



تغییرات لبه بیرونی چرخش فصلی سلول هادلی نیمکره جنوبی در کمربند گرمسیری

سید محمود حسینی صدیق^{۱*}، مسعود جلالی^۲، تیمور جعفری^۳

^۱دانشجو دکترا آب و هواشناسی دانشگاه زنجان و مدرس مدعو دانشگاه کوثر بجنورد، ایران

^۲استادیار و عضو هیئت علمی آب و هواشناسی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۳استادیار جغرافیای طبیعی و عضو هیئت علمی گروه جغرافیا و برنامه‌ریزی شهری دانشگاه کوثر بجنورد، بجنورد، ایران

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۴/۲۹ تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۷/۲۷

چکیده

چرخش سلول هادلی برای سیستم آب و هوایی از اهمیت اساسی برخوردار است و تغییرات آن مخاطرات و دگرگونی‌های آب و هوایی مهمی بر آب و هوای کمربند گرمسیری و نیمه‌گرمسیری دارد. میزان گسترش مناطق گرمسیری و متعاقب آن خشک شدن مناطق نیمه‌گرمسیری زیر شاخه‌های فرونشینی سلول هادلی رو به افزایش است؛ بنابراین در این مطالعه به بررسی تغییرات فصلی لبه بیرونی سلول هادلی در نیمکره جنوبی از داده‌های بازتحلیل پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک مکانی $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ درجه و بازه زمانی ۴۰ سال (۱۹۷۹-۲۰۱۸) از تابع جریان عملکرد نصف‌النهاری در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از نرم افزارهای گردس و متلب پرداخته شده است. یافته‌های پژوهش نشان داد، تغییرات لبه بیرونی سلول هادلی در فصل زمستان از عرض‌های ۳۵ تا ۳۸ درجه جنوبی، در فصل بهار از عرض‌های ۲۹ تا ۳۲ درجه جنوبی، در فصل پاییز از عرض‌های ۳۰ تا ۳۵/۵ درجه جنوبی و در فصل تابستان از عرض‌های ۲۸ تا ۲۹ درجه جنوبی قابل مشاهده است؛ و همچنین با افزایش هر سال، لبه بیرونی سلول هادلی در فصلهای زمستان، پاییز، بهار و تابستان به طور متوسط به اندازه 0.39° ، 0.48° ، 0.14° و 0.12° درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. به طور کلی، نتایج نشان می‌دهد که گسترش لبه بیرونی سلول هادلی نیمکره جنوبی در فصلهای زمستان و پاییز به اندازه ۲ تا $3/5^{\circ}$ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است و نسبت به فصول تابستان و بهار بسیار برجسته و آشکار است و شواهدی از تغییرات و گسترش چرخش سلول هادلی را به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر را نشان می‌دهد و افزایش خشکی و بیابان‌زایی را در پیش رو خود دارد.

واژه‌های کلیدی: تغییر آب و هوایی، سلول هادلی، خشکی، نیمکره جنوبی.

مقدمه

جهانی دارد. پژوهش‌ها و شبیه‌سازی گسترده مدل‌های عددی و منطقه‌ای آب و هوایی نشان می‌دهد که لبه بیرونی چرخش سلول هادلی حداقل از سال ۱۹۷۹ تاکنون ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی در هر دو نیمکره تغییر کرده است (Lucas, 2012). گرچه میزان گسترش گرمسیری و متعاقب آن خشک شدن نیمه‌گرمسیری رو به افزایش و مشخص است، اما انتظار می‌رود که در طول قرن بیست‌ویکم با گرم شدن کره زمین ادامه یابد. تغییر طولانی مدت چرخش سلول هادلی را به عنوان بیان تغییرات آب و هوا در

چرخش سلول هادلی در مقیاس‌های زمانی کوتاه مدت و بلند مدت بر آب و هوای کمربند گرمسیری و نیمه‌گرمسیری در سطح زمین حاکم است (Davis, 2017: 5)؛ و همچنین با وجود اثرات فصلی و بین سالانه در قدرت و موقعیتشان متغیر هستند (Nguyen et al., 2015; Oort and Yienger, 1996). چرخش حرارتی مستقیم نصف‌النهاری سلول هادلی برای سیستم آب و هوایی از اهمیت اساسی برخوردار است و تغییرات آن تأثیرات مهمی بر آب و هوای

تدریجی در طی دهه‌های اخیر به عرض‌های بالاتر کشیده شده است (Lucas, 2014). دلیل علاقه‌مندی آب و هواشناسان به گسترش چرخش‌های هادلی به این دلیل است که این امر دلالت بر تغییر منطقه نیمه‌گرمسیری به خشک را دارد که مطابق با شاخه نزولی چرخش‌های هادلی است (Lucas, 2014; Fu et al., 2011; Seidel et al., 2008). با این حال، در طی چند دهه گذشته به طور مداوم پیشنهادات روند افزایش حرکت چرخش سلول‌های هادلی را شامل ذرات معلق در هوا از جمله کربن (Allen, 2015; William, 2012)، افزایش غلظت بخار آب در جو (Held et al., 2006)، گازهای گلخانه‌ای (Lu et al., 2007; Frierson et al., 2007; Tao et al., 2015; Davis, 2017)، کاهش ازن استراتوسفری (Polvani, 2011)، رطوبت خاک (Dorigo et al., 2012)، میزان بارش (New et al., 2001; Zhang et al., 2007)، شوری سطح دریا (Helm et al., 2010)، و تغییر قطب از چرخه هیدرولوژیکی (Frierson et al., 2007; Lu et al., 2013; Sche et al., 2012; Feng et al., 2013) دانستند. در واقع، پژوهش‌ها نشان داده‌اند که گسترش چرخش‌های هادلی اثرات آب و هوایی در منطقه نیمه گرم‌سیری، به ویژه در نیمکره جنوبی (جنوب استرالیا و آمازون) (IOCI, 2012; CSIRO, 2012)، در آمریکای جنوبی (Morales, 2012) و همچنین در آفریقا و آسیای جنوب شرقی (Dai, 2013)، روند فزاینده خشک‌سالی را ایجاد کرده است. پژوهش‌های بسیاری از دانشمندان از جمله پرلویتز و همکاران (Perlwitz et al., 2008)؛ یوهانسون و فو (Johanson and Fu, 2009)، مک لاندرس و همکاران (McLandress et al., 2011)، پولوانی و همکاران (Polvani et al., 2011)، مین و سون (Min Son, 2013) نشان دادند که کاهش ازن استراتوسفری محرک اصلی برای گسترش سلول‌های هادلی نیمکره جنوبی از سال ۲۰۰۰-۱۹۷۹ است. انگوئن و همکاران (Nguyen et al., 2015) نشان داد که روند افزایش سلول‌های هادلی در فصل تابستان و

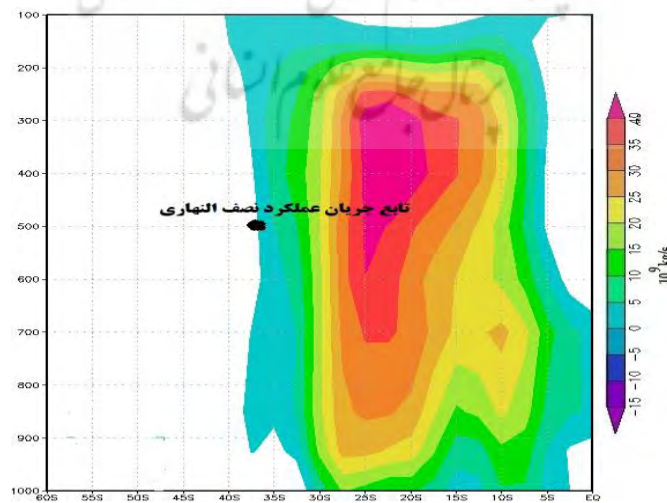
ارتباط با روند گرم شدن در میانگین دمای سطح جهانی در طول نیم قرن گذشته بررسی نموده‌اند (IPCC, 1996; 2001). مطالعات مشاهده‌ای قبلی تأیید کرده‌اند که میانگین دمای جهانی سالانه در طول قرن گذشته در حدود 0.6°C افزایش یافته است (Jones, 1999). گرم شدن به صورت مرحله‌ای با دو مرحله اتفاق افتاده است، یکی از حدود سال ۱۹۱۰ تا ۱۹۴۵ و دیگری بعد از اواسط دهه ۱۹۷۰ است. مطالعات مشاهده‌ای اخیر در مورد الگوی جهانی تغییرات دما نشان داد که، از اواخر دهه ۱۹۷۰، روند گرم شدن دمای جهانی سطح هوای زمین از روند گرمایش دمای سطح دریا بزرگتر است (IPCC, 2001). به نظر می‌رسد تغییرات دمایی اخیر مربوط به تغییر در گردش عمومی جو است (Hurrell, 1996; Gaffen et al., 2000; Parker et al., 2000). بنابراین، درک مکانیسم‌های حاکم بر تغییرات چرخش سلول‌های هادلی ضروری است (Lu, 2007; Frierson et al., 2007; Karauskas, 2014). تغییرات در چرخش‌های هادلی و پیامدهای آن برای مناطقی که آب و هوای آنها در این ویژگی‌ها تأثیر دارد، تصمیمات برای مدیریت آن مناطق مهم است. با قرارگیری اکثر مناطق خشک در سراسر زمین که در زیر شاخه‌های فرونشانی سلول‌های هادلی واقع شده است، گسترش منطقه خشک نیمه‌گرمسیری که منجر به آب و هوای نیمه‌گرمسیری خشک‌تر می‌شود را نشان می‌دهد. گسترش سلول‌های هادلی از عرض جغرافیایی پایین به مناطق گرم‌سیری و وسیع‌تر تبدیل می‌شود و دارای جابجایی‌های زیادی در مناطق خشک نیمه‌گرمسیری شده است (Nguyen, 2015). در نهایت، این ممکن است باعث شود که بیابان‌زایی بیشتر از مرزهای موجود ایجاد شود و گسترش مزارع اراضی خشک پیش‌بینی می‌شود ادامه یابد (Sche et al., 2013; Feng et al., 2012) و فشار به اکوسیستم‌های طبیعی و انسانی در زیر شاخه‌های نزولی سلول‌های هادلی وارد شود (Johanson, 2009). با محل قرارگیری شاخه نزولی سلول‌های هادلی، روند حرکت لبه آن به صورت

تابستان و پاییز نسبت به فصول زمستان و بهار بسیار برجسته و آشکار است. یک پژوهش مدل سازی آب و هوایی تو سول آلن و همکاران (Allen et al, 2014) نشان داد که گازهای گلخانه‌ای و افزایش ازن تأثیر فزاینده‌ای در گسترش سلول هادلی دارد، اما با نتایج پولوانی و همکاران (Polvani, 2011) مغایرت دارد. آلن و همکاران (۲۰۱۴) همچنین نشان دادند که افزایش دمای سطح دریا (SST) در گسترش چرخش هادلی به عرض‌های بالاتر نیز کاملاً مهم است، این پژوهش مطابق با پژوهش‌های استاتن و همکاران (Staten, 2012) است. بررسی و مقایسه این نتایج این است که هر دو عامل (کاهش ازن و افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای) تا حد زیادی در گسترش گرمسیری نقش دارند. گیان؛ ویلیسکی و همکاران (Wielicki et al., 2002; Qian, 2016) پیشنهاد کرده‌اند که چرخش سلول هادلی در دهه ۱۹۹۰ با افزایش طول موج بلند خروجی زمین به طرف عرض‌های جغرافیایی بالاتر شدت پیدا کرده است که این باعث عقب نشینی سلول قطبی شده است. علل گسترش به سوی دو قطب نیمکره و روند شدت افزایش چرخش سلول هادلی هنوز مورد بحث است. هو و همکاران (Hu and Fu, 2007) با استفاده از داده‌های موج بلند خروجی زمین نشان دادند که چرخش هادلی از سال ۱۹۷۹ حدود ۲ تا ۴/۵ درجه عرض جغرافیایی در هر نیمکره در فصول

تابستان و پاییز گسترش قابل توجهی داشته است. گسترش و تغییرات چرخش سلول هادلی به عرض‌های جغرافیایی بالاتر حاکی از گسترش منطقه خشک می‌شود که این امر حاکی از افزایش فرکانس خشکسالی، کاهش بارش و افزایش تبخیر در هر دو نیمکره جنوبی و شمالی است. هدف از تحقیق حاضر آشکارسازی گسترش فصلی لبه بیرونی چرخش سلول هادلی در نیمکره شمالی است؛ با توجه به نقش و اهمیت گسترش فصلی سلول هادلی در نیمکره جنوبی، سؤال مطرح در تحقیق حاضر عبارت است از: آیا گسترش فصلی لبه بیرونی سلول هادلی در طول سری زمانی مطالعاتی تغییر کرده است؟

روش کار

در این پژوهش از داده‌های بازتخلیل پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک مکانی $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ در جه و بازه زمانی ۴۰ سال (۲۰۱۸-۱۹۷۹) از داده تابع جریان عملکرد نصف‌النهار با استفاده از نرم افزار گرس و متلب به تغییرات فصلی لبه بیرونی سلول هادلی در نیمکره جنوبی پرداخته شده است. میزان تابع جریان عملکرد نصف‌النهاری در 500 hPa هکتوپاسکال تعریف شده است (شکل ۱). (Feng et al., 2016; Johanson, 2009; Lou et al., 2007; Hu and Fu, 2007; Nguyen et al., 2017).



شکل ۱: شماتیک میانگین سالانه چرخش اتمسفری نیمکره جنوبی با موقعیت محاسبات سلول هادلی

(۱۹۷۹-۲۰۱۸)، لبه بیرونی تابع جریان عملکرد نصف‌النهاری در تراز 500 hPa (دایره مشکی) (10^9 kg/s)

استقلال داده‌های متوالی یک سری (خودهمبستگی صفر) و ایستایی است. روش‌های ناپارامتری به دلیل عدم نیاز به پیش فرض‌های اشاره شده در روش‌های پارامتری، عدم حساسیت به داده‌های مفقوده و پرت، روش‌های ساده‌ای در تحلیل روند اقلیمی به شمار می‌آیند. الگوی رگرسیون خطی یک سری زمانی به صورت رابطه ۴ بیان می‌شود:

$$Z_i = a + bT + e, \quad \text{معادله (۴)}$$

در اینجا Z_i متغیر اقلیمی یا صفت آن، T زمان در اینجا شماره سال، a عرض از مبدأ، b شیب خط (تغییر به ازای زمان) و e_i 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.

یافته‌ها

برای تعیین پهنای سلول هادلی، 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 تروپو سفر صفر است که نشان دهنده میانگین عرض جغرافیایی لبه سلول هادلی است؛ و تبدیل به ماکزیمای صفر، منطقه نیمه‌گرمسیری را مشخص می‌نماید. از آنجا که استراتوسفر تقریباً ۱۰٪ از جرم جو گرمسیری را نشان می‌دهد و مقادیر عملکرد جریان در استراتوسفر مرتبه‌هایی با بزرگی-کوچکتر از آنهایی که در تروپوسفر هستند، سهم گردش سلول هادلی در استراتوسفر بسیار ناچیز است. میزان تابع جرم نصف‌النهاری در ۵۰۰ هکتوپاسکال تعریف شده است (Amaya et al., 2017; Feng et al., 2016; Johanson, 2009; Lou et al., 2007; Hu and Fu, 2007; Nguyen et al., 2017). نمودار شماره ۲ میانگین تغییرات و افزایش چرخش سلول هادلی را در فصل زمستان طی بازه زمانی ۴۰

ناحیه متوسط فصلی تابع جریان نصف‌النهاری^۱ از داده‌های میانگین ماهانه محاسبه می‌شود. عرض جغرافیایی که ارزش خطوط کنوری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال صفر است. سلول هادلی است برای متقارن محوری (متوسط منطقه ای) جریان دو بعدی تعریف شده است. در این مورد، بقای جرم در مختصات کروی (Cook, 2004):

$$\frac{\partial[\rho v \cos y]}{\partial y} + \frac{\partial[\rho \omega]}{\partial p} = n0. \quad \text{معادله (۱)}$$

که در آن v سرعت باد نصف‌النهاری^۲ و ω سرعت باد عمودی^۳، y عرض جغرافیایی^۴، p فشار به هکتوپاسکال^۵، اجازه می‌دهد تا برای Ψ توسط عملکرد جریان^۶ تعریف می‌شود:

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

عملکرد جریان Ψ به شرح زیر است:

$$\Psi[p, y] = \frac{2 \pi a \cos y}{g} \int_0^{500} [v] dp \quad \text{معادله (۳)}$$

جایی که v میانگین باد نصف‌النهاری منطقه ای، a شعاع زمین، y عرض جغرافیایی است، g جاذبه زمین است. مجموع پهنای سلول هادلی بدین ترتیب با فاصله بین عرض‌های جغرافیایی در هر نیمکره، جایی که $\psi_{500-0} = 0 \text{ kg s}^{-1}$ است، داده می‌شود.

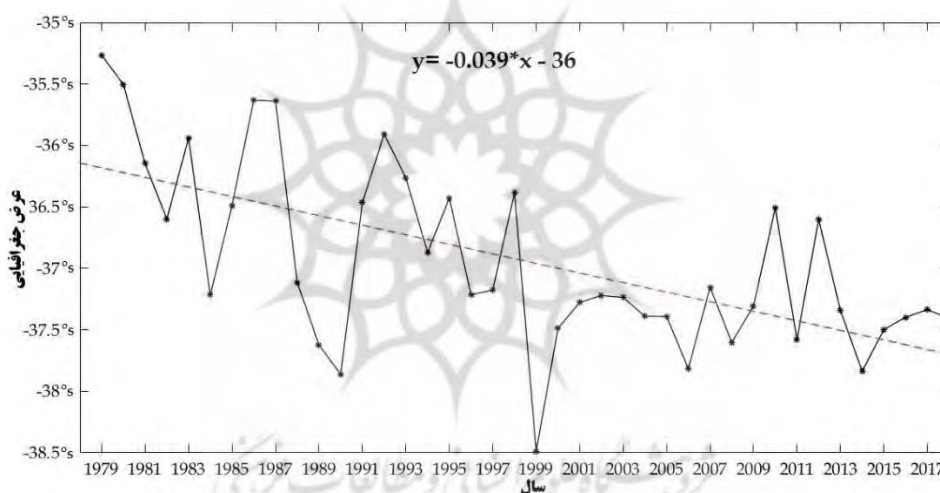
در این مطالعه به منظور تحلیل تغییرات فصلی لبه بیرونی سلول هادلی نیمکره جنوبی از شیب روش رگرسیون (ویاژی) خطی استفاده شده است. در این رویه میزان تغییرپذیری شاخص‌های سلول هادلی بر اساس عرض جغرافیایی در طی زمان برآورد می‌گردد. بررسی تغییرات بلند مدت (روند) عناصر اقلیمی پایه اصلی در تحلیل سری‌های زمانی اقلیمی است. الگوهای رگرسیون از روش‌های پر کاربرد 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 می‌آید. این روش‌ها مستلزم پیش فرض‌هایی نظیر حاکمیت توزیع احتمال خاص (عموماً توزیع نرمال) و

4. Latitude
5. Pressure in pa
6. Mass streamfunction

1. Zonal-mean meridional stream function
2. Meridional wind speed
3. Vertical wind speed

سالهای ۱۹۸۴، ۱۹۹۰، ۱۹۹۹ که تا عرض جغرافیایی 37° تا $38/5^{\circ}$ درجه جنوبی گسترش داشته است و بدترین شرایط خشکسالی را تجربه کرده است. بر اساس تحقیقات دیوید و همکاران (David et al., 2013) نشان داده شده است که فصل زمستان در جنوب و جنوب شرق استرالیا از سال ۱۹۹۷ تا ۲۰۰۹، عدم وجود ماههای مرطوب منجر به کاهش بارش 12% در صدی شده و دلیلی بر بروز خشکسالیهای شدید شده است که این را مرتبط به تغییرات سلول هادلی نیمکره جنوبی به میزان $0/5$ درجه عرض جغرافیایی به عرضهای بالاتر مرتبط دانسته اند؛ کمترین تغییرات لبه عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی طی سالهای ۱۹۷۹، ۱۹۸۶ و ۱۹۸۷ که تا عرض جغرافیایی 35 درجه شمالی گسترش داشته است.

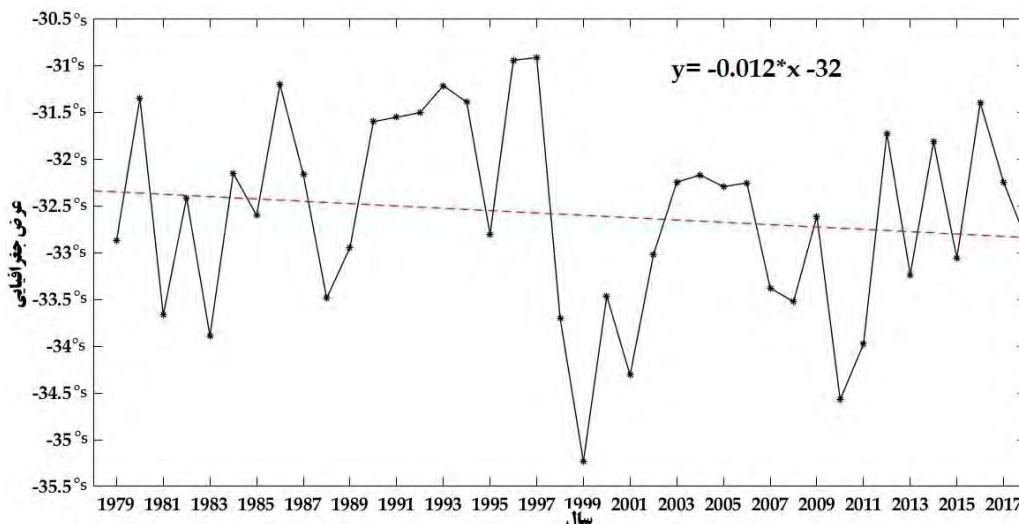
ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) نشان می دهد. تغییرات لبه بیرونی سلول هادلی در فصل زمستان از عرضهای 35 تا $35/5$ درجه قابل مشاهده است. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابع جریان عملکرد جریان نصف النهاری به صورت $y = -0/39x - 36$ به دست آمد، به عبارت دیگر مقدار a و b در معادله به ترتیب برابر 36 و $-0/39$ حاصل شد. با افزایش هر سال، لبه عرض جغرافیایی سلول هادلی در نیمکره جنوبی در فصل زمستان به طور متوسط به اندازه $-0/39$ درجه جغرافیایی افزایش می یابد (افزایش به دلیل علامت مثبت b). به طور کلی، این مطالعه نشان می دهد چرخش سلول هادلی در فصل زمستان طی بازه ۴۰ ساله، ۲ تا $3/5$ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است؛ که بیشترین افزایش شدت لبه بیرونی چرخش سلول هادلی طی



شکل ۲: سری زمانی تغییرات لبه بیرونی چرخش سلول هادلی نیمکره جنوبی در فصل زمستان

یابد. به طور کلی، این مطالعه نشان می دهد چرخش سلول هادلی در فصل تابستان طی بازه ۴۰ ساله، ۱ تا $1/5$ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است؛ و از سال ۱۹۹۸ به بعد، شدت روند افزایشی چرخش سلول هادلی نیمکره شمالی در فصل تابستان به عرضهای بالاتر بیشتر قابل مشاهده است که بیشترین افزایش تغییرات عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی سال ۱۹۹۹ اتفاق افتاده است که تا عرض جغرافیایی $35/5^{\circ}$ درجه جنوبی گسترش داشته است.

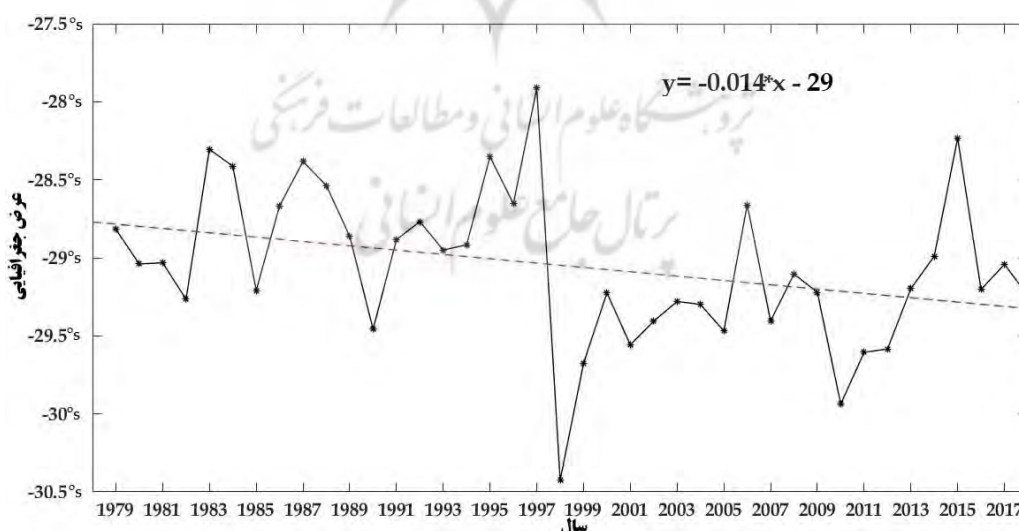
نمودار شماره ۳ میانگین افزایش لبه سلول هادلی را در فصل تابستان نشان می دهد. مرز بیرونی سلول هادلی در فصل تابستان از عرضهای 31 تا $35/5$ درجه جنوبی قابل مشاهده است. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابع جریان عملکرد جریان نصف النهاری به صورت $y = -0/12x - 32$ به دست آمد، به عبارت دیگر مقدار a و b در معادله به ترتیب برابر 32 و $-0/12$ حاصل شد. با افزایش هر سال، لبه عرض جغرافیایی سلول هادلی در فصل تابستان به طور متوسط به اندازه $-0/12$ درجه جغرافیایی افزایش می



شکل ۳: سری زمانی تغییرات لبه بیرونی چرخش سلول‌های نیمکره جنوبی در فصل تابستان

در فصل بهار به طور متوسط به اندازه -0.14° درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول‌های در فصل بهار سال ۱۹۹۸، ۱۹۹۹ و ۲۰۱۰ اتفاق افتاده است که تا 29° تا 30.5° درجه جنوبی گسترش داشته است؛ و همچنین کمترین شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول‌های در فصل بهار در سال ۱۹۹۷ و ۲۰۱۴ است که تا 28° درجه جنوبی قابل مشاهده است.

نمودار شماره ۴ میانگین افزایش مرز بیرونی چرخش سلول‌های را در فصل بهار نشان می‌دهد. لبه بیرونی عرض جغرافیایی چرخش سلول‌های در فصل بهار از عرض‌های 28 تا 30.5 درجه جنوبی قابل مشاهده است. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابع جریان عملکرد جریان نصف النهاری به صورت $y = -0.14x - 29$ به دست آمد، به عبارت دیگر مقدار a و b در معادله به ترتیب برابر 29 و -0.14 حاصل شد. با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی سلول‌های



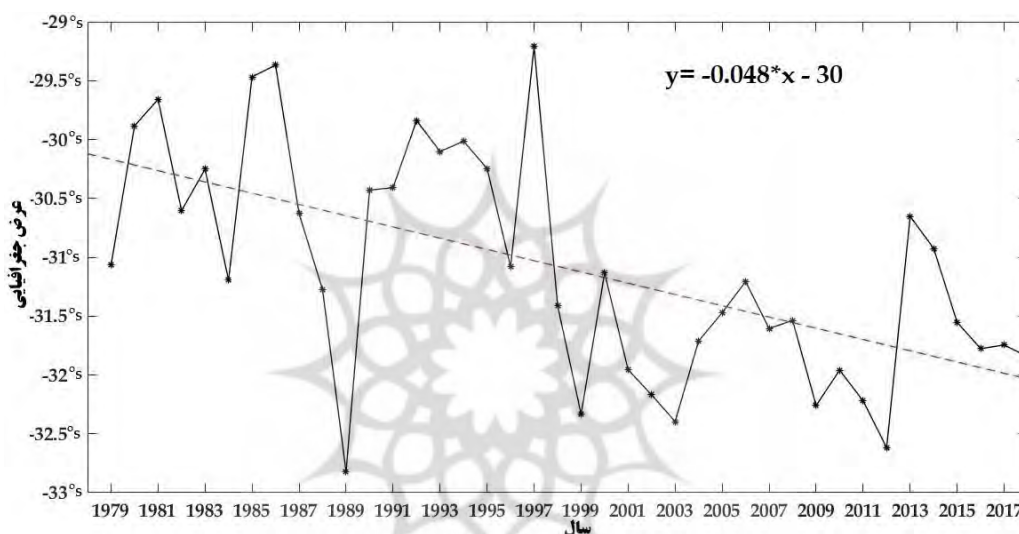
شکل ۴: سری زمانی تغییرات لبه بیرونی چرخش سلول‌های نیمکره جنوبی در فصل بهار

سلول‌های در فصل پاییز از عرض‌های 33 تا 35.5 درجه شمالی قابل مشاهده است. معادله خط رگرسیون

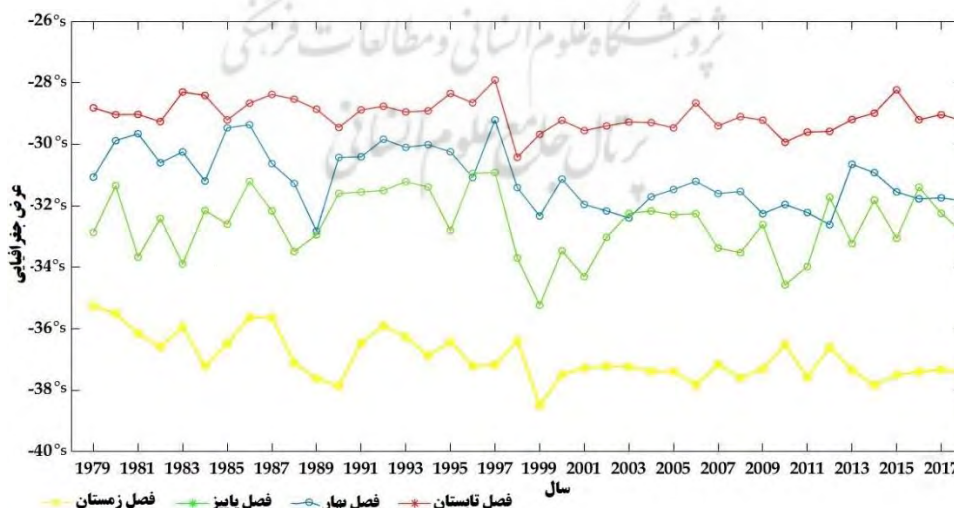
نمودار شماره ۵ میانگین افزایش چرخش سلول‌های را در فصل پاییز نشان می‌دهد. چرخش

نیمکره جنوبی در فصل پاییز به عرض‌های بالاتر بیشتر قابل مشاهده است که بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی طی سالهای ۱۹۸۸، ۱۹۸۹، ۱۹۹۸، ۱۹۹۹ اتفاق افتاده است که تا عرض جغرافیایی $35/5^{\circ}$ درجه شمالی گسترش داشته است؛ و همچنین کمترین شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی در فصل پاییز طی در سال ۲۰۰۲ قابل مشاهده است که در عرض جغرافیایی 33° درجه شمالی اتفاق افتاده است.

برازش داده شده تابع جریان عملکرد جریان نصف النهاری به صورت $y = -0.048x - 30$ به دست آمد، به عبارت دیگر مقدار a و b در معادله به ترتیب برابر ۳۰ و -0.048 حاصل شد. با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی سلول هادلی در فصل پاییز به طور متوسط به اندازه -0.048 درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. به طور کلی، این مطالعه نشان می‌دهد چرخش سلول هادلی در فصل پاییز طی بازه ۴۰ ساله، ۲ تا $3/5$ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است؛ و از سال ۱۹۹۷ به بعد، شدت روند افزایشی چرخش سلول هادلی



شکل ۵: سری زمانی تغییرات لبه بیرونی چرخش سلول هادلی نیمکره جنوبی در فصل پاییز

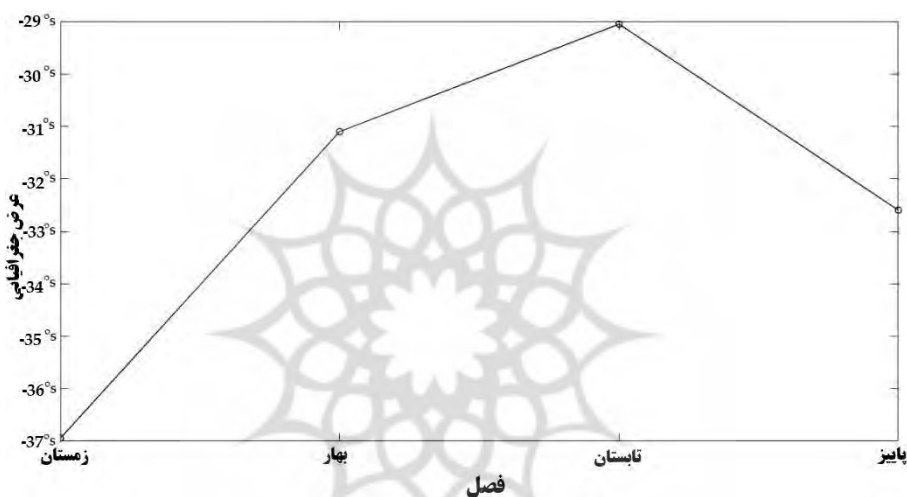


شکل ۶: مقایسه سری زمانی تغییرات لبه بیرونی چرخش سلول هادلی نیمکره جنوبی

در فصلهای زمستان، پاییز، تابستان، بهار

بهار از عرض‌های ۳۱ درجه جنوبی، در فصل پاییز از عرض‌های ۳۲/۵ درجه جنوبی و همچنین در فصل تابستان از عرض‌های ۲۹ درجه جنوبی قابل مشاهده است؛ به طور کلی، نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که روند افزایش چرخش سلول هادلی نیمکره جنوبی در فصلهای زمستان و پاییز نسبت به فصول تابستان و بهار بسیار برجسته و آشکار است و شواهدی از گسترش و تغییرات چرخش سلول هادلی نیمکره جنوبی را به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر را نشان می‌دهد و افزایش خشکی و بیابان‌زایی را در پیش رو خود دارد.

گسترش لبه بیرونی چرخش سلول هادلی در بازه زمانی ۴۰ ساله در نیمکره جنوبی در فصل‌های زمستان، بهار، پاییز و تابستان با توجه به نمودار شکل ۶ مشاهده می‌شود که در فصل زمستان از عرض‌های ۲۹ تا ۳۵ درجه جنوبی، در فصل بهار از عرض‌های ۲۹ تا ۳۲ درجه جنوبی، در فصل پاییز از عرض‌های ۳۰ تا ۳۵/۵ درجه جنوبی و در فصل تابستان از عرض‌های ۲۸ تا ۲۹ درجه جنوبی گسترش داشته است؛ و همچنین با توجه به شکل ۷، میانگین تغییرات لبه بیرونی چرخش سلول هادلی نیمکره جنوبی در فصل زمستان از عرض‌های ۳۷ درجه جنوبی، در فصل



شکل ۷: میانگین تغییرات لبه بیرونی چرخش سلول هادلی نیمکره جنوبی در

فصل‌های زمستان، پاییز، تابستان و بهار

گردس و متلب به گسترش فصلی لبه بیرونی چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی پرداخته شده است. یافته‌های پژوهش نشان داد، لبه بیرونی سلول هادلی که در فصل زمستان از عرض‌های ۳۵ تا ۳۸ درجه جنوبی، در فصل بهار از عرض‌های ۲۹ تا ۳۲ درجه جنوبی، در فصل پاییز از عرض‌های ۳۰ تا ۳۵/۵ درجه جنوبی و در فصل تابستان از عرض‌های ۲۸ تا ۲۹ درجه جنوبی گسترش داشته است؛ و همچنین با افزایش هر سال، لبه بیرونی سلول هادلی در فصلهای زمستان، پاییز، بهار و تابستان به طور متوسط به اندازه ۰/۰۳۹، -۰/۰۴۸، -۰/۰۱۴ و -۰/۰۱۲ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. به طور کلی، نتایج نشان می‌دهد که گسترش لبه بیرونی سلول هادلی در

نتیجه‌گیری

چرخش سلول هادلی برای سیستم آب و هوایی از اهمیت اساسی برخوردار است و گسترش آن به عرض‌های بالاتر جغرافیای تغییرات آب و هوایی مهمی بر آب و هوای کمربند گرمسیری و نیمه‌گرمسیری دارد. میزان گسترش مناطق گرمسیری و متعاقب آن خشک شدن مناطق نیمه‌گرمسیری زیر شاخه‌های فرونشینی سلول هادلی رو به افزایش است؛ در این پژوهش از داده‌های بازتحلیل پیش‌بینی میان مدت هواشناسی هراسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک مکانی ۰/۲۵×۰/۲۵ و بازه زمانی ۴۰ سال (۱۹۷۹-۲۰۱۸) از تابع جریان عملکرد نصف‌النهاری در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از نرم افزارهای

۱۹۹۷ و ۲۰۱۴ است که تا عرض جغرافیایی 28° درجه جنوبی قابل مشاهده است؛ و همچنین در فصل پاییز شدت روند افزایشی چرخش سلول هادلی نیمکره جنوبی در فصل پاییز از سال ۱۹۹۷ به بعد، به عرض‌های بالاتر بیشتر قابل مشاهده است که بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی طی سالهای ۱۹۸۸، ۱۹۹۱، ۱۹۹۴، ۱۹۹۹، ۲۰۰۴ و ۲۰۱۳ اتفاق افتاده است که تا عرض جغرافیایی $35/5^{\circ}$ درجه شمالی گسترش داشته است؛ و همچنین کمترین شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی در فصل پاییز طی در سال ۲۰۰۲ قابل مشاهده است که در عرض جغرافیایی 33° درجه شمالی اتفاق افتاده است. این گزارش با تحقیقات دیوید و همکاران (Post et al., 2014) همخوانی دارد که نشان داده اند فصل زمستان در جنوب و جنوب شرق استرالیا از سال ۱۹۹۷ تا ۲۰۰۹، عدم وجود ماههای مرطوب منجر به کاهش بارش 12% درصدی شده و دلیلی بر بروز خشکسالی‌های شدید شده است که این را مرتبط به گسترش سلول هادلی نیمکره جنوبی به میزان $0/5^{\circ}$ درجه عرض جغرافیایی به عرض‌های بالاتر مرتبط دانسته‌اند. و همچنین با تحقیقات چای و همکاران (Cai et al., 2012) مطابقت دارد که نشان داده اند مناطق نیمه گرمسیری نیمکره جنوبی از جمله ساحل جنوبی شیلی، آفریقای جنوبی و جنوب و جنوب شرقی استرالیا از اواخر دهه ۱۹۷۰ با کاهش بارش مواجه شده است و شرایط خشکسالی را تجربه کرده اند و این را همزمان با گسترش قطب سوی چرخش سلول هادلی به عرض‌های بالاتر مرتبط دانسته‌اند.

فصلهای زمستان و پاییز به اندازه ۲ تا $3/5^{\circ}$ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است و نشان میدهد که نسبت به فصول تابستان و بهار بسیار برجسته و آشکار است و شواهدی از گسترش چرخش سلول هادلی را به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر را نشان می‌دهد. اما با تحقیقات انگوئن و همکاران (Nguyen et al., 2015) مغایرت دارد، ایشان نشان دادند که روند افزایش سلول هادلی نیمکره جنوبی در فصل تابستان و پاییز نسبت به فصول زمستان و بهار بسیار برجسته و آشکار است. در فصل زمستان بیشترین افزایش شدت لبه عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی طی سالهای ۱۹۸۴، ۱۹۹۰، ۱۹۹۹ که تا عرض جغرافیایی 37° تا $38/5^{\circ}$ درجه جنوبی گسترش داشته است؛ و همچنین کمترین شدت لبه عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی طی سالهای ۱۹۷۹، ۱۹۸۶ و ۱۹۸۷ که تا عرض جغرافیایی 35° درجه شمالی گسترش داشته است. در فصل تابستان طی بازه ۴۰ ساله، ۱ تا $1/5^{\circ}$ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است؛ و از سال ۱۹۹۸ به بعد، شدت روند افزایشی چرخش سلول هادلی نیمکره شمالی در فصل تابستان به عرض‌های بالاتر بیشتر قابل مشاهده است که بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی سال ۱۹۹۹ اتفاق افتاده است که تا عرض جغرافیایی $35/5^{\circ}$ درجه جنوبی گسترش داشته است. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی در فصل بهار سال ۱۹۹۸، ۱۹۹۹ و ۲۰۱۰ اتفاق افتاده است که تا عرض جغرافیایی 29° تا $30/5^{\circ}$ درجه جنوبی گسترش داشته است؛ و همچنین کمترین شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی در فصل بهار در سال

منابع

- Allen, R.J., and Kovilakam, M. 2017. The role of natural climate variability in recent tropical expansion. *J. Climate*, 30, 6329–6350, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0735.1>.
- Allen, R.J., Sherwood, S.C., Norris, J.R., and Zender, C.S. 2012. Recent Northern Hemisphere tropical expansion primarily driven by black carbon and tropospheric

- ozone. *Nature*, 485: 350-354, DOI:10.1038/nature11097.
- Cai, Cowan, Thatcher 2012. Rainfall reductions over Southern Hemisphere semi-arid regions: The role of subtropical dry zone expansion, *scientific Reports.*, DOI: 10.1038/srep00702. Pp: 1-5.
- Choi, J., S.-W. Son, Lu, J., and Min, S.-K. 2014: Further observational evidence of Hadley cell widening in the Southern

- Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, 41: 2590-2597, <https://doi.org/10.1002/2014GL059426>.
5. Cook, K.H. 2004. Hadley Circulation Dynamics: Seasonality and the Role of Continents. In "The Hadley Circulation: Past, Present, and Future". Series: Advances in Global Change Research, Vol.21. Diaz, Henry F.; Bradley, Raymond S. (Eds.), 511 p., SBN: 1-4020-2943-8.
 6. CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) 2012. Climate and water availability in South-Eastern Australia: a synthesis of findings from phase 2 of the South Eastern Australian climate initiative (SEACI). 41.
 7. Dai, A. 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. *Nat. Climate Change*, 3: 52-58, DOI:10.1038/nclimate1633.
 8. Davis, N. A. (2017) The Dynamics of Hadley Circulation Variability and Change, Colorado State University, Libraries.
 9. Davis, S.M., and Rosenlof, K.H. 2012. A multidagnostic intercomparison of tropical-width time series using reanalyses and satellite observations, *J. Clim.*, 25: 1061-1078, DOI:10.1175/JCLI-D-11-00127.1.
 10. Devasthale, A., Sedlar, J., Koenigk, T., and Fetzer, E.J. 2013. The thermodynamic state of the Arctic atmosphere observed by AIRS: comparisons during the record minimum sea ice extents of 2007 and 2012. *Atmos. Chem. Phys.* 13(15): 7441-7450.
 11. Dong, X., Zib, B., Xi, B., Stani. el. , R., Deng, Y., Zhang, X., Lin, B., and Long, C. 2014. Critical mechanisms for the formation of extreme Arctic sea-ice extent in the summers of 2007 and 1996. *Clim. Dyn.* 43(1-2): 53-70.
 12. Dorigo, W., de Jeu, R., Chung, D., Parinussa, R., Liu, Y., Wagner, W., and Fernandez-Prieto D. 2012. Evaluating global trends (1988-2010) in harmonized.
 13. Feng, S., and Fu, Q. 2013. Expansion of global drylands under a warmer climate. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 10081-10094, DOI:10.5194/acp-13-10081-2013.
 14. Frierson, D.M.W., Lu, J., and Chen, G. 2007. Width of the Hadley cell in simple and comprehensive general circulation models. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18804, doi:10.1029/2007GL031115.
 15. Fu, Q., and Lin, P. 2011. Poleward Shift of Subtropical Jets Inferred from Satellite-Observed Lower Stratospheric Temperatures. *J. Climate*, 24: 5597-5603, DOI:10.1175/JCLI-D-11-00027.1.
 16. Gaffen, D.J., Santer, B.D., Boyle, J.S., Christy, J.R., Graham, N.E., and Ross, R.J. 2000. Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere. *Science*, 287: 1242-1245.
 17. Gillet, N.P., Zwiers, F.W., Weaver, A.J., and Stott, P.A. 2003. Detection of Human Influence on Sea-Level Pressure, *Nature*, 40(422): 292-294.
 18. Graversen, R.G., Mauritsen, T., Drijfhout, S., Tjernström, M., and Mårtensson. S. 2011. Warm winds from the Pacific caused extensive Arctic sea-ice melt in summer 2007. *Clim. Dyn.* 36(11-12): 2103-2112. DOI:10.1007/s00382-010-0809-z.
 19. Held, I.M., and Soden, B.J. 2006. Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *J. Climate*, 19: 5685-5699, DOI:10.1175/JCLI3990.1
 20. Hu, Y., and Fu, Q. 2007. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979, *Atmos. Chem. Phys.* 7: 5229-5236.
 21. Hurrell, J. 1996. Influence of variations in extra tropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 665-668.
 22. IOCI, 2012. Western Australia's weather and climate: A synthesis of Indian Ocean Climate Initiative (IOCI) stage 3 research. CSIRO and BoM, 119 pp.
 23. IPCC, 2001. Climate Change 2001. The Science Basis. J.T. Houghton et al. (eds.), Cambridge University Press, 881 pp.
 24. IPCC, 1996. Climate Change 1995: The Science of Climate Change. J.T. Houghton et al. (eds.), Cambridge University Press, 572 pp.
 25. Johanson, C.M., and Fu, Q. 2009. Hadley cell widening: Model simulations versus

- observations. *J. Climate*, 22, 2713–2725, DOI:10.1175/2008JCLI2620.1.
26. Jones, P.D., New, M., Parker, D.E., Martin, S., and Rigor, I.G. 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev. Geophys.*, 37: 173–199.
27. Karlsruhas, K.B., and Ummenhofer, C.C. 2014. On the dynamics of the Hadley circulation and subtropical drying. *Clim. Dyn.*, 2259–2269, DOI:10.1007/s00382-014-2129-1.
28. Kumar, A., Perlwitz, J., and Eischeid J. 2010. Contribution of sea ice loss to Arctic amplification. *Geophys. Res. Lett.* 37(21): L21701. DOI:10.1029/2010GL045022.
29. Liu, J., Song, M., Hu, Y., and Ren, X. 2012. Changes in the strength and width of the Hadley Circulation since 1871. *Clim. Past*, 8: 1169–1175, DOI:10.5194/cp-8-1169-2012.
30. Lu, J., Vecchi, G.A., and Reichler, T. 2007. Expansion of the Hadley cell under global warming, *Geophys. Res. Lett.* 34: L06805, DOI:10.1029/2006GL028443.
31. Lu, C. Deser, and Reichler, T. 2009: Cause of the widening of the tropical belt since 1958. *Geophys. Res. Lett.*, 36: L03803, <https://doi.org/10.1029/2008GL036076>.
32. Lucas, C., Timbal, B., and Nguyen, H. 2014. The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies. *WIREs Clim. Change*, 5: 89–112.
33. Lucas, C., Nguyen, H., and Timbal, B. 2012. An observational analysis of Southern Hemisphere tropical expansion. *J. Geophys. Res.* 117, D17112, DOI:10.1029/2011JD017033.
34. McLandress, C., Shepherd, T.G., Scinocca, J.F., Plummer, D.A., Sigmond, M., Jonsson, A.I., and Reader, M.C. 2011. Separating the dynamical effects of climate change and ozone depletion. Part II: Southern Hemisphere troposphere. *J. Climate*, 24: 1850–1868, DOI:10.1175/2010JCLI3958.1.
35. Min, S.-K., and Son, S.-W. 2013: Multimodel attribution of the Southern Hemisphere Hadley cell widening: Major role of ozone depletion. *J. Geophys. Res. Atmos.* 118: 3007–3015, DOI:10.1002/jgrd.50232.
36. Mitas, C.M., and Clement, A. 2005. Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? *Geophys. Res. Lett.* 32(3): L03809. DOI:10.1029/2004GL021765.
37. Morales, M.S., Christie, D.A., and Villalba, R. 2012. Precipitation changes in the South American Altiplano since 1300AD reconstructed by tree-rings. *Clim. Past*, 8: 653–666. DOI:10.5194/cp-8-653-2012.
38. New, M., Todd, M., Hulme, M., and Jones, P. 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *Int. J. Climatol.* 21: 1899–1922, DOI:10.1002/joc.680.
39. Nguyen, H., Lucas, C., Evans, A., Timbal, B., and Hanson, L. 2015. Expansion of the Southern Hemisphere Hadley Cell in REsponse to Greenhouse Gas Forcing. *J. Climate*, 28: 8067–8077, DOI:10.1175/JCLI-D-15-0139.1.
40. Ort, A.H., and Yienger, J.J. 1996. Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *J. Climate*, 9: 2751–2767.
41. Parker, D.E. 2000. Temperatures High and Low, *Science*, 287: 1216.
42. Perlwitz, J., Pawson, S., Fogt, R.L., Nielsen, J.E., and Neff, W.D. 2008: Impact of stratospheric ozone hole recovery on Antarctic climate. *Geophys. Res. Lett.*, 35: L08714, DOI:10.1029/2008GL033317.
43. Polvani, L.M., Waugh, D.W., and Correa, G.J.P. 2011. Stratospheric ozone depletion: The main driver of twentieth-century atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *J. Clim.* 24: 795–812.
44. Polvani, L.M., Waugh, D.W., Correa, G.J.P., and Son, S.-W. 2011. Stratospheric ozone depletion: The main driver of twentieth century atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *J. Climate*, 24: 795–812, DOI:10.1175/2010JCLI3772.1.
45. Post, D.A., Timbal, B., Chiew, F.H.S., Hendon, H.H., Nguyen, H., and Moran, R. 2014. Decrease in southeastern Australian water availability linked to ongoing

- Hadley cell expansion, *Earth's Future*, 2: 231-238, DOI:10.1002/2013EF000194.
46. Scheff, J., and Frierson, D.M.W. 2012. Robust future precipitation declines in CMIP5 largely reflect the poleward expansion of model subtropical dry zones. *Geophys. Res. Lett.*, 39: L18704, DOI:10.1029/2012GL052910.
47. Scheff, J., and Frierson, D.M.W. 2012. Robust future precipitation declines in CMIP5 largely reflect the poleward expansion of model subtropical dry zones. *Geophys. Res. Lett.*, 39: L18704, DOI:10.1029/2012GL052910.
48. Seidel, D.J., Fu, Q., Randel, W.J., and Reichler, T.J. 2008. Widening of the tropical belt in a changing climate. *Nat. Geoscience*, 1: 21-24, DOI:10.1038/ngeo.2007.38.
49. Solomon, A., Polvani, Waugh, L.M., D.W., and Davis, S.M. 2016. Contrasting upper and lower atmospheric metrics of tropical expansion in the Southern Hemisphere, *Geophys. Res. Lett.*, 43: 10496-10503.
50. Stachnik, J.P., and Schumacher, C. 2011. A comparison of the Hadley circulation in modern reanalyses. *J. Geophys Res.* 116: D22. DOI:10.1029/2011jd016677.
51. Staten, P.W., Rutz, J.J., Reichler, T., and Lu, J. 2012. Breaking down the tropospheric circulation response by forcing. *Climate Dyn.*, 39: 2361-2375, DOI:10.1007/s00382-011-1267-y.
52. Waliser, D.E., Shi, Z., Lanzante, J.R., and Oort, A.H. 1999. The Hadley circulation: assessing NCEP/NCAR reanalysis and sparse in-situ estimates, *Clim. Dyn.*, 15:719-735.
53. Waugh, D.W., Coauthors, 2018. Revisiting the relationship among metrics of tropical expansion. *J. Climate*, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0108>, in press.
54. Wielicki, B.A., Wong, T., Allan, R.P., Slingo, A., Kiehl, J.T., Soden, B.J., Gordon, C.T., Miller, A.J., Yang, S.K., Randall, D.A., Robertson, F., Susskind, J., and Jacobowitz, H. 2002. Evidence for large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget. *Science* 295:841-843. DOI: 10.1126/science.1065837.
55. William, K.M., Laua, and Kyu-Myong Kim 2015. Robust Hadley Circulation changes and increasing global dryness due to CO2 warming from CMIP5 model projection. *Earth, atmospheric, and Planetary Sciences*. 112 (12): 3630-3635.
56. WMO, (World Meteorological Organization) 1957. *Meteorology-a three-dimensional science*. Second session of the Commission for Aerology. WMO Bulletin IV, 4. WMO, Geneva, pp: 134-138.
57. Zhang, X., Zwiers, F.W., Hegerl, G.C., Lambert, F.H., Gillett, N.P., Solomon, S., Stott, P.A., and Nozawa, T. 2007. Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, 448: 461-465, DOI:10.1038/nature06025.