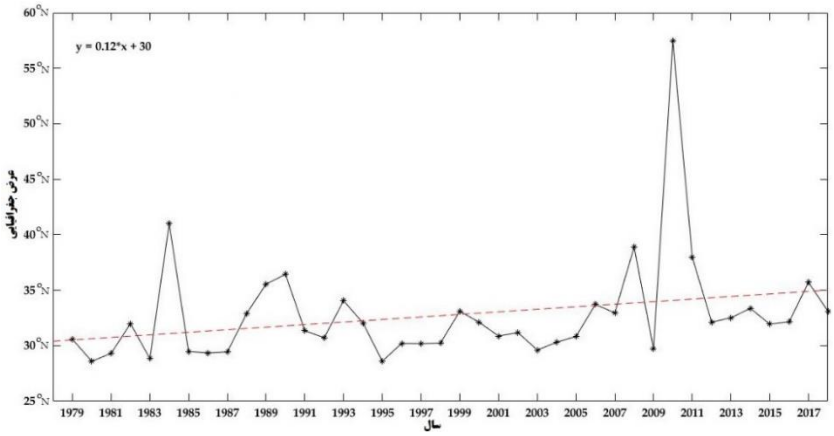
اختلاف ناهنجاری های فشار سطح دریا در نیمکره شمالی و جنوبی با تغییر سلول هادلی مربوط به تفاوت های زمین و اقیانوس ها است. عرض جغرافیایی که ماکزیمم فشار سطح دریا بیشتر است به عنوان لبه سلول هادلی و یا کمربند گرمسیری در نظر گرفته شده است (Waugh et al, ۲۰۱۸: ۷۵٦۷; Choi,۲۰۱٤: ۲۵۹۲; Staten et al, ۲۰۱۸: ۷٦۹). 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 عرض‌های میانه و جنب حاره و کاهش فشار تراز دریا در عرض‌های بالا را به ویژه در منطقه فعالیت شاخص نوسان اطلس شمالی در پی داشته است (Gillet & et al, ۲۰۰۳: ۲۹۲-۲۹٤). بر اساس نتایج وایق و همکاران (Waugh et al, ۲۰۱۸: ۷۵۷٤) روند افزایش فشار سطح دریا همراه با تغییر قطب سوی سلول هدلی 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 CMIP۵ نشان دادند که گسترش قطب سوی سلول هدلی در نیمکره جنوبی با افزایش فشار سطح دریا بر روی اقیانوس ها بیش از سطح زمین توام است، امّا 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 هدلی است از خود نشان داده است. گسترش اخیر سلول هدلی 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 هدلی سازگار نیست؛ به طور کلی الگوی فضایی ناهنجاری های فشار سطح دریا در نیمکره شمالی مرتبط با گسترش سلول هدلی به نظر می رسد (Schmidt et al, ۲۰۱۷). بر اساس شکلهای ۲تا ۵، روند فشار تراز دریا در فصل‌های 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 ۰/۰۰۳۲ و ۰/۰۰۶۹ درجه جغرافیایی کاهش می‌یابد. امّا در فصل‌های 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 می‌یابد. به طور کلی، این مطالعه نشان می‌دهد فشار تراز دریا در فصلهای 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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

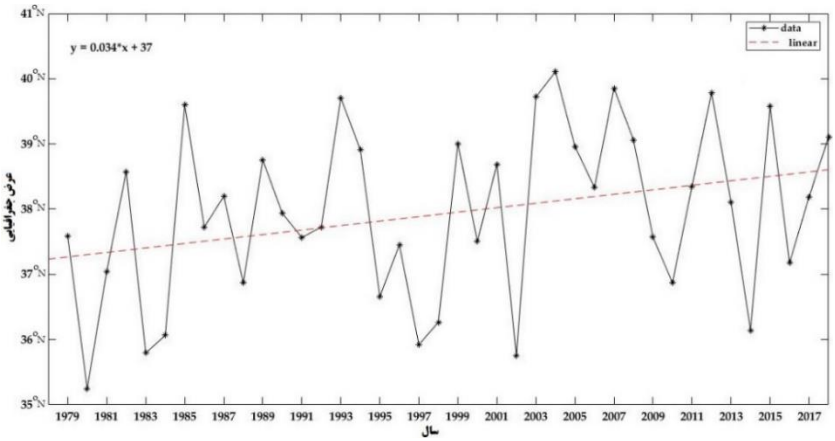
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]



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



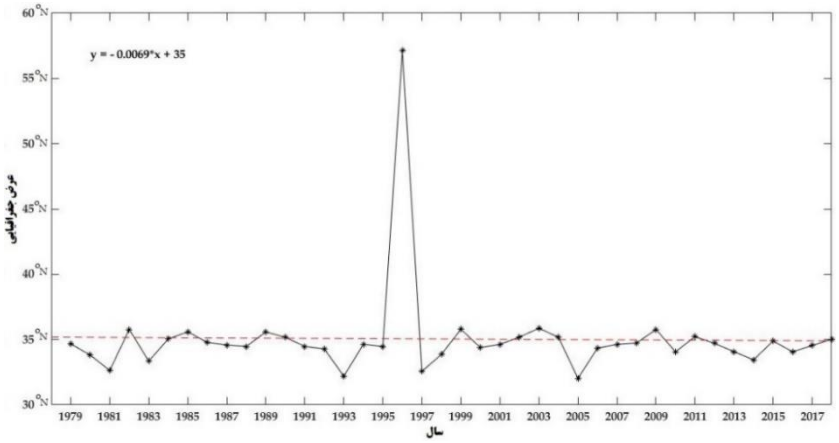
شکل ۳: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح زمین فصل زمستان در نیمکره شمالی



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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

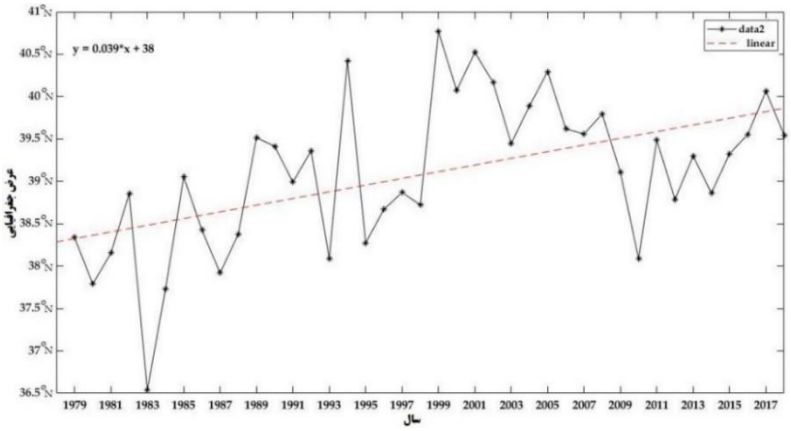


شکل ۵: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح زمین فصل بهار در نیمکره شمالی

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 کمربند 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 می تواند 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 می شود و همچنین با وضعیت کمبود منابع آب دچار خواهد شد. در مناطق گرمسیری در جائیکه فرونشست تسلّط پیدا می‌کند، مقدار آن منفی است، ولی هر چه به سمت عرض‌های میانه پیش می‌رویم مقدار عددی آن مثبت می‌شود (Hu et al, ۲۰۱۳; Allen et al, ۲۰۱۷; Lou & et al, ۲۰۰۷; Davis and Rosenlof, ۲۰۱۲). نمودار شماره ۶ لبه عرض جغرافیایی کمربند 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 (۲۰۱۸-۱۹۷۹) نشان می‌دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده عرض جغرافیایی کسر بارش از تبخیر به صورت y=۰/۰۳۹+۳۸ 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 می یابد. به طور کلی، این مطالعه نشان می دهد 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 کمربند گرمسیری حاکی از گسترش منطقه خشک نیمه‌گرمسیری می شود که این امر حاکی از افزایش فراوانی خشکسالی در نیمکره شمالی است.

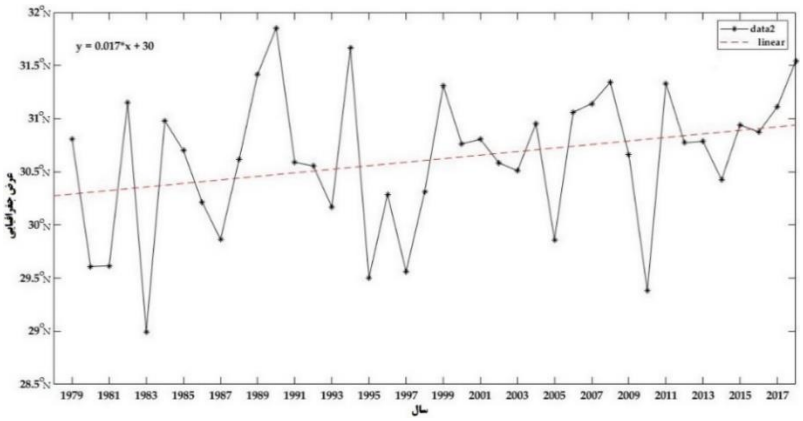
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]



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 استواسو پایین وردسپهر 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 جائیکه 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

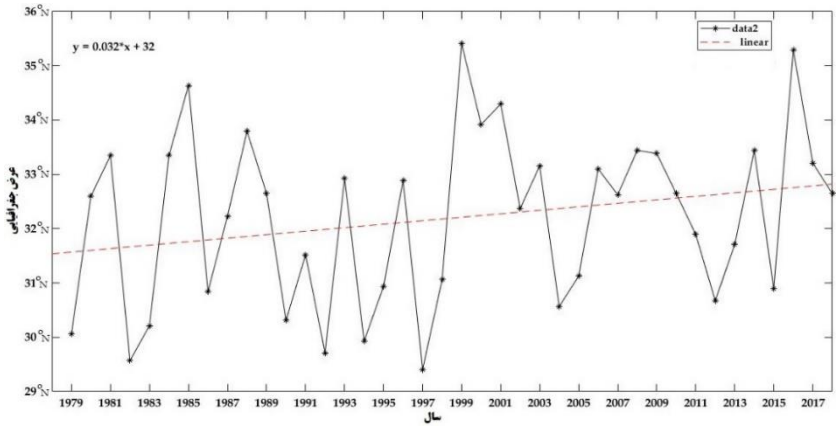
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

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 پوشن سپهر است که بیشینه باد مداری از سطح زمین بین ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال در هر نیمکره می‌باشد، محاسبه شده است (Davis, ۲۰۱٦: ٤٥-٤٦). سرعت باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال کم است، به طوری که بادها در ترازهای بالاتر به سرعت جت می‌رسند (Davis et al, ۲۰۱۳: ۷۷۷٦). در تئوری ایده‌آل، جت جنب حاره در لبه‌های قطب در حال حرکت شاخه‌های فوقانی وردسپهر از گردش هادلی در هر نیمکره تشکیل می‌دهد (Schneider, ۲۰۰٦)؛ 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 CIMIP۵ مورد مطالعه قرار دادند و بیان کردند که تمامی رودبادها با تغییرات آب و هوایی به طرف قطب حرکت می‌کنند به طوری‌که، تغییر آنها در نیمکره جنوبی به سوی قطب تا انتهای قرن بیست یکم با نگاه سناریو RCP۸,۵ معادل ۲ درجه خواهد بود، در حالی‌که در نیمکره شمالی تنها یک درجه به سوی قطب جابه‌جا می‌شود. ایم و همکارانش (Yim et al, ۲۰۱۵) تنوع درون مدلی در تغییرات رودبادها و ارتباط آن را با آب و هوای مناطق قطبی با استفاده از مدل گردشی CGCMs در CMIP۵ 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 هدلی در نیمکره شمالی در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی با جت جنب حاره همراه هستند و هسته سلول هدلی از تراز ۶۵۰ تا ۴۵۰ هکتوپاسکال با سرعت m/s ۱۰ تا ۱۵ مشاهده شده است که در واقع منابع عمده انرژی جنبشی پوشن سپهر ناشی از دگرگونی های بزرگ مقیاس در سلول‌های هدلی می باشند که رودباد قوی جت جنب حاره را در هر دو نیمکره به وجود می آورند و همچنین جت‌های سطح بالایی قوی در عرض‌های جغرافیایی که گردش هدلی 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 m/s^{-1} ۴۰ 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 ۰/۰۳۲ 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 جابه جا شده است. و با تحقیقات فو و همکاران (Fu et al, ۲۰۰٦)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

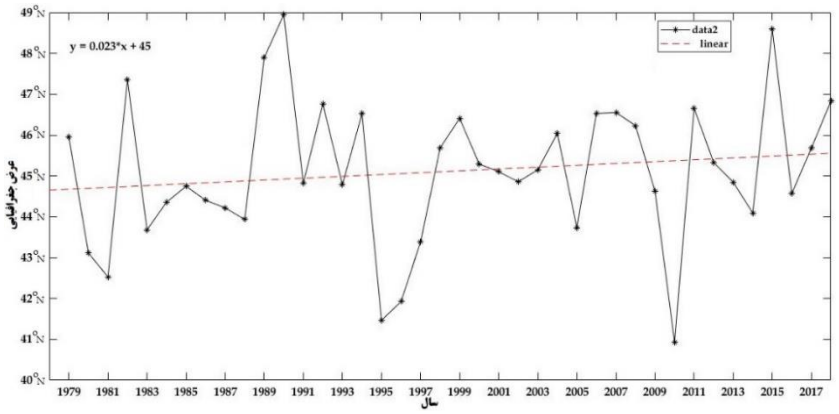
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

که تغییرات روند دمای وردسپهر و پوشن سپهر را برای دوره مطالعاتی ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۵ مورد مطالعه قرار داده و به این نتیجه رسیدند که رودباد جنب حاره ای برای نیمکره شمالی و با توجه به فصول تابستان و زمستان، تقریباً به اندازه ۱ تا ۲ درجه به سمت قطب جابه جا شده است. و همچنین با تحقیقات هودسن (Hudson, ۲۰۱۲) که با گسترش سلول هدلی به عرض های بالاتر روباد 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 جت‌های عرض میانه باعث گسترش کمربند گرمسیری می‌شود (Schneider, ۲۰۰۶). با توجّه به نمودار شماره ۹، میانگین افزایش سالانه کمربند گرمسیری را با پیچانه سرعت جت در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال را طی بازه زمانی ۳۹ ساله (۲۰۱۸-۱۹۷۹) نشان می‌دهد. 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 می‌یابد. به طور کلی، این مطالعه نشان می‌دهد 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 ۴۹°-۴۷° درجه گسترش داشته است. وکمترین شدت عرض جغرافیایی چرخش پیچانه سرعت طی سالهای ۱۹۸۱، ۱۹۹۶-۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ تا عرض جغرافیایی ۴۱° درجه می‌باشد.



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

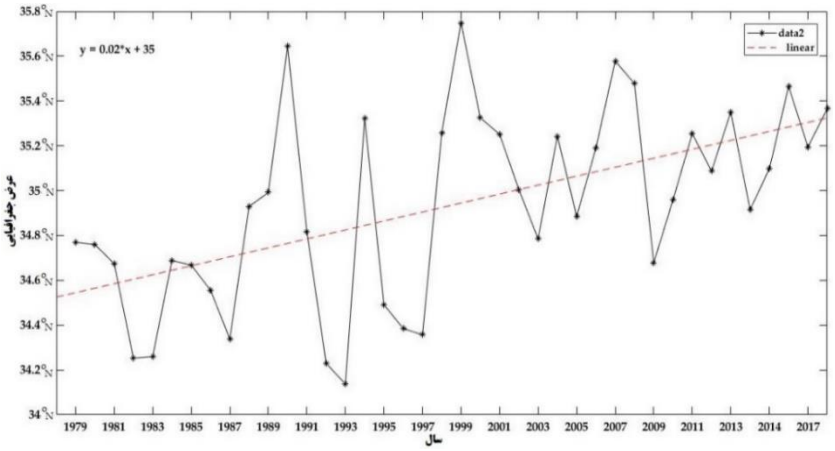
یکی دیگر از روش‌های تشخیص کمربند گرمسیری با استفاده از داده‌های تابش موج بلند خروجی است است. تابش موج بلند خروجی زمین (OLR)، یک شاخص حیاتی سینوپتیکی دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی است که برای

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

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 می باشد (Taylor, ۲۰۱۲). توزیع بازتابش زمینی ارتباط نزدیکی با دماهای سطحی دارد و حداکثر میانگین سالانه آن در نواحی گرمسیری است (Qian, ۲۰۱٦: ٥۳۱). 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 کنتوری آن را با ۲۵۰Wm$^{-۲}$ است، مشخص نموده اند (Hu & Fu, ۲۰۰۷; Johanson, ۲۰۰۹)؛ بیشترین مقادیر ارزشی تابش موج بلند خروجی زمین در مناطق گرمسیری به دلیل عدم وجود ابرهای زیاد و خشکی هوای پوشن سپهر در این مناطق یافت می شود. کاهش سریع تابش موج بلند خروجی زمین از مناطق گرمسیری به منطقه انتقال عرض‌های میانه با مقادیر معمولی نزدیک به ۲۵۰Wm$^{-۲}$ است (Hu & Fu, ۲۰۰۷). بشینه 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 کنتوری ۲۵۰Wm$^{-۲}$ در نیمکره شمالی در عرض ۳۰ درجه جغرافیایی قابل مشاهده است (حسینی صدیق، ۱۳۹۹). هاتزیدیمیتروس و همکاران (Hatzidimitriou & et al, ۲۰۰٤) در تحقیقی به عنوان افزایش امواج بلند خروجی زمین در منطقه گرمسیری در دهه‌های اخیر دریافتند که تغییرات فصلی و بین سالیانه تابش موج بلند خروجی زمین، نشان دهنده افزایشی برابر با ۱/۹Wm^{۲}+ ۰/۲ است، تجزیه و تحلیل تغییرات بین سالیانه 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 توجّه 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=۰/۰۲+ ۳۵ 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 ۳۵/۸° 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 (Chen et al, ۲۰۰۲; Mitas & Clement, ۲۰۰٥; Fu et al, ۲۰۰٦; Hu & Fu, ۲۰۰۷; Song & Zhang, ۲۰۰۷; Stachnik & Schumacher, ۲۰۱۱; Liu et al, ۲۰۱۲; Su et al, ۲۰۱٤).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

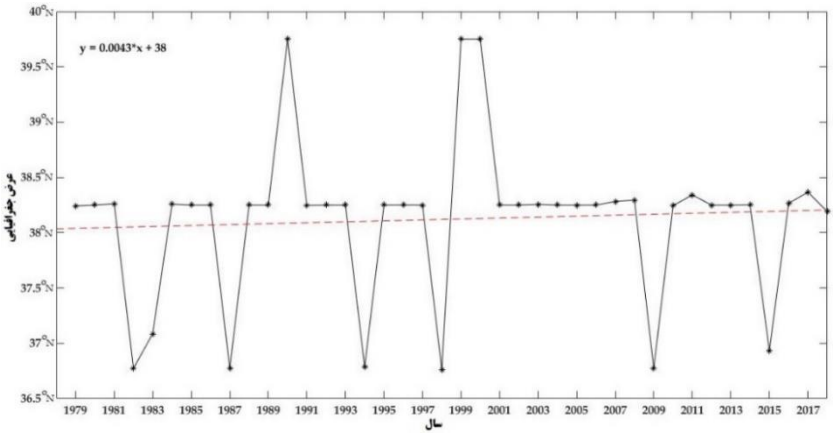


شکل ۱۰: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی تابش موج بلند سطح زمین در نیمکره شمالی

وردایست به مرز بین وردسپهر و پوشن سپهر اطلاق می‌شود، تعریف مناسب‌تر در مناطق استوایی استفاده از یک آستانه K/kM ۰ 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, ۲۰۱۳; 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 ۰/۰۰۴۳ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی دمای سطح وردایست طی سالهای ۱۹۹۰، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۰ که تا عرض جغرافیایی ۳۹/۸° درجه گسترش داشته است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

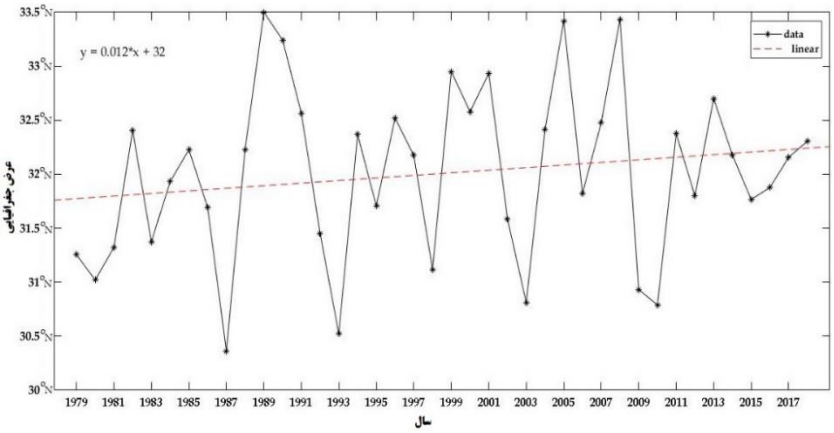


شکل ۱۱: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی شکاف تروپوپاوز در نیمکره شمالی

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 پوشن سپهر تقریباً ۱۰٪ از جرم جو گرمسیری را نشان می‌دهد و مقادیر عملکرد جریان در پوشن سپهر مرتبه‌هایی با بزرگی-کوچکتر از آنهایی که در وردسپهر هستند، سهم گردش سلول هدلی در پوشن سپهر بسیار ناچیز است. میزان تابع جرم نصف‌النهاری در ۵۰۰ هکتوپاسکال تعریف شده است (Amaya; & et al, ۲۰۱۷;Feng & et al,۲۰۱٦;Johanson, ۲۰۰۹;Lou & et al, ۲۰۰۷ ;Hu & Fu, ۲۰۰۷ Nguyen & et al, ۲۰۱۷). نمودار شماره ۱۲ میانگین افزایش سالانه کمربندگرمسیری را با تابع جریان جریان نصف النهاری در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال را طی بازه زمانی ۳۹ ساله (۲۰۱۸-۱۹۷۹) نشان می‌دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابع جریان جریان نصف النهاری به صورت y=۰/۰۰۱۲+ ۳۲ به دست آمد، به عبارت دیگر مقدار b و a 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 می یابد (افزایش به دلیل علامت مثبت b). به طور کلی، این مطالعه نشان می دهد تابع جریان نصف النهاری 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 ۳۳/۵° درجه گسترش داشته است. و همچنین کمترین شدت عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری طی سالهای ۱۹۸۷، ۱۹۹۳، ۲۰۰۳ و ۲۰۱۰ که تا عرض جغرافیایی ۳۰/۵° درجه گسترش داشته است.تابع جریان نصف النهاری برای سیستم آب و هوایی از اهمیّت 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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]



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

نتیجه گیری

گسترش کمربند گرمسیری و متعاقب آن خشک شدن عرض های میانه رو به افزایش است، و انتظار می‌رود 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 خشکسالی‌ها را پی داشته باشد و در نهایت، این ممکن است باعث شود که بیابان‌زایی بیشتر از مرزهای موجود ایجاد شود. در این پژوهش از داده‌های بازتحلیل پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA۵) با تفکیک مکانی ۰/۲۵*۰/۲۵ 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 نصف‌النهاری با استفاده از نرم افزار متلب به بررسی تغییرپذیری پهنای کمربندگرمسیری 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 کمربندگرمسیری 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 النهاری 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 شاخه‌های 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 داشـــته باشـد. 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 حاره ای را در پی خواهد داشت و در نتیجه کمربندهای خشک جنب حاره‌ای به سمت قطب را ارائه می‌کنند. 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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

تا ۲ درجه عرض جغرافیایی، پیچانه سرعت جت ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی، دمای سطح وردایست 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 نصف النهاری، 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 کمربندگرمسیری در نیمکره شمالی به معنای افزایش شرایط خشکی و خشکسالی و به عبارتی تغیرات آب و هوایی و ایجاد مخاطرات محیطی است. این مطالعه با نتایج تحقیقات (Adam et al, ۲۰۲۰; Davis, ۲۰۱۹; Paul et al, ۲۰۱۸; Solomon et al, ۲۰۱٦) 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 نصف النهاری به سمت عرض جغرافیایی بالاتر گسترش داشته است. مطالعه و شناسایی تغییرات کمربندگرمسیری 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 کمربندگرمسیری 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 نصف النهاری سلول هدلی در کمربند حاره. *نشریه نیوار*، **۴۵(۱۱۳و۱۱۲)**: 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 قالهری، 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 (v۱): Standardized methods for calculating tropical-width diagnostics. Geoscientific Model Development, **۱۱(۱۰)**. https://**doi**.org/۱۰,٥۱۹٤/gmd-۱۱-, ۲۳۰ ٤۳۳۹-۲۰۱۸.

Allen, R. J., and M. Kovilakam. ۲۰۱۷. The role of natural climate variability in recent tropical expansion. J. Climate, **۳۰**: ٦۳۲۹– ٦۳٥۰, https://doi.org/۱۰,۱۱۷٥/JCLI-D-۱٦-۰۷۳٥,۱.

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, **٤۸٥**: ۳٥۰–۳٥٤, **doi**: ۱۰.۱۰۳۸/nature۱۱۰۹۷.

Birner, T., Davis, S. M. & Seidel, D. J. ۲۰۱٤. The changing width of Earth's tropical belt. Phys. Today ٦۷: ۳۸–٤٤.

Bronnimann, S. et al. ۲۰۱٥. Southward shift of the northern tropical belt from ۱۹٤٥ to ۱۹۸۰. Nat. Geosci. ۸, ۹٦۹–۹۷٤.

Chen JY, Carlson BE, Del Genio AD. ۲۰۰۲. Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the ۱۹۹۰s. Science **۲۹٥**:۸۳۸–۸٤۱. **doi**:۱۰,۱۱۲٦/science.۱۰٦٥۸۳٥.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

Choi, J., S.-W. Son, J. Lu, and S.-K. Min. ۲۰۱٤. Further observational evidence of Hadley cell widening in the Southern Hemisphere. Geophys. Res. Lett., **٤١**: ۲٥۹۰–۲٥۹۷, https:// **doi**.org/۱۰,۱۰۰۲/۲۰۱٤GL۰٥۹٤۲٦.
Choi, J., Son, S.-W., Lu, J. & Min, S.-K. ۲۰۱٤. Further observational evidence of Hadley cell widening in the Southern Hemisphere. Geophys. Res. Lett. **٤١**: ۲٥۹۰–۲٥۹۷.
Cook, K.H. ۲۰۰٤. 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.), ٥۱۱ p., **SBN**: ۱-٤۰۲۰-۲۹٤۳-۸.
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). ٤۱.
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 **۱٦**: ۱–۷.
Davis, S. M., and K. H. Rosenlof .۲۰۱۲. A multidiagnostic intercomparison of tropical-width time series using reanalysis and satellite observations, J. Clim.,**۲٥**: ۱۰٦۱–۱۰۷۸, **doi**:۱۰,۱۱۷٥/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**, ۱۰۰۸۱–۱۰۰۹٤.
Feng, S., and Q. Fu. ۲۰۱۳. Expansion of global drylands under a warmer climate. Atmos. Chem. Phys., **۱۳**: ۱۰۰۸۱–۱۰۰۹۴, **doi**: ۱۰.٥۱۹۴/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., **۳٤**: L۱۸۸۰٤, **doi**: ۱۰,۱۰۲۹/۲۰۰۷GL۰۳۱۱۱٥.
Fu, Q., and P. Lin. ۲۰۱۱. Poleward Shift of Subtropical Jets Inferred from Satellite-Observed Lower Stratospheric Temperatures. J. Climate, **۲٤**: ٥٥۹۷–٥٦۰۳, **doi**:۱۰,۱۱۷٥/JCLI-D-۱۱-۰۰۰۲۷,۱.
Fu, Q., C. M. Johanson, J. M. Wallace, and T. Reichler. ۲۰۰٦. 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, **٤۰**: ٤۲۲, PP. ۲۹۲-۲۹٤.
Grise, K.M., Davis, S.M. ۲۰۱۹. Hadley cell expansion in CMIP٦ models. Atmospheric Chemistry and Pysics. https:**doi**.org/۱۰,٥۱۹٤.
Held, I. M., and B. J. Soden. ۲۰۰٦. Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. J. Climate, **۱۹**: ٥٦۸٥–٥٦۹۹, **doi**:۱۰,۱۱۷٥/JCLI۳۹۹۰,۱
Hu, Y., L. Tao, and J. Liu. ۲۰۱۳. Poleward expansion of the Hadley circulation in CMIP٥ simulations, Adv. Atmos. Sci., **۳۰**: ۷۹۰–۷۹٥.
Hu, Y.,andQ.Fu. ۲۰۰۷. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since ۱۹۷۹, Atmos. Chem. Phys, **۷**: ٥۲۲۹–٥۲۳٦.
Hudson, R. D., Andrade, M. F., Follette, M. B. & Frolov, A. D. ۲۰۰٦. The total ozone field separated into meteorological regimes – Part II: Northern Hemisphere mid-latitude total ozone trends. Atmos. Chem. Phys. **٦**: ٥۱۸۳–٥۱۹۱.
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. ۱۹۹٦. Climate Change ۱۹۹٥: The Science of Climate Change. J.T. Houghton et al. (eds.), Cambridge University Press, ٥۷۲ 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**: ۲۷۱۳–۲۷۲٥, **doi**:۱۰,۱۱۷٥/۲۰۰۸JCLI۲٦۲۰,۱.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

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**: ۱۰,۵۱۹٤/cp-۸-۱۱٦۹-۲۰۱۲.

Lu, J., G. A. Vecchi, and T. Reichler. ۲۰۰۷. Expansion of the Hadley cell under global warming, Geophys. Res. Lett., **۳٤**: L۰٦۸۰۵, **doi**: ۱۰,۱۰۲۹/۲۰۰٦GL۰۲۸٤٤۳.

Lu,C. Deser, and T. Reichler. ۲۰۰۹. Cause of the widening of the tropical belt since ۱۹۵۸. Geophys. Res. Lett., **۳٦**: L۰۳۸۰۳, https://**doi**.org/۱۰,۱۰۲۹/۲۰۰۸GL۰۳٦۰۷٦.

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**: ۱۱۳۹–۱۱٤۳.

Morales MS, Christie DA, Villalba R et al. ۲۰۱۲. Precipitation changes in the South American Altiplano since ۱۳۰۰AD reconstructed by tree-rings. Clim Past, ۸:٦۵۳–٦٦٦. **doi**: ۱۰,۵۱۹٤/ cp-۸-٦۵۳-۲۰۱۲.

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.٦۸۰.

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**: ۸۰٦۷–۸۰۷۷, **doi**:۰,۱۱۷۵/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**, L۰۳٦۱۸.

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; **۲٤**:۷۹۵–۸۱۲.

Post, D. A. et al. ۲۰۱٤. 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. **٤٤**: 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. **۳٤**: ۲٦۳–۲۷۹.

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**: ۲۱–۲٤, **doi**:۱۰,۱۰۳۸/ngeo.۲۰۰۷,۳۸.

Si, D., Ding, Y. & Liu, Y. ۲۰۰۹. Decadal northward shift of the Meiyu belt and the possible cause. Chinese Sci. Bull. **۵٤**, ٤۷٤۲–٤۷٤۸.

Solomon, A., Polvani, L. M., Waugh, D. W., and Davis, S. M. ۲۰۱٦. Contrasting upper and lower atmospheric metrics of tropical expansion in the Southern Hemisphere, Geophys. Res. Lett., ٤۳, ۱۰٤۹٦–۱۰۵۰۳.

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**: ۲۳٦۱–۲۳۷۵, **doi**:۱۰,۱۰۰۷/s۰۰۳۸۲-۰۱۱-۱۲٦۷-y.

Su H, Jiang JH, Zhai C, Shen TJ, Neelin JD, Stephens GL, Yung YL. ۲۰۱٤. 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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

Taylor, Patrik C.۲۰۱۲. Tropical Outgoing Longwave Radiation and Longwave Cloud Forcing Diurnal Cycles from Ceres. Journal of The Atmospheric Science. ٦٩: ٣٦٥٢-٣٦٦٩.

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/ ۱۰,۱۱۷۵/JCLI-D-۱۸-۰۱۰۸, in press.

WMO (World Meteorological Organization). ۱۹۵۷. Meteorology— a three-dimensional science. Second session of the Commission for Aerology. WMO Bulletin IV, no ٤. WMO, Geneva, pp ۱۳٤–۱۳۸.

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**: ۱۰.۱۰۳۸/nature۰۶۰۲۵.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.3.10.0]