



A case study of major sudden stratospheric warming from view point of potential vorticity

Moradi, M.¹ | Barati, Gh.²

1. Atmospheric Science and Meteorological Research (ASMERC), Tehran, Iran.

2. Department of Physical Geography, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: moradim36@gmail.com

(Received: 6 Jan 2026, Revised: 28 Feb 2026, Accepted: 30 June 2026, Published online: 5 Sep 2026)

Summary

Sudden stratospheric warming (SSW) events are frequently observed over the arctic and are exceptionally rare in the southern hemisphere. A major strong sudden stratospheric warming occurred in the southern hemisphere stratosphere in winter of 2002. The strongest SSW in the northern hemisphere was observed in winter of 2009. During these two phenomena, strong westerly winds associated with the polar vortex decreased, and temperature had a rapid increase in the polar caps. Majority of SSW episodes are associated with either a split or displacement of the polar vortex. These changes in the polar vortex are significant because they assist to determine the severity of warmings, which can affect regional weather, and can aid in the diagnosis of wave forcing's. These can be studied effectively using the potential vorticity maps. We used the Ertel's potential vorticity on the five isentropic levels between, 420 and 850K. We used the daily zonal mean data from the MERRA2 assimilated data and NCEP-NCAR reanalysis data. From MERRA2, daily zonal-mean zonal wind at 60° and average of zonal-mean temperature at polar cap were obtained at 6 level pressure from 150hPa to 10hPa from 15 November 2008 to 15 February 2009 and 15 June to 15 November 2002. From the NCEP-NCAR data, daily zonal and meridional wind components, temperature and geopotential height at 17 level pressure from 1000hPa to 010hPa were used and then computed Ertel's potential vorticity on the isentropic surfaces. Then scaled the potential vorticity fields to vorticity units as in Dunkerton and Delisi (1986) and was estimated modified potential vorticity. This scaling was performed to provide fields with a similar order of magnitude throughout the stratosphere as opposed to potential vorticity only.

We first examined the time evolution cross section of zonally averaged temperature, zonal wind, static stability, absolute vorticity, Ertel's potential vorticity over pressure surfaces and modify potential vorticity over isentropic surfaces to identify the warmings onset day, zero day and decay day for the trace of SSW and its relation with polar vortex, then for the determined three periods: before and after the zero day and the time of recovery. Next, we examined Ertel potential vorticity changes on different isentropic surfaces in the three periods introduced.

The results present that the Ertel's potential vorticity in two cases of SSW due to the conservation factor or vertical profile of the potential temperature, was able to show the effect of SSW on the polar vortex, and the changes in the modified potential vorticity at different isentropic levels also revealed the SSW in the southern and northern hemispheres. In addition, the maximum (minimum) value of the modified potential vorticity in the northern (southern) hemisphere was estimated on the isentropic level of 600 K before the zero day of the selected SSW, and it was found that the location of the maximum and minimum cores in both hemispheres were in the range of 70 to 90 degrees north and south latitudes. Also, in the days before the warming, the minimum values of the Ertel's potential vorticity at different isentropic levels in the 2002 SSW, were greater than the maximum values related to the 2009 SSW, regardless of their sign. Analysis of the minimum and maximum value of Ertel's potential vorticity at the 600 K isentropic level showed that after the central day or zero day in the SSW of 2002, the position of minimum value gradually moved to the south pole, while the position of the maximum value in the SSW of 2009 shifted to areas further away from the north pole.

Keywords: Modified Potential Vorticity, Stratospheric Polar Vortex, Sudden Stratospheric Warming.

Cite this article: Moradi, M., & Barati, Gh. (2026). A case study of major sudden stratospheric warming from view point of potential vorticity. *Journal of the Earth and Space Physics*, 52(2), 355-374. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2026.409829.1007755>

E-mail: (2) g_barati@sbu.ac.ir



© Authors Retain the Copyright and Full Publishing Rights.

Publisher: University of Tehran Press.

DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2026.409829.1007755>

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

بررسی موردی گرمایش ناگهانی پوشش سپهر از دیدگاه تاوانی پتانسیلی

محمد مرادی^۱ | غلامرضا براتی^۲

۱. پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران.

۲. گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: moradim36@gmail.com

(دریافت: ۱۴۰۴/۱۱/۶، بازنگری: ۱۴۰۵/۱۲/۹، پذیرش نهایی: ۱۴۰۵/۴/۹، انتشار آنلاین: ۱۴۰۵/۶/۱۴)

چکیده

در پژوهش حاضر بر اساس پژوهش‌های پیشین، ابتدا دو گرمایش ناگهانی پوشش سپهر زمستانه در دو نیمکره جنوبی (سپتامبر ۲۰۰۲) و شمالی (ژانویه ۲۰۰۹) انتخاب و سپس با استفاده از داده‌های میانگین نصف‌النهار میانگین مداری دما در کلاهک قطبی و میانگین مداری مؤلفه مداری باد در روی مدار شصت درجه برای تعیین روز مرکزی و نوع گرمایش، تحلیل شدند. در ادامه با به‌کارگیری داده‌های دما و مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهار باد در سطوح مختلف فشاری، تاوانی پتانسیلی ارتل و تاوانی پتانسیل ارتل به‌هنگار شده در چند سطح هم‌درگاشت محاسبه و تغییرات آنها در هنگام رخداد گرمایش ناگهانی و اثر بر تاوه قطبی پوشش سپهر بررسی شد.

نتایج نشان داد که تاوانی پتانسیلی ارتل به سبب دارا بودن عامل پایداری ایستایی، توانسته است اثر گرمایش ناگهانی پوشش سپهر بر تاوه قطبی را در این دو مورد نشان دهد و تغییرات تاوانی پتانسیل ارتل به‌هنگار شده در سطوح هم‌درگاشت مختلف نیز گرمایش‌های انتخابی را به خوبی آشکار کند. بعلاوه بیشترین (کمترین) مقدار تاوانی پتانسیلی به‌هنگار شده در نیمکره شمالی (جنوبی) در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلون قبل از روز مرکزی برآورد شد و مشخص شد که موقعیت مکانی هسته‌های بیشینه و کمینه در هر دو نیمکره در محدوده ۷۰ تا ۹۰ درجه عرض جغرافیایی می‌باشد. تحلیل مراکز کمینه و بیشینه تاوانی پتانسیلی ارتل نشان داد که بعد از روز مرکزی در گرمایش زمستان ۲۰۰۲، مراکز کمینه به‌تدریج در نزدیکی قطب جنوب جای گرفته‌اند درحالی‌که مراکز بیشینه در گرمایش زمستان ۲۰۰۹، به مناطق دورتر از قطب شمال تغییر یافته است.

واژه‌های کلیدی: تاوانی پتانسیلی به‌هنگار شده، تاوه قطبی پوشش سپهر، گرمایش ناگهانی پوشش سپهر.

۱. مقدمه

۲۰۲۳). گرمایش ناگهانی پوشش سپهر ناشی از افزایش شدید دامنه امواج در مقیاس سیاره‌ای است که از ورود سپهر به سمت بالا منتشر می‌شوند و پس از شکست در پوشش سپهر، تاوه قطبی پوشش سپهر را مختل می‌کنند (شی و همکاران، ۲۰۲۳؛ لی و همکاران، ۲۰۲۵) و سبب جابجایی نصف‌النهار تاوه قطبی یا تبدیل هسته آن به دو هسته مجزا می‌شوند (کوئیپوراتو نیکولین، ۲۰۱۲). تغییرات تاوه قطبی پوشش سپهری با استفاده از نقشه‌های تاوانی پتانسیلی روی سطوح هم‌درگاشت (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵؛ لیکاف و همکاران، ۲۰۲۲) قابل بررسی است. تاوانی پتانسیلی، یکی از کمیت‌های کلیدی است که به‌صورت یک ابزار فرایابی در فهم دینامیک پدیده‌های جوی و اقیانوسی مورد

گرمایش ناگهانی پوشش سپهر رویدادی زمستانه است که طی آن گردش مداری و دما در کلاهک قطبی پوشش سپهر هر دو نیمکره به‌طور ناگهانی تغییر می‌کند (اگی‌یاوا و همکاران، ۲۰۱۷). این تغییرات قابل توجه، به‌صورت قائم می‌تواند بخش‌های بالای ورود سپهر و بخش‌های پایین میان سپهر (بالدوین و همکاران، ۲۰۲۱) را تحت تأثیر قرار دهد و به‌صورت افقی نیز می‌تواند به مناطق مختلف عرض‌های جغرافیایی میانی گسترش یابد (چاندران و کولیس، ۲۰۱۴؛ لی و همکاران، ۲۰۲۳). درحالی‌که شروع گرمایش ناگهانی پوشش سپهر ممکن است طی چند روز رخ دهد، مرحله اصلی گرمایش و مرحله بازیابی می‌توانند به‌ترتیب هفته‌ها و ماه‌ها طول بکشند (لیو و همکاران،

(۶۷ درجه عرض جغرافیایی جنوبی) به سوی قطب شمال (جنوب) می باشد که با عبور از زمستان به تابستان، این کمیت به تدریج کاهش (افزایش) یافته و با حرکت از قطب به استوا مقدار تاوانی پتانسیلی ارتل در هر دو نیمکره تایتان تضعیف شده است و معمولاً مقادیر کمینه نیمکره جنوبی بدون توجه به علامت آن، از مقدار بیشینه نیمکره شمالی نیز بیشتر است.

لیکاف و همکاران (۲۰۲۲) موقعیت تاوه قطبی پوشن سپهری نیمکره جنوبی در زمستان ۲۰۰۲ را با استفاده از گرادیان تاوانی پتانسیلی روی سه سطح هم درگاشت ۴۷۵، ۵۵۰ و ۶۷۵ کلوین بررسی کردند. آنها نشان دادند که در زمستان ۲۰۰۲ به سبب رخداد گرمایش ناگهانی نوع اصلی، لبه تاوه قطبی پوشن سپهر این نیمکره به عرض های جغرافیایی بالاتر تغییر کرد و در نتیجه سطح زیر منحنی تاوه قطبی طی این رخداد کاهش یافت و گستره تاوه قطبی در هر سه سطح هم درگاشت به شدت کم شد. چیان و همکاران (۲۰۲۴) از طریق تحلیل تاوانی پتانسیلی ارتل روی سطوح هم درگاشت ۳۱۰ و ۳۱۵ کلوین و استفاده از روش های آماری، نشان دادند که در دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۵۰، پس از تضعیف تاوه قطبی پوشن سپهر، فعالیت بنдал اورال کاهش یافته و چرخه زندگی آن نیز کوتاه شده است.

یاسیمبت و همکاران (۲۰۲۴)، در بررسی گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نیمکره شمالی در دوره آماری ۲۰۱۹-۲۰۰۷، هشت گرمایش نوع اصلی در نیمکره شمالی آشکار کردند و بر اساس آن دو نوع برهم کنش دینامیکی در ایجاد بندالها را شناسایی کردند. آنها نشان دادند که در دو گرمایش زمستان ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸، با انتشار پایین سوی فعالیت موج از پوشن سپهر به وردسپهر در هنگام بازسازی تاوه قطبی همراه بوده و همزمان در منطقه اقیانوس آرام شمالی بندال ایجاد کرده است. در شش رویداد دیگر از ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۹، جدا شدن هسته تاوه قطبی با جذب فعالیت موج همراهی کرده و در منطقه اروپایی اقیانوس اطلس بندال ایجاد شده است. زی و همکاران (۲۰۲۵)، با استفاده از داده های میانگین مداری مؤلفه مداری باد که از بایگانی ERA5 به دست آمده بود، دو گرمایش اصلی و دو گرمایش فرعی را در

استفاده قرار گرفته است (احمدی گیوی و همکاران، ۱۳۸۵) و پژوهشگران زیادی از تاوانی پتانسیلی ارتل برای تشخیص فرآیندهای دینامیکی در پوشن سپهر استفاده کرده اند (بالدوین و هولتون، ۱۹۸۸؛ مولر و گونتر، ۲۰۰۳؛ میررکنی و همکاران، ۲۰۱۱؛ شارکی و همکاران، ۲۰۲۱). استفاده از تاوانی پتانسیلی روی سطوح هم درگاشت در ایران، نخستین بار به وسیله محب الحجه و مرادی (۱۳۸۱) برای تحلیل فعالیت سامانه های چرخندی موثر بر ایران استفاده شد و سپس به وسیله پژوهشگران زیادی (مانند علی اکبری بیدختی و همکاران، ۱۳۸۱) به کار گرفته شد. تاوانی پتانسیلی ارتل به طور نمایی با ارتفاع تغییر می کند، از این رو برخی پژوهشگران برای بررسی نیمرخ قائم این کمیت در پژوهش های کاربردی، از ضریب مقیاس استفاده کرده اند تا وابستگی تاوانی پتانسیلی نسبت به ارتفاع را کاهش دهند (لایت، ۱۹۹۴؛ میلان و همکاران، ۲۰۲۱).

گرمایش ناگهانی پوشن سپهر در نیمکره شمالی (روی و کوتیپورات، ۲۰۲۲؛ میترا و همکاران، ۲۰۲۴) و نیمکره جنوبی (یامازاکی و همکاران، ۲۰۱۹؛ لیو و همکاران، ۲۰۲۲؛ میترا و همکاران، ۲۰۲۲) توسط پژوهشگران زیادی بررسی شده است. نقش تاوانی پتانسیلی ارتل در هنگام فعالیت سامانه های همدیدی در وردسپهر میانی نیز بررسی شده است (چیان و همکاران، ۲۰۲۴) ولی تغییرات تاوانی پتانسیلی ارتل روی سطوح هم درگاشت در هنگام گرمایش ناگهانی پوشن سپهر، اگر چه در خارج از کشور مورد توجه بوده است (روی و همکاران، ۲۰۲۲) ولی در ایران تاکنون مورد توجه قرار نگرفته است. در زیر به طور مختصر به چند نمونه از پژوهش های مرتبط سال های اخیر، اشاره می شود.

شارکی و همکاران (۲۰۲۱) تاوانی پتانسیلی ارتل در سطوح مختلف هم درگاشت از ۲۵۰ تا ۱۲۵۰ کلوین را در دو نیمکره شمالی و جنوبی تایتان که بزرگ ترین قمر سیاره زحل یا کیوان در سامانه خورشیدی است، محاسبه کردند و نشان دادند که در زمستان نیمکره شمالی (جنوبی) تایتان مقادیر تاوانی پتانسیلی مثبت (منفی) است و بیشترین (کمترین) مقدار آن در ۷۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی

پوشن سپهر سال ۲۰۲۴ در نیمکره جنوبی آشکار کردند و مشاهده کردند که در ژوئیه و اوت ۲۰۲۴، میانگین مداری دما در تراز ده هکتوپاسکال طی مدت به ترتیب یک و دو هفته، هفده درجه افزایش یافته و تغییرات قابل توجهی در تاوه قطبی پوشن سپهری ایجاد کرده است. آنها نشان دادند که در رخداد اول، از ششم تا سیزدهم ژوئیه، امواج راسبی بزرگ مقیاس از وردسپهر به پوشن سپهر نفوذ کرده و در اثر شکست در پوشن سپهر فوقانی، شارش پایه غربی تضعیف و جهت آن به شرقی تغییر کرده است. در رخداد دوم، از بیست و یکم ژوئیه تا پنجم اوت، به سبب تضعیف تاوه قطبی در رخداد اول، شرایط برای انتقال ازون از عرض‌های جغرافیایی پایین به پوشن سپهر قطبی فراهم شده و در نتیجه غلظت ازون پوشن سپهری افزایش یافته و این شرایط در تقویت رخداد دوم گرمایش ناگهانی پوشن سپهر موثر بوده است. شایان ذکر است که این موردها فقط بر اساس تغییرات مداری مؤلفه مداری سرعت باد آشکار شده بود.

در ایران آشکارسازی گرمایش ناگهانی پوشن سپهر با پژوهش مرادی (۱۳۹۹الف) مورد توجه قرار گرفت. این پژوهشگر با استفاده از داده‌های باز تحلیل MERR2، در دوره آماری ۲۰۱۹-۱۹۷۹، نوزده گرمایش ناگهانی پوشن سپهر در نیمکره شمالی را آشکار کرد و اثر آنها بر تاوه قطبی را بررسی کرد. این پژوهش نشان داد که در ۴۲ درصد گرمایش‌های آشکار شده، هسته تاوه قطبی به‌سوی جنوب جابجا شده بود و مرکز هسته تاوه پس از جابجائی تضعیف شده بود و در ۵۸ درصد موارد نیز، هسته تاوه به دو سلول مجزا تبدیل شده بود. مرادی (۱۳۹۹ب) در پژوهشی دیگر، دوره زندگی گرمایش‌های نوع اصلی را بررسی کرد. او با استفاده از داده‌های باز تحلیل MERR2، ابتدا گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع اصلی در زمستان‌های نیمکره شمالی را در دوره آماری ۲۰۲۰-۱۹۷۹ آشکار کرد و سپس بر اساس تعریف روز صفر، دوره زندگی گرمایش نوع اصلی شامل روز تولد، دوره‌های رشد، بلوغ، پیری و روز مرگ را تعیین کرد. نتایج این پژوهش نشان داد که در دوره آماری انتخابی، کوتاه‌ترین و بلندترین دوره رشد به ترتیب با ۶ و ۳۷ روز، در گرمایش‌های ۶ ژانویه ۲۰۱۳ و

۲۳ ژانویه ۱۹۸۷ ثبت شده بود و بلندترین دوره بلوغ با ۱۷ روز تداوم، به گرمایش ۲۳ ژانویه ۱۹۸۷ اختصاص داشت. بلندترین دوره پیری نیز ۲۶ روز بود که به گرمایش ۲۴ ژانویه ۲۰۰۹ مربوط بود. همچنین کوتاه‌ترین و بلندترین طول دوره زندگی نیز در دوره آماری انتخابی به ترتیب به گرمایش ۱ فوریه ۲۰۱۷ و ۲۳ ژانویه ۱۹۸۷ اختصاص داشت. مرادی (۱۴۰۱) با استفاده از داده‌های دما و فشار وردایست گرمایی و دما در سطوح مختلف فشاری که در بایگانی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و پژوهش‌های جوی آمریکا در دسترس بود، اثر گرمایش ناگهانی پوشن سپهر بر تغییرات ارتفاع وردایست گرمایی در نیمکره شمالی را بررسی کرد. نتایج این پژوهش نشان داد که در نوزده رخداد گرمایش آشکار شده در دوره آماری ۲۰۲۰-۱۹۷۹، گرمایش ناگهانی پوشن سپهر سبب ایجاد بی‌هنجاری مثبت میانگین مداری دما و فشار وردایست شده است و در نتیجه، گرمایش ناگهانی پوشن سپهر از طریق افزایش دمای وردایست و کاهش ارتفاع آن، سبب توسعه پوشن سپهر یا کاهش عمق وردسپهر شده است. دریگوند و همکاران (۱۴۰۱)، با استفاده از داده‌های باز تحلیل NCEP/NCAR در دوره آماری ۲۰۲۰-۱۹۴۸، مؤلفه مداری باد در هنگام گرمایش ناگهانی پوشن سپهر را از دیدگاه آماری بررسی کردند. آنها نشان دادند که هرچه انحراف معیار داده‌های مؤلفه مداری باد بیشتر باشد، گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع نهایی زودتر فرا می‌رسد. بعلاوه میزان همبستگی بین گرمایش ناگهانی نوع اصلی و گرمایش ناگهانی نوع نهایی با شدت گرمایش ناگهانی نوع اصلی رابطه قوی و معکوس دارد و هر چه گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع اصلی شدیدتر باشد، گرمایش نهایی زودتر رخ می‌دهد و فاصله دو گرمایش اصلی و نهایی کمتر می‌شود. مرادی (۱۴۰۲) با استفاده از داده‌های باز تحلیل MERR2، اثر گرمایش ناگهانی پوشن سپهر بر تغییرات ازون کلی کلاهک قطبی در برخی زمستان‌های نیمکره شمالی را بررسی کرد. نتایج این پژوهش نشان داد که میانگین ازون کلی کلاهک قطب شمال در زمستان بدون گرمایش و با گرمایش نوع فرعی کمتر از میانگین بلند مدت و در زمستان با گرمایش ناگهانی

می‌شود. گرمایش ناگهانی پوشن سپهر بر اساس شدت گرمایش و تحلیل پژوهش‌های پیشین به شرح جدول ۱ انتخاب شدند.

در این پژوهش برای تحلیل تغییرات تاوانی پتانسیلی در هنگام گرمایش ناگهانی پوشن سپهر، از تاوانی پتانسیلی ارتل استفاده شد که معمولاً در حرکت‌های بزرگ مقیاس در جریان بدون اصطکاک و بی‌دررو به صورت زیر تعریف شده است (ناش و همکاران، ۱۹۹۶):

$$PV = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1)$$

در این معادله، g شتاب گرانی، f تاوانی سیاره‌ای، θ دمای پتانسیلی، ζ_p تاوانی نسبی روی سطح هم فشار،

$$PV = f + \zeta_p \text{ تاوانی مطلق، } \left(-\frac{\partial \theta}{\partial p}\right) \text{ پایداری ایستایی و}$$

تاوانی پتانسیلی ارتل است. شایان ذکر است که در نیمکره جنوبی $f < 0$ و در سامانه‌های چرخندی چون $\zeta_p < 0$ ، از این رو در این نیمکره $f + \zeta_p < 0$ و در نتیجه $g(\zeta_p + f) > 0$ است. از آنجایی که در پوشن سپهر

$$\frac{\partial \theta}{\partial p} > 0$$

، بنابراین در نیمکره جنوبی جریان‌های چرخندی

با تاوانی پتانسیلی منفی همراه است. برای بررسی تغییرات تاوانی پتانسیلی در هنگام گرمایش ناگهانی پوشن سپهر، ابتدا با استفاده از روش تفاضل متناهی، معادله تاوانی نسبی و تغییرات دمای پتانسیل در راستای قائم گسسته‌سازی

شد و سپس تاوانی پتانسیلی ارتل روی ۱۷ سطح فشاری معیار از ۱۰۰۰ تا ۰.۱ هکتوپاسکال محاسبه شد.

در ادامه با استفاده از تابع اسپلاین مکعبی تاوانی پتانسیلی ارتل در پنج تراز ۴۲۰، ۴۸۰، ۵۳۰، ۶۰۰ و ۸۵۰ کلون به ترتیب منطبق بر وردسپهر بالا (۱۰۰ هکتوپاسکال)،

وردایست (۷۰ هکتوپاسکال)، پوشن سپهر پایین (۵۰ هکتوپاسکال) و کف و سقف پوشن سپهر میانی (۳۰-۱۰ هکتوپاسکال) درون‌یابی شد (بالدوین و هولتون،

۱۹۸۸). در برخی حالت‌های موردی نیمرخ قائم دمای پتانسیل در همه نقاط شبکه از ۸۵۰ کلون کمتر برآورد شد

و برای برآورد تاوانی پتانسیلی ارتل روی سطح ۸۵۰ کلون، از برون‌یابی به روش اسپلاین خطی استفاده شد.

نوع اصلی بیشتر از میانگین بلند مدت می‌باشد. به علاوه بی‌هنجاری مثبت ازون کلی کلاهیك قطب شمال در دوره رشد و بلوغ گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع اصلی بیشتر و در دوره پیری آن کمتر بوده است و هر چه طول دوره رشد و بلوغ بیشتر باشد و تغییرات میانگین مداری باد مداری نیز به سرعت کاهش یابد، بی‌هنجاری مثبت ازون کلی کلاهیك قطب شمال نیز بیشتر می‌باشد.

از بررسی پژوهش‌های پیشین داخلی دیده شد که اثر گرمایش ناگهانی پوشن سپهر از دیدگاه تاوانی پتانسیلی مورد توجه پژوهشگران قرار نگرفته است. از این رو هدف از این تحقیق بررسی تغییرات تاوانی پتانسیلی ارتل روی سطوح هم‌درگاشت در هنگام گرمایش ناگهانی پوشن سپهر در دو نیمکره شمالی و جنوبی است که تاکنون در ایران بررسی نشده است. این پژوهش در چند مرحله انجام شد. ابتدا بر اساس مطالعات پیشین، دو گرمایش ناگهانی پوشن سپهر در دو نیمکره شمالی و جنوبی انتخاب و تحلیل شد و سپس با استفاده از تعریف تاوانی پتانسیلی ارتل، مقادیر این کمیت روی سطوح هم‌درگاشت مختلف محاسبه شد و با استفاده از ضریب مقیاس، این مقادیر به‌هنجار شد و در ادامه بررسی شد.

۲. روش پژوهش

برای تحلیل تغییرات تاوانی پتانسیلی در قسمت‌های مختلف پوشن سپهر و وردسپهر در هنگام گرمایش ناگهانی پوشن سپهر، دو گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع اصلی در دو نیمکره شمالی و جنوبی در نظر گرفته شد. در این مطالعه گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع اصلی موقعی رخ می‌دهد که متوسط میانگین مداری دمای تراز ده هکتوپاسکال در روی مدار شصت تا نود درجه، بیش از ۲۵ کلون افزایش یابد و در این فاصله، میانگین مداری مؤلفه مداری باد در روی مدار شصت درجه در تراز ده هکتوپاسکال نیز کاهش یافته و علامت آن از مثبت به منفی تغییر کند (مرادی، ۱۳۹۹الف). همچنین روز مرکزی یا روز صفر، اولین روزی است که مقدار میانگین مداری مؤلفه مداری باد منفی

جدول ۱. ویژگی‌های گرمایش ناگهانی پوشش سپهر اصلی و فرعی انتخابی در دو نیمکره شمالی و جنوبی.

زمستان انتخابی	روز مرکزی	نیمکره	ویژگی گرمایش نوع اصلی	مرجع
۲۰۰۸-۲۰۰۹	۲۴ ژانویه	شمالی	دارای بیشترین دوره پیری، تقسیم هسته تاوه قطبی	کوتیپورات و نیکولین، ۲۰۱۲
۲۰۰۲	۲۷ سپتامبر	جنوبی	جابجایی تاوه قطبی، گرمایش قوی	کوزوبک و همکاران، ۲۰۲۰؛ دومیسن و باتلر، ۲۰۲۰

تحلیل ناسا موسوم به MERRA2، استفاده شد. از این داده‌های روزانه، متوسط میانگین مداری دما در محدوده مدارهای شصت تا نود درجه و میانگین مداری مؤلفه مداری بردار باد روی مدار شصت درجه در تراز ده هکتوپاسکال در دو نیمکره شمالی و جنوبی در ۶ تراز فشاری از ۱۵۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال استخراج شد. این کمیت‌ها در نیمکره شمالی در هر سال از اول ژوئیه سال قبل تا سی‌ام ژوئن سال بعد و در نیمکره جنوبی از اول ژانویه هر سال تا سی و یکم دسامبر همان سال در آدرس zonewatch.gsfc.nasa.gov در دسترس قرار دارند.

برای بررسی کیفی تغییرات تاوه قطبی و برآورد تاوایی پتانسیلی ارتل روی سطوح هم‌درگاشت، از داده‌های روزانه دما و مؤلفه‌های افقی بردار باد در هفده تراز فشاری استاندارد از ۱۰۰۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال روی یک شبکه منظم دو بعدی که نیمکره شمالی و جنوبی را در بر می‌گیرد، استفاده شد. این داده‌ها از بایگانی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و پژوهش‌های جوی آمریکا موسوم به NCEP/NCAR گرفته شد که در قالب‌های مختلف در دسترس است (کالنای و همکاران، ۱۹۹۶). چون گام شبکه‌ای این داده‌ها در راستای افق، دو و نیم درجه است، از این‌رو در شبکه محدود به هر نیمکره، در روی هر مدار که طول جغرافیایی از صفر تا ۳۵۷/۵ درجه تغییر می‌کند، ۱۴۴ نقطه و در روی هر نصف‌النهار که عرض جغرافیایی از استوا تا قطب متغیر است، ۳۷ نقطه وجود دارد. بنابراین برای هر نیمکره، یک شبکه ۱۴۴×۳۷ نقطه‌ای در نظر گرفته شد. در هر مورد گرمایش انتخابی، داده‌های روزانه در نیمکره شمالی از پانزدهم نوامبر سال قبل تا پانزدهم مارس سال بعد و در نیمکره جنوبی از پانزدهم ژوئیه تا پانزدهم نوامبر سال

همچنین برای به‌هنگار کردن تاوایی پتانسیلی و تحلیل نیمرخ قائم آن در سطوح هم‌درگاشت مختلف، بر اساس پژوهش دانکرتون و دیلیس‌لی (۱۹۸۶)، میلان و همکاران (۲۰۲۱) و سیو و چوی (۲۰۲۲) از ضریب مقیاس $[g^{-1}(\frac{\theta}{\theta_0})^{-9/2}]$ استفاده شد تا مقایسه تاوایی پتانسیلی روی سطوح فشاری مختلف امکان‌پذیر باشد. در این روش $\theta_0 = 480K$ انتخاب شد که در آن سطح هم‌درگاشت ۴۸۰ کلوین نزدیک وردایست می‌باشد (میلان و همکاران، ۲۰۲۱):

$$MPV = PV[g^{-1}(\frac{\theta}{\theta_0})^{-9/2}] \quad (2)$$

در این رابطه عدد ثابت به کار رفته که به شرایط جوی و نیمرخ قائم دما در هر ایستگاه هواشناسی وابسته است، برای جو هم‌دما به صورت زیر برآورد شده است که در آن k نسبت R_d به C_p است و مقدار آن ۰/۲۸۶ می‌باشد (مولر و گونتر، ۲۰۰۳):

$$\varepsilon = \frac{k+1}{k} = \frac{0.286+1}{0.286} = \frac{1.286}{0.286} = 4.5 = \frac{9}{2} \quad (3)$$

ضریب $(\frac{\theta}{480})^{-4.5}$ برای سطح هم‌درگاشت ۴۸۰ کلوین برابر ۱، برای سطوح هم‌درگاشت بیشتر از ۴۸۰ کلوین از یک کوچک‌تر و برای سطوح هم‌درگاشت کمتر از ۴۸۰ کلوین از یک بزرگ‌تر است. بنابراین اعمال ضریب فوق سبب می‌شود تا قدرمطلق تاوایی پتانسیلی ارتل در سطوح هم‌درگاشت بیشتر از ۴۸۰ کلوین، کوچک‌تر و در سطوح هم‌درگاشت کمتر از ۴۸۰ کلوین، بزرگ‌تر برآورد شود و امکان مقایسه در سطوح مختلف فراهم شود.

۳. داده‌ها، مشاهدات و محاسبه

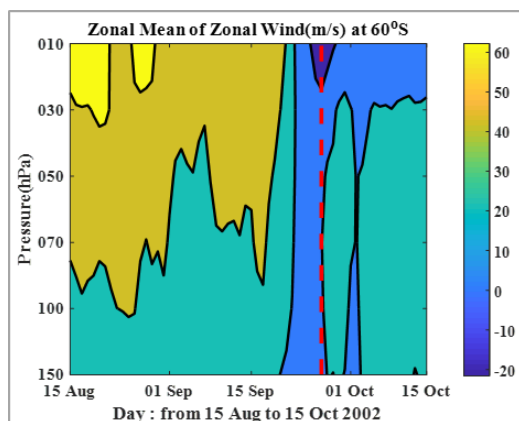
در پژوهش حاضر از دو مجموعه داده استفاده شد. برای آشکارسازی گرمایش ناگهانی پوشش سپهر، از داده‌های باز

تعیین لبه تاوه قطبی، از تغییرات میانگین مؤلفه مداری باد غربی بیشینه و گرادیان تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح ۶۰۰ کلون استفاده شد.

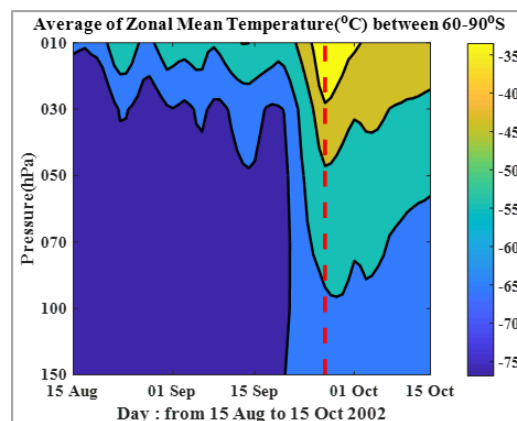
۴. نتایج و بحث

در گرمایش سپتامبر ۲۰۰۲، میانگین نصف‌النهار میانگین مداری دما در کلاهک قطب جنوب در تراز ده هکتوپاسکال از روز ۱۹ سپتامبر با مقدار ۵۱- درجه سلسیوس، افزایش یافته و در ۲۷ سپتامبر ۲۰۰۲ به ۲۳- درجه سلسیوس رسیده است. در این مدت میانگین مداری مؤلفه مداری باد در مدار ۶۰ درجه جنوبی در تراز ده هکتوپاسکال نیز از ۵۷ متر بر ثانیه کاهش یافته و ضمن تغییر علامت در روز بیست و ششم سپتامبر، مقدار آن به ۲۱- متر بر ثانیه رسیده و سپس در روز ۳۰ سپتامبر مقدار آن با تغییر علامت، به ۲+ متر بر ثانیه افزایش می‌یابد (شکل ۱). این حالت موردی، معرف گرمایش ناگهانی پوشش سپهر نوع اصلی می‌باشد. از شکل ۱-الف دیده می‌شود که افزایش میانگین نصف‌النهار میانگین مداری دما در کلاهک قطب جنوب در زمستان ۲۰۰۲، در ترازهای مختلف فشاری نیز آشکار شده است. در شکل ۱-ب نشان داده شده است که باد غربی در تمام ترازها در اطراف روز صفر، به باد شرقی تبدیل شده است.

تحت بررسی، تحلیل شدند که بسته به نوع تحلیل در برخی موارد تعداد روزهای کمتری نشان داده شده است. برای تحلیل تغییرات مکانی تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم‌درگاشت مشخص، سه وضعیت قبل از گرمایش، حین گرمایش و بعد از گرمایش در نظر گرفته شد. این سه وضعیت بر اساس روز مرکزی تعریف شده است. بر این اساس میانگین تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم‌درگاشت مشخص از پانزدهم ماه قبل از روز مرکزی (۱۵ اوت و ۱۵ دسامبر به ترتیب در نیمکره جنوبی و شمالی) تا روز قبل از شروع گرمایش به منزله قبل از گرمایش، از روز شروع گرمایش تا روز مرکزی به مثابه حین گرمایش و از روز بعد از روز مرکزی تا روز پانزدهم ماه بعد (۱۵ اکتبر و ۱۵ فوریه به ترتیب در نیمکره جنوبی و شمالی) به منزله بعد از گرمایش برآورد شد. در این حالتها، ابتدا تغییرات روزانه تاوایی پتانسیلی کمینه و بیشینه برای تحلیل مرکز تاوه قطبی پوشش سپهر و سپس تغییرات نسبت مساحت خط هم‌مقدار بیش از ۱۰۰ واحد تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلون در دو حالت قبل و حین گرمایش، مشابه روش سیویر و همکاران (۲۰۱۳)، بررسی شد. خط هم‌مقدار فوق برای تحلیل لبه تاوه قطبی پوشش سپهر استفاده شد و به گونه‌ای انتخاب شد که در بالای عرض جغرافیایی لبه تاوه قطبی قرار داشته باشد. برای



(ب)



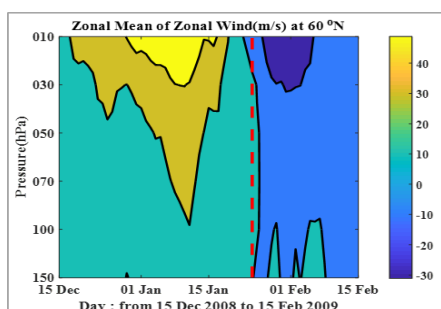
(الف)

شکل ۱. نیمرخ قائم الف) میانگین نصف‌النهار میانگین مداری دما (درجه سلسیوس) در کلاهک قطب جنوب و ب) میانگین مداری مؤلفه مداری باد (متر بر ثانیه) در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه جنوبی در روزهای مختلف، از ۱۵ اوت تا ۱۵ اکتبر ۲۰۰۲. خط چین قرمز روز مرکزی (۲۶ سپتامبر) گرمایش ناگهانی پوشش سپهر را نشان می‌دهد.

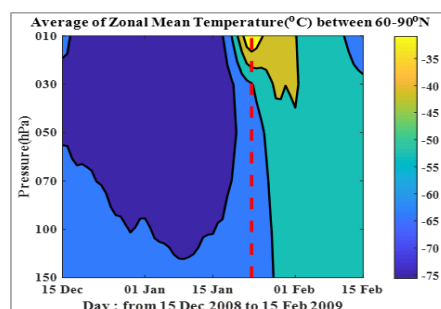
مقدار میانگین مداری مؤلفه مداری باد نیز در جلو خط روز صفر قرار گرفته است و مقادیر کمتر به وردسپهر بالا نیز کشیده شده است.

شکل ۳ نیمرخ قائم میانگین نصف النهاری میانگین مداری اجزای تاوانی پتانسیلی ارتل در کلاهیك قطب جنوب (شکل ۳-الف) و شمال (شکل ۳-ب) را نشان می‌دهد. در هر دو مورد گرمایش ناگهانی پوشن سپهر مقادیر بیشینه میانگین نصف النهاری میانگین مداری پایداری ایستایی در پوشن سپهر بالا و میانی و مقادیر کمینه آن در پوشن سپهر زیرین و وردسپهر بالا قرار گرفته است که با افزایش دما در پوشن سپهر بالا و میانی مطابقت دارد. مقادیر بیشینه این کمیت، در گرمایش ناگهانی ژانویه ۲۰۰۹، در اطراف خط روز صفر مشخص‌تر از گرمایش سپتامبر ۲۰۰۲ می‌باشد. این تفاوت به سبب افزایش بیشتر میانگین نصف النهاری میانگین مداری دما در کلاهیك قطبی گرمایش ژانویه ۲۰۰۹ رخ داده است.

در گرمایش ژانویه ۲۰۰۹، میانگین نصف النهاری میانگین مداری دما در بازه دوازدهم تا بیست و سوم ژانویه ۲۰۰۹، از ۷۲- به ۲۰- درجه سلسیوس افزایش و میانگین مداری باد نیز از هشتم تا بیست و هشتم ژانویه ۲۰۰۹ از ۶۹ به ۳۱- متر بر ثانیه کاهش یافته است (شکل ۲). روز بیست و چهارم ژانویه، اولین روزی است که میانگین مداری مؤلفه مداری باد به منفی تغییر کرده است و در روز ۲۳ فوریه نیز دوباره، علامت میانگین مداری مؤلفه مداری باد تغییر می‌کند. چون افزایش دما حدود ۵۱ درجه و کاهش سرعت باد بیش از ۱۰۰ متر بر ثانیه است و علامت مقادیر میانگین باد نیز به منفی تغییر و سپس مقادیر مجدداً به مثبت تغییر کرده است، پس این مورد نیز در دسته اصلی قرار گرفت. شکل ۲-الف نشان می‌دهد که بیشترین میانگین نصف النهاری میانگین مداری دما در کلاهیك قطب شمال در جلو خط روز صفر است که به ترازهای فشاری پوشن سپهر زیرین نیز امتداد یافته است. از شکل ۲-ب نیز مشخص است که کمترین

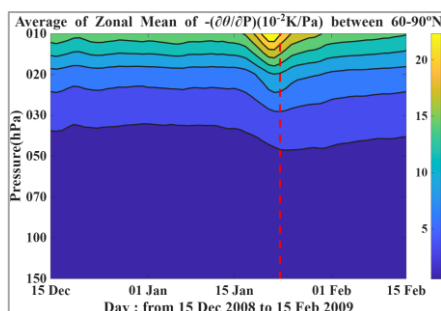


(ب)

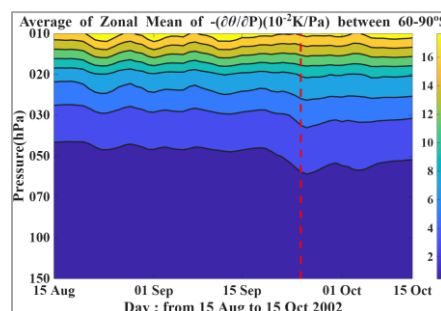


(الف)

شکل ۲. نیمرخ قائم الف) میانگین نصف النهاری میانگین مداری دما (درجه سلسیوس) در کلاهیك قطب شمال و ب) میانگین مداری مؤلفه مداری باد (متر بر ثانیه) در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی در روزهای مختلف، از ۱۵ دسامبر ۲۰۰۸ تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۹. خط چین قرمز روز مرکزی (۲۴ ژانویه) گرمایش ناگهانی پوشن سپهر را نشان می‌دهد.



(ب)



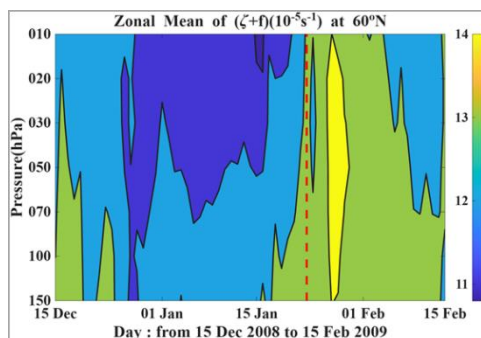
(الف)

شکل ۳. نیمرخ قائم میانگین نصف النهاری میانگین مداری پایداری ایستایی (10^{-2} K/Pa) در روزهای مختلف، الف) در کلاهیك قطب جنوب از ۱۵ اوت تا ۱۵ اکتبر ۲۰۰۲ و ب) در کلاهیك قطب شمال از ۱۵ دسامبر ۲۰۰۸ تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۹. خط چین قرمز روز مرکزی گرمایش ناگهانی پوشن سپهر را نشان می‌دهد.

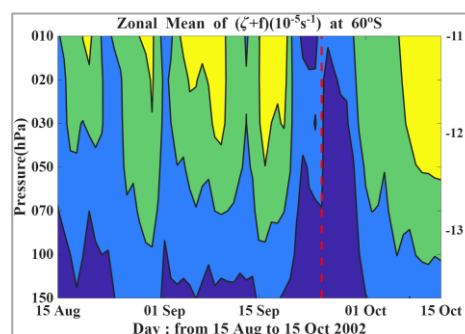
شکل ۵ نیمرخ قائم میانگین نصف‌النهاری میانگین مداری تاوایی پتانسیلی ارتل در روزهای مختلف در کلاهک قطب جنوب (شکل ۵-الف) و قطب شمال (شکل ۵-ب) در سطوح فشاری مختلف را نشان می‌دهد. الگوی نشان داده در این شکل با الگوی نیمرخ قائم پایداری ایستایی مربوط به هر دو گرمایش که در شکل‌های قبل بررسی شد، مطابقت دارد و نشان می‌دهد که در گرمایش نیمکره جنوبی و شمالی، تغییرات تاوایی پتانسیلی ارتل بیشتر تحت تأثیر تغییرات قائم دمای پتانسیل قرار گرفته است.

شکل ۶ تغییرات روزانه نیمرخ قائم میانگین نصف‌النهاری میانگین مداری تاوایی پتانسیلی ارتل به‌هنگار در سطوح مختلف هم‌درگاشت برای دو گرمایش سپتامبر ۲۰۰۲ (شکل ۶-الف) و ژانویه ۲۰۰۹ (شکل ۶-ب) را نشان می‌دهد. از این شکل‌ها دیده می‌شود که در قبل از گرمایش سپتامبر ۲۰۰۲ مقادیر کمینه و در قبل از گرمایش ژانویه ۲۰۰۹، مقادیر بیشینه این کمیت در سطح ۶۰۰ کلون قرار گرفته است که در حین گرمایش این مقدار در گرمایش سپتامبر ۲۰۰۲ افزایش و در گرمایش ژانویه ۲۰۰۹ کاهش یافته است. شکل‌ها همچنین نشان می‌دهند که خط روز صفر گرمایش در هر دو مورد، جداکننده مقادیر کمینه و بیشینه هستند. از آنجایی که مقادیر کمینه و بیشینه این کمیت در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلون به خوبی آشکار شده است، از این‌رو برای بررسی تغییرات مکانی تاوایی پتانسیلی ارتل این سطح انتخاب شد.

شکل ۴ نیمرخ قائم میانگین مداری تاوایی مطلق در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه جنوبی (شکل ۴-الف) و شمالی (شکل ۴-ب) را نشان می‌دهد. از مقایسه شکل ۴-الف و شکل ۴-ب، تفاوت میانگین مداری تاوایی مطلق در دو نیمکره مشخص می‌شود. شکل ۴-الف نشان می‌دهد که در نیمکره جنوبی مقادیر میانگین مداری تاوایی مطلق در سطوح فشاری مختلف پوشش سپهر قبل از گرمایش، حین گرمایش و بعد از گرمایش متفاوت است. در حین گرمایش و در اطراف خط روز صفر، مقادیر این کمیت کمینه است و سطوح فشاری مختلف پوشش سپهر نیز تحت تأثیر این مقادیر قرار گرفته است. در قبل و بعد از گرمایش این مقدار در پوشش سپهر بیشینه است در حالی که در وردسپهر بالا مقادیر میانگین مداری تاوایی مطلق تفاوت قابل ملاحظه‌ای با مقادیر اطراف خط روز صفر ندارد. شکل ۴-ب نشان می‌دهد که در نیمکره شمالی مقادیر میانگین مداری تاوایی مطلق در سطوح فشاری مختلف پوشش سپهر قبل از گرمایش، کمینه و در حین گرمایش بیشینه است. در حین گرمایش و در اطراف خط روز صفر، مقادیر بیشینه این کمیت سطوح فشاری مختلف پوشش سپهر و سطوح فشاری بالای وردسپهر را نیز تحت تأثیر قرار داده است. علت تفاوت این مقادیر در پوشش سپهر هر دو نیمکره، کاهش شدید مؤلفه مداری باد و تغییر علامت آن از مثبت به منفی است که سبب تغییرات شدید آن در راستای نصف‌النهاری شده است.

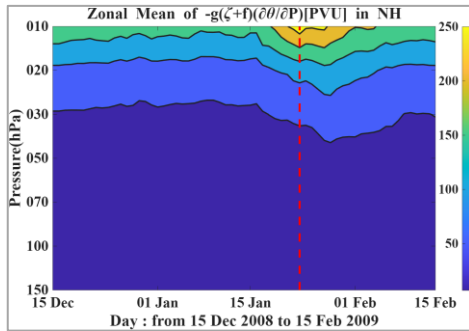


(ب)

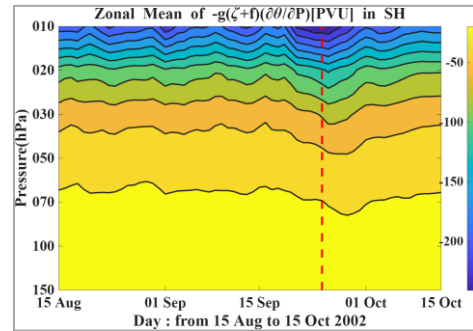


(الف)

شکل ۴. نیمرخ قائم میانگین مداری تاوایی مطلق (10^{-5} s^{-1}) در روزهای مختلف در عرض جغرافیایی، الف) ۶۰ درجه جنوبی از ۱۵ اوت تا ۱۵ اکتبر ۲۰۰۲ و ب) ۶۰ درجه شمالی از ۱۵ دسامبر ۲۰۰۸ تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۹. خط چین قرمز روز مرکزی گرمایش ناگهانی پوشش سپهر را نشان می‌دهد.

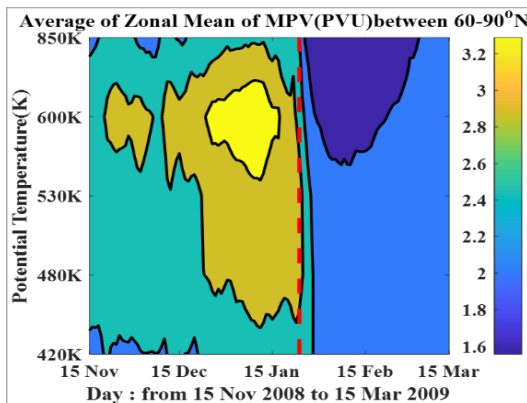


(ب)

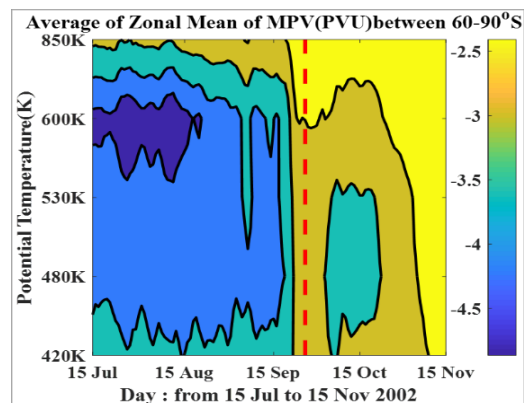


(الف)

شکل ۵. نیمرخ قائم میانگین نصف‌النهاری میانگین مداری تاوایی پتانسیلی ارتل (PVU) روی سطوح فشاری در روزهای مختلف، (الف) در کلاهک قطب جنوب از ۱۵ اوت تا ۱۵ اکتبر ۲۰۰۲ و (ب) در کلاهک قطب شمال از ۱۵ دسامبر ۲۰۰۸ تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۹. خط چین قرمز روز مرکزی گرمایش ناگهانی پوشن سپهر را نشان می‌دهد.



(ب)

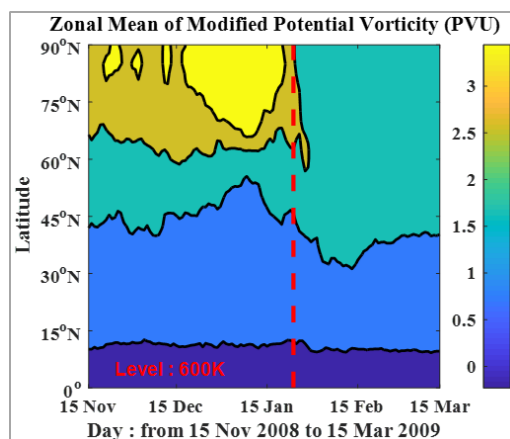


(الف)

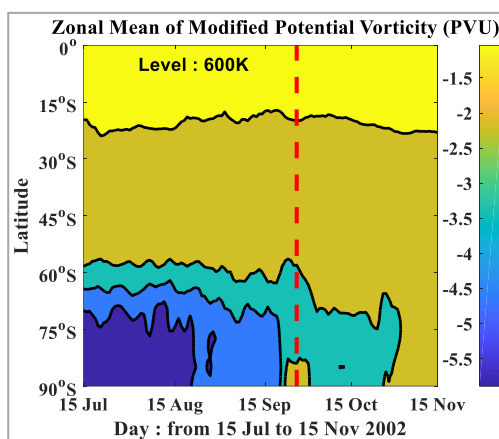
شکل ۶. تغییرات روزانه نیمرخ قائم میانگین نصف‌النهاری میانگین مداری تاوایی پتانسیل به‌هنگار (PVU) در سطوح هم‌درگاشت مختلف در کلاهک قطبی. (الف) در کلاهک قطب جنوب در روزهای مختلف از پانزهم ژوئیه تا پانزدهم نوامبر ۲۰۰۲ و (ب) در کلاهک قطب شمال در روزهای مختلف از پانزدهم نوامبر ۲۰۰۸ تا پانزدهم مارس ۲۰۰۹. خط چین قرمز روز مرکزی گرمایش ناگهانی پوشن سپهر را نشان می‌دهد.

ایجاد نشده است. شکل ۷-ب نشان می‌دهد که در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلوین، قبل از گرمایش زمستان ۲۰۰۹، مقادیر میانگین مداری تاوایی پتانسیلی ارتل به‌هنگار از استوا به قطب افزایش یافته است و مقادیر بیشینه این کمیت در کلاهک قطب شمال برآورد شده است و تغییرات این کمیت در حین گرمایش و پس از آن قابل‌ملاحظه نبوده است. از مقایسه مقادیر کمینه و بیشینه شکل‌های الف و ب در دو شکل ۶ و ۷ دیده می‌شود که قدرمطلق این مقادیر در نیمکره جنوبی بیشتر از نیمکره شمالی است که معرف تغییرات شدید تاوایی پتانسیلی ارتل به‌هنگار شده در زمستان ۲۰۰۲ است.

در شکل ۷ تغییرات مکانی میانگین مداری تاوایی پتانسیلی ارتل به‌هنگار در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلوین در روزهای مختلف گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نیمکره جنوبی مربوط به سپتامبر ۲۰۰۲ (شکل ۷-الف) و نیمکره شمالی مربوط به ژانویه ۲۰۰۹ (شکل ۷-ب) نشان داده شده است. از شکل ۷-الف دیده می‌شود که در این سطح هم‌درگاشت، قبل از گرمایش، مقادیر از استوا به سوی قطب جنوب به سرعت کاهش یافته است و مقادیر کمینه در مدار ۶۰ درجه جنوبی به سوی قطب جنوب برآورد شده است. این مقادیر در کلاهک قطب جنوب در حین گرمایش کمی افزایش یافته است و بعد از آن نیز تغییرات قابل توجهی



(ب)



(الف)

شکل ۷. تغییرات روزانه میانگین مداری تاوانی پتانسیل بهنجار در سطح ۶۰۰ کلون (PVU) در عرض‌های جغرافیایی مختلف. (الف) در نیمکره جنوبی از ۱۵ ژوئیه تا ۱۵ نوامبر ۲۰۰۲ و (ب) در نیمکره شمالی از پانزدهم نوامبر ۲۰۰۸ تا پانزدهم مارس ۲۰۰۹. خطچین قرمز روز مرکزی گرمایش ناگهانی پوشش سپهر را نشان می‌دهد.

واچرخند قوی قرار دارد که هماهنگ با آن، بر مقدار تاوانی پتانسیل ارتل در آن مناطق افزوده شده است. یکی از این واچرخندها که گسترده‌تر نیز هست، جنوب استرالیا را تحت تأثیر قرار داده است. با شروع گرمایش ناگهانی پوشش سپهر، تاوه قطبی که هسته سردی دارد، تضعیف و واچرخندهای اطراف آن تقویت می‌شوند. لبه تاوه قطبی به سرعت تغییر کرده و هسته مرکزی آن نیز تضعیف شده و پیوستگی مرکز آن از بین رفته است و به صورت کشیده در راستای مداری قرار گرفته است و مناطق محدودتری را تحت تأثیر قرار داده است. دو واچرخند عرض‌های جغرافیایی میانی به سوی قطب جنوب گسترش یافته به طوری که واچرخند جنوب استرالیا، مناطق قطبی در محدوده دو نصف‌النهار ۹۰ تا ۱۸۰ درجه شرقی را تحت تأثیر قرار داده است و به همین دلیل مقادیر کمینه تاوانی پتانسیلی ارتل نیز محدوده کمتری را تحت تأثیر قرار داده‌اند (شکل ۸-ب). در اثر تبادل گرمایی بین این سامانه‌ها و تغییر قابل توجه پایداری ایستائی، هسته تاوه در حین گرمایش به دو هسته مجزا تبدیل شده که به وسیله یک جریان باریک لبه تاوه قطبی به هم متصل شده‌اند. پس از گرمایش دو هسته مجزای تاوه قطبی با تاوانی پتانسیلی ضعیف‌تر از حالت‌های قبل، باقی می‌مانند که به تدریج به وسیله واچرخندهای پوشش سپهری عبوری تضعیف شده و

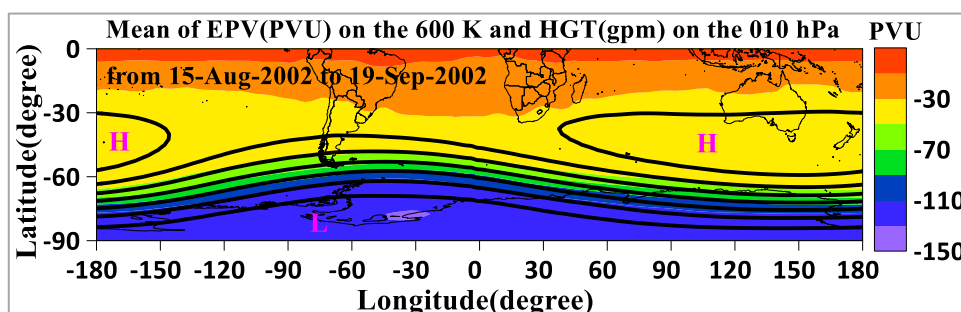
بررسی‌ها نشان داد الگوی که در سطوح فشاری مختلف آشکار می‌شوند، به سبب تغییرات شدید دمای پتانسیل نمی‌توانند در سطح هم‌درگاشت، حفظ شوند، از این رو در شکل‌های ۸ و ۹ برای تحلیل و توصیف بهتر، تاوانی پتانسیلی ارتل در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلون و ارتفاع ژئوپتانسیل در سطح فشاری ده هکتوپاسکال نشان داده شده است.

در شکل‌های ۸ و ۹، تغییرات مکانی تاوانی پتانسیلی ارتل روی سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلون و ارتفاع ژئوپتانسیل روی سطح ده هکتوپاسکال در حالت‌های قبل (شکل الف)، حین (شکل ب) و بعد از گرمایش (شکل ج) برای گرمایش ناگهانی پوشش سپهر نیمکره جنوبی و شمالی که به ترتیب در زمستان ۲۰۰۲ و زمستان ۲۰۰۹ رخ داده است، آورده شده است.

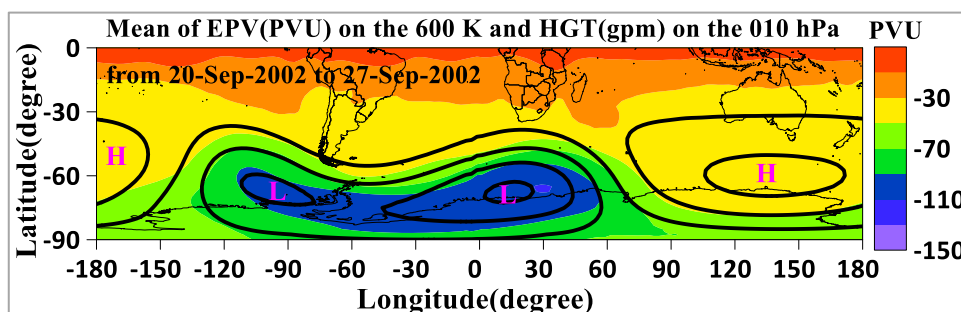
در شکل ۸-الف دیده می‌شود که تاوه قطبی پوشش سپهر که با مرکز کم ارتفاع مشخص شده است، در اطراف مدار ۷۰ درجه جنوبی آشکار شده است و کمترین مقادیر منفی تاوانی پتانسیلی ارتل در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلون در بین دو مدار ۶۰ تا ۹۰ درجه جنوبی قرار گرفته است به طوری که هسته کمینه آن در محدوده نصف‌النهار سی درجه غربی می‌باشد. در عرض‌های جغرافیایی میانی نیمکره جنوبی در خارج از لبه تاوه قطبی پوشش سپهری نیز دو

یافته و مقدار کمینه تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلون نسبت به قبل افزایش یافته و هسته کمینه آن به نصف‌النهار ۲۰ درجه غربی تا ۷۰ درجه شرقی محدود شده است. شایان ذکر است که در خارج از لبه تاوه قطبی در عرض‌های جغرافیایی میانی به سبب عبور واپرخندهای پوشش سپهر، گرادیان تاوایی پتانسیلی ارتل در هر سه مورد چندان قابل توجه نمی‌باشد.

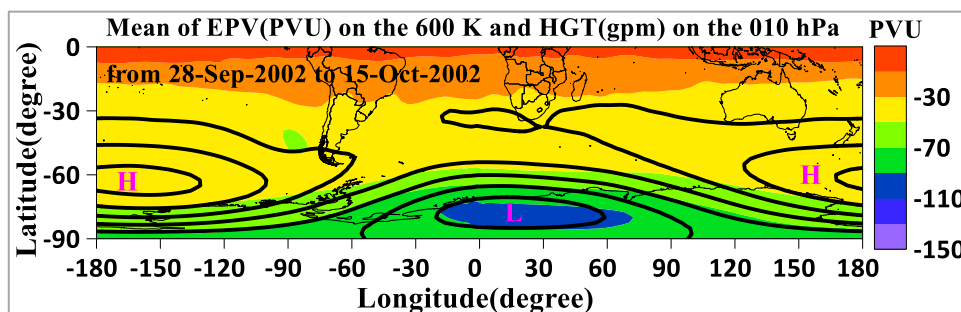
سپس بازسازی می‌شوند. هسته کمینه تاوه قطبی در این حالت به محدوده طول‌جغرافیایی ۱۵ درجه غربی تا ۶۰ درجه شرقی جابجا شده است (شکل ۸-ج). در حین بازسازی تاوه قطبی، پوشش سپهر تمایل دارد تا الگوی ارتفاعی و مقادیر تاوایی پتانسیلی ارتل مجدداً مناطق جنب قطبی را با شدت کمتر، تحت تأثیر قرار دهند. در این حالت، در سراسر مدار ۹۰ درجه جنوبی چرخند به تدریج توسعه



(الف)



(ب)

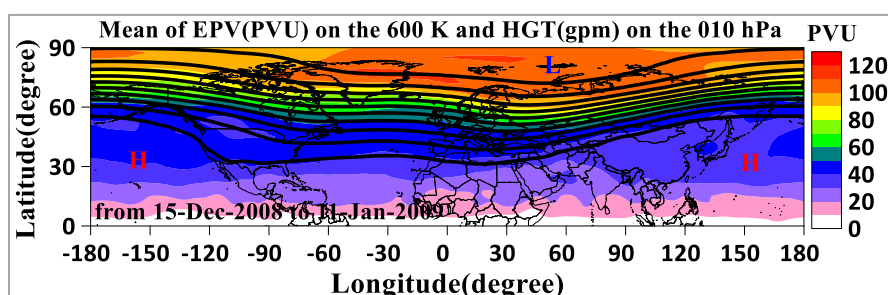


(ج)

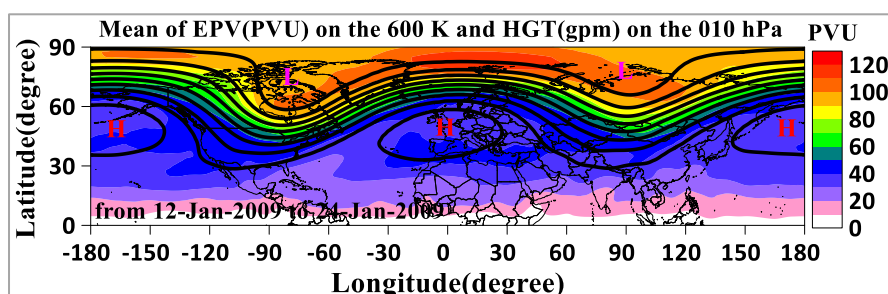
شکل ۸. تغییرات مکانی تاوایی پتانسیلی ارتل (PVU) روی سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلون و ارتفاع ژئوپتانسیل (ژئوپتانسیل متر) در سطح ده هکتوپاسکال در گرمایش سپتامبر ۲۰۰۲. (الف) میانگین روزهای پانزدهم اوت تا نوزدهم سپتامبر ۲۰۰۲، (ب) میانگین روزهای بیستم تا بیست و هفتم سپتامبر ۲۰۰۲ و (ج) میانگین روزهای بیست و هشتم سپتامبر تا پانزدهم اکتبر ۲۰۰۲. پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیل با فاصله ۲۵۰ ژئوپتانسیل متر رسم شده است.

هسته‌های ارتفاع زیاد شده است (شکل ۹-ب). در این حالت، نیز بیشترین مقدار تاوانی پتانسیلی ارتل در محدوده بین نصف‌النهار سی درجه غربی و شصت درجه شرقی قرار گرفته و منطبق بر ناوهای ارتفاع عرض‌های جغرافیایی میانی نیز مقادیر بیشینه این کمیت آشکار شده است. شکل ۹-ج نشان می‌دهد که پس از گرمایش، ارتفاع زیاد مناطق مختلف کلاهک قطب شمال را با مقادیر کم تاوانی پتانسیلی ارتل، تحت تأثیر قرار داده است. تاوه قطبی از جایگاه خود محو شده است و فقط دو کم ارتفاع با مقادیر تاوانی پتانسیلی ارتل بیشینه در محدوده ۹۰ تا ۱۲۰ درجه غربی و ۳۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی باقی‌مانده است.

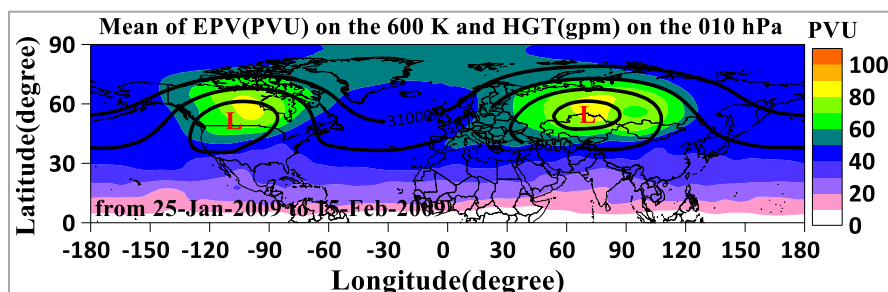
شکل ۹-الف نشان می‌دهد که قبل از گرمایش ژانویه ۲۰۰۹ در نیمکره شمالی، تاوه قطبی با پربند ارتفاع ۲۸۵۰ ژئوپتانسیل متر، در بین مدار ۷۰ تا ۹۰ درجه شمالی در محدوده نصف‌النهار ۱۲۰ درجه غربی تا ۱۲۰ درجه شرقی آشکار شده است. در مناطق جنب حاره و حاره نیز ارتفاع زیاد وجود دارد. در این دوره زمانی در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلون، بیشترین مقدار تاوانی پتانسیلی ارتل در کلاهک قطب شمال در محدوده نصف‌النهار ۳۰ درجه غربی و ۳۰ درجه شرقی قرار گرفته است. در حین گرمایش، تاوه قطبی تضعیف شده است و ناوهای ارتفاع آن به عرض‌های جغرافیایی میانی امتداد یافته و سبب ایجاد



(الف)



(ب)



(ج)

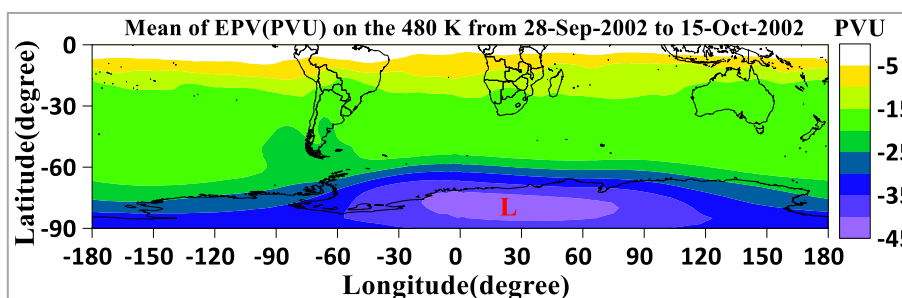
شکل ۹. تغییرات مکانی تاوانی پتانسیلی ارتل (PVU) روی سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلون و ارتفاع ژئوپتانسیل (ژئوپتانسیل متر) در سطح ده هکتوپاسکال در گرمایش ژانویه ۲۰۰۹. (الف) میانگین روزهای پانزدهم دسامبر ۲۰۰۸ تا یازدهم ژانویه ۲۰۰۹، (ب) میانگین روزهای دوازدهم تا بیست و چهارم ژانویه ۲۰۰۹ و (ج) میانگین روزهای بیست و پنجم ژانویه تا پانزدهم فوریه ۲۰۰۹. پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیل با فاصله ۲۵۰ ژئوپتانسیل رسم شده است.

تاوه قطبی در زمستان ۲۰۰۲ جابجا (شکل ۱۰-الف) و در گرمایش مربوط به زمستان ۲۰۰۹ به دو هسته مجزا (شکل ۱۰-ب) تبدیل شده است.

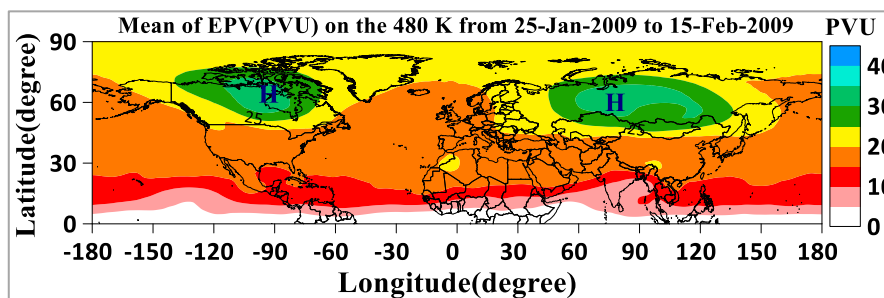
شایان ذکر است که در سطح هم‌درگاشت ۸۵۰ کلوین تقسیم هسته تاوه قطبی پوشش‌سپهر به خوبی آشکار شده است. شکل ۱۱-الف تغییرات مکانی تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح هم‌درگاشت ۸۵۰ کلوین در روز ۲۵ سپتامبر ۲۰۰۲ را نشان می‌دهد. از این شکل دیده می‌شود که در حین گرمایش، در این سطح هم‌درگاشت هسته تاوه قطبی به دو هسته مجزا تقسیم شده است. یکی از هسته‌ها در محدوده نصف‌النهار صفر تا ۶۰ درجه شرقی و دیگری در محدوده نصف‌النهار ۶۵ تا ۱۱۵ درجه غربی قرار گرفته‌اند که به وسیله یک نوار باریک به هم متصل شده‌اند. شکل ۱۱-ب نیز نشان می‌دهد که در حین گرمایش ژانویه ۲۰۰۹، هسته تاوه قطبی به دو هسته مجزا تبدیل شده است. یکی از هسته‌ها در محدوده نصف‌النهار ۶۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی و دیگری در محدوده نصف‌النهار ۶۷ تا ۱۱۰ درجه غربی قرار گرفته‌اند که به وسیله یک نوار به هم متصل شده‌اند.

مقایسه کیفی دو حالت موردی انتخابی نشان داد که در هر دو مورد، تاوه قطبی پس از گرمایش به دو هسته تبدیل شده است. در گرمایش مربوط به زمستان ۲۰۰۲ جایگاه تاوه قطبی پس از گرمایش در اطراف قطب جنوب باقی مانده است ولی در زمستان ۲۰۰۹ بر جایگاه تاوه قطبی، واچرخند توسعه یافته است. چنین بر می‌آید که در زمستان ۲۰۰۹، بازسازی تاوه قطبی به سبب طولانی بودن دوره پیری گرمایش، به تاخیر افتاده است. در این بخش از دوره زندگی، مقادیر میانگین مداری مؤلفه نصف‌النهار باد همچنان منفی است و باد شرقی ایجاد شده توانسته است واچرخند را توسعه دهد. در زمستان ۲۰۰۲، هسته‌های کمینه تاوایی پتانسیلی در حد فاصل خشکی‌های قطب جنوب و جنوب قاره‌ها قرار گرفته است که تفاوت دمای بین آب و خشکی می‌تواند عامل ایجاد تغییرات باد و در نتیجه کاهش تاوایی پتانسیلی ارتل باشد و تاوه قطبی فرصت بازسازی را پیدا کرده است. در زمستان ۲۰۰۹، هسته‌ها در مناطق سرد خشکی‌ها قرار گرفته است.

تحلیل تاوایی پتانسیلی ارتل بر روی سطح هم‌درگاشت ۴۸۰ کلوین منطبق بر محدوده وردایست نیز نشان داد که هسته

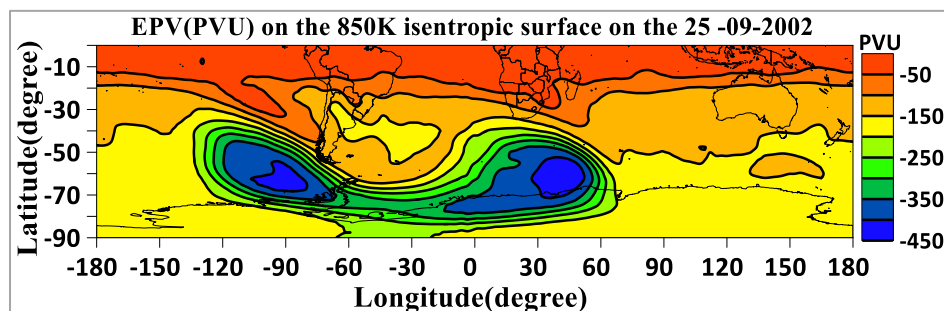


(الف)

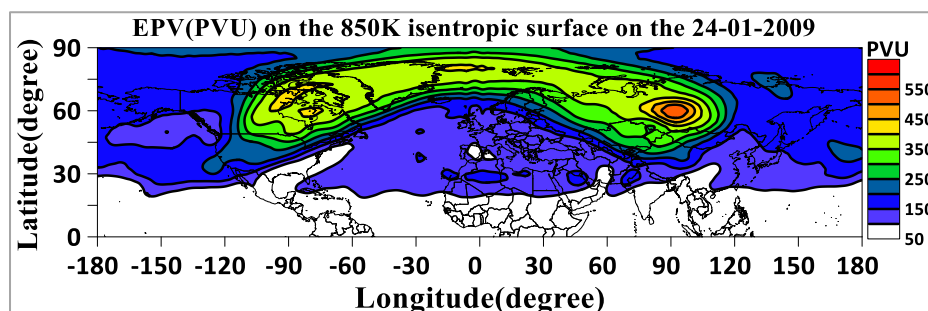


(ب)

شکل ۱۰. تغییرات مکانی تاوایی پتانسیلی ارتل (PVU) در سطح هم‌درگاشت ۴۸۰ کلوین در روز الف) ۲۵ سپتامبر ۲۰۰۲ و ب) ۲۴ ژانویه ۲۰۰۹.



(الف)

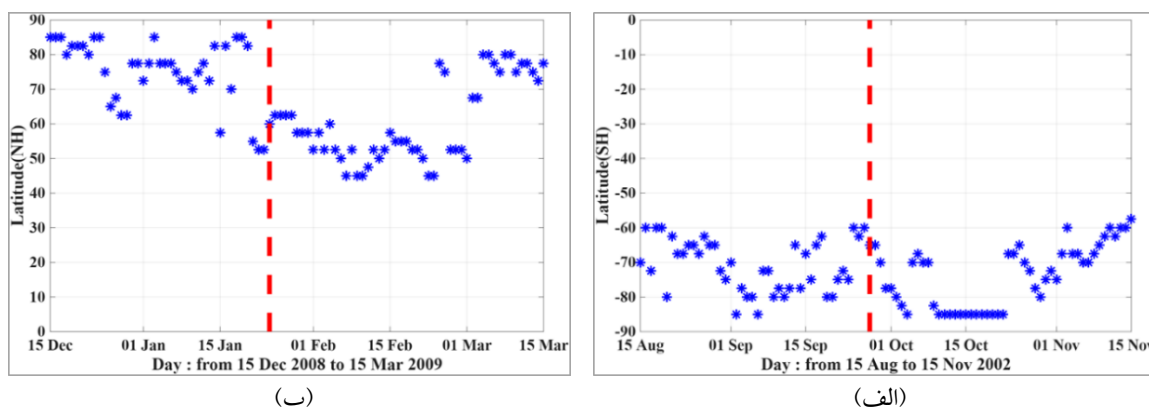


(ب)

شکل ۱۱. تغییرات مکانی تاوانی پتانسیلی ارتل (PVU) در سطح هم‌درگاشت ۸۵۰ کلین در روز الف) ۲۵ سپتامبر ۲۰۰۲ و ب) ۲۴ ژانویه ۲۰۰۹.

محدوده مدار ۷۰-۸۰ درجه شمالی تغییر کرده است. علت این اختلاف را می‌توان در تعداد روزهایی که میانگین مداری مؤلفه نصف‌النهاری باد شرقی است، جستجو کرد. تعداد این روزها در حین گرمایش مربوط به زمستان ۲۰۰۹، سی روز و در زمستان ۲۰۰۲ چهار روز بود. بنابراین تاوه قطبی پوشش سپهری در زمستان ۲۰۰۹ بیشتر از زمستان ۲۰۰۲ تخریب شده است. چنین به نظر می‌رسد که در گرمایش زمستان ۲۰۰۹، تاوه قطبی پوشش سپهر نیمکره شمالی از حالت پایدار به حالت موجی شکل تغییر یافته است و ناوهای آن که با بیشینه تاوانی پتانسیلی همراه است، به عرض‌های جغرافیایی کمتر از ۶۰ درجه شمالی امتداد یافته است و سپس در ماه مارس که تاوه قطبی بازسازی شده است، مرکز تاوه به موقعیت طبیعی خود برگشته است. در حالی که در گرمایش زمستان ۲۰۰۲، تاوه قطبی از حالت پایدار به حالت موجی تغییر نکرده است و هسته مرکزی تاوه در اطراف قطب جنوب با مرکز ضعیف‌تر باقی مانده است.

در شکل ۱۲ موقعیت روزانه مرکز تاوه قطبی پوشش سپهر در دو مورد گرمایش ناگهانی نشان داده شده است. شکل ۱۲-الف نشان می‌دهد که با شروع گرمایش در زمستان ۲۰۰۲، مرکز تاوه قطبی پوشش سپهر جنوبی از محدوده ۷۰-۸۰ درجه جنوبی، به عرض جغرافیایی ۶۰ درجه جنوبی نزدیک می‌شود و پس از روز صفر، موقعیت مرکز تاوه قطبی به سوی قطب جنوب تغییر می‌کند. در ماه اکتبر مرکز تاوه قطبی در مدار ۸۵ درجه جنوبی جای می‌گیرد و سپس به تدریج به سوی مدار ۶۰ درجه جنوبی تغییر می‌یابد. تغییرات عرض جغرافیایی مرکز تاوه قطبی در گرمایش مربوط به زمستان ۲۰۰۹ در شکل ۱۲-ب نشان داده شده است. از این شکل دیده می‌شود که مرکز تاوه قطبی قبل از گرمایش، در نزدیکی قطب شمال قرار گرفته است و با شروع گرمایش، مرکز تاوه قطبی به تدریج به عرض‌های جغرافیایی جنوبی‌تر منتقل شده است به طوری که پس از روز صفر، مرکز تاوه در محدوده مدار ۶۲-۴۵ درجه شمالی قرار گرفته است و در ماه مارس موقعیت مرکز تاوه به



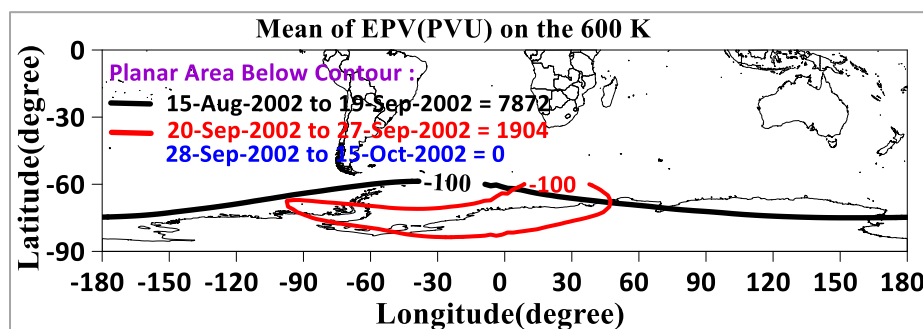
شکل ۱۲. موقعیت روزانه مرکز تاوه قطبی پوشش سپهری در گرمایش ناگهانی الف) زمستان ۲۰۰۲ و ب) زمستان ۲۰۰۹.

گرمایش کاسته شده است. نسبت تغییرات قبل و حین گرمایش در این حالت موردی $1/68$ برآورد شد که نشان می‌دهد گستره هسته تاوه قطبی نسبت به مورد زمستان ۲۰۰۲، کمتر تضعیف شده است. بعد از گرمایش مقادیر تاوایی پتانسیلی ارتل در هسته مرکزی تاوه از مقدار ۱۰۰ واحد کمتر شده است.

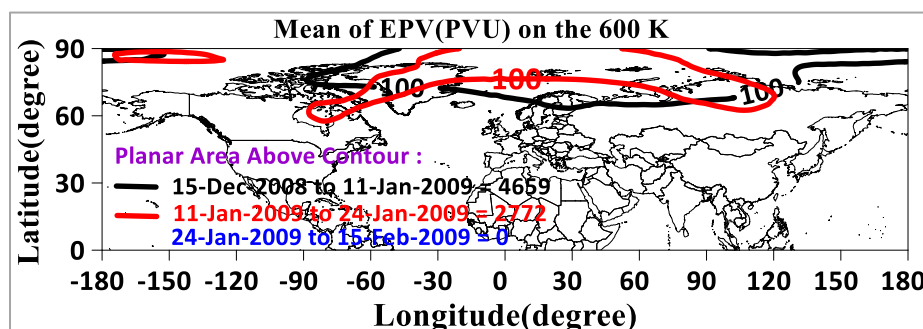
از مقایسه سطح بین خط هم‌مقدار ۱۰۰ واحدی و مقدار بیشینه و کمینه، مشخص شد که قبل از گرمایش، محدوده بین خط هم‌مقدار ۱۰۰ واحدی در گرمایش زمستان ۲۰۰۲ در نیمکره جنوبی نسبت به گرمایش زمستان ۲۰۰۹ در نیمکره شمالی، منطقه وسیع‌تری را در بر گرفته است و در حین گرمایش، محدوده مربوط به زمستان ۲۰۰۹ مساحت بیشتری دارد. بنابراین با وجودیکه افزایش دما و کاهش سرعت باد در پوشش سپهر زمستان ۲۰۰۹ شدیدتر و طولانی‌تر از زمستان ۲۰۰۲ ثبت شده است ولی گستره خط هم‌مقدار ۱۰۰ واحدی در نیمکره جنوبی شدیدتر از نیمکره شمالی تغییر کرده است. چنین به نظر می‌رسد که یکی از عوامل این اختلاف آهنگ تغییر مؤلفه مداری باد در راستای مداری است که توانسته است تاوایی مطلق را در نیمکره جنوبی کاهش و حرکت چرخندی تاوه قطبی پوشش سپهری را افزایش دهد.

برای بررسی کمی تغییرات لبه تاوه قطبی، از تغییرات سطح زیر منحنی ۱۰۰ واحدی استفاده شد. شکل ۱۳-الف تغییرات سطح کمتر از ۱۰۰- واحد تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلوین در سه حالت قبل از گرمایش، حین گرمایش و بعد از گرمایش سپتامبر ۲۰۰۲ را نشان می‌دهد. این شکل نشان می‌دهد که در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلوین، مساحت بین خط هم‌مقدار ۱۰۰- واحد تاوایی پتانسیلی ارتل و مقدار کمینه آن از ۷۸۷۲ واحد در قبل از گرمایش به ۱۹۰۴ واحد در حین گرمایش و به صفر واحد در بعد از گرمایش کاسته شده است و نسبت تغییرات قبل و حین گرمایش $4/14$ برآورد شد که نشان می‌دهد گستره تاوه قطبی به شدت تضعیف شده است. بعد از گرمایش، مقادیر تاوایی پتانسیلی ارتل در هسته مرکزی تاوه از مقدار ۱۰۰- واحد بیشتر شده است.

در شکل ۱۳-ب تغییرات سطح زیر خط هم‌مقدار ۱۰۰ واحدی مربوط به گرمایش ژانویه ۲۰۰۹ نشان داده شده است. در این مورد در سطح هم‌درگاشت ۶۰۰ کلوین، مساحت بین خط هم‌مقدار ۱۰۰ واحد تاوایی پتانسیلی ارتل و مقدار بیشینه آن از ۴۶۵۹ واحد در قبل از گرمایش به ۲۷۷۲ واحد در حین گرمایش و به صفر واحد بعد از



(الف)



(ب)

شکل ۱۳. تغییرات سطح خط هم مقدار ۱۰۰ و ۱۰۰- واحد تاوانی پتانسیلی ارتل (PVU) روی سطح هم درگاشت ۶۰۰ کلون در گرمایش (الف) سپتامبر ۲۰۰۲ و (ب) ژانویه ۲۰۰۹.

۵. نتیجه گیری

در این پژوهش با استفاده از تاوانی پتانسیلی ارتل در روی سطوح هم درگاشت، دو گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در نیمکره شمالی و جنوبی بررسی شد و نتایج موردی زیر بدست آمد.

نتایج بررسی تاوانی پتانسیل ارتل در دو مورد گرمایش انتخابی، نشان داد که بیشترین (کمترین) مقدار تاوانی پتانسیلی به هنجار شده در نیمکره شمالی (جنوبی) در سطح هم درگاشت ۶۰۰ کلون قبل از روز مرکزی گرمایش های انتخابی برآورد شد و مشخص شد که موقعیت مکانی هسته های بیشینه و کمینه در هر دو نیمکره در محدوده ۷۰ تا ۹۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی و جنوبی می باشد. همچنین در روزهای قبل از گرمایش، مقادیر کمینه تاوانی پتانسیلی ارتل در سطوح هم درگاشت مختلف در گرمایش ۲۰۰۲ بدون توجه به علامت آن، از مقادیر بیشینه مربوط به گرمایش ۲۰۰۹، بیشتر می باشد. چنین به نظر می رسد که این اختلاف به سبب بیشتر بودن

میانگین مداری مؤلفه مداری باد در پوشش سپهر نیمکره جنوبی و در نتیجه بیشتر بودن تغییرات نصف النهاری آن رخ داده باشد. بیشترین میانگین مداری مؤلفه مداری باد قبل از گرمایش ۲۰۰۲، حدود ۱۰۰ متر بر ثانیه و قبل از گرمایش ۲۰۰۹، حدود ۶۸ متر بر ثانیه برآورد شده است. این بخش از نتایج با بخشی از نتایج حاصل از پژوهش شارکی و همکاران (۲۰۲۱)، مقایسه شد. نتایج نشان داد که با وجودیکه ترکیبات جو تایتان (۹۸ درصد نیتروژن و ۲ درصد متان و هیدروژن) با ترکیبات جو زمین (۷۸ درصد نیتروژن و ۲۱ درصد اکسیژن) تفاوت دارد ولی مقادیر تاوانی پتانسیلی ارتل در دو نیمکره تایتان مشابه دو نیمکره زمین می باشد. این شباهت به سبب وجود دو تاوه قطبی پوشش سپهری در دو نیمکره تایتان است که با بادهای غربی خیلی شدیدی همراهی می شوند. بادهای قوی تایتان، از ۲۲۰ متر بر ثانیه در زمستان تا ۱۸۰ متر بر ثانیه در تابستان (لایت و همکاران، ۲۰۲۴؛ کوردینر و همکاران، ۲۰۲۰) برآورد شده است.

مراجع

- احمدی گیوی، ف.؛ محب الحجه، ع. و قرایلو، م. (۱۳۸۵). مطالعه دینامیک سامانه‌های چرخندی روی ایران از دیدگاه تاوایی پتانسیلی: مطالعه موردی برای آذر ماه ۱۳۸۲. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۳۲ (۱)، ۱-۱۳.
- دریکوند، ث.؛ نصیری، ب.؛ قائمی، ه.؛ کرپور، م. و مرادی، م. (۱۴۰۱). تحلیل آماری مؤلفه‌ی مداری باد در رخداد گرمایش ناگهانی پوشن سپهری. *مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۵۴ (۴)، ۵۳۳-۵۴۸.
- علی اکبری بیدختی، ع.؛ بنی هاشم، ت.؛ محب الحجه، ع. و مرادی، م. (۱۳۸۱). تهیه و تحلیل نقشه‌های تاوایی پتانسیلی هم‌درگاشت. طرح تحقیقاتی دانشگاه تهران، شماره شناسائی ۱۵۵۲۵۵۰، کتابخانه مرکزی و مرکز اسناد، ۵۴ صفحه.
- محب الحجه، ع. و مرادی، م. (۱۳۸۱). فرایابی تاوایی پتانسیلی راسبی-ارتل بر روی سطوح هم‌دمای پتانسیلی. دومین همایش پیش‌بینی عددی وضع هوا، تهران.
- مرادی، م. (۱۳۹۹ الف). بررسی دوره زندگی گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع اصلی در نیمکره شمالی. *مجله جغرافیا و مخاطرات محیطی*، ۹ (۴)، ۱۰۷-۱۲۲.
- مرادی، م. (۱۳۹۹ ب). ارتباط گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع اصلی با تغییرات تاوه قطبی در دوره آماری ۲۰۱۹-۱۹۷۹. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۴۶ (۳)، ۶۲۰-۶۰۳.
- مرادی، م. (۱۴۰۱). اثر گرمایش ناگهانی پوشن سپهر در تغییرات ارتفاع وردایست گرمایی در نیمکره شمالی (۱۹۷۹-۲۰۲۰). *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۴۸ (۳)، ۷۳۱-۷۴۸.
- مرادی، م. (۱۴۰۲). مطالعه موردی نقش گرمایش ناگهانی پوشن سپهر در تغییرات ازن کلی نیمکره شمالی. *مجله پژوهش‌های دانش‌زمین*؛ ۵۳، ۱۰۲-۱۱۸.
- بررسی الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل در پوشن سپهر نشان داد که پس از گرمایش ناگهانی زمستان ۲۰۰۲، در روی مناطق آبی نیمکره جنوبی واچرخند تقویت و توسعه یافته است. در گرمایش زمستان ۲۰۰۹ نیز واچرخند در روی اقیانوس اطلس گسترش یافته است که در دو طرف آن در روی خشکی‌های آسیای شمالی و آمریکای شمالی دو چرخند بسته تقویت و توسعه یافته است. گسترش ناوه‌ها و پشته‌ها در هر دو حالت موردی بر اساس معادله تاوایی پتانسیلی شبه زمینگرد که در آن ارتفاع ژئوپتانسیل با تغییرات تاوایی پتانسیلی شبه زمینگرد نسبت به زمان متناسب است، قابل توجیه است. مطابق این معادله، افزایش (کاهش) تاوایی پتانسیلی در روزهای مختلف سبب تقویت ناوه (پشته) می‌شود. تقویت و توسعه چرخند و واچرخند با نتایج یاسیمت و همکاران (۲۰۲۴) که نشان داده‌اند در شش گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع اصلی از ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۹ در منطقه اروپایی اقیانوس اطلس بن‌دال ایجاد شده است، هماهنگ می‌باشد.
- نتایج تحلیل دو گرمایش زمستانه متفاوت مربوط به نیمکره شمالی و جنوبی نشان داد که تاوه قطبی پوشن سپهر در زمستان ۲۰۰۲ نسبت به زمستان ۲۰۰۹ قبل از گرمایش گسترش بیشتری داشته است و در حین گرمایش سطح آن کاهش یافته است. علت تغییر سطح زیاد تاوه قطبی پوشن سپهر نیمکره جنوبی را می‌توان به قوی بودن آن و دارا بودن دوره زندگی کوتاه‌تر ربط داد که در اثر گرمایش ناگهانی به سرعت ناپایدار شده و تغییر شکل داده است. این بخش از نتایج با بخشی از نتایج لیکاف و همکاران (۲۰۲۲) مبنی بر کاهش گستره تاوه قطبی پوشن سپهری نیمکره جنوبی بعد از رخداد گرمایش ناگهانی زمستان ۲۰۰۲، هماهنگ بود.
- Ageyeva, V., Yu., Gruzdev, A.N., Elokhov, A.S., Mokhov, I.I., & Zueva, N.E. (2017). Sudden Stratospheric Warmings: Statistical Character is tics and Influence on NO2 and O3 Total Contents. *Atmospheric and Oceanic Physics*, 53(5), 477-486.
- Baldwin, M. P., & Holton, J. R. (1988). Climatology of the stratospheric polar vortex and planetary wave breaking. *J. Atmos. Sci.*, 45(7), 1123-1142.
- Baldwin, M.P., Ayarzagüena, B., Birner, T., Butchart, N., Butler, A.H., Charlton-Perez, A.J., Domeisen, D.I.V., Garfinkel, C.I., Garny, H., Gerber, E.P., Hegglin, M.I., Langematz, U.,

- & Pedatella, N.M. (2021). Sudden stratospheric warmings. *Rev. Geophys.* 59, e2020 RG000708. <https://doi.org/10.1029/RG000708>.
- Chandran, A., & Collins, R.L. (2014). Stratospheric sudden warming effects on winds and temperature in the middle atmosphere at middle and low latitudes: a study using WACCM. *Ann. Geophys.* 32, 859–874. <https://doi.org/10.5194/angeo-32-859-2014>.
- Cordiner, M.A., Garcia-Berrios, Cosentino, R.G., Teanby, N.A., Newman, C.E., Nixon, C.A., Thelen, A.E., & Charnley, S.B. (2020). Detection of Dynamical Instability in Titan's Thermospheric Jet. *Astrophysical Journal Letters*, 904: L12 (8pp).
- Domeisen, D.I.V., & Butler, A.H. (2020). Stratospheric drivers of extreme events at the Earth's surface. *Commun. Earth Environ.* 59(1), 1-8, <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00060-z>.
- Dunkerton, T. J., & Delisi, D.P. (1986). Evolution of potential vorticity in the winter stratosphere of January–February 1979. *J. Geophys. Res.*, 91, 1199–1208.
- Hoskins, B.J., McIntyre, M.E., & Robertson, A.W. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., & Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 77, 437–472.
- Kozubek, M., Lastovicka, J., & Krizan, P. (2020). Comparison of Key Characteristics of Remarkable SSW Events in the Southern and Northern Hemisphere. *Atmosphere*, 11(10), 1063, <https://doi.org/10.3390/atmos11101063>.
- Kuttippurath, J., & Nikulin, G. (2012). A comparative study of the major sudden stratospheric warmings in the Arctic winters 2003/2004–2009/2010. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 8115–8129.
- Lait, L.R. (1994). An alternative form for potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 51, 1754–1759.
- Lecouffe, A., Godin-Beekmann, S., Pazmino, A., & Hauchecorne, A. (2022). Evolution of the intensity and duration of the Southern Hemisphere stratospheric polar vortex edge for the period 1979–2020. *Atmos. Chem. Phys.*, 22, 4187–4200, <https://doi.org/10.5194/acp-22-4187-2022>.
- Lee, S.H., Butler, A.H., & Manney, G.L. (2025). Two major sudden stratospheric warmings during winter 2023/2024. *Weather*, 80(2), 45-53.
- Li, Y., Kirchengast, G., Schwaerz, M., & Yuan, Y. (2023). Monitoring sudden stratospheric warmings under climate change since 1980 based on reanalysis data verified by radio occultation. *Atmos. Chem. Phys.*, 23, 1259–1284. <https://doi.org/10.5194/acp-23-1259-2023>.
- Light, S., Gurwell, M., Thelen, A., Lombardo, N.A., & Nixon, C. (2024). Measurements of Titan's Stratospheric Winds during the 2009 Equinox with the eSMA. *Planet. Sci. J.* 5(4), 98, 1-10.
- Liu, G., Hirooka, T., Eguchi, N., & Kruger, K. (2022). Dynamical evolution of a minor sudden stratospheric warming in the Southern Hemisphere in 2019. *Atmos. Chem. Phys.*, 22, 3493–3505, <https://doi.org/10.5194/acp-22-3493-2022>.
- Liu, M., Hu, D., & Guan, Z. (2023). Modulation of a long-lasting extreme cold event in Siberia by a minor sudden stratospheric warming and the dynamical mechanism involved. *Clim. Dyn.* 60, 797–811. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06353-7>.
- Millan, L.F., Manney, G.L., & Lawrence, Z.D. (2021). Reanalysis intercomparison of potential vorticity and potential-vorticity-based diagnostics. *Atmos. Chem. Phys.*, 21, 5355–5376.
- Mirroknii, S.M., Mohebalhojeh, A., & Dritschel, D.G. (2011). Revisiting Vacillations in Shallow-Water Models of the Stratosphere Using Potential-Vorticity-Based Numerical Algorithms. *J. Atmos. sci.*, 68(5), 1007-1022. doi: <https://doi.org/10.1175/2011JAS3622.1>.
- Mitra, G., Guharay, A., Batista, P.P., & Buriti, R. A. (2022). Impact of the September 2019 minor sudden stratospheric warming on the low-latitude middle atmospheric planetary wave dynamics. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, 127, e2021JD035538. <https://doi.org/10.1029/2021JD035538> (2022).
- Mitra, G., Guharay, A., & Paulino, I. (2024). Signature of a zonally symmetric semidiurnal tide during major sudden stratospheric warmings and plausible mechanisms: a case study. *Sci. Rep.* 14, 23806 (2024). <https://doi.org/10.1038/s41598-024-72594-7>
- Müller, R., & Gunther, G. (2003). A Generalized Form of Lait's Modified Potential Vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 60, 2229–2237.
- Nash, E. R., Newman, P.A., Rosenfield, J.E., & Schoeberl, M. R. (1996). An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity. *J. Geophys. Res.*, 101, 9471–9478.
- Qian, C., Huang, J., Tian, W., Liu, J., Song, Y., & He, L. (2024). Impacts of the Arctic stratospheric polar vortex weakening on Ural

- blocking in Boreal winter. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, 129(21),
- Roy, R., & Kuttippurath, J. (2022). The dynamical evolution of Sudden Stratospheric Warmings of the Arctic winters in the past decade 2011–2021. *SN Appl. Sci.* 105(4). <https://doi.org/10.1007/s42452-022-04983-4>.
- Roy, R., Kuttippurath, J., Lefèvre, F., Raj, S., & Kumar, P. (2022). The sudden stratospheric warming and chemical ozone loss in the Antarctic winter 2019: comparison with the winters of 1988 and 2002, *Theor. Appl. Climatol.*, 149, 119–130, <https://doi.org/10.1007/s00704-022-04031-6>, 2022.
- Seo, J., & Choi, W. (2022). Stratospheric polar vortex revisited: New diagnostic for the vortex breakup. *J. Meteor. Soc. Japan*, 100, 687–705, doi:10.2151/jmsj.2022-036.
- Seviour, W. J. M., Mitchell, D. M., & Gray, L. J. (2013). A practical method to identify displaced and split stratospheric polar vortex events. *Geophysical Research Letters*, 40, 5268–5273, doi:10.1002/grl.50927, 2013.
- Sharkey, J., Teanby, N. A., Sylvestre, M. A. S., Mitchell, D. M., Seviour, W. J. M., Nixon, C. A., & Irwin, P. G. J. (2021). Potential Vorticity Structure in Titan's Polar Vortices from Cassini CIRS Observations. *Icarus*, 354, Article 114030. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2020.114030>
- Shi, Y., Evtushevsky, O., Milinevsky, G., Wang, X., Klekociuk, A., Han, W., Grytsai, A., Wang, Y., Wang, L., Novosyadlyj, B., & Andrienko, Y., (2023). Impact of the 2018 major sudden stratospheric warming on weather over the midlatitude regions of Eastern Europe and East Asia. *Atmospheric Research*, 297, 107112. [10.1016/j.atmosres.2023.107112](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.107112).
- Yamazaki, Y., Matthias, V., Miyoshi, Y., Stolle, C., Siddiqui, T., Kervalishvili, G., Lastovicka, J., Kozubek, M., Ward, W., Themens, D. R., Kirstoffersen, S., & Alken, P. (2019). September 2019 Antarctic sudden stratospheric warming: quasi-6-day wave burst and ionospheric effects. *J. Geophys. Res.: Space Physics*, 123(5), 4094–4109.
- Yessimbet, K., Steiner, A. K., Ladstädter, F., & Oso, A. (2024). Observational perspective on sudden stratospheric warmings and blocking from Eliassen–Palm fluxes. *Atmos. Chem. Phys.*, 24, 10893–10919,
- Zi, Y., Long, Z., Sheng, J., Lu, G., Perrie, W., & Xiao, Z. (2025). The sudden stratospheric warming events in the Antarctic in 2024. *Geophysical Research Letters*, 52, e2025GL115257. <https://doi.org/10.1029/2025GL115257>