



Statistical Analysis of Heavy Rains in Iran During Sudden Stratospheric Warming Events

Sorayya Derikvand¹ | behrooz nasiri^{2✉} | hooshang ghaemi³ | mostafa karampoor⁴ |
mohammad moradi⁵

1. Ph.D. Student in Climatology, Department of Geography, Lorestan University, Khorramabad, Iran. **E-mail:** derikvand.so@fh.lu.ac.ir
2. Corresponding author, Associate Professor, Department of Climatology, Faculty of Literature and Humanities, Lorestan University, Khorramabad, Iran. **E-mail:** nasiri.b@lu.ac.ir
3. Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center, Tehran, Iran. **E-mail:** hoo_ghaemi@yahoo.com
4. Assistant Professor, Department of Climatology, Lorestan University, Khorramabad, Iran. **E-mail:** karampoor.m@lu.ac.ir
5. Associate Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center, Tehran, Iran. **E-mail:** moradim36@gmail.com

Article Info	ABSTRACT
Article type: Research Article Article history: Received 2022/10/10 Received in revised 2023/01/04 Accepted 2023/01/13 Published 2023/01/14 Published online 2026/06/22 Keywords: number of rainy days, stratospheric sudden warming, wind-zonal fluctuations.	Sudden stratospheric warming (SSW) has an obvious effect on Earth's surface climate. In this research, changes in precipitation during the occurrence of this phenomenon have been investigated. For this purpose, after identifying the warmings that occurred during the studied period (1986-2020), 18 sudden stratospheric warming events were identified. The 5th and 9th deciles of precipitation were calculated for the precipitation data of 117 stations. The magnitude of the difference from normal rainfall was checked in two ways. First, precipitation at the time of warming was compared with the long-term average. Second, the trend of changes in precipitation was analyzed at three distinct periods: before the warming, during the warming, and after the warming. The following results were obtained: Warmings, depending on the month in which they occur, have a different effect on the amount of precipitation. During SSW events that occurred in December, January, and February, the northwest experiences the most significant rainfall changes, with precipitation levels above normal, and the probability of rainfall above the 9th decile increases up to 65%. Western and southwestern regions also have higher than average rainfall, and the probability of heavy rainfall is high. Precipitation on the shores of the Caspian Sea shows an inverse relationship with sudden stratospheric warming; therefore, in all investigations of this research, the lack of precipitation at the time of warming in these areas is significant. Southern regions have less than normal rainfall in all sudden stratospheric warming events. The center of Iran experiences higher than average rainfall during SSW events in March. Eastern Iran also has heavy rains compared to normal during SSW events in March.
Cite this article: Derikvand, Sorayya., Nasiri, Behrooz., Ghaemi, Hooshang., Karampoor, Mostafa., & Moradi, Mohammad. (2026). Statistical Analysis of Heavy Rains in Iran During Sudden Stratospheric Warming Events. <i>Applied Researches in Geographical Sciences</i>, 26 (81), 66-89. DOI: http://dx.doi.org/10.66224/jags.26.81.6	
© The Author(s). Publisher: Kharazmi University DOI: http://dx.doi.org/10.66224/jags.26.81.6	



Extended Abstract

Introduction

Heavy rainfall events cause significant human and financial losses annually in Iran and worldwide, acting as hazardous factors in creating natural disasters such as storms and floods. In historical studies, the stratosphere was introduced as a relatively neutral component of the climate system. However, in recent years, clear evidence of stratospheric variability and its role in surface climate variability has been presented. Sudden Stratospheric Warming (SSW) is a dynamical phenomenon caused by the breaking of planetary waves propagating upward from the troposphere. This phenomenon is accompanied by a very rapid and intense temperature increase in the middle to upper stratosphere and is associated with the reversal of westerly zonal winds. Following SSW, the weakened polar vortex and reduced pressure gradient cause heat to descend from the stratosphere to the troposphere, strengthening potential vorticity and providing conditions for instability, frontogenesis, and consequently heavy precipitation. Although SSW has been studied extensively regarding its dynamical aspects, its specific effects on precipitation patterns in Iran have not been seriously investigated. The present study aims to statistically analyze precipitation changes during SSW events and examine how these changes differ across various months and regions of Iran.

Material and Methods

The statistical period of this research spans from 1986 to 2020. To detect SSW events, zonal wind component and temperature data at the 10 hPa level over 60°N latitude were obtained from the NCEP/NCAR database. A major SSW is identified when the temperature at 10 hPa between 60°N and 90°N increases by more than 25 K during November to March, and the zonal mean wind component at 60°N changes from positive to negative values. Using this method, 18 major SSW events were identified during the study period. The life cycle of each SSW was divided into four phases based on zonal wind behavior: AB (peak zonal wind speed before SSW), BC (decline of zonal wind to its minimum, representing SSW intensity), CD (recovery of zonal wind toward normal), and DE (complete restoration of normal conditions). Daily precipitation data from 117 synoptic stations with a common statistical base were obtained from the Islamic Republic of Iran Meteorological Organization. Data homogeneity was tested using the Standard Normal Homogeneity Test (SNHT). The 5th decile was used as the threshold for normal precipitation, and the 9th decile as the threshold for heavy rainfall. Statistical analyses were performed using MATLAB and Excel software, and maps were produced using GIS. Precipitation anomalies were examined in two ways: (1) comparing precipitation during SSW with the long-term average by month, and (2) examining precipitation trends before, during, and after SSW events. Additionally, the 14-day period following the peak of each SSW (point C) was considered as the average effective duration of SSW on surface weather.

Results and Discussion

The results revealed that SSW events occurring in different months do not have uniform effects on Iran's precipitation. In SSW events occurring in December, January, and February,



the northwest region experiences the greatest precipitation changes, exceeding normal values, with the probability of rainfall above the 9th decile increasing up to 65%. Western and southwestern regions also receive above-average precipitation with a high probability of heavy rainfall. Specifically, in January SSW events, a continuous zone of above-average precipitation extends from the northwest to Khuzestan province in the southwest, while southern regions experience severe drought. In February SSW events, the heavy precipitation zone is more concentrated in the western regions. Precipitation along the Caspian Sea coast shows an inverse relationship with SSW; in all analyses, significant precipitation deficiency during SSW events is observed in these areas. Southern regions consistently experience below-normal precipitation during all SSW events. In March SSW events, central Iran receives above-average precipitation, while eastern Iran experiences heavy rains compared to normal. The analysis of the 14-day post-SSW period showed that the northwest and west receive more than 20% of the 120-day (December–March) total precipitation, compared to the expected normal of approximately 11.5%. The 9th decile analysis confirmed that the northwest (including stations such as Ahar, Bostanabad, Khalkhal, Mianeh, Bijar, and Qorveh) has the highest probability of heavy rainfall occurrence during the 14 days following SSW, while the Caspian coast, southern, central, and southeastern regions show decreased heavy rainfall probability.

Conclusion

This study demonstrates that SSW events significantly influence precipitation patterns across Iran, but the effects are neither spatially uniform nor temporally consistent. The month of SSW occurrence plays a critical role in determining regional precipitation responses. The northwest and west of Iran are most vulnerable to heavy and above-normal precipitation during winter SSW events, while the Caspian coast and southern regions consistently experience precipitation deficits. The lag between SSW occurrence and its surface effects (approximately 5–20 days depending on SSW intensity) must be considered in weather forecasting. These findings can improve monthly and seasonal precipitation forecasts and contribute to early warning systems for flood-prone regions in western and northwestern Iran.



تحلیل آماری بارش‌های سنگین ایران در زمان وقوع گرمایش ناگهانی پوشش سپهر

ثریا دریگوند^۱، بهروز نصیری^۲، هوشنگ قائمی^۳، مصطفی کرم‌پور^۴، محمد مرادی^۵

۱. دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران. derikvand.so@fh.lu.ac.ir
۲. نویسنده مسئول، دانشیار گروه آب‌وهواشناسی، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران. رایانامه: nasiri.b@lu.ac.ir
۳. استاد، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: hoo_ghaemi@yahoo.com
۴. استادیار گروه اقلیم‌شناسی دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران. رایانامه: karampoor.m@lu.ac.ir
۵. دانشیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: moradim36@gmail.com

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله:	گرمایش ناگهانی پوشش سپهری، به طور بارزی بر آب‌وهوای سطح زمین اثرگذار است. در این پژوهش تغییرات بارش در زمان رخ داد این پدیده مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور، پس از آشکارسازی گرمایش‌های رخ داده در طول دوره‌ی مورد مطالعه (۱۹۸۶-۲۰۲۰)، ۱۸ گرمایش شناسایی شد. دهک ۵ برای آستانه‌ی نرمال و دهک ۹ برای آستانه‌ی بارش‌های سنگین برای داده‌های بارش ۱۱۷ ایستگاه محاسبه شد؛ و میزان اختلاف از نرمال بارش به دو صورت بررسی شد. ابتدا، بارش در زمان وقوع گرمایش، با میانگین بلندمدت، به تفکیک ماه مقایسه شد و سپس روند تغییرات بارش در قبل، هم‌زمان و بعد از وقوع گرمایش بررسی شد. در نهایت این نتایج به دست آمدند. گرمایش‌های رخ داده در هر ماه اثر یکسانی بر تغییرات بارش اعمال نمی‌کنند. در گرمایش‌های رخ داده در ماه دسامبر، ژانویه و فوریه، شمال غرب در بیشترین تغییرات بارشی و بالاتر از نرمال به سر می‌برد و درصد احتمال بارش‌های بالای دهک ۹ تا ۶۵ درصد افزایش می‌یابد. نواحی غربی و جنوب غرب نیز دارای بارش‌های بالاتر از میانگین هستند و نیز احتمال وقوع بارش‌های سنگین، بالا می‌باشد. بارش در سواحل دریای خزر ارتباط معکوسی را با گرمایش نشان می‌دهد به طوری در تمام بررسی‌های این پژوهش کمبود بارش در زمان رخ داد گرمایش در این نواحی چشمگیر است. مناطق جنوبی در تمام رخ داده‌های گرمایش دچار بارش کمتر از نرمال هستند. مرکز ایران در گرمایش‌های ماه مارس دارای بارش بالاتر از میانگین می‌باشد. شرق ایران نیز در گرمایش‌های ماه مارس دارای بارش‌های شدیدی نسبت به نرمال می‌باشد.
تاریخ دریافت:	
۱۴۰۱/۰۷/۱۸	
تاریخ بازنگری:	
۱۴۰۱/۱۰/۱۴	
تاریخ پذیرش:	
۱۴۰۱/۱۰/۲۳	
تاریخ انتشار:	
۱۴۰۱/۱۰/۲۴	
تاریخ انتشار آنلاین:	
۱۴۰۵/۰۴/۰۱	
کلیدواژه‌ها:	
تعداد روزهای پر بارش، گرمایش ناگهانی پوشش سپهر، مؤلفه‌ی مداری باد.	

استناد: دریگوند، ثریا؛ نصیری، بهروز؛ قائمی، هوشنگ؛ کرم‌پور، مصطفی، و مرادی، محمد (۱۴۰۵). تحلیل آماری بارش‌های سنگین ایران در زمان وقوع گرمایش ناگهانی پوشش سپهر. *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، ۲۶ (۸۱)، ۶۶-۸۹.

<http://dx.doi.org/10.66224/jgs.26.81.6>



© نویسندگان.

ناشر: دانشگاه خوارزمی تهران.

مقدمه

بارش‌های سنگین، همه ساله در ایران و جهان، خسارت‌های شدید جانی و مالی را به بار می‌آورد و نیز به‌عنوان عاملی مخاطره‌انگیز در ایجاد بلایای طبیعی مثل طوفان و سیل، مطرح می‌باشند (داورپناه، ۱۳۸۳). از این رو مطالعات سینوپتیک سیستم‌های مولد سیل، می‌تواند نقش مهمی در تشخیص به موقع و کنترل سیلاب، آب‌گرفتگی‌های شهری و آب‌خیزداری و کاهش ضایعات و تخریب داشته باشد. در مطالعات تاریخی، پوشش‌سپهر، به‌عنوان یک مؤلفه‌ی نسبتاً خنثی از سامانه‌های اقلیمی معرفی شده است. در حالی که در چندین سال گذشته، شواهد بدیهی و آشکاری از تغییرپذیری پوشش‌سپهر، ارائه شده است. در واقع پوشش‌سپهر، در تغییرپذیری اقلیم سطح زمین نقش مهمی ایفا می‌کند (کویروز^۱، ۱۹۹۷؛ هارتلی^۲ و همکاران، ۱۹۹۸؛ کورودا^۳ و کودرا^۴؛ هارتمان^۵ و همکاران، ۲۰۰۰؛ بالدوین^۶ و دانکرتون^۷، ۲۰۰۱؛ بلک^۸، ۲۰۰۲). در سال‌های اخیر، نتایج بررسی‌های بسیاری حاکی از آن است که تاوه قطبی پوشش‌سپهری بر وضعیت جوی و اقلیمی وردسپهر، تأثیرگذار می‌باشد، اگر پویایی جو در موقعیت مناسبی واقع باشد، می‌تواند مقداری از انرژی بالاسو به سمت سطوح بالاتر جو تابش دهند. هنگامی که انرژی، به سطوح جوی بیشتری برسد (و به اندازه کافی قوی باشد)، می‌تواند باعث گرمایش و افزایش فشار بر تاوه قطبی پوشش‌سپهری شود. این امواج باعث تضعیف تاوه قطبی شده، در بعضی موارد وقتی که گرمایش به اندازه کافی قوی باشد، می‌تواند تاوه قطبی را کاملاً جابجا کرده و باعث گرمایش پوشش‌سپهر قطبی شود (کرمی و همکاران، ۱۳۹۷). پدیده گرمایش ناگهانی پوشش‌سپهر^۹، بخشی از پدیده‌های دینامیکی است که نقش بسزایی را در سامانه‌های اقلیمی- فیزیکی ایفا می‌کند. این پدیده، توسط شکست امواج سیاره‌ای که از وردسپهر به سوی بالا انتشار می‌یابند، ایجاد می‌گردد. علت گرمایش ناگهانی پوشش‌سپهری توقف جریان متوسط مداری پوشش‌سپهری به‌واسطه گسترش امواج راسبی مقیاس، سیاره‌ای از وردسپهر به داخل پوشش‌سپهر قطبی است. این پدیده با افزایش بسیار شدید و سریع دما، در لایه‌های میانی به بالای پوشش‌سپهر همراه است و دلیل بیشتر موارد حدی؛ جریان‌های معکوس شده باد زناری غربی همراه با جت شبانه قطبی پوشش‌سپهری است (شرهاگ^{۱۰}، ۱۹۵۲). گرمایش ناگهانی پوشش‌سپهر از دیدگاه سازمان هواشناسی جهانی (مک اینتورف^{۱۱}، ۱۹۷۸) زمانی رخ می‌دهد که در بازه‌ی زمانی نوامبر تا آوریل در تراز ۱۰ هکتوپاسکال، میانگین مداری دمای قطب، بیشتر از میانگین مداری دما در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه‌ی شمالی باشد. گرمایش ناگهانی به سه صورت مشاهده می‌شود، فرعی، اصلی و نهایی، در گرمایش فرعی، گرادیان دما قطبی و عرض‌های ۶۰ درجه معکوس می‌شود و از سرعت باد مداری کاسته می‌شود ولی گرداب قطبی تخریب نمی‌شود و جهت باد شرقی نمی‌شود. ولی در گرمایش اصلی تاوه قطبی با عوض شدن جهت باد از غربی به شرقی، تخریب می‌شود و گاه به دو سلول کوچک‌تر تقسیم می‌شود. گاهی گرمایش، ترکیبی از این دو نوع می‌باشد. در گرمایش پایانی که معمولاً در فصل بهار رخ می‌دهد تاوه قطبی شکسته می‌شود و تا اوایل فصل پاییز در همان حالت باقی می‌ماند (واروتسوس^{۱۲}، ۲۰۰۲). اگرچه گرمایش ناگهانی پوشش‌سپهر عمدتاً، توسط امواج سیاره‌ای وردسپهری پدید می‌آید اما یک اثر بازگشتی نیز دارد و بر آب‌وهوای سطح پایین جو اثر می‌گذارد. به دنبال گرم شدن ناگهانی پوشش‌سپهر بادهای غربی در تراز بالای جو، معکوس می‌شود و به جهت شرق حرکت می‌کنند. این امر اغلب، منجر به تضعیف بادهای غربی وردسپهر می‌شود؛ که باعث کاهش چشمگیر دما در شمال

¹ Quiroz² Hartley³ Kuroda⁴ Koder⁵ Hartmann⁶ Baldwin⁷ Dunkerton⁸ Black⁹ SSW¹⁰ Scherhag¹¹ McInturff¹² Varotsos

اروپا می‌شود (کینگ^{۱۳} ۲۰۱۹). گرادیان فشار کاسته شده در اثر رخ داد گرمایش ناگهانی پوشش سپهری باعث ریزش گرما، از پوشش سپهر به وردسپهر می‌شود و این امر سبب می‌شود تاوایی پتانسیل در منطقه تقویت شود و بستر ناپایداری‌ها و جبهه‌زایی و در نتیجه بارش‌های شدید فراهم شود (کرپور و همکاران ۱۳۹۷). تغییرات در پوشش سپهر، بر اقلیم سطح زمین اثر گذار است. به طور مثال با بالا آمدن سطح پوشش سپهر تغییراتی همچون کاهش دما و تضعیف پایداری استاتیکی رخ می‌دهد و به همراه آن وردسپهر گسترش عمودی پیدا می‌کند و به تبع آن فعالیت همرفتی نیز افزایش پیدا خواهد کرد. (کودرا^{۱۴} ۲۰۱۵). شناخت اثرات پوشش سپهر بر لایه‌های زیرین جو در بهبود پیش‌بینی وضع هوا در مقیاس‌های زمانی ماهانه و فصلی مؤثر می‌باشد (بالدوین^{۱۵} و همکاران ۲۰۰۳).

در زمینه گرمایش جو، پژوهش‌هایی انجام شده است که به اختصار به آن‌ها اشاره می‌شود. کرمی و همکاران (۱۳۹۷)، به بررسی حالت‌های بازتابی و غیر بازتابی جو و اثر آن بر رخ‌داد گرمایش ناگهانی پوشش سپهری پرداختند و به این نتایج دست یافتند. در سال‌های که پوشش سپهر حالت بازتابی دارد؛ تنها در ۳۳ درصد از زمستان‌ها احتمال رخ داد پدیده‌ی گرمایش ناگهانی پوشش سپهری وجود دارد و این در حالتی است که زمستان‌هایی که پوشش سپهر حالت غیر بازتابی دارد احتمال رخ داد این پدیده نیز بیشتر است. مرادی (۱۳۹۹)، ارتباط گرمایش و تغییرات تاوه قطبی را بررسی کرد؛ و به این نتیجه رسید که در ۴۲ درصد از رخ‌دادهای گرمایش ناگهانی، مرکز تاوه قطبی به سوی جنوب جابه‌جا شده است و در ۵۸ درصد تاوه به دو هسته مجزا تقسیم شده است. در تقسیم تاوه ۱۵/۸ درصد از نوع ناقص می‌باشد. مرادی (۱۴۰۰)، دوره زندگی گرمایش‌های رخ داده را بررسی کرد. این دوران که شامل، روز تولد، دوره رشد، دوره بلوغ و روز مرگ می‌باشد با توجه به تغییرات مؤلفه‌ی مداری باد نام‌گذاری شده‌اند. لو^{۱۶} (۲۰۲۱)، گرمایش ناگهانی جو در ژانویه ۲۰۱۲ را بررسی کرد و به این نتایج دست یافت که از دست رفتن یخ دریای قطب شمال در پاییز و پدیده لانینا، باعث تقویت امواج سیاره‌ای می‌شود که در تاوه قطبی اختلال ایجاد می‌کند. باتلر^{۱۷} و همکاران (۲۰۱۵)، میزان رخ‌داد گرمایش ناگهانی را در دو نیمکره شمالی و جنوبی بررسی کردند؛ و به این نتایج دست یافتند که رخ داد این پدیده در نیمکره شمالی بسیار بیشتر است و علت آن فراوانی امواج سیاره‌ای در این نیمکره می‌باشد. کیم^{۱۸} و همکاران (۲۰۱۷)، برای شناسایی گرمایش‌های ناگهانی جو، تعریف سازمان هواشناسی را تغییر دادند؛ و این روش توانستند علاوه بر ۱۸ گرمایش یکسان، ۸ گرمایش دیگر هم شناسایی کنند که پیش‌از این مشخص نشده بودند. وارچین^{۱۹} و همکاران (۲۰۱۹)، فرایند دینامیکی گرمایش سال ۲۰۱۸-۲۰۱۷ را بررسی کردند؛ و به این نتیجه دست یافتند. تخریب تاوه قطبی پوشش سپهری، سرد شدن گرم سپهر، تغییر در ارتفاع وردایست و نیز سرمايش پوشش سپهر پایینی در مناطق حاره از عوامل وقوع این پدیده بوده‌اند. یوشیدا^{۲۰} و همکاران (۲۰۲۱)، در پژوهشی ارتباط میان گرمایش و بارش‌های همرفتی را بررسی کردند. نتایج ارائه شده بدین‌صورت بود که با بالا آمدن گردش برابور دابسون فعالیت‌های همرفتی به اوج خود می‌رسند؛ اما در طول گرمایش‌ها تغییرات سیستماتیک قوی مشاهده نمی‌شود؛ و اگر اندازه بازه زمانی هم از حد خاصی بگذرد معنادار نمی‌باشد. ما^{۲۱} و همکاران (۲۰۲۲)، دلایل گرمایش ناگهانی نادر در قطب جنوب را بررسی کردند. علت آن را این دو دلیل دانستند؛ اول گرمایش مرکز اقیانوس آرام استوایی که دامنه‌ی موج سیاره‌ای وردسپهر را در مقیاس زمانی فصلی افزایش داد و دوم تأثیر ناهنجاری همرفت اوت تا سپتامبر که باعث شد سمت خط الراس موج به میران غیرعادی جابجا شود. باهه^{۲۲} و همکاران (۲۰۲۲)، موج سرمای بی‌سابقه در ژانویه ۲۰۲۱ را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که گرمایش ناگهانی ۲ ژانویه ۲۰۲۱ تأثیر بسزایی در وقوع این موج سرد داشته است؛ زیرا باعث شد که سیگنال گرم شدن پوشش سپهر به

¹³ King¹⁴ Koder¹⁵ Baldwin¹⁶ Lu¹⁷ Butler¹⁸ Kim¹⁹ Vargin²⁰ Yoshida²¹ Ma²² Bueh

سمت وردسپهر ایجاد شود و نیز پدیده بندال در منطقه اورال - سیبری ایجاد شود و فاز منفی نوسان شمالگان را افزایش دهد. و در زمینه بارش نیز به پژوهش‌هایی اشاره می‌شود.

حبیبی (۱۳۸۶)، به بررسی سیل غرب ایران در مارس سال ۲۰۰۰ پرداخته است. نتایج نشان می‌دهد که ناوه جناح شرقی سامانه بندالی اقیانوس اطلس، عامل اصلی جاری شدن سیل روی مناطق غرب ایران بوده است؛ در طی فعالیت سامانه بندالی در شرق دریای مدیترانه، انشعاب در رودباد در نزدیکی پشته ثانوی روی ایران به وقوع پیوسته است و در نتیجه سامانه‌های کم‌فشار نزدیک غرب ایران را تشدید کرده است. قویدل رحیمی (۱۳۹۰)، در پژوهشی بارش فوق سنگین، در سواحل چابهار را در ژوئن ۲۰۱۰ بررسی کرده است؛ و این توفان را از نشانه‌های نوظهور تغییر اقلیم در محدوده اقیانوس هند و دریای عرب می‌داند؛ که با تجمع رطوبت دریا‌های عمان و دریای عرب و همچنین رطوبت منطقه همگرایی دریای سرخ و خلیج عدن، این توفان شکل گرفته است. محل و موقعیت هسته‌های همگرایی رطوبتی در جریان فعالیت توفان، نشان داد که در بیش‌تر اوقات این هسته‌ها، بر روی سواحل چابهار یا نزدیکی آن مستقر بوده‌اند؛ که با تزریق رطوبت به داخل چرخند حاره‌ای بارش سنگین ۱۰۹/۵ میلی‌متری را تقویت کرده‌اند. محمدی و همکاران (۱۳۹۱)، در مقاله‌ای ارتباط بارش‌های سنگین جنوب غرب ایران را با سامانه‌های سودانی بررسی کردند و به این نتایج دست یافتند که زبانه مستقر بر روی دریای سرخ به صورت نوار باریکی بر روی ایران کشیده می‌شود و مقادیر تاوایی نسبی را در جنوب غرب ایران، افزایش می‌دهد؛ و همراهی با هسته‌های بیشینه نم دریای سرخ، رطوبت لازم را برای توفان‌ها، تأمین می‌کند. قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۳)، الگوهای سینوپتیک مولد بارش سنگین و مخرب سیل ۱۳ بهمن ۱۳۸۲ را در شهرستان جیرفت بررسی کرده‌اند. وجود کم‌فشار چندهسته‌ای با محور شمالی - جنوبی بر روی ایران مرکزی، کشیده شدن فرود بسیار عمیق با محور شمال شرق - جنوب غرب بر روی منطقه مورد مطالعه، استقرار هسته منفی پیچانه، در تمامی سطوح جوی بر روی جیرفت، بالاسو بودن هوا، در تمامی سطوح که موجب صعود هوا و ناپایداری شده و مقادیر تاوایی که گویای جریان واگرایی و صعودی هوا برای تمامی سطوح جو است، همچنین ضخامت زیاد جو که نشان دهنده جبهه گرم بر روی منطقه می‌باشد بعلاوه استقرار رودباد بزرگ جبهه قطبی موجب تشدید ناپایداری‌ها و ایجاد شرایط باروکلینیک برای شهرستان جیرفت شده است. رطوبت این سیلاب از دریای سرخ و عرب، خلیج فارس و دریای عمان تأمین شده است. قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۵)، سیستم‌های مولد سیل ۸ اسفند ۱۳۸۸ در ایوان غرب را بررسی کردند. از عوامل ایجاد بارش سنگین مورد مطالعه، می‌توان به نقش فرود عمیق مستقر بر روی عراق، عربستان و شرق مدیترانه در تمامی ترازها و قرارگیری ایران در قسمت شرق ناوه و زیر منطقه واگرایی بالایی اشاره نمود که موجب صعود و ناپایداری هوا در تمامی ترازها شده است. همچنین استقرار سردچال‌های انباشته از هوای سرد و مرطوب و کاهش ضخامت جو و استیلای چرخندگی مثبت در اغلب ترازها که باعث ایجاد جریان واگرا و صعود هوا در تمام سطوح جوی شده، از دیگر عوامل وقوع رخداد بارش سنگین مذکور هستند. استقرار رودباد جبهه قطبی یا عرض‌های میانه بر روی غرب کشور، در روز مذکور، موجب تشدید ناپایداری‌ها و ایجاد شرایط باروکلینیک برای ایوان غرب شده است. انتقال رطوبت از مبادی دریای خزر، دریای مدیترانه و دریای سرخ انجام گرفته است. قاسمی فر و همکاران (۱۳۹۶)، در پژوهشی الگوهای بارشی سیل‌زا در غرب کشور را بررسی کردند و به این نتایج دست یافتند که در روزهای همراه با بارش حدی امگای منفی (از سطح ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکالی و با هسته بیشینه ۰.۳ - پاسکال بر ثانیه) بر روی غرب ایران قرار داشته است، علاوه بر آن، رطوبت بالای ۷۰ درصد، قرارگیری در جلوی تراف‌هایی که از کم ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ و به‌ویژه ۵۰۰ هکتوپاسکالی بر منطقه نفوذ داشته، رودبادهایی با سرعت بالای ۳۰ متر بر ثانیه در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، سرعت باد سطحی بالای ۱۰ متر بر ثانیه و هسته‌های تاوایی مثبت همگی شرایط موجود را به نفع تشکیل سیکلون قوی فراهم کرده‌اند. عساکره و همکاران (۱۳۹۸)، تغییرات بارش در فصل گرم ناحیه خزری را بررسی کردند. نتایج این پژوهش بدین شرح است. هسته‌های پربارش از جنوب غربی دریای خزر به سمت ارتفاعات البرز جابجا شده‌اند و بارش‌های کم در حال گسترش هستند؛ که می‌توان علل آن را جابجایی شمال سوی ناوه قطبی و پرفشار جنب‌حاره دانست؛ و نیز کاهش فرایند همرفت از دیگر عوامل است. میریان و همکاران (۱۳۹۹)، در پژوهشی، الگوهای دینامیکی و ترمودینامیکی بارش‌های سنگین

فراگیر زمستانه ایران در بازه زمانی ۲۰۱۰-۱۹۶۰ را بررسی کردند، نتایج نشان می‌دهد در زمان رخداد بارش سنگین فراگیر، منطقه همگرایی قوی در سطح کشور شکل گرفته صعود دینامیکی هوا را موجب شده است. در این شرایط مقادیر تلاویی نسبی و تلاویی مطلق منطبق بر بخش شرقی ناوه افزایش می‌یابد که سبب عواملی چون افزایش گرادیان دمای پتانسیل، افزایش تلاویی مطلق و همچنین زیاد شدن پایداری ایستایی در سطوح فوقانی جو می‌باشد. علاوه بر وردسپهر، تغییرات دینامیک پوشش‌سپهری نیز نقش مهمی ایفا می‌کند. قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۹)، در مقاله‌ای، به بررسی مکانسیم وقوع سیل در غرب ایران پرداخته‌اند؛ بدین منظور داده‌های بارش ۱۳ ایستگاه سینوپتیک سه استان کرمانشاه، همدان و لرستان، در اول فرودین بررسی شد. نتایج این پژوهش بدین شرح است. در این روز بارندگی بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه، بیش از ۱۰۰ میلی‌متر بوده است؛ که علت آن وجود شیب فشار شدید بین فشار کم در شمال عربستان سعودی و غرب ایران و فشار بالای هسته‌های سرد سبیری و اروپا است که شرایط آب‌وهوایی متناقض و جبهه‌ای قوی در سطح دریا ایجاد کرده است؛ و نیز نقشه‌های منابع رطوبتی نشان می‌دهد که در سطوح ۸۵۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال یک منبع رطوبت از منابع مختلف در خلیج عدن، دریای سرخ و دریای مدیترانه تأمین می‌شود؛ اما در سطوح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال، تنها دریای مدیترانه نقش اساسی در تأمین و تزریق رطوبت دارد. جهانبخش اصل و همکاران (۱۴۰۱)، در پژوهشی با عنوان، شناسایی رخداد‌های بارش فرین در غرب ایران، (۱۹۱۶-۱۹۶۰) سعی دارد با رویکردی جدید رویدادهای بارشی فرین، در غرب ایران را با توجه به دو شاخصه شناسایی کند. برای شناسایی این بارش‌ها علاوه بر آستانه اصلی که میانگین بارش‌های بیش از صدک ۷۵ برای هر پیکسل و به ازای هر روز از سال می‌باشد، آستانه دومی که انحراف معیار این بارش‌ها است با مقادیر یک، دو و سه برابری، به میانگین افزوده شده است. بر این اساس سه گروه از بارش‌های فرین در منطقه شناسایی شد و براساس گستره‌ی مکانی که تحت پوشش، قرار گرفته بود، تفکیک و الگوهای فشار تراز دریا توأم با این بارش‌ها برای هر گستره استخراج شد. لی ۲۳ و همکاران (۲۰۲۰)، در پژوهشی، خصوصیات بارش سنگین ناگهانی جنوب‌غربی چین را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و چندین رادار آب‌وهوایی داپلر مورد بررسی قرار دادند، در این پژوهش سیستم‌های همرفتی منجر به بارش سنگین فاجعه‌بار بررسی شد. نتایج بدین صورت بود، بارش به علت یک همرفت میان‌مقیاس در ارتفاع ۱۴ کیلومتری منطقه رخ داده است. همگرایی محلی با توجه به توپوگرافی منطقه و نفوذ یک زبانه سرد در پایه رشته‌کوه باعث تقویت سیستم بارش شده است. ضرورت انجام این پژوهش توجه به امر پیش‌بینی آب‌وهوا است. از عواملی که تأثیر بسزایی در هوای سطح زمین دارد وقوع پدیده گرمایش ناگهانی جو می‌باشد. روشن شدن تأثیرات پوشش‌سپهر بر وردسپهر در پیش‌بینی آب‌وهوای سطح زمین بسیار مؤثر است (هاینس^{۲۴} و همکاران ۲۰۲۱). در این پژوهش به بررسی ارتباط میان گرمایش ناگهانی پوشش‌سپهری و میزان بارش، پرداخته شده است. فرضیه حاکم بر این بررسی، اثرگذاری گرمایش ناگهانی پوشش‌سپهری بر بارش‌های ایران است. که می‌تواند این بارش‌ها را از حالت نرمال خارج کند.

بررسی تغییرات بارش در زمان وقوع گرمایش ناگهانی جو، از مسائلی است که تاکنون به صورت جدی به آن پرداخته نشده است. لیکن در این پژوهش، با روش‌های آماری و تعیین آستانه‌هایی برای بارش نرمال و شدید، در بازه‌ی زمانی رخ داد گرمایش ناگهانی، تغییرات ناگهانی و محسوس بارش در نواحی مختلف کشور بررسی شده است. هدف از این پژوهش، بررسی آماری تغییرات بارش در زمان وقوع گرمایش ناگهانی جو است؛ و اینکه میزان تغییرات بارش، در ماه‌های مختلف چه تفاوت‌هایی دارند.

روش تحقیق

متداول‌ترین روش بررسی میان دو پدیده که ارتباط مجهول و غیرمستقیمی دارند، همبستگی می‌باشد که پیش‌ازاین، میان شاخص‌های دور پیوندی و عناصری مانند بارش، دما و بسیاری از پارامترهای هواشناسی انجام شده است. لیکن در این پژوهش بررسی آماری از طریق همبستگی دارای محدودیت‌هایی می‌باشد؛ که باید به آن‌ها توجه شود. گرمایش‌های ناگهانی

²³ Li

²⁴ Haynes

جو از نظم رخ داد و بازه زمانی یکسانی برخوردار نمی‌باشد. شدت و قدرت در هر رخداد متفاوت می‌باشد و به تبع آن تغییرات ایجاد شده هم متفاوت خواهد بود. تفاوت در تأثیرپذیری مناطق مختلف ایران از هر سامانه، تفاوت در بازه زمانی رخداد هر گرمایش (می‌تواند از ماه دسامبر تا مارس اتفاق بیافتد)، تفاوت در اثرگذاری گرمایش بر سامانه‌های بارش‌زا، از این رو که می‌تواند برخی از سامانه‌ها را فعال و برخی را نیز تضعیف کند. با توجه به موارد ذکر شده و نبود یک الگوی کلی برای سنجش ارتباط گرمایش ناگهانی و میزان بارش، از روش بررسی تک به تک گرمایش‌ها و سنجش بارش‌های بالای دهک ۵ و ۹ در طول عمر این پدیده استفاده شده است.

علت انتخاب این بازه‌ی زمانی، در این پژوهش، توجه به این مسئله است که بررسی ارتباط آماری میان گرمایش و یک پارامتر مانند بارش، به صورت سالانه یا فصلی، پاسخ درستی به ما نمی‌دهد؛ زیرا طول عمر و تأثیرگذاری یک گرمایش ناگهانی جو بسیار کوتاه‌تر از یک فصل می‌باشد. بررسی‌های پیشین در خصوص ارتباط گرمایش ناگهانی با آب‌وهوای سطوح پایین جو، نشان می‌دهد که ارتباط گرمایش ناگهانی پوشش سپهری و بارش‌های همرفتی زمانی که اندازه نمونه یا بازه زمانی بزرگ باشد، معنی‌دار نیست و ارتباط قابل توجهی یافت نمی‌شود (یوشیدا^{۲۵} و میزوتا^{۲۶} تا ۲۰۲۱). نکته بسیار مهم دیگری که باید به آن توجه شود؛ مدت زمان اثرگذاری گرمایش بر هوای سطح زمین می‌باشد. به علت فاصله‌ی این پدیده با سطح زمین و تغییر در سازکار جو بالا که متعاقباً به سطوح پایین‌تر جو منتقل می‌شود. این تغییرات ورود سپهری صرفاً از نیروی موج مستقیم پوشش سپهری ناشی نمی‌شود. (کورودا^{۲۷} تا ۲۰۰۸). مدت اثرگذاری که بستگی به شدت و نحوه‌ی تخریب تاوه قطبی نیز دارد. در رخ داد هر گرمایش متفاوت است؛ و به صورت آنی نمی‌باشد و مدت زمانی را می‌طلبد تا بیشترین اثر خود را اعمال کند. منفی شدن جهت مؤلفه‌ی باد که در خلال گرمایش ناگهانی پوشش سپهر، 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 (ناش^{۲۸} و همکاران ۲۰۱۶).

موقعیت منطقه مورد مطالعه

کشور ایران با ۱۶۴۸۱۹۸ کیلومترمربع که در مختصات جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض شمالی ۴۴ تا ۶۳ درجه طول شرقی جای دارد. ایران دارای پهنه‌ای گسترده و از لحاظ اقلیمی متفاوت می‌باشد. لذا سامانه‌های ورودی به کشور هم از لحاظ جهت ورود و هم از لحاظ اثرگذاری بر مناطق مختلف کشور متفاوت هستند. در فصول سرد، سامانه‌های سودانی غرب و جنوب غرب، سیستم‌های مدیترانه‌ای از غرب، سامانه‌های قدرت گرفته از دریای سیاه و عرض‌های میانه از شمال غرب، کشور را در بر می‌گیرند این سامانه‌ها از قدرت خوبی برخوردار باشند می‌توانند به شرق کشور نیز سرایت کنند و بارش ایجاد کنند. توده‌های نشات گرفته از سبیری نیز سواحل شمال کشور و برخی مواقع، عرض‌های پایین‌تر را نیز دچار ریزش‌های جوی می‌کند. در کشور ایران فصل گرم نیز توده‌های هوای موسمی از جنوب شرقی کشور وارد می‌شوند و در صورت پر قدرت بودن تا غرب کشور نیز نفوذ می‌کنند. موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه در شکل (۳) قابل مشاهده است.

آشکارسازی گرمایش ناگهانی پوشش سپهری

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؛ و 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. دوره‌ی آماری مورد استفاده شده در این پژوهش سال ۲۰۲۰-۱۹۸۶ می‌باشد. نوع اصلی گرمایش، هنگامی رخ می‌دهد که دمای تراز ده هکتوپاسکال در روی مدار شصت تا نود درجه‌ی شمالی

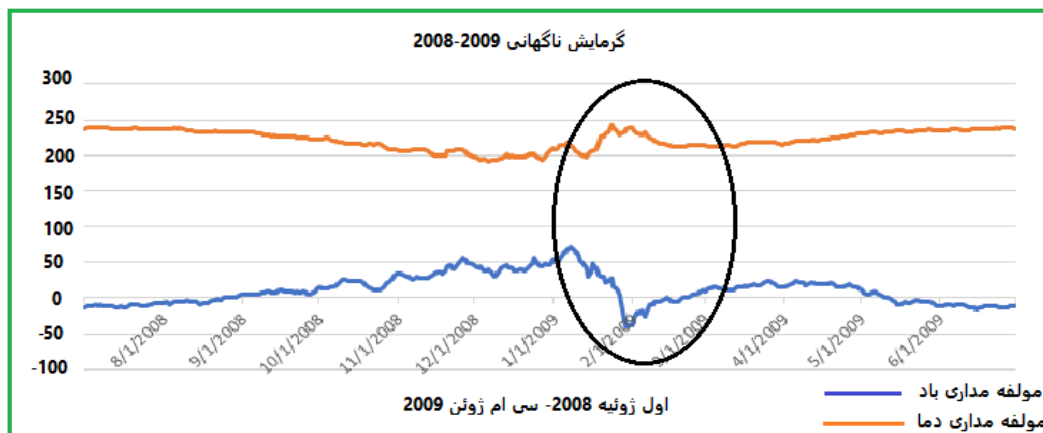
²⁵ Yoshida

²⁶ Mizuta

²⁷ Kuroda

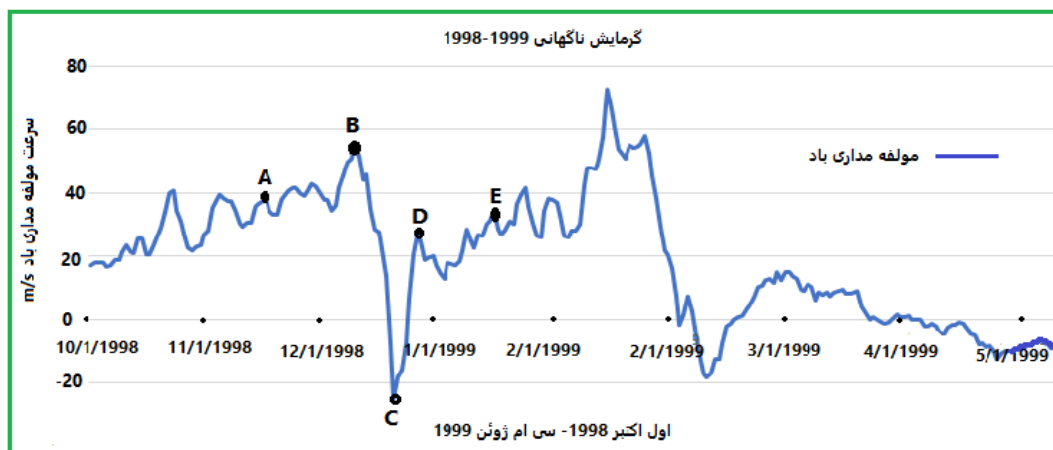
²⁸ Nath

در بازه‌ی زمانی نوامبر تا مارس، بیش از ۲۵ درجه کلون افزایش یابد و در این فاصله، میانگین مؤلفه‌ی مداری باد در 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 (مرادی ۱۴۰۰). رسم نمودار دو خطی مربوط به میانگین مداری دما در قطاع ۶۰-۹۰ درجه شمالی و نیز میانگین مداری مؤلفه‌ی مداری بردار باد در روی مدار ۶۰ درجه شمالی در تراز ده هکتوپاسکال از اول اکتبر سال قبل تا سی‌ام ژوئن سال بعد، در دوره‌ی آماری ۱۹۸۶-۲۰۲۰ برای شناسایی رخ داد گرمایش ناگهانی پوشش سپهری انجام شده است. شکل (۱) نشان‌دهنده‌ی یک گرمایش ناگهانی پوشش سپهری می‌باشد؛ که یکی از خطوط، بالا رفتن دمای جو، بیش از ۲۰ درجه کلون و دیگری، افت سرعت مؤلفه‌ی مداری باد و منفی شدن جهت باد (شرقی شدن) را نشان می‌دهد.



شکل (۱). رخ داد یک گرمایش ناگهانی پوشش سپهری اصلی

رسم نمودار دوخطی دو مؤلفه‌ی نام برده برای تمام سال‌های مورد مطالعه انجام شده است و سپس شناسایی سال‌هایی که دو شرط مذکور را برای وقوع گرمایش ناگهانی پوشش سپهری داشتند صورت گرفته است. در شکل (۲) مراحل طول عمر گرمایش سال ۱۹۹۸-۱۹۹۹ را به‌عنوان یک نمونه از موارد استخراج شده مشاهده می‌کنیم.



شکل (۲). نقاط منطبق با عمر یک گرمایش ناگهانی جو

توضیح نقاط منطبق بر نمودار خطی مؤلفه‌ی مداری باد (طول عمر در یک گرمایش اصلی) به صورت ذیل می‌باشند.
خط AB: اوج سرعت باد مداری و قبل از رخ داد گرمایش ناگهانی جو (سرعت باد در حالت نرمال خود قرار دارد)

خط BC: نقطه‌ی B، آغاز افت سرعت باد مداری و نقطه C، پایین‌ترین نقطه در روی نمودار می‌باشد و نشان‌دهنده‌ی شدت گرمایش نیز هست، همچنین در گرمایش‌های اصلی نقطه‌ی C نشان‌دهنده‌ی شرقی شدن جهت باد و تخریب تاوه قطبی می‌باشد.

خط CD: حرکت مؤلفه مداری باد به سمت مثبت شدن و غربی شدن جریانات و رفتن به سمت سرعت نرمال مؤلفه‌ی مداری باد. در این خط گرمایش هنوز به پایان نرسیده است بلکه از شدت آن کاسته شده و سمت ضعیف شدن و مرگ می‌رود.

خط DE: بازسازی کامل جریانات باد مداری و برگشتن به حالت نرمال و پایان گرمایش ناگهانی جو.
- مراحل مربوطه و تقسیم عمر یک گرمایش برای تک تک گرمایش‌های رخ داده انجام شده است؛ و تاریخ هر نقطه مشخص گردید.

- طول عمر هر خط، از تاریخ شروع و پایان هر خط مشخص می‌باشد.
در این بخش از نرم‌افزار اکسل^{۲۹} برای رسم نمودارهای دو خطی استفاده شده است.

داده‌های بارش

در این پژوهش از داده‌های بارش روزانه ۱۱۷ ایستگاه سینوپتیک کشور که پایه‌ی آماری مشترک دارند استفاده شده است. بازه‌ی زمانی در این پژوهش از ۱۹۸۶-۲۰۲۰ میلادی از ماه اکتبر تا مارس می‌باشد. این داده‌ها از بخش تأمین داده سازمان هواشناسی کل کشور دریافت شده‌اند.

آزمون همگنی داده‌ها، از طریق XLSTAT, ((SNHT) Standard Normal Homogeneity Tst که یک افزونه در نرم‌افزار اکسل می‌باشد انجام شده است. در این پژوهش از بازسازی داده استفاده نشده است. محاسبات آماری، نیز از طریق نرم‌افزار متلب^{۳۰} و اکسل انجام شده است.

نقشه‌ی پراکندگی ایستگاه‌ها در شکل (۳) مشخص می‌باشد. دهک ۵ و دهک ۹ بارش برای تمام ایستگاه‌ها محاسبه شد. دهک ۵ شاخص خوبی برای سنجش بارش نرمال در یک روز می‌باشد که اختلاف بارش از دهک ۵، تغییرات از نرمال بارش را نشان می‌دهد. دهک ۹ بارش نیز شاخص و آستانه‌ی خوبی برای سنجش بارش‌های سنگین است. رابطه (۲) مربوط به محاسبه‌ی صدک می‌باشد. از این رابطه برای محاسبه صدک ۹۰ (دهک ۹) و صدک ۵۰ (دهک ۵) استفاده شد.

$$100P_{\text{صدک}} = L + \left(\frac{np - g_{i-1}}{f_i} \right) * w$$

رابطه (۱)

L کران پائین واقعی مربوط به طبقه صدک

g_{i-1} فراوانی تجمعی طبقه ماقبل

f_i فراوانی مطلق مربوط به طبقه صدک

w طول طبقه

²⁹ EXCEL

³⁰ MATLAB



شکل (۳). پراکندگی ایستگاه‌های سینوپتیک

بررسی آماری تغییرات بارش در زمان گرمایش ناگهانی جو

به منظور درک بهتر میزان اثرگذاری گرمایش ناگهانی جو بر بارش ایران، تغییرات بارش روزانه نسبت به دهک ۵ و ۹ هر ایستگاه در زمان وقوع گرمایش و مقایسه آن با قبل و بعد گرمایش محاسبه شده است. برای رسم نقشه‌ها در این پژوهش از نرم‌افزار GIS استفاده شده است.

- قرار دادن دهک ۵ به عنوان آستانه‌ی بارشی هر ایستگاه و اختلاف بارش روزانه هر ایستگاه با دهک ۵ خودش به عنوان نقشه‌های اختلاف از نرمال توسط نرم‌افزار GIS تهیه شد. این اختلاف از نرمال بارش در خطوط طول عمر گرمایش، سنجیده شده است تا تعداد ایستگاه‌هایی که با تأثیر پذیرفتن از رخ داد گرمایش، دچار تغییرات بارشی می‌شوند آشکار شود. در این پژوهش به علت محدودیت، تنها یک نمونه از این روش آماری که مختص گرمایش سال ۲۰۱۸-۲۰۱۷ می‌باشد؛ در بخش نتایج، بررسی شده است؛ و در نهایت، نتایج کلی این روش ارائه شده است.
- برای یک بررسی کلی از میزان بارش، در کل گرمایش‌های رخ داده در دوره مورد مطالعه، به این نکات توجه شده است. بیشترین اثرگذاری گرمایش بر آب‌وهوای سطح زمین آنی نمی‌باشد و مدت زمانی که بستگی به شدت و قدرت گرمایش دارد را می‌طلبد. به طور کلی ۱۴ روز پس از شدیدترین حالت گرمایش (نقطه C) در شکل (۲) بهترین بازه زمانی به نظر می‌آید تا اثرگذاری گرمایش بر بارش سنجیده شود؛ زیرا این بازه زمانی انتخاب شده با توجه به بررسی پیشین و تا حدودی منطبق بر خط CD تمام گرمایش‌های رخ داده می‌باشد؛ و یک بازه زمانی میانگین برای اثرگذاری گرمایش بر سطح زمین است؛ که می‌تواند کمتر و یا بیشتر شود ولی به هر حال باید متصل به شدیدترین حالت گرمایش باشد. بدین منظور ابتدا جمع بارش چهار ماه دسامبر تا مارس در دوره‌ی آماری (۱۹۸۶-۲۰۲۰) محاسبه شد (زیرا تمام گرمایش‌های اصلی از ماه دسامبر تا مارس رخ می‌دهند)؛ سپس جمع بارش در ۱۴ روز مورد نظر (پس از نقطه C تمام گرمایش‌ها) که از نظر تاریخ شروع یکسان نمی‌باشند ولی از نظر تعداد روز یکسان‌اند، محاسبه گردید. چون ۱۴ روز تقریباً ۱۱.۶ درصد از ۱۲۰ روز می‌باشد. پس باید جمع بارش در این ۱۴ روز هم ۱۱.۶ درصد از میزان کل بارش این چهار ماه باشد. پس عدد ۱۱.۶ درصد آستانه‌ی بارشی قرار گرفت؛ و درصد بارش ۱۴ روز پس از گرمایش هر ایستگاه نیز محاسبه شد. اگر این میزان از ۱۱.۶ درصد بیشتر شود پس بارش‌ها در ۱۴ روز پس از گرمایش بیشتر می‌شوند؛ و اگر بارش از آستانه کمتر شود بارش با گرمایش کاهش پیدا کرده است.
- دو روش فوق تغییرات بارش نسبت به نرمال را پس از گرمایش را آشکار می‌کند. حال برای سنجش اثرات گرمایش بر ایجاد بارش بالای دهک ۹ نیز به شمارش تعداد روزهای رخ داد این پدیده در خطوط منطبق بر عمر گرمایش پرداخته شد.

- در نهایت برای درک بهتر اثرات گرمایش بر بارش در هر ماه، میزان بارش در ماهی که گرمایش رخ داده در مقایسه با بارش میانگین بلندمدت آن ماه سنجیده شد و اختلاف این دو از طریق نقشه‌های میانگینی هر ایستگاه مشخص گردید. رابطه ۲ فرمول اختلاف از میانگین بارش می‌باشد. در این رابطه، a میانگین بارش سال‌هایی است که در ماه y گرمایش (S) رخ داده است. S شماره گرمایش‌های رخ داده می‌باشد. X میانگین بارش در کل ماه‌های Y می‌باشد؛ و b پاسخی است که یکی از این سه حالت را دارد. $+b, 0, -b$ ، پاسخ مثبت نشان‌دهنده بارش بیشتر از آستانه، پاسخ 0 ، نشانه برابری با آستانه و نرمال بودن و پاسخ منفی نشانگر کمبود بارش نسبت به انتظار می‌باشد.

$$ay(s_1+s_2+\dots+s_n)-\bar{x}(y_1+\dots+y_z+\dots+y_{35})=b$$

رابطه (۲)

یافته‌های پژوهش

پس از رسم نمودار دوخطی مؤلفه‌ی مداری باد و سنجش شروط لازم برای رخ داد یک گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهر، ۱۸ گرمایش در دوره‌ی مورد مطالعه شناسایی شد. توجه به این نکته حائز اهمیت است؛ که گرمایش‌ها دارای شدت و قدرت متفاوت هستند؛ و هرکدام به صورت منحصربه‌فردی باعث جابجایی تاوه قطبی می‌شوند. پس تمام گرمایش‌ها به یک اندازه بر میزان بارش اثر نمی‌گذارند. جدول نشان‌دهنده‌ی سال‌هایی است که در آن‌ها گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهر رخ داده است. در بازه زمانی ۲۰۲۰-۱۹۸۶، ۱۸ گرمایش ناگهانی رخ داده است.

جدول (۱). سال‌های همراه با وقوع گرمایش ناگهانی اصلی

شماره	سال وقوع گرمایش	شماره	سال وقوع گرمایش
۱	۱۹۸۶-۱۹۸۷	۱۰	۲۰۰۳-۲۰۰۴
۲	۱۹۸۷-۱۹۸۸	۱۱	۲۰۰۵-۲۰۰۶
۳	۱۹۸۸-۱۹۸۹	۱۲	۲۰۰۷-۲۰۰۸
۴	۱۹۹۲-۱۹۹۳	۱۳	۲۰۰۸-۲۰۰۹
۵	۱۹۹۴-۱۹۹۵	۱۴	۲۰۰۹-۲۰۱۰
۶	۱۹۹۸-۱۹۹۹	۱۵	۲۰۱۲-۲۰۱۳
۷	۱۹۹۹-۲۰۰۰	۱۶	۲۰۱۵-۲۰۱۶
۸	۲۰۰۰-۲۰۰۱	۱۷	۲۰۱۷-۲۰۱۸
۹	۲۰۰۰-۲۰۰۱	۱۸	۲۰۱۸-۲۰۱۹

در جدول (۲) طول روز در خطوط منطبق بر عمر گرمایش مشخص می‌باشد. همان‌گونه که پیش‌ازاین اشاره شد طول خطوط در گرمایش‌های رخ داده متفاوت است. طول خط BC و CD نشان‌دهنده‌ی شدت گرمایش نیز هستند؛ و شدت گرمایش بر تخریب تاوه قطبی اثر مستقیم دارد.

جدول (۲). طول خط (تعداد روز) منطبق بر عمر گرمایش

سال‌های وقوع گرمایش	طول خط AB (تعداد روز)	طول خط BC (تعداد روز)	طول خط CD (تعداد روز)	طول خط DE (تعداد روز)
۱۹۸۶-۱۹۸۷	۳۸	۲۶	۳۶	۱۷
۱۹۸۷-۱۹۸۸	۱۴	۸	۲۳	۶۶
۱۹۸۸-۱۹۸۹	۴۱	۱۸	۱۰	۰ (گرمایش پایانی)
۱۹۹۲-۱۹۹۳	۴۴	۲۸	۹	۱۳

۳۹	۷	۱۴	۲۱	۱۹۹۴-۱۹۹۵
۱۱	۱۱	۸	۲۹	۱۹۹۵-۱۹۹۶
۳۲	۷	۹	۳۶	۱۹۹۸-۱۹۹۹
۶	۱۰	۱۵	۱۷	۱۹۹۹-۲۰۰۰
۴۳	۷	۱۷	۲۹	۲۰۰۰-۲۰۰۱
۵۵	۶	۱۱	۴۲	۲۰۰۰-۲۰۰۱
۳۲	۱۰	۳	۲۶	۲۰۰۳-۲۰۰۴
۱۸	۳۹	۱۷	۲۶	۲۰۰۵-۲۰۰۶
۱۰	۶	۶	۱۷	۲۰۰۷-۲۰۰۸
۵۲	۳۵	۳	۳۵	۲۰۰۸-۲۰۰۹
۲۴	۱۹	۱۹	۳۴	۲۰۰۹-۲۰۱۰
۴۱	۴۹	۱۲	۳۶	۲۰۱۲-۲۰۱۳
۱۴	۲۲	۹	۳۴	۲۰۱۷-۲۰۱۸
۳۴	۳۵	۹	۲۲	۲۰۱۸-۲۰۱۹

اختلاف از نرمال بارش در گرمایش سال ۲۰۱۷-۲۰۱۸

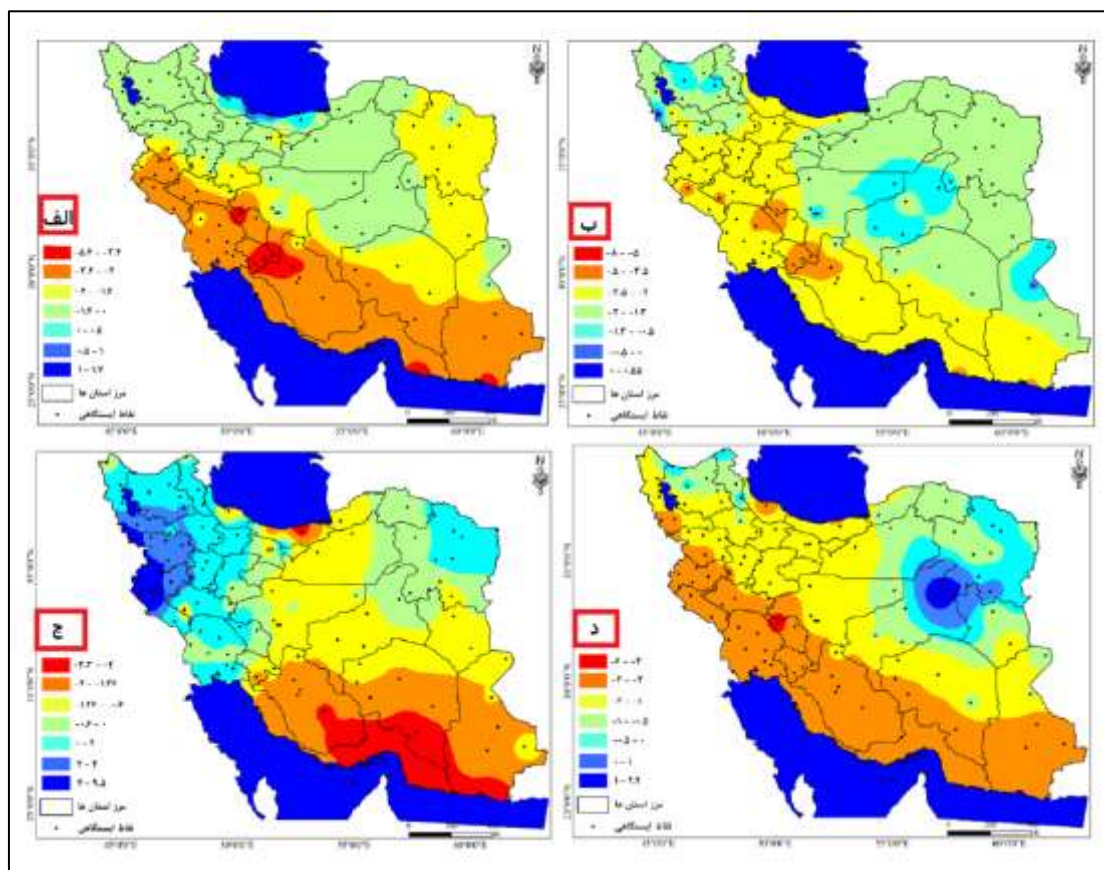
تغییرات میزان بارش از حالت نرمال در گرمایش ۲۰۱۷-۲۰۱۸ (نقاط A-E) در شکل (۴ الف-د)، مشاهده می‌شود. در این اشکال اختلاف از میانگین مثبت یا پربارشی با کنتراست رنگ آبی از کم‌رنگ به پررنگ مشخص شده است؛ و نیز رنگ‌های زرد و نارنجی و قرمز، میزان کمبود بارش نسبت به میانگین را مشخص کرده است.

شکل (۴ الف)، نقشه میانمایی شده‌ی اختلاف از نرمال بارش در تاریخ اول ژانویه ۲۰۱۸ تا سوم فوریه ۲۰۱۸ کل کشور می‌باشد. این شکل میزان اختلاف از بارش میانگین را برای تمام ایستگاه‌ها مورد مطالعه در بازه زمانی قبل از وقوع گرمایش (خط AB) را نشان می‌دهد. در این زمان که تاوه قطبی در حالت نرمال خود قرار دارد. تنها در سواحل دریای خزر بارش بالاتر از میانگین را مشاهده می‌کنیم نیمه‌ی شمالی کشور با بارش تقریباً نرمال، ولی نیمه‌ی جنوبی کشور با کمبود بارش، مشاهده می‌شود.

شکل (۴ ب)، میزان اختلاف از میانگین بارش را در بازه‌ی زمانی خط BC نشان می‌دهد که از تاریخ ۴ فوریه تا دوازدهم فوریه ۲۰۱۸ می‌باشد. این بازه زمانی مطابق افت سرعت باد مداری تا شدیدترین حالت گرمایش می‌باشد؛ و تاوه قطبی در حال تخریب است و تا اوج گرمایش که نقطه‌ی C می‌باشد؛ پیش می‌رود. تقریباً بارش تمام کشور نرمال است و یا اختلاف بسیار جزئی با حالت نرمال نشان می‌دهد.

در شکل (۴ ج)، اختلاف از میانگین بارش کشور را در زمان سیزدهم فوریه ۲۰۱۸ تا پنجم مارس ۲۰۱۸ که منطبق با خط CD گرمایش می‌باشد را مشاهده می‌کنیم. در این بازه زمانی از عمر گرمایش، تاوه قطبی در حالت تخریب شده قرار دارد ولی از شدیدترین حالت تخریب گذر کرده است و به سمت بازسازی می‌رود. پیش از اینکه به تحلیل نقشه‌ی بارشی در این بازه زمانی بپردازیم. ذکر این نکته ضروری به نظر می‌رسد. روند وقوع یک گرمایش با روند تغییرات بارش، هم‌زمان نمی‌باشد. بلکه فاصله زمانی ۵ تا بیست روزه که به شدت گرمایش بستگی دارد. نیاز است تا گرمایش اثرات خود را بر آب‌وهوای سطح زمین اعمال کند. پس به طور معمول بارش موجود در بازه زمانی خط CD از گرمایش یک خط عقب‌تر، یعنی خط BC تأثیر گرفته است؛ و همین‌گونه نیز برای دیگر خطوط صدق می‌کند. در این بازه‌ی زمانی بارش مناطق حاشیه غرب و شمال غرب کشور دارای بارش‌های با اختلاف مثبت از میانگین قابل‌توجهی می‌باشند. این پهنه‌ی پر بارش به میزان بارش کمتری تا جنوب غرب نیز کشیده شده است. شمال شرق ایران بارش‌های بالاتر از میانگین دارد. ولی در سواحل دریای خزر بارش به میزان قابل‌توجهی کاهش پیدا کرده است جنوب و جنوب شرق کشور هم از بارش‌های نرمال بی‌نصیب مانده است. در شکل (۴ د)، اختلاف از نرمال بارش در بازه زمانی ششم مارس ۲۰۱۸ تا نوزدهم مارس ۲۰۱۸، است که منطبق با خط

DE و معنای برگشتن جهت و سرعت مؤلفه‌ی مداری باد به حالت نرمال است را مشاهده می‌کنیم؛ که به منزله اتمام گرمایش می‌باشد. تمام کشور به جز شرق کشور که بارش‌های بالاتر از میانگین خوبی را داشته است، دچار کمبود بارش شده‌اند، شدت این کمبود بارش از غرب تا جنوب شرق کشور کشیده شده است.



شکل (۴). الف (میزان اختلاف از نرمال بارش در خط AB)، ب (میزان اختلاف از نرمال بارش در خط BC)، ج (میزان اختلاف از نرمال بارش در خط CD)، د (میزان اختلاف از نرمال بارش در خط DE) سال ۲۰۱۸-۲۰۱۷

پس از محاسبه‌ی اختلاف بارش از حالت نرمال، از روش فوق برای تمام گرمایش‌های رخ داده، دو مسئله‌ی مهم آشکار شد.

- ماه رخ داد گرمایش در تغییرات بارش نقش مهمی دارد و گرمایش تمام ماه‌ها اثرات یکسانی بر بارش مناطق ایران ندارند. به همین سبب اثر گرمایش بر تغییرات بارش به تفکیک ماه ارائه می‌شود.
- مدت زمان اثرگذاری گرمایش بر هوای سطح زمین (بارش) به طول دو خط BC و CD بستگی دارد. یعنی در برخی از گرمایش‌ها که طول خط دوم (BC) بیش از ده روز است. اثرات گرمایش بر تغییر بارش در همین بازه زمانی اعمال می‌شود؛ و مانند گرمایش بررسی شده در این پژوهش، بیشترین تغییرات در خط سوم (CD) نمی‌باشد؛ و بدین سبب اختلاف از نرمال بارش برای ۱۴ روز پس از شروع گرمایش، در کل گرمایش‌های رخ داده دوره مورد مطالعه ارائه می‌شود.

تفاوت گرمایش‌های هر ماه در میزان اثرگذاری بر بارش ایران

در گرمایش‌های رخ داده ماه دسامبر، میزان بارش در شمال غرب و غرب کشور بالاتر از میانگین می‌باشند این اختلاف مثبت از میانگین، تنها در چند ایستگاه حاشیه شمال غرب و غرب کشور بسیار زیاد است. در بیشتر نواحی کشور، مانند نیمه شرقی و جنوبی میزان بارش کاهش پیدا کرده است (شکل (۵-الف)).

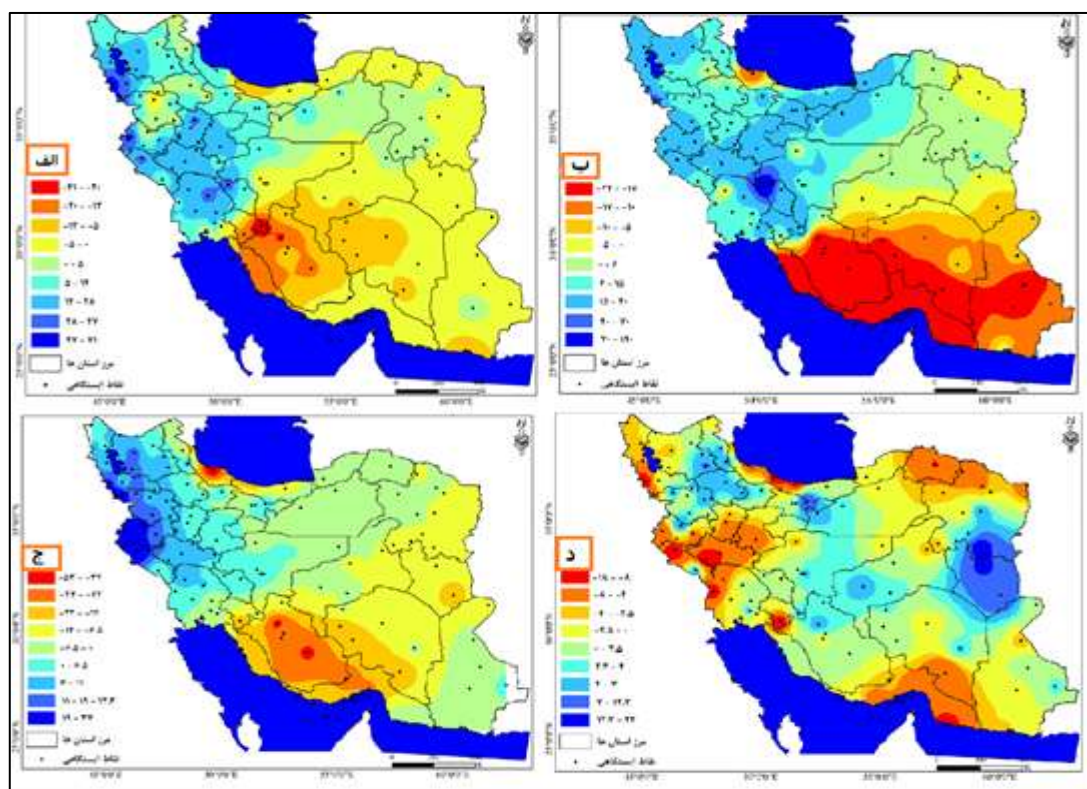
شکل ۵(ب)، میزان اختلاف بارش در رخ داد گرمایش، با میانگین کلی بارش در ماه ژانویه را نشان می‌دهد. در این شکل پهنه‌های آبی‌رنگ، میزان افزایش بارش در زمان گرمایش را نشان می‌دهد؛ که این پهنه ممتد و متصل نیز می‌باشد. دارای بیشینه‌ی بارشی در ایستگاه کوه‌رنگ است. لیکن در مناطق شمال غرب و غرب کشور نیز با اختلاف مثبت کمتری نسبت به میانگین کلی قابل مشاهده است. به طور کلی از این تصویر این‌گونه دریافت می‌شود که زمانی که در ماه ژانویه گرمایش رخ دهد؛ مناطق شمال غرب تا استان خوزستان که در جنوب غرب قرار دارد؛ و قسمت‌هایی از مرکز و شمال بارش‌های بالاتر از میانگین را دریافت می‌کنند. ولی جنوب کشور دچار خشکی و کم‌بارانی مغرط با اختلاف از میانگین قابل توجهی می‌باشد.

گرمایش‌های رخ داده در ماه فوریه، مانند ماه ژانویه بارش‌های خوبی و قابل توجهی را برای شمال غرب و غرب ایران به همراه دارد. ولی نسبت به ماه ژانویه، پهنه‌ی پر بارش کشور کاهش می‌یابد و شمال کشور در پهنه‌ی کم باران قرار گرفته است؛ و کم‌بارانی شدید در جنوب کشور، به بارش‌های نزدیک به میانگین تغییر پیدا کرده است. پربارشی شدیدی در ناحیه غربی کشور در گرمایش‌های فوریه مشاهده می‌شود شکل ۵(ج).

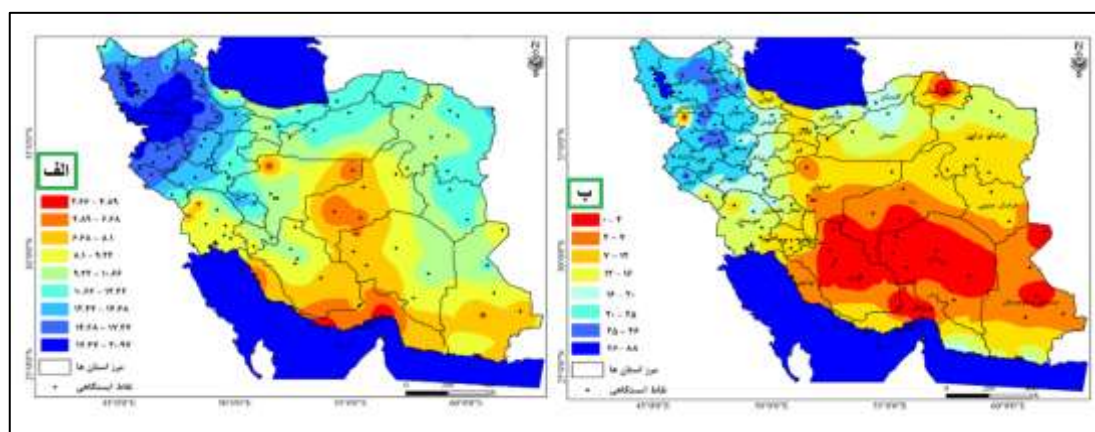
در گرمایش‌های ماه مارس، بارش در بیشتر نواحی کشور، نزدیک به میانگین می‌باشند. لیکن در شرق کشور بارش‌ها به طور چشمگیری افزایش داشته است. در غرب، جنوب و شمال شرق کشور بارش‌ها به میزان زیادی کاهش پیدا کرده‌اند و اختلاف بسیاری را با حالت نرمال نشان می‌دهند شکل ۵(د).

مقایسه بارش بالای دهک ۵ در ۱۴ روز پس از گرمایش با میانگین کلی بارش در فصل سرد (دسامبر تا مارس)
به علت تفاوت در طول خط BC در هر گرمایش، ۱۴ روز پس از نقطه‌ی C تمام گرمایش‌های رخ داده، به عنوان مدت زمان میانگین اثرگذاری این پدیده بر هوای سطح زمین در نظر گرفته شد. شکل (۶) نشان‌دهنده‌ی اختلاف از نرمال بارش در ۱۴ روز پس از نقطه‌ی C تمام گرمایش‌های رخ داده در دوره‌ی آماری (۱۹۸۶-۲۰۲۰) می‌باشد. به طور کلی شمال غرب و غرب کشور در ۱۴ روز پس از گرمایش بیش از ۲۰ درصد بارش‌های ۱۲۰ روزه را در خود جای می‌دهد. در صورتی که نرمال بارش در این بازه زمانی ۱۴ روزه، حدوداً ۱۱.۵ درصد می‌باشد، مناطقی همچون شمال شرق، شرق، استان لرستان و چهارمحال بختیاری نیز از بارش‌های بالاتر از نرمال برخوردار هستند، ولی شدت این بارش‌ها به اندازه‌ی شمال غرب نمی‌باشد جنوب لرستان، جنوبی‌ترین نقطه ایران از نظر افزایش بارش در زمان گرمایش می‌باشد. خط ساحلی دریای خزر، جنوب، مرکز و جنوب شرق کشور نیز دچار کمبود بارش می‌شوند. این کاهش بارش در جنوب ایران بیشتر به چشم می‌خورد شکل (۶-الف).

مقایسه بارش بالای ۹۰ درصد در زمان ۱۴ روز پس از وقوع گرمایش، با میانگین بلندمدت (دسامبر تا مارس)
بارش‌های بالای دهک ۹، از درصد رخ داد بالایی برخوردار نمی‌باشند. ولی می‌توانند بسیار مخرب و سیل‌آسا باشند. با توجه به تغییراتی که گرمایش ناگهانی بر میزان بارش اعمال می‌کند. با بررسی درصد رخ داد بارش‌های خطرناک در زمان ۱۴ روز بعد از شروع گرمایش، می‌توان با پیش‌بینی به موقع، از خسارات وارد شده تا حدود زیادی جلوگیری کرد. شکل (۸)، افزایش چشمگیر بارش‌های بالای ۹۰ درصد را برای مناطق شمال غرب کشور نشان می‌دهد. یک ناحیه ممتد از اهر، بستان‌آباد، خلخال، میانه، بیجار و قروه دارای بیشترین بارش‌های بالای دهک ۹ در ۱۴ روز پس از گرمایش هستند. استان کرمانشاه، زنجان، همدان و شمال لرستان نیز از درصد بالایی برای رخ داد بارش سنگین برخوردار هستند. استان گلستان، مرکزی، قزوین نیز با اختلاف کمی از میانگین کلی دچار افزایش بارش‌های سنگین می‌شوند. در خط ساحلی دریای خزر میزان بارش‌های بالای ۹۰ درصد دچار کاهش شده است. در دیگر مناطق کشور از میزان درصد وقوع بارش‌های سنگین کاسته شده است. شدت این کاهش بارش سنگین در استان کرمان و فارس بیشتر می‌باشد. در شمال شرق ایران و استان خوزستان احتمال وقوع بارش سنگین تغییری نسبت به نرمال نشان نمی‌دهد شکل (۶-ب).



شکل (۵). الف (میزان اختلاف از نرمال بارش ماه دسامبر)، ب (میزان اختلاف از نرمال بارش ماه ژانویه)، ج (میزان اختلاف از بارش ماه فوریه)، د (میزان اختلاف از نرمال بارش ماه مارس).



شکل (۶). الف (میزان اختلاف بارش از دهک ۵ در ۱۴ روز پس از گرمایش)؛ ب (میزان اختلاف بارش از دهک ۹ در ۱۴ روز پس از گرمایش).

بارش‌های بالای دهک ۹ در زمان گرمایش ناگهانی جو و قبل و بعد از آن

برای بررسی تأثیرات گرمایش بر تعداد روزهای با بارش بیش از ۹۰ درصد ابتدا تعداد روزهای بارش سنگین در قبل از گرمایش، زمان وقوع گرمایش و بعد از گرمایش، شمارش شدند و درصد تعداد بارش‌های بالای ۹۰ درصد در هرکدام از این زمان‌های ذکر شده، نسبت به کل بازه زمانی (تعداد روزهای نقطه A تا E) سنجیده شد. تعداد روزهای بارش سنگین (بارش بالای ۹۰ درصد) از نقطه A تا E ۱۰۰ درصد در نظر گرفته شد. پس به طور مجزا مشخص گردید؛ که چه درصدی از این روزهای پر بارش بر روی خطوط قرار دارد. کل کشور به ۹ ناحیه منطبق بر جهات جغرافیایی تقسیم شد. البته در نهایت به

طور کلی و ایستگاه به ایستگاه نیز اختلاف از نرمال بارش بالای دهک ۹ در ۱۴ روز پس از گرمایش مشخص گردید. شکل (۷)، تغییرات تعداد روزهای بارش سنگین را در بازه زمانی وقوع گرمایش و قبل و بعد از آن را نشان می‌دهد.

شمال غرب ایران، بیشترین بارش‌های سنگین منطبق بر خط CD با ۶۵/۵٪ مواقع و بارش‌های خط BC ۲۱/۵٪ در رتبه دوم قرار دارد. طبق شکل (۲) این دو خط در محدوده وقوع گرمایش ناگهانی می‌باشند.

غرب ایران: بارش‌های سنگین در این ناحیه در زمان وقوع گرمایش در ۵۸٪ مواقع در خط CD و در ۲۳٪ نیز در خط BC قرار دارند و این بدین معناست که بیشترین بارش‌های سنگین در زمان رخ داد گرمایش می‌باشد. در صد بارش‌های سنگین در قبل و بعد از گرمایش، یعنی زمانی که سرعت مؤلفه‌ی مداری باد نرمال است. به کمترین مقدار خود می‌رسد.

جنوب غرب ایران: در این ناحیه تعداد روزهای بارش بالای ۹۰ درصد در خط CD با ۳۷٪ به بیشترین حد خود می‌رسد؛ و پس از آن خط AB با ۲۹٪ در رده‌ی دوم قرار دارد. این ناحیه‌ی نیز پس از وقوع گرمایش و قبل از بازسازی سرعت باد مداری شاهد وقوع بارش‌های سنگینی نسبت به زمان‌های دیگر است. در حدود ۱۰/۵ درصد از مواقع نیز هیچ بارش بالای ۹۰ درصدی منطبق بر هیچ‌کدام از خطوط مشاهده نشده است.

شمال ایران: در این ناحیه بیشترین بارش‌های سنگین در خط AB قرار دارند و این یعنی بیشترین بارش‌ها قبل از وقوع گرمایش ناگهانی جو می‌باشند این خط شامل ۵۲/۵٪ از بارش‌های بالای ۹۰ درصد می‌باشد و پس از آن با وقوع گرمایش ناگهانی از میزان بارش‌های سنگین کاسته می‌شود.

مرکز ایران: در این ناحیه اختلاف زیادی بین درصدهای وقوع در زمان‌های مختلف عمر گرمایش وجود ندارد با این حال بیشترین تعداد روزهای بارش بالای ۹۰ درصد در خط CD با ۲۹٪ بیشترین درصد وقوع را دارد. در رده‌ی بعد خط DE با ۱۸٪ یعنی پس از اتمام گرمایش و بازسازی سرعت باد مداری بارش‌های بالای ۹۰ درصد قرار داشته‌اند. در این ناحیه در ۲۶٪ مواقع در هیچ یک از خطوط بارش سنگین مشاهده نشده است. ارتباط محکمی بین تغییرات بارش و گرمایش دیده نمی‌شود. جنوب ایران: خط CD با ۲۹٪ بیشترین بارش‌های بالای ۹۰ درصد را در زمان وقوع گرمایش در خود جای داده است؛ و نیز خط DE که پس از گرمایش محسوب می‌شود با ۲۳/۵٪ در رتبه‌ی دوم بارشی قرار دارد. در این ناحیه در ۲۱٪ از وقوع گرمایش‌ها بارش بالای ۹۰ درصدی مشاهده نشده است. در ناحیه نیز نمی‌توان ارتباط معناداری بین گرمایش و بارش یافت. شمال شرق ایران: در ناحیه‌ی مذکور خط CD با ۴۲٪ از بارش‌های بالای ۹۰ درصد در زمان وقوع گرمایش بیشترین بارش منطبق بر عمر گرمایش را داشته است؛ و خط DE با ۲۶٪ بارش‌ها پس از خط CD بیشترین بارش بالای ۹۰ درصد را داشته است. در این ناحیه تنها در ۵ درصد مواقع هیچ‌گونه بارش بالای ۹۰ درصد مشاهده نشده است. در این ناحیه هم در زمان گرمایش و هم پس از آن بر میزان بارش‌های سنگین افزوده می‌شود

شرق ایران: ناحیه‌ی ۸ بیشترین بارش بالای ۹۰ درصد را در خط DE با ۳۱/۵٪ داشته است. این خط پس از وقوع و بازسازی گرمایش می‌باشد؛ و در زمان بازسازی باد مداری قرار دارد. در خط CD با ۲۹٪ بارش سنگین شاهد رتبه‌ی دوم بارش در این خط از طول عمر گرمایش هستیم. در ۲۱٪ از مواقع نیز هیچ بارش سنگینی مشاهده نشده است. بارش‌های بالای دهک ۹ با زمان وقوع گرمایش تغییرات قابل‌توجهی ندارد.

جنوب شرق ایران: بیشترین بارش بالای ۹۰ درصد در این ناحیه مربوط به خط CD با ۲۶٪ از کل بارش‌هاست؛ و پس از آن خط DE بیشترین بارش سنگین را داشته است. این ناحیه با ۳۲٪ درصد عدم وجود بارش سنگین در هنگام وقوع گرمایش ناگهانی، بیشترین درصد را نسبت به مناطق دیگر را در این زمینه داشته است. در این ناحیه بیشتر اوقات هیچ ارتباطی میان گرمایش و بارش دیده نمی‌شود.



شکل (۷). درصد احتمال وقوع بارش‌های بالای ۹۰ درصد در طول نقاط A-B، الف (شمال غرب)، ب (شمال)، ج (شمال شرق)، د (غرب)، ه (مرکز) و (شرق)، ز (جنوب غرب)، ح (جنوب)، ط (جنوب شرق).

بحث و نتیجه‌گیری

بررسی تغییرات بارش در ایران در زمان رخداد گرمایش ناگهانی جو، در این پژوهش از ابعاد مختلف بررسی شده است. ابتدا پس از آشکارسازی گرمایش‌های ناگهانی جو، در دوره آماری (۱۹۸۶-۲۰۲۰)، ۱۸ گرمایش شناسایی شد. پژوهشگران پیشین به نتایج متفاوتی در این زمینه دست یافتند؛ که می‌توان علت آن را تفاوت در داده‌های مورد استفاده و یا تغییر آستانه‌ها نامید. به طور مثال؛ داده‌های ERA-Interim و NCEP-NCAR شروع تغییر جهت باد در گرمایش ۲۰۱۷-۲۰۱۸ را دهم فوریه نشان می‌دهند ولی در داده‌های مرکز ناسا، تاریخ این تغییر جهت، دوازدهم فوریه، می‌باشد (ونگ و همکاران ۲۰۱۹). تغییر آستانه بدین معناست که میزان افزایش دما مداری در عرض ۹۰ درجه و یا میزان فاصله دو گرمایش ناگهانی و پایانی، از مواردی است که تا حدودی دلخواه می‌باشند.

با توجه به طول عمر یک گرمایش ناگهانی، بازه زمانی بررسی اثر آن بر بارش، مشخص گردید. تقسیم‌بندی طول عمر یک گرمایش با توجه به حالات قرارگیری سرعت مؤلفه‌ی مداری باد، مشخص می‌شود. مرادی (۱۳۹۹) در پژوهشی، عمر گرمایش را به دوره‌های جوانی، پیری و مرگ تقسیم کرد. در این پژوهش علاوه بر تقسیم‌بندی عمر یک گرمایش، بازه زمانی کوتاه‌مدتی در قبل و بعد از گرمایش نیز به‌عنوان حالت نرمال تاوه قطبی استفاده شده است.

پس از انجام بررسی‌های آماری داده‌های بارش و آزمون همگنی، دهک ۵ و ۹ برای بارش هر ایستگاه، در زمان گرمایش بررسی شد. دهک ۵، برای آستانه‌ی نرمال بارش در نظر گرفته شده است و دهک ۹، برای آستانه بارش سنگین، لیکن در پژوهش جهانبخش اصل و همکاران (۱۴۰۱)، آستانه‌ی بارش‌های فرین صدک ۷۵ در نظر گرفته شده است. در پژوهش‌های پیشین برای بررسی ارتباط میان دو پدیده که ارتباط مستقیم ندارند؛ از روش محاسبات همبستگی استفاده شده است؛ مانند ارتباط شاخص‌های دور پیوندی و پارامترهایی مانند دما، یا بارش و یا روزهای یخبندان (گودرزی ۱۳۹۶؛ فرج زاده ۱۳۹۲). لیکن به علت شرایط خاص در رخ داد گرمایش ناگهانی مانند تفاوت در زمان و شدت آن در هر بار وقوع، با تجزیه این پدیده به زمان‌های کوچک‌تر و حالات مختلف تاوه قطبی، ابتدا به طور تک تک و در نهایت به کلی بررسی شد.

در مقایسه‌ی، بررسی‌های موردی سیلاب، توسط پژوهشگران پیشین، با این پژوهش، تاریخ این وقایع با زمان وقوع گرمایش ناگهانی جو، مورد توجه قرار گرفت. در سیل ۲۷ فوریه ۲۰۱۰ ایوان غرب که از پژوهش‌های قویدل رحیمی (۱۳۹۵)، می‌باشد به این نکته اشاره شده است که استقرار سردچال و رودباد جبهه‌ی قطبی در عرض‌های میانه از عوامل مهم این

سیلاب بوده است. در اینجا این موارد نیز باید افزوده شود که این سیل در خط CD گرمایش ناگهانی جو ۲۰۱۰-۲۰۰۹ می‌باشد این گرمایش نسبتاً شدید علت اصلی تغییرات و الگوی همدیدی سیل در ایوان غرب می‌باشد. در بررسی موردی دیگر، سیل مربوط به مارس ۲۰۱۹ در غرب کشور (قویدل رحیمی ۲۰۲۰)، رخ داد گرمایش ناگهانی جو در ژانویه همان سال قابل توجه می‌باشد. ولی فاصله‌ی زمانی بین گرمایش و سیلاب غرب کشور از محدوده‌ی مورد بررسی، یعنی نقاط A تا E خارج است؛ که ممکن است خارج از عملکرد گرمایش ناگهانی جو بر رخ داد بارش‌های سنگین باشد؛ زیرا گرمایش ناگهانی جو از عوامل مهم بارش در نیمه‌ی غربی کشور می‌باشد؛ ولی تنها عامل نیست. با توجه به بررسی‌های انجام شده در رابطه با سیلاب‌های رخ داده در نیمه‌ی جنوبی کشور مانند جیرفت و چابهار توسط قویدل رحیمی (۱۳۹۰، ۱۳۹۳)، می‌توان گفت گرمایش ناگهانی جو در زمان وقوع این دو سیلاب، رخ نداده است. بلکه در سیلاب یکم ژوئن ۲۰۱۰ چابهار، چون این زمان پس از رخ داد گرمایش پایانی و آغاز فصل گرم می‌باشد. مربوط به سامانه‌های مونسون است؛ و در محدوده‌ی رخ داد گرمایش ناگهانی زمستانه قرار ندارد. هرچند انتظار نمی‌رود با وقوع گرمایش ناگهانی جو، این مناطق از بارش‌های سیل‌آسا و ناگهانی برخوردار شوند. در پژوهش حبیبی (۱۳۸۶)، تاریخ ۱۶ تا ۲۶ مارس سال ۲۰۰۰ بارش‌های بالای ۹۹ درصد در غرب کشور بررسی شده است. این تاریخ منطبق با خط BC و CD گرمایش یعنی اوج و شدت گرمایش سال ۲۰۰۰-۱۹۹۹ می‌باشد؛ و نیز تاریخ‌های استخراجی سیلاب در غرب کشور توسط قاسمی فر و همکاران (۱۳۹۶)، طی یک دوره‌ی ۱۵ ساله نشان می‌دهد که در این بازه زمانی، ۹ سیلاب رخ داده است؛ که در مقایسه با این پژوهش، مشخص گردید که در ۵ مورد از ۹ مورد، سیلاب منطبق بر خط CD گرمایش بوده است؛ که شامل سیلاب‌های مارس ۲۰۰۰، ژانویه ۲۰۰۴، ژانویه ۲۰۱۳ و دو سیلاب در فوریه سال ۲۰۰۶ می‌باشند. در پژوهش محمدی (۱۳۹۱)، نیز به ۱۱ توفان حاصل از سامانه سودانی در جنوب غرب کشور اشاره شده است؛ که با مقایسه‌ی زمان وقوع آنان با زمان وقوع گرمایش، مشخص شد در ۵ مورد گرمایش ناگهانی جو رخ داده است. به طور کلی با اینکه در پژوهش‌های ذکر شده، تحلیل‌های سینوپتیکی و دینامیکی جو در رخ داد سیل در نیمه غربی کشور انجام شده است. لیکن به علت تفاوت در هدف پژوهش، فقدان تحلیل‌های سطوح بالای جو (۱۰ هکتوپاسکال) و بازه‌ی زمانی عمر گرمایش که می‌تواند تا یک ماه قبل از وقوع سیل باشد. ردیابی بارش‌های سنگین و اتصال آن به گرمایش ناگهانی جو میسر نیست. لذا بررسی تک تک گرمایش‌ها و روند شکل‌گیری تغییرات هوای سطح زمین تا دو ماه بعد از آن ضروری به نظر می‌رسد.

در این پژوهش با مقایسه‌ی میزان بارش در قبل و بعد گرمایش ناگهانی جو، مشخص گردید که گرمایش‌های رخ داده در هر ماه اثرات متفاوتی را بر آب‌وهوای عرض‌های میانه و ایران اعمال می‌کنند؛ و نیز کل پهنه‌ی کشور به طور یکسان از این تغییرات بهره‌مند نمی‌شوند.

تقدیر و تشکر

از پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو و سازمان هواشناسی کل کشور که در تأمین داده‌های این پژوهش ما را یاری کردند، کمال تشکر و قدردانی را داریم.

منابع

- جهانبخش اصل سعید؛ ساری صراف بهروز؛ عساکره حسین و شیرمحمدی سهیلا. (۱۴۰۱). شناسایی رخداد‌های بارش فرین در غرب ایران (۲۰۱۶ - ۱۹۶۵). نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۲۶(۷۹): ۱۱۵-۱۲۵.
- حبیبی فریده (۱۳۸۶)، نقش سامانه‌های بندالی در چرخندزایی روی شرق دریای مدیترانه و بررسی نقش آن در سیل روی منطقه غرب ایران در مارس ۲۰۰۰، پژوهش‌های جغرافیایی، ۳۹(۶۲): ۱۲۷-۱۰۹.
- داورپناه غلامرضا. (۱۳۸۳). اثرات سیل و خشک‌سالی و ارائه راهکارهای مقابله با آن‌ها. مجله آب و فاضلاب ۱۵(۱): ۷۳-۷۶.
- عساکره، حسین؛ ورناصری قندعلی، نسرين (۱۴۰۱). توصیفی از تغییرات میانگین دهه‌ای بارش طی ماه‌های فصل گرم در ناحیه‌ی خزری. تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی. ۲۱(۶۴): ۴۲۲-۴۰۵.
- فرج‌زاده اصل، منوچهر؛ احمدی، محمد؛ علیجانی، بهلول؛ قویدل رحیمی، یوسف؛ مفیدی، عباس؛ بابائیان، ایمان (۱۳۹۲). بررسی وردایی الگوهای پیوند از دور و اثر آن‌ها بر بارش ایران، پژوهشکده اقلیم شناسی، ۴(۱۵)، ۳۱-۴۵.
- قاسمی فر، الهام؛ ناصرپور، سمیه؛ آرزومندی، لیلی (۱۳۹۶)، شناسایی الگوهای سینوپتیکی بارش‌های سیل خیز غرب ایران. تحلیل فضایی مخاطرات محیطی. ۴(۲): ۶۹-۸۶.
- قویدل رحیمی، یوسف؛ احمدی، محمود؛ حاتمی، زرنه داریوش؛ رضایی، محمد (۱۳۹۳)، شناسایی الگوهای سینوپتیک بارش سنگین مولد سیلاب مخرب در شهرستان جیرفت. مجله جغرافیا (انجمن جغرافیای ایران)، شماره ۴۱(۱۲): ۱۶۱-۱۸۷.
- قویدل رحیمی یوسف؛ حاتمی داریوش (۱۳۹۵). تحلیلی از اوضاع جوی بارش سنگین منجر به مخاطره سیل ۸ اسفند ۱۳۸۸ ایوانغرب، مجله فضای جغرافیایی، ۱۶(۵۵): ۱-۱۶.
- کرم پور مصطفی؛ میریان، مینا (۱۳۹۷). واکاوی همدید سامانه‌های سیل زا در استان گلستان (مطالعه موردی: سیلاب ۲۰ مرداد ۱۳۸۰). فضای جغرافیایی، شماره ۶۲. ۱۳۵-۱۱۷.
- کرمی خلیل؛ سرمد قادر؛ موسوی سید محمد (۱۳۹۷). شناسایی حالت‌های بازتاب، جذب و انتشار امواج راسبی انتشار یابنده‌ی بالاسو. مجله ژئوفیزیک ایران ۱۲(۲): ۲۳-۳۷.
- گودرزی، مسعود؛ احمدی، حمزه؛ حسینی، سید اسعد (۱۳۹۶). بررسی ارتباط شاخص های پیوند از دور با مؤلفه های بارشی و دمایی (مطالعه موردی: ایستگاه همدید کرج). اکوهیدرولوژی. ۴(۳)، ۶۴۱-۶۵۱.
- محمدی حسین؛ فتاحی ابراهیم؛ شمسی پور علی اکبر؛ اکبری مهری (۱۳۹۱). تحلیل دینامیکی سامانه‌های سودانی و رخداد بارش‌های سنگین در جنوب غرب ایران. تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی. ۱۲(۲۴): ۲۴-۷.
- مرادی، م (۱۳۹۹). ارتباط گرمایش ناگهانی پوشش‌سپهر نوع اصلی با تغییرات تاوه قطبی در دوره‌ی آماری ۲۰۱۹-۱۹۷۹. مجله فیزیک زمین فضا، ۴۶(۳)، ۶۲۰-۶۰۳.
- مرادی، م (۱۴۰۰). بررسی دوره زندگی گرمایش ناگهانی پوشش‌سپهر نوع اصلی در نیمکره شمالی. جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۹(۴)، ۱۲۰-۱۰۵.
- میریان مینا؛ کرم پور مصطفی؛ مرادی محمد؛ قائمی هوشنگ (۱۳۹۹). شناخت الگوهای دینامیکی و ترمودینامیکی بارش‌های سنگین فراگیر زمستانه ایران در بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۰ (مطالعه موردی بارش سنگین فراگیر ۱۲/۰۵/۱۹۷۴). پژوهش‌های جغرافیای طبیعی (پژوهش‌های جغرافیایی). ۵۲(۱). ۹۵-۱۱۱.
- Asakereh H., Varnaseri ghandali N(2022). Decade changes in monthly mean of precipitation in recent five decades over the Caspian coast of Iran territory. [Journal of Applied researches in Geographical Sciences](http://doi.org/10.12287736.1300.0.0.42.5). 21(64):422-405. <http://doi.org/10.12287736.1300.0.0.42.5>. (in Persian).
- Baldwin, M. P., Dunkerton T. J. (2001), Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, Science 294: 581-584. DOI: 10.1126/science.1063315.
- Baldwin, M. P., Thompson, D. W. J., Shuckburgh, E. F., Norton, W. A. and Gillett, N. P., (2003), Weather from the stratosphere?, Science, 301: 317-319. DOI: 10.1126/science.1085688.
- Black, R X., (2002), Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic Oscillation, journal of climate. 15: 268-277. [doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0268:SFOSCI>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0268:SFOSCI>2.0.CO;2).

- 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.
- 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. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00173.1>
- Davarpanah G (2004). The effects of flood and drought and providing solutions to deal with them. *Journal of Water and Wastewater* 15(1): 73-76. http://www.wwjournals.ir/article_2542.html. (in Persian).
- Farajzadeh, M., Ahmadi, M., Alijani, B., Qavidel Rahimi, Y., Mofidi A. Babaeian I(2013). Study on Variation of Major Teleconnection Patterns (MTP) associated with Iran's Precipitation. *Journal of Climate Research*, 4(15):31-45. https://clima.irimo.ir/article_14936.html (in Persian).
- ghasemifar E, naserpour S, arezomandi L(2017). Analysis of synoptic patterns related to extreme precipitation over west of Iran. *jsaeh*; 4 (2):69-86 <https://jsaeh.khu.ac.ir/article-1-2717-fa.html> (in Persian).
- Ghavidel Rahimi Y., Ahmadi M., Hatami D., Rezai M(2014). Identification of synoptic patterns of heavy rainfall causing destructive floods in Jiroft city. *Geography (Iranian Geography Association)*. 41(12):161-187. <http://noo.rs/KH3VH> (in Persian).
- Ghavidel Rahimi, Y., Abbasi, E., Farajzadeh, M(2015). Analysis of the effect of Tropical Cyclone Phet on the occurrence of heavy rainfall and floods in Chabahar, Iran., *Journal of Weather*, 70 (12): 348-352. DOI:10.1002/wea.2582.
- Ghavidel Rahimi, Y., Hatami D(2016). Analysis of heavy rainfall led to flood risk on 27 February 2010 in eyvangeharb city (in west of iran). *Geographical space*. 16(55):1-16. <http://geographical-space.iau-ahar.ac.ir/article-1-122-fa.html> (in Persian).
- Ghavidel Rahimi, Y., Jafari Hombari, F(2020). Synoptic analysis of unexampled super-heavy rainfall on April 1, 2019, in west of Iran. *journal of Natural Hazards*, 104:1567-1580, <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04232-0>.
- Goudarzi, M., Ahmadi, H., Hosseini, S. A(2017). Examination of relationship between teleconnection indexes on temperature and precipitation components Case Study: Karaj Synoptic Stations, *Eco-hydrology* 4(3): 641-651. <https://doi.org/10.22059/ije.2017.62414> (in Persian).
- Habibi F(2007). The role of blocking in the eastern Mediterranean convection and its effect on the flood in the western region of Iran in March 2000. *Geographical research*. 39(62):109-127. <http://noo.rs/tgP49>(in Persian)
- Hartley, Dana., Villarin, Jose T., Black Robert X., Davis, Christopher., (1998), A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere, *Nature*, 391: 471–474.
- Hartmann, Dennis L., Wallace, John M., Limpasuvan, Varavut. Thompson, David W J., Holton, James R, (2000). Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change?, *PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES.*, 97 (4): 1412-1417. doi.org/10.1073/pnas.97.4.1412.
- Haynes, P., Hitchcock, P., Hitchman, M., Yoden, S., Hendon, H., Kiladis, G., et al. (2021). The influence of the stratosphere on the tropical troposphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2021-040>
- Jahanbakhshasl, Saeed., Sarisara, Behrooz., Asakere, Hossein., Shirmohammadi, soheyla.(1401),. Identification of extreme precipitation events in western Iran (1965-2016). *Journal of Geography and Planning*, 26(79): 115-125. doi: 10.22034/gp.2022.10854 (in Persian)
- 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. https://www.ijgeophysics.ir/article_50825.htm (in Persian).
- Karapoor, Mostafa., Mirian Mina, (1397). Analyzing flood systems in Golestan province (case study: flood of August 20, 2010). *Geographical Space*, 62. 117-135. <http://noo.rs/EMP8w> (in Persian).
- 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. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0465.1.

- King, A.D.; Butler, A.H.; Jucker, M.; Earl, N.O.; Rudeva, I. (2019). Observed Relationships Between Sudden Stratospheric Warmings and European Climate Extremes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 124 (24): 13943–13961. Bibcode:2019JGRD..12413943K. doi:10.1029/2019JD030480.
- Kodera, K., Funatsu, B. M., Claud, C., Eguchi, N. (2015). The role of convective overshooting clouds in tropical stratosphere–troposphere dynamical coupling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(12), 6767– 6774. <https://doi.org/10.5194/acp-15-6767-2015>
- Kuroda, Y., Kodera, K. (1999), Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the Northern Hemisphere winter, *Geophys. Res. Lett.*, 26: 2375–2378. doi.org/10.1029/1999GL900507.
- Li, Shanshan, Li, Guoping, Wang, Xiaofang, Li, Chao, Liu, Haizhi, Li, Gang. (2020). Precipitation Characteristics of an Abrupt Heavy Rainfall Event over the Complex Terrain of Southwest China Observed by the FY-4A Satellite and Doppler Weather Radar, *Water*. 12(9):2502. Doi:10.3390/w12092502.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105514>
- 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), 147. <http://dx.doi.org/10.3390/atmos13010147>
- McInturff, R.M. (1978). Stratospheric warmings: Synoptic, dynamic and general-circulation aspects. *Tech. Rep.* 541, 1017.
- Mirian, Mina, Karmoor, Mostafa, Moradi, Mohamma, Ghaemi, Hooshangh, (1399), Understanding the dynamic and thermodynamic patterns of widespread heavy rainfall in Iran in the period of 1960-2010 (case study of widespread heavy rainfall 05/12/1974). *Natural geography researches (geographic researches)*. 52(1). 95-111. <https://doi.org/10.22059/jphgr.2020.286988.1007428> (in Persian).
- Mohammadi, H., Fatahi, E., Shamsipoor, A., Akbari, M. (2012). Dynamic analysis of Sudanese systems and the occurrence of heavy rains in southwest Iran. *Journal of Applied researches in Geographical Sciences*, 12(24): 7-24. <http://jgs.khu.ac.ir/article-1-639-fa.html> (in Persian).
- 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/geoh.2021.67400.1001> (in Persian).
- Moradi, M. (2020). Evoluti on of polar stratospheric vortex during major sudden stratospheric warming in 1979-2019. *Journal of Earth and Space Physics*. 46(3), 603- 620. <https://doi.org/10.22059/jesphys.2020.305319.1007232> (in Persian).
- 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. <https://doi.org/10.1038/srep24174>
- Quiroz, R. S. (1977), The tropospheric-stratospheric polar vortex breakdown of January 1977, *Geophys. Res. Lett.*, 4(4): 151–154. <https://doi.org/10.1029/GL004i004p00151>.
- Scherhag, R., (1952), Die explosionartigen Stratospharenwarmungen des Spät winters (1951-1952). *Ber. Dtsch. Wetterd.*, 6: 51-63. doi.org/10.5026/jgeography.114.3_460.
- 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. <https://link.springer.com/article/10.3103/S1068373919020043>
- Varotsos, C. (2002). The southern hemisphere ozone hole split in 2002. *Environmental Science and Pollution Research*. 9 (6): 375–376. doi:10.1007/BF02987584. PMID 12515343. S2CID 45351011.
- Wang, Y., Shulgal, V., Milinevsky, G., Patoka, A., Evtushevsky, O., Klekociuk, A., Han, W., Grytsai, A., Shulga, D., Myshenko, V. and Antysfyev, O. (2019.) Winter 2018 major sudden

stratospheric warming impact on midlatitude mesosphere from microwave radiometer measurements. Atmos. Chem. Phys., 19, 10303–10317. <https://doi.org/10.5194/acp-19-10303-2019>

Yoshida, K; Mizuta, R. (2021). Do sudden stratospheric warmings boost convective activity in the tropics?. Geophysical Research Letters, 48, e2021GL093688. <https://doi.org/10.1029/2021GL093688>