



Research Paper

Statistical Analysis of Zonal Wind Component
in the Occurrence of Sudden Stratospheric Warming

Sorayya Derikvand ^a, Berooz Nasiri ^{a*}, Hooshang Ghaemi ^b, Mostaf Karampoor ^a, Mohammad Moradi ^b

^a. Department of Geography, Faculty of Literature and Humanities, Lorestan University, Khorramabad, Iran

^b. Department of Meteorological, Meteorological and Joe Sciences Institute, Iran Atmospheric Science & Meteorological Research Center, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

ABSTRACT

Keywords:

Final Warming,
Major Sudden Warming,
Pearson Correlation,
Wind-Zonal Fluctuations



Received:

3 September 2022

Received in revised form:

2 December 2022

Accepted:

2 February 2023

pp.533-548

In this study, the sudden heating of the Sunspahr, using NCEP/NCAR analysis data, was investigated in the statistical period of 1948-2020. The results of the analysis showed that the abundance of sudden heating events in February is 17 % more than other months. After calculating the intensity of the heating, it was found that in 2018-2017 heating, the average orbital component of the wind reached -48 m/s and the negative values of this quantity continued; This heating has been identified as the most severe sudden heating in the statistical period. The correlation between the changes of the orbital component of the wind is the time of the end of the final heating in all the years under the study of -0.6 , which means that the higher the standard deviation of the wind orbital component data, the sooner the end of the cold season and the final warming. The correlation rate of the two winter heating and the final heating with the main heating intensity is -0.8 and indicates a strong and reverse relationship between the two parameters and indicates that the more intense (main) winter warming is more severe, the final heating occurs earlier and the distance The two main heating and the end are less.

Citation: Derikvand, S., Nasiri, B., Ghaemi, H., Karampoor, M., & Moradi, M. (2022). Statistical Analysis of Zonal Wind Component in the Occurrence of Sudden Stratospheric Warming. *Physical Geography Research Quarterly*, 54 (4), 533-548.



<http://doi.org/10.22059/JPHGR.2023.349716.1007726>

*. Corresponding author (Email: nasiri.b@lu.ac.ir)

Extended abstract

Introduction

In this research, sudden stratospheric warming has been investigated. The stratosphere and the troposphere play an active role in determining the climate of the Earth's surface. Sudden stratospheric warming refers to a large-scale winter disturbance that significantly affects the temperature and circulation in the middle atmosphere. One of the goals of this research is to investigate and discover the relationship between the changes in the speed of the zonal component of the wind and the occurrence of the two sudden winter significant warming and the final warming.

Methodology

In order to further understand the phenomenon of sudden stratospheric warming, the average zonal wind component at the pressure level of 10 hPa on the longitude of 60° N was investigated for 73 years (1948-2020). NCEP/NCAR reanalysis data have been used to reveal this phenomenon. Moreover, from the zonal component of the wind at the level of 10 hPa on the 60° N, from zero to 360 degrees, which has 144 points with a spatial resolution of 2.5 degrees, a zonal average was taken; then in each month of the year for the number of years, the average zonal component of the wind has been averaged (measured) again. This study has been limited to the occurrence of this phenomenon only in the cold period of the year because it occurs only in cold seasons. The calculations were done by using Excel and MATLAB software. The criterion for detecting sudden stratospheric warming is the negative value of the average zonal component of the wind, and its intensity is considered based on the amount of this component going below zero and the number of consecutive days when this quantity has negative values. For the sudden warming of the stratosphere to occur, the speed of the zonal component of the wind must decrease, and as a result, the temperature must increase. Moreover, in the warming of March, the researcher did her best to allocate a time gap of at least 20 days with the final warming.

Pearson's correlation test has been used to correlate the changes in the wind component with the final warming event.

Results and Discussion

Investigating and understanding the changes in the zonal wind speed will shed light on many factors. The speed of the zonal component of the wind is not the same throughout the year, but this component also changes due to the changes in the angle of the sun's rays. The highest speeds of this component are in January, with 44.05 m/s, and in December, with 39.94 m/s. The average speed of the zonal component of the wind is 21.29 m/s in October, 33.91 m/s in November, 36.31 m/s in February, and 23.34 m/s in March. In April, the speed of the currents is greatly reduced, and in some years, in the second half of the month, the wind currents blow eastward. The overall average wind speed in this month is 5.27. From May onwards, wind currents blow to the east; in other words, they become negative. Furthermore, this means the warm season and final warming have begun. The duration of the effect of wind speed changes on the amount of temperature changes was obtained by running Pearson correlation calculations between these two components. In addition to simultaneous correlation, the delayed correlation was also used. The degree of simultaneous correlation was measured to be -0.73 and has been the most related to the applied delays. These calculations show that reducing the speed and changing the direction of the wind simultaneously have the most significant effect on increasing the temperature. After examining and extracting the warming that occurred, the intensity of this phenomenon was also investigated by drawing a two-line graph for the two components of wind and temperature for all the years under investigation.

Identification of 36 sudden stratospheric warmings of the major type and determination of their intensity was carried out. The intensity of this phenomenon is different in each occurrence. The maximum drop in wind speed and the number of days below zero are the criteria for measuring the intensity of

sudden stratospheric warming. In the year between 2017 and 2018, the most severe warming occurred with the negative direction of the zonal wind at the rate of -48.8 and remaining in a negative state for 20 days. The most likely occurrence of a sudden warming of the major type is related to February. The intensity of warming that occurred in each month shows a direct relationship with the amount of zonal wind speed. January ranks first in terms of warming intensity, with a rate of -20.5 m/s. Seemingly, March has had the slightest warming with a rate of -7.1 m/s. The annual fluctuation in the zonal component of the wind at the beginning of the final warming is a significant value. This relationship was explored by calculating the correlational strength between the zonal wind speed's standard deviation and the major warming's starting day. The degree of this correlation in all years under study (in years both with and without warming) is -0.6, which shows a moderately strong inverse relationship. Moreover, it means that the higher the standard deviation of the wind speed, the earlier ending of cold season and the occurrence of final warming. The commencement of the final warming, or in other words, the end of the cold season in years with sudden warming, was calculated as follows:

The correlation between the intensity of sudden stratospheric warming and the interval time of the major warming and the final warming was measured; with a rate of -0.8, this correlation indicates a rather strong but inverse one between the two figures – it also states that the higher the intensity of the sudden warming, the sooner the final warming will occur, and the shorter the time interval of the two warmings will be.

Conclusion

Changes in the zonal wind speed at the level of 10 hPa on the longitude 60° have a relatively strong relationship with factors such as sudden stratospheric warming, the intensity of sudden warming, the percentage of sudden warming, and the time of final warming. The zonal wind speed in each month depends on the angle of the sun's rays. This has caused

the possibility of sudden stratospheric warming to be different each month and also affects the intensity of the warming. With a zonal wind speed of 44.05 m/s, January has the most intense warming in terms of polar vortex destruction, which changes the direction of the wind orbit by 20.5 m/s. The degree of correlation between zonal wind changes and the occurrence of final warming indicates a strong but inverse relationship between the two. The higher the standard deviation of the zonal wind speed, the sooner the final warming will arrive. Finally, the relationship between the two major winter warmings and the final warming can be expressed as follows:

In years when sudden stratospheric warming occurs, the greater the warming intensity is, the earlier the final warming occurs.

Funding

There is no funding support.

Authors' Contribution

All of the authors approved the content of the manuscript and agreed on all aspects of the work.

Conflict of Interest

Authors declared no conflict of interest.

Acknowledgments

We are grateful to all the scientific consultants of this paper.

تحلیل آماری مؤلفه مداری باد در رخ داد گرمایش ناگهانی پوشن سپهری

ثریا دریکوند - گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

بهروز نصیری^۱ - گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

هوشنگ قائمی - گروه هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

مصطفی کریمپور - گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

محمد مرادی - گروه هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

در این پژوهش، گرمایش ناگهانی پوشن سپهری، با استفاده از داده‌های باز تحلیل NCEP/NCAR، در دوره آماری ۲۰۲۰-۱۹۴۸ مورد بررسی قرار گرفت. نتایج تحلیل نشان داد که فراوانی رخداد گرمایش ناگهانی پوشن سپهری، در ماه فوریه با ۱۷ درصد، بیش از سایر ماه‌ها می‌باشد. پس از محاسبه شدت گرمایش‌های آشکار شده، مشخص شد که در گرمایش ۲۰۱۸-۲۰۱۷، میانگین مؤلفه مداری باد به ۴۸- متر بر ثانیه رسید و مقادیر منفی این کمیت ۲۰ روز ادامه داشته است؛ این گرمایش به‌عنوان شدیدترین گرمایش ناگهانی پوشن سپهری در دوره آماری مورد مطالعه شناسایی شده است. میزان همبستگی بین تغییرات مؤلفه مداری باد با زمان شروع گرمایش پایانی در تمام سال‌های تحت بررسی ۰/۶- می‌باشد و بدین معناست که هرچه انحراف معیار داده‌های مؤلفه مداری باد بیشتر باشد، پایان فصل سرد و گرمایش پایانی زودتر فرامی‌رسد. میزان همبستگی فاصله دو گرمایش زمستانه و گرمایش پایانی با شدت گرمایش اصلی ۰/۸- می‌باشد و نشان‌دهنده ارتباط قوی و معکوس بین این دو پارامتر می‌باشد و نشان می‌دهد هر چه گرمایش پوشن سپهری زمستانه (اصلی) شدیدتر باشد، گرمایش پایانی زودتر رخ می‌دهد و فاصله دو گرمایش اصلی و پایانی کمتر می‌شود.

واژگان کلیدی:

گرمایش ناگهانی اصلی، گرمایش پایانی، نوسانات باد مداری، همبستگی پیرسون.



تاریخ دریافت:

۱۴۰۱/۰۶/۱۲

تاریخ بازنگری:

۱۴۰۱/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش:

۱۴۰۱/۱۱/۱۳

صص. ۵۳۳-۵۴۸

استناد: دریکوند، ثریا؛ نصیری، بهروز؛ قائمی، هوشنگ؛ کریمپور، مصطفی و مرادی، محمد. (۱۴۰۱). تحلیل آماری مؤلفه مداری باد در رخ داد گرمایش ناگهانی پوشن سپهری. *مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۵۴ (۴)، ۵۳۳-۵۴۸.

 <http://doi.org/10.22059/JPHGR.2023.349716.1007726>

مقدمه

در این پژوهش به بررسی گرمایش ناگهانی پوشش سپهر^۱ پرداخته شده است. پوشش سپهر نیز در کنار ورد سپهر، به صورت فعالانه در تعیین وضع هوا و اقلیم سطح زمین سهم دارد. در سال‌های اخیر نتایج بررسی‌های بسیاری حاکی از آن است که تاوه قطبی^۲ پوشش سپهری بر وضعیت جوی و اقلیمی وردسپهر تأثیرگذار می‌باشد، از این رو انگیزه و علاقه بیشتری نسبت به موضوع تاوه قطبی پوشش سپهری معطوف شده است. اگر پویایی جو در موقعیت مناسبی واقع باشد، می‌تواند مقداری از انرژی را به سمت سطوح بالاتر جو تابش دهد. هنگامی که انرژی به سطوح جوی بالاتر برسد و به اندازه کافی قوی باشد، به صورت موج باعث فشار بر تاوه قطبی می‌شود. این امواج باعث کند شدن یا تضعیف تاوه قطبی شده، در بعضی موارد وقتی که گرمایش به اندازه کافی قوی باشد، می‌توانند تاوه قطبی را کاملاً جابجا کرده و باعث گرمایش ناگهانی پوشش سپهر قطبی شوند (کرمی و همکاران، ۱۳۹۷: ۳۵).

پدیده گرمایش ناگهانی جو، یک آشفتنگی بزرگ مقیاس می‌باشد که در زمستان‌های پوشش سپهر قطبی رخ می‌دهد و باعث تغییر دما در جو میانی می‌شود (Ageyeva, 2017:481). علت گرمایش ناگهانی پوشش سپهری توقف جریان متوسط مداری پوشش سپهری به واسطه گسترش امواج راسبی در مقیاس سیاره‌ای از وردسپهر به داخل پوشش سپهر قطبی است. این پدیده با افزایش بسیار شدید و سریع دما از ۳۰ تا ۴۰ کلون در روز، در لایه‌های میانی به بالای پوشش سپهری بین ۳۰ تا ۵۰ کیلومتر همراه است و دلیل بیشتر موارد حدی؛ جریان‌های معکوس شده باد زناری غربی همراه با جت شبانه قطبی پوشش سپهری است (Scherhag, 1952). این نوع گرمایش اغلب در ژانویه و فوریه نیمکره شمالی رخ می‌دهد، در حالی که در نیمکره جنوبی در فصل زمستان وجود ندارد. در این نوع گرمایش، علاوه بر گرم شدن قطب و معکوس شدن شیو دما، تاوه قطبی پوشش سپهری گسیخته شده و به وسیله یک سامانه پر ارتفاع جایگزین می‌شود. در فصل زمستان امواج بزرگ مقیاس راسبی این توانایی را دارند که از وردسپهر به پوشش سپهر انتقال پیدا کنند، در حین این انتقال شکست پوشش سپهر فوقانی صورت می‌گیرد و این امر باعث ضعیف شدن سرعت جریان‌های غربی این سطح، و چه بسا تغییر جهت جریان‌های غربی به شرقی می‌شود و در نهایت افزایش ناگهانی دما در داخل تاوه قطبی را به دنبال دارد و گرمایش ناگهانی پوشش سپهر را رقم می‌زند (کرمی و همکاران ۱۳۹۷). به طور متوسط این پدیده هر سه سال، دو بار در زمستان‌های نیمکره شمالی رخ می‌دهد (Charlton et al, 2007:458). گرمایش ناگهانی جو زمستانه، به دو نوع اصلی و فرعی تقسیم می‌شود. اولین تعریف ارائه شده برای SSW توسط سازمان جهانی هواشناسی، افزایش دما و معکوس شدن جهت باد در سطح فشاری ۱۰ هکتوپاسکالی مدار ۶۰ درجه عرض جغرافیایی می‌باشد (سازمان جهانی هواشناسی ۱۶۹۴). گرمایش ناگهانی پوشش سپهری نوع فرعی از دیدگاه سازمان هواشناسی جهانی (McInturff, 1978:25)، زمانی رخ می‌دهد که در بازه زمانی نوامبر تا آوریل در تراز ۱۰ هکتوپاسکالی میانگین مداری دمای کلاهیک قطبی بیشتر از میانگین مداری دما در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی باشد. نوع اصلی نیز زمانی اتفاق می‌افتد که در مدت افزایش ناگهانی دمای پوشش سپهر، میانگین مداری مؤلفه مداری باد در روی مدار ۶۰ درجه شمالی در تراز ۱۰ هکتوپاسکال، از مقدار مثبت به منفی تغییر کند و سپس به مقدار مثبت برگردد (Butler & Gerber, 2018:2340). برخی از پژوهشگران بین نوع اصلی و فرعی گرمایش تفاوتی قائل نیستند. بر اساس تغییر تاوه قطبی حاصل از گرمایش ناگهانی، این پدیده را دسته‌بندی کرده‌اند به طوری که گرمایش ناگهانی نوع اول سبب پیدایش تاوه

1 . Sudden Stratospheric Warming(SSW)

2 . polar vortex

قطبی جابه‌جاشده و گرمایش نوع دوم سبب پیدایش تاوه قطبی گسیخته می‌شود (Palmeiro et al, 2105:6836). برخی پژوهشگران نیز تغییرات کوچکی را در تعریف گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهر ایجاد کرده‌اند تا گرمایش‌های قوی‌تری را بررسی نمایند. گرمایش نوع اصلی هنگامی رخ می‌دهد که دمای تراز ده هکتوپاسکال بر روی مدار شصت تا نود درجه شمالی در بازه زمانی نوامبر تا مارس بیش از ۲۵ کلون افزایش یابد و در این فاصله، میانگین مؤلفه مداری باد بر روی مدار شصت درجه در تراز ده هکتوپاسکالی از مقادیر مثبت به منفی تغییر دهد و تا قبل از ماه مارس به حالت اولیه برگردد. گرمایش نوع فرعی نیز هنگامی رخ می‌دهد که مؤلفه مداری باد تغییر علامت ندهد ولی میزان افت آن بیش از ۲۰ متر بر ثانیه باشد (مرادی ۱۳۹۹:۱۰۸).

رخداد گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهر در زمستان نیمکره شمالی بر روی اقلیم سطح زمین به‌طور بارزی تأثیرگذار است. منفی شدن جهت مؤلفه باد که در خلال گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهر رخ می‌دهد می‌تواند تاوه قطبی را به دو تاوه کوچک‌تر و مستقل تبدیل کند و آن‌ها را به عرض‌های پایین انتقال دهد که باعث می‌شود با تأخیر ده تا بیست روز، هوای سرد روی مناطق اروپای شمالی و اوراسیا ماندگاری داشته باشد (Nath et al, 2016:10). معیارهای مختلفی برای تعیین وقوع گرمایش ناگهانی وجود دارد. ماهیت پیوسته تغییرپذیری پوشن‌سپهر، شناسایی یک آستانه بهینه قطعی را برای این پدیده دشوار می‌کند. از این‌رو پژوهشگران زیادی این پدیده را از دیدگاه‌های مختلفی بررسی کرده‌اند که در زیر به‌طور کوتاه به چند مورد اشاره می‌شود.

میررکنی و همکاران (۱۳۹۲)، در بررسی بی‌هنجاری‌های اقلیمی زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸، با استفاده از تابع‌های متعامد تجربی و فرایافتهای اوپلری نشان دادند که وقوع یا عدم وقوع گرمایش ناگهانی فرعی و یا اصلی در اثنای زمستان سبب جابه‌جایی الگوی دوقطبی سرد به عرض‌های پایین‌تر (بالا‌تر) و در نتیجه بروز زمستان سرد (گرم) در منطقه می‌شود. کرمی و همکاران (۱۳۹۷)، در بررسی حالت‌های بازتاب، جذب و انتشار امواج راسبی انتشار یابنده بالاسو با استفاده از داده‌های باز تحلیل ERA-Interim^۱ در زمستان‌های دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۷۹ نشان دادند که حالت‌های بازتابی و غیر بازتابی جو چون اثر مستقیم بر میزان نفوذ امواج راسبی از وردسپهر به پوشن‌سپهر دارد، بر میزان وقوع گرمایش‌های ناگهانی جو اثر دارند. در سال‌های که پوشن‌سپهر حالت بازتابی دارد؛ تنها در ۳۳ درصد از زمستان‌ها احتمال رخ داد پدیده گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهری وجود دارد و این در حالتی است که زمستان‌هایی که پوشن‌سپهر حالت غیر بازتابی دارد احتمال رخ داد این پدیده نیز بیشتر است به همین دلیل در این شرایط در حدود ۶۳ درصد زمستان‌ها احتمال رخ داد گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهری وجود دارد. مرادی (۱۳۹۹)، در مقاله‌ای تحت عنوان ارتباط گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهر نوع اصلی با تغییرات تاوه قطبی، به این نتیجه رسید که در ۴۲ درصد موارد، مرکز تاوه قطبی به‌سوی جنوب جابه‌جاشده است و مرکز هسته پس از جابجایی تضعیف شده است. در ۵۸ درصد موارد، هسته تاوه به دو سلول تبدیل شده است. از این مقدار ۱۵/۸ درصد از نوع تقسیم ناقص است. که در آن هسته ثانوی کمتر از دو پر بند بسته بافاصله ۱۰۰ زئو پتانسیل متر دارد و از طریق ناوه ارتفاع به هسته اولیه وابسته است. میریان و همکاران (۱۳۹۹)، در مقاله‌ای اثرات پوشن‌سپهر را بر بارش‌های سنگین بررسی کردند، و به این نتایج دست یافتند که علاوه بر تغییرات دینامیک سطوح میدانی و زیرین وردسپهر، تغییرات دینامیک پوشن‌سپهری نیز نقش مهمی ایفا می‌کند. مرادی (۱۴۰۰)، در مقاله‌ای به‌عنوان بررسی دوره زندگی گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهر نوع اصلی در نیمکره شمالی، دوره زندگی این پدیده شامل روز تولد، دوره رشد، دوره بلوغ و روز مرگ را بر اساس تغییرات میانگین مداری مؤلفه

مداری باد در مدار ۶۰ درجه شمالی در تراز ۱۰ هکتوپاسکالی تعریف کرد. کوی و پائوسون (۲۰۱۵)، گرمایش ناگهانی پوشن سپهری را که در ششم ژانویه ۲۰۱۳ رخ داده بود را بررسی کردند. تجزیه تاوه قطبی به دو مرکز مجزا در این گرمایش به علت شکست امواج سیاره‌ای و انتقال شار قائم از پوشن سپهر بالایی به پوشن سپهر پایینی بوده است. لو (۲۰۲۱)، در مقاله‌ای تحت عنوان، گرمایش ناگهانی جو در ژانویه ۲۰۱۲، به این نتیجه رسیدند که از دست رفتن یخ دریای قطب شمال در پاییز و پدیده لاینیا، و در نواحی عرض جغرافیایی بالای اقیانوس آرام شمالی باعث می‌شود که امواج سیاره‌ای را تقویت کند و در نتیجه تاوه قطبی پوشن سپهری را مختل می‌کند. باتلر و همکاران (۲۰۱۵)، میزان وقوع گرمایش ناگهانی پوشن سپهری را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که میزان رخ داد این پدیده در نیمکره شمالی بیشتر از نیمکره جنوبی می‌باشد و علت این امر فراوانی وقوع امواج سیاره‌ای در نیمکره شمالی می‌باشد. اگی یاوا و همکاران (۲۰۱۷)، با استفاده از داده‌های MERRA2^۱ ویژگی‌های آماری گرمایش ناگهانی پوشن سپهری از نوع اصلی و فرعی را که در دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۵۸ رخ داده در نیمکره شمالی را بررسی کردند. در این پژوهش ۴۱ گرمایش اصلی و ۴۱ گرمایش فرعی شناسایی شد. و جابجایی تاوه قطبی از شرایط گرمایش‌های اصلی می‌باشد. کیم و همکاران (۲۰۱۷)، برای سنجش تعداد وقوع گرمایش ناگهانی پوشن سپهری، تعریف ارائه شده سازمان جهانی هواشناسی را تغییر دادند. و سپس دوره آماری ۲۰۰۲-۱۹۵۸ را با دو تعریف مجزا مورد بررسی قرار دادند. نتایج این پژوهش بدین صورت ارائه شد که در ۱۸ مورد نتایج یکسان بودند ولی با استفاده از روش ارائه شده ۵ مورد گرمایش ناگهانی پوشن سپهری که با تعریف سازمان جهانی هواشناسی آشکار نشده بودند، مشخص گردید. باتلر و همکاران (۲۰۱۸)، برای تعیین تاریخ دقیق رخ داد گرمایش ناگهانی پوشن سپهری، تعاریف مربوط به ویژگی‌های این پدیده را تغییر دادند و در دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۵۸، با استفاده از شش نوع داده متفاوت، چهل و یک رخ داد گرمایش ناگهانی پوشن سپهری از نوع اصلی را در نیمکره شمالی و یک مورد در نیمکره جنوبی آشکار کردند. در این پژوهش برای اولین بار، از معیار تغییر جهت باد غربی به شرقی در فاصله ماه نوامبر تا مارس و سپس برگشت به حالت اولیه پس از بیست روز متوالی استفاده شد. وارچین و کیریشیف (۲۰۱۹)، با استفاده از داده‌های تحلیلی SABER/NCEP^۲ و مقادیر اندازه‌گیری ماهواره‌های MLS فرایند دینامیکی پوشن سپهر قطبی در زمستان ۲۰۱۸-۲۰۱۷ را مورد بررسی قرار دادند. نتایج این پژوهش بدین صورت ارائه شده است که انتشار پایین‌سوی موج، از پوشن سپهری و ورود آن به ورد سپهر در نزدیکی کانادا از اواخر دسامبر ۲۰۱۷ تا اوایل ژانویه ۲۰۱۸ باعث گرمایش ناگهانی پوشن سپهر در فوریه ۲۰۱۸ شده است. تخریب تاوه قطبی پوشن سپهری، سرد شدن گرم‌سپهر، تغییر در ارتفاع وردایست و نیز سرمای پوشن سپهر پایینی در مناطق حاره از عوامل این پدیده بوده‌اند. یوشیدا و میزاتا (۲۰۲۱)، در مقاله‌ای با عنوان، آیا گرم شدن ناگهانی پوشن سپهر فعالیت همرفتی را در مناطق استوایی افزایش می‌دهد؟ بدین نتایج دست یافتند که دمای پوش سپهر و پایداری اِستوایی در مناطق استوایی کاهش می‌یابد و فعالیت همرفتی هم‌زمان با بالا آمدن گردش برایور دابسون به اوج می‌رسد. امواج برون حاره به سمت وردسپهر استوایی، که می‌تواند فعالیت همرفتی را تغییر دهد، تغییرات سیستماتیک قوی در طول گرمایش‌ها نشان نمی‌دهد، و اگر اندازه نمونه بزرگ باشد، هیچ ارتباط قابل توجهی با فعالیت همرفتی یافت نمی‌شود. ما و همکاران (۲۰۲۲)، دلایل وقوع گرمایش ناگهانی پوشن سپهری نادر قطب جنوب در سال ۲۰۱۹، را بررسی کردند؛ و به این نتایج دست یافتند. دو دلیل احتمالی باعث وقوع این پدیده شده است، اول گرمایش مرکز اقیانوس آرام استوایی که دامنه موج سیاره‌ای وردسپهر را در مقیاس زمانی فصلی افزایش داد و دوم تأثیر ناهنجاری همرفت اوت تا سپتامبر،

۱. تحلیل گذشته‌نگر دوران مدرن انجام شده توسط ناسا

۲. مرکز ملی پیش‌بینی محیطی / مرکز ملی تحقیقات جوی

که باعث شد سمت خط الراس موج را به میزان غیرعادی تحریک کند. بوه و همکاران (۲۰۲۲)، در پژوهشی، موج سرمای بی‌سابقه در اوایل ژانویه ۲۰۲۱ را بررسی کردند. این موج به شرق آسیا نفوذ کرد و منجر به دمای بسیار پایین شد. این مطالعه نشان می‌دهد که پدیده گرم شدن ناگهانی پوشش سپهر در ابتدای ژانویه ۲۰۲۱ تأثیر مهمی بر این موج سرد داشته است. رویداد مهم^۱ SSW در ۲ ژانویه ۲۰۲۱ رخ داد و پس از آن منجر به جابجایی تاوه قطبی پوشش سپهری به سمت شرق آسیا شد. علاوه بر این، رویداد SSW باعث شد که سیگنال گرم شدن پوشش سپهر به سمت پایین به وردسپهر میانی منتشر شود، که نه تنها وقوع پدیده بندال در منطقه اورال - سیبری و فاز منفی نوسان شمالگان، را افزایش داد، بلکه تاوه قطبی ورد سپهر را نیز از قطب خارج کرد.

رویدادهای تاوه قطبی نیز در نهایت بر آستانه‌های دلخواه و پارامترهای انتخاب شده حساس هستند و می‌توانند نتیجه متفاوتی را ارائه دهند (باتلر و همکاران، ۲۰۱۸). در پژوهش‌های ذکر شده علت متفاوت بودن نتایج به دست آمده، تفاوت در معیارها و انتخاب آستانه‌های متفاوت می‌باشد. ناگفته نماند تکنیک‌های مورداستفاده نیز متفاوت می‌باشد. از جمله، حالت‌های حلقوی (بالدوین و همکاران، ۲۰۰۹؛ بالدوین و همکاران، ۲۰۰۱؛ وو و همکاران، ۱۹۹۹)، تشخیص گرداب هندسی (هاناچی، ۲۰۱۱؛ میشل، ۲۰۱۱)، معیارهای مبتنی بر کاهش سرعت باد (کیم و همکاران ۲۰۱۷)، تغییرات دما (بلوم و همکاران، ۲۰۱۲؛ ماری و همکاران، ۲۰۱۶) و توابع متعامد تجربی EOFs (هیچکاک و همکاران، ۲۰۱۳)، نیز برای تشخیص استفاده شده‌اند. به‌طور کلی شمارش یکپارچه گرمایش اصلی و فرعی باهم، آستانه برای افزایش دما، میزان تخریب تاوه قطبی و فاصله با گرمایش پایانی از عوامل تفاوت در نتایج می‌باشد.

از عوامل مهم بررسی گرمایش ناگهانی پوشش سپهر زمستانه، توجه به زمان وقوع گرمایش پایانی یا همان تخریب نهایی تاوه قطبی و پایان فصل سرد می‌باشد. این دو باید به‌خوبی از هم تفکیک شوند تا به‌اشتباه گرمایش‌های پایانی در ماه مارس، گرمایش زمستانه اصلی قلمداد نشود. وقوع گرمایش پایانی به مفهوم گسیختگی و ناپدید شدن ناگهانی تاوه قطبی پوشش سپهری و محو شدن ابرهای پوشش سپهری قطبی و حفره ازن به‌واسطه افزایش ناگهانی دما در پوشش سپهر قطبی است. شدت گرمایش پایانی به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای متغیر است و در واقع می‌توان آن را به دو بخش "اصلی" و "فرعی" تقسیم نمود. گرمایش پایانی در نیمکره شمالی به‌طور معمول در اوایل بهار (اواخر مارس یا اوایل آوریل) رخ می‌دهد (مفیدی، ۱۳۸۵).

در پژوهش‌های پیشین بررسی اثرات گرمایش ناگهانی جو، به‌صورت موردی بر روی اقلیم برخی از مناطق جهان انجام شده است. ولی به اثر این پدیده بر آب‌وهوای کشور ایران به‌صورت جدی پرداخته نشده است. پیش‌زمینه یک پژوهش در این راستا، شناخت بیشتر و بهتر پدیده گرمایش ناگهانی جو می‌باشد.

هدف از این پژوهش کشف ارتباط میان سرعت مؤلفه مداری باد در تراز ۱۰ هکتوپاسکال بر روی عرض ۶۰ درجه، با احتمال وقوع گرمایش ناگهانی، شدت گرمایش، و زمان رخ داد گرمایش پایانی یا فرارسیدن فصل گرم می‌باشد.

روش پژوهش

برای آشکارسازی گرمایش ناگهانی پوشش سپهری، مؤلفه مداری باد و دمای تراز ۱۰ هکتوپاسکال روی مدار ۶۰ درجه شمالی از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR دریافت شد. روی مدار ۶۰ درجه از صفر تا ۳۶۰ درجه که با گام مکانی ۲٫۵ درجه دارای ۱۴۴ نقطه است، میانگین مداری گرفته شده است. و سپس در هر ماه از سال به تعداد سال‌ها از میانگین مؤلفه مداری باد مجدداً

میانگین‌گیری انجام شده است. دوره آماری مورد استفاده در این پژوهش از سال ۲۰۲۰-۱۹۴۸ می‌باشد. در این پژوهش، برای محاسبات آماری از نرم‌افزارهای EXCEL, MATLAB استفاده شده است. بر اساس روش پیشنهادی مرادی (۱۳۹۹:۱۰۹)، از تعریف زیر برای گرمایش نوع اصلی استفاده شد. بر این اساس گرمایش نوع اصلی هنگامی رخ می‌دهد که میانگین مداری دما در تراز ده هکتو پاسکال بر روی مدار شصت تا نود درجه شمالی در بازه زمانی نوامبر تا مارس بیش از ۲۵ کلون افزایش یابد و در این فاصله، میانگین مداری مؤلفه مداری باد بر روی مدار شصت درجه در تراز ده هکتو پاسکالی از مقادیر مثبت به منفی تغییر کند و تا قبل از پایان ماه مارس به حالت اولیه برگردد. برای جداسازی گرمایش زمستانه اصلی از گرمایش پایانی، حداقل فاصله ۲۰ روزه در نظر گرفته شده است.

بررسی گرمایش ناگهانی پوشن سپهری در تراز ۱۰ هکتوپاسکال و عرض ۶۰ درجه شمالی به این دلیل است؛ که با تجزیه و تحلیل‌های دقیق سینوپتیکی، بیشترین تغییرات در طول گرمایش‌ها، در این سطح و مدار مشاهده شده است (سازمان جهانی هواشناسی ۱۹۶۴).

میانگین سرعت باد مداری هر ماه، از طریق محاسبه میانگین روزهای یک ماه محاسبه گردید (رابطه ۱). n تعداد روزهای ماه، و X_i روز شماره i ام، می‌باشد.

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = \frac{1}{n} (x_1 + \dots + x_n) \quad (\text{رابطه ۱})$$

آشکارسازی رخ داد گرمایش ناگهانی پوشن سپهری از طریق رسم نمودار دوخطی برای دو مؤلفه میانگین مداری دما در کلاهی قطبی و میانگین مداری مؤلفه مداری باد بر روی مدار ۶۰ درجه شمالی در تراز فشاری ده هکتوپاسکال صورت گرفته است (شکل ۱).



شکل ۱. تغییرات دما و سرعت باد در تراز ۱۰ هکتو پاسکال بر روی عرض ۶۰ درجه شمالی، در رخ داد یک گرمایش ناگهانی پوشن سپهری

برای بیان ارتباط بین میانگین مؤلفه دما و مؤلفه مداری باد در ارتفاع ۱۰ هکتو پاسکال، ارتباط بین نوسانات مؤلفه مداری باد و زمان وقوع گرمایش پایانی و نیز برای کشف ارتباط بین شدت گرمایش اصلی و زمان وقوع گرمایش پایانی در سال‌هایی که گرمایش ناگهانی پوشن سپهر رخ داده است، از محاسبات همبستگی پیرسون استفاده شده است (رابطه ۲).

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2 \sum (y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{رابطه ۲})$$

r ضریب همبستگی، \bar{x} میانگین متغیرهای x ، \bar{y} میانگین متغیرهای y ، x_i جمع متغیرهای x و y_i جمع متغیرهای y می‌باشند. در این پژوهش از رابطه ۱ سه مرتبه استفاده شده است. اول، متغیرهای x مؤلفه باد مداری و y مؤلفه دما، دوم، متغیرهای x شدت گرمایش (نقطه M) در سال‌هایی که گرمایش رخ داده و متغیرهای y شماره روز شروع گرمایش پایانی، و سوم، متغیرهای x انحراف معیار سرعت باد و متغیرهای y شماره روز شروع گرمایش پایانی.

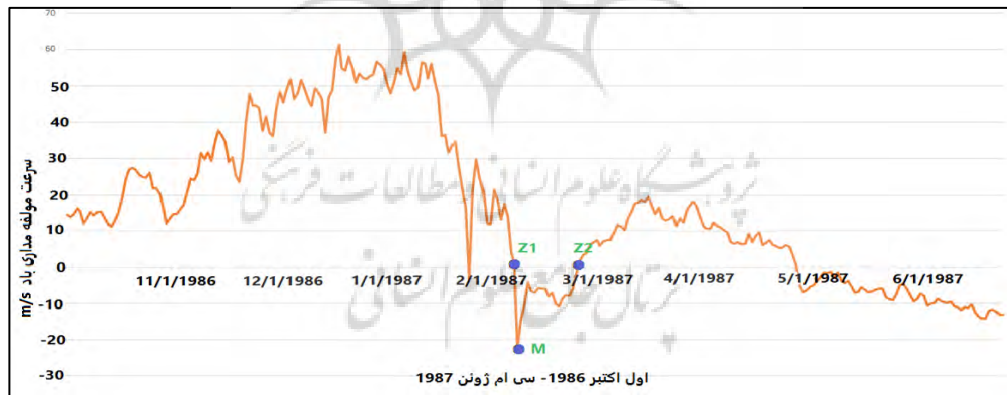
محاسبه میزان وقوع گرمایش‌های اصلی از طریق فرمول درصد انجام شده است که در زیر مشخص شده است (رابطه ۳). در این فرمول، x تعداد رخ داد گرمایش در یک ماه بخصوص، ALL شمار کل گرمایش‌های رخ داده و $\%$ هم درصد به دست آمده می‌باشد.

$$\frac{\%}{100} = \frac{X}{ALL} \quad \text{رابطه ۳}$$

برای سنجش اثر نوسانات میانگین سرعت مؤلفه مداری باد بر گرمایش پایانی سال که آغاز فصل گرم نیز می‌باشد؛ از فرمول انحراف معیار (رابطه ۴) و سپس از همبستگی پیرسون استفاده شده است.

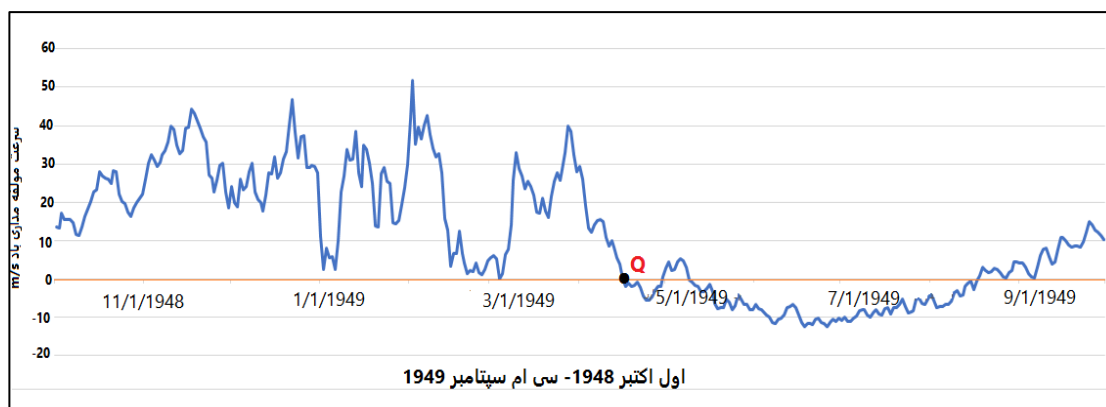
$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \mu)^2}{N}} \quad \text{رابطه ۴}$$

اجزا رابطه ۴ بدین صورت است: σ انحراف معیار، x_i سرعت باد در یک روز، μ میانگین سرعت باد در یک سال و N ۳۶۵ روز. شدت و قدرت هر گرمایش ناگهانی پوشن سپهری اصلی از دو طریق قابل شناسایی می‌باشد. ۱- میزان شدت منفی شدن سرعت باد مداری یا به عبارتی شرقی شدن جهت آن، و ۲- تعداد روزهایی که جهت باد مداری در حالت منفی قرار دارد. شکل شماره ۲، یک تصویر کلی از شدت یک گرمایش ناگهانی از نوع اصلی را نشان می‌دهد. هر قدر که فاصله نقاط $Z1$ و $Z2$ از هم بیشتر باشد نشان دهنده طول عمر بیشتر تخریب تاوه قطبی می‌باشد و نیز فاصله نقطه M از خط صفر نشانده شدت تخریب تاوه قطبی است.



شکل ۲. شدت گرمایش ناگهانی پوشن سپهری با توجه به نوسانات مؤلفه مداری باد

شکل شماره ۳، منفی شدن جهت باد در گرمایش پایانی را نشان می‌دهد. نقطه Q نقطه ایست که آغازگر گرمایش پایانی می‌باشد و پس از آن در فصل گرم به سر می‌بریم و معمولاً تا ماه سپتامبر زیر صفر باقی می‌ماند. و پس از آن در ماه اکتبر شروع به سرعت گرفتن در جهت غربی می‌کند.



شکل ۳. آغاز گرمایش پایانی با توجه به نوسانات مؤلفه مداری باد

یافته‌ها و بحث

ارتباط مؤلفه مداری باد با میزان دما

همان‌طور که در قبل اشاره شد برای رخ داد یک گرمایش ناگهانی پوشن سپهری می‌بایست کاهش سرعت مؤلفه مداری باد و تبع آن افزایش دما وجود داشته باشد. و تغییرات این دو مؤلفه، وقوع گرمایش ناگهانی پوشن سپهر را تعیین می‌کند. مدت‌زمان اثرگذاری نوسانات سرعت باد بر میزان تغییرات دما از طریق محاسبات همبستگی پیرسون، محاسبه شد؛ و علاوه بر همبستگی هم‌زمان، از همبستگی با تأخیر نیز استفاده شده است. میزان همبستگی هم‌زمان با میزان -0.73 - بیشترین ارتباط را نسبت به تأخیرهای اعمال شده داشته است. و بدین معناست که اثرات کاهش سرعت و تغییر جهت باد به‌صورت هم‌زمان بیشترین اثر را در افزایش دما دارد و با بیشتر شدن فاصله زمانی این اثر کمتر می‌شود. جدول ۱ میزان همبستگی هم‌زمان و با تأخیر این دو مؤلفه را نشان می‌دهد.

جدول ۱. میزان همبستگی هم‌زمان و با تأخیر میان باد مداری و دما

فاصله زمانی باد و دما	هم‌زمان	تأخیر یک روز	تأخیر دو روز	تأخیر سه روز	تأخیر چهار روز	تأخیر پنج روز
میزان همبستگی	-0.73	-0.72	-0.71	-0.709	-0.703	-0.69

میزان سرعت باد در تراز ۱۰ هکتو پاسکال بر روی مدار ۶۰ درجه شمالی

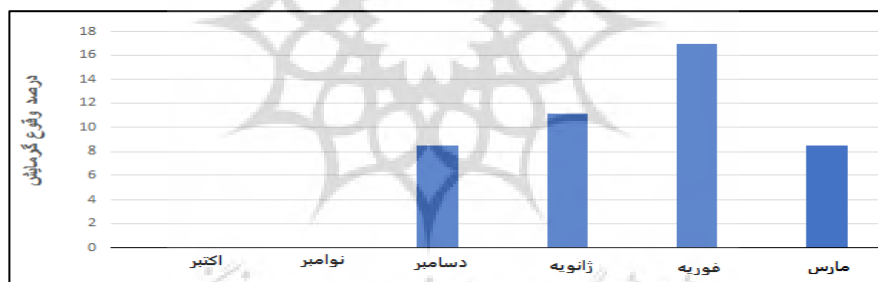
سرعت مؤلفه مداری باد در طول سال از یک میانگین برخوردار نمی‌باشد، بلکه با توجه به تغییرات زاویه تابش خورشید، این مؤلفه نیز تغییر پیدا می‌کند. شکل شماره ۴، میانگین سرعت مؤلفه مداری باد، به تفکیک هر ماه در دوره آماری ۱۹۴۸-۲۰۲۰ را نشان می‌دهد. بیشترین سرعت این مؤلفه در ماه ژانویه با 44.05 متر بر ثانیه و بعدازآن در ماه دسامبر با 39.94 متر بر ثانیه می‌باشد. میانگین سرعت مؤلفه مداری باد در ماه اکتبر، 21.29 متر بر ثانیه، ماه نوامبر 33.91 متر بر ثانیه، ماه فوریه 36.31 متر بر ثانیه و ماه مارس 23.34 متر بر ثانیه می‌باشد. در ماه آوریل سرعت جریانات به‌شدت کاهش یافته است و در برخی از سال‌ها در نیمه دوم ماه، جریانات باد مداری، شرقی می‌شوند. میانگین کلی سرعت باد در این ماه 5.27 می‌باشد همان‌گونه که قابل‌مشاهده است از ماه می به بعد جریانات باد مداری شرقی می‌شوند یا به عبارتی منفی می‌شوند. و این یعنی فصل گرم آغاز شده است و گرمایش پایانی رخ داده است. شکل ۳ علاوه بر نشان دادن گرمایش پایانی به‌خوبی سرعت مؤلفه مداری باد، در طول ۳۶۵ روز سال را منعکس می‌کند.



شکل ۴. میانگین بلندمدت سرعت باد مداری تراز ۱۰ هکتوپاسکال بر روی عرض ۶۰ درجه شمالی

درصد وقوع گرمایش ناگهانی جو در هر ماه

درصد وقوع رخ داد گرمایش ناگهانی پوشش سپهری اصلی در جدول شماره ۳ مشاهده می‌شود. همان‌طور که پیش‌ازین اشاره شد تنها به محاسبه درصد وقوع این پدیده در شش ماه سرد سال اکتفا شده است؛ چون این پدیده تنها در فصول سرد رخ می‌دهد. باید به این نکته توجه شود که حضور گرمایش در یک ماه با وقوع یا شروع آن متفاوت است. زیرا ممکن است یک گرمایش از ماه قبلی شروع شده باشد و در ماه بعدی ادامه پیدا کرده باشد. در این پژوهش ملاک، آغاز گرمایش در هر ماه، می‌باشد. و نیز برای ماه مارس به علت احتمال متصل شدن آن به گرمایش پایانی، فاصله حداقل ۲۰ روزه پایان گرمایش اصلی با گرمایش پایانی می‌باشد. درصد آغاز گرمایش در ماه فوریه با ۱۷ درصد، بیش از سایر ماه‌ها است.



شکل ۵. درصد وقوع گرمایش ناگهانی پوشش سپهری اصلی

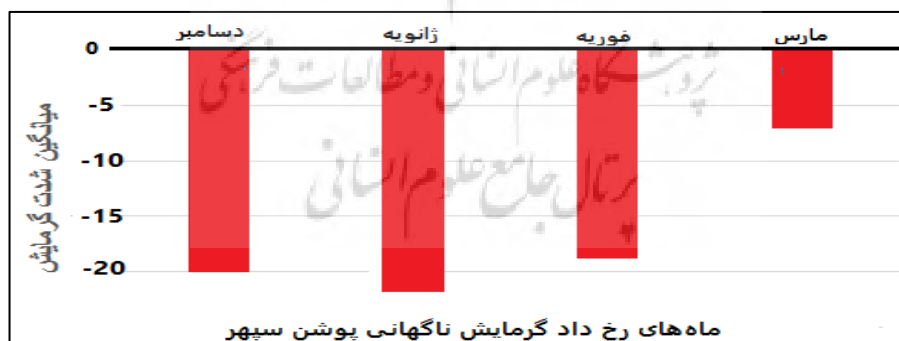
شدت و قدرت گرمایش‌های رخ داده

شکل ۲، مربوط به وقوع گرمایش ناگهانی پوشش سپهری از نوع اصلی، سال ۱۹۸۶-۱۹۸۷ می‌باشد. همان‌گونه در شکل ۲ قابل مشاهده است، منفی شدن جهت مؤلفه باد (شرقی شدن جهت) با میزان ۲۱- و افزایش دما بیش از ۲۰ درجه کلونین، که از شرایط یک گرمایش اصلی می‌باشد در این شکل مشاهده می‌شود. این نمودار تنها یکی از نمودارهای رسم شده برای سال‌های مورد مطالعه می‌باشد. نمودار مابقی سال‌ها نیز به همین منوال رسم گردید که به علت محدودیت تنها نتایج آن‌ها در جدول‌های شماره ۴ قابل مشاهده است. که نشان‌دهنده شدت و قدرت گرمایش ناگهانی پوشش سپهری از نوع اصلی می‌باشد. پس از شناسایی ۳۶ گرمایش ناگهانی پوشش سپهری از نوع اصلی، میزان شدت این پدیده نیز مشخص گردید. شدت این پدیده در هر وقوع متفاوت می‌باشد. بیشترین میزان افت سرعت باد به همراه تعداد روز زیر صفر ماندن این مؤلفه، ملاک سنجش شدت گرمایش ناگهانی پوشش سپهری می‌باشد. سال ۲۰۱۷-۲۰۱۸ با منفی شدن جهت باد مداری به میزان ۴۸٫۸- و نیز باقی ماندن این مؤلفه در حالت منفی به مدت ۲۰ روز، شدیدترین گرمایش رخ داده می‌باشد.

جدول ۴. شدت و قدرت گرمایش‌های رخ داده (۱۹۴۸-۲۰۲۰)

ردیف	سال	تعداد روز زیر صفر ماندن	شدت منفی شدن جهت باد مداری	ردیف	سال	تعداد روز زیر صفر ماندن	شدت منفی شدن جهت باد مداری
۱	۱۹۴۹-۱۹۵۰	۹	-۶/۹	۱۹	۱۹۸۷-۱۹۸۸	۵	-۱۰/۹
۲	۱۹۵۱-۱۹۵۲	۳	-۵/۱	۲۰	۱۹۸۸-۱۹۸۹	۲	-۲۳/۸
۳	۱۹۵۲-۱۹۵۳	۳	-۵	۲۱	۱۹۹۲-۱۹۹۳	۸	-۱۴/۸
۴	۱۹۵۵-۱۹۵۶	۶	-۷	۲۲	۱۹۹۴-۱۹۹۵	۱	-۰/۲
۵	۱۹۵۷-۱۹۵۸	۵	-۱۷	۲۳	۱۹۹۶-۱۹۹۵	۶	-۵,۳
۶	۱۹۶۰-۱۹۶۱	۶	-۹	۲۴	۱۹۹۸-۱۹۹۹	۶	-۲۵
۷	۱۹۶۰-۱۹۶۱	۲	-۱۸/۵	۲۵	۱۹۹۸-۱۹۹۹	۱۱	-۱۸,۴
۸	۱۹۶۵-۱۹۶۶	۵	-۱۰/۸	۲۶	۲۰۰۰-۱۹۹۹	۹	-۲۱,۶
۹	۱۹۶۵-۱۹۶۶	۱۳	-۲۲/۲	۲۷	۲۰۰۰-۲۰۰۱	۸	-۳۳,۹
۱۰	۱۹۶۷-۱۹۶۸	۱	-۹	۲۸	۲۰۰۱-۲۰۰۰	۸	-۲۵,۷
۱۱	۱۹۶۹-۱۹۷۰	۶	-۱۲/۸	۲۹	۲۰۰۴-۲۰۰۳	۱	-۳,۵
۱۲	۱۹۷۲-۱۹۷۳	۶	-۱۵/۵	۳۰	۲۰۰۵-۲۰۰۶	۱۱	-۲۸/۷
۱۳	۱۹۷۶-۱۹۷۷	۱۱	-۱۳/۳	۳۱	۲۰۰۷-۲۰۰۸	۲	-۶/۹
۱۴	۱۹۷۷-۱۹۷۸	۹	-۱۳/۱	۳۲	۲۰۰۸-۲۰۰۹	۲۴	-۴۱/۲
۱۵	۱۹۷۸-۱۹۷۹	۳	-۱۰	۳۳	۲۰۰۹-۲۰۱۰	۱۲	-۲۱/۸
۱۶	۱۹۸۰-۱۹۸۱	۵	-۱۱/۴	۳۴	۲۰۱۲-۲۰۱۳	۱۴	-۳۰
۱۷	۱۹۸۲-۱۹۸۱	۱	-۱/۶	۳۵	۲۰۱۷-۲۰۱۸	۲۰	-۴۸/۸
۱۸	۱۹۸۶-۱۹۸۷	۲۰	-۲۲/۲	۳۶	۲۰۱۸-۲۰۱۹	۱۷	-۱۴/۸

با بررسی شدت گرمایش‌های رخ داده، این نتایج به دست آمد که شدت گرمایش رخ داده در هر ماه، ارتباط مستقیمی با میزان سرعت باد مداری نشان می‌دهد. ماه ژانویه با شدت گرمایش 20.5- در رتبه اول از لحاظ شدت گرمایش قرار دارد. و پس از آن ماه دسامبر با شدت گرمایش 20m/s- در رتبه دوم قرار دارد. ماه فوریه با 19- سومین ماه از لحاظ شدت گرمایش می‌باشد. و ماه مارس نیز با ضعیف‌ترین گرمایش‌ها با 7.1 m/s- در رتبه آخر قرار دارد.

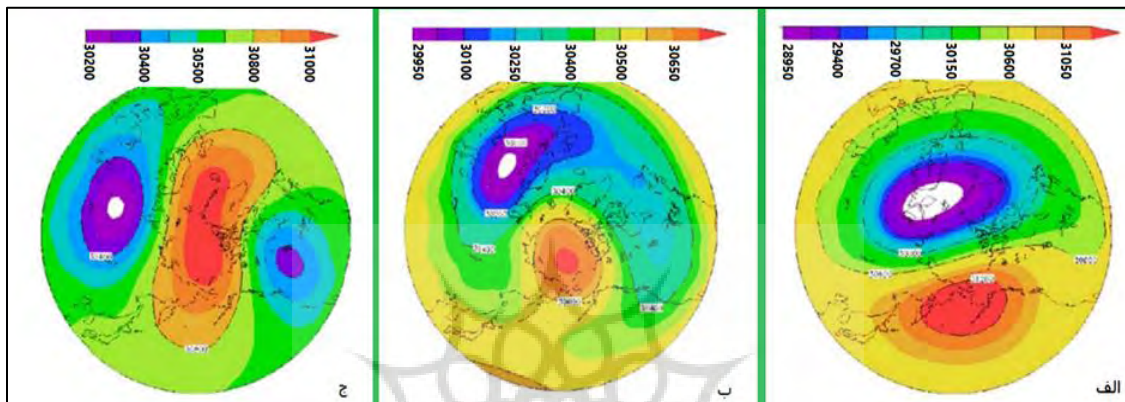


شکل ۶. شدت گرمایش ناگهانی جو به تفکیک ماه

تغییرات ایجاد شده در ساختار تاوه قطبی، توسط گرمایش ناگهانی جو، لزوماً به یک‌شکل و اندازه نمی‌باشند؛ علاوه بر شدت تخریب که متفاوت است نوع تخریب نیز تفاوت دارد. که می‌تواند مسبب جابجایی تاوه قطبی و یا تقسیم آن باشد. و نکته قابل توجه دیگر جهت جابجایی تاوه قطبی است. که با قرارگیری در هر منطقه می‌تواند اثرات منحصر به فردی را بر آب‌وهوا سطح زمین اعمال کند. شکل ۷ (الف)، تاوه قطبی پوشن سپهری را در حالت نرمال و قبل از رخ داد گرمایش نشان می‌دهد.

در شکل ۷(ب)، تاوه قطبی را پس از رخداد گرمایش در ژانویه و فوریه ۲۰۰۶، مشاهده می‌کنیم، در مقایسه این تصویر با شکل ۷(الف)، می‌توان پربندهای جابجا شده تاوه قطبی را مشاهده کرد. این گرمایش باعث تخریب و جابجایی تاوه قطبی شده است. و نسبت به حالت نرمال تاوه، یک گردش به شرق داشته است؛ و جابجایی آن بر روی عرض‌های پایین‌تر چشم‌گیر می‌باشد. که حدود ۱۷,۵ درجه به سمت عرض‌های پایین حرکت کرده است.

شکل ۷(ج)، نیز گرمایش فوریه سال ۲۰۰۹ را نشان می‌دهد. این گرمایش تاوه قطبی را به دو مرکز جداگانه تبدیل کرده است و از نوع تقسیم کامل می‌باشد. یعنی ارتباط این دو مرکز با هم قطع شده است و کاملاً مجزا شده‌اند. از انواع دیگر تقسیم تاوه می‌توان، از تقسیم ناقص نام برد که از طریق ناوه ارتفاعی، ارتباط دو مرکز باهم قطع نشده باشد.



شکل ۷. حالت‌های قرارگیری تاوه قطبی، (الف: تاوه قطبی نرمال قبل از وقوع گرمایش)، (ب: تاوه قطبی تضعیف و جابجا شده گرمایش ۲۰۰۶)، (ج: تاوه قطبی تجزیه شده به دو مرکز مجزا، گرمایش ۲۰۰۹)

ارتباط سرعت مؤلفه مداری باد و شدت گرمایش ناگهانی جو با زمان وقوع گرمایش پایانی برای سنجش اثر نوسانات میانگین سرعت باد مداری بر زمان آغاز گرمایش پایانی، انحراف معیار سرعت باد مداری برای هر سال (اکتبر تا ژوئن) محاسبه گردید؛ و شماره روزی که گرمایش پایانی آغاز شده است (نقطه Q در شکل ۳)، برای تمام سال‌های مورد مطالعه (با وقوع گرمایش و بدون وقوع گرمایش)، استخراج شد. پس از انجام محاسبات همبستگی پیرسون میان این دو سری داده، میزان همبستگی $0/6-$ به دست آمد. که مبین ارتباط معکوس و نسبتاً قوی میان این دو می‌باشد. و بدین معناست که هر چه انحراف معیار داده‌های میانگین سرعت باد مداری بیشتر باشد، پایان فصل سرد و آغاز گرمایش پایانی زودتر اتفاق می‌افتد. برای کشف ارتباط میان شدت گرمایش اصلی و زمان گرمایش پایانی نیز، میان فاصله نقطه M تا Q (شکل ۲)، با شدت گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهری اصلی (مقدار M، شکل ۲)، محاسبات همبستگی پیرسون انجام شد. این سنجش تنها برای سال‌هایی می‌باشد که وقوع گرمایش ناگهانی جو در آن رخ داده است. همبستگی میان شدت گرمایش اصلی با زمان وقوع گرمایش پایانی با عدد $0/8-$ مبین ارتباط قوی و معکوس این دو پارامتر می‌باشد. و بدین معناست که هر قدر شدت گرمایش زمستانه از نوع اصلی زیادتر باشد، وقوع گرمایش پایانی در همان سال زودتر اتفاق می‌افتد.

نتیجه گیری

بررسی تغییرات سرعت مؤلفه مداری باد در شناخت هر بیشتر پدیده گرمایش ناگهانی ضروری به نظر می‌رسد. در این پژوهش به بررسی تغییرات سرعت مؤلفه مداری باد و اثری که این تغییرات بر احتمال وقوع گرمایش، شدت گرمایش، و زمان

رخداد گرمایش پایانی و آغاز فصل گرم، اعمال می‌کند؛ پرداخته شده است. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش، مؤلفه مداری باد و دمای تراز ۱۰ هکتوپاسکال روی مدار ۶۰ درجه شمالی می‌باشند که از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR دریافت شده‌اند. سرعت مؤلفه مداری باد که به زاویه تابش خورشید بستگی دارد در هر ماه متفاوت است. و این تفاوت در سرعت است که باعث تفاوت در احتمال وقوع گرمایش و تفاوت در شدت گرمایش می‌شود. به طوری که سرعت باد مداری در ماه ژانویه با میانگین ۴۴,۰۵ متر بر ثانیه دارای بالاترین سرعت در میان ماه‌های سال می‌باشد. علت این امر قرارگیری زاویه تابش خورشید در مایل‌ترین حالت ممکن و کوتاه‌ترین طول روز در این ایام از سال، در عرض‌های بالای نیمکره شمالی می‌باشد. سرعت مؤلفه مداری باد و شدت گرمایش دارای ارتباط کامل و مستقیم هستند. هرچه سرعت باد بیشتر باشد شدت گرمایش رخ داده در آن ماه نیز بیشتر می‌شود. به طوری که شدیدترین گرمایش‌ها متعلق به ماه ژانویه با ۲۰,۵- متر بر ثانیه می‌باشد. شدت گرمایش می‌تواند از جهات مختلف سنجیده شود. به طور مثال از لحاظ ضعیف شدن مرکز تاوه و یا میزان جابجایی تاوه که هم می‌تواند نصف‌النهاری باشد و هم مداری، از دیگر بررسی‌های مربوط به شدت گرمایش می‌توان از روش کوتیپوراث (۲۰۱۳)، نام برد که تقسیم تاوه به دو مرکز جداگانه را گرمایش شدید و جابجایی تاوه را گرمایش ضعیف‌تر نامیدند. به طور کلی میزان تخریب و جابجایی در تاوه قطبی نشان‌دهنده شدت گرمایش است. که مسلماً این شدت تخریب را، زمان و سرعت باد شرقی شده تعیین می‌کند.

برای آشکارسازی گرمایش‌های ناگهانی جو علاوه بر لحاظ کردن دو شرط اصلی رخ داد گرمایش، یعنی افزایش دما و شرقی شدن جهت باد، از فاصله بیست‌روزه دو گرمایش ناگهانی ماه مارس و گرمایش پایانی، استفاده شده است. به طور کلی در بازه زمانی (۱۹۴۸-۲۰۲۰)، ۳۶ گرمایش ناگهانی از نوع اصلی، در دوره مورد مطالعه مشاهده شد. تفاوت‌هایی در تعداد گرمایش‌های استخراج شده توسط دیگر پژوهشگران مشاهده می‌شود. که یکی از علل اصلی آن تفاوت در داده‌های مورد استفاده می‌باشد. به طور مثال، داده‌های ERA-Interim و NCEP-NCAR شروع تغییر جهت باد در گرمایش ۲۰۱۸-۲۰۱۷، را دهم فوریه نشان می‌دهند ولی در داده‌های مرکز ناسا، تاریخ این تغییر جهت، دوازدهم فوریه، می‌باشد (ونگ و همکاران ۲۰۱۹). در مقایسه با گرمایش‌های استخراج شده توسط مرادی (۱۳۹۹)، باتلر (۲۰۱۷) و اگی یاوا (۲۰۱۷)، اختلافاتی مشاهده می‌شود. در این پژوهش، سال ۱۹۸۷-۱۹۸۸ یک رخ داد گرمایش ناگهانی داشته است. باینکه علاوه بر گرمایش ماه دسامبر، یک‌بار در اکتبر و یک‌بار هم در فوریه جهت باد منفی شده است ولی تنها منفی شدن جهت باد در ماه دسامبر به عنوان یک گرمایش محسوب می‌شود زیرا در گرمایش اکتبر شرط دیگر رخ داد گرمایش یعنی بالا رفتن دما صورت نگرفته است. در ماه مارس هم فاصله با گرمایش پایانی تنها ۸ روز می‌باشد. در پژوهش باتلر و اگی یاوا تنها گرمایش ماه مارس آشکار شده است ولی در پژوهش مرادی هم در ماه مارس و هم در دسامبر گرمایش رخ داده است. در سال ۲۰۰۸-۲۰۰۷ نیز باینکه گرمایش اصلی با گرمایش پایانی تنها ۱۸ روز فاصله دارد ولی چون در ماه فوریه رخ داده است و نه مارس، در اینجا به عنوان یک گرمایش ثبت شده است. که در پژوهش‌های پیشین این پژوهشگران، بدان اشاره‌ای نشده است. شایان ذکر است. اختلاف در دمای ثبت شده در مدار ۶۰ درجه در داده‌های NCEP/NCAR و MERRA2 نیز از عوامل تفاوت در این پژوهش‌ها می‌باشد.

بررسی درصد احتمال وقوع گرمایش، نشان می‌دهد که بیشترین گرمایش‌ها متعلق به ماه فوریه می‌باشد. در این پژوهش منفی شدن جهت باد، ملاک شروع گرمایش می‌باشد. تفاوت در ملاک شروع گرمایش، باعث تفاوت نتایج شده است. پژوهش مرادی (۱۳۹۹)، آغاز افت سرعت مؤلفه مداری باد، را شروع گرمایش دانسته و با توجه به این موضوع ماه دسامبر بیشترین شروع گرمایش را در خود جای داده است.

بررسی شدت گرمایش از طریق عوامل مهمی همچون مدت‌زمان ماندگاری گرمایش، یا به عبارتی مدت‌زمان تخریب تاوه

قطبی از طریق تعداد روزهایی که مؤلفه باد در حالت منفی قرار دارد و اینکه این تغییر جهت چند متر بر ثانیه می‌باشد؛ انجام شده است. و برای تک‌تک گرمایش‌های استخراج‌شده، مدت‌زمان و شدت منفی شدن جهت باد مورد بررسی قرار گرفت. سال ۲۰۱۷-۲۰۱۸ با تخریب ۲۰ روزه تاوه قطبی و تغییر جهت باد با ۴۸٫۸- متر بر ثانیه، از نظر سرعت باد شرقی، شدیدترین گرمایش رخ داده، و گرمایش سال ۲۰۰۹-۲۰۰۸ با ۲۴ روز قرارگیری جهت باد در حالت منفی، از لحاظ زمان تخریب تاوه قطبی، شدیدترین گرمایش‌های رخ داده در دوره آماری بوده‌اند. مرادی (۱۳۹۹)، نیز گرمایش ۲۰۱۷-۲۰۱۸ را از لحاظ تضعیف تاوه قطبی، شدیدترین گرمایش می‌داند. کوتیپورات و همکاران (۲۰۱۲)، با بررسی گرمایش‌های یک بازه آماری کوتاه‌مدت (۲۰۰۳-۲۰۱۰)، گرمایش سال ۲۰۰۹-۲۰۰۸ را قوی‌ترین گرمایش نامیدند و علت آن را تقسیم تاوه قطبی به دو مرکز جداگانه در این گرمایش دانستند. در مابقی گرمایش‌های این دوره، تاوه جابجا شده بود. ونگ و همکاران (۲۰۱۹)، به صورت جداگانه این گرمایش را (۲۰۱۷-۲۰۱۸)، بررسی کردند و اذعان داشتند که گرمایش ناگهانی باعث تقسیم تاوه قطبی به دو هسته مجزا شده است.

ارتباط زمان وقوع گرمایش پایانی و تغییرات سرعت باد مداری از طریق همبستگی میان انحراف معیار سرعت باد و شماره روز آغاز گرمایش پایانی انجام پذیرفت. این همبستگی با میزان ۰٫۶- نشان‌دهنده ارتباط نسبتاً قوی این دو می‌باشد. و بدان معناست که هر چه میزان تغییرات سرعت باد بیشتر باشد وقوع گرمایش پایانی زودتر رخ می‌دهد. ارتباط شدت گرمایش ناگهانی جو و زمان رخ داد گرمایش پایانی نیز همبستگی ۰٫۸- را نشان می‌دهد. که یعنی در سال‌های که گرمایش ناگهانی رخ می‌دهد، هر چه شدت گرمایش ناگهانی بیشتر باشد زمان وقوع گرمایش پایانی زودتر است. در این پژوهش، محاسبه همبستگی، در بازه زمانی بلندمدت ۷۳ صورت گرفته است. در پژوهش‌های پیشین، هو و همکاران (۲۰۱۴)، به ارتباط میان رخ داد دو گرمایش ناگهانی و پایانی پرداختند و بیان کردند که سال‌های با رخ داد گرمایش ناگهانی جو دارای گرمایش پایانی دیر هنگام هستند. در اینجا سنجش شدت گرمایش ناگهانی و اثر آن در زمان رخ داد گرمایش پایانی محاسبه نشده است. بلکه به طور کلی زمان رخ داد گرمایش پایانی از مارس تا می، با توجه به وقوع یا عدم وقوع گرمایش ناگهانی بررسی شده است. در دیگر پژوهش‌ها روند رخ داد گرمایش پایانی بررسی شده است. بلک و همکاران (۲۰۰۷)، بازه زمانی ده روز قبل از رخ داد گرمایش پایانی را بر روی عرض ۶۰ درجه شمالی بررسی کردند. و روند تغییرات این ده روز تا رخداد گرمایش پایانی را بدین صورت شرح دادند؛ یک الگوی عمودی کاهش و تغییر سرعت از پوشش سپهر میانی تا ورد سپهر پایین مشاهده می‌شود. که در نهایت گرمایش پایانی رخ می‌دهد و تاوه قطبی تبدیل به یک آنتی سیکلون می‌شود. سان و همکاران (۲۰۰۹)، نیز از طریق مدل‌سازی، روند و تغییرات در گرمایش پایانی را بررسی کردند. و به این نتیجه رسیدند که تغییرات سرعت باد از ۵ روز قبل از رخ داد گرمایش پایانی، آغاز می‌شود و به سطح پایین‌تر جو منتقل می‌شود. و سرعت تأثیرپذیری سطح زمین از انتقال گرمایش پایانی به توپوگرافی منطقه بستگی دارد.

تحلیل‌های آماری صورت گرفته در این پژوهش، ارتباط قوی تغییرات سرعت مؤلفه مداری باد با گرمایش‌های ناگهانی و پایانی جو را تأیید می‌کند.

تشکر و قدردانی

از پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو تهران، کمال تشکر و قدردانی را داریم که ما را در این پژوهش یاری کردند.

منابع

- ۱) کرمی، خلیل؛ سرمد، قادر؛ موسوی، سید وحید. (۱۳۹۷). شناسایی حالت‌های بازتاب، جذب و انتشار امواج راسی انتشار یابنده بالاسو. *مجله ژئوفیزیک ایران*، ۱۲(۲)، ۳۷-۲۳.
- ۲) مرادی، محمد. (۱۳۹۹). ارتباط گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع اصلی با تغییرات تاوه قطبی در دوره آماری ۲۰۱۹-۱۹۷۹. *مجله فیزیک زمین فضا*، ۴۶(۳)، ۶۰۳-۶۲۰.
- ۳) مرادی، محمد. (۱۴۰۰). بررسی دوره زندگی گرمایش ناگهانی پوشن سپهر نوع اصلی در نیمکره شمالی. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، ۹(۴)، ۱۰۵-۱۲۰.
- ۴) مفیدی، عباس. (۱۳۸۵). تحلیل دینامیکی نقش گردش بزرگ‌مقیاس پوش سپهری در کاهش ازن پوش سپهری (قسمت دوم) سازوکار حاکم بر فرآیندهای دینامیکی. *فصلنامه جغرافیایی سرزمین*، ۳(۳)، ۱۲۱-۱۴۲.
- ۵) میررکنی، سیدمجید؛ محبالحجه، علیرضا؛ احمدیگیوی، فرهنگ. (۱۳۹۲). نقش گردشهای پوشن سپهر در بیهنجاریهای اقلیمی زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸. *مجله ژئوفیزیک ایران*، ۷(۱)، ۸۹-۱۰۴.
- ۶) میریان، مینا؛ کرپور، مصطفی؛ مرادی، محمد؛ قائمی، هوشنگ. (۱۳۹۹). شناخت الگوهای دینامیکی و ترمودینامیکی بارش‌های سنگین فراگیر زمستانه ایران در بازه زمانی ۲۰۱۰-۱۹۶۰ (مطالعه موردی بارش سنگین فراگیر ۱۹۷۴/۱۲/۵). *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۵۲(۱)، ۹۵-۱۱۱.

References

- 1) Ageyeva, V. Yu., Gruzdev, A. N., Elokhov, A. S., Mokhov, I. I., & Zueva, N. E. (2017). Sudden Stratospheric Warmings: Statistical Characteristics and Influence on NO₂ and O₃ Total Contents. *Atmospheric and Oceanic Physics*, 53(5), 477-486.
- 2) Baldwin, M. P., & Thompson, D.W.J. (2009). A critical comparison of stratosphere-troposphere coupling indices. *Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 1661-1672.
- 3) Baldwin, M. P. (2001). Annular modes in global daily surface pressure. *Geophysical Research Letters*, 28, 4115-4118.
- 4) Black, R. X., & McDaniel B. A. (2007). The Dynamics of Northern Hemisphere Stratospheric Final Warming Events. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 8, 2932-2946.
- 5) Blume, C., Matthes, K., & Horenko, I. (2012). Supervised learning approaches to classify sudden stratospheric warming events. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 1824-1840.
- 6) Bueh, C., Peng, J., Lin, D., & Chen, B. (2022). On the two successive supercold waves straddling the end of 2020 and the beginning of 2021. *Advances in Atmospheric Sciences*, 39, 591-608.
- 7) Butler, A. H., & Gerber, E. P. (2018). Optimizing the definition of a sudden stratospheric warming. *Climate*, 31(6), 2337-2344.
- 8) Butler, A. H., Sjoberg, J. P., Seidel, D. J., & Rosenlof, K. H. (2017). A sudden stratospheric warming compendium. *Earth Syst. Sci.* 9, 63-76.
- 9) Butler, A., Seidel, D. J., Hardiman, S. C., Butchart, N., Birner, T., & Match, A. (2015). Defining sudden stratospheric warmings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(11), 1913-1928.
- 10) Charlton, A. J., & Polvani, L. M. (2007). A new look at stratospheric sudden warmings. Part I. Climatology and modeling benchmarks. *Journal of climate*, 20(3), 449-469.
- 11) Coy, L.e., & Pawson, S. (2015). The major stratospheric sudden warming of January 2013. Analyses and forecasts in the GEOS-5 data assimilation system. *Monthly Weather Review*, 143(2), 491-510.
- 12) Gerber, E., & Coauthors P. (2010). Stratosphere-troposphere coupling and annular mode

- variability in chemistry–climate models. *Journal of Geophysical Research.*, 115, D00M06.
- 13) Hannachi, A., Mitchell, D. M., Gray, L. J., & Charlton-Perez, A. J. (2011). On the use of geometric moments to examine the continuum of sudden stratospheric warmings. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68, 657–674.
 - 14) Hitchcock, P., Shepherd, T. G., & Manney, G. L. (2013). Statistical characterization of Arctic polar-night jet oscillation events. *Journal of climate*, 26, 2096–2116.
 - 15) Hu, J., Ren, R., & Xu, H. (2014). Occurrence of Winter Stratospheric Sudden Warming Events and the Seasonal Timing of Spring Stratospheric Final Warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(7), 2319-2334.
 - 16) Karami, K., Sarmad, G., & Mousavi, S. M. (2018). Detecting reflective, absorptive and propagative states of the upward propagating Rossby wave. *Iranian Journal Of Geophysics*. 12(2). 23- 37. [In Persian].
 - 17) Kim, J., Son, S. W., Gerber, E. P., & Park, H. S. (2017). Defining sudden stratospheric warming in climate models: Accounting for biases in model climatologies. *Journal of climate*, 30, 5529-5546.
 - 18) Kuttippurath, J., & Nikulin, G. (2012). A comparative study of the major sudden stratospheric warming's in the Arctic winters 2003/2004–2009/2010. *Atmos. Chem. Phys*, 12, 8115–8129
 - 19) Lu, Q., Rao, J., Guo, D., Yu, M., & Yu, Y. (2021). Downward propagation of sudden stratospheric warming signals and the local environment in the Beijing-Tianjin-Hebei region: a comparative study of the 2018 and 2019 winter cases. *Atmospheric Research*, 254, 105514.
 - 20) Ma, C., Yang, P., Tan, X., & Bao, M. (2022). Possible Causes of the Occurrence of a Rare Antarctic Sudden Stratospheric Warming in 2019. *Atmosphere*, 13(1), 1-47.
 - 21) Maury, P., Claud, C., Manzini, E., Hauchecorne, A., & Keckhut, P. (2016). Characteristics of stratospheric warming events during northern winter. *Journal of Geophysical Research*, 121, 5368–5380.
 - 22) McInturff, R. M. (1978). *Stratospheric warmings: Synoptic, dynamic and general-circulation aspects* (Tech. Rep. No. 541, Ref. Publ. 1017), Suitland, Md. <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19780010687.pdf>
 - 23) Mirian, M., Karampoor, M., Moradi, M., & Ghaemi, H. (2020). Identifying Dynamic and Thermodynamic Patterns of Winter Heavy Rainfall in Iran (1960-2010), a Case Study: 1974/12/05 Heavy Rainfall. *Natural geography research*, 52(1), 95-111. [In Persian].
 - 24) Mirokni, S. M.; Mohebolhoja, A.; Ahmadi-Givi, F (2013). The role of stratospheric circulations in climate anomalies of 2007-2008 and 2009-2010 winters. *Iranian Journal Of Geophysics*, 7(1), 86-104. [In Persian].
 - 25) Mitchell, D. M., Gray, L. J., & Charlton-Perez, J. (2011). The structure and evolution of the stratospheric vortex in response to natural forcings. *Journal of Geophysical Research*, 116, D15.
 - 26) Mofidi, A. (2015). Dynamic Analysis of the Role of Stratospheric Large Scale Circulation on the Stratospheric Ozone Depletion, Part II; Dynamical Mechanisms. *The Geographical Quarterly of the territory*, 3(3), 121-142. [In Persian].
 - 27) Moradi, M. (2020Evoluti). on of polar stratospheric vortex during major sudden stratospheric warming in 1979-2019. *Journal of Earth and Space Physics*. 46(3), 603- 620. [In Persian].
 - 28) Moradi, M. (2021). Investigating the life cycle of the sudden warming of the main type of the potensphere in the Northern Hemisphere. *Geography and Environmental Hazards*. 9(4), 105-120. <https://doi.org/10.22067/geoeh.2021.67400.1001>. [In Persian]
 - 29) Nath, D., Chen, W., Zelin, C., Pogoreltsev, A. I., Wei, K. (2016). *Dynamics of 2013 sudden*

- tratospheric warming event and its impact on cold weather over Eurasia: Role of planetary wave reflection. Scientific Reports*, 6, 24174.
- 30) Palmeiro, F. M., Barriopedro, D., García-Herrera, R., & Calvo, N. (2015). Comparing Sudden Stratospheric Warming Definitions in Re- analysis Data. *Journal of Climate*, 28(17), 6823–6840.
- 31) Scherhag, R. (1952). Die explosionsartigen Stratosphärenwärmungen des Spätwinter The explosive warmings in the stratosphere of the late winter (1951-1952). *Ber Dtsch. Wetterd*, 6, 51-63.
- 32) Sun, L., & Robinson, W. A. (2009). Downward influence of stratospheric final warming events in an idealized model. *Journal of Geophysical Research*, 36(3), GL036624.
- 33) Vargin, P. N., & Kiryushov, B. M. (2019). Major Sudden Stratospheric Warming in the Arctic in February 2018 and Its Impacts on the Troposphere, Mesosphere, and Ozone Layer. *Russian Meteorology and Hydrology*, 44(2), 112–123.
- 34) Wang, Y., Shulgal, V., Milinevsky, G., Patoka, A., Evtushevsky, O., Klekociuk, A., Han, W., Grytsai, A., & Shulga, D. (2019). Winter 2018 major sudden stratospheric warming impact on midlatitude mesosphere from microwave radiometer measurements. *Atmos. Chem. Phys.*, 19, 10303–10317.
- 35) Waugh, D., & Coauthors, W. (1999). Persistence of the lower stratospheric polar vortices. *Journal of Geophysical Research*, 104(22), 27191-27201.
- 36) WMO/IQSY. (1964). International Years of the Quiet Sun (IQSY) 1964–65. Alert messages with special references to stratwarms. *WMO/IQSY Rep*, 6, 19. 90159.
- 37) Yamazaki, Y. (2019). Antarctic sudden stratospheric warming: quasi-6-day wave burst and ionospheric effects. *Journal of Geophysical Research Space Physics*, 123(5) 094–4109.
- 38) Yoshida, K., & Mizuta, R. (2021). Do sudden stratospheric warmings boost convective activity in the tropics?. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL093688.