



A Statistical Analysis of the Tropopause Characteristic over Tehran and Shiraz in January and July (2000-2022)

Mohammad Moradi¹ 

1. Department of Atmospheric, Atmospheric Science and Meteorological Research (ASMERC), Tehran, Iran
Email: moradim36@gmail.com

Article Info

Article type:
Research Article

Article History:

Received:
1 February 2023
Received in revised form:
31 March 2023
Accepted:
5 May 2023

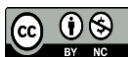
Keywords:

Stratosphere,
Mid-latitude tropopause,
Polar tropopause,
Tropical tropopause

ABSTRACT

This paper analyses the characteristics of the tropical tropopause, mid-latitude, and polar tropopause based on the sounding temperature data at Mehrabad and Shiraz airport stations in January and July in the statistical period of 2000-2022. The results showed that the observed frequency of the tropical tropopause in Iran in January (41 and 59 present in Mehrabad and Shiraz, respectively) is less than in July (95 and 94 present in Mehrabad and Shiraz, respectively), and the frequency of the observed tropical tropopause in July is more than that of the mid-latitudes. The reason for this difference can be found in the increased thermal energy of the atmosphere in the warm seasons. In July, due to the development of thermal low pressure over Iran, the thermal energy, the air temperature, and the thickness of the atmosphere increased. As a result, the tropopause elevates and approaches the level of the tropical tropopause. It was also found that the tropical and mid-latitude tropopauses have a higher height in the warm month and are placed in lower pressure levels. For this reason, the temperature of these two tropopauses in the warm month is lower than the corresponding value in the cold month. Based on the results, the average height and temperature in tropical tropopause levels were estimated between 16.5 to 17.4 kilometers and -65 to -78 degree Celsius, respectively, in different regions of Iran. Also, these parameters for mid-latitude tropopause level were estimated from 11.5 to 12.8 kilometers and -52 to -59 degree Celsius, respectively.

Cite this article: Moradi, M. (2023). A Statistical Analysis of the Tropopause Characteristic over Tehran and Shiraz in January and July (2000-2022). *Physical Geography Research Quarterly*, 55 (1), 39-55.
<http://doi.org/10.22059/JPHGR.2023.354992.1007747>



© The Author
DOI: [10.22059/JPHGR.2023.354992.1007747](https://doi.org/10.22059/JPHGR.2023.354992.1007747)

Publisher: University of Tehran Press

Extended Abstract

Introduction

The tropopause is usually defined as the transition region separating the stably stratified and turbulent troposphere. These two atmospheric regions differ in numerous dynamic and chemical constituents. Depending on season and latitude, the tropopause is typically found at around 18 km in the tropics and around 8 km at high latitudes. Tropopause is defined based on up to three different definitions. The conventional tropopause is the thermal one which is usually characterized by an abrupt change in temperature lapse rate. Its definition is based on the fact that the stratosphere is much more stably stratified than the troposphere. The thermal tropopause is defined as the lowest level above 500hPa at which the lapse rate decreases to 2 K/km or less, provided that also the average lapse rate between this level and all higher levels within 2 km does not exceed 2 K/km. The dynamical tropopause is defined in terms of sharp changes in the potential vorticity, which measures the stratification and wind shears in air masses. The original concept of the dynamical tropopause is based on the isentropic gradient of potential vorticity. It is typically determined in a thin layer with absolute potential vorticity values within 1 and 4 potential vorticity units. The chemical tropopause is another type defined based on the vertical concentrations of trace gases such as ozone and water vapor. In this paper, the tropical, mid-latitudes, and the polar tropopause are defined based on latitude and geographical characteristics. The characteristics of the different tropopauses are analyzed regarding the temperature profiles from radiosonde data of the Mehrabad and Shiraz airport stations in January and July on the statistical period of 2000-2022.

Materials and methods

The radiosonde data are obtained from the Integrated Global Radiosonde Archive of the NOAA National Climatic Data Center. The temperature data in January and July 2000-2022 are taken from the two

radiosonde stations in the central and southern regions of Iran, including Mehrabad (51.31°E, 35.56°N) and the Shiraz airport stations (52.60°E, 29.53°N). The individual sounding profiles are exerted to determine the location and analyze the lowest tropopause and, if present, the second or the third tropopause based on the definition of the Commission for Aerology of World Meteorological Organization. In former studies, the data of the 200-hPa pressure surface were often used to measure the mid-latitude tropopause and that of the 100-hPa for the tropical tropopause. However, sounding measurements confirm that a constant pressure surface is a flawed assumption for detecting tropopauses. In this study, the lower tropical tropopause, the mid-latitude tropopause, and the polar tropopause levels data are used (based on the mean pressure of thermal tropopause) in the 0-30°N, 30-60°N, 60-90°N regions to analysis their characteristics.

Results and discussion

Comparing the frequency of tropopauses detected in Mehrabad and Shiraz airport stations shows that the frequency of days with two tropopauses detected over Mehrabad airport is lower than in Shiraz station in January. However, the number of days with three and four tropopauses at Mehrabad airport is more meanwhile the not detected tropopause, i.e. the break-down ones is more frequent in Mehrabad station. The days with one tropopause are more frequent in Mehrabad airport in January, but the number of days with two tropopauses is the same. The significantly elevated tropopause of the subtropical region in the warm season is the reason for the detected differences in which the radiosonde may not pass over the tropopause levels. Comparing the frequency of tropical and mid-latitude tropopause shows that at Mehrabad airport (Shiraz station) in January, the number of detected mid-latitude tropopauses is more (less) than that of tropical ones. This difference is related to the combined geographical-latitudinal characteristics of the two stations. The tropical tropopause in July is the most frequent in both stations. 5 up to 6 percent of them are due to subsidence

inversion. Investigations also showed that the average temperature of the tropical tropopause in Shiraz station is lower than Mehrabad airport in January. Mid-litudinal tropopause temperature is almost the same in both stations, but the mean polar tropopause temperature in January over Mehrabad airport station is lower than in Shiraz station. The analysis of the January precipitation variability of these stations (in the 2000-2022 statistical period) shows that Shiraz is much greater than that of Mehrabad airport, so the average precipitation in this month in Mehrabad airport is 34 mm and in Shiraz station is 70 mm. It seems that in January, the release of latent heat caused by the condensation process in the upper parts of the troposphere and the frequency of the turbulent pressure systems over the Shiraz station was more than that of the Mehrabad airport, which caused the higher polar tropopause temperature in Shiraz station than the Mehrabad airport.

Conclusion

This paper analyses the characteristics of the tropical tropopause, mid-latitude, and polar tropopause based on the sounding temperature data at Mehrabad and Shiraz airport stations in January and July in the statistical period of 2000-2022. The results showed that the observed frequency of the tropical tropopause in Iran in January is less than in July, and the frequency of the observed tropical tropopause in July is more than that of the mid-latitudes. The reason for this difference can be found in the increased thermal energy of the atmosphere in the warm seasons. In July, due to the

development of thermal low pressure over Iran, the thermal energy, the air temperature, and the thickness of the atmosphere increased. As a result, the tropopause elevates and approaches the level of the tropical tropopause. It was also found that the tropical and mid-latitude tropopauses have a higher height in the warm month and are placed in lower pressure levels. For this reason, the temperature of these two tropopauses in the warm month is lower than the corresponding value in the cold month. Based on the results, the average height, pressure, temperature, and potential temperature in tropical tropopause levels were estimated between 16.5 to 17.4 kilometers, 92 to 96hPa, -65 to -78 degree Celsius, and 386 to 411 Kelvin, respectively, in different regions of Iran. Also, these parameters for mid-latitude tropopause level were estimated from 11.5 to 12.8 kilometers, 200 to 213hPa, -52 to -59 degree Celsius, and 335 to 386 Kelvin, respectively.

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.

بررسی آماری ویژگی‌های وردایست در تهران و شیراز در ماه‌های ژانویه و ژوئیه (۲۰۲۲-۲۰۰۰)

محمد مرادی^۱

۱- گروه هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی، تهران، ایران. رایانامه: moradim36@gmail.com

چکیده

اطلاعات مقاله

در این مطالعه با استفاده از داده‌های کاوش جو ایستگاه‌های مهرآباد تهران و شیراز در دوره آماری ۲۰۲۲-۲۰۰۰، ویژگی‌های انواع وردایست در ماه‌های ژانویه و ژوئیه تحلیل شد. ابتدا با تحلیل نیم‌رخ قائم دمای روزانه و بر اساس فشار کف وردایست، وردایست‌های گرمسیری، عرض‌های میانه و قطبی در روی ایران آشکار شد و سپس دما، ارتفاع، فشار و دمای پتانسیل آنها تعیین شد. نتایج نشان داد که فراوانی وردایست گرمسیری در ماه ژانویه (۴۱ و ۵۹ درصد در تهران و شیراز) کمتر از ماه ژوئیه (۹۵ و ۹۴ درصد در تهران و شیراز) است. در ماه ژوئیه وردایست گرمسیری نسبت به وردایست عرض‌های میانه در هر دو ایستگاه فراوانی بیشتری (۹۵ به ۵ درصد در تهران و ۹۴ به ۶ درصد در شیراز) دارد. علت این تفاوت، افزایش انرژی گرمایی جو در ماه گرم سال است. در ماه ژوئیه به سبب توسعه کم‌فشار گرمایی در ایران، انرژی گرمایی و دمای هوا افزایش می‌یابد و در نتیجه ضخامت جو زیاد شده، ارتفاع وردایست افزایش یافته و به وردایست گرمسیری نزدیک می‌شود. همچنین در ایستگاه‌های مطالعاتی، متوسط ارتفاع وردایست گرمسیری بین ۱۶/۵ تا ۱۷/۴ کیلومتر، متوسط ارتفاع وردایست عرض‌های میانه بین ۱۱/۵ تا ۱۲/۸ کیلومتر، متوسط دمای وردایست گرمسیری بین ۶۵- تا ۷۸- درجه سلسیوس و میانگین دمای وردایست عرض‌های میانه بین ۵۲- تا ۵۹- درجه سلسیوس برآورد شده است.

نوع مقاله:

مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت:

۱۴۰۱/۱۱/۱۲

تاریخ بازنگری:

۱۴۰۱/۰۱/۱۱

تاریخ پذیرش:

۱۴۰۱/۰۲/۱۵

واژگان کلیدی:

پوشش سیاهر،

وردایست عرض‌های میانه،

وردایست قطبی،

وردایست گرمسیری

استناد: مرادی، محمد. (۱۴۰۲). بررسی آماری ویژگی‌های وردایست در تهران و شیراز در ماه‌های ژانویه و ژوئیه (۲۰۲۲-۲۰۰۰). *مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۵۵ (۱)، ۵۵-۳۹.

<http://doi.org/10.22059/JPHGR.2023.354992.1007747>

ناشر: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران

DOI: 10.22059/JPHGR.2023.354992.1007747

© نویسنده



مقدمه

وردایست مرز فیزیکی بین وردسپهر و پوشن‌سپهر است (Kim & Son, 2012: 5343; Eugenio & Macalalad, 2021:1). که اغلب با تغییر ناگهانی در ساختار گرمایی، پویایی و شیمیایی جو قابل‌ردیابی است. ارتفاع وردایست تحت‌تأثیر فرایندهای دینامیکی وردسپهر و گرمایشی پوشن‌سپهر (Wang et al., 2013:6308) قرار دارد و با تغییر عرض جغرافیایی، فصل و حتی از یک روز به‌روز دیگر تغییر می‌کند. وردایست از دیدگاه‌های مختلفی تعریف شده است. سازمان هواشناسی جهانی با استفاده از داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌های کاوش جو، وردایست گرمایی را به‌عنوان پایین‌ترین لایه‌ای از جو تعریف کرد که در آن آهنگ افت دما به ۲ کلون بر کیلومتر و یا کمتر برسد و این شرایط حداقل تا ارتفاع ۲ کیلومتر بر فراز آن برقرار باشد (WMO, 1975:137). یکی از مزایای کاربردی تعریف وردایست گرمایی این است که به‌آسانی می‌توان ارتفاع آن‌ها با استفاده از یک گمانه قائم دمایی تعیین کرد (مرادی، ۱۴۰۱:۷۳۲). افزون بر تعریف بالا، وردایست دینامیکی (پویایی) بر مبنای مقدار تاوایی پتانسیلی تعریف شده است که مناسب‌تر از تعریف سازمان جهانی هواشناسی است؛ زیرا تاوایی پتانسیلی در شرایط بی‌دررو و نبود اصطکاک پایستار است (Hoskins et al., 1985:877). بر مبنای این تعریف، وردایست دینامیکی به‌عنوان سطحی با مقدار تاوایی پتانسیلی ثابت تعریف می‌شود که در مطالعات مختلف بر مبنای واحد تاوایی پتانسیلی در بازه ۱ تا ۴ قرار می‌گیرد (برهانی و همکاران، ۱۳۹۷:۶۰۹). اگرچه در بیشتر مطالعات مقدار ۲ واحد تاوایی پتانسیلی به‌عنوان شاخصه تعیین وردایست دینامیکی استفاده شده است (برهانی و احمدی، ۱۳۹۷:۱۲۸).

مطالعات نظری نشان داده است که ارتفاع وردایست تابع فرایندهای تابشی و دینامیکی است. فرایند دینامیکی وردسپهر معمولاً با همرفت مرطوب در مناطق استوائی و توسط پیچک‌های کژفشاری و همرفت مرطوب در مناطق فوق استوائی کنترل می‌شود (Grise et al., 2010:2275). گرمایش بی‌دررو نزدیک وردسپهر بالا و پوشن‌سپهر پایین در مناطق فوق استوائی سبب می‌شود تا ارتفاع وردایست در این مناطق کاهش یابد (Birner, 2010:2582). ارتفاع وردایست در مناطق قطبی درگیر گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهر می‌باشد (Zangl, Hoinka, 2001:1). وردایست در عرض‌های جغرافیایی میانی نیمکره شمالی در ماه‌های گرم سال در لایه‌های بالاتر و در ماه‌های سرد سال در لایه‌های پایین‌تری قرار می‌گیرد (Annamalai, Mehta, 2022:11).

ویژگی‌های فیزیکی وردایست را می‌توان با استفاده از داده‌های رادیوسوند (Randel et al., 2003:7-1; Randel et al., 2007:2)، داده‌های باز تحلیل (Gettelman & forster, 2002:912) و خروجی مدل‌های اقلیمی بررسی کرد (Gettelman et al., 2009:1626). هر دو لایه پوشن‌سپهر و وردسپهر تحت‌تأثیر ویژگی‌های گرمایی وردایست قرار می‌گیرند و وردایست تمایل دارد تا به‌عنوان مانعی در برابر تبادلات بین این دو لایه عمل کند، از این‌رو بررسی این سطح فشاری به‌عنوان یک شاخص تغییر وضع هوا از اهمیت زیادی برخوردار است و به‌طور گسترده‌ای نیز بررسی شده است. برخی پژوهشگران لایه وارونگی دما که در بالای وردایست قرار دارد و ساختار گرمایی بسیار پایداری دارد را بررسی کرده‌اند (Tegtmeier et al., 2020:753)، شماری از آن‌ها وردایست‌های دوگانه ناشی از شکست وردایست گرمایی را از دیدگاه‌های مختلف تحلیل کرده‌اند (Wilhelmsen et al., 2020:1)، برخی تا شدگی وردایست را تحلیل کرده‌اند (Luo et al., 2019:1)، عده‌ای با استفاده از داده‌های رادیوسوند، وردایست دینامیکی را بررسی کرده (Silva-Júnior et al., 2020:10) و بعضی از آنها نیز به مطالعه نقطه سرد وردایست گرمسیری پرداختند (Kim & Alexander, 2015:1584; Han et al., 2017:1) که در زیر به چند نمونه از آنها اشاره می‌شود.

کیم و الکساندر (۲۰۱۵:۱۵۸۴) از داده‌های رادیوسوند ۵ ایستگاه هواشناسی در غرب آرام استوایی در عرض جغرافیایی ۷

درجه شمالی و طول جغرافیایی ۱۳۴، ۱۳۸، ۱۵۲، ۱۵۸ و ۱۷۱ درجه شرقی استفاده کردند و در بازه زمانی ژوئیه ۱۹۹۰ تا می ۲۰۱۴، اثر مستقیم امواج جوی بر نقطه سرد وردایست گرمسیری را بررسی کردند و نشان دادند که امواج در تغییرات دمای نقطه سرد وردایست گرمسیری مؤثر است و میانگین دمای نقطه سرد وردایست را ۱/۶ درجه نسبت به میانگین فصلی کاهش داده‌اند.

سیلوا جونیور و همکاران (Silva-Júnior et al., 2020:10) با استفاده از داده‌های رادیوسوند ایستگاه ناتال در برزیل با موقعیت ۵/۸ درجه عرض جغرافیایی جنوبی و ۳۵/۲ درجه طول جغرافیایی غربی در دوره آماری ۲۰۱۴-۲۰۱۰، وردایست دینامیکی را بررسی کردند. در این دوره آماری ۹۴۹ گزارش روزانه و ۹۰۰ گزارش شبانه تحلیل شد. این پژوهشگران مشاهده کردند که دمای وردایست این ایستگاه‌ها طی این دوره آماری تغییر کرده است. آنها با بررسی بارش فصلی، نشان دادند که رخداد بارش در طول پاییز و زمستان و انتقال انرژی میعانی ناشی از بارش به وردایست فوقانی سبب تغییرات دمای وردایست شده است.

در ایران پژوهشگران زیادی تغییرات ارتفاع و دمای وردایست گرمایی را در سال‌های مختلف بررسی کرده‌اند که در زیر به چند نمونه اشاره می‌شود.

فخاری‌زاده شیرازی و همکاران (۶۲:۱۳۹۴) با استفاده از داده‌های ایستگاه هواشناسی شیراز در دوره آماری ۲۰۱۰-۲۰۰۵، نیمرخ قائم دمای هوای این ایستگاه را در ماه‌ها و فصول مختلف سال بررسی کردند و نشان دادند که بر خلاف انتظارشان، میانگین ارتفاع وردایست در شیراز طی فصل زمستان بیشتر و در فصل پاییز کمتر است. آنها یافته‌های پژوهش خود را با پژوهش خاندو و همکاران (۲۰۱۱) مقایسه کرده و مشاهده کردند که تفاوت در نتایج بسیار زیاد است.

کیخسروی (۳۳:۱۳۹۴) با انتخاب ۱۶ مورد بارش در استان خراسان رضوی طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۱، ارتباط بین تغییر ارتفاع وردایست و بارش خراسان رضوی را از دیدگاه آماری بررسی و بیان کرد که "گرمای بادرو آزاد شده از طریق میعان و بارش اتفاق افتاده در لایه زیرین و میانی وردسپهر، به تدریج ستون هوای لایه‌های بالاتر را گرم‌تر کرده و در طی روزهای بارشی، ارتفاع تروپوپاز افزایش می‌یابد".

لشکری و همکاران (۱۱۳:۱۳۹۶) با استفاده از داده‌های ژرفاسنج مادون قرمز جوی، تغییرات ماهانه ارتفاع وردایست روی ایران در دوره آماری ۲۰۱۵-۲۰۰۳ را بررسی و نشان دادند که بیشترین اختلاف ارتفاع وردایست بین جنوب و شمال ایران در ماه فوریه رخ داده است. این پژوهشگران همچنین آشکار کردند که ارتفاع وردایست در ماه‌های گرم سال در جنوب شرق ایران کاهش یافته و بالاترین ارتفاع وردایست در مرکز ایران قرار گرفته است.

عساکره و همکاران (۳۳۳:۱۳۹۹) با استفاده از داده‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای فشاری ۷۰۰ تا ۵۰ هکتوپاسکال دریافتی از پایگاه ECMWF در ماه‌های پاییز و بهار در دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۷۹، ویژگی‌های توصیفی وردایست روی ایران را بررسی و نشان دادند که روند تغییرات ترازهای فشاری وردایست در همه ماه‌های فصل بهار و اکتبر و نوامبر منظم است و با افزایش عرض جغرافیایی، ارتفاع تراز فشاری وردایست کاهش می‌یابد.

از بررسی مطالعات پیشین دیده شد که هیچ‌گونه مطالعه آشکارسازی، فراوانی و ویژگی‌های انواع وردایست‌ها مانند وردایست گرمسیری، عرض‌های میانی و قطبی در ایران انجام نشده است، از این رو ارتفاع و دمای این گونه وردایست‌ها در صورت وجود در روی ایران در پرده ابهام باقی‌مانده است. با توجه نقش وردایست بر تبادلات بین وردسپهر و پوشش سپهر و نیز به دلیل کمبود داده‌های جو بالای ایران، شناخت تغییرات ارتفاع و دمای انواع مختلف وردایست‌ها با به‌کارگیری داده‌ای مطمئن در ایستگاه‌های کاوش جو کشور، ضرورتی بنیادی است. هدف از این پژوهش به‌کارگیری داده‌های واقعی

ایستگاه‌های کاوش جو مهرآباد تهران و شیراز برای آشکارسازی و بررسی ویژگی‌های انواع وردایست‌ها مانند گرمسیری، عرض‌های میانه و قطبی در ماه‌های ژانویه و ژوئیه است. نوآوری این پژوهش آشکارسازی وردایست‌های گرمسیری، عرض‌های میانی و قطبی و تعیین ویژگی‌های آنها در روی ایران است که مشابه آن تا کنون انجام نشده است. ارتفاع وردایست تحت‌تأثیر فرایندهای مختلف از جمله تابش، اثر پیچک‌های کژفشاری و گردش نصف‌النهاری میانگین قرار دارد، از این رو این مطالعه به پژوهشگران هواشناسی و اقلیم‌شناسی کمک می‌کند تا آگاهی آنها به چگونگی تبادل گرمایی و دینامیکی بین لایه‌های پوشن‌سپهر و وردسپهر افزایش یابد و با شناسایی عوامل طبیعی یا انسانی مؤثر بر تغییرات ویژگی‌های وردایست، نحوه انتقال انرژی به سامانه‌های فشاری را در کوتاه‌مدت و بلندمدت تحلیل کنند و برای کاهش عوامل انسانی مؤثر بر تغییرات ارتفاع وردایست اقدام نمایند.

روش پژوهش

برای تحلیل آماری انواع مختلف وردایست با داده‌های ایستگاهی از داده‌های ایستگاه‌های کاوش جو ایران استفاده شد. برای تعیین ایستگاه‌های مناسب، ابتدا داده‌های ایستگاه‌های کاوش جو تبریز، مهرآباد تهران و مشهد در عرض‌های شمالی و ایستگاه‌های اهواز، شیراز و بندرعباس در عرض‌های جنوبی از بدو تأسیس ایستگاه، بررسی شد. بررسی داده‌های در دسترس این ایستگاه‌ها، نشان داد که کیفیت داده‌های دو ایستگاه مهرآباد تهران و شیراز در دوره آماری ۲۰۲۲-۲۰۰۰ در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ در دو ماه ژانویه و ژوئیه به ترتیب به‌عنوان ماه سرد و گرم، مناسب‌ترند؛ بنابراین داده‌های این دو ایستگاه در این دوره برای تحقیق انتخاب شد. جدول ۱ موقعیت جغرافیائی و مجموع تعداد روزهای مورد استفاده برای هر ایستگاه در دو ماه مختلف در طول دوره آماری را نشان می‌دهد.

جدول ۱. موقعیت ایستگاه‌های مطالعاتی و تعداد روزهای دارای نیم‌رخ قائم دما در ماه‌های ژانویه و ژوئیه (۲۰۰۰-۲۰۲۲)

نام ایستگاه	مشخصات ایستگاه			تعداد گزارش‌ها
	طول جغرافیائی	عرض جغرافیائی	ارتفاع (متر)	
مهرآباد تهران	۵۱/۳۱ °E	۳۵/۵۶ °N	۱۱۹۱	۵۷۱
شیراز	۵۲/۶۰ °E	۲۹/۵۳ °N	۱۴۸۸	۶۰۰

داده‌های کاوشگر در چهار قسمت مختلف از بایگانی داده‌های رادیوسوند جهانی (NOAA) گرفته شد که در آن ویژگی‌های سطح وردایست با تعریف سازمان هواشناسی جهانی مشخص شده است؛ بنابراین در این تحقیق ویژگی‌های وردایست به طور مستقیم از داده‌های کاوشگر استخراج شده است و برای تعیین آن محاسباتی انجام نشده است. همچنین برای تعیین سطح فشاری کف وردایست، از فشار و دمای وردایست گرمائی در نیمکره شمالی که در بایگانی NCEP/NCAR قرار دارند، استفاده شد.

برای تعیین انواع مختلف وردایست، از سطح فشاری کف بالاترین وردایست (وردایست گرمسیری) استفاده شد. چون ارتفاع وردایست گرمسیری از سطح همرفت بیشینه در ارتفاع ۱۰-۱۲ کیلومتری تا سطح نقطه سرد وردایست در ارتفاع ۱۶-۱۷ کیلومتری تغییر می‌کند (Gettelman & Forster, 2002:912) و ارتفاع آن در مناطق مختلف نیز متفاوت می‌باشد، بنابراین سطح فشاری ثابت برای وردایست گرمسیری مورد توافق پژوهشگران جهانی قرار نگرفته است (Hoinka, Thuburan & Craig, 2002:1; Sherwood) و پژوهشگران مختلف بر اساس سطح همرفت بیشینه، (Dessler, 2001:765; Fueglistner et al., 2009:1) سطوح فشاری مختلفی را برای آن برآورد کرده‌اند. در جدول ۲

سطوح فشاری کف و سقف وردایست گرمسیری از دیدگاه چند پژوهشگر آورده شده است.

جدول ۲. تغییرات فشار سطح وردایست گرمسیری بر حسب هکتوپاسکال، از دیدگاه پژوهشگران مختلف

ردیف	فشار وردایست گرمسیری (هکتوپاسکال)		مرجع
	کف وردایست	سقف وردایست	
۱	۱۶۰	۸۰	تاپورن و کراج، ۱۹۹۷، ۲۰۰۲
۲	۱۵۰	۵۰	شروود و دسلر، ۲۰۰۱
۳	۱۹۰	۹۰	گتلمن و فورستر، ۲۰۰۲
۴	۱۵۰	۷۰	فیگلیستر و همکاران، ۲۰۰۹

در این پژوهش مشابه پژوهش‌های پیشین برای پرهیز از وارونگی فرونشینی، وردایست‌های آشکار شده بالای سطح فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی شد (Gottelman et al., 2009:1626; Rodriguez & Cuervas, 2013:10754; Mateus et al., 2020:4). برای تعیین نوع وردایست، با استفاده از داده‌های بایگانی NCEP/NCAR (دریکوند و همکاران، ۱۴۰۱)، میانگین مداری سطح فشاری وردایست گرمایی در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ در سه محدوده عرض جغرافیائی نیمکره شمالی، (منطقه قطبی شصت تا نود درجه، منطقه عرض‌های میانی سی تا شصت درجه و منطقه گرمسیری صفر تا سی درجه) برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه از رابطه زیر محاسبه شد:

$$\overline{P_Trop} = \frac{1}{nyear} [\sum_{y=1}^{nyear} [\frac{1}{nday} \sum_{d=1}^{nday} [\frac{1}{ny} \sum_{j=1}^{ny} [\frac{1}{nx} \sum_{i=1}^{nx} (P_Trop)_{i,j}]]]]] \quad \text{رابطه (۱)}$$

در این رابطه زیرنویس i که از یک تا $nx = ۱۴۴$ تغییر می‌کند، به شماره نقاط در راستای نصف‌النهار استفاده شده است. تعداد این نقاط در سه منطقه تعریف شده، متفاوت است. در راستای نصف‌النهاری به ترتیب از استوا به قطب $ny = ۱۳$ ، $ny = ۱۲$ و $ny = ۱۲$ می‌باشد. اندیس d برای روزهای ماه ژانویه و ژوئیه بکار برده شده است و از ۱ تا $nday = ۳۱$ تغییر می‌کند. اندیس y معرف تعداد سال‌های دوره آماری است که از ۱ تا $nyear = ۲۳$ متغیر است. شایان‌ذکر است که میانگین‌گیری در یک نیمکره، به طور ماهانه و در دوره آماری بیست و سه ساله و سپس در نظر گرفتن دامنه وسیع برای کف وردایست، سبب حذف افت‌وخیزها و هموار کردن داده‌ها می‌شود؛ بنابراین استفاده از داده‌های با تفکیک افقی کمتر تفاوتی در نتیجه این مطالعه ایجاد نمی‌کند.

پس از محاسبه میانگین مداری تراز فشاری وردایست گرمائی و انحراف معیار در سه منطقه مطالعاتی در ماه‌های انتخابی، از افزایش یک انحراف معیار به میانگین مداری سطح وردایست هر منطقه، کف سطح فشاری وردایست گرمسیری، وردایست عرض‌های میانه و وردایست قطبی مطابق جدول ۳ برآورد و نوع وردایست بر اساس سطح فشاری کف وردایست تعریف شد. سامانه‌های همدیدی زمستانی با تاوانی پتانسیلی بالا می‌توانند تا شدگی عمیقی در وردایست قطبی ایجاد کنند و ارتفاع وردایست قطبی را به ترازهای فشاری پایین منتقل کنند. برای در نظر گرفتن این مورد که رخداد آن در ایستگاه مهرآباد تهران محتمل است، کف وردایست نوع قطبی به‌جای ۳۳۰ هکتوپاسکال، ۵۰۰ هکتوپاسکال تعیین شد و نوع آن وردایست "قطبی کم‌عمق" نام‌گذاری شد. شایان‌ذکر است که در ماه ژوئیه بر اساس میانی نظری، وردایست نوع قطبی و عرض‌های میانه در مناطق عرض‌های میانی و گرمسیری وجود ندارد.

جدول ۳. تغییرات فشار سطح وردایست گرمایی بر حسب هکتوپاسکال، برای تعیین نوع وردایست

نام منطقه	میانگین	انحراف معیار	کف	نوع وردایست، تغییرات فشار کف
منطقه گرمسیری	۱۰۹	۱۶	۱۲۵	گرمسیری، $P < ۱۲۵$
منطقه عرض‌های میانی	۲۰۹	۶۶	۲۷۵	عرض‌های میانه، $۱۲۵ \leq P \leq ۲۷۵$
منطقه قطبی	۲۸۶	۴۴	۳۳۰	قطبی، $۲۷۵ < P \leq ۳۳۰$
-	-	-	-	قطبی کم عمیق، $۳۳۰ < P \leq ۵۰۰$
-	-	-	-	وارونگی فرونشینی، $P > ۵۰۰$

با مشخص شدن فشار کف وردایست، برای روزهای آورده شده در جدول ۱، ابتدا نیمرخ قائم دما در سال‌های مختلف در هر ایستگاه رسم و سپس بر اساس وردایست آشکار شده در گزارش‌های ارائه شده که در تعیین آن از تعریف سازمان جهانی هواشناسی استفاده شده است، انواع وردایست‌های این دو ایستگاه از دیدگاه آماری، بررسی شد.

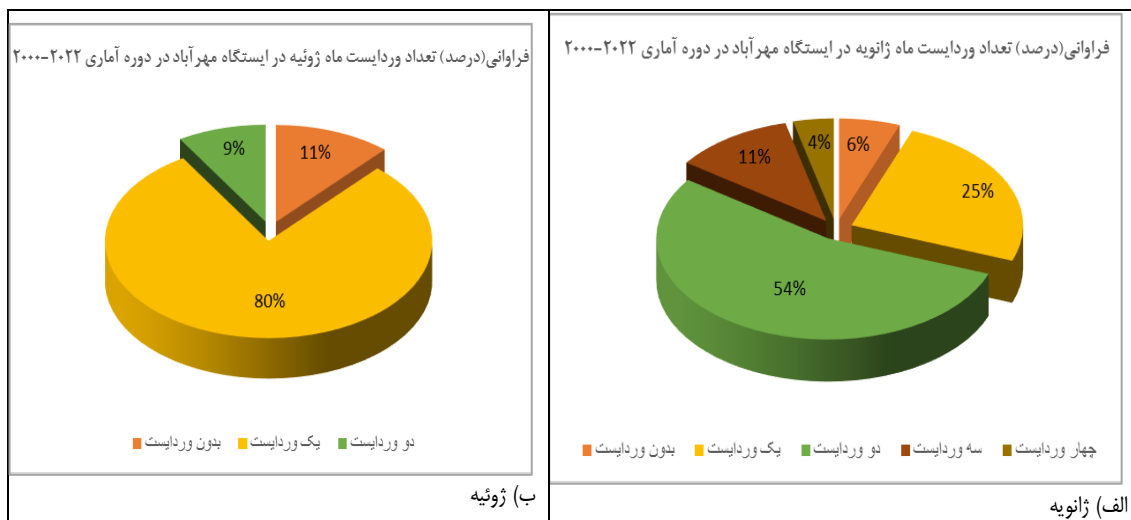
یافته‌ها

ضخامت وردسپهر معمولاً به‌وسیله مقدار انرژی تابشی و اختلاط قائم تعیین می‌شود، و وردایست در اثر تبادل انرژی بین عرض‌های جغرافیائی مختلف، شکسته می‌شود و کاوشگر می‌تواند یک، دو، سه و گاهی چهار وردایست را آشکار کند. شکل‌های ۱ و ۲ فراوانی روزهای بدون وردایست و روزهای با یک، دو، سه و چهار وردایست را به ترتیب در ایستگاه‌های مهرآباد تهران و شیراز در ماه‌های ژانویه (شکل‌های ۱-الف و ۲-الف) و ژوئیه (شکل‌های ۱-ب و ۲-ب) نشان می‌دهد. از این شکل‌ها دیده می‌شود که فراوانی روزهای بدون وردایست در ماه ژوئیه بیشتر از ماه ژانویه است. این شکل‌ها همچنین نشان می‌دهند که در ماه ژانویه روزهای با یک، دو، سه و چهار وردایست آشکار شده است؛ ولی در ماه ژوئیه فقط روزهای با یک و دو وردایست قابل رویت است. از این شکل‌ها دیده می‌شود که فراوانی روزهای با یک وردایست در ماه ژانویه کمتر از ماه ژوئیه ولی فراوانی روزهای با دو وردایست بیشتر از ماه ژوئیه می‌باشد.

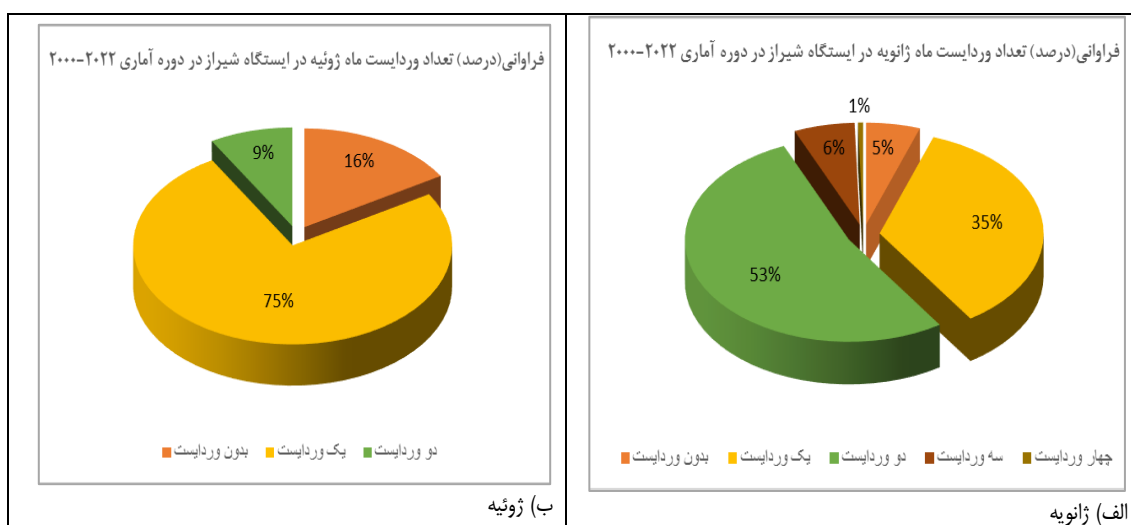
بررسی نیمرخ قائم دما در روزهایی که وردایست آشکار نشده است، نشان داد که در این روزها سیگنال کاوشگر قبل از رسیدن کاوشگر به سطح وردایست قطع شده است و داده‌های ارسالی کاوشگر برای تعیین ویژگی‌های وردایست کافی نبوده است. از آنجایی که ارتفاع وردایست در ماه ژوئیه بیشتر از ماه ژانویه است؛ از این رو فراوانی روزهای بدون وردایست در ماه ژوئیه نیز بیشتر از ماه ژانویه می‌باشد. نمونه‌ای از روزهای بدون وردایست در شکل ۳ نشان داده شده است. همچنین در ماه ژانویه عبور سامانه‌های همدیدی که هسته سردی دارند و با گردش چرخندی شدیدی همراه‌اند، سبب کاهش ارتفاع وردایست و تا شدگی وردایست شده و در نتیجه وردایست‌های بیشتری آشکار شده‌اند. نمونه‌ای از نیمرخ قائم دما با سه و چهار وردایست آشکار شده در ایستگاه مهرآباد تهران، در شکل ۴ آورده شده است. از شکل ۴-الف دیده می‌شود که اختلاف فشار در دو تراز فشاری مربوط به وردایست‌های دوم و سوم کمتر از ۵۰ هکتوپاسکال است. اختلاف فشار در وردایست‌های دو، سه و چهار در شکل ۴-ب نیز حدود ۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد. همچنین اندازه سرعت باد در تراز وردایست‌های اول و دوم بیش از سی متر بر ثانیه است که معرف وجود یک جریان جتی در اطراف وردایست می‌باشد.

از مقایسه فراوانی وردایست‌های آشکار شده در دو ایستگاه مطالعاتی، دیده شد که در ماه ژانویه فراوانی روزهای با دو وردایست آشکار شده در ایستگاه مهرآباد تهران کمتر از مقدار این کمیت در ایستگاه شیراز است در حالی که مجموع فراوانی روزهای با سه و چهار وردایست ایستگاه مهرآباد تهران بیشتر از ایستگاه شیراز می‌باشد و نشان می‌دهد که در ایستگاه مهرآباد تهران شکست وردایست بیشتر از ایستگاه شیراز آشکار شده است. در ماه ژانویه فراوانی روزهای با یک وردایست

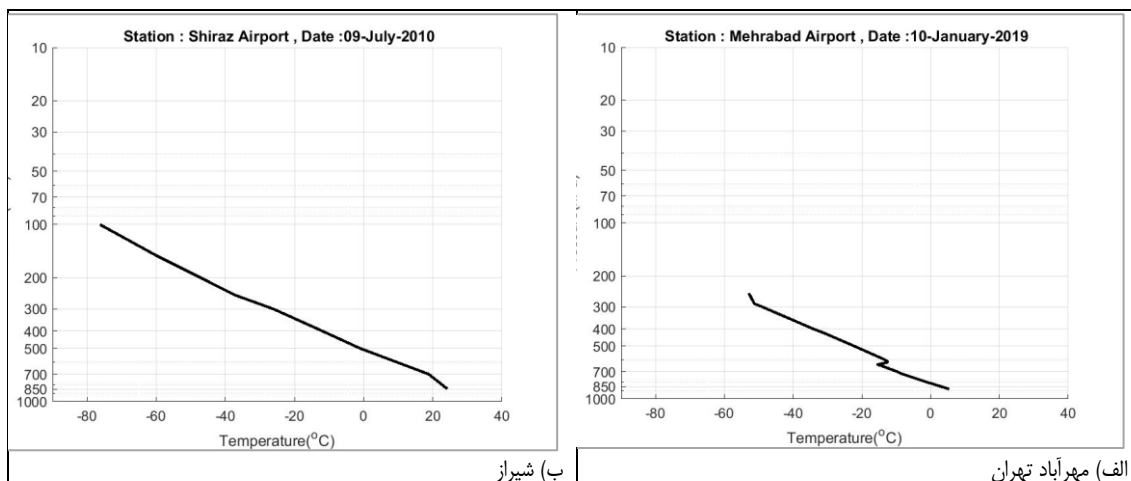
در ایستگاه مهرآباد تهران بیشتر از ایستگاه شیراز است و فراوانی روزهای با دو وردایست در هر دو ایستگاه یکسان است. علت تفاوت آشکار شده در این است که ارتفاع وردایست در فصل گرم در عرض‌های جغرافیائی پایین‌تر بیشتر است و ممکن است کاوشگر نتواند به سطح وردایست برسد.



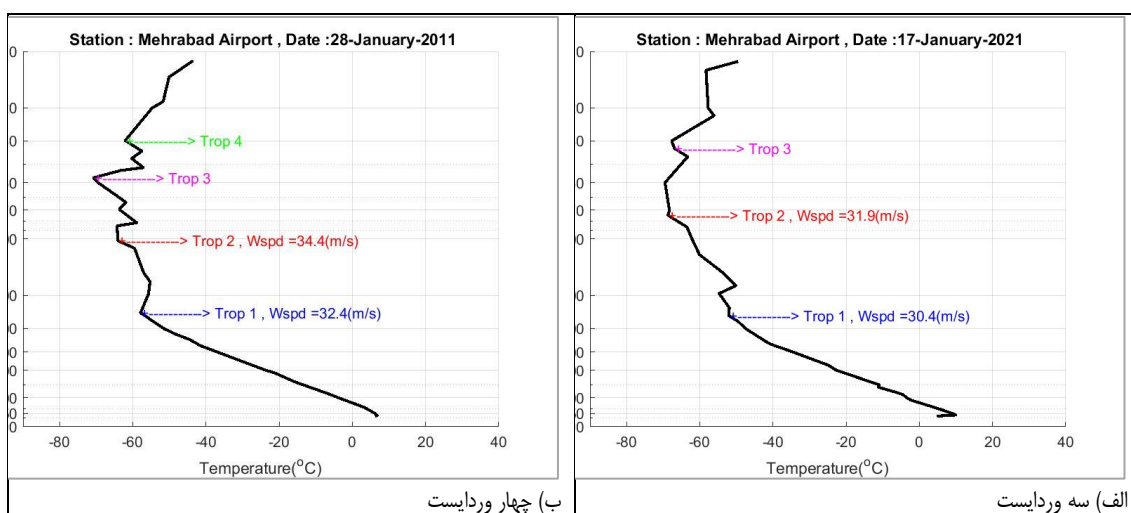
شکل ۱. فراوانی (درصد) روزهای بدون وردایست و تعداد وردایست‌های مختلف در ایستگاه مهرآباد تهران در ماه‌های ژانویه و ژوئیه دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲. الف) در ماه ژانویه، ب) در ماه ژوئیه



شکل ۲. فراوانی (درصد) روزهای بدون وردایست و تعداد وردایست‌های مختلف در ایستگاه شیراز در ماه‌های ژانویه و ژوئیه دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲. الف) در ماه ژانویه، ب) در ماه ژوئیه.



شکل ۳. نیمرخ قائم دما در الف) ۱۰ ژانویه ۲۰۱۹ در ایستگاه مهرآباد تهران و ب) ۹ ژوئیه ۲۰۱۰ در ایستگاه شیراز

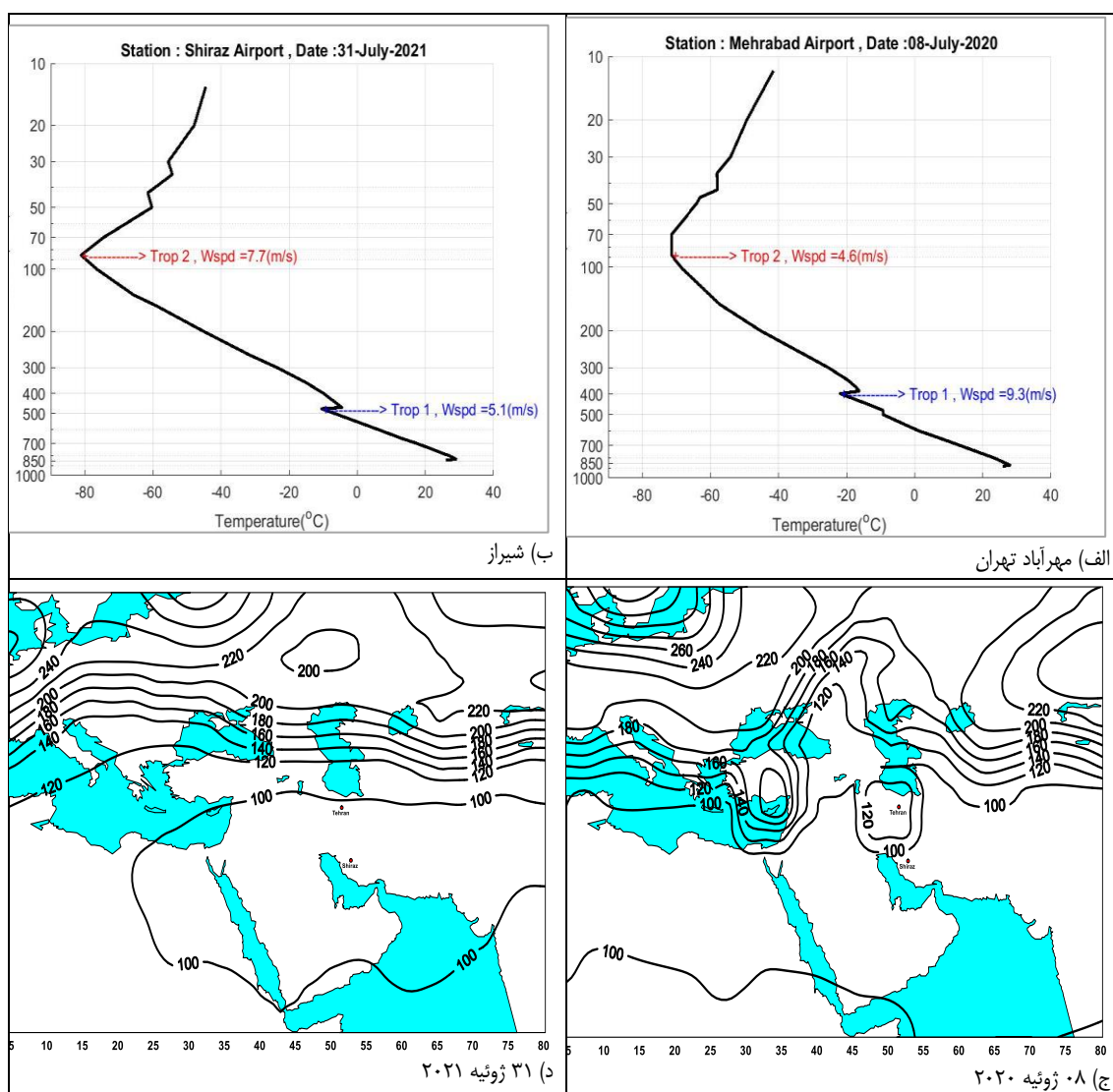


شکل ۴. نیمرخ قائم دما در الف) ۱۷ ژانویه ۲۰۲۱ و ب) ۲۸ ژانویه ۲۰۱۱ در ایستگاه مهرآباد تهران

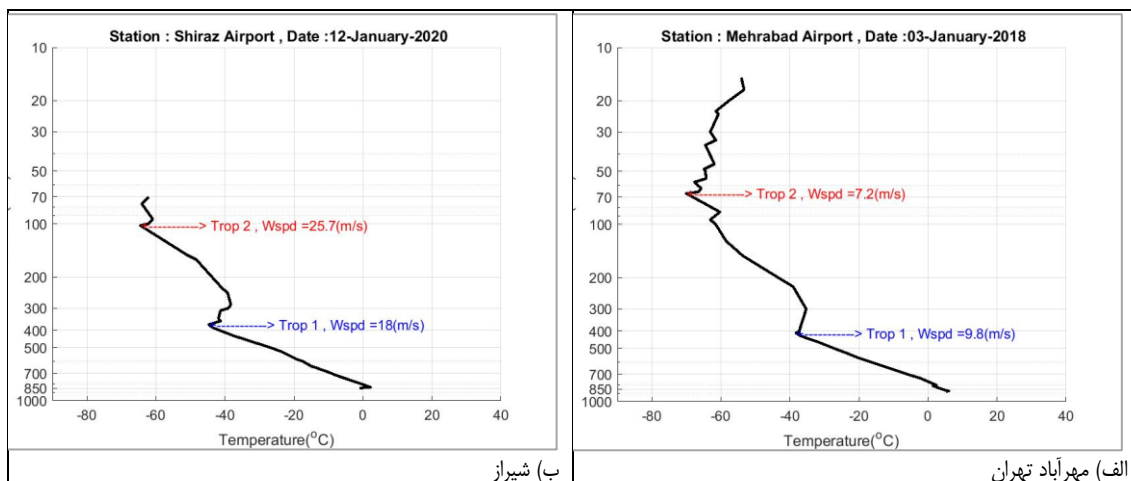
در بین وردایست‌های آشکار شده در برخی روزهای ماه ژوئیه، دیده شد که تراز فشاری وردایست در اطراف سطح فشاری ۴۰۰ هکتوپاسکال قرار گرفته است. از بررسی روزانه نیمرخ قائم دما در این روزها، دیده شد که وارونگی دما در اثر فرونشینی هوای گرم و خشک ناشی از شاخه پایین‌سوی گردش هادلی در عرض‌های جغرافیایی جنب استوایی ایجاد شده است و تحت‌تأثیر تغییرات کم‌فشار گرمائی می‌باشد. در تراز فشاری این نوع از وارونگی، ویژگی‌های وردایست مشاهده نمی‌شود. ولی بر اساس تعریف سازمان هواشناسی جهانی به‌عنوان وردایست آشکار شده است و در بانک داده‌ای سازمان‌های هواشناسی به‌اشتباه به‌عنوان وردایست جای گرفته است. نمونه‌ای از این وارونگی دما در شکل‌های ۵-الف) و ۵-ب) نشان داده شده است. برای مقایسه فشار کف وردایست گرمائی نیز در روزهای فوق در شکل‌های ۵-ج) و ۵-د) آورده شده است. از این شکل‌ها دیده می‌شود که فشار کف وردایست گرمایی که پایین‌ترین وردایست است، در هشتم ژوئیه ۲۰۲۰ در مهرآباد تهران بیشتر از ۱۲۰ هکتوپاسکال و در سی و یکم ژوئیه ۲۰۲۱ در شیراز کمتر از ۱۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد که خیلی بیشتر از فشار وردایست آشکار شده در گزارش تمپ می‌باشد.

در فصل سرد نیز نمونه‌هایی از این وارونگی آشکار شده است. از بررسی همدیدی این نوع وارونگی، دیده شد که در این

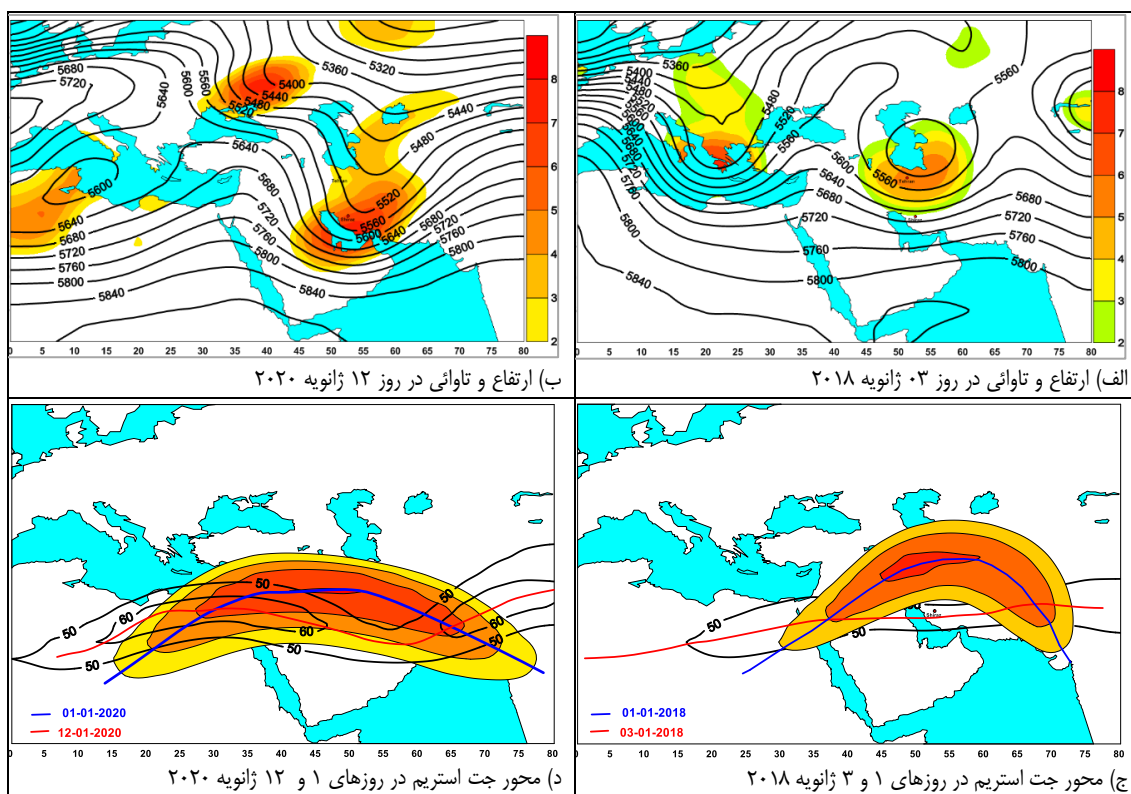
نمونه‌ها، سامانه‌های هم‌پیدی با تاوانی نسبی چرخندی مناسب از منطقه مطالعاتی عبور کرده‌اند. این سامانه‌ها سبب شکستن وردایست و کاهش ارتفاع آن در ایستگاه‌های مطالعاتی شده‌اند؛ بنابراین وردایست آشکار شده در این نمونه‌ها به‌درستی تشخیص داده شده است. نمونه‌ای از این شرایط در شکل ۶ نشان داده شده است. در شکل ۷ گرته ارتفاع و تاوانی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای ۰۳ ژانویه ۲۰۱۸ و ۱۲ ژانویه ۲۰۲۰ نشان داده شده است. شکل ۷-الف) یک کم‌فشار بریده با تاوانی نسبی چرخندی در جنوب دریای خزر را نشان می‌دهد و در شکل ۷-ب) ناوه عمیق ارتفاع با تاوانی نسبی چرخندی در شمال تنگه هرمز، مشخص شده است که عامل کاهش ارتفاع وردایست در ایستگاه‌های مطالعاتی می‌باشند. افزون بر آن، محور جریان‌های جتی در روزهای سوم ژانویه (شکل ۷-ج) و دوازدهم ژانویه (شکل ۷-د) نسبت به روز اول ژانویه در سال‌های به ترتیب ۲۰۱۸ و ۲۰۲۰ به عرض‌های جنوبی‌تر منتقل شده است.



شکل ۵. نیمرخ قائم دما در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ در الف) مهرآباد تهران در روز ۰۸ ژوئیه ۲۰۲۰ و ب) شیراز در روز ۳۱ ژوئیه ۲۰۲۱ و گرته فشار سطح وردایست گرمائی بر حسب هکتوپاسکال در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ در ج) روز ۰۸ ژوئیه ۲۰۲۰ و د) روز ۳۱ ژوئیه ۲۰۲۱.



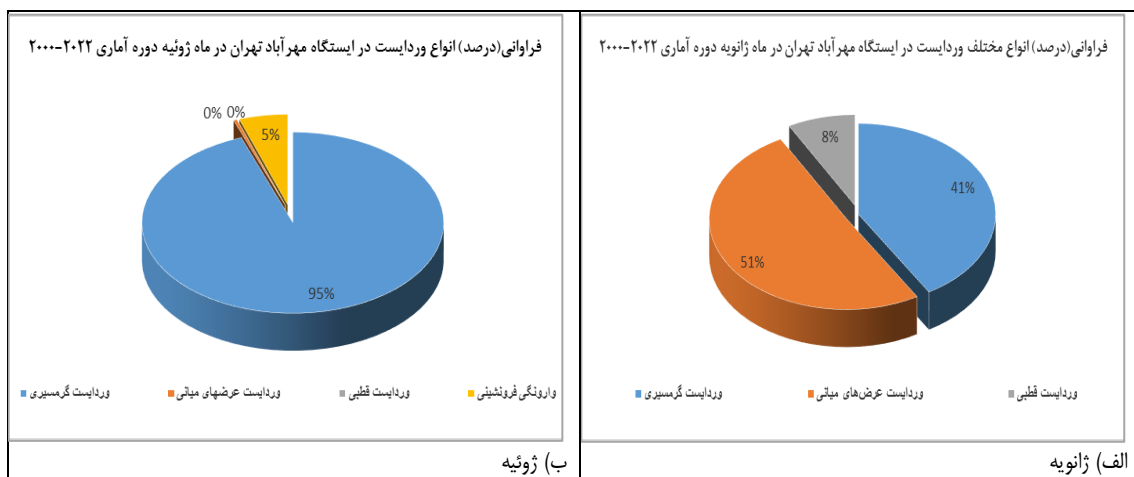
شکل ۶. نیمرخ قائم دما در الف) ۰۳ ژانویه ۲۰۱۸ در ایستگاه مهرآباد تهران و ب) ۱۲ ژانویه ۲۰۲۰ در ایستگاه شیراز



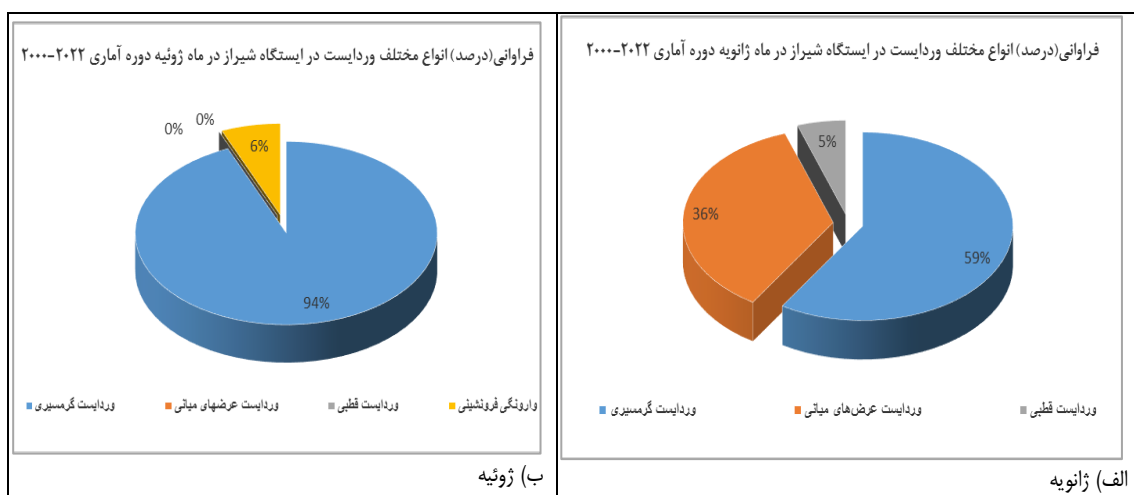
شکل ۷. گرته ارتفاع (ژئوپتانسیل متر) و تاوانی نسبی (1-5-10) تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال در روز الف) ۰۳ ژانویه ۲۰۱۸ و ب) ۱۲ ژانویه ۲۰۲۰ و محور جریان‌های جتی (متر بر ثانیه) در روزهای ج) یکم و سوم ژانویه ۲۰۱۸، د) یکم و دوازدهم ژانویه ۲۰۲۰. بازه پرندهی ۴۰ ژئوپتانسیل متر است، هم‌مقدارهای باد بیش از ۵۰ متر بر ثانیه با بازه ۱۰ متر بر ثانیه رسم شده است. محورهای مختصات معرف طول و عرض جغرافیایی بر حسب درجه می‌باشند.

در ادامه وردایست‌های گرمسیری، عرض‌های میانه و قطبی تفکیک شدند. شکل‌های ۸ و ۹ فراوانی انواع وردایست‌های آشکار شده در ایستگاه‌های مطالعاتی در ماه‌های ژانویه و ژوئیه را نشان می‌دهد. از مقایسه این شکل‌ها دیده می‌شود که در ماه ژانویه در ایستگاه مهرآباد تهران (شکل ۸-الف) فراوانی وردایست عرض‌های میانی از فراوانی وردایست گرمسیری بیشتر است در حالی که در ایستگاه شیراز (شکل ۹-الف) این وضعیت کاملاً برعکس است. این تفاوت به سبب اختلاف در عرض جغرافیایی دو ایستگاه ایجاد شده است. در ماه ژانویه سامانه‌های کم‌فشار عبوری از ایران، ارتفاع وردایست را مهرآباد

تهران کاهش می‌دهند. در ماه ژوئیه نیز در هر دو ایستگاه (شکل‌های ۸-ب و ۹-ب) وردایست گرمسیری بیشترین فراوانی را دارد و ۵ تا ۶ درصد فراوانی نیز به وارونگی دمای ناشی از فرونشینی اختصاص دارد.



شکل ۸. فراوانی (درصد) انواع مختلف وردایست در مهرآباد تهران در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲. الف) ژانویه، ب) ژوئیه



شکل ۹. فراوانی (درصد) انواع مختلف وردایست در ایستگاه شیراز در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲. الف) ژانویه، ب) ژوئیه.

برای انواع مختلف وردایست‌های آشکار شده، میانگین دمای سطح زمین و میانگین دما، فشار، دمای پتانسیل و ارتفاع در سطح وردایست در هر دو ایستگاه در ماه‌های مختلف محاسبه شد (جدول‌های ۴ و ۵). نتایج ارائه شده در این جداول، یکی از نتایج مهم این پژوهش است که از این به بعد به‌عنوان یک معیار برای شناسایی نوع وردایست در دو ایستگاه مهرآباد تهران و شیراز می‌تواند استفاده شود. این ویژگی‌ها برای اولین بار در ایران برآورد شده است. از بررسی ویژگی‌های وردایست دیده شد که میانگین ارتفاع هر سه وردایست آشکار شده در ماه ژانویه و وردایست گرمسیری در ماه ژوئیه در ایستگاه شیراز از مقادیر متناظر آن در ایستگاه مهرآباد تهران بالاتر است به‌گونه‌ای که در ماه ژانویه در شیراز میانگین ماهانه ارتفاع وردایست نوع گرمسیری ۲۹۴ متر، وردایست نوع عرض‌های میانه ۴۶۴ متر و وردایست نوع قطبی ۳۳۵ متر از ارتفاع وردایست در مهرآباد تهران بیشتر می‌باشد و در ماه ژوئیه میانگین ارتفاع وردایست گرمسیری در شیراز نیز ۷۳ متر بیشتر از ایستگاه مهرآباد تهران برآورد شده است. این اختلاف ارتفاع به سبب پایین بودن

عرض جغرافیائی شیراز است. شایان ذکر است که در ایستگاه شیراز، متوسط ارتفاع وردایست در ماه ژوئیه از ماه ژانویه بالاتر می‌باشد به طوری که متوسط ارتفاع وردایست گرمسیری این ایستگاه در ماه ژوئیه ۵۵۲ متر از ماه ژانویه بیشتر است. در ایستگاه مهرآباد تهران تفاوت میانگین ارتفاع وردایست گرمسیری هر دو ماه ۷۷۳ متر است و میانگین ارتفاع وردایست عرض‌های میانه در ماه ژوئیه ۱۲۷۵ متر بیشتر از مقدار متناظر ماه ژانویه می‌باشد.

بررسی‌ها همچنین نشان داد که میانگین دمای سطح وردایست گرمسیری در ایستگاه شیراز در ماه ژانویه کمتر از ایستگاه مهرآباد تهران است؛ ولی میانگین دمای سطح زمین و فشار سطح وردایست در هر دو ایستگاه برابر می‌باشند. دمای وردایست عرض‌های میانه در هر دو ایستگاه تقریباً یکسان است؛ ولی میانگین دمای وردایست قطبی در ماه ژانویه در ایستگاه مهرآباد تهران کمتر از ایستگاه شیراز است. از بررسی تغییرات سالانه مقدار بارش ماه ژانویه دو ایستگاه مطالعاتی دیده شد که در دوره آماری انتخابی، در بیشتر سال‌ها میزان بارش ایستگاه شیراز خیلی بیشتر از ایستگاه مهرآباد تهران است طوریکه میانگین بارش این ماه در ایستگاه مهرآباد تهران ۳۴ میلیمتر و در ایستگاه شیراز ۷۰ میلیمتر می‌باشد. چنین به نظر می‌رسد که انرژی حاصل از آزاد شدن گرمای نهان ناشی از فرایند میعان (تبدیل بخار آب به قطرات آب) در قسمت‌های بالای وردسپهر (مشابه پژوهش سیلوا جنیور و همکاران، ۲۰۲۰) و فراوانی تلاطم در سامانه‌های بارشی عبوری از ایستگاه شیراز بیشتر از مهرآباد تهران بوده است و این شرایط سبب شده است تا دمای وردایست نوع قطبی در ایستگاه شیراز گرم‌تر از مهرآباد تهران در این ماه باشد.

از بررسی میانگین دمای پتانسیل دیده شد که این کمیت در ماه ژانویه در هر دو ایستگاه در سطح وردایست گرمسیری بیشتر از سطح وردایست عرض‌های میانی و در سطح وردایست عرض‌های میانی نیز بیشتر از سطح وردایست قطبی می‌باشد. بعلاوه بررسی میانگین دمای پتانسیل در سطح وردایست گرمسیری در ایستگاه‌های مطالعاتی نشان داد که مقدار این کمیت در ماه ژانویه بیشتر از مقدار آن در ماه ژوئیه است. این تفاوت در ایستگاه مهرآباد بیش از بیست درجه و در ایستگاه شیراز کمتر از بیست درجه برآورد شده است. این اختلاف به سبب افزایش دمای سطح زمین و کاهش دمای سطح وردایست گرمسیری در ماه ژوئیه ایجاد شده است.

در ایستگاه مهرآباد تهران همچنین دمای پتانسیل وردایست عرض‌های میانه در ماه ژوئیه بیشتر از مقدار آن در ماه ژانویه است. با وجودی که میانگین دمای سطح وردایست عرض‌های میانه در ماه ژانویه ۷ درجه کمتر از مقدار متناظر آن در ماه ژوئیه است؛ ولی میانگین دمای سطح زمین در ماه ژوئیه ۲۶ درجه بیشتر از ماه ژانویه می‌باشد که عامل اختلاف دمای پتانسیل شده است.

نتایج حاصل از این تحلیل نشان می‌دهد که وردایست گرمسیری و وردایست عرض‌های میانه در ماه گرم ارتفاع بیشتری دارند و در ترازهای فشاری بالاتری قرار می‌گیرند. به همین دلیل نیز دمای این دو وردایست در ماه گرم کمتر از مقدار متناظر آن در ماه سرد است. همچنین وردایست قطبی گرم‌تر از وردایست گرمسیری و وردایست عرض‌های میانه است. بعلاوه اختلاف ارتفاع وردایست گرمسیری در دو ماه گرم و سرد خیلی کمتر از اختلاف ارتفاع وردایست عرض‌های میانه در این دو ماه است. این اختلاف به سبب آن است که وردایست روی سطوح گرم‌تر ارتفاع بیشتری دارد و در ماه گرم، میانگین دمای سطح زمین خیلی بیشتر از ماه سرد است.

جدول ۴. میانگین دمای سطح زمین (درجه سلسیوس) و میانگین دما (درجه سلسیوس)، فشار (هکتوپاسکال)، دمای پتانسیل (کلوین) و ارتفاع (ژئو پتانسیل متر) سطح وردایست در ایستگاه مهرآباد تهران در ماه‌های ژانویه و ژوئیه دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲

ایستگاه : مهرآباد تهران دوره آماری : ۲۰۰۰-۲۰۲۲						
ماه	ژانویه			ژوئیه		
میانگین کمیت	نوع وردایست	گرmsیری	عرض‌های قطبی	گرmsیری	عرض‌های قطبی	ژوئیه
			میان		میان	
دمای سطح زمین (درجه سلسیوس)	۳	۳	۲	۲۸	۲۹	-
دمای سطح وردایست (درجه سلسیوس)	-۶۵	-۵۹	-۵۱	-۷۶	-۵۲	-
دمای پتانسیل سطح وردایست (کلوین)	۴۱۱	۳۳۵	۳۲۱	۳۹۰	۳۵۹	-
فشار سطح وردایست (هکتوپاسکال)	۹۶	۲۱۳	۳۰۷	۹۳	۲۰۰	-
ارتفاع (ژئو پتانسیل متر)	۱۶۵۱۳	۱۱۴۹۲	۸۹۱۰	۱۷۲۸۶	۱۲۷۶۷	-

جدول ۵. میانگین دمای سطح زمین (درجه سلسیوس) و میانگین دما (درجه سلسیوس)، فشار (هکتوپاسکال)، دمای پتانسیل (کلوین) و ارتفاع (ژئو پتانسیل متر) سطح وردایست در ایستگاه شیراز در ماه‌های ژانویه و ژوئیه دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲

ایستگاه : شیراز دوره آماری : ۲۰۰۰-۲۰۲۲						
ماه	ژانویه			ژوئیه		
میانگین کمیت	نوع وردایست	گرmsیری	عرض‌های قطبی	گرmsیری	عرض‌های قطبی	ژوئیه
			میان		میان	
دمای سطح زمین (درجه سلسیوس)	۳	۲	۲	۲۷	-	-
دمای سطح وردایست (درجه سلسیوس)	-۷۱	-۵۸	-۴۶	-۷۸	-	-
دمای پتانسیل سطح وردایست (کلوین)	۴۰۰	۳۴۱	۳۲۱	۳۸۶	-	-
فشار سطح وردایست (هکتوپاسکال)	۹۴	۲۰۵	۳۰۱	۹۲	-	-
ارتفاع (ژئو پتانسیل متر)	۱۶۸۰۷	۱۱۹۵۶	۹۲۴۵	۱۷۳۵۹	-	-

نتیجه‌گیری

در این پژوهش در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۲۲ از داده‌های واقعی ایستگاه‌های کاوش جو مهرآباد تهران و شیراز که در دو عرض جغرافیائی متفاوت قرار دارند، برای آشکارشدن انواع مختلف وردایست استفاده شد و سپس فراوانی و ویژگی‌های وردایست‌های آشکار شده از دیدگاه آماری بررسی شد.

تحلیل فراوانی تعداد وردایست‌های آشکار شده نشان داد که در ماه ژانویه به سبب انتقال فصلی جریان‌های جت جنب حاره به عرض‌های جغرافیائی پایین و عبور سامانه‌های هم‌دیدگی با هسته سرد و تاوانی چرخندی زیاد، وردایست بیشتر شکسته شده است و به عرض‌های جغرافیائی میانی انتقال یافته است؛ بنابراین فراوانی روزهای با دو و سه وردایست در ماه ژانویه بیشتر است؛ ولی فراوانی روزهای با یک وردایست در ماه ژوئیه بیشتر از ماه ژانویه می‌باشد. از طرفی، چون ارتفاع وردایست در فصل گرم در عرض‌های جغرافیائی پایین تر بیشتر است، از این رو ممکن است کاوشگر نتواند به سطح وردایست برسد و در نتیجه وردایست آشکار نشده باشد. به همین دلیل فراوانی روزهای بدون وردایست در ماه ژوئیه در ایستگاه شیراز بیشتر از ایستگاه مهرآباد تهران و فراوانی روزهای با یک وردایست در ایستگاه شیراز کمتر از ایستگاه مهرآباد تهران برآورد شده است. افزون بر این، در ماه ژوئیه به سبب توسعه کم‌فشار گرمائی در روی ایران، انرژی گرمایی و در نتیجه دمای هوا افزایش می‌یابد و ضخامت جو زیاد می‌شود. در نتیجه ارتفاع وردایست افزایش یافته و به ارتفاع وردایست گرمسیری نزدیک می‌شود. به این دلیل فراوانی وردایست گرمسیری در ماه ژانویه (۴۱ و ۵۹ درصد در تهران و شیراز) کمتر از ماه ژوئیه (۹۵ و ۹۴ درصد در تهران و شیراز) است و در ماه ژوئیه وردایست گرمسیری نسبت به وردایست عرض‌های میانه در هر دو

ایستگاه فراوانی بیشتری (۹۵ به ۵ درصد در تهران و ۹۴ به ۶ درصد در شیراز) دارد. از تحلیل ویژگی‌های وردایست مشخص شد که وردایست گرمسیری و وردایست عرض‌های میانه در ماه گرم ارتفاع بیشتری دارند و در ترازهای فشاری بالاتری قرار می‌گیرند. به همین دلیل نیز دمای این دو وردایست در ماه گرم کمتر از مقدار متناظر آن در ماه سرد است. همچنین وردایست قطبی گرم‌تر از وردایست گرمسیری و وردایست عرض‌های میانه است. افزون بر این اختلاف ارتفاع وردایست گرمسیری در دو ماه گرم و سرد (۷۷۳ متر) خیلی کمتر از اختلاف ارتفاع وردایست عرض‌های میانه در این دو ماه (۱۲۷۵ متر) است. این اختلاف به سبب آن است که وردایست روی سطوح گرم‌تر ارتفاع بیشتری دارد و در ماه گرم، میانگین دمای سطح زمین خیلی بیشتر از ماه سرد است. بررسی‌ها نشان داد که متوسط ارتفاع، فشار، دما و دمای پتانسیل سطح وردایست گرمسیری در مناطق مختلف ایران به ترتیب بین ۱۶/۵ تا ۱۷/۴ کیلومتر، ۹۲ تا ۹۶ هکتوپاسکال، ۶۵- تا ۷۸- درجه سلسیوس و ۳۸۶ تا ۴۱۱ کلوین تغییر کرده است. این مقادیر برای وردایست نوع عرض‌های میانه به ترتیب ۱۱/۵ تا ۱۲/۸ کیلومتر، ۲۰۰ تا ۲۱۳ هکتوپاسکال، ۵۲- تا ۵۹- درجه سلسیوس و ۳۳۵ تا ۳۸۶ کلوین برآورد شده است.

ویژگی‌های به‌دست‌آمده از این پژوهش برای کف وردایست گرمسیری در مهرآباد تهران و شیراز با پژوهش فوگلیستر و همکاران (۲۰۰۹) مقایسه شد. این پژوهشگران برای کف وردایست گرمسیری در ایستگاه جاوا (۱۱۲/۵) درجه طول جغرافیائی شرقی و ۷/۵ درجه عرض جغرافیائی جنوبی)، فشار ۱۵۰ هکتوپاسکال، ارتفاع ۱۴ کیلومتر و دمای پتانسیل ۳۵۵ کلوین برآورد کردند که با نتیجه این پژوهش در هر دو ایستگاه شیراز و مهرآباد تهران تفاوت دارد. علت این تفاوت اختلاف در عرض جغرافیائی و نزدیک بودن ایستگاه جاوا به منطقه گرمسیری جنوب استوا می‌باشد.

از مقایسه ویژگی‌های وردایست برآورد شده در این مطالعه با پژوهشگران ایرانی، تفاوت‌های زیادی آشکار شد. فخاری زاده شیرازی و همکاران (۱۳۹۴) با انتخاب دوره آماری ۲۰۱۰-۲۰۰۵، میانگین ماهانه ارتفاع وردایست شیراز را در ماه ژانویه ۱۸۰۰۱ متر و در ماه ژوئیه ۱۷۹۳۰ متر از سطح دریا برآورد کرده‌اند که در مقایسه با نتایج این پژوهش، نتیجه بسیار متفاوت می‌باشد. این پژوهشگران نشان داده‌اند که بر خلاف انتظارشان، میانگین ارتفاع وردایست در شیراز در فصل زمستان بیشتر است و در مقایسه یافته‌های خود با پژوهش خاندو و همکاران (۲۰۱۱) به یک ناسازگاری رسیده‌اند. علت ناسازگاری کار این پژوهشگران با یافته‌های خاندو و همکاران (۲۰۱۱) و نیز تفاوت با نتایج پژوهش جاری، نمی‌تواند به منطبقه مطالعاتی و دوره آماری مربوط باشد.

عساکره و همکاران (۱۳۹۹) ارتفاع وردایست گرمایی را در ماه ژوئیه حدود ۱۵۹۰۰ متر برآورد کردند درحالی‌که ارتفاع وردایست گرمسیری در ماه ژوئیه در پژوهش حاضر برای ایستگاه تهران و شیراز به ترتیب ۱۷۲۸۶ و ۱۷۳۵۹ متر برآورد شده است. در این دو پژوهش اگر چه دوره آماری انتخابی و داده‌های مورد استفاده متفاوت است؛ ولی این عوامل نمی‌تواند چنین تفاوتی را ایجاد کند. از مقایسه نتایج این پژوهش با بخشی از نتایج پژوهش لشکری و همکاران (۱۳۹۶) دیده شد که اختلاف ارتفاع وردایست هر دو پژوهش در ماه ژوئیه قابل توجه نیست؛ ولی در ماه ژانویه اختلاف ارتفاع زیاد است. در ماه ژوئیه در هر دو پژوهش در ایستگاه‌های شیراز و تهران ارتفاع وردایست گرمسیری برآورد شده است به همین دلیل اختلاف ارتفاع قابل توجه نیست. در ماه ژانویه در پژوهش حاضر ارتفاع وردایست گرمسیری در تهران ۱۶۵۱۳ متر و در شیراز ۱۶۸۰۷ متر برآورد شده است درحالی‌که ارتفاع وردایست گرمایی پژوهش لشگری و همکاران (۱۳۹۶) در تهران حدود ۱۱۰۰۰ متر و در شیراز حدود ۱۴۰۰۰ متر برآورد شده است که با ارتفاع وردایست عرض‌های میانی که در تهران ۱۱۴۹۲ متر و در شیراز ۱۱۹۵۶ متر برآورد شده است، نیز متفاوت می‌باشد.

چنین به نظر می‌رسد که اختلاف ظاهر شده در اثر اختلاف ارتفاع وردایست گرمسیری و وردایست عرض‌های میانی با وردایست گرمایی ایجاد شده باشد به طوری که در نبود وردایست عرض‌های میانی، ارتفاع وردایست گرمسیری و در صورت وجود وردایست عرض‌های میانی ارتفاع آن به عنوان ارتفاع وردایست گرمایی برآورد شده است؛ بنابراین برآورد ارتفاع وردایست گرمایی در پژوهش لشگری و همکاران (۱۳۹۶) و عساکره و همکاران (۱۳۹۹) می‌تواند میانگین ارتفاع وردایست عرض‌های میانی و وردایست گرمسیری باشد.

تقدیر و تشکر

بنا به اظهار نویسنده مسئول، این مقاله حامی مالی نداشته است.

منابع

- ۱) برهانی، رضا؛ احمدی گیوی، فرهنگ؛ قادر، سرمد و محب‌الحجه، علیرضا. (۱۳۹۷). مطالعه فراوانی و توزیع ناشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در سال‌های ۲۰۱۵-۲۰۱۳ با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا. *مجله فیزیک زمین - فضا*، ۴۴ (۳)، ۶۰۷-۶۲۴
- ۲) برهانی، رضا و احمدی گیوی، فرهنگ. (۱۳۹۷). تحلیل آماری - دینامیکی ناشدگی‌های وردایست منطقه جنوب غرب آسیا در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵. *مجله ژئوفیزیک / ایران*، ۱۲ (۲)، ۱۲۷-۱۴۶.
- ۳) دریکنوند، ثریا؛ نصیری، بهروز؛ قائمی، هوشنگ؛ کرپور، مصطفی و مرادی، محمد. (۱۴۰۱). تحلیل آماری مؤلفه مداری باد در رخدادهای گرمایش ناگهانی پوشش سپهری. *مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۵۴ (۴)، ۵۳۳-۵۴۸.
- ۴) کیخسروی، قاسم. (۱۳۹۴). تحلیل همدیدی - آماری تغییرات ارتفاع لایه تروپوپاوز به عنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در خراسان رضوی. *مجله آب‌وهواشناسی کاربردی*، ۲ (۲)، ۳۳-۴۸.
- ۵) لشگری، حسن؛ داداشی رودباری، عباسعلی و محمدی، زینب. (۱۳۹۶). تحلیل تغییرات ماهانه ارتفاع لایه تروپوپاوز بر روی ایران. *مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۹ (۱)، ۱۳۳-۱۱۳.
- ۶) عساکره، حسین؛ دارند، محمد و زندکریمی، سوما. (۱۳۹۹). ویژگی‌های توصیفی وردایست بر روی جو ایران در فصل گذر. *مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۵۲ (۲)، ۳۵۰-۳۳۳.
- ۷) فخاری‌زاده شیرازی، الهام؛ ناظم‌السادات، سید محمدجعفر؛ حقیقت، مسعود و کامکار حقیقی، علی‌اکبر. (۱۳۹۴). ارزیابی نیمرخ قائم‌دمای جو شیراز با استفاده از داده‌های رادیوسوند: پیوند دما و بارش. *نیوار*، ۹۱-۹۰، ۶۲-۷۶.
- ۸) مرادی، محمد. (۱۴۰۱). اثر گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در تغییرات ارتفاع وردایست گرمایی در نیمکره شمالی (۲۰۲۰-۱۹۷۹). *مجله فیزیک زمین - فضا*، ۴۸ (۳)، ۷۴۸-۷۳۱.

References

- 1) Annamalai, V., & Mehta, S.K. (2022). Extreme variability of the tropical tropopause over the Indian monsoon region. *Climate Dynamics*, 59(9-10), 2929-2948.
- 2) Asakereh, H., Darand, M., & Zandkarimi, S. (2020). Descriptive Characteristics of Tropopause on the Atmosphere of Iran in Transitional seasons. *Physical Geography Research Quarterly*, 52(2), 333-135033.
- 3) Borhani, R., & Ahmadi-Givi, F. (2018). A statistical-dynamical analysis of tropopause folds in the southwest Asia during 2000-2015. *Iranian Journal of Geophysics*, 12(2), 127-146. [In Persian].
- 4) Borhani, R., Ahmadi-Givi, F., Ghader, S., & Mohebalhojeh, A. (2018). Study of tropopause

- folding frequency and its seasonal changes during 2013-2015 emphasizing over Southwest Asia. *Journal of the Earth and Space Physics*, 44(3), 607-624. [In Persian].
- 5) Birner, T. (2010). Residual circulation and tropopause structure. *J. Atmos. Sci*, 67, 2582–2600.
 - 6) 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. [In Persian].
 - 7) Eugenio, R., Macalalad, G., & Ernest, P. (2021). Monthly Observations of Cold-point Tropopause Temperature and Height for 2008 in the Philippines Using COSMIC GPS Radio Occultations. *Journal of Physics: Conference Series; Bristol, 1936* (1), 1-12. DOI:10.1088/1742-6596/1936/1/012019.
 - 8) Fakharizadeh-shirazi, A, Nazelalsadat, M.J., Haghghat, M., & Kamkar-haghghi, A. (2015). Evaluation of the Vertical Temperature Profile over Shiraz Station by Using Radiosonde Data: Connection between Temperature and Precipitation. *Nivar*, 39 (90-91), 63-76. [In Persian].
 - 9) Fueglistaler, S., Dessler, A.E., Dunkerton, T.J., Folkins, I., Fu, Q., & Mote, P. W. (2009a). Tropical tropopause layer. *Reviews of Geophysics*, 47, RG1004.
 - 10) Gettelman, A., Salby, M. L., & Sassi, F. (2002). Distribution and influence of convection in the tropical tropopause region. *Journal of Geophysical Research*, 107(D10), 1-12.
 - 11) Gettelman, A., & Forster, P.M. (2002). A climatology of the tropical tropopause layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80, 911–924.
 - 12) Gettelman, A., & Coauthors. (2009). The tropical tropopause layer 1960–2100. *Atmos. Chem. Phys*, 9, 1621–1637.
 - 13) Grise, K.M., Thompson, D.W.J., & Birner, T. (2010). A global survey of static stability in the stratosphere and upper troposphere. *Journal of Climate*, 23, 2275–2292.
 - 14) Han, Y., Xie, F., Zhang, S., Zhang, R., Wang, F., & Zhang, J. (2017). An Analysis of Tropical Cold-Point Tropopause Warming in 1999. *Advances in Meteorology*, 2017, Article ID 4572532, 1-11. <https://doi.org/10.1155/2017/4572532>.
 - 15) Hoinka, K. P. (1999). Temperature, humidity and wind at the global tropopause. *Monthly Weather Review*, 127, 2248–2265.
 - 16) Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., & Robertson, A. W. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, 877–946.
 - 17) Keikhosravi, G. (2015). Synoptic analysis-statistical height of the tropopause layer as a profile of climate change in Khorasan Razavi. *Journal of Applied Climatology*, 2(2), 33-48. [In Persian].
 - 18) Khandu, J. L., Awange, J. L., Wickert, J., Schmidt, T., Sharifi, M. A., Heck, B., & Fleming, K. (2011). GNSS remote sensing of the Australian tropopause. *Climatic change*, 105 (3-4), 597- 618.
 - 19) Kim, J., & Son, S.W. (2012). Tropical cold-point tropopause: Climatology, seasonal cycle, and intraseasonal variability derived from COSMIC GPS radio occultation measurements. *Journal of Climate*, 25, 5343–5360.
 - 20) Kim, J. E., & M. J. Alexander. (2015). Direct impacts of waves on tropical cold point tropopause temperature. *Geophysical Research Letters*, 42, 1584–1592.
 - 21) Lashkari, H., Dadashi-Roudbari, A., & Mohamadi, Z. (2017). Analysis of Monthly Changes in Tropopause Height Layer on Iran. *Physical Geography Research Quarterly*, 49(1), 113-133. [In Persian].
 - 22) Luo, J., Liang, W., Xu, P., Xue, H., Zhang, M., Shang, L., & Tian, H. (2019). Seasonal

- Features and a Case Study of Tropopause Folds over the Tibetan Plateau. *Advances in Meteorology*, 2019, Article ID 4375123, 1-12. <https://doi.org/10.1155/2019/4375123>
- 23) Mateus, P., Mendes, V. B., & Pires, C.A. (2022). Global Empirical Models for Tropopause Height Determination. *Remote Sensing*, 14, 4303. <https://doi.org/10.3390/rs14174303>.
- 24) Moradi, M. (2022). The effect of sudden stratospheric warming on the height and temperature variations of thermal tropopause in northern hemisphere (1979-2020). *Journal of the Earth and Space Physics*, 48(3), 731-748. [In Persian].
- 25) Randel, W.J., Wu, A.F., & Rios, W.R. (2003). Thermal variability of the tropical tropopause region derived from GPS/MET observations. *Journal of Geophysics Research*, 108, 4024, doi:10.1029/2002JD002595.
- 26) Randel, W. J., Seidel, D. J., & Pan, L. L. (2007). Observational characteristics of double tropopauses. *Journal of Geophysics Research*, 112, D07309 (2007).
- 27) Rodriguez-Franco, J. J., & Cuevas, E. (2013). Characteristics of the subtropical tropopause region based on long-term highly-resolved sonde records over Tenerife. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 118(10), 754–769. doi:10.1002/jgrd.50839.
- 28) Sherwood, S. C., & Dessler, A.E. (2001). A model for transport across the tropical tropopause. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 765–779.
- 29) Silva-Júnior, J.P., Silva, R.P., Cazusa, E.P., Tenorio, R.B.A., Borba, G.L., mendes, D., Oliveira, A.L.P., Araujo, J.H., & Alcantara, M.L. (2020). Study of tropopause dynamics over NATAL-Rn from radiosonde data of meteorological balloons, *Reviews Geociênc. Nordeste, Caicó*, 6 (1), 10-17.
- 30) Tegtmeier, S., Anstey, J., Davis, S., Dragani, R., Harada, Y., Ivanciu, I., Pilch Kedzierski, R., Krüger, K., Legras, B., Long, C., Wang, J., Wargan, K., & Wright, J. S. (2020). Temperature and tropopause characteristics from reanalyses data in the tropical tropopause layer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(2), 753-770.
- 31) Thuburn, J., & Craig, G.C. (1997). GCM tests of theories for the height of the tropopause. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54, 869–882.
- 32) Thuburn, J., & Craig, G.C. (2002). On the temperature structure of the tropical stratosphere. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 107:10.1029/2001JD000448.
- 33) Wang, W., Matthes, K., Schmidt, T., & Neef, L. (2013). Recent variability of the tropical tropopause inversion layer. *Geophysical Research Letters*, 40(23), 6308–6313.
- 34) Wilhelmsen, H., Ladstädter, F., Schmidt, T., & Steiner, A. K. (2020). Double tropopauses and the tropical belt connected to ENSO. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL089027.
- 35) World Meteorological Organization. (1957). Meteorology: A three dimensional science: Second session of the Commission for Aerology. *WMO Bull*, 4(4), 134–138.
- 36) Zangl, G., & Hoinka, K.P. (2001). The Tropopause in the Polar Regions. *Journal of Climate*, 14, 3117-3139.