



Investigating the Variability of the Atmospheric Circulation in the Northern Hemisphere

Chehreh-Ara Ziyabari, T.¹  | Haji Mohammadi, H.²  | HajiVand Paydari, S.³  

1. Assistant Professor, Department of Geography, Payame Noor University, Iran.
2. PhD student of Department of Natural Geography, University of Tehran, Iran.
3. PhD Student, Department of Geography, Kharazmi University, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: Sayeh9294@gmail.com

(Received: 22 Aug 2024, Revised: 12 Feb 2025, Accepted: 15 Feb 2025, Published online: 15 Apr 2025)

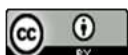
Abstract

To investigate the changes in atmospheric circulation in the Northern Hemisphere, geopotential height data from the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) was analyzed from 1948 to 2020. A trend test was conducted on the geopotential height data to examine these changes. The results indicated significant alterations over the 70-year period in the polar regions, mid-latitudes, and other latitudes. In winter, particularly in December, a negative core of decreased geopotential height at the 10-hectopascal level was observed over the polar cap, reaching a minimum of -8 geopotential meters. Conversely, the North Pacific Ocean exhibited a maximum core of the geopotential height trend, exceeding 4.5 geopotential meters. This pattern was also evident in January and February, with a decreasing trend noted in northern Europe and the Eurasian region. In spring, a downward trend in geopotential height was observed in the area affected by the polar vortex, extending towards northeastern Russia. The analysis revealed that the most significant changes in the polar hemisphere during the first 37 years occurred in November and December. In contrast, the most substantial decreases in the polar sphere during the subsequent 37 years were noted in November, December, and March. Changes in November and March were nearly identical across both periods, with the first 37 years showing an increase in the polar hemisphere and a peak geopotential height of 140 geopotential meters in November. In the latter 37 years, a decline in the polar sphere was evident.

Keywords: Atmospheric circulation, polar region, geopotential height, Pacific Ocean

Cite this article: Chehrehara Ziabari, T. , Haji mohammadi, H. and HajiVand Paydari, S. (2025). Investigating the Variability of the Atmospheric Circulation in the Northern Hemisphere. Journal of the Nivar, 49(128-129), 99-112. DOI: <https://doi.org/10.30467/nivar.2025.474806.1306>

E-mail: (1) T.chehrehara@pnu.ac.ir (2) hassan_eghlim@yahoo.com



بررسی تغییر پذیری گردش پوشش سپهری در نیمکره شمالی

تهمینه چهره آرا ضیابری^۱ | حسن حاجی محمدی^۲ | سمیه حاجی وندپایداری^۳ ✉

۱. استادیار گروه جغرافیا دانشگاه پیام نور، ایران.
۲. دانشجوی دکتری گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران، ایران.
۳. دانشجوی دکتری گروه علوم جغرافیای دانشگاه خوارزمی تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: Sayeh9294@gmail.com

(دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۰۱، بازنگری: ۱۴۰۳/۱۱/۲۴، پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۲۷، انتشار آنلاین: ۱۴۰۴/۰۱/۲۶)

چکیده

به منظور بررسی روند تغییرات گردش پوشش سپهری در نیمکره شمالی از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال مرکز پیش‌بینی محیطی/علوم جو (NCEP/NCAR)، بین بازه زمانی ۱۹۴۸ تا ۲۰۲۰ استفاده شد. برای بررسی تغییرات به وجود آمده در این تراز، آزمون روند بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل اجرا شد. نتایج نشان داد که در طی ۷۳ سال تغییرات بزرگی در مناطق قطبی، عرض‌های میانی و جنب‌حاره به وقوع پیوسته است. در ماه دسامبر، کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۱۰ هکتوپاسکال بر روی کلاهک قطبی مشاهده می‌شود که کمینه مقدار آن به ۸- ژئوپتانسیل متر رسیده است. روند بیشینه هسته ارتفاع ژئوپتانسیل در شمال اقیانوس آرام از بیش از ۴/۵ ژئوپتانسیل متر کل گرفته است. این وضعیت در دو دماه ژانویه و فوریه نیز مشهود بوده و روند کاهشی در پوشش سپهر در قسمت‌های شمالی اروپا و منطقه اورآسیا بیشتر مشاهده می‌شود. در فصل بهار نیز روند کاهشی ارتفاع ژئوپتانسیل در محدوده فعالیت تاوه قطبی و با تمایل به مناطق شمال‌شرقی روسیه مشاهده می‌شود که در اواخر بهار این روند کاهشی از بین رفته است. نتایج حاصل از تغییرات دوره‌های مطالعاتی نشان داد بیشترین ارتفاع پوشش سپهر قطبی در ۳۷ سال نخست در ماه‌های نوامبر و دسامبر تشکیل شده است. بیشترین تغییرات کاهشی نیز در ارتفاع پوشش سپهر قطبی در ۳۷ سال دوم در ماه‌های نوامبر، دسامبر و مارس تشکیل شده است. ماه‌های نوامبر و مارس تقریباً تغییراتشان در هر دو سال برابر هستند که در ۳۷ سال نخست تغییرات افزایشی در پوشش سپهر قطبی تشکیل شده است که بیشترین ارتفاع ژئوپتانسیل در ماه نوامبر با ۱۴۰ ژئوپتانسیل متر دیده شده است. در ۳۷ سال دوم نیز تغییرات کاهشی در پوشش سپهر قطبی دیده می‌شود.

کلیدواژه‌ها: پوشش سپهر، تاوه قطبی، ارتفاع ژئوپتانسیل، اقیانوس آرام، نیمکره شمالی

۱. مقدمه

پایین‌ترین مرز پوشش سپهر در نواحی استوایی می‌تواند تا ۲۰ کیلومتر ارتفاع داشته باشد. درحالی‌که در زمستان‌های مناطق قطبی، پایین‌ترین قسمت این لایه، حدوداً از ۷ کیلومتری سطح زمین شروع می‌شود. مرز پایینی پوشش سپهر، وردایست^۲ و مرز

لایه پوشش سپهر^۱، بر فراز وردسپهر قرار گرفته است و دومین لایه پایینی جو زمین محسوب می‌شود. پوشش سپهر در عرض‌های جغرافیایی متوسط، تقریباً ارتفاعی معادل ۱۰ تا ۵۰ کیلومتری سطح زمین را به خود اختصاص داده است.

² tropopause

¹ Stratosphere

استناد: چهره آرا ضیابری، تهمینه؛ حاجی محمدی، حسن؛ و حاجیوند پایداری، سمیه. (۱۴۰۴). بررسی تغییرپذیری گردش پوشش سپهری در نیمکره شمالی. مجله نیوار، ۴۹(۱۲۹-۱۲۸).

DOI: <https://doi.org/10.30467/nivar.2025.474806.1306>

رایانامه: (۱) T.chehrehara@pnu.ac.ir (۲) hassan_eghlim@yahoo.com



کلون گرمسیری و راسبی هدایت می‌شوند مشخص می‌شود. (ج) تاوه قطبی پوشش سپهری^۶ (یا تاوه قطبی)، که مانند یک جت غربی مجاور قطبی در پاییز تشکیل می‌شود، در زمستان به اوج قدرت خود می‌رسد و در نهایت در بهار تحلیل می‌رود (دومایزن و باتلر، 2020).

شواهد بسیار زیادی وجود دارد که فرآیندهای دینامیکی پوشش سپهر نقش مهمی در تنوع آب‌وهوای تروپوسفر در طیف وسیعی از مقیاس‌های زمانی ایفا می‌کنند. با این حال، سیستم‌های دینامیکی مربوط به پوشش سپهر که می‌تواند بر گردش تروپوسفر تأثیر بگذارد، هنوز به خوبی شناخته نشده است (پرلویتس و هارنیک، ۲۰۰۴). از آنجایی که انتشار امواج گرمایی به طور کلی از منبع تروپوسفر به سمت مناطق انحاء یافته پوشش سپهر به سمت بالا در جریان است، بررسی تأثیرات پوشش سپهر بر تروپوسفر، چندان ساده نیست. با این حال، حالت پایه پوشش سپهر تأثیر مستقیمی بر ویژگی‌های انتشار امواج دارد. در نتیجه، ناهنجاری‌های جریان متوسط منطقه‌ای در پوشش سپهر، امواج و متعاقباً برهمکنش آن‌ها را با جریان متوسط، دستخوش تغییراتی خواهند نمود پرلویتس و هارنیک، ۲۰۰۴).

فرآیندهای دینامیکی در تروپوسفر منبع اصلی اختلالات موجی در این لایه جوی است. همچنین، نفوذ دینامیکی و بالاسوی تروپوسفر به پوشش سپهر به شدت غالب است. از اینرو، از میان نقش اجزای مختلف سیستم اقلیمی مؤثر در تغییر اقلیم، فرآیندهای مرتبط با پوشش سپهر، همواره به عنوان یکی از مهم‌ترین موضوعات در طی سه دهه گذشته، مورد توجه پژوهشگران بوده است. در سال ۱۹۹۲، مطالعه‌ای تحت عنوان فرآیندهای پوشش سپهر-تروپوسفر و نقش آنها در آب‌وهوا (SPARC)^۷ به عنوان یک برنامه تحقیقاتی جهانی در عرصه آب‌وهوا ایجاد شد. هدف این برنامه، درک چگونگی تعامل فرآیندهای شیمیایی و فیزیکی جو در پوشش سپهر با سیستم اقلیمی زمین بوده است. پس از گذشت ۳۰ سال از اجرای این

بالایی آن، پوشش‌ایست نامیده می‌شود (ناسا، ۲۰۱۸) در طی چند دهه گذشته با بهره‌مندی از مقادیر روزافزون داده‌ها و مدل‌های پیچیده آب‌وهوا، پیشرفت‌های قابل توجهی در درک آب‌وهوای گذشته و آینده زمین، حاصل شده است. مجموعه‌ای از گزارش‌های ارزیابی تغییرات اقلیمی که توسط هیئت بین‌دولتی تغییرات آب‌وهوایی (IPCC)^۲ تهیه شده است، تأیید می‌کند که افزایش گازهای گلخانه‌ای (GHGs)^۳ و هواویزها از عوامل خارجی غالب تغییرات آب‌وهوایی در طول دو قرن گذشته بوده‌اند. با این حال، میزان و اهمیت این تغییرات مشاهده شده هنوز مورد بحث است و درک ما از بسیاری از اجزای این سیستم و نقش آنها در تغییرات اقلیمی ناقص مانده است (IPCC, 2001, 2014, 2021).

اگرچه طیف وسیعی از اجزای سیستم‌های جفت‌شده اقیانوس-جو، به عنوان منابع قابل پیش‌بینی در مقیاس‌های زمانی فصلی تا دهه‌های شناسایی شده‌اند، اما هنوز هم ابهامات زیادی در زمینه تغییرات پوشش سپهر در ارتفاع ۱۰ تا ۵۰ کیلومتری جو زمین باقی مانده است. تحقیق نشان داده گردش جو پوشش سپهری در مقایسه با وردسپهر روند تغییرپذیری آهسته‌تری داشته است و قابلیت پیش‌بینی طولانی‌تری نیز دارد. بنابراین تأثیرات گسترش و انتقال پایین‌سوی این لایه جوی می‌تواند به تغییرات مداوم و قابل توجهی در مقیاس‌های زمانی (هفته‌ها تا سال‌ها) منجر شود (دومایزن و باتلر، 2020).

گردش پوشش سپهر دارای سه ویژگی مهم در مقیاس بزرگ است که عبارتند از: (الف) گردش واژگون مداری پوشش سپهر (به عنوان مثال، گردش برویر-دابسون)^۴، که جرم جو را از مناطق گرمسیری به پوشش سپهر خارج از مناطق حاره در بازه‌های زمانی ماه تا سال منتقل می‌کند. (ب) نوسان شبه دوسالانه (QBO)^۵، که با نزول دوره‌ای (تقریباً ۲۸ ماهه) جت‌های استوایی شرقی و غربی که توسط امواج گرانشی

⁵ Quasi-Biennial Oscillation

⁶ The stratospheric polar vortex

⁷ Stratosphere-Troposphere Processes and their Role in Climate

¹ <https://scied.ucar.edu/learningzone/atmosphere/stratosphere>

² Intergovernmental Panel on Climate Change

³ Greenhouse gases

⁴ Brewer-Dobson circulation

برنامه و با وجود چالش‌های بزرگ، پیشرفت‌های قابل توجهی در این زمینه حاصل شده است (SPARC، ۲۰۲۲). بطور کلی امروزه، پیشرفت‌های مهمی در درک فرآیندهای دینامیکی و شیمیایی در پوشش سپهر انجام گرفته است. علاوه بر این، اکنون یک اتفاق نظر علمی در زمینه پذیرش تأثیرات گسترده فرآیندهای پوشش سپهری بر اقلیم تروپوسفری در مقیاس‌های زمانی مختلف نیز صورت گرفته است و مدل‌های اقلیمی با پوشش سپهر به خوبی توانسته‌اند پیش‌بینی‌های آب‌وهوایی دقیق‌تری ارائه دهند (تیان و همکاران، ۲۰۲۳). بنابراین می‌توان گفت که بررسی روند تغییرات گردش پوشش سپهری در نیمکره شمالی، نقش مؤثری در ارائه پیش‌بینی‌های دقیق اقلیمی خواهد داشت. از این رو هدف پژوهش حاضر، بررسی روند این تغییرات در طی ۷۳ سال اخیر است.

مطالعات بین‌المللی متعددی تغییرات پوشش سپهر و ارتباط آن با تروپوسفر را بررسی کرده‌اند. محققان به جفت‌شدگی دینامیکی و انتقال رو به پایین بین این دو لایه و تأثیر آن بر فرایندهای دینامیکی و حالت‌های حلقوی پرداخته‌اند. نتایج نشان می‌دهد که ناهنجاری‌های بزرگ در ورتکس قطبی پوشش سپهری تا پایین‌ترین قسمت پوشش سپهر گسترش می‌یابد؛ بالدوین و دانکرتون (۱۹۹۹)، کورودا و کودرا (۱۹۹۹). پوشش سپهر پوشش سپهر پوشش سپهر بطور کلی تغییرات پوشش سپهری که به طور منسجمی با فشار غیرعادی گردش باقیمانده در ارتباط هستند، تغییراتی در ساختار موج تروپوسفر نیز به همراه دارند. این تغییرات در ساختار دینامیکی جو، ویژگی‌های مشترکی با نوسان قطب شمال نیز دارد. بطوریکه بر اساس مطالعات هارتمن و همکاران (۲۰۰۰) و رابوک (۲۰۰۰)، تغییرات در حالت میانگین پوشش سپهر ناشی از تغییرپذیری طبیعی و واداشت‌های خارجی ممکن است از طریق پیوند دینامیکی بین دو لایه جوی، تأثیر قابل توجهی بر اقلیم تروپوسفر داشته باشد. آمباوم و هاسکینز (۲۰۰۲) و پلامب (۲۰۰۳). نیز با بررسی تغییرات پوشش سپهری

به این نتیجه رسیده‌اند که ناهنجاری‌های تاوه قطبی پوشش سپهر یا نزول به پایین‌ترین قسمت پوشش سپهر، رژیم‌های آب‌وهوایی ناهنجار تروپوسفر را دنبال می‌کنند. پرلویتس و گراف (۲۰۰۱)، با جدا نمودن عدد موج ناحیه‌ای (ZWN)^۱ از مجموع میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، حداکثر رابطه بین پوشش سپهر و تروپوسفر را در پیشروی پوشش سپهر، نشان دادند. آنها به این نتیجه رسیدند که چنین رابطه‌ای برای فصول زمستانی صدق پیدا می‌کند که تاوه قطبی در پوشش سپهر پایینی به طور غیرعادی قوی است. درحالی‌که برای فصول زمستان با تاوه قطبی ضعیف چنین رابطه‌ای تأیید نشد. بر اساس مطالعه پرلویتز و هارنیک (۲۰۰۴)، مکانیسم اساسی جفت‌شدگی دینامیکی تروپوسفر-پوشش سپهر، انتشار بالاسوی امواج سیاره‌ای است که در تروپوسفر از طریق مطالعات کوه‌نگاری^۲ و بررسی منابع گرما مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در واقع این امواج هنگامی که به اندازه کافی رشد می‌کنند تا شکسته شوند و جذب شوند، موجب تغییرات جریان متوسط پوشش سپهر می‌شوند. بنابراین تغییرات در گردش تروپوسفر می‌تواند تأثیر قابل توجهی بر گردش پوشش سپهر داشته باشد. کارپچکو و همکاران (۲۰۲۲) در پژوهشی با بررسی تغییر گردش پوشش سپهر-تروپوسفر نیمکره شمالی با استفاده از داده‌های ۵۵ مدل CMIP6^۳، به این نتیجه رسیدند که عدم قطعیت در پیش‌بینی‌های تغییر تاوه قطبی در آزمایش‌های CMIP6 کاهش نیافته است و تا پایان قرن بیست‌ویکم، تقریباً نیمی از پیش‌بینی‌ها در زمینه تاوه قطبی همراه با عدم قطعیت مدل‌ها خواهد بود.

تیان و همکاران (۲۰۲۳)، در مطالعه‌ای با عنوان نقش فرآیندهای پوشش سپهر در تغییر اقلیم با تأکید بر پیشرفت‌ها و چالش‌ها، به این نتیجه رسیدند که حالت پوشش سپهر منبع مهمی برای بهبود قابلیت پیش‌بینی تروپوسفر در مقیاس‌های زمانی زیرفصلی تا فصلی و فراتر از آن است. با این حال، استفاده از سیگنال‌های پوشش سپهر در مدل‌های پیش‌بینی عملیاتی به دلیل کمبودهای مدل و پیچیدگی‌های سیستم‌های

³ Coupled Model Intercomparison Project Phase 6

¹ zonal wavenumber

² Orography

کاهش و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل به ترتیب در تاوه قطبی پوشش سپهری و پوشش سپهر استوایی قرار داشته است. با توجه به اینکه تاکنون در ایران تحقیق جامعی محدودی در زمینه تغییرات لایه پوشش سپهری صورت است، در این پژوهش ابتدا مطالعاتی که در جهان و ایران در این حیطه انجام شده بررسی شود. سپس در روش کار درباره اینکه از چه نوع داده‌ای برای این منظور استفاده شده است و از روش من-کندال برای بررسی روند تغییرات بحث شد و در انتها روند تغییرات گردش این لایه در نیمکره شمالی با استفاده از خروجی‌ها و نقشه‌ها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۲. مواد و روش‌ها

در این پژوهش به منظور بررسی روند تغییرات گردش پوشش سپهری در نیمکره شمالی از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال مرکز پیش‌بینی محیطی/علوم جو (NCEP/NCAR)، بین بازه زمانی ۱۹۴۸ تا ۲۰۲۰ استفاده شده است. به منظور بررسی تغییرات به وجود آمده در این تراز، بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل آزمون روند انجام گرفته است. سپس با استفاده از روش‌های آماری من-کندال^۱، خروجی‌ها و نقشه‌های روند تهیه شده است. از آنجایی که بیشترین تاثیر گردش جو وردسپهری از واداشت‌های گردش پوشش سپهری است آماوم و هاسکینز (۲۰۰۲) و پلامب و پلمب (۲۰۰۳)، سعی شد تا برای بررسی وضعیت نیمکره شمالی مقادیر بلندمدت ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال در نظر گرفته شود... بدین صورت که برای ۱۲ ماه سال یک فایل بلندمدت ایجاد شد. در ادامه بازه زمانی مدنظر به ۲ دوره ۳۷ ساله تقسیم بندی گردید و مقادیر این دو ۳۷ سال را از مقادیر بلندمدت تکسر شد. هدف از این کار نشان دادن تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال در بازه زمانی یاد شده بود. از آنجایی که بیشترین تغییرات در مناطق قطبی و جنب قطبی و به خصوص در فصول سرد سال مشاهده شد، ماه‌های اکتبر تا مارس جهت بررسی انتخاب شدند.

زیربنایی جفت‌شدگی پوشش سپهر-تروپوسفر همچنان به عنوان یک چالش باقی مانده است. بالدوین و همکاران (۲۰۱۹)، با در نظر گرفتن جنبه‌های مختلف پیشرفت‌های حاصل از درک پوشش سپهر و مزوسفر در ۱۰۰ سال گذشته، نتایج قابل قبولی در زمینه تغییرات پوشش سپهر ارائه نموده‌اند. در همین حال، برخی دیگر از مقالات که اخیر توسط کیدستون و همکاران (۲۰۱۵)، باتلر و همکاران (۲۰۱۹)، بالدوین و همکاران (۲۰۲۱) ارائه شده‌اند، توضیحات مفصل‌تری از پیشرفت‌های انجام گرفته در برخی موضوعات یا موضوعات خاص مرتبط با پوشش سپهر را ارائه نموده‌اند.

در ایران نیز مرادی (۱۳۹۹)، در مطالعه‌ای با عنوان بررسی دوره زندگی گرمایش ناگهانی پوشش سپهر نوع اصلی در نیمکره شمالی با استفاده از داده‌های باز تحلیل MERR2، دوره زندگی گرمایش ناگهانی را در این لایه جوی در طی فصل زمستان در نیمکره شمالی (ماه‌های نوامبر تا مارس) را در دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۲۰ مورد بررسی قرار داده است. بر اساس نتایج این مطالعه، کوتاه‌ترین و بلندترین دوره رشد به ترتیب با ۶ و ۳۷ روز، برای ۶ ژانویه ۲۰۱۳ و ۲۳ ژانویه ۱۹۸۷ ثبت شده است. حاجی محمدی (۱۴۰۰) نیز در پژوهشی به بررسی نقش نوسان شبه دوساله در تغییرپذیری گردش پوشش سپهر-وردسپهر تاوه قطبی و ارتباط آن با تغییرات گردش جو بر روی جنوب غرب آسیا و ایران پرداخته است. این پژوهش با استفاده از داده‌های مرکز پیش‌بینی محیطی/علوم جو (NCEP/NCAR)، و مرکز سنگاپور طی دوره آماری ۱۹۴۸-۲۰۲۰ انجام گرفته است. نتایج این مطالعه داد که پس از شناسایی شدیدترین دوره فعالیت QBO، در فاز شرقی و در پوش سپهر، بر روی ایران کاهش معناداری در ارتفاع ژئوپتانسیل رخ داده است. درحالی‌که وضعیت در وردسپهر، معکوس این حالت بوده است. در فاز غربی نیز عمده کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی دریای مدیترانه در وردسپهر میانی و پوشش سپهر زیرین به وقوع پیوسته است. در فاز شرقی، منشأ امواج بر روی ایران پوشش سپهر عرض‌های میانه بوده است؛ اما در فاز غربی منشأ

¹ Mann-Kendall

(۲)

$$s = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=1+1}^N \operatorname{sgn}(x_j - x_i), \text{ where } \operatorname{sgn}(x) = \begin{cases} +1, x > 0 \\ 0, x = 0 \\ -1, x < 0 \end{cases}$$

واریانس این فرآیند با استفاده از معادله ۲ تعیین می‌شود:

(۳)

$$\sigma_s^2 = \frac{1}{18} [N(N-1)(2N+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)]$$

در این رابطه، m تعداد دسته‌ها با داده‌های گره دار و t_i تعداد داده‌های گره‌دار در هر دسته می‌باشد.

$$z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sigma_s}, & \text{ifs} > 0 \\ 0, & \text{ifs} = 0 \\ \frac{s+1}{\sigma_s}, & \text{ifs} < 0 \end{cases} \quad (۴)$$

در نهایت، مقدار Z حاصل از رابطه‌های فوق با مقادیر Z حاصل از جدول توزیع نرمال استاندارد با سطح اطمینان مورد نظر مقایسه خواهد شد. چنانچه Z محاسباتی بزرگتر از Z جدول باشد، فرض صفر مبنی بر عدم وجود روند با سطح اطمینان مورد نظر رد می‌شود. اما در صورت وجود روند، مقادیر Z مثبت نشان دهنده روند مثبت و مقادیر منفی نشان دهنده روند منفی خواهد بود (باقرپور و همکاران، ۱۳۹۶).

بر اساس تحقیقات صورت گرفته توسط لی و همکاران (۲۰۲۴) مشاهده شد که در بازه زمانی منتخب در پژوهش حاضر در ۳۷ سال اول فراوانی گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نسبت به ۳۷ سال دوم کمتر بوده و همین نظریه باعث شد تا در این پژوهش مبنای تقسیم بندی بازه زمانی به دو دوره ۳۷ ساله انتخاب گردد. چرا که گرمایش ناگهانی پوشن سپهر

با محاسبه مقدار مساحت در هر مدار با فاصله یکسان و سپس جمع این مساحت‌ها می‌توان جمع کل سطح تاوه را محاسبه کرد (سازمان هواشناسی جهانی، ۱۹۹۰). گسترش سطح تاوه در زمستان بسیار زیاد است و برعکس در تابستان از مساحت آن کاسته می‌شود. طبق مطالعات انجام شده، حداکثر آن در فوریه و حداقل آن در آگوست می‌باشد. تاوه قطبی دارای نوسان است و این نوسان حدوداً شش ماه از سال میان نیم کره شرقی و غربی می‌باشد (سازمان هواشناسی جهانی، ۱۹۹۰).

$$S = \frac{R^2 \mu}{18} \sum_{i=1}^{36} (1 - \sin \phi_i) \quad (۱)$$

در رابطه ۱، μ عرض جغرافیایی پربند مرزی تاوه با λ ام است که یکدیگر را قطع می‌کنند. R نشان دهنده شعاع کره زمین می‌باشد که تقریباً برابر ۶۳۷۰ کیلومتر است. در رابطه فوق، مساحت تاوه در هر ۱۰ درجه طول جغرافیایی (۳۶ قسمت مساوی) محاسبه می‌شود.

متغیرهای اقلیمی در مقیاس‌های زمانی و مکانی دستخوش تغییرات زیادی می‌شوند که این تغییرات با استفاده از مشاهدات و همچنین روش‌های آماری مورد شناسایی و بررسی قرار می‌گیرند. آزمون من-کندال متداول‌ترین و پرکاربردترین روش ناپارامتریک به منظور بررسی و تحلیل روند سری‌های زمانی است. در واقع هدف این آزمون، ارزیابی آماری روند صعودی یا نزولی یک متغیر در طول زمان است^۱. از این‌رو در پژوهش حاضر نیز این آزمون به منظور بررسی و شناسایی تغییرات گردش پوشن سپهر در تراز ۱۰ هکتوپاسکال در ۷۰ سال اخیر مورد استفاده قرار گرفته است.

آزمون من کندال، آزمونی ناپارامتریک و رتبه مینا است که به منظور بررسی روند توسط من^۲ و کندال^۳ ارائه شده است. در این تست فرض H_0 داده‌ها از یک سری مستقل و دارای توزیع یکسان از داده‌ها گرفته شده است. معادلات این آزمون به شرح زیر است:

² Mann

³ Kendall

¹ https://vsp.pnnl.gov/help/vsample/design_trend_mann_kendall.htm

الف). در ژانویه، هسته کاهشی ۶- ژئوپتانسیل متر در شمال غرب روسیه و در مجاورت حاشیه کلاهدک قطب شمال دیده می‌شود. همچنین هسته بیشینه روند ارتفاع ژئوپتانسیل نیز به بیش از ۴.۵ ۴/۵ ژئوپتانسیل متر در شمال اقیانوس آرام رسیده است (شکل ۲، ب).

در فوریه، ضمن انتقال هسته کم ارتفاع به حوالی ایسلند و گروئنلند، هسته بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل نیز به بیش از ۴.۵ ۴/۵ ژئوپتانسیل متر در شمال اقیانوس آرام رسیده است (شکل ۳، الف).

بطور کلی در این فصل، روند کاهشی در پوشن سپهر در قسمت‌های شمالی اروپا و منطقه اورآسیا بیشتر قابل رویت است.

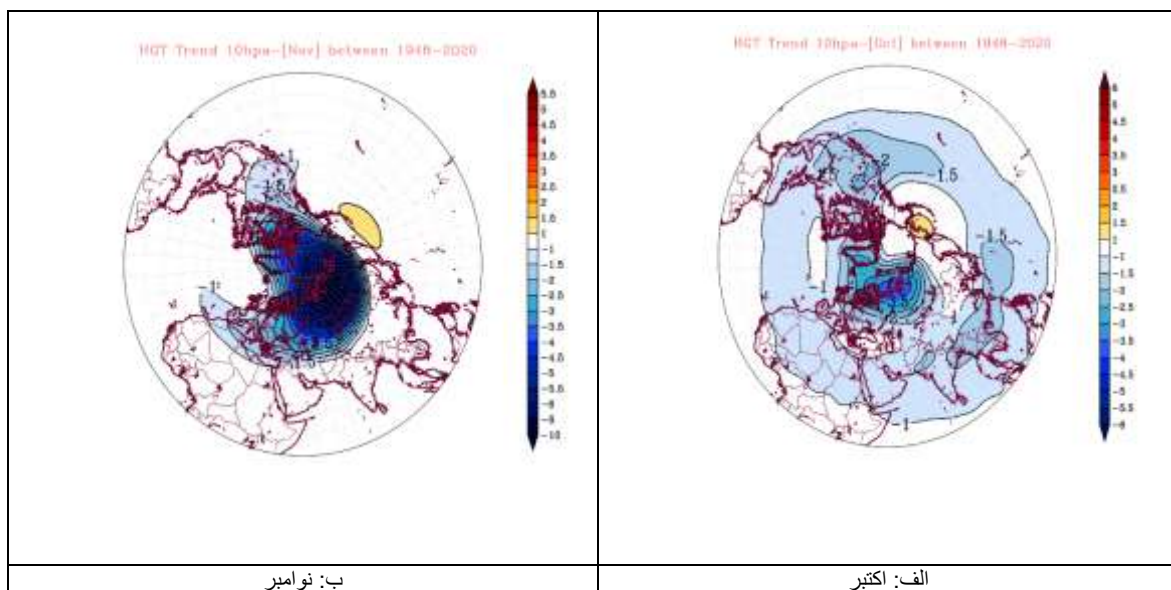
همزمان با آغاز فصل بهار و در ماه مارس، الگوی قابل توجهی در ارتفاع تراز ۱۰ هکتوپاسکال ایجاد شده است. بدین صورت که هسته کم ارتفاع، گسترش قابل توجهی پیدا کرده است و بر مناطق وسیعی از عرض‌های قطبی و مجاور قطبی و شمال روسیه تسلط یافته است. در این الگو هسته پرا ارتفاع به کلی محو شده است و در این تراز اصلا دیده نمی‌شود (شکل ۳، ب).

نقش مهمی در تغییرات گردش جو تاوه قطبی پوشن سپهری و وردسپهری را دارد.

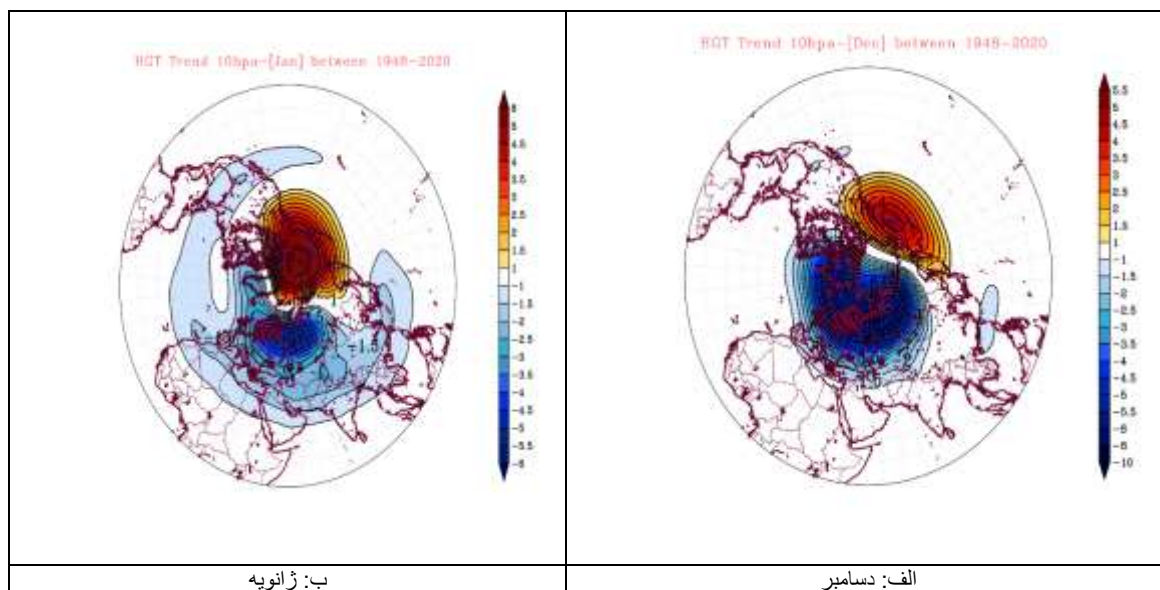
۳. نتایج و بحث

نتایج حاصل از پژوهش نشان داد که در طی ۷۰ سال، تغییرات بزرگی در لایه پوشن سپهری در مناطق قطبی، عرض‌های میانی و جنب‌حاره به وقوع پیوسته است. در اکتبر، هسته متمرکزی از کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در غرب و شمال غرب روسیه (هسته مرکزی ۴- ژئوپتانسیل متر) تشکیل شده است (شکل ۱، الف) و در ماه نوامبر این الگوی کم ارتفاع، علاوه بر تقویت شدید هسته مرکزی (۱۰- ژئوپتانسیل متر)، با الگویی انحنایی و جنوب‌سو، بخش‌های شمالی چین را نیز تحت نفوذ و گسترش خود قرار داده است (شکل ۱، ب). می‌توان گفت که ویژگی مشترک ماه‌های اکتبر و نوامبر، تقویت هسته منفی ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۱۰ هکتوپاسکال نسبت به میانگین بلندمدت خود است.

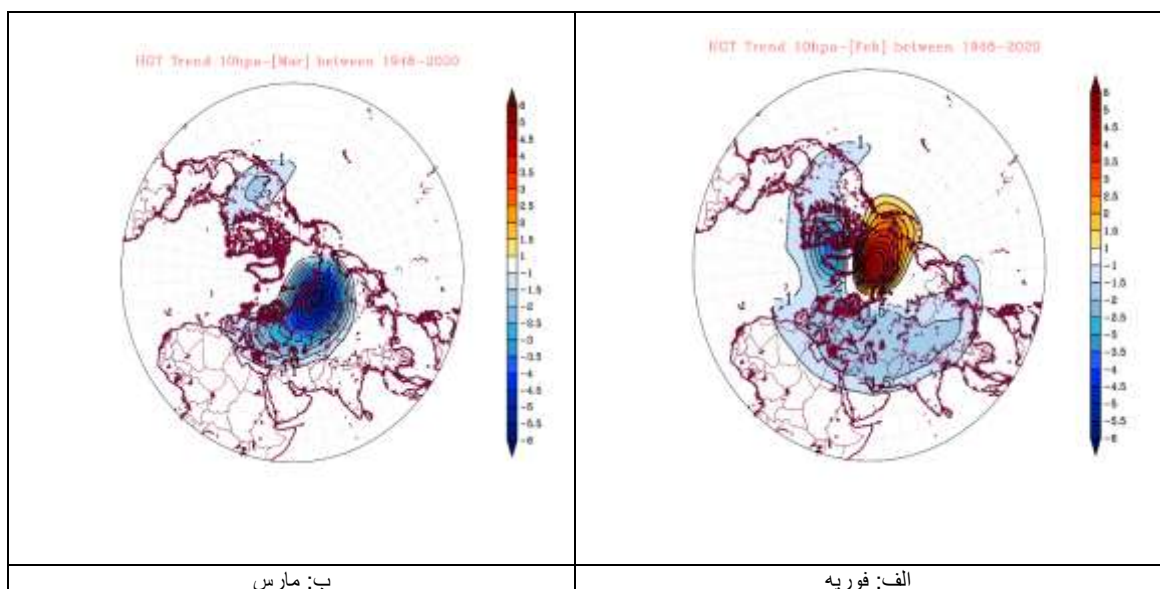
در ماه دسامبر، هسته منفی ارتفاع ژئوپتانسیل، با الگویی متمرکز، بر روی قسمت‌های عمده‌ای از کلاهدک قطبی مستقر شده است و انحنای جنوب سوی این هسته کم ارتفاع، قسمت‌های شمالی ایران را نیز متأثر نموده است (شکل ۲،



شکل ۱. روند تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال



شکل ۲. روند تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال



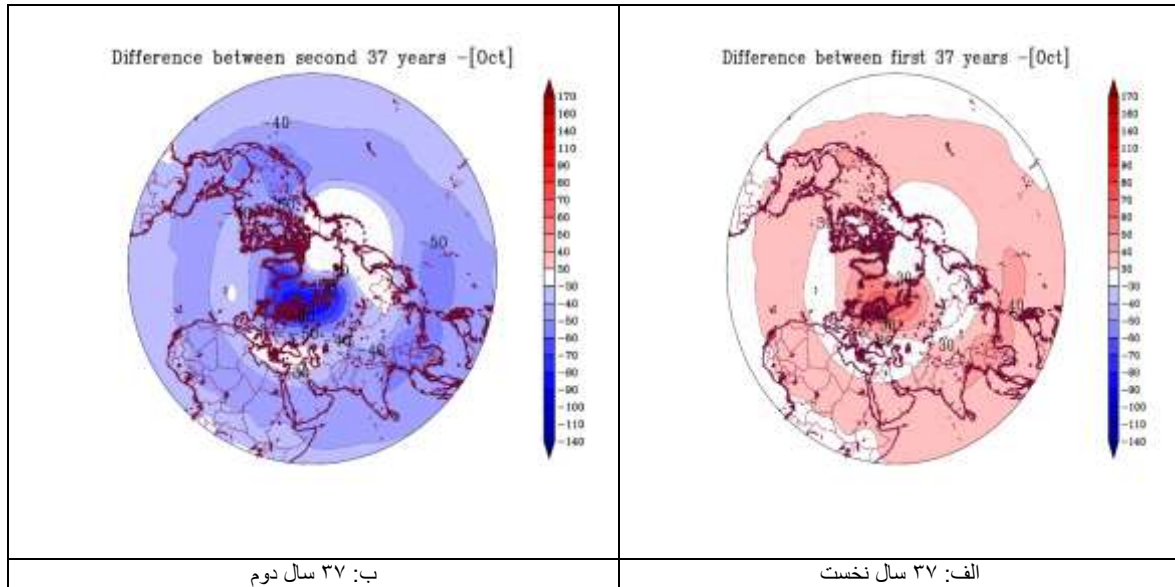
شکل ۳. روند تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال

مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۰ هکتوپاسکال هریک از این دوره ها از مقدار بلندمدت ۷۴ ساله خود کاسته شد تا تغییرات این دو دوره برای ماه‌های مذکور مشخص گردد. نتایج نشان داد که در ماه نوامبر و در ۳۷ سال نخست غالب مناطق در نیمکره شمالی در پوشش سپهر ناهنجاری مثبتی را تجربه نموده‌اند که بیشترین ناهنجاری مثبت در منطقه قطبی و پس از آن در شرق آسیا می‌باشد. این وضعیت در ۳۷ سال دوم به کل تغییر کرده و غالب ناهنجاری‌ها منفی می‌باشند. بیشترین مقدار ناهنجاری منفی در منطقه قطبی با ۹۰-

بررسی تغییرات بلندمدت پوشش سپهری

پس از بررسی روند تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال سعی شد تا به بررسی تغییرات دوره‌ای این کمیت پرداخته شود. برای این منظور سری زمانی به دو دوره ۳۷ ساله تقسیم شد. تقسیم ۷۳ به دو دوره ۳۷ ساله در این مطالعه به دلایل زیر انجام شده است. ۱- شناسایی تغییرات بلندمدت و روندها. ۲- شناسایی الگوهای دوره‌ای یا تغییرات ناگهانی. ۳- مقایسه با مقدار بلندمدت. ۴- کاهش پیچیدگی داده‌ها. ۵- شناسایی عوامل مؤثر بر تغییرات اقلیمی.

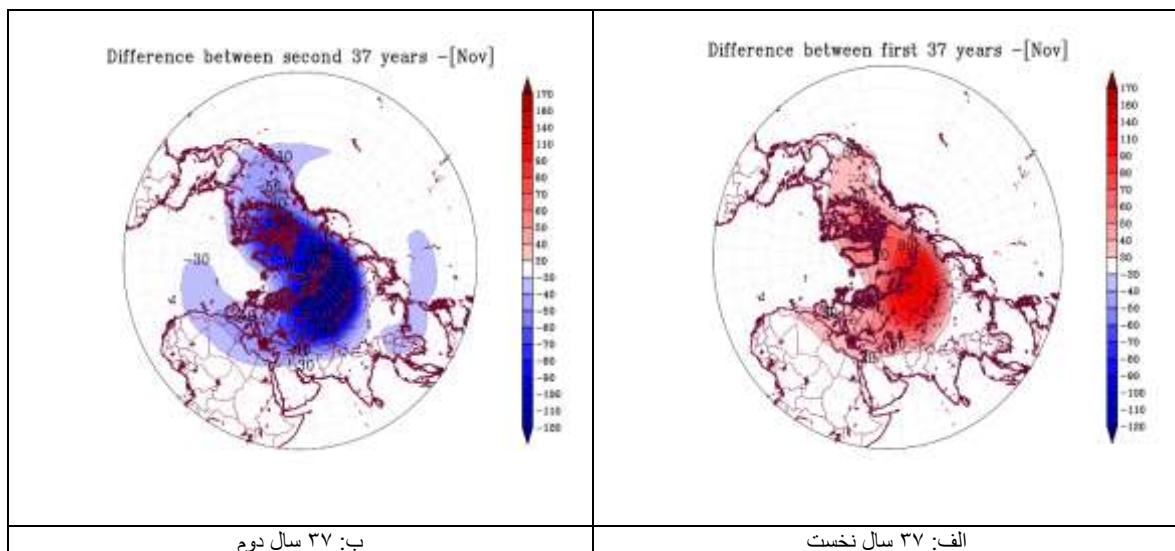
ژئوپتانسیل متر بوده و پس از آن در شرق آسیا غرب آمریکای شمالی هسته‌های منفی مشاهده می‌شوند (شکل ۴ب).



شکل ۴. تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال ماه اکتبر

که پوشش سپهر قطبی با کاهش شدید ارتفاع ژئوپتانسیل همراه شده و این کاهش ارتفاع تا مناطق شمالی آمریکای شمالی و مناطق شمال غرب آفریقا ادامه داشته است.

در ماه نوامبر ۳۷ سال نخست، در پوشش سپهر قطبی مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به میانگین بلندمدت خود بالا بوده، به طوری که تا بیش از ۱۴۰ ژئوپتانسیل متر این مقدار رسیده است. در شکل ۵ ب شرایط عکس رخ داده است. به گونه‌ای



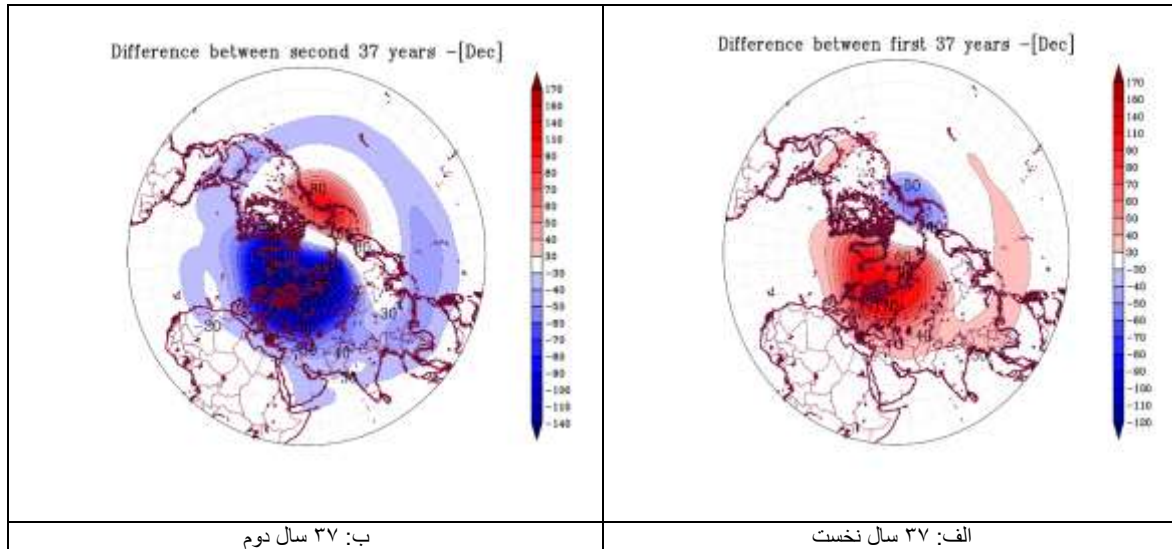
شکل ۵. تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال ماه نوامبر

ژئوپتانسیل متر در شمال اقیانوس آرام رسیده است. هم چنین هسته بیشینه پوشش سپهری قطبی نیز به بیش از ۱۴۰ ژئوپتانسیل

نتایج حاصل شده از شکل ۶ در ماه دسامبر نشان داد که در ۳۷ سال نخست در پوشش سپهر قطبی، مقادیر ارتفاع -۵۰-

افزایش ژئوپتانسیل همراه شده است که در منطقه شمال غرب روسیه نیز با کاهش ژئوپتانسیل همراه شده است.

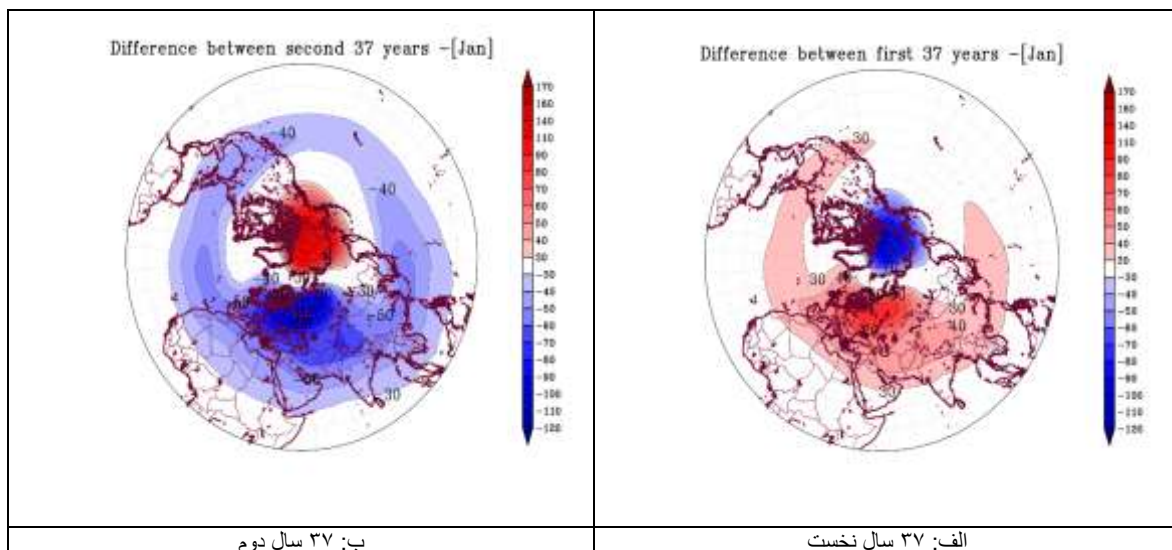
متر در شمال غرب روسیه و در مجاورت حاشیه کلاهک قطب شمال دیده می‌شود. در شکل ۶ ب شرایط عکس رخ داده است. در مناطق شمال اقیانوس آرام، پوشش سپهر قطبی با



شکل ۶. تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال ماه دسامبر

۷ ب در پوشش سپهر قطبی شرایط عکس رخ داده است که در منطقه اقیانوس آرام مقادیر ارتفاع به ۹۰ ژئوپتانسیل متر رسیده است و هم‌چنین روند کاهشی نیز به ۱۰۰- ژئوپتانسیل متر رسیده است. روند کاهشی در پوشش سپهر در قسمت‌های شمالی اروپا و منطقه اوراسیا بیشتر قابل رویت است.

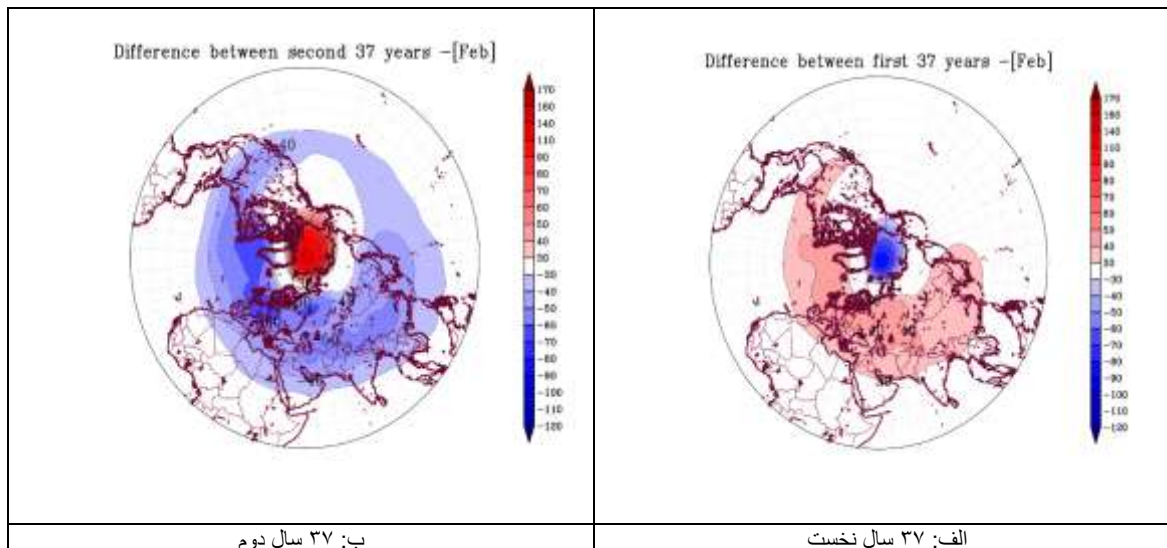
شکل ۷ الف نیز همانند شکل ۶ در ۳۷ سال نخست در ماه ژانویه در پوشش سپهر قطبی هم روند کاهشی و هم روند افزایشی داشته است که مقادیر ارتفاع ۸۰- ژئوپتانسیل متر در اقیانوس آرام ادامه داشته است. هم‌چنین در مناطقی از روسیه مقادیر ارتفاع به ۸۰ ژئوپتانسیل متر مشاهده شده است. شکل



شکل ۷. تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال ماه ژانویه

شکل ۸ نشان داد که ضمن الگوی الاکلنگی در منطقه کلاهک قطبی در مناطق جنب قطبی به ترتیب در ۳۷ سال اول و دوم در محدوده وسیعی مقادیر ناهنجاری مثبت و منفی بوده است.

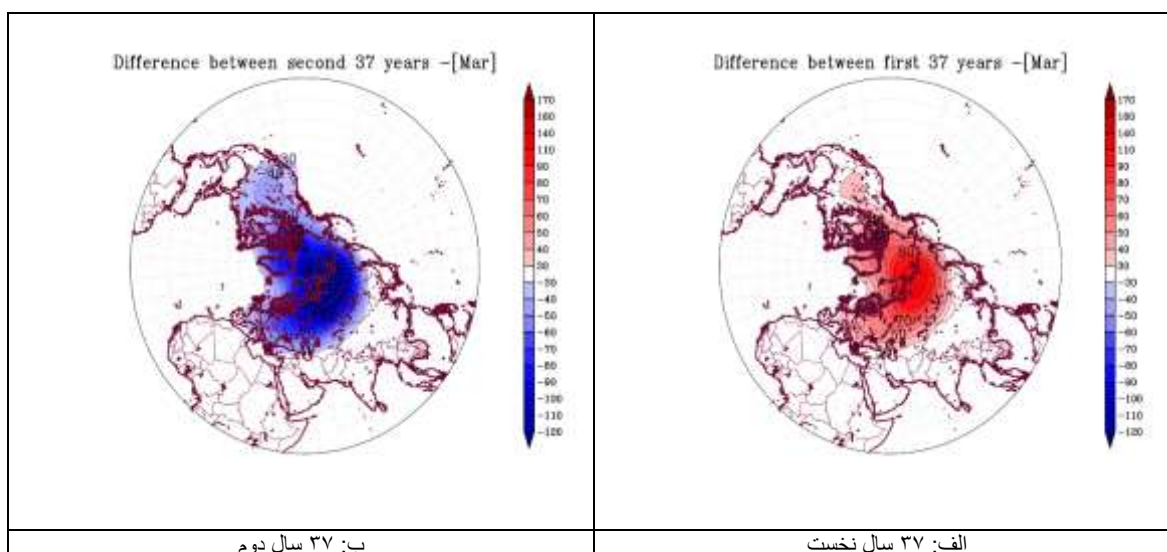
با بررسی شکل ۸ مشاهده شد که در ۳۷ سال نخست در پوشش سپهر قطبی مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به میانگین خود کمتر بوده، به طوری که تا ۹۰- ژئوپتانسیل متر این مقدار رسیده است. در شکل ۸ ب نیز روند افزایشی ارتفاع ۱۱۰ ژئوپتانسیل متر ادامه پیدا کرده است. نتایج حاصل از بررسی



شکل ۸. تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال ماه فوریه

متری سبب تقویت تاوه قطبی شده اما در دوره دوم با کاهش شدید ارتفاع ژئوپتانسیل به کمتر از ۱۲۰- ژئوپتانسیل متر نزول پیدا کرده و سبب تضعیف تاوه قطبی شده است.

تغییرات عمده گردش پوشش سپهر در ماه مارس معطوف به منطقه کلاهک قطبی و محدوده فعالیت هسته تاوه قطبی بوده است. با بررسی شکل ۹ الف مشاهده شد که در دوره نخست مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل با افزایش بیش از ۱۱۰ ژئوپتانسیل



شکل ۹. تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰ هکتوپاسکال ماه مارس

۴. نتیجه گیری

نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که تغییرات قابل توجهی در لایه پوشش سپهری (Stratosphere) طی ۷۳ سال گذشته رخ داده است. این تغییرات شامل الگوهای فضایی و زمانی ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در مناطق قطبی، عرض‌های میانی و جنب‌حاره بوده است. بررسی روند بلندمدت و مقایسه دو دوره ۳۷ ساله (۱۹۴۵-۱۹۸۲ و ۱۹۸۲-۲۰۱۹) نشان داد که تغییرات در پوشش سپهری تحت تأثیر عوامل مختلف اقلیمی و محیطی قرار داشته است. به‌طور خاص، مشاهده شد که ناهنجاری‌های مثبت و منفی ارتفاع ژئوپتانسیل در دو دوره مورد مطالعه به‌صورت معکوس عمل کرده‌اند. این تغییرات نه تنها در مناطق قطبی، بلکه در عرض‌های میانی و حتی مناطق جنب‌حاره نیز مشهود بوده است.

در ماه‌های پاییزی (اکتبر و نوامبر)، هسته‌های کاهشی ارتفاع ژئوپتانسیل در غرب و شمال‌غرب روسیه و مناطق شمالی چین شکل گرفته‌اند. این الگوها با گذر زمان تقویت شده و به‌ویژه در دوره دوم (۱۹۸۲-۲۰۱۹) شدت گرفته‌اند. در ماه دسامبر، هسته‌های کاهشی ارتفاع ژئوپتانسیل به‌صورت متمرکز بر روی کلاهک قطبی مستقر شده‌اند و حتی مناطق شمالی ایران را نیز تحت تأثیر قرار داده‌اند. این نتایج نشان می‌دهد که تغییرات در پوشش سپهری می‌تواند تأثیرات مستقیمی بر الگوهای آب‌وهوایی منطقه‌ای داشته باشد. به‌عنوان مثال، کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در مناطق قطبی می‌تواند باعث تغییر در مسیر سامانه‌های جوی و افزایش فراوانی سرمای شدید در عرض‌های میانی شود.

در فصل زمستان (دسامبر تا فوریه)، تغییرات در الگوهای گردش پوشش سپهری به‌وضوح قابل مشاهده بوده است. در دوره نخست، هسته‌های کاهشی ارتفاع ژئوپتانسیل در مناطق شمال‌غرب روسیه و اقیانوس آرام شمالی شکل گرفته‌اند، در حالی که در دوره دوم، این هسته‌ها به‌صورت متمرکزتر و شدیدتر در مناطق قطبی و جنوب‌سوی این مناطق ظاهر شده‌اند. این تغییرات نشان‌دهنده تأثیر حرکت تاوه قطبی (Polar Vortex) و گرمایش قطبی (Arctic Amplification) بر الگوهای گردش پوشش سپهری است.

به‌علاوه، الگوهای الاکلنگی (Seesaw Patterns) در مناطق کلاهک قطبی و جنب‌قطبی نیز نشان می‌دهد که تغییرات در پوشش سپهری می‌تواند به‌صورت متقابل در مناطق مختلف تأثیرگذار باشد.

در فصل بهار (مارس)، تغییرات در پوشش سپهری به‌ویژه در مناطق قطبی و جنب‌قطبی بیشتر شده است. در دوره نخست، تقویت تاوه قطبی با افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل همراه بوده است، در حالی که در دوره دوم، کاهش شدید ارتفاع ژئوپتانسیل منجر به تضعیف تاوه قطبی شده است. این تغییرات می‌تواند نشان‌دهنده تأثیرات گرمایش جهانی و تغییرات در الگوهای گردشی جوی باشد. به‌علاوه، گسترش هسته‌های کاهشی ارتفاع ژئوپتانسیل به مناطق وسیع‌تری از عرض‌های قطبی و مجاور قطبی نشان می‌دهد که تغییرات در پوشش سپهری می‌تواند به‌صورت جهانی تأثیرگذار باشد. علت اصلی این رویداد و تغییرپذیری تاوه پوشش سپهری در دو بازه زمانی یاد شده، شدت یافتن گرمایش ناگهانی پوشش سپهری یاد شده است (بالدوین و همکاران، ۲۰۲۱؛ لی، ۲۰۲۱). همانطور که این محققین دریافتند با تغییرات دمایی به وقوع پیوسته در پوشش سپهری، تاوه قطبی دچار بی‌هنجاری‌هایی شده که می‌تواند اثرات قائم خود را بر گردش و ردسپهری در ترازهای زیرین داشته باشد. همانطور که در پژوهش حاضر مشاهده شد نتایج بررسی تغییرات بوجود آمده با سازوکار دینامیکی به وقوع پیوسته هم راستا بوده و این تحقیق سعی داشته تا بر اساس نتایج دینامیکی سایر محققین به بازخوردهای حاصل از آن در تاوه قطبی پوشش سپهری بپردازد.

بر اساس یافته‌های کرپچکو و همکاران (۲۰۲۲) و تیان و همکاران (۲۰۲۳) بررسی تغییرات گردش پوشش سپهری امری ضروری بوده و همانطور که در این تحقیقات ثابت شد، روند تغییرات گردش پوشش سپهری در سال‌های اخیر گردش جو و ردسپهری را متاثر ساخته و با درک تغییرات در پوشش سپهری می‌توان به پیش‌بینی‌های میان‌مدت و بلندمدت از وضعیت آب و هوایی مناطق مختلف پرداخت. همانطور که در این تحقیق مشاهده شد روند تغییرات در پوشش سپهری در بازه زمانی مورد مطالعه تغییرات عمده‌ای را نشان داد که در تحقیقات

8. Butler, A. H. (2020). Stratospheric drivers of extreme events at the Earth's surface. *Communications Earth & Environment*, 1 (1), 59. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00060-z>
9. Butler, A., Charlton-Perez, A., Domeisen, D. I., Garfinkel, C., Gerber, E. P., Hitchcock, P., Karpechko, A. Y., Maycock, A. C., Sigmund, M., Simpson, I., & Son, S. W. (2019). Sub-seasonal predictability and the stratosphere. In A. W. Robertson & F. Vitart (Eds.), *Sub-seasonal to seasonal prediction* (pp. 223–241). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00011-5>
10. Christiansen, B. (2001). Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106 (D21), 27307–27322. <https://doi.org/10.1029/2000JD000214>
11. Domeisen, D. I. V., & Butler, A. H. (2020). Stratospheric drivers of extreme events at the Earth's surface. *Communications Earth & Environment*, 1, 59. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00060-z>
12. Fujiwara, M., Manney, G. L., Gray, L. J., Wright, J. S., Tegtmeier, S., Ivanciu, I., & Pilch Kedzierski, R. (2022). SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) Final Report. SPARC Report No. 10, WCRP-6/2021. <https://doi.org/10.17874/800dee57d13>
13. Gateway to Astronaut Photos of Earth. (n.d.). NASA. Retrieved January 29, 2018, from <https://eol.jsc.nasa.gov>
14. Hartmann, D. L., Wallace, J. M., Limpasuvan, V., Thompson, D. W. J., & Holton, J. R. (2000). Can ozone depletion and greenhouse warming interact to produce rapid climate change? *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97 (4), 1412–1417. <https://doi.org/10.1073/pnas.97.4.1412>
15. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2001). *Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
16. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2014). *Climate change 2014: Mitigation of climate change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on*
- مذکور توسط محققان بین المللی این امر به اثبات رسیده است.
- ### منابع
۱. باقرپور، م.، سیدیان، س.م.، فتح آبادی، ا.، و محمدی، ا. (۱۳۹۶)، بررسی کارایی آزمون من کندانال در شناسایی روند سری های دارای خودهمبستگی. *مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران*، ۱۱(۳۶)، ۱۱–۲۱. SID. <https://sid.ir/paper/134722/fa>
۲. حاجی محمدی، ح.، (۱۴۰۰)، بررسی نقش نوسان شبه دوساله در تغییرپذیری گردش پوشش سپهر-وردسپهر تاوه قطبی در ارتباط با تغییرات گردش جو بر روی جنوب غرب آسیا و ایران، *نشریه هواشناسی و علوم جو*، ۴(۴)، ۳۰۸–۳۲۵. doi: 10.22034/jmas.2023.352441.1181
۳. مرادی، م.، (۱۳۹۹)، بررسی دوره زندگی ناگهانی پوشش سپهر نوع اصلی در نیمکره شمالی، *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، شماره ۳۶، صص ۱۰۵–۱۲۰.
4. Ambaum, M. H. P., & Hoskins, B. J. (2002). The NAO troposphere–stratosphere connection. *Journal of Climate*, 15 (14), 1969–1978. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1969:TNTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1969:TNTC>2.0.CO;2)
5. Baldwin, M. P., & Dunkerton, T. J. (1999). Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research*, 104, 30937–30946. <https://doi.org/10.1029/1999JD900708>
6. Baldwin, M. P., Ayarzagüena, B., Birner, T., Butchart, N., Butler, A. H., Charlton-Perez, A. J., Domeisen, D. I., Garfinkel, C. I., Garny, H., Gerber, E. P., & Hegglin, M. I. (2021). Sudden stratospheric warmings. *Reviews of Geophysics*, 59 (1), e2020RG000708. <https://doi.org/10.1029/2020RG000708>
7. Baldwin, M. P., Birner, T., Brasseur, G., Burrows, J., Butchart, N., Garcia, R., Geller, M., Gray, L., Hamilton, K., Harnik, N., & Hegglin, M. I. (2019). 100 years of progress in understanding the stratosphere and mesosphere. *Meteorological Monographs*, 59, 27.1–27.62. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-19-0003.1>

23. McInturff, R. M. (1978). Stratospheric warmings: Synoptic, dynamic and general-circulation aspects (No. NASA-RP-1017). NASA.
24. Perlwitz, J., & Graf, H.-F. (2001). Troposphere-stratosphere dynamic coupling under strong and weak polar vortex conditions. *Geophysical Research Letters*, 28 (2), 271–274. <https://doi.org/10.1029/2000GL012162>
25. Perlwitz, J., & Harnik, N. (2004). Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes. *Journal of Climate*, 17 (24), 4902–4909. <https://doi.org/10.1175/JCLI-3247.1>
26. Plumb, R. A., & Semeniuk, K. (2003). Downward migration of extratropical zonal wind anomalies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108 (D7), 4223. <https://doi.org/10.1029/2002JD002773>
27. Robock, A. (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38 (2), 191–219. <https://doi.org/10.1029/1998RG000054>
28. Rogers, J. E. (2019). Stratospheric Polar Vortex Variability in the Northern Hemisphere: The effects of climate change on polar vortex trends and future projections [Master's thesis, Portland State University].
29. Shaw, T. A., & Perlwitz, J. (2013). The life cycle of Northern Hemisphere downward wave coupling between the stratosphere and troposphere. *Journal of Climate*, 26 (5), 1745–1763. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00251.1>
30. Tian, W., Huang, J., Zhang, J., Xie, F., Wang, W., & Peng, Y. (2023). Role of stratospheric processes in climate change: Advances and challenges. *Advances in Atmospheric Sciences*, 40 (8), 1379–1400. <https://doi.org/10.1007/s00376-023-2341-1>
17. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2021). *Climate change 2021: The physical science basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
18. Karpechko, A. Y., Afargan-Gerstman, H., Butler, A. H., Domeisen, D. I., Kretschmer, M., Lawrence, Z., Manzini, E., Sigmond, M., Simpson, I. R., & Wu, Z. (2022). Northern Hemisphere stratosphere-troposphere circulation change in CMIP6 models: 1. Inter-model spread and scenario sensitivity. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127 (18), e2022JD036992. <https://doi.org/10.1029/2022JD036992>
19. Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C., Mitchell, D. M., Butchart, N., Baldwin, M. P., & Gray, L. J. (2015). Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience*, 8 (6), 433–440. <https://doi.org/10.1038/ngeo2424>
20. Kuroda, Y., & Kodera, K. (1999). Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the Northern Hemisphere winter. *Geophysical Research Letters*, 26 (15), 2375–2378. <https://doi.org/10.1029/1999GL900545>
21. Lee, S. H. (2021). The stratospheric polar vortex and sudden stratospheric warmings. *Weather*, 76, 12–13. <https://doi.org/10.1002/wea.7656>
22. Lee, S. H., Butler, A. H., & Manney, G. L. (2023). Two major sudden stratospheric warmings during winter 2023/2024. *Weather*. <https://doi.org/10.1002/wea.7656>