Journal of Applied Researches in Geographical Sciences
Print ISSN: 2228-7736 Online ISSN: 2588-5138
https://jgs.khu.ac.ir/

# The study of synoptic-dynamic patterns and trends of snow cover changes in the northeast of Iran

**Sharifeh Zarei**[1] | **Bohloul Alijani**[2]✉ | **Zahra Hejazizadeh**[3] | **Bakhtiar Mohammadi**[4]

1. PhD student of climatology, Faculty of Geographical Sciences, University of Kharazmi Tehran, Iran, **E-mail:** sharife.za68@yahoo.com
2. Corresponding author, Professor of Climatology, Faculty of Geographical Sciences, University of Kharazmi Tehran, Iran, **E-mail:** alijani@khu.ac.ir
3. Professor of Climatology, Faculty of Geographical Sciences, University of Kharazmi Tehran, Iran, **E-mail:** hejazizadeh@khu.acir
4. Associate Professor, Department of Climatology, Faculty of Natural Resources, Kurdistan University, Sanandaj, Iran, **E-mail:** b.mohammadi@uok.ac.ir

## Article Info

**Article type:**
Research Article

**Article history:**
Received
2023/12/06
Received in revised
2024/02/08
Accepted
2024/02/25
Published
2024/03/16
Published online
2025/09/23

**Keywords**:
synoptic-dynamic patterns,
Change Trend,
Snow cover,
Iran.

## ABSTRACT

This study investigates the most significant synoptic patterns associated with widespread snowfall in the eastern half of Iran. To achieve this, weather code data and snow depth records from synoptic stations in the eastern half of the country were obtained from the Iranian Meteorological Organization for the statistical period of 1371-1400 (1992-2021), focusing on the months of October to March. Days with simultaneous snowfall covering more than 70% of the study area were identified as widespread snowfall events. For the synoptic-dynamic analysis of these events, a classification method utilizing cluster analysis was employed. Maps of representative days were generated, including variables such as atmospheric temperature, moisture flux, geopotential height, vorticity, front formation, jet stream location, omega index, and meridional and zonal wind data. Additionally, trend analysis was conducted using the Mann-Kendall test. The results revealed that three primary synoptic patterns are responsible for widespread snowfall in the study area. These patterns include: (1) high-pressure systems over Siberia and central Europe coupled with low-pressure systems over eastern Iran; (2) high-pressure systems over western Iran paired with low-pressure systems over Sudan; and (3) high-pressure systems over central Europe combined with low-pressure systems over eastern Iran and Afghanistan. In all patterns, the intensification of meridional flows in the westerly winds, along with the formation of high- and low-pressure centers, creates blocking conditions that disrupt the westerly flow and promote upward air motion. The concentration of negative omega fields and positive relative vorticity advection, coupled with the positioning of northeastern Iran in the left exit region of the Subtropical Jet Stream, contributes to significant atmospheric instability and widespread snowfall in the region. Furthermore, the trend analysis indicated that, although there is no statistically significant trend in the number of snowfall days in northeastern Iran, the overall number of snowfall days has decreased over time.

**Cite this article:** Zarei, Sharifeh., Alijani, Bohloul., Hejazizadeh, Zahra., & Mohammadi, Bakhtiar. (2025). The study of synoptic-dynamic patterns and trends of snow cover changes in the northeast of Iran. *Journal of Applied researches in Geographical Sciences*, 25 (78), 90-109. DOI: http://dx.doi.org/10.61186/jgs.25.78.14

© The Author(s). Publisher: University of Kharazmi.
DOI: http://dx.doi.org/10.61186/jgs.25.78.14

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

Journal of Applied Researches in Geographical Sciences
Print ISSN: 2228-7736 Online ISSN: 2588-5138
https://jgs.khu.ac.ir/

# Extended Abstract

## Introduction

In Iran, the limited availability of local moisture sources results in the majority of precipitation originating from remote regions, including the Mediterranean Sea, the Persian Gulf-Oman, the Black Sea, and the Caspian Sea. As these moist air masses advance inland, they encounter the imposing Zagros Mountains, which leads to considerable rainfall in the western, southwestern, and northwestern areas of Iran. However, by the time these air masses reach the eastern regions of the country, such as South Khorasan, their moisture content significantly decreases, resulting in arid climates. This phenomenon creates a gradient of diminishing precipitation from west to east and from northwest to southeast across Iran (Alijani, 2016). The establishment of atmospheric patterns is pivotal in determining precipitation, particularly during the colder half of the year. These patterns are frequently associated with atmospheric instability, humidity, and the influx of cold air from higher latitudes. Extratropical circulations, especially those emanating from the eastern Mediterranean and short waves of westerly winds, exert a substantial influence on the trajectory of air masses traversing the Iranian plateau. This study aims to analyze the synoptic-dynamic patterns associated with widespread snow cover in the eastern half of Iran and to investigate changes in the frequency of days characterized by extensive snowfall. Notably, no prior research has comprehensively examined the patterns and trends of widespread snow changes in Iran, particularly in its eastern regions, utilizing station-based data.

## Material and Methods

To conduct this research, hourly data on current weather codes and snow depth during the cold season (October to March) were collected for all meteorological stations across Iran. Stations with fewer than 250 snow-covered days over the study period were excluded, as they were considered non-representative of snowy conditions. Iran was divided into eastern and western halves, with the eastern half being the focus of this study. Only six stations in North Khorasan and Razavi Khorasan provinces met the criteria for analysis. A snowy day was defined as one with at least 0.1 mm of snow depth and a weather code indicating snowfall. A widespread snow day was identified when 70% of the studied stations recorded snowfall on the same day. Based on this, 222 widespread snow days were detected in the eastern half of Iran. Upper atmospheric data for these widespread snow events were obtained, and cluster analysis was performed using the integration method, yielding three main patterns. A representative day was selected for each cluster to create synoptic maps. Data on geopotential height, atmospheric temperature, moisture flux, frontal formation, vorticity, omega index, jet streams, and zonal and meridional winds at sea level and 500 hPa were sourced from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and the National Center for Atmospheric Research (NCAR). Synoptic analysis was conducted over a broad geographical range (20°W to 100°E longitude and 0° to 75°N latitude) to capture the circulation patterns influencing widespread snowfall in Iran.

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]

[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

Journal of Applied Researches in Geographical Sciences
Print ISSN: 2228-7736 Online ISSN: 2588-5138
https://jgs.khu.ac.ir/

## Results and Discussion

Three dominant synoptic patterns were identified for widespread snowfall in the eastern half of Iran: First Pattern: High pressure over Siberia and Europe, combined with low pressure over eastern Iran (e.g., 27 January 2006). This pattern accounted for 42.22% of snow events (95 occurrences) and exhibited an intragroup correlation of 0.65. Second Pattern: High pressure over western Iran and low pressure over Sudan (e.g., 2 February 1996). This pattern represented 33.33% of snow events (75 occurrences) and had an intragroup correlation of 0.70. Third Pattern: High pressure over central Europe and low pressure over eastern Iran and Afghanistan (e.g., 10 March 1992). This pattern accounted for 24.44% of snow events (55 occurrences) and showed an intragroup correlation of 0.61. Analysis of the trend in snow days over the study period (1992–2021) revealed no significant trend in the number of snow days in the eastern half of Iran. However, a gradual decrease in snow days was observed over time. Statistical tests confirmed the randomness of the data series, with no significant trend detected at the 95% confidence level.

## Conclusion

Winter high-pressure systems, particularly the Siberian and European highs, play a crucial role in sustaining snow cover in the eastern half of Iran. These systems often appear as large and strong anticyclones over or near the study area, contributing to sub-zero temperatures that stabilize snow cover. The easterly circulation associated with these anticyclones brings polar continental air, further lowering temperatures. Additionally, moisture sources such as the Arabian Sea, Red Sea, Caspian Sea, and Mediterranean Sea significantly influence snowfall by providing the necessary humidity. The highlands of eastern Iran, with their northwest-southeast orientation, enhance the uplift of air masses, intensifying precipitation conditions. Despite the absence of a significant trend in the number of snow days, the observed decline in snow days over time aligns with global warming trends. This study highlights the importance of synoptic-dynamic patterns in understanding snowfall variability and provides a foundation for further research on the impacts of climate change on snow cover in Iran.

## References

Alijani, Bohloul (2016), Climate of Iran. 14th edition. Tehran: Samit Publications.

Huang ،X. ،Deng ،J. ،Ma ،X. ،Wang ،Y. ،Feng ،Q. ،Hao ،X. ،Liang ،T. ،(2016). Spatiotemporal dynamics of snow cover based on multi-source remote sensing data in China. Cryosphere 10 (5) ، ٢٤٥٣–2463. https://doi.org/10.5194/tc-10-2453-2016.

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]

[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی
شاپا چاپی: ۷۷۳۶-۲۲۲۸ شاپا الکترونیکی: ۵۱۳۸-۲۵۸۸
https://jgs.khu.ac.ir/

# مطالعه الگوهای همدیدی-دینامیکی و روند تغییرات پوشش برف فراگیر در شمال شرق ایران

شریفه زارعی[۱]، بهلول علیجانی[۲]✉، زهرا حجازی‌زاده[۳]، بختیار محمدی[۴]

۱. دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: sharife.za@yahoo. com
۲. نویسنده مسئول، استاد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: alijani@khu.ac.ir
۲. استاد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: hejazizadeh@khu.acir
۳. دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران. رایانامه: b.mohammadi@uok.ac.ir

**اطلاعات مقاله**

**نوع مقاله:**
مقاله پژوهشی

**تاریخ دریافت:**
۱۴۰۲/۰۹/۱۵
**تاریخ بازنگری:**
۱۴۰۲/۱۱/۱۹
**تاریخ پذیرش:**
۱۴۰۲/۱۲/۰۶
**تاریخ انتشار:**
۱۴۰۲/۱۲/۲۶
**تاریخ انتشار آنلاین:**
۱۴۰۴/۰۷/۰۱

**کلیدواژه‌ها:**
الگوهای‌همدیدی-دینامیکی،
روند تغییرات،
برف فراگیر،
ایران.

**چکیده**

**در این پژوهش مهم‌ترین الگوهای همدیدی موجد بارش برف فراگیر در شمال شرق ایران موردبررسی قرارگرفته است. برای این منظور داده‌های کد هوای حاضر و عمق برف ایستگاه‌های سینوپتیک شمال شرق کشور طی دوره آماری ۱۳۷۱-۱۴۰۰، برای ماه‌های مهر تا اسفند، از سازمان هواشناسی‌کشور دریافت شد. جهت بررسی بارش‌های برف فراگیر، روزهایی که بیش از ۷۰ درصد منطقه موردمطالعه هم‌زمان شاهد ریزش برف بود، به‌عنوان یک روز فراگیر استخراج شدند. به‌منظور انجام تحلیل‌های همدیدی-دینامیکی در مورد بارش‌های برف فراگیر در شمال شرقی ایران، از روش طبقه‌بندی با استفاده از تحلیل خوشه-ای استفاده شد و نقشه‌های روزهای نماینده از جمله دمای جو، شار رطوبت، ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی، جبهه‌زایی، جت‌استریم، شاخص امگا و داده‌های باد مداری و نصف‌النهاری ترسیم شد. تحلیل روند نیز با استفاده آزمون من‌کندال انجام شد. نتایج نشان داد که ۳ الگوی پرفشار سیبری و مرکز اروپا_کم‌فشار شرق ایران، پرفشار غرب ایران_کم‌فشار سودان، پرفشار مرکز اروپا_کم‌فشار شرق ایران و افغانستان به بهترین نحو بارش‌های برف فراگیر در منطقه موردمطالعه را توجیه می‌نمایند. در تمامی الگوها در تراز میانی جو شدت یافتن جریان‌های نصف‌النهاری بادهای غربی همراه با تشکیل مراکز پرفشار و کم‌فشار موجب ایجاد بلاکینگ در مسیر جریانات غربی شده و شرایط را برای صعود هوا فراهم کرده است. تمرکز میدان امگای منفی و فرارفت تاوایی نسبی مثبت به همراه قرار گرفتن منطقه شمال شرق ایران در نیمه چپ خروجی رودباد جنب‌حاره، موجب ناپایداری‌های شدید و بارش برف فراگیر در منطقه شده است. همچنین نتایج نشان داد که علیرغم عدم وجود روند در تعداد روزهای فراگیر برف در شمال شرق ایران، تعداد روزهای برف فراگیر در طول زمان روندی کاهشی داشته است.**

**استناد**: زارعی، شریفه؛ علیجانی، بهلول؛ حجازی زاده، زهرا؛ و محمدی، بختیار (۱۴۰۴). مطالعه الگوهای همدیدی-دینامیکی و روند تغییرات پوشش برف فراگیر در شمال شرق ایران. *نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، ۲۵ (۷۸)، ۱۰۹-۹۰.
http://dx.doi.org/10.61186/jgs.25.78.14

ناشر: دانشگاه خوارزمی تهران. © نویسندگان.

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

**مقدمه**

متن برف و خواص آن (به‌عنوان‌مثال وسعت پوشش برف، عمق برف، بارش برف، آب معادل برف) نقش مهمی در چرخه انرژی و آب جهانی، به‌ویژه در ارتفاعات بالا بازی می‌کند. برف به دلیل آلبدوی بالا و انتشار بالا و همچنین هدایت حرارتی کم، کنترل قوی بر آب‌وهوا و تعادل انرژی منطقه اعمال می‌کند (یوا و همکاران[۱]، ۲۰۲۰). وجود برف باعث افزایش آلبدوی سطح و کاهش تشعشعات موج‌کوتاه جذب شده می‌شود. هنگامی‌که برف ذوب می‌شود، کاهش گرمای نهان را به قیمت گرمای محسوس افزایش می‌دهد و در نتیجه باعث خنک شدن منطقه‌ای در مناطق پوشیده از برف می‌شود. علاوه بر این، برف یک جزء حیاتی از سیستم هیدرولوژیکی در مناطق ارتفاع متوسط و بالا است که منابع آب را فراهم می‌کند و به‌عنوان یک واسط کنترل کننده تخلیه رودخانه و فرآیندهای زیست‌محیطی مرتبط عمل می‌کند (هوانگ و همکاران[۲]، ۲۰۱۶). ضخامت و ذوب برف می‌تواند بر دمای خاک، فرآیندهای انجماد و ذوب خاک (یانگ و همکاران[۳]، ۲۰۱۹) و رژیم‌های رطوبت خاک تأثیر بگذارد که به‌نوبه خود چرخه‌های بیوشیمیایی را تحت تأثیر قرار می‌دهد (رن و همکاران[۴]، ۲۰۱۹). از طرفی بارش برف با تراکم بالا ممکن است موجب ایجاد بلایای طبیعی گردد. بر اثر وقوع بلایای طبیعی، حاصل تلاش‌ها، برنامه‌ریزی‌ها، اقدامات و سرمایه‌گذاری‌های طولانی ناگهان نابود شده و منابع ارزشمند توسعه از بین می‌رود. تخریب و آسیب گسترده زیرساخت‌ها شریان‌های حیاتی و تضعیف منابع از یک‌سو و اختصاص منابع و سرمایه‌ها برای برنامه‌های اضطراری و کوتاه‌مدت همچون فعالیت‌های امداد و نجات و بازسازی از سوی دیگر، باعث ایجاد وقفه در روند توسعه می‌گردد (فهیمی‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۱).

پوشش برف به‌عنوان یک رابط اصلاح‌کننده بین جو و زمین عمل می‌کند (کوهن[۵]، ۱۹۹۴). در عرض‌های جغرافیایی معتدل و در مناطق کوهستانی تأثیرات بارزتر است؛ یعنی جایی که پوشش برف بیشتر است (بنیستون[۶]، ۲۰۰۶). تغییرات در مدت و میزان پوشش برف پیامدهای مهمی دارد. آلبدو برف و ذوب برف از طریق شارهای انرژی بر اقلیم‌شناسی محلی تأثیر می‌گذارد (پومروی و بران[۷]، ۲۰۰۱) و مدت زمان ذخیره آب در بسته برف بر رطوبت خاک و هیدرولوژی حوضه تأثیر می‌گذارد (دیفنباگ و همکاران[۸]، ۲۰۱۳). پوشش برف می‌تواند احتمال حداقل دمای شدید هوا را در نزدیکی سطح زمین افزایش دهد، در حالی که به‌عنوان عایق زمین عمل می‌کند، دمای خاک را تعدیل می‌کند و گیاهان را از آسیب سرما محافظت می‌کند؛ بنابراین حضور برف بر میزان بقای متفاوت گونه‌های گیاهی و در نتیجه توزیع جوامع گیاهی تأثیر می‌گذارد (براون[۹]، ۲۰۱۹). پوشش برف از زمین در برابر هوازدگی و فرسایش ناشی از یخ زدگی-ذوب و رواناب آب، از جمله آسیب‌های احتمالی اضافی ناشی از انسان یا حیوان محافظت می‌کند. با این حال، پوشش برف همچنین ممکن است رسوب آلاینده‌های جوی را با تأثیرات متعاقب آن بر خاک، گیاهان و جوامع آبزی متمرکز کند (اسچلاترن و همکاران[۱۰]، ۲۰۱۴).

پیامدهای اقتصادی-اجتماعی تنوع پوشش برف به‌طور مستقیم در مکان‌های وابسته به فعالیت‌های ورزشی زمستانی یا جایی که اختلال در حمل‌ونقل و سایر زیرساخت‌ها رخ می‌دهد مشهود است (هاریسون و همکاران[۱۱]، ۲۰۰۱). کشاورزی ممکن است از طریق اختلالات مربوط به برف در مدیریت زمین و مشکلات تأمین غذا برای دام‌ها، به‌ویژه در مناطق مرتفع، اثرات منفی داشته باشد (جونز و همکاران[۱۲]، ۲۰۱۲). همچنین ممکن است در سال‌های برفی غیرعادی در مکان‌هایی که معمولاً پوشش برفی محدودی دارند و معمولاً اقدامات احتیاطی لازم در نظر گرفته نمی‌شود، تأثیرات شدید باشد. فراتر از

[1] Youa et al
[2] Huang et al
[3] Yang et al
[4] Ren et al
[5] Cohen
[6] Beniston
[7] Pomeroy and Brun
[8] Diffenbaugh et al
[9] Brown
[10] Schlochtern et al
[11] Harrison et al
[12] Jones et al

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

تأثیر مستقیم آن، تغییرات در پوشش برف می‌تواند ارتباط اجتماعی و فرهنگی بالایی داشته باشد: نشان داده شده است که مناظر پوشیده از برف نقش مهمی در حافظه فردی و جمعی آب‌وهوا و هویت منظر محلی دارند (هال و اندفیلد[۱۳]، ۲۰۱۶).

مطالعات به‌طورکلی کاهش طول مدت پوشش برف نیمکره شمالی را در جایی که روند واضحی وجود دارد گزارش کرده‌اند (بنیستون و همکاران[۱۴]، ۲۰۱۸). روندهای منفی عمدتاً در ارتفاعات پایین‌تر است که نشان می‌دهد اثرات آستانه مربوط به اثر ترکیبی دما و بارندگی بر مقادیر بارش برف است، زیرا آن‌ها در هر دو ارتفاع و عرض جغرافیایی/طول جغرافیایی متفاوت هستند (فونترودنا و همکاران[۱۵]، ۲۰۱۸). چنین اثرات آستانه‌ای ممکن است بیشتر تکامل یابد زیرا مدل‌سازی آینده نشان می‌دهد که تغییرات آب‌وهوایی انسانی هم گرم شدن و هم بارش زمستانی اضافی را برای بسیاری از مناطق معتدل شمالی به همراه خواهد داشت (کی[۱۶]، ۲۰۱۶).

در زمینه پوشش برف و تغییرات آن مطالعاتی صورت گرفته است. مطالعه تغییرات پوشش برفی فلات تبت نشان داد که تغییرات مقیاس سینوپتیک تغییرپذیری فصلی و تغییرات سالانه و بلندمدت سهم ناچیزی در کل تنوع روزانه در پوشش برفی فلات تبت دارد. تغییرات درون فصلی بر بیشتر فلات تبت مرکزی و شرقی غالب است و ۲۲ تا ۴۰ درصد از کل تغییرات را توضیح می‌دهد و منجر به تغییرات آشکار در پوشش برفی فلات تبت در دوره‌های کوتاه‌تر از یک فصل می‌شود (لی و همکاران[۱۷]، ۲۰۲۰). بررسی تنوع زمانی و تغییرات مدت زمان پوشش برف از دسامبر تا آوریل در پیرنه نشان داد که بیشتر روندهای منفی مشاهده شده با تغییرات در الگوهای گردش جوی در فصل برف در ارتباط نبوده است. این نشان می‌دهد که گرم شدن مداوم در پیرنه از ابتدای دوره صنعتی شدن و به‌ویژه افزایش شدید از سال ۱۹۵۵، محرک اصلی توضیح کاهش پوشش برف در پیرنه است (لوپز و همکاران[۱۸]، ۲۰۲۰). بررسی روندهای پوشش برف نیمکره شمالی و تغییرات پیش‌بینی شده نشان می‌دهد که وسعت برف بهاری نیمکره شمالی نسبت به سطح ۱۹۹۵-۲۰۱۴ به ازای هر درجه سانتی‌گراد افزایش دمای هوای سطحی جهانی حدود ۸ درصد کاهش می‌یابد (مادریک و همکاران[۱۹]، ۲۰۲۰). در شمال فنلاند، روند کاهش پوشش برف در بهار مشهود بود، اما هیچ تغییری در ماه‌های زمستان رخ نداد، اگرچه میزان بارش جامد در دسامبر تا فوریه افزایش یافت. در همان ماه‌ها، دما و میزان بارش مخلوط و مایع افزایش یافت که به احتمال زیاد اثرات افزایش بارش جامد و افزایش عمق برف را خنثی می‌کند (لومارانتا و همکاران[۲۰]، ۲۰۱۹). بررسی تغییر در الگوی فضایی و زمانی بارش برف در طول فصل سرد تحت تغییرات آب‌وهوایی در چین حاکی از روند افزایشی معنی‌دار بارش برف زمستانی در بعد افقی و ارتفاعی در مناطق برف‌گیر است، اما طول فصل برف زمستانی کوتاه‌تر شده است (بایی و همکاران[۲۱]، ۲۰۱۹). بررسی روندهای بارش برف مکانی-زمانی نوامبر و مارس در منطقه دریاچه میشیگان نشان‌دهنده کاهش‌های زمانی قابل‌توجه بارش برف نوامبر و مارس می‌باشد. کاهش روزهای بارندگی زمانی رخ می‌دهد که بارش برف با اختلالات مقیاس همدیدی سازگار است که به جای برف، باران تولید می‌شود (کلارک و همکاران[۲۲]، ۲۰۱۸). تغییرات مکانی و زمانی پوشش برف در فلات لوس چین نشان داد که منطقه پوشش برف و روزهای پوشش برف نوسان قابل‌توجهی داشتند. همبستگی منفی معناداری بین پوشش برف و تغییرات دمای درون سالانه مشاهده می‌شود. مشخص شد که پوشش برفی ماهانه به‌خوبی با شدت پرفشار سیبری مطابقت دارد (جین و همکاران[۲۳]، ۲۰۱۵). در بررسی روند کاهش برف در آمریکای شمالی، کاهش قابل‌توجهی در میزان پوشش برف و عمق برف در آمریکای شمالی در طول دوره ۱۹۶۰-۲۰۰۰ مشاهده شده است. در تجزیه‌وتحلیل روند پوشش برف در ترکیه،

[13] Hall and Endfield
[14] Beniston et al
[15] Fontrodona et al
[16] Kay
[17] Li et al
[18] López et al
[19] Mudryk et al
[20] Luomaranta et al
[21] Bai et al
[22] Clark et al
[23] Jin et al

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

روند منفی در درصد مناطق پوشیده از برف برای ترکیه در سطح معنی‌داری ۰.۰۵ = α به دست آمد (سونمز و همکاران[۲۴]، ۲۰۱۳). بررسی تغییرات برف در رومانی و ارتباط آن با الگوهای بزرگ مقیاس جوی نشان می‌دهد که روندهای روزهای با پوشش برف و متوسط عمق برف به ترتیب در ۲۹ و ۱۸ درصد ایستگاه‌ها کاهش می‌یابد. چشمگیرترین تغییر مربوط به تعداد روزهای بارش برف است که در ۸۲ درصد از مکان‌ها در حال کاهش است (بیرسان و دامیتسو[۲۵]، ۲۰۱۳). پیش‌بینی مکانی- زمانی پوشش برف در محدوده کوهستان جنگل سیاه نشان داد که به دلیل گرم شدن زمین و تغییر اقلیم تعداد روزهای برفی (پوشش برف $\leq$ 10 cm سانتی‌متر) در دهه ۲۰۴۱-۲۰۵۰ در ارتفاعات بالاتر از ۱۲۰۰ متر ۱۰ تا ۴۴ درصد؛ در ارتفاعات ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ متر، ۱۷ تا ۵۷ درصد و در ارتفاعات ۵۰۰-۱۰۰۰ متر، ۲۵ تا ۶۶ درصد کاهش می‌یابد. این تغییرات منجر به کوتاه شدن چشمگیر فصل برف می‌شود که عمدتاً ناشی از زود ذوب شدن برف است و نه بارش بعدی برف در پاییز (ساتر و همکاران[۲۶]، ۲۰۱۰). همچنین در این منطقه فرسایش برفی افزایش یافته است. فرکانس بیشتر توده‌های خشک به جای توده‌های هوای قطبی مرطوب در طول سال‌های فرسایش زیاد ممکن است افزایش شار حرارتی و فرسایش معقول را در طول دوره موردمطالعه توضیح دهد (دایر و موته[۲۷]، ۲۰۰۷). بررسی تغییرات اقلیمی بر روند برف شمال غرب ایران نشان داد که سطح پوشش برف در استان آذربایجان غربی در ماه ژانویه به شدت کاهش یافته و دارای روند منفی است و وضعیت مشابهی برای استان‌های آذربایجان شرقی و اردبیل در این ماه رقم خورده است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که تغییرات پوشش برف دلالت بر افزایش دما در منطقه و در نتیجه کاهش تغییرات سطح پوشش برف در ماه ژانویه دارد (فتاحی و مقیمی، ۱۳۹۸). پایش تغییرات فضایی-زمانی سطوح برفی زاگرس نشان داد که میانگین تغییرات سطح برف در دوره موردمطالعه کاهشی است و بیشترین کاهش مربوط به ماه جولای و کمترین کاهش مربوط به ماه آوریل است (شرافت و فتح نیا، ۱۳۹۸). بررسی تغییرات سطح پوشش برف در دهه‌های آینده با رویکرد مدیریت منابع آب در حوضه آبخیز منتهی به سد امیرکبیر نشان داد که با توجه به روند افزایش دما و کاهش بارش، سطح برف در منطقه نیز کاهش یافته و در نتیجه میزان آب ذخیره شده در برف که در فصول گرم منبع تأمین آب منطقه است با نقصان مواجه می‌گردد (فلاحتی و همکاران، ۱۳۹۷). بررسی تغییرات زمانی- مکانی پوشش برف دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی نشان داد که کوتاه شدن دوره تداوم پوشش برف به دلیل افزایش دوره ذوب آن است. از نظر ارتفاعی، پوشش برف در حال پسروی است؛ زیرا روند آن در همه طبقات ارتفاعی، به‌ویژه در ارتفاعات ۳۰۰۰ تا ۳۵۰۰ متر، رو به کاهش است (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶). شناسایی وردش‌های مکانی روزهای برف‌پوشان در ایران نشان داد که در همه فصول سال روندهای افزایشی و کاهشی شمار روزهای برف‌پوشان دیده می‌شود. در فصل زمستان بیش‌ترین تغییرات شمار روزهای برف‌پوشان دیده شد به‌گونه‌ای که در این فصل ۲۲/۶۴ درصد از گستره کشور دارای روند کاهشی و ۲/۶۹ درصد از مساحت ایران نیز دارای روند افزایشی شمار روزهای برف‌پوشان بود (کیخسروی کیانی و مسعودیان، ۱۳۹۵). پایش تغییرات پوشش برف در منطقه شمال غرب ایران نشان داد که در طول دوره موردمطالعه، کمترین مقدار پوشش برف مربوط به سال ۲۰۰۸ با ۱۰۴۰.۰۱ کیلومترمربع و بیشترین مساحت مربوط به سال ۲۰۰۷ با ۱۰۴۷۱.۷۸ کیلومترمربع می‌باشد. این موضوع، نشان دهنده تغییرات ۱۰۰۰ درصدی در طول یک دهه در میزان پوشش برف منطقه شمال غرب ایران بوده و آسیب‌پذیری منابع آب وابسته به ذوب برف را در این منطقه نشان می‌دهد (میرموسوی و صبور، ۱۳۹۳).

در ایران، با نبود منبع رطوبت، غالب بارش‌ها از مسیرهایی دورتر از ایران و غالباً از مدیترانه، خلیج‌فارس- عمان، دریای سیاه و خزر به فلات ایران می‌رسند و عمده بارش‌ها در مسیر ورود، در غرب، جنوب غربی و شمال غربی ایران با برخورد به دیواره مرتفع زاگرس، ریزش کرده و تا رسیدن به مناطق شرقی ایران و خراسان جنوبی رطوبت توده‌های هوا کاهش و یا میرا می‌شوند. در همین راستا از غرب به شرق و از شمال غرب به جنوب شرقی ایران، کاهش بارش‌ها حادث گردیده و اقلیم‌ها

[24] Sönmez et al
[25] Birsan and Dumitrescu.
[26] Sauter et al
[27] Dyer and Mote

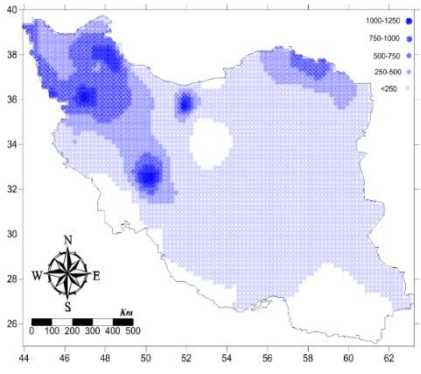
[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

خشکترند (علیجانی، ۱۳۹۶). از طرفی عامل مهم‌تر در ارتباط با ریزش‌ها، چگونگی استقرار الگوهای جوی است، این نوع گردش‌ها همراه با رطوبت در نیمه سرد سال از عرض بالاتر با ناپایداری جوی، رطوبت و سرما همراه‌اند. با توجه به این نوع گردش جوی از منطقه برون حاره و خصوصاً موقعیت جوی تراف شرق دریای مدیترانه و موج‌های کوتاه بادهای غربی، مسیر توده‌های مربوط به فلات ایران مشخص می‌شود. طبق مطالعات گذشته، فراوانی این موج‌ها در شمال غربی ایران زیادتر و در جنوب شرقی کمتر شده و توده‌های مربوط در سه مسیر از شمال غربی، غرب و جنوب غربی به ایران می‌رسند (دوستان، ۱۳۹۹).

بخش زیادی از پژوهش‌های آب‌وهوایی را مطالعه رویدادهای آب‌وهوایی فراگیر به خود اختصاص داده‌اند. رویداد فراگیر آب‌وهوایی اولاً می‌بایست جزئی از طبیعت آب‌وهوایی باشد و دیگر اینکه در سطحی رخ دهد که با الگوهای همدید قابل توجیه باشد. با این وجود به‌طور دقیق معلوم نیست که حداقل گستره برای یک رویداد فراگیر چه گستره‌ای به شمار می‌آید. هدف از انجام پژوهش حاضر واکاوی الگوهای همدیدی-دینامیکی پوشش برف فراگیر در شمال شرق ایران و بررسی روند تغییرات روزهای با برف فراگیر می‌باشد و بر اساس مطالعات انجام شده، پژوهشی که به بررسی الگوها و روند تغییرات برف فراگیر در ایران و به‌ویژه شمال شرق کشور بر اساس داده‌های ایستگاهی بپردازد، یافت نشد.

## روش‌شناسی

جهت انجام پژوهش حاضر، در ابتدا داده‌های ساعتی مربوط به کد هوای حاضر جدول (۱) و عمق برف نیمه سرد سال (ماه‌های مهر تا اسفند) برای کلیه ایستگاه‌های هواشناسی کشور، دریافت شد. سپس ایستگاه‌هایی که در پایین‌تر از ۳۲ درجه عرض جغرافیایی بودند، به دلیل عدم بارش برف چشمگیر حذف شدند. در ادامه بر روی داده‌های مربوط به مجموع روزهای برف‌پوشان در دوره موردمطالعه میانیابی به روش کریجینگ انجام شد تا متوجه شد که می‌توان کشور را به چند ناحیه از نظر بارش برف تقسیم نمود شکل (۱).




**شکل (۱). ناحیه‌بندی ایران بر اساس تعداد روزهای برف پوشان**

بر اساس نتایج، ۷۳/۱ درصد از ایران دارای مجموع روزهای برفی ۱-۲۵۰ روز، ۱۴/۹ درصد دارای مجموع روزهای برفی ۲۵۰-۵۰۰ روز، ۹/۹ درصد دارای مجموع روزهای برفی ۵۰۰-۷۵۰ روز، ۱/۸ درصد نیز دارای مجموع روزهای برفی ۷۵۰-۱۰۰۰ روز و در نهایت تنها ۰/۳ درصد دارای روزهای برفی ۱۰۰۰-۱۲۵۰ روز، در طول دوره مطالعه می‌باشد و بر این اساس قسمت عمده‌ای از ایران دارای روزهای برفی خیلی کم و یا فاقد روز برفی می‌باشد. بر اساس نتایج و بالا بودن تعداد ایستگاه‌ها، تمام ایستگاه‌هایی که تعداد روزهای برف پوشان زیر ۲۵۰ روز را تجربه کرده‌اند، حذف نموده و ایران به دو نیمه شرقی و غربی تقسیم شد زیرا ایستگاه‌هایی که در کل دوره ۲۵۰ روز برفی داشتند، تقریباً ایستگاه بدون برف شناخته می‌شوند.

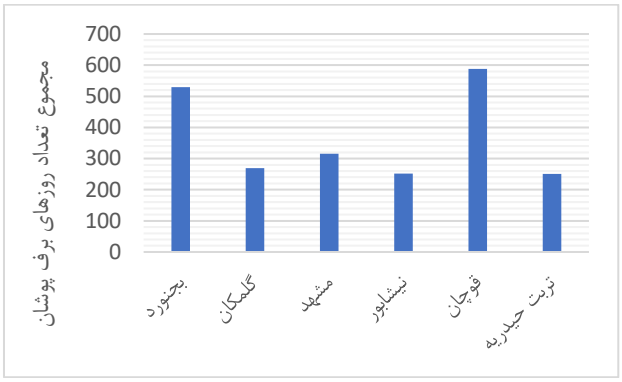
در مقاله حاضر روزهای فراگیر برف در شمال شرق ایران در دوره آماری موردمطالعه بررسی شد و از آنجا که ایستگاه‌های با تعداد روز برف‌پوشان کمتر از ۲۵۰ روز حذف شد تنها ۶ ایستگاه باقی ماند که استان‌های خراسان شمالی و خراسان رضوی

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

را پوشش می‌دهد جدول (۱). روز برفی، روزی در نظر گرفته شد که یکی از کدهای هوای حاضر مربوط به بارش برف را داشته باشد و همچنین عمق برف در آن روز بیش از ۰/۱ میلی‌متر باشد. شکل (۲) نمودار مجموع روزهای برف پوشان در دوره موردمطالعه را نشان می‌دهد.

**جدول (۱). مشخصات ایستگاه‌های موردمطالعه**

| ردیف | نام ایستگاه | عرض جغرافیایی | طول جغرافیایی | ارتفاع |
|---|---|---|---|---|
| ۱ | بجنورد | ۳۷/۴۸ | ۵۷/۳۰ | ۱۰۶۵ |
| ۲ | گلمکان | ۳۶/۴۸ | ۵۹/۲۸ | ۱۱۷۶ |
| ۳ | مشهد | ۳۶/۲۳ | ۵۹/۶۳ | ۹۹۹/۲ |
| ۴ | نیشابور | ۳۶/۲۶ | ۵۸/۸ | ۱۲۱۳ |
| ۵ | قوچان | ۳۷/۱۱ | ۵۸/۴۵ | ۱۲۸۷ |
| ۶ | تربت حیدریه | ۳۵/۳۳ | ۵۹/۲۰ | ۱۴۵۱ |



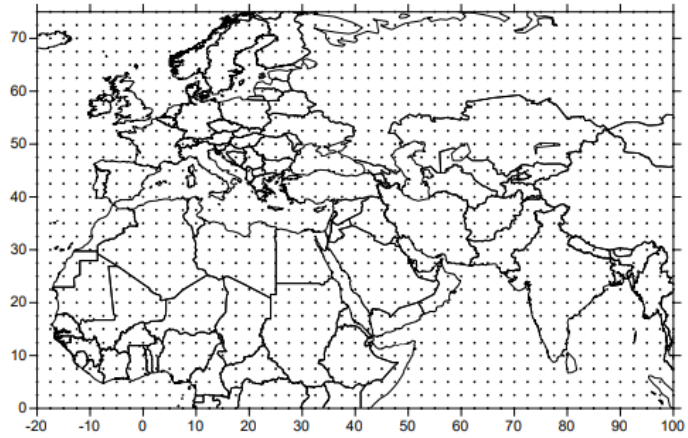

**شکل (۲). نمودار مجموع روزهای برف پوشان در دوره موردمطالعه**

در ادامه روزهای برف فراگیر در ایستگاه‌های موردمطالعه شناسایی و استخراج شد. تعریف مرز صحیح برای رویدادهای فراگیر و افراز آن‌ها از رویدادی محلی از دو منظر حائز اهمیت است: اول اینکه پدیده موردنظر در مقیاس همدید قرار گرفته و به‌وسیله الگوهای همدید قابل توجیه بوده و دوم آنکه الگوسازی پدیده‌ها در این مقیاس از خطای کمتری برخوردار خواهد بود؛ زیرا در این صورت خطاهای حاصل از فرایندهای کوچک مقیاس دخالت کمی در مدل خواهد داشت. بارش‌هایی که در گستره وسیعی رخ می‌دهند اغلب علت همدید داشته باشند و بارش‌هایی که کوتاه مدت و در محدوده کوچک ریزش می‌کنند تحت تأثیر عوامل محلی (غیر همدید) شکل می‌گیرند (عساکره و شادمان، ۱۳۹۲). در این پژوهش روز فراگیر روزی در نظر گرفته شد که ۷۰ درصد از ایستگاه‌های موردمطالعه شاهد بارش برف بوده‌اند. بر این اساس در شمال شرق ایران ۲۲۲ روز فراگیر برف شناسایی شد. در مرحله بعد پایگاه داده جو بالا برای بارش‌های فراگیر فراهم شد و بر روی آن‌ها تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد انجام شد و ۳ الگوی اصلی به دست آمد و برای هر خوشه یک روز نماینده جهت ترسیم نقشه‌ها انتخاب گردید. برای هر روز داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل، دمای جو، شار رطوبت، جبهه‌زایی، تاوایی، شاخص امگا، جت‌استریم و داده‌های باد مداری و نصف‌النهاری برای تراز دریا و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه داده وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات‌متحده[۲۸] فراهم شد و نقشه‌های موردنظر ترسیم و تفسیر شد. تحلیل همدید روزهای فراگیر با استفاده از متغیرهای جو بالا در محدوده وسیع جغرافیایی ۲۰ درجه جغرافیایی طول غربی تا ۱۰۰ درجه جغرافیایی طول شرقی و صفر تا ۷۵ درجه جغرافیایی عرض شمالی انجام شد. دلیل انتخاب این گستره جغرافیایی نمایش کامل الگوهای گردشی مؤثر بر رخداد بارش‌های همدید یک روزه در شمال شرق ایران بوده است. در این محدوده ۱۵۱۹ یاخته در اندازه ۲/۵ در ۲/۵

[28] www.esrl.noaa.gov

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

درجه جغرافیایی وجود دارد که ایران نیز بخشی از این پهنه مطالعاتی است شکل (۳). در نهایت به‌منظور بررسی روند تغییرات زمانی روزهای برفی، نمودار روند تغییرات تعداد روزهای برف فراگیر در شمال شرق ایران با آزمون من‌کندال و شیب روند نشان داده شد. جهت تجزیه‌وتحلیل اطلاعات از نرم‌افزارهای گردس، متلب، سرفر و اکسل[۲۹] استفاده شد.




**شکل (۳). شبکه‌بندی منظم گستره مطالعاتی با ابعاد ۲/۵ در ۲/۵ درجه جغرافیایی**

## نتایج و بحث

### مشخصات آماری بارش فراگیر برف در شمال شرق ایران

مشخصات عمده آماری روزهای فراگیر برف طی دهه‌های اخیر در جدول (۲) ذکر شده است. بر این اساس همان‌گونه که مشاهده می‌شود، میانگین تعداد روزهای فراگیر برف در دوره آماری (۱۳۷۱-۱۴۰۰)، در شمال شرق کشور ۷/۴ می‌باشد و در طول دهه‌های اخیر این مقدار متفاوت بوده است. از دوره اول به سمت دوره دوم این میزان افزایش یافته و به میانگین ۸/۳ روز رسیده است؛ اما از دوره دوم به سمت دوره سوم به میزان چشمگیری کاهشی شده و به ۵/۴ روز رسیده است. بر این اساس میانگین بارش فراگیر برف در ابتدا افزایشی و سپس به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای کاهشی بوده است. همچنین نتایج مربوط به ضریب تغییرات نیز در دوره دوم نسبت به دوره اول افزایش یافته است و همچنین در دوره سوم نیز نسبت به دوره اول افزایش یافته است. چولگی مثبت نشان‌دهنده این مطلب است که بیشتر مساحت شمال شرق ایران دارای میانگین برف فراگیر کمتر از ۰/۲۷ می‌باشد. حداکثر تعداد روزهای فراگیر برف با تعداد ۱۵ روز در دوره دوم رخ داده است و به نظر می‌رسد رخداد برفی در شمال شرق ایران بسیار محدود است چرا که اگر رخداد چنین برفی تکرار پیدا می‌کرد بر میانگین کل بارش برف منطقه تأثیر بسزایی داشت. از دیگر سو اختلاف چارکی بارش در هر سه دوره بیانگر نوسانات و ضریب تغییرات زمانی و مکانی بارش در شمال شرق ایران می‌باشد.

**جدول (۲). مشخصات آماری بارش فراگیر برف در دوره موردمطالعه**

| دوره / پارامتر (روز) | ۱۳۷۱-۱۳۸۰ | ۱۳۸۱-۱۳۹۰ | ۱۳۹۱-۱۴۰۰ | ۱۳۷۱-۱۴۰۰ |
|---|---|---|---|---|
| میانگین | ۸/۳ | ۸/۵ | ۵/۴ | ۷/۴ |
| میانه | ۷/۵ | ۸ | ۴ | ۷ |
| مد | ۱۲ | ۵ | ۴ | ۷ |
| واریانس | ۹/۷ | ۱۳/۳ | ۱۲/۴۸ | ۱۳/۱۴ |
| انحراف معیار | ۳/۱۲ | ۳/۶۵ | ۴/۵۳ | ۳/۶۲ |
| ضریب تغییرات | ۰/۳۷ | ۰/۴۳ | ۰/۶۵ | ۰/۴۸ |

[29] Grads ،Matlab ،Surfer & Excel

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]

[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| دامنه | ۹ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۴ |
| چولگی | ۰/۲۸ | ۰/۳۶ | ۰/۶۵ | ۰/۲۷ |
| کشیدگی | -۱/۲۴ | -۰/۹ | -۰/۲۶ | -۰/۸۳ |
| بیشترین | ۱۳ | ۱۵ | ۱۲ | ۱۵ |
| کمترین | ۴ | ۴ | ۱ | ۱ |
| چارک اول | ۵/۷۵ | ۵ | ۲/۷۵ | ۴ |
| چارک دوم | ۷/۵ | ۸ | ۴ | ۷ |
| چارک سوم | ۱۲ | ۱۱/۲۵ | ۷/۷۵ | ۱۱ |

**واکاوی الگوهای همدیدی- دینامیکی بارش برف فراگیر در شمال شرق ایران**

بر اساس طبقه‌بندی که بر روی داده‌های فشار تراز دریای روزهای فراگیر برف (۲۲۵ روز) در ایران انجام شد، ۳ الگوی اصلی به دست آمد و برای هر خوشه یک روز نماینده جهت ترسیم نقشه‌ها انتخاب گردید جدول (۳). برای هر روز داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل، دمای جو، شار رطوبت، جبهه‌زایی، تاوایی، شاخص امگا، جت‌استریم و داده‌های باد مداری و نصف‌النهاری برای تراز دریا و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فراهم شد و نقشه‌های موردنظر ترسیم و تفسیر شد.

**جدول (۳). ویژگی‌های آماری الگوهای همدیدی بارش برف و روز نماینده هر الگو**

| خوشه | رخداد | درصد رخداد | همبستگی روز نماینده با سایر روزهای الگو | تاریخ روز نماینده خوشه |
|---|---|---|---|---|
| ۱ | ۹۵ | ۴۲/۲۲ | ۰/۶۵ | ۲۰۰۶/۱/۲۷ |
| ۲ | ۷۵ | ۳۳/۳۳ | ۰/۷۰ | ۱۹۹۶/۲/۲ |
| ۳ | ۵۵ | ۲۴/۴۴ | ۰/۶۱ | ۱۹۹۲/۳/۱۰ |

**الگوی اول: پرفشار سیبری و مرکز اروپا-کم‌فشار شرق ایران (۲۰۰۶/۱/۲۷)**

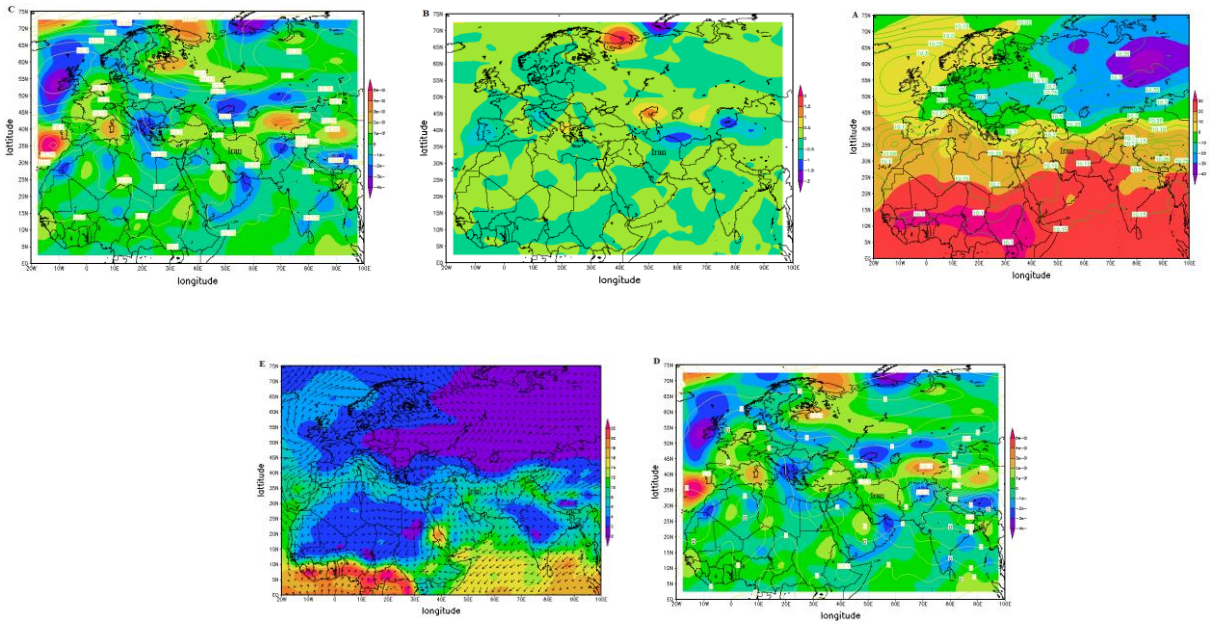
**سطح دریا (روز نماینده الگوی اول)**

الگوی اول شامل ۹۵ رخداد می‌باشد و مجموعاً ۴۲/۲۲ درصد از کل رخدادهای برف فراگیر در دوره مطالعاتی (۱۳۷۱-۱۴۰۰) را در بر گرفته است. خوشه حاضر اولین الگوی برف فراگیر بوده و میزان همبستگی درون‌گروهی این روز با دیگر روزهای درون گروه، ۰/۶۵ بوده است جدول (۴). بر اساس شکل (۴، A) یک هسته کم‌فشار با فشار مرکزی ۱۰۱۵ هکتوپاسکال در شرق ایران شکل گرفته و به سمت شمال شرق و مرکز ایران کشیده شده است. از طرف دیگر پرفشار سیبری بر روی کشور قزاقستان سلول بسته‌ای را با فشار مرکزی ۱۰۳۵ هکتوپاسکال تشکیل داده است و زبانه‌ای از آن با فشار ۱۰۲۰ به شمال و شمال غرب ایران رسیده است. یک هسته پرفشار دیگر بر روی مرکز اروپا با فشار مرکزی ۱۰۳۰ شکل گرفته است و زبانه‌ای از آن به سمت ایران کشیده شده است. مراکز پرفشار سیبری و پرفشار مرکز اروپا با حرکت واچرخندی و از طریق زبانه‌های خود باعث فرارفت جریان‌های سرد شمالی به‌سوی منطقه موردمطالعه شده است. بر این اساس برخورد هوای سرد شمالی و هوای گرم مستقر بر روی شرق ایران موجب افزایش شیب فشار و دما و شکل‌گیری میدان جبهه‌زایی بر روی ایران شده است (۴، B). در واقع در هر منطقه‌ای که زبانه‌های کم‌فشار (گرم و مرطوب) به سمت مراکز پرفشار (سرد و خشک) پیشروی داشته‌اند، میدان جبهه‌زایی کاملاً مشهود است. بر اساس شکل (۴، C) تاوایی مثبت تراز دریا منطبق بر حاشیه مراکز کم‌فشار و برخورد با زبانه‌های مراکز پرفشار سیبری و پرفشار مرکز اروپا است که منطقه کم‌فشار را احاطه نموده‌اند. بر اساس شکل (۴، D) ملاحظه می‌شود که بالاترین مقدار امگای منفی به میزان $-۰/۲\ Pa\ s^{-1}$ (پاسکال بر ثانیه) در شمال غرب کشور قرار دارد و منحنی امگای $-۰/۱\ Pa\ s^{-1}$ (پاسکال بر ثانیه) به شمال و غرب کشور کشیده شده است. منحنی امگای $۰\ Pa\ s^{-1}$ (پاسکال بر ثانیه) شرق ایران را فرا گرفته است. در نتیجه حرکات بالاسو در این منطقه موجب حرکت هوا از سطح زمین به سمت بالا شده و موجب کاهش فشار سطحی شده است. نقشه شار همگرایی رطوبت تراز دریا (شکل ۴، E) نشان می‌دهد

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]

[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

که قرارگیری واچرخند بر روی دریای عرب موجب تزریق رطوبت به داخل سامانه سودانی و دریای سرخ شده است و شاهد ایجاد دو هسته رطوبتی بر روی دریای سرخ و دریای عرب می‌باشیم. رطوبت این منابع آبی به واسطه جریان‌های شمال سو بر روی منطقه موردمطالعه کشیده شده است. همچنین یک هسته رطوبتی در غرب ایران دیده می‌شود که ناشی از تزریق رطوبت دریای عرب و دریای سرخ به واسطه حرکت واچرخندی است.



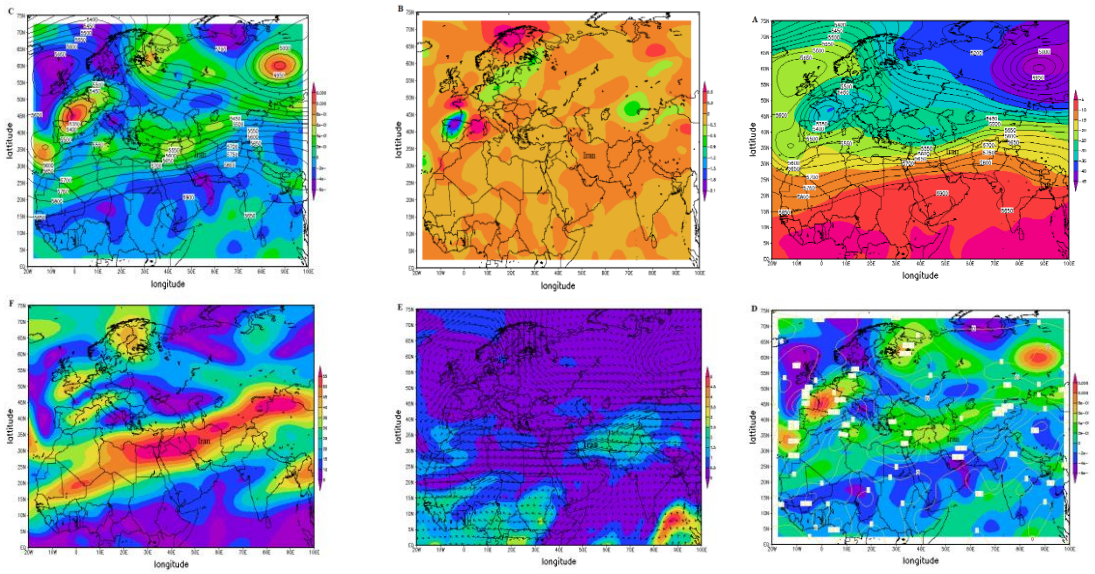

**شکل (۴). روز ۲۰۰۶/۱/۲۷: (A): دما (سلسیوس، $^{\circ}C$) و فشار (هکتوپاسکال، hpa) تراز دریا؛ (B): جبهه (کلوین بر متر بر ثانیه $^{\circ}F \times ms^{-1}$) تراز دریا؛ (C): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و فشار تراز دریا (هکتوپاسکال، hpa)؛ (D): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و امگا (پاسکال بر ثانیه $Pa\ s^{-1}$) تراز دریا؛ (E): باد مداری و نصف‌النهاری و شار همگرایی رطوبت (گرم بر کیلوگرم $^{g}/_{kg}$) تراز دریا.**

## تراز ۵۰۰

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوی حاضر شکل (۵، A)، یک پشته روی غرب اروپا با ارتفاع ۵۶۵۰ ژئوپتانسیل متر به وجود آمده است. پشته حاضر به صورت مانعی در مسیر بادهای غربی عمل کرده و موجب نصف‌النهاری شدن جریانات و در نتیجه ایجاد یک ناوه در شرق مدیترانه و غرب ایران با ارتفاع ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر گردیده است. شمال شرق ایران به‌عنوان منطقه موردمطالعه در پژوهش حاضر در جلو ناوه قرار گرفته است. با ریزش هوای سرد از عرض‌های شمالی، منطقه موردمطالعه در تراز موردنظر کاهش دما را تجربه نموده است. به‌طوری‌که خط هم‌دمای ۱۵- تا ۲۰- درجه تمام منطقه موردمطالعه را پوشش داده است. از طرف دیگر گسترده شدن تاوه قطبی و افزایش ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به عرض‌های پایین موجب شکل یافتن جبهه‌زایی بر روی ایران شده است. به‌گونه‌ای که میزان آن در محور ناوه به $^{\circ}F \times ms^{-1}$ ۰/۳ رسیده است شکل (۵، B). در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال، تاوایی مثبت بر محور ناوه منطبق بوده و بالاترین میزان آن به $ms^{-1}$ ۰/۶ در شمال غرب ایران می‌باشد. در این تراز تاوایی مثبت به $ms^{-1}$ ۰/۲ رسیده است که بیانگر افزایش جریان واگرایی بالایی از ترازهای پایین تا سطوح میانی و بالایی جو در منطقه است شکل (۵، C). میزان امگا در این تراز نشان می‌دهد که شمال شرق ایران تحت تأثیر میدان امگای منفی است و بالاترین میزان آن $Pa\ s^{-1}$ ۰/۲- می‌باشد و موجب ایجاد جریانات بالاسو و ناپایداری در منطقه شده است و موجب تشکیل بیشینه سرعت قائم بالاسو با بیشینه فرارفت تاوایی نسبی مثبت در قسمت جلو ناوه ارتفاعی شده است شکل (۵، D). نقشه شار همگرایی رطوبت نشان می‌دهد که منبع عمده رطوبت از دریای مدیترانه تأمین شده است و جریانات جنوب غربی رطوبت این منابع آبی را به سمت غرب ایران فرارفت نموده است شکل (۵، E). در ادامه موقعیت جت استریم برای درک بیشتر وضعیت جریانات بالاسو و شرایط واگرایی در سطوح بالاتر تروپوسفر موردبررسی قرار

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

گرفته است. تروپوسفر نقش بالایی در تقویت چرخندها دارد و بیشتر جت استریم‌ها در سطوح بالایی تروپوسفر ایجاد می‌شوند. لایه تروپوپاوز پایداری ایستایی بالایی دارد و از حرکت قائم بر فراز جت جلوگیری می‌کند و در نتیجه موجب بیشترین میزان واگرایی در سطح جت می‌شود و بیشترین حرکت قائم تروپوسفر در زیر این سطح ایجاد می‌شود. با قرار گرفتن چرخندها در پایین سمت چپ خروجی جت، واگرایی شدید هوا و تشدید ناپایداری در سطح زیرین اتفاق می‌افتد. در روز موردنظر این الگو، رودباد جنب حاره با بیشینه $^{m}/_{s}$ ۵۵ بر روی غرب و شمال شرق ایران ایجاد شده است. نیمه چپ خروجی رودباد محل بیشترین میزان واگرایی بالایی است که با بیشینه سرعت $^{m}/_{s}$ ۵۰ شرق ایران را فرا گرفته است. بر این اساس با شدت گرفتن همگرایی کم‌فشار سطحی و بالا رفتن سرعت قائم بالاسو در لایه‌های میانی و شدت یافتن واگرایی در قسمت خروجی چپ رودباد جنب حاره در ارتفاع ۳۰۰ هکتوپاسکال، شرایط لازم را برای ایجاد ناپایداری شدید بر روی منطقه فراهم نموده است شکل (۵، F).



**شکل (۵). ۲۰۰۶/۱/۲۷: (A): دمای (سلسیوس، $^{\circ}C$) و ارتفاع (ژئوپتانسیل متر) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ (B): جبهه (کلوین بر متر بر ثانیه $^{\circ}F \times ms^{-1}$) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ (C): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ (D): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و امگا (پاسکال بر ثانیه $Pa\ s^{-1}$) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ (E): باد مداری و نصف‌النهاری و شار همگرایی رطوبت (گرم بر کیلوگرم $^{g}/_{kg}$) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ (F): جت تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (متر بر ثانیه $^{m}/_{s}$).**

**الگوی دوم: پرفشار غرب ایران- کم‌فشار سودان (۱۹۹۶/۲/۲)**

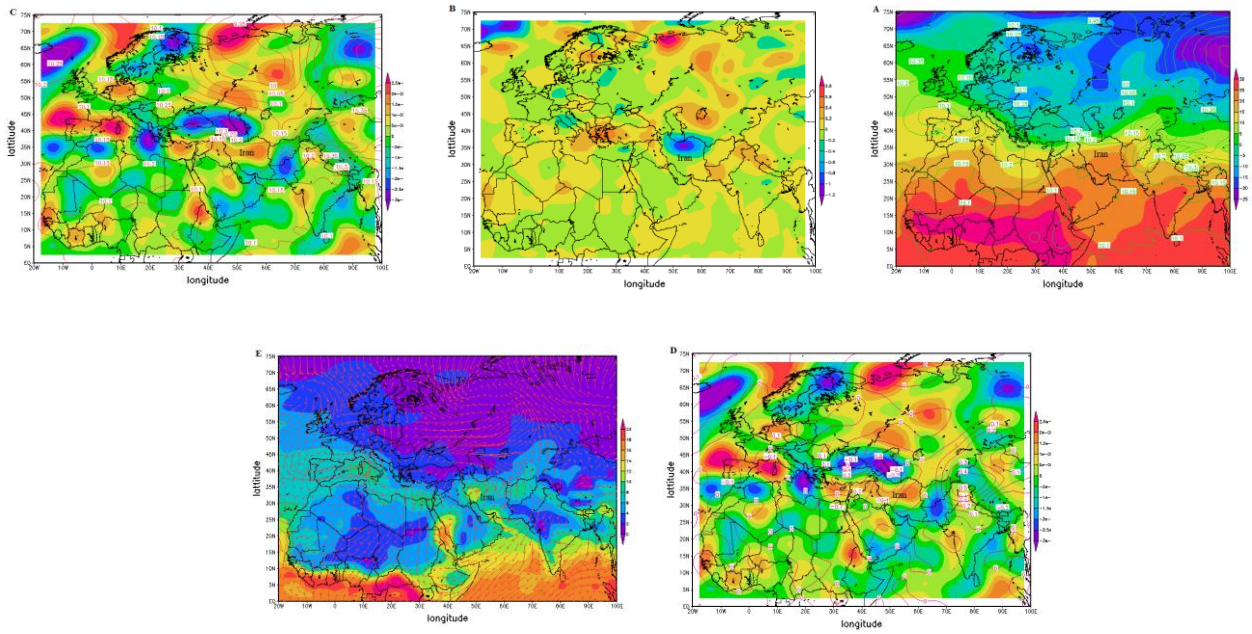
**سطح دریا (روز نماینده الگوی دوم)**

الگوی دوم شامل ۷۵ رخداد می‌باشد و مجموعاً ۳۳/۳۳ درصد از کل رخدادهای برف فراگیر در دوره مطالعاتی (۱۳۷۱-۱۴۰۰) را در بر گرفته است. خوشه حاضر دومین الگوی برف فراگیر بوده و میزان همبستگی درون گروهی این روز با دیگر روزهای درون گروه، ۰/۷۰ بوده است جدول (۴). همان‌طور که در شکل (۶، A) دیده می‌شود در نقشه مربوط به تراز دریای این الگو، پرفشار سیبری سلول بسته‌ای با فشار مرکزی ۱۰۳۵ را بر روی شمال مغولستان تشکیل نموده و زبانه‌های این پرفشار تا روی ایران کشیده است؛ به‌گونه‌ای که یک سلول بسته با فشار مرکزی ۱۰۲۵ هکتوپاسکال را بر روی شمال غرب ایران شکل داده است. همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود در این الگو زبانه‌های کم‌فشار سودان در راستای جنوبی- شمالی به سمت شرق کشور کشیده شده و موجب فرارفت هوای گرم و مرطوب جنوبی به سوی این مناطق شده است. بر این اساس با آمدن هوای سرد از پرفشار سیبری و پرفشار ایجاد شده در غرب ایران از طریق حرکت پادساعتگرد، شمال شرق کشور تحت نفوذ هوای سرد شمالی قرا گرفته است. با ریزش هوای سرد از شمال به عرض‌های جغرافیایی پایین و برخورد این

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]

[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

جریان‌ها با هوای مرطوب و گرم کم‌فشار سودان، موجب افزایش گرادیان دمایی و تشکیل میدان جبهه‌زایی در شرق ایران شده است شکل (۶، B). تاوایی مثبت تراز دریا منطبق بر حاشیه مراکز کم‌فشار و برخورد با زبانه‌های مراکز پرفشار سیبری و کم‌فشار می‌باشد شکل (۶، C). بر اساس شکل (۶، D) مشاهده می‌شود که بالاترین میزان امگای منفی با اندازه $Pa\ s^{-1}$ ۰/۰۵- بر روی شمال عربستان قرار گرفته است و موجب ایجاد حرکات بالاسو در این منطقه و جابجایی هوا از سطح زمین به بالا و کاهش فشار شده است. همان‌طور که در شکل (۶، E) مشاهده می‌شود، تحلیل نقشه شار همگرایی رطوبت در تراز دریا نشان می‌دهد که واچرخند روی دریای عرب موجب تزریق رطوبت به سامانه سودانی و دریای سرخ شده است. به‌گونه‌ای که هسته رطوبتی از جنوب غرب عربستان در راستای شمال-شمال شرق تا شرق کشور کشیده شده است.



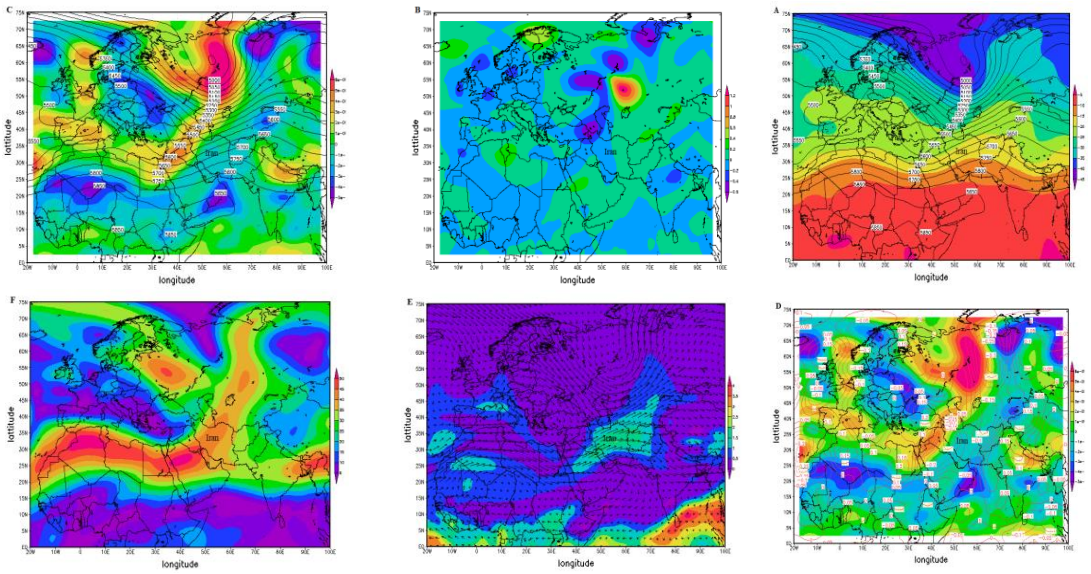

**شکل (۶). ۱۹۹۶/۲/۲: (A): دمای (سلسیوس، $^{\circ}C$) و فشار (هکتوپاسکال، hpa) تراز دریا؛ (B): جبهه (کلوین بر متر بر ثانیه $^{\circ}F \times ms^{-1}$) تراز دریا؛ (C): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و فشار (هکتوپاسکال، hpa) تراز دریا؛ (D): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و امگا (پاسکال بر ثانیه $Pa\ s^{-1}$) تراز دریا؛ (E): باد مداری و نصف‌النهاری و شار همگرایی رطوبت (گرم بر کیلوگرم $^{g}/_{kg}$) تراز دریا.**

## تراز ۵۰۰

نقشه‌های مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوی حاضر نشان می‌دهد که دامنه پشته بر روی اروپا بیشتر شده و ارتفاع ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی اروپا گسترش یافته است و عمیق بودن این پشته موجب نصف‌النهاری شدن بادهای غربی و در نتیجه عمیق شدن ناوه موجود در شرق دریای مدیترانه شده است و خط هم‌ارتفاع ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی ایران قرار گرفته است شکل (۷، A). شکل (۷، B) نشان می‌دهد که در امتداد قرار گرفتن محور ناوه بر روی دریای سرخ شرایط را برای شکل‌گیری جبهه فراهم نموده است. دمای هوا به دلیل ریزش هوای سرد از عرض‌های جغرافیایی بالا باعث کاهش دما در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در غرب ایران شده و خط هم‌دمای ۱۵- تا ۲۰- تمام منطقه را پوشش داده است. بر اساس شکل (۷، C) فرارفت تاوایی نسبی مثبت منطبق بر محور شمالی جنوبی و شرق ناوه مدیترانه و بیشترین مقدار آن ۰/۴ $ms^{-1}$ می‌باشد. این مقدار از تاوایی مثبت، افزایش جریان واگرایی بالایی را از ترازهای پایین تا سطوح میانی و بالای جو به همراه دارد. بر اساس شکل (۷، D) مقادیر امگای $Pa\ s^{-1}$ ۰/۲- در غرب ایران و امگای $Pa\ s^{-1}$ ۰/۱- شرق ایران را در برگرفته و در نتیجه شرایط را برای تشکیل جریانات بالاسو و واگرایی بالایی و در نتیجه واگرایی فراهم نموده است. تحلیل نقشه مربوط به شار همگرایی رطوبت نشان می‌دهد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بر اساس جریان وزش باد، منبع اصلی رطوبت از دریای

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

مدیترانه تأمین گردیده است و جریان جنوب غربی-شمال شرقی در جلوی ناوه موجب فرارفت این منابع آبی به سوی ایران شده است شکل (۷، E). در این روز هسته رودباد جنب حاره با بیشینه تندی ۵۰ متر بر ثانیه بر روی شمال عربستان مستقر شده است. در محل بیشترین میزان واگرایی بالایی (نیمه چپ خروجی رودباد)، بیشینه سرعت به ۳۵ تا ۴۰ متر بر ثانیه در شرق ایران شده که منطبق بر شرق ناوه ارتفاعی است. شدت یافتن چرخندگی در سمت چپ رودباد و افزایش واگرایی بالا موجب افزایش سرعت قائم بالاسو و تقویت کم‌فشار سطحی شده است. این تغییرات موجب تغییرات در میدان ارتفاع و فرارفت تاوایی نسبی مثبت در این سطح همراه می‌باشد. بر این اساس تشدید همگرایی کم‌فشار سطحی و افزایش سرعت قائم بالاسو، موجب ناپایداری شدید در منطقه شده است شکل (۷، F).




**شکل (۷). ۱۹۹۶/۲/۲ (A): دما (سلسیوس، °C) و ارتفاع تراز ۵۰۰ (ژئوپتانسیل متر)؛ (B): جبهه (کلوین بر متر بر ثانیه $^{\circ}F \times ms^{-1}$ ) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ (C): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و ارتفاع (ژئوپتانسیل متر) تراز ۵۰۰؛ (D): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و امگا (پاسکال بر ثانیه $Pa\ s^{-1}$) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (E): باد مداری و نصف‌النهاری و شار همگرایی رطوبت (گرم بر کیلوگرم $^{g}/_{kg}$) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ (F): جت تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (متر بر ثانیه $^{m}/_{s}$).**

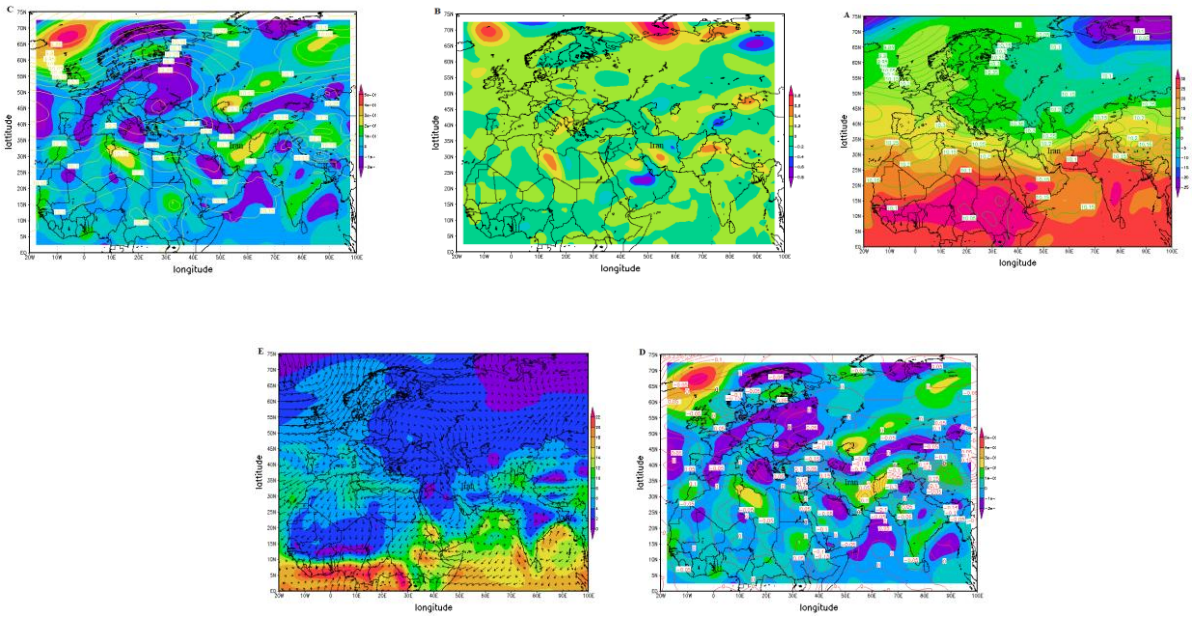
**الگوی سوم: پرفشار مرکز اروپا-کم‌فشار شرق ایران و افغانستان (۱۹۹۲/۳/۱۰)**

**سطح دریا (روز نماینده الگوی سوم)**

الگوی سوم شامل ۵۵ رخداد می‌باشد و مجموعاً ۲۴/۴۴ درصد از کل رخدادهای برف فراگیر در دوره مطالعاتی (۱۳۷۱-۱۴۰۰) را در بر گرفته است. خوشه حاضر سومین الگوی برف فراگیر بوده و میزان همبستگی درون گروهی این روز با دیگر روزهای درون گروه، ۰/۶۱ بوده است جدول (۴). شکل (۸، A) نقشه تراز دریای الگوی حاضر را نشان می‌دهد. بر اساس این نقشه پرفشار مرکز اروپا یک سلول بسته را تشکیل داده که فشار مرکزی آن ۱۰۳۵ می‌باشد. زبانه‌هایی از این پرفشار نیمه غربی ایران را فراگرفته است و از طریق حرکت واچرخندی هوای سرد را به این مناطق انتقال داده است. در همین روز بر روی شرق ایران و افغانستان یک کم‌فشار شکل گرفته و یک سلول بسته با فشار مرکزی ۱۰۱۰ هکتوپاسکال را ایجاد کرده است و از طریق حرکت چرخندی، موجب انتقال هوای گرم و مرطوب عرض‌های جغرافیایی پایین به سمت عرض‌های بالا شده است. نقشه مربوط به جبهه تراز دریا شکل (۸، B) نشان می‌دهد که در نتیجه برخورد هوای سرد پرفشار روی اروپا با هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین، گرادیان کنتوری و دمایی در منطقه موردمطالعه افزایش یافته است و شرایط را جهت تشکیل جبهه‌زایی ایجاد نموده است. بر این اساس شرایط را برای ایجاد میدان جبهه‌زایی تشکیل داده است. تحلیل‌های مربوط به نقشه تاوایی نشان می‌دهد که تاوایی مثبت تراز دریا منطبق بر حاشیه مراکز کم‌فشار و برخورد با مراکز پرفشار

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

است شکل (۸، C). بر اساس شکل (۸، D)، بیشتر مناطق ایران تحت تأثیر امگای منفی است و شرایط مناسب برای صعود جریانات همگرا در ایران فراهم است. بالاترین میزان امگای منفی نیز در مرکز ایران قرار دارد که به $-۰/۱۵\ Pa\ s^{-1}$ می‌رسد. در نتیجه شرایط مناسب جهت حرکات بالاسو فراهم می‌باشد. نقشه‌های مربوط به شار همگرایی رطوبت نشان می‌دهد که پرفشار غرب روسیه از طریق حرکت واچرخندی موجب فرارفت رطوبت از دریای خزر به شرق ایران شده است شکل (۸، E).



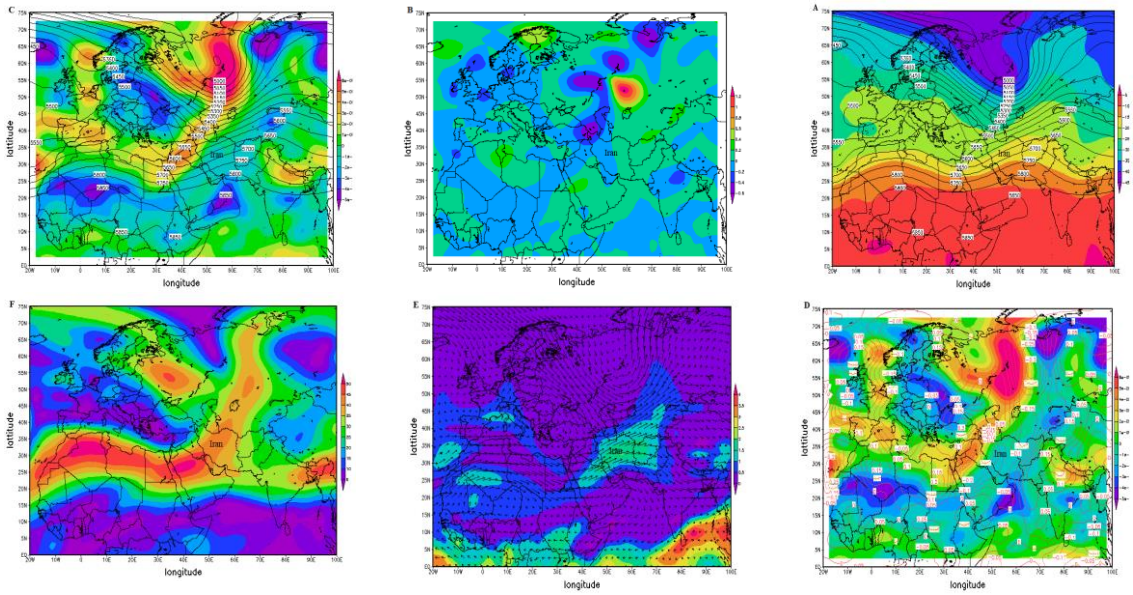

**شکل (۸). ۱۹۹۲/۳/۱۰: (A): دما (سلسیوس، C°) و فشار (هکتوپاسکال، hpa) تراز دریا؛ (B): جبهه تراز دریا (کلوین بر متر بر ثانیه $^{\circ}F \times ms^{-1}$)؛ (C): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و فشار تراز دریا (هکتوپاسکال، hpa) (D): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و امگا (پاسکال بر ثانیه $Pa\ s^{-1}$) تراز دریا (E): باد مداری و نصف‌النهاری و شار همگرایی رطوبت (گرم بر کیلوگرم $^{g}/_{kg}$) تراز دریا.**

## تراز ۵۰۰

نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که یک پرارتفاع بریده با ارتفاع مرکزی ۵۷۰۰ ژئوپتانسیل متر در مرکز اروپا شکل گرفته است و از سوی دیگر یک کم ارتفاع با ارتفاع مرکزی ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال ایران شکل گرفته است. این کم ارتفاع باعث ایجاد ناوه‌ای در مسیر جنوبی بادهای غربی در غرب ایران شده است. شمال شرق ایران در این روز در شرق ناوه و سردچال جوی قرار گرفته و وجود سردچال موجب جریان هوای سرد به این مناطق شده است، به‌طوری‌که خط هم‌دمای ۳۰- تا ۲۵- در این تراز تمامی شمال شرق ایران را پوشش داده است شکل (۹، A). بر اساس شکل (۹، B) میدان جبهه‌زایی بر محور ناوه منطبق بوده و بالاترین حد جبهه‌زایی به $^{\circ}F \times ms^{-1}$ ۰/۱ در شرق ایران می‌رسد. تحلیل نقشه مربوط به تاوایی نشان می‌دهد که حداکثر فرارفت تاوایی نسبی مثبت منطبق بر جلو ناوه به مقدار $ms^{-1}$ ۷ می‌باشد که سراسر نیمه شمالی ایران را فراگرفته است شکل (۹، C). تحلیل نقشه‌های مربوط به امگا نشان داد که مقدار امگا منطبق با فرارفت تاوایی نسبی مثبت بوده بالاترین میزان آن در منطقه موردبررسی به $-۰/۱\ Pa\ s^{-1}$ می‌رسد و در نتیجه شرایط را جهت تشکیل جریان‌های بالاسو و بارش‌های فراگیر فراهم کرده است شکل (۹، D). نقشه شار همگرایی رطوبت نشان می‌دهد که منابع رطوبتی این تراز جهت ایجاد بارش‌های فراگیر از طریق دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریای خزر بوده است شکل (۹، E). در نهایت جت تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که بیشترین سرعت رودباد جنب حاره در مرکز آن به ۶۰ متر بر ثانیه در مرکز ایران رسیده و منطبق بر ناوه شرق مدیترانه می‌باشد. پیوستگی جریان‌های واگرا از سطوح

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]
[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

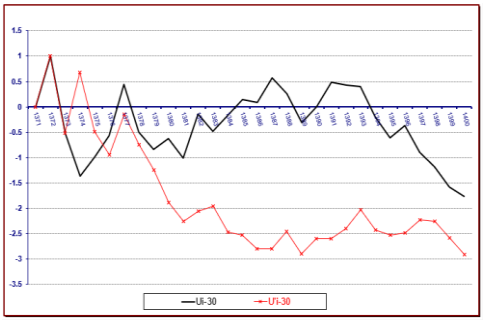
میانی تا بالایی جو موجب ایجاد شرایط مناسب جهت همگرایی سطحی و فراهم شدن شرایط موردنیاز جهت ناپایداری شدید و نزولات جوی در شمال شرق ایران شده است شکل (۹، F).



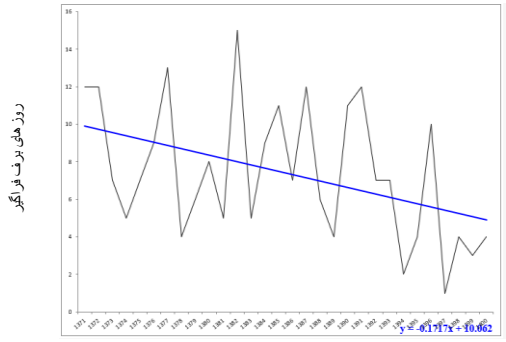

**شکل (۹). ۱۹۹۲/۳/۱۰: (A): دما (سلسیوس، $^{\circ}C$) و ارتفاع (ژئوپتانسیل متر) تراز ۵۰۰؛ (B): جبهه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (کلوین بر متر بر ثانیه $^{\circ}F \times ms^{-1}$)؛ (C): تاوایی (متر بر ثانیه $ms^{-1}$) و فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ (D): تاوایی و امگا (پاسکال بر ثانیه $Pa\ s^{-1}$) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و (E): باد مداری و نصف‌النهاری و شار همگرایی رطوبت (گرم بر کیلوگرم $g/kg$) تراز ۵۰۰؛ (F): جت تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (متر بر ثانیه $m/s$).**

### بررسی روند تغییرات زمانی روزهای برف فراگیر در شمال شرق ایران

بررسی روند تغییرات زمانی روزهای برف فراگیر نشان داد که در طول دوره موردمطالعه هیچ‌گونه روندی در تعداد روزهای فراگیر برف در شمال شرق ایران در سطوح معنی‌داری مورد آزمون، دیده نشد. در آزمون دوطرفه روند، اگر رابطه $|Z| \leq Z_{a/2}$ در سطح اطمینان ۹۵٪ برقرار باشد، باید فرضیه $H_0$ (قبول تصادفی بودن سری داده‌ها) را پذیرفت و در غیر این صورت باید فرضیه $H_1$ (وجود روند) را قبول کرد (ویوکانانداندان[30]، ۲۰۰۷). همان‌طور که در شکل (۱۰) مشاهده می‌شود نمودارهای $U$ و $U'$ در بالاتر از محدوده معنی‌داری ۱/۹۶± همدیگر را قطع نکرده‌اند. در واقع عدم قطع این نمودارها در بالاتر از خطوط معنی‌داری به معنای قبول تصادفی بودن (قبول فرض $H_0$) و عدم وجود روند معنی‌دار ($H_1$) در بارش فراگیر برف ایران است. علیرغم عدم وجود روند در تعداد روزهای فراگیر برف در شمال شرق ایران نشان داد که تعداد روزهای برف فراگیر در طول زمان روندی کاهشی داشته است شکل (۱۱).




**شکل (۱۰). روند برف فراگیر در شمال شرق ایران**




**شکل (۱۱). روند خطی سری زمانی**

[30] Vivekanandan

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]

[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

## نتیجه‌گیری

برف فراگیر در شرق ایران مانند همه رخدادهای اقلیمی در فصل سرد آب‌وهوای کشور، از طریق حرکات نصف‌النهاری و در نتیجه عمیق‌تر شدن ناوه در بادهای غربی در شرق مدیترانه مرتبط است. در واقع در همه الگوها با وقوع بلاکینگ مدیترانه و سردچال‌های اروپا و روسیه در ترازهای میانی و ترافهای با عمق کم در شرق ایران با هم ارتفاع بسته شده در سطوح پایین‌تر جو اتفاق می‌افتد.

پرفشارهای زمستانی به‌ویژه پرفشار سیبری و پرفشار روی اروپا که برای تداوم پوشش برف مطلوب هستند، معمولاً به صورت سیستم‌های وسیع و قوی درست بر روی و یا نزدیک منطقه موردمطالعه ظاهر می‌شوند و همیشه با ارتفاعات ایران مرتبط هستند. یکی از مهم‌ترین عواملی که باعث پایداری برف می‌شود دمای زیر صفر است. آنتی‌سیکلون‌های زمستانی معمولاً دمای بسیار پایینی را فراهم می‌کنند. علاوه بر این، آنتی‌سیکلون‌های سیبری و اروپا، گردش شرقی را فراهم می‌کنند که در فصل زمستان، هوای قاره‌ای قطبی و دما را به زیر صفر می‌آورد. گاهی اوقات، مراکز پرفشار مساعد برای تداوم پوشش برف واقع در شمال غربی منطقه موردمطالعه باعث جریان هوای شمالی می‌شوند. منابع رطوبتی دریای عرب، سرخ، خزر و مدیترانه نقش پررنگ‌تری در تزریق رطوبت برای ایجاد بارش‌ها داشته‌اند. ارتفاعات شرق ایران با جهت شمال غربی-جنوب شرقی در تشدید صعود توده‌های هوا و شرایط بارشی نقش داشته‌اند.

بخش زیادی از بارش برف ایران در نیمه سرد سال رخ می‌دهد و بر همین اساس روند تغییرات منفی تعداد روزهای با برف فراگیر که در این دوره اتفاق می‌افتد دارای اهمیت بالایی است. بدین‌جهت اقدامات و آمادگی‌های لازم برای کاستن از اثرات سوء تغییرات پوشش برف در ایران ضروری به نظر می‌رسد. روند کاهش منابع برفی در منطقه با توجّه به افزایش روزافزون کشور جمعیت کشور و به‌تبع آن بالا رفتن نیاز به آب شرب در شهرها و روستاها، آب آبیاری در بخش کشاورزی و آب موردنیاز صنعت، می‌تواند منجر به کمبود منابع آب و ایجاد بحران آبی در منطقه می‌شود. ازاین‌رو پایش مداوم سطح پوشش برف و روند تغییرات آن به‌خصوص در سال‌هایی که شرایط حدی پوش برف حاکم بوده است و تخمین وضعیت آینده در بخش‌های مختلف منطقه بسیار ضروری است. در مقایسه پژوهش حاضر با سایر محققین می‌توان گفت که نتایج پژوهش حاضر با نتایج پژوهش‌های لی و همکاران (۲۰۲۰)، لوپز و همکاران (۲۰۲۰)، مادریک و همکاران (۲۰۲۰)، بنیستون و همکاران (۲۰۱۸)، سوتمز و همکاران (۲۰۱۳)، فتاحی و مقیمی (۱۳۹۸)، شرافت و فتح نیا (۱۳۹۸) و عزیزی و همکاران (۱۳۹۶) هم راستا می‌باشد.

## سپاسگزاری

از آقای دکتر بهلول علیجانی / خانم دکتر زهرا حجازی‌زاده / و آقای دکتر بختیار محمدی به خاطر بازبینی متن مقاله و ارائه نظرهای ساختاری تشکر و قدردانی می‌شود.

از داوران محترم به خاطر ارائه نظرهای ساختاری و علمی سپاسگزاری می‌شود.

## منابع

دوستان، رضا (۱۳۹۹)، الگوهای جوی بارش‌های شدید و فراگیر خراسان جنوبی، *مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای*، سال هجدهم، شماره ۱، شماره پیاپی ۳۴: ۱۹۹-۲۲۳. doi: 10.22067/geography.v18i1.84509

شرافت، مهدی و فتح نیا، امان اله. (۱۳۹۸). پایش تغییرات فضایی-زمانی سطوح برفی زاگرس با استفاده از تصاویر NOAA-AVHRR. *برنامه‌ریزی و آمایش فضا (مدرس علوم انسانی)*، ۲۳(۲)، ۱۷۳-۱۹۴. SID. https://sid.ir/paper/381073/fa

عزیزی، قاسم، رحیمی، مجتبی، محمدی، حسین و خوش‌اخلاق، فرامرز. (۱۳۹۶). تغییرات زمانی- مکانی پوشش برف دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۹(۳)، ۳۸۱-۳۹۳. doi: 10.22059/jphgr.2017.217393.1006943

علیجانی، بهلول (۱۳۹۶)، آب‌وهوای ایران. چاپ چهاردهم. تهران: انتشارات سمت.

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]

[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

فتاحی، ابراهیم و مقیمی، شوکت. (۱۳۹۸). اثر تغییرات اقلیمی بر روند برف شمال غرب ایران. *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی (علوم جغرافیایی)*، ۱۹(۵۴)، ۴۷-۶۳. SID. https://sid.ir/paper/399630/fa

فلاحتی فاطمه، علیجانی بهلول، سلیقه محمد. (۱۳۹۶). بررسی تغییرات سطح پوشش برف در دهه‌های آینده با رویکرد مدیریت منابع آب (مطالعه موردی: حوضه آبخیز منتهی به سد امیرکبیر). *فصلنامه علمی پژوهشی امداد و نجات*. ۱۳۹۶; ۹ (۳): ۶۸-۷۹ URL: http://jorar.ir/article-1-476-fa.html

فهیمی نژاد، الهام، حجازی زاده، زهرا، علیجانی، بهلول و ضیاییان، پرویز. (۱۳۹۱). تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵). *جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای*، ۱۰(۱۹)، ۲۸۱-۳۰۲. SID. https://sid.ir/paper/99006/fa

کیخسروی کیانی، محمدصادق و مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۹۵). شناسایی وردش‌های مکانی روزهای برف‌پوشان در ایران زمین به کمک داده‌های دورسنجی. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، ۵(۱)، ۶۹-۸۶. doi: 10.22067/geo.v5i1.49715

میرموسوی، سید حسین و صبور، لیلا. (۱۳۹۳). پایش تغییرات پوشش برف با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس در منطقه شمال غرب ایران. *جغرافیا و توسعه*، ۱۲(۳۵)، ۱۸۱-۱۹۹. SID. https://sid.ir/paper/77373/fa

Bai. L، Shi. C، Shi. Q، Li. L، Wu. J، Yang. Y،Sun. S، Zhang. F، Meng. J، (2019)، Change in the spatiotemporal pattern of snowfall during the cold season under climate change in a snow-dominated region of China، *International Journal of Climatology*,Volume 39، Issue 15: 5702-5719. https://doi.org/10.1002/joc.6182

Beniston M. (2006). Mountain weather and climate: A general overview and a focus on climatic change in the Alps. *Hydrobiologia* 562: 3–16. https://doi.org/10.1007/s10750-005-1802-0

Beniston M، Farinotti D، Stoffel M، Andreassen LM، Coppola E، Eckert N، Fantini A، Giacona F، Hauck C، Huss M، Huwald H. (2018). The European mountain cryosphere: a review of its current state، trends، and future challenges. *Cryosphere* 12:759-794. https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018

Birsan. M.V، Dumitrescu. A (2013)، Snow variability in Romania in connection to large-scale atmospheric circulation، *International Journal of Climatology*, Volume 34، Issue 1: 134-144. https://doi.org/10.1002/joc.3671

Brown. I. (2019). Snow cover duration and extent for Great Britain in a changing climate: Altitudinal variations and synoptic-scale influences، *International Journal of Climatology*, Volume 39، Issue 12: 4611- 4626 https://doi.org/10.1002/joc.6090

Clark. C. A، Ganesh. B. B، Elless. T. J، Lyza. A. W، Koning. D. M، Carne. A. R، Boney. H. A، Sink. A. M، Barrick. J. M، (2018)، Spatio-temporal November and March snowfall trends in the Lake Michigan region، *International Journal of Climatology*, Volume 38، Issue 8: 3250-3263. https://doi.org/10.1002/joc.5498

Cohen J. (1994). Snow cover and climate. *Weather*, 49:150-156.

Diffenbaugh NS، Scherer M، Ashfaq M. (2013). Response of snow-dependent hydrologic extremes to continued global warming. *Nature Climate Change*, 3: 379-384. https://doi.org/10.1038/nclimate1732

Dyer. J. L، Mote. T. L. (2007)، Trends in snow ablation over North America، *International Journal of Climatology*, Volume 27، Issue 6: 739-748. https://doi.org/10.1002/joc.1426

Fontrodona Bach A، van der Schrier G، Melsen LA، Klein Tank AMG، Teuling AJ. (2018). Widespread and accelerated decrease of observed mean and extreme snow depth over Europe. *Geophysical Research*, Letters 45: 312-319. https://doi.org/10.1029/2018GL079799

Hall A. Endfield G. (2016). "Snow scenes": Exploring the role of memory and place in commemorating extreme winters. *Weather Climate and Society*, 8:5-19. https://doi.org/10.1175/WCAS-D-15-0028.1

Harrison SJ، Winterbottom SJ، Johnson RC. (2001). A preliminary assessment of the socio-economic and environmental impacts of recent changes in winter snow cover in Scotland، *Scottish Geographical Journal* 117: 297-312. https://doi.org/10.1080/00369220118737130

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]

[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]

Huang، X.، Deng، J.، Ma، X.، Wang، Y.، Feng، Q.، Hao، X.، Liang، T.، (2016). Spatiotemporal dynamics of snow cover based on multi-source remote sensing data in China. *Cryosphere*, 10 (5)، 2453–2463. https://doi.org/10.5194/tc-10-2453-2016.

Jin. X، Ke. C.Q، Xu. Y.Y، Li. X.C. (2015). Spatial and temporal variations of snow cover in the Loess Plateau، China، *International Journal of Climatology*, Volume 35، Issue 8: 4611-4626. https://doi.org/10.1002/joc.4086

Jones CA، Davies SJ and Macdonald N (2012) Examining the social consequences of extreme weather: the outcomes of the 1946/1947 winter in upland Wales، UK. *Climatic Change*, 113: 35–53. https://doi.org/10.1007/s10584-012-0413-9

Kay AL. (2016). A review of snow in Britain: the historical picture and future projections. *Progress in Physical Geography*، 40: 676-698. https://doi.org/10.1177/0309133316650617

Li. W، Qiu. B، Guo. W، Zhu1. Zh، Hsu. P. C. (2020)، Intraseasonal variability of Tibetan Plateau snow cover، *International Journal of Climatology*، 40، 3451-3466. https://doi.org/10.1002/joc.6407

López.M. J. I، Soubeyroux. J. M، Gascoin.S، Alonso.G.E، Durán.G. N، Lafaysse. M، Vernay. M، Carmagnola. C، Morin. S. (2020). Long-term trends (1958–2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees. *International Journal of Climatology*, Volume 40، Issue 14: 6122-6136. https://doi.org/10.1002/joc.6571

Luomaranta. A، Aalto. J، Jylhä. K. (2019)، Snow cover trends in Finland over 1961–2014 based on gridded snow depth observations، *International Journal of Climatology*; 39:3147–3159. https://doi.org/10.1002/joc.6007

Mudryk. L، Otín. S. M، Krinner. G، Ménégoz. M، Derksen. C، Vuilmet. B. C، Brady. M، Essery. R، (2020)، Historical Northern Hemisphere snow cover trends and projected changes in the CMIP-6 multi-model ensemble. *The Cryosphere*. Volume 14، issue 7: 2495–2514. https://doi.org/10.5194/tc-14-2495-2020

Pomeroy JW، E Brun. (2001). Physical properties of snow. Snow Ecology، In: Jones HG، Pomeroy JW، Walker DA، Hoham RW. (eds) *Snow Ecology*. Cambridge University Press. pp45–126.

Ren، Y.، Lü، Y.، Comber، A.، Fu، B.، Harris، P.، Wu، L.، (2019). Spatially explicit simulation of land use/land cover changes: current coverage and future prospects. *Earth Sci*. Rev. 190، 398–415. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.001

Sauter. T، Weitzenkamp. B، Schneider. C، (2010)، Spatio-temporal prediction of snow cover in the Black Forest mountain range using remote sensing and a recurrent neural network، *International Journal of Climatology*, Volume 30، Issue 15: 2330-2341. https://doi.org/10.1002/joc.2043

Schlochtern MPM zu، Rixen C، Wipf S، Cornelissen JH. (2014). Management، winter climate and plant–soil feedbacks on ski slopes: a synthesis. *Ecological Research* 29: 583-592. https://doi.org/10.1007/s11284-014-1141-6

Sönmez. I، Tekeli. A. E، Erdi. E، (2013)، Snow cover trend analysis using Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System data over Turkey، *International Journal of Climatology*, Volume 34، Issue 7: 2349-2361. https://doi.org/10.1002/joc.3843

Yang، M.، Wang، X.، Pang، G.، Wan، G.، Liu، Z.، (2019). The Tibetan Plateau cryosphere: Observations and model simulations for current status and recent changes. *Earth Sci*. Rev. 190، 353–369. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.018

Youa. Q، Wub. T، Shenb. L، Pepinc. N، Zhangd. L، Jiangd. Z، Wua. Z، Kange. S، Agha. K. A. (2020)، Review of snow cover variation over the Tibetan Plateau and its influence on the broad climate system، *Earth-Science Reviews*، Volume 201، 1-13. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103043

[ Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-07 ]

[ DOI: 10.61186/jgs.25.78.14 ]