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

Hotspot Analysis of the Subtropical High Pressure during the Boreal Summer (June–August)

Zahra Hejazizadeh[1] | **Ali Reza Karbalaee**[2] | **Mokhtar Fatahian**[3]

1. Corresponding author, Professor of Climatology, Faculty of Geographical Sciences, University of Kharazmi Tehran, Iran, **E-mail:** hejazizadeh@khu.ac.ir
2. Associate Professor, Department of Climatology, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran. **E-mail:** karbalaee@khu.ac.ir
3. Assistant Professor, Department of Climatology, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran. **E-mail:** mokhtar.fatahian74@gmail.com

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:
Received
2024/07/10
Received in revised
2024/09/18
Accepted
2024/09/26
Published
2024/09/27
Published online
2026/03/21

Keywords:
Summer high-pressure system,
Hotspot analysis,
Iran,
Geopotential height anomalies,
Percentiles,
Subtropical anticyclone.

ABSTRACT

This study investigates the spatial dynamics of the subtropical anticyclone over Iran during boreal summer, using daily ERA5 reanalysis data (1980–2020) and the Getis-Ord Gi* statistic to identify statistically significant hotspots ($p < 0.01$) in 500-hPa geopotential height (Z500) anomalies for June–August. Results reveal that the peak statistical hotspot occurs in July: a prominent warm cluster with Z-scores up to +4.1 (99% confidence level) forms over southwestern Iran (27°–32°N, 48°–60°E), reflecting the strongest positive departure from the long-term Z500 climatology. Conversely, a cold cluster with Z-scores reaching −10.2 emerges over the northwest (West Azerbaijan and Kurdistan provinces) the lowest value recorded over the entire period indicating pronounced geopotential depression driven by the orographic influence of the Alborz–Zagros ranges and incursions of mid-latitude systems. Histogram analysis of Z-scores confirms a distinctly bimodal distribution in July, with high frequencies in the [+2.5, +4.1] and [−10.2, −2.5] ranges and a pronounced trough near $Z \approx 0$, underscoring strong spatial segregation between warm and cold clusters. Notably, the eastern half of Iran (central and eastern regions) consistently lacks significant hotspots across all three months, suggesting the presence of a dynamic transition zone shaped by the competition between subtropical and mid-latitude circulations. In August, although absolute Z500 exceeds 5890 m, the Z-score diminishes (+4.0), indicating that cumulative surface heating elevates the mean geopotential height but its anomalous intensity relative to climatology weakens compared to July. Collectively, these findings suggest that the dynamical peak of the Iranian subtropical high lags the peak of surface heating by approximately one month.

Cite this article: Hejazizadeh, Zahra., Karbalaee, Ali Reza., & Fatahian, Mokhtar. (2026). Hotspot Analysis of the Subtropical High Pressure during the Boreal Summer (June–August). *Applied Researches in Geographical Sciences*, 26 (80), 20-35. DOI: http://dx.doi.org/10.61882/jgs.26.80.15

© The Author(s). Publisher: Kharazmi University
DOI: http://dx.doi.org/10.61882/jgs.26.80.15

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

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

Extended Abstract

Introduction

The Subtropical High-Pressure (STHP) is a cornerstone of the Northern Hemisphere's warm-season atmospheric circulation, exerting dominant control over stability, precipitation suppression, heatwave genesis, and aridification across mid- and subtropical latitudes. Iran's geographic position within the global dry belt renders it exceptionally susceptible to the spatial and temporal modulation of the STHP, particularly at the 500-hPa level, where it governs large-scale subsidence and thermal structure. Recent evidence including IPCC AR6 assessments and observational studies indicates a poleward expansion and intensification of subtropical highs under global warming, with profound regional climatic consequences such as prolonged droughts and intensified heat stress. While prior research (e.g., Zarrin et al., 2010; Alijani, 1384) has confirmed the existence of a quasi-permanent, independent Iranian STHP core influenced by plateau-scale heating and orography, a critical knowledge gap persists regarding its *fine-scale spatiotemporal dynamics*: specifically, the identification and evolution of statistically significant *hotspots* localized, high-intensity clusters of geopotential height anomaly that act as nuclei for extreme events. To address this, we employ advanced spatial statistics to move beyond climatological composites and EOF-based synoptic typing, aiming to pinpoint where and when the STHP exhibits anomalous intensification across boreal summer (June–August).

Material and Methods

This study utilizes the ERA5 reanalysis dataset (ECMWF, 1980–2020), selected for its high spatial resolution (~31 km), daily temporal granularity, and well-documented reliability in representing large-scale circulation features, especially over data-sparse regions like the Iranian Plateau. The domain spans 25°–40°N and 45°–64°E (~2,488 grid cells), encompassing Iran and its immediate atmospheric context. The primary variable is 500-hPa geopotential height (Z500), a robust proxy for anticyclonic strength and subsidence. Hotspot analysis is performed using the *Getis-Ord Gi** statistic, a widely validated spatial clustering method that identifies locations where high (or low) Z500 values are surrounded by similarly high (or low) neighbors i.e., statistically significant *hot* ($Gi^* > 0$, $p < 0.01$) or *cold* ($Gi^* < 0$, $p < 0.01$) spots. Spatial weights (w_{ij}) are defined via binary contiguity within a 500-km search radius, ensuring regional relevance. Gi* scores are standardized to Z-scores; values > +2.58 (99% confidence) denote hotspots, < −2.58 denote coldspots. Data processing, Gi* computation, and mapping were conducted in MATLAB and ArcGIS.

Results and Discussion

The analysis reveals a pronounced monthly evolution of hotspot patterns, highlighting the dynamical lability of the Iranian STHP:

– July marks the *peak statistical intensification*: a robust hotspot (Z-score up to +4.1, 99% CL) anchors over SW Iran (27°–32°N, 48°–60°E), signifying the strongest positive Z500 anomaly. This coincides with maximum surface heating and reflects the mature phase of the anticyclone. Conversely, an intense coldspot (Z-score down to −10.2) dominates NW Iran (W. Azerbaijan, Kurdistan), the lowest value in the 41-year record driven by Zagros–Alborz

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

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

orographic lifting and residual mid-latitude trough activity. The Z-score histogram for July is distinctly bimodal, with high frequencies in [+2.5, +4.1] and [−10.2, −2.5] and a deep trough near zero, confirming sharp spatial segregation between dynamical regimes.
– June exhibits a similar NW–SE dipole but with weaker intensity (max Z-score +3.5) and a more southerly hotspot center.
– August shows a critical shift: while absolute Z500 exceeds 5890 m (higher than July), the hotspot Z-score *declines* to +4.0, and the cluster shifts northwestward and inland, now covering central and S/SE Iran (28°–34°N, 47°–56°E). Simultaneously, a *new coldspot emerges in eastern Iran* (~60°–63°E), absent in June–July likely linked to Indian Ocean surface forcing or transient Rossby wave activity. Crucially, the central/eastern plateau consistently lacks significant clusters across all months, identifying it as a dynamic transition zone where subtropical and mid-latitude circulations compete. The shift from a strong N–S gradient in June–July to an enhanced E–W gradient in August underscores the seasonal migration of the STHP's core.

Conclusion

This study demonstrates that the Iranian subtropical high is not a static feature but a dynamically evolving system with month-specific hotspot configurations. Its *dynamical peak* (max anomalous intensity) lags the *thermal peak* (max surface heat) by one month occurring in July, not August highlighting the role of atmospheric feedbacks beyond surface forcing. The northwestward migration and intensification by August suggest an *amplified westward extension*, consistent with global trends of subtropical expansion under climate change. These findings have critical implications: (1) the expanding hotspot into central Iran portends increased heatwave and drought risk in previously less-affected regions, threatening water and food security; (2) the eastern coldspot signals complex ocean–atmosphere interactions needing further study; (3) the persistent central transition zone reveals limitations in current regional climate models that oversimplify pressure gradients. Ultimately, this hotspot framework provides a quantitatively rigorous, operational tool for early-warning systems and climate adaptation planning enabling targeted forecasting of high-impact summer extremes across Iran's diverse climatic zones.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

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

تحلیل هات‌اسپات الگوهای پرفشار جنب‌حاره‌ای دوره گرم سال (ژوئن–آگوست)

زهرا حجازی زاده[✉۱]، علیرضا کربلائی درئی[۲]، مختار فتاحیان[۳]

۱. نویسنده مسئول، استاد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: hejazizadeh@khu.ac.ir

۲. استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: karbalaee@khu.ac.ir

۳. دانش‌آموخته دکتری آب‌وهواشناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: mokhtar.fatahian74@gmail.com

اطلاعات مقاله

نوع مقاله:
مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت:
۱۴۰۳/۰۴/۲۰

تاریخ بازنگری:
۱۴۰۳/۰۶/۲۸

تاریخ پذیرش:
۱۴۰۳/۰۷/۰۵

تاریخ انتشار:
۱۴۰۳/۰۷/۰۶

تاریخ انتشار آنلاین:
۱۴۰۵/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:
پرارتفاع تابستانه، هات اسپات، ایران، صدک‌ها.

چکیده

در این پژوهش، با هدف تحلیل دقیق‌تر فضایی سامانه پرفشار جنب‌حاره‌ای در تابستان ایران، از داده‌های روزانه ERA5 (۱۹۸۰–۲۰۲۰) و روش آماری Getis-Ord Gi* برای شناسایی هات‌اسپات‌های معنادار ($p < 0.01$) در توزیع ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (Z500) در فصل گرم سال (ژوئن–آگوست) استفاده شد. نتایج نشان داد که بیشینه آماری هات‌اسپات در جولای رخ می‌دهد: خوشه داغ با Z score تا +۴.۱ (سطح اطمینان ۹۹٪) در جنوب غرب ایران (N°۳۲–°۲۷، E°۴۸–°60) شکل می‌گیرد که بیانگر فراترین انحراف مثبت از میانگین بلندمدت Z500 است. در مقابل، خوشه سرد با Z score تا ۱۰.۲ – در شمال غرب (آذربایجان غربی و کردستان) قرار دارد کمترین مقدار گزارش‌شده در کل دوره و نشان‌دهنده کاهش ژئوپتانسیل ناشی از توپوگرافی البرز–زاگرس و فعالیت سامانه‌های میان‌عرضی. تحلیل هیستوگرام Z scoreها تأیید می‌کند که توزیع در جولای دوکُله‌ای و به‌وضوح دوگانه است: فراوانی بالا در بازه‌های [+۲.۵, +۴.۱] و [–۱۰.۲, –۲.۵]، در ناحیه $Z \approx 0$، نشان‌دهنده جداشدگی قوی فضایی بین خوشه‌های داغ و سرد است. علاوه بر این، عدم وجود خوشه‌های معنادار در نیمه شرقی (مرکز و شرق ایران) که در هر سه ماه مشاهده شد، گویای حضور یک «زون انتقالی» پویا است که تحت تأثیر رقابت بین جریان‌های جنب‌حاره‌ای و میان‌عرضی قرار دارد. در آگوست، با وجود افزایش مطلق Z500 به فراتر از ۵۸۹۰ متر، Z score کاهش یافته (+۴.۰) که نشان می‌دهد گرمای تجمعی سطح باعث بالارفتن مطلق Z500 شده، اما ناهنجاری آماری آن نسبت به جولای ضعیف‌تر است. این یافته‌ها حاکی از آن است که پیک دینامیکی پرفشار جنب‌حاره‌ای ایران با تأخیر یک‌ماهه نسبت به پیک گرمای سطحی در تابستان رخ می‌دهد.

استناد: حجازی زاده، زهرا؛ کربلائی درئی، علیرضا؛ و فتاحیان، مختار (۱۴۰۵). تحلیل هات‌اسپات الگوهای پرفشار جنب‌حاره‌ای دوره گرم سال (ژوئن–آگوست). *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، ۲۶ (۸۰)، ۳۵-۲۰.
http://dx.doi.org/10.61882/jgs.26.80.15

ناشر: دانشگاه خوارزمی تهران.

© نویسندگان.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

مقدمه

سامانه پرفشار جنب‌حاره‌ای[1](STHP)، به‌ویژه در تراز میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال)، یکی از مؤلفه‌های بنیادین و تعیین‌کننده در گردش عمومی جو نیمکره شمالی طی فصل گرم سال است (Nie et al., 2023؛ Chen et al., 2022؛ بری و کارلتون[2]، ۲۰۰۱). این الگوی کلان‌مقیاس با ایجاد فرونشینی گسترده هوا، نقش حاکمیتی در کنترل پایداری جو، سرکوب مکانیسم‌های صعود و در نتیجه شکل‌دهی به الگوهای خشکی، دماهای فرین و امواج گرمایی در عرض‌های میانی و پایین دارد (حجازی‌زاده و همکاران، ۱۳۷۲؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۷۸؛ لی و همکاران، ۲۰۱۲). به‌عبارت‌دیگر منطقه خاورمیانه و فلات ایران به دلیل موقعیت جغرافیایی خود در کمربند خشک و نیمه‌خشک جهان، به‌شدت تحت تأثیر نوسانات، استقرار و شدت‌گیری این سامانه در فصل تابستان قرار دارند (عساکره و همکاران، ۱۳۹۵). تقویت و گسترش STHP بر فراز این منطقه، مستقیماً با افزایش میانگین دما، تشدید شرایط خشکسالی، افزایش تبخیر-تعرق و ایجاد پایداری شدید جوی که مانع از شکل‌گیری بارش‌های همرفتی مؤثر می‌شود، مرتبط است (علی پور و همکاران، ۱۳۹۷). اهمیت مطالعهی این سامانه در بستر تغییر اقلیم جهانی دوچندان می‌شود؛ چراکه شواهد متقن علمی، از جمله پژوهش‌های مستقل مانند علی پور و همکاران، ۲۰۱۹؛ مهاورپور وهمکاران، ۲۰۲۴؛ Wang و Chen، ۲۰۱۴؛ فتاحیان و همکاران، ۲۰۲۴ ؛ نشان‌دهندهی گسترش کمربند پرفشار جنب‌حاره‌ای و تقویت قائم آن در دهه‌های اخیر است که پیامدهای هیدرواقلیمی گسترده‌ای را در مقیاس جهانی به همراه دارد(حلبیان ۱۳۹۰، فتاحیان و همکاران، ۲۰۲۵). در ایران، کمربند پرفشار جنب‌حاره‌ای به‌عنوان یکی از مؤثرترین عناصر کنترل‌کننده اقلیم، به‌ویژه در فصل گرم سال، شناخته می‌شود(فرج زاده و همکاران، ۱۳۸۸)؛ چنان‌که علیجانی (۱۳۸۴) تأکید می‌کند این سامانه از جمله عوامل سینوپتیکی اصلی مؤثر بر الگوهای اقلیمی ایران محسوب می‌شود. این کمربندهای پرفشار که به‌عنوان «مراکز فعالیت دائمی» جو شناخته شده‌اند(Barry & Carleton, 2001) ، در مناطق جنب‌حاره‌ای دائمی‌ترین سیمای گردشی وردسپهر را تشکیل می‌دهند و هسته‌های آن‌ها در مناطق مختلف با نام‌های مجزایی (مانند پرفشار آزور، پرفشار عربستان و پرفشار ایران) شناخته می‌شوند.(Zarrin et al., 2010)

مطالعات متعددی بر پیچیدگی ساختار فضایی این سامانه‌ها در منطقه تأکید دارند. زرین و همکاران (۲۰۱۰) با تحلیل داده‌های وردسپهر، وجود یک هسته پرفشار مستقل در جنب‌حاره ایران را در ترازهای میانی و فوقانی تأیید کرده‌اند. این هسته پرفشار که تحت تأثیر گرمایش ناشی از فرارفت افقی و قائم و تطبیق با رشته‌کوه‌های مرتفع فلات ایران شکل می‌گیرد، نقش کلیدی در ایجاد شرایط خشک و گرم در این منطقه دارد. مبسون و اندرسون[3] (۱۹۶۳) با بررسی ترازهای بالای جو، واچرخند شدید و دائمی در نیمه‌گویه شمالی را «واچرخند آسیا» نامیدند که امروزه به‌عنوان یکی از مؤلفه‌های اصلی سامانه پرفشار جنب‌حاره‌ای شناخته می‌شود. این پیچیدگی‌ها تحت تأثیر عواملی مانند ناهمواری‌های زمین‌چهره، تضاد گرمایشی خشکی-دریا و بودجه انرژی جو قرار دارد؛ به‌طوری‌که بل و بوسارات[4] (۱۹۸۹) در تحلیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان دادند هسته‌های اصلی پرفشار جنب‌حاره‌ای در تابستان بر روی خشکی‌های جنوب غرب آمریکا، شمال غرب آفریقا، جنوب ایران، فلات تبت و جنوب شرق چین متمرکز می‌شوند. دیویس و همکاران[5] (۱۹۹۷) نیز تغییرات فصلی پرفشار آزور را مستند کردند؛ به‌طوری‌که این سامانه در تابستان به‌صورت یک سلول منفرد بر فراسوی اقیانوس اطلس و در زمستان به‌صورت دو سلول جداگانه (بر فراسوی جنوب شرق ایالات‌متحده و غرب مراکش) ظاهر می‌شود.

در دهه‌های اخیر، ارتباط بین تغییر اقلیم و تحولات در ساختار پرفشارهای جنب‌حاره‌ای مورد توجه فزاینده‌ای قرار گرفته است. شواهد رصدی نشان می‌دهد که از اواسط دهه ۱۹۷۰، گسترش قطبی کمربند جنب‌حاره‌ای و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل سامانه‌های پرفشار در نیمه‌گویه شمالی، روندی قابل‌توجه داشته است .(IPCC, 2021) این گسترش که با گرمایش جهانی هم‌زمان است، پیامدهای اقلیمی گسترده‌ای دارد؛ چراکه هوای نزولی درون این سامانه‌ها باعث کاهش رطوبت و تشدید خشکی در مناطق تحت تأثیر می‌شود .(Seidel et al., 2008) مطالعاتی مانند لی و همکاران (۲۰۱۱) با تحلیل داده‌های NCEP و-ERA-40 (1948

[1] Subtropical High-Pressure
[2] Barry and Carleton
[3] Mason and Anderson
[4] Bell and Bosart
5 Davis et al

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

(2007، گسترش غربی و تقویت پرفشار آزور را به‌عنوان عامل اصلی کاهش بارش‌های تابستانه در جنوب شرق ایالات‌متحده شناسایی کردند. هوی و سون (۲۰۰۳) با معرفی یک شاخص نوین مبتنی بر گردایه‌ی نسبی (به‌جای فشار ژئوپتانسیل) برای تعیین موقعیت طولی پُرفشار جنب‌حاره‌ای غرب اقیانوس آرام در تابستان، نشان دادند که جابه‌جایی غربی یا شرقی این سامانه ارتباط معناداری با الگوهای بارش و دما در چین دارد: جابه‌جایی غربی پُرفشار، بارش بیشتر در دره‌ی رود یانگتسه و کمتر در جنوب چین و دمای پایین‌تر در شمال چین را به‌دنبال دارد، در حالی که عقب‌نشینی شرقی آن با گرمایش شدید در شمال چین (از جمله در تابستان‌های اخیر) همراه است. هوانگ و لی (۲۰۱۵) با تحلیل فشار ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال، نشان دادند که پُرفشار جنب‌حاره‌ای غرب اقیانوس آرام (WPSH) در تابستان‌های دوره‌ی ۱۹۷۹–۲۰۰۹ نسبت به ۱۹۴۸–۱۹۷۸ ضعیف‌تر شده است. برای دستیابی به تصویری دقیق‌تر از این تغییر، آن‌ها از فشار ژئوپتانسیل ادی (اختلاف از میانگین زونال ۰°–۴۰°N) استفاده کردند و تأکید کردند که گسترش ظاهری غرب‌سوی WPSH در تحلیل‌های مبتنی بر فشار مطلق، احتمالاً ناشی از افزایش کلی ارتفاع ژئوپتانسیل تحت تأثیر گرمایش جهانی است، نه تقویت واقعی سامانه. مهاورپور و همکاران (۲۰۲۴) به بررسی تأثیر گرمایش اقلیمی بر سامانه‌های بزرگ‌مقیاس جوی نیمکره‌ی شمالی در دوره‌ی ۱۹۷۹–۲۰۱۸ با استفاده از داده‌های ERA-Interim پرداختند. نتایج حاصل از آزمون من-کندال و برآوردگر شیب سن نشان داد که افزایش ضخامت لایه‌ی ۵۰۰–۱۰۰۰ هکتوپاسکال به‌ویژه در نوارهای قطبی (۸۰°–۹۰°N) و مناطق جنب‌حاره‌ای (۲۰°–۴۰°N) در تابستان معنی‌دار است. بیشترین شیب مثبت تغییرات ضخامت در فصل پاییز مشاهده شد که بیانگر تسریع گرمایش در این فصل است. آن‌ها همچنین گزارش کردند که پُرفشار سیبری در پاییز و زمستان تقویت شده، در حالی که بخش غربی پُرفشار آزور (Azores High) نیز در زمستان روند تقویتی داشته است. در مقابل، سامانه‌های کم‌فشار مونسونی و آلئوتیان به‌ترتیب در بهار و زمستان ضعیف‌تر شده‌اند. همچنین، کمربند پُرفشار جنب‌حاره‌ای در سه فصل زمستان، بهار و تابستان روند مثبت معنی‌داری از خود نشان داده که با افزایش ضخامت جو همسو بوده و تأییدی بر تأثیر گرمایش اقلیمی بر دینامیک گردشی جو است. هی و همکاران (۲۰۲۴) نشان می‌دهند که گسترش ظاهری پُرفشار جنب‌حاره (مثلاً خط تراز ۵۸۸۰ گیگاژول بر کیلوگرم) عمدتاً ناشی از انبساط حرارتی جو و افزایش یکنواخت ارتفاع ژئوپتانسیل است، نه تقویت دینامیکی واقعی سامانه. آن‌ها سامانه را از سه منظر فیزیکی (مساحت، شدت ظاهری)، ترمودینامیکی (چگالی هوا)، و دینامیکی (گرادیان ارتفاع، واگرایی) تحلیل کرده و تأکید می‌کنند که تنها معیارهای دینامیکی می‌توانند تقویت یا تضعیف واقعی را تشخیص دهند. این یافته‌ها هشدار می‌دهند که استناد صرف به ارتفاع ژئوپتانسیل برای استنتاج «تقویت پُرفشار جنب‌حاره» گمراه‌کننده بوده و ارزیابی دقیق مستلزم تحلیل مؤلفه‌های دینامیکی است.

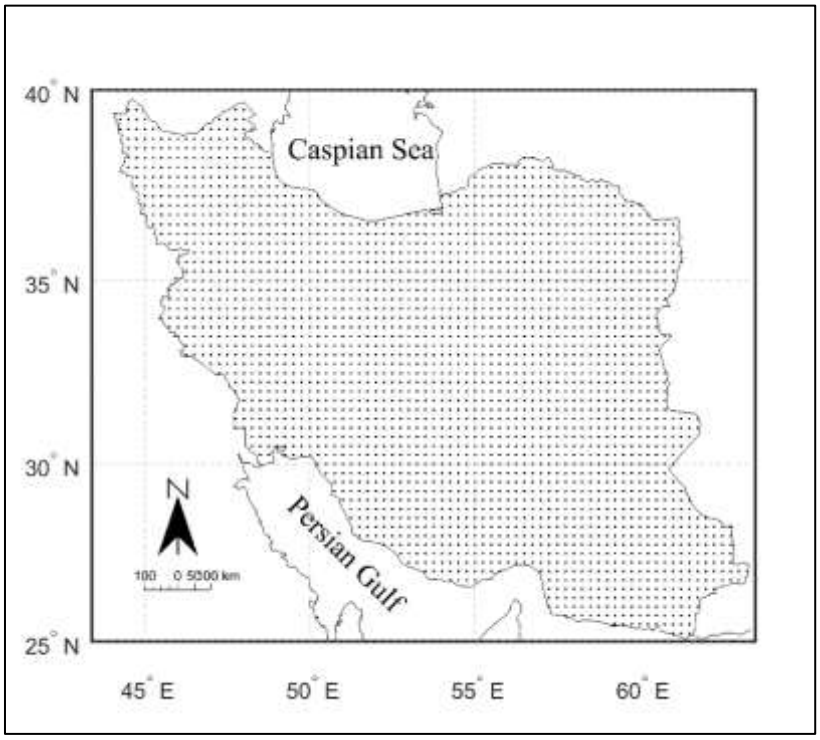
شواهد مشاهداتی اخیر، از جمله افزایش تواتر، تداوم و شدت امواج گرمایی در ایران، ضرورت بررسی دقیق‌تر رفتار دینامیکی این سامانه را برجسته می‌سازد. اگرچه کلیات رفتار STHP در منطقه مطالعه شده است، اما یک شکاف دانشی آشکار در زمینه تحلیل فضایی دقیق برای شناسایی «کانون‌های بحرانی» (Hotspots) تقویت فشار، با تفکیک مکانی و زمانی بالا و بررسی تحول آن‌ها در طول زمان وجود دارد. برای پر کردن این خلأ و گذار از تحلیل‌های سنتی به درکی عمیق‌تر از دینامیک مکانی این سامانه، بهره‌گیری از روش‌های نوین تحلیل فضایی در جغرافیای اقلیمی ضروری است. در این میان، تحلیل هات‌اسپات (مانند آماره فضایی Getis-Ord Gi*) ابزاری قدرتمند برای شناسایی خوشه‌های فضایی معنادار آماری از مقادیر بالای فشار است. این روش، برخلاف رویکردهای مبتنی بر میانگین‌گیری زمانی یا تحلیل‌های متعارف EOF، قادر است کانون‌های پویای تقویت فشار و تغییرات موقعیتی آن‌ها را با دقت بالایی آشکار سازد. برای دستیابی به این هدف، استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5 (مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا) به دلیل تفکیک مکانی مناسب؛ پوشش زمانی طولانی‌مدت و اعتبار جهانی اثبات‌شده‌ی آن در مطالعات اقلیمی، انتخابی بهینه برای انجام چنین تحلیل دقیقی محسوب می‌شود. بر این اساس، هدف اصلی پژوهش حاضر پاسخ به این پرسش کلیدی است: آیا الگوهای فضایی هات‌اسپات‌های فشار جنب‌حاره‌ای در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی فصل تابستان، دچار تغییرات معنادار شده‌اند؛ در راستای پاسخ به این پرسش، اهداف به تحلیل هات‌اسپات الگوهای فشار جنب‌حاره‌ای (۵۰۰ هکتوپاسکال) در فصل گرم سال (ژوئن–آگوست) پرداخته می‌شود.

مواد و روش

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

منطقه موردمطالعه

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی: منطقه موردمطالعه این تحقیق کشور ایران است. به منظور بررسی وضعیت پرارتفاع تابستانه ایران و تعیین موقعیت مکانی آن، منطقه مطالعه شده از طول جغرافیایی ۴۵ تا ۶۴ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی انتخاب شد شکل (۱). این محدوده شامل ۲۴۸۸ یاخته است.



شکل (۱). منطقه اصلی موردمطالعه با ۲۴۸۸ یاخته با تفکیک ۲.۵×۲.۵ درجه

داده‌ها

پرارتفاع جنب‌حاره‌ای ویژگی غالب مناطق جنب‌حاره در دوره گرم سال است؛ از این رو، ماه‌های ژوئن، ژوئیه و آگوست به‌عنوان بازنماینده فصل تابستان در نیم‌کره شمالی مورد بررسی قرار گرفتند. در این پژوهش، از داده‌های بازتحلیل ERA5 تولیدشده توسط سرویس هواشناسی اروپا (ECMWF) استفاده شد. این داده‌ها شامل ارتفاع ژئوپتانسیل در سطح فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال (Z500) با تفکیک مکانی تقریبی ۰.۲۵ درجه قوسی و تفکیک زمانی روزانه هستند. دوره آماری مورد استفاده برای تحلیل وضعیت فعلی پرارتفاع تابستانه، سال‌های ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۰ در نظر گرفته شد.

بر اساس مطالعات پیشین (Hersbach et al., 2020؛ Wu et al., 2023؛ Soci et al., 2024) داده‌های بازتحلیل مانند ERA5 از دقت قابل قبولی برخوردار هستند. این داده‌ها در بازسازی الگوهای بزرگ‌مقیاس جوی به‌ویژه سیستم‌های پرارتفاع جنب‌حاره‌ای در فصل تابستان مناسب هستند؛ چرا که در این فصل، پایداری جریان‌های جوی، کاهش فعالیت سامانه‌های چرخشی و اصطکاک کمتر، شرایط مناسبی برای بازسازی دقیق ساختارهای فشاری فراهم می‌کند.

داده‌های ERA5 در قالب فایل‌های NetCDF دریافت و با استفاده از نرم‌افزار MATLAB پردازش شدند. سپس، تحلیل هات‌اسپات (Hotspot Analysis) بر اساس روش‌های آماری مکانی (مانند Getis-Ord Gi*) برای شناسایی مناطق با فراوانی و شدت بالای پرارتفاع جنب‌حاره‌ای در طول دوره موردمطالعه انجام گرفت. این رویکرد امکان شناسایی الگوهای پایدار و ناهنجاری‌های فضایی مؤثر بر خشکسالی‌های تابستانه در منطقه را فراهم می‌آورد.

روش‌ها

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

تعیین موقعیت مکانی هسته پرارتفاع جنب‌حاره‌ای: در تعریف موقعیت مکانی پرارتفاع دینامیکی جنب‌حاره‌ای گفته می‌شود که فشار هوا در جهت نصف‌النهاری دارای بیشینه تجمع باشد. به این ترتیب طبق تحقیقات (زرین ،۱۳۸۶؛Wu et al, 2004) در امتداد پشتهٔ واچرخند دینامیکی دو حالت (روابط (۱ و ۲)) قابل بررسی است :

حالت اول (۱): رابطه (۱) $\partial p / \partial y = 0$

و

حالت دوم (۲): رابطه (۲) $\partial 2\, p / \partial 2\, y < 0$

با استفاده از حالت‌های ۱ و ۲ (رابطه زمین گرد) موقعیت مکانی پرفشار دینامیکی جنب‌حاره‌ای در جو آزاد با کمک شروط زیر قابل دستیابی است:

موقعیت مکانی پرفشار جنب حاره معمولاً در جایی رخ می‌دهد که مؤلفه مداری باد (u) مثبت ($u > 0$)؛ یعنی باد شرق سو باشد، یا؛ u=0

شـرط اول در تعیین موقعیت پرفشـار جنب حاره این اسـت که تغییرات مؤلفه مداری باد در جهت نصـف‌النهاری در نیمکره شمالی مثبت (>0) و در نیمکره جنوبی منفی (<0) باشد: $\partial u/\partial y$

شرط دوم: مرکز پرفشار جنب حاره نقطه شبکه‌ای در نظر گرفته شد که بیشترین ارتفاع ژئوپتانسیل را در مقایسه با سایر نقطه شبکه‌های مجاور دارا بوده و موقعیت جغرافیایی آن با طول و عرض بیان شده است. بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل معمولی‌ترین شاخص برای تعیین مرکز پرفشار جنب حاره محسوب می‌شود. قابل ذکر است که در صورت اختلاف حداقل ۱۰ ژئوپتانسیل متر در شبکه‌های حدفاصل بین دو بیشینه مجاور، هر دو به عنوان مرکز پرفشار محسوب می‌شود. معیارهای ارائه شده در بالا برای تشخیص موقعیت مکانی مرکز پرفشار دینامیکی جنب‌حاره‌ای در جو آزاد در لایه‌مرزی سیاره‌ای معتبر است.

روش‌شناسی: تحلیل هات‌اسپات با شاخص Getis-Ord Gi*

برای شناسایی الگوهای خوشه‌ای (خوشه‌های داغ یا سرد) در توزیع مکانی پرارتفاع جنب‌حاره‌ای(Z500) ، از روش آماری Getis-Ord Gi*استفاده شد. این روش یکی از پرکاربردترین ابزارهای آمار فضایی برای تشخیص مناطقی است که در آن‌ها مقادیر بالا (هات‌اسپات) یا پایین (کُلداسپات) به‌صورت مکانی خوشه‌بندی شده‌اند.(Getis & Ord, 1992) .

شاخص Gi* برای هر واحد مکانی i به‌صورت رابطه (۳) محاسبه می‌شود:

رابطه (۳)

$$G_i^* = \frac{\sum_{i=1}^{n} wijxj - \bar{X}\sum_{j=1}^{n} wij}{s\sqrt{\frac{(\sum_{j=1}^{n} w_{ij}^2 - \sum_{j=1}^{n} wij)^2}{n-1}}}$$

که در آن:

xj مقدار متغیر موردمطالعه) در اینجا ارتفاع ژئوپتانسیل (Z500 در موقعیت j

wij وزن فضایی بین واحدهای i و j) معمولاً بر اساس فاصله معکوس یا همسایگی باینری تعریف می‌شود(،

$\bar{X}$ میانگین کل داده‌ها،

S انحراف معیار کل داده‌ها،

n تعداد کل واحدهای مکانی است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

در این پژوهش، ماتریس وزن فضایی (W) بر اساس همسایگی باینری (Binary Contiguity) و با در نظر گرفتن فاصله آستانه‌ای مناسب (مثلاً ۵۰۰ کیلومتر) تعریف شد، به‌طوری که اگر فاصله بین دو نقطه کمتر از آستانه باشد، wij=1و در غیر این‌صورت wij=0 در نظر گرفته شد. این رویکرد امکان بررسی الگوهای خوشه‌ای در مقیاس منطقه‌ای را فراهم می‌کند.

مقادیر به‌دست‌آمده از شاخص جی‌استار سپس به‌صورت نمره‌ی زِد استاندارد شدند. نمره‌های زِد مثبت و معنی‌دار به‌ویژه مقادیر بیشتر از ۹۶/۱ در سطح معنی‌داری نود و پنج درصد و بیشتر از ۵۸/۲ در سطح معنی‌داری نود و نه درصد نشان‌دهندهی وجود هات‌اسپات، یعنی خوشه‌های فضایی با مقادیر بالا، هستند. از سوی دیگر، نمره‌های زِد منفی و معنی‌دار به‌ویژه مقادیر کمتر از ۹۶/۱- در سطح نود و پنج درصد و کمتر از ۵۸/۲- در سطح نود و نه درصد بیانگر کلداسپات، یعنی خوشه‌های فضایی با مقادیر پایین، می‌باشند. در این پژوهش، شناسایی و تحلیل الگوهای فضایی معنی‌دار در دو سطح آماری نود و پنج درصد و نود و نه درصد مورد توجه قرار گرفت.

پردازش داده‌ها و محاسبه شاخص *Gi با استفاده از نرم‌افزار MATLAB و انجام گرفت. نقشه‌های نهایی هات‌اسپات نیز با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی MATLAB ترسیم شدند تا الگوهای فضایی پرارتفاع جنب‌حاره‌ای در فصل تابستان به‌وضوح قابل تحلیل باشند.

نتایج و بحث

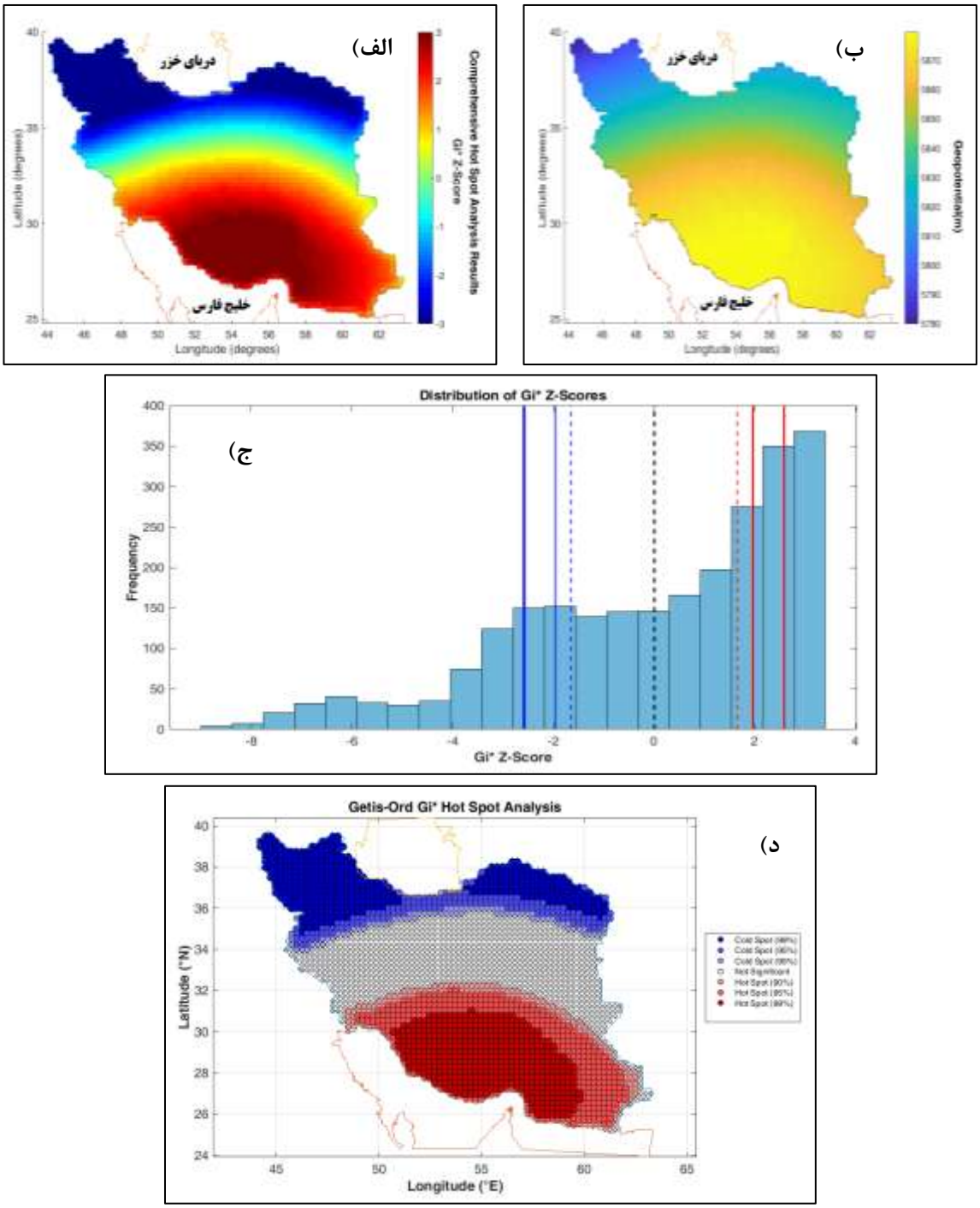
تحلیل خوشه‌های فضایی تراز ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئن

تحلیل هات‌اسپات با روش Getis-Ord Gi* برای ماه ژوئن، الگوهای فضایی معناداری را در توزیع تراز ژئوپتانسیل (Z500) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران آشکار می‌سازد. بزرگ‌ترین خوشه داغ با سطح اطمینان ۹۹٪ در ناحیه‌ای متمرکز بر جنوب غرب و مرکز ایران (عرض‌های °۲۷–° ۳۲ شمالی و طول‌های °۴۸–° ۶۰ شرقی) قرار گرفته که با بیشینه Z500 بیش از ۵۸۷۰ متر همراه است شکل (۲ الف). این منطقه که بخش‌هایی از استان‌های کرمان، هرمزگان، فارس و یزد را پوشش می‌دهد، نشان‌دهنده تقویت سیستم پرفشار جنب‌حاره‌ای و گرمایش لایه‌های میانی جو است. در مقابل، خوشه‌های سرد معنادار (۹۹٪ اطمینان) در شمال غرب ایران (°۴۵–° ۵۰ شرقی، °۳۶–° ۳۹ شمالی) با کمینه Z500 (~۵۷۸۰ متر) مشاهده می‌شوند شکل (۲ ب) که با استان‌های آذربایجان غربی و کردستان هم‌پوشانی دارند. هیستوگرام توزیع Z-Gi* Scoreها (دامنه ۸.۵ -تا ۳.۵+) تأیید می‌کند که فراوانی بالای مقادیر مثبت (بازه ۲+ تا ۳+) و منفی (بازه -۲ تا -۳) نشان‌دهنده وجود خوشه‌های داغ و سرد قوی است. همگرایی دقیق بین الگوهای آماری (Gi*) و توزیع فیزیکی Z500 شکل (۲ ج) کارایی روش تحلیل فضایی را تأیید می‌کند.

این الگوها با مکانیسم‌های اقلیمی شناخته‌شده همخوانی دارند: گسترش خوشه داغ جنوب غرب ناشی از تقویت پرفشار جنب‌حاره‌ای و گرمایش سطحی در مناطق خشک و گرم است، در حالی که خوشه سرد شمال غرب عمدتاً توسط کوهستان‌های البرز و زاگرس شکل گرفته و با عبور سیستم‌های کم‌فشار میان‌عرضی همراه است. گرادیان شمالی–جنوبی قوی در توزیع Z500 (با حداکثر در جنوب غرب و کمینه در شمال غرب) نشان‌دهنده تعامل بین عوامل گردشی (پرفشار جنب‌حاره‌ای) و توپوگرافی است. در مرکز و شرق ایران، هیچ خوشه معناداری شناسایی نشد که نشان‌دهنده توزیع تصادفی Z500 در این مناطق و موقعیت انتقالی آن‌ها بین نیروهای جنب‌حاره‌ای و میان‌عرضی است شکل (۲ د). این یافته‌ها پایه‌ای کمّی برای درک پویایی‌های فشار در وردسپهر میانی ایران فراهم می‌آورد. خوشه داغ جنوب غرب به‌عنوان منشأ اصلی امواج گرمایی تابستانه عمل می‌کند، در حالی که خوشه سرد شمال غرب با الگوهای بارشی پویا مرتبط است. همچنین، عدم وجود الگوهای معنادار در نواحی مرکزی، لزوم بهبود بازنگری در مدل‌های اقلیمی منطقه‌ای برای بازتولید دقیق‌تر گرادیان‌های فشاری را برجسته می‌سازد.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]



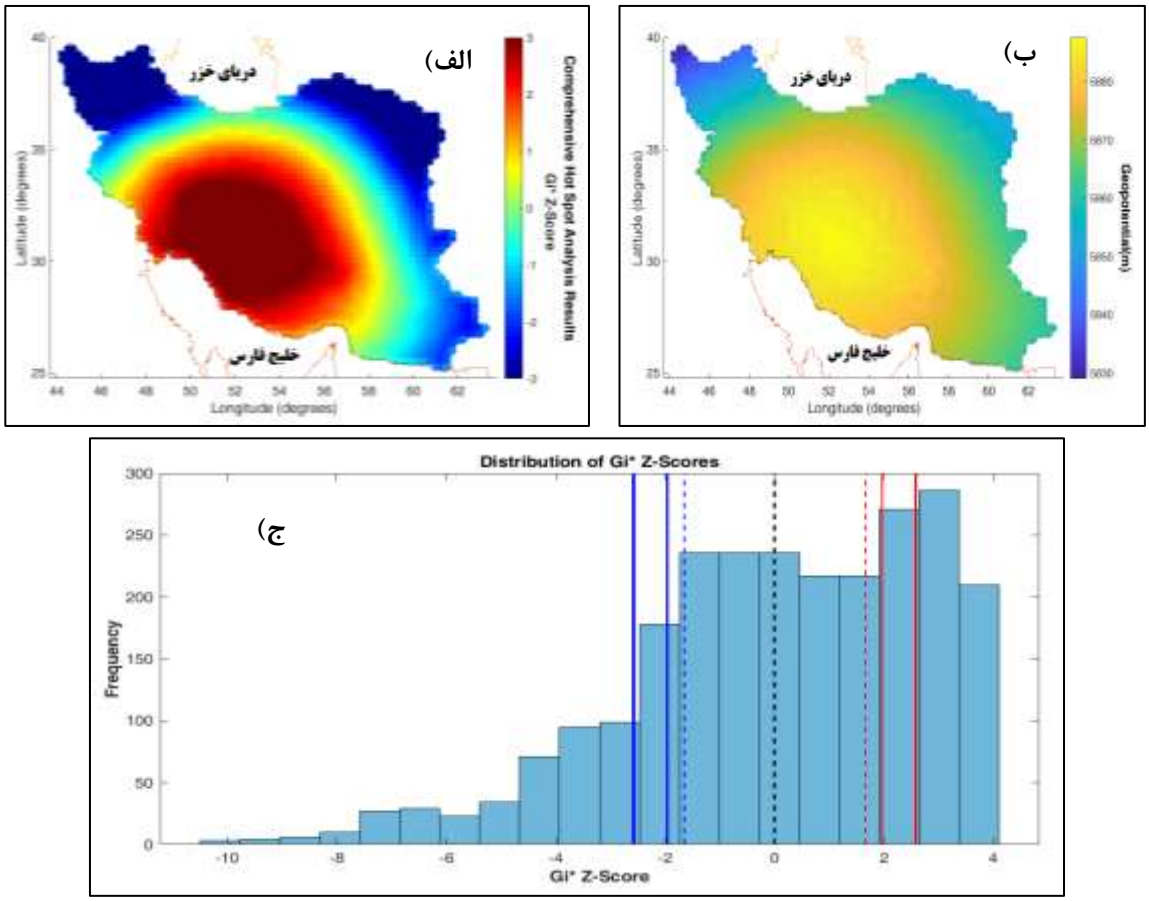
شکل (۲) نتایج تحلیل فضایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (Z500) در ماه ژوئن طی دوره ۱۹۸۰–۲۰۲۳: (الف) شناسایی خوشه‌های داغ و سرد با روش Getis-Ord Gi*، (ب) توزیع مکانی میانگین Z500، (ج) توزیع فراوانی Gi* Z-Scoreها و (د) تحلیل جامع فضایی Gi* Z-Scoreها.

تحلیل خوشه‌های فضایی تراز ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئیه

تحلیل هات‌اسپات با روش Getis-Ord Gi* در ماه ژوئیه، الگوهای فضایی غیرتصادفیِ معناداری را در توزیع تراز ژئوپتانسیل (Z500) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران آشکار می‌سازد. بزرگ‌ترین خوشه داغ با سطح اطمینان ۹۹٪ در جنوب و جنوب غرب ایران (عرض‌های ۲۷°–۳۲° شمالی و طول‌های ۴۸°–۶۰° شرقی) شکل گرفته که بیشینه مقادیر Z500 در آن به بیش از ۵۸۸۰ متر

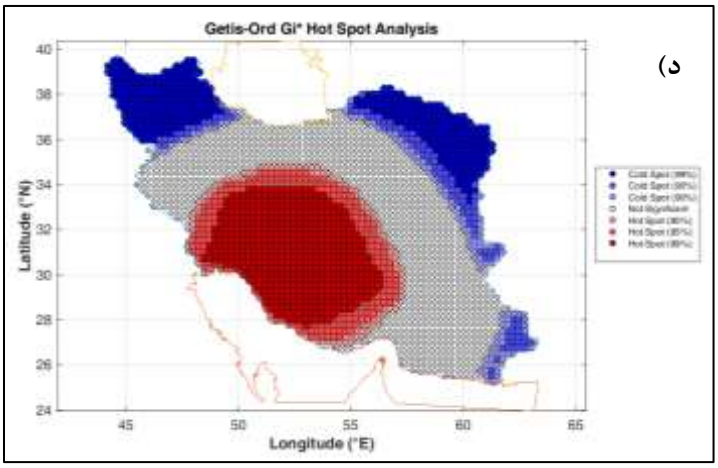
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

می‌رسد شکل (۳ الف). این ناحیه که استان‌های سیستان و بلوچستان، هرمزگان و جنوب کرمان را دربرمی‌گیرد، نشان‌دهنده تقویت سیستم پرفشار جنب‌حاره‌ای و گرمایش لایه‌های فوقانی جو است. در مقابل، خوشه‌های سردِ معنادار (۹۹٪ اطمینان) در شمال غرب ایران (عرض‌های °۳۶–°۳۹شمالی و طول‌های° ۴۵–° ۵۰شرقی) رخ داده‌اند که با کمینه Z500 (~۵۸۳۰ متر) در استان‌های آذربایجان غربی و کردستان هم‌پوشانی دارد شکل (۳ ب). توزیع فراوانی Z-Scoreهای آماره Gi* نیز گرادیان فضایی قوی را تأیید می‌کند؛ دامنه مقادیر از ۱۰.۲- در شمال غرب تا ۴.۱+ در جنوب غرب متغیر بوده و آستانه‌های بحرانی ($|Z| > 2.0$) برای سطح معناداری ۹۹٪، جدایی روشنی بین نواحی داغ و سرد ایجاد کرده‌اند. در مرکز و شرق ایران نیز هیچ خوشه معناداری مشاهده نشد که نشان‌دهنده توزیع تصادفی Z500 در این مناطق است شکل (۳ ج). این الگوها با مکانیسم‌های فیزیکی اقلیمی همخوانی دارند: گسترش سیستم پرفشار جنب‌حاره‌ای در جنوب غرب ایران تحت تأثیر گرمایش جهانی و نزول هوا در مرکز این سامانه، منجر به افزایش Z500 و تشدید گرمای وردسپهر می‌شود. در مقابل، وجود کوهستان‌های زاگرس و البرز در شمال غرب، با ایجاد همرفت اجباری و کاهش فشار در لایه‌های میانی جو، فضایی را برای نفوذ سامانه‌های کم‌فشار میان‌عرضی فراهم آورده است. ناحیه مرکزی ایران نیز به‌عنوان زون انتقالی بین نیروهای جنب‌حاره‌ای و میان‌عرضی، فاقد خوشه‌های سازمان‌یافته است. همگرایی چشمگیر بین الگوهای آماری (Gi*) و توزیع فیزیکی Z500، نشان‌دهنده کارایی روش هات‌اسپات در شناسایی ساختارهای گردشی پایه است شکل (۳ د). یافته‌های این تحلیل پیامدهای کاربردی برای درک اقلیم ایران دارد؛ خوشه داغ جنوب غرب به‌عنوان منشأ اصلی امواج گرمایی و خشکسالی‌های تابستانه عمل می‌کند، در حالی‌که خوشه سرد شمال غرب با الگوهای بارشی پویا مرتبط است.



[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]



شکل (۳). نتایج تحلیل فضایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (Z500) در ماه جولای طی دوره ۱۹۸۰–۲۰۲۳: (الف) شناسایی خوشه‌های داغ و سرد با روش Getis-Ord Gi* ، (ب) توزیع مکانی میانگین Z500 ، (ج) توزیع فراوانی Gi* Z-Score ها و (د) تحلیل جامع فضایی Gi* Z-Score‌ها.

تحلیل خوشه‌های فضایی تراز ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه آگوست

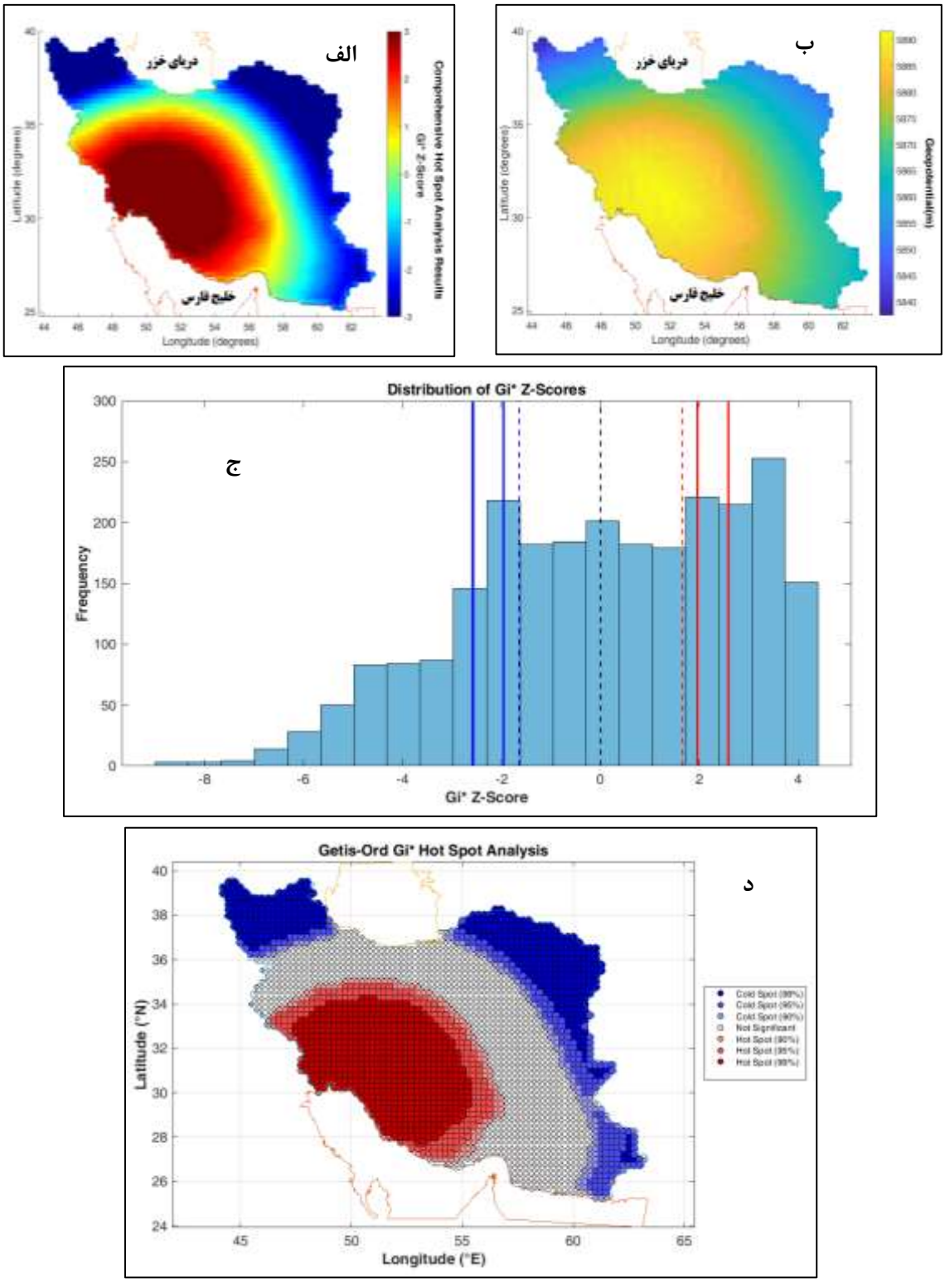
تحلیل هات‌اسپات با روش Getis-Ord Gi* برای ماه آگوست، الگوهای فضایی قابل‌توجهی را در توزیع تراز ژئوپتانسیل (Z500) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران آشکار می‌سازد. بزرگ‌ترین خوشه داغ با سطح اطمینان ۹۹٪ در ناحیه‌ای متمرکز بر مرکز و جنوب غرب ایران (عرض‌های ° ۲۸–° ۳۴شمالی و طول‌های ° ۴۷–° ۵۶شرقی) قرار گرفته که شامل بخش‌هایی از استان‌های خراسان جنوبی، سیستان و بلوچستان، هرمزگان، کرمان و جنوب خراسان رضوی است. این خوشه با بیشینه Z500 بیش از ۵۸۹۰ متر همراه است و نشان‌دهنده تقویت سیستم پرفشار جنب‌حاره‌ای و گرمایش لایه‌های بالایی جو می‌باشد شکل (۴ الف). در مقایسه با ماه ژوئن، این خوشه به‌طور چشمگیری مرکزی‌تر و غرب‌تر جای‌گرفته که انعکاسی از حرکت پرفشار جنب‌حاره‌ای به سمت غرب و مرکز ایران در اواخر تابستان است. در مقابل، خوشه‌های سرد معنادار (۹۹٪ اطمینان) در دو قطب اصلی مشاهده می‌شوند: یکی در شمال غرب (°۴۵–° ۴۹شرقی، °۳۶–° ۳۹شمالی) که با استان‌های آذربایجان غربی و کردستان هم‌پوشانی دارد و دیگری در شرق ایران (°۶۰–°۶۳ شرقی، ° ۲۶–° ۳۰شمالی) که بخش‌هایی از سیستان و بلوچستان و هرمزگان را پوشش می‌دهد شکل (۴ ب). این نواحی با کمینه Z500 (~۵۸۴۰ متر) همراهند و نشان‌دهنده تأثیرات توپوگرافی کوهستان‌های البرز و زاگرس در شمال غرب و احتمالاً نفوذ سامانه‌های کم‌فشار اقیانوسی در شرق است.

هیستوگرام توزیع Gi* Z-Scoreها شکل (۴ ج) دامنه‌ای گسترده از ۸- تا ۴+ را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده تنوع فضایی قابل توجه Z500 در آگوست است. فراوانی بالای مقادیر مثبت در بازه ۲ +تا ۳+ (خطوط قرمز شکل (۴ ج) وجود خوشه‌های داغ گسترده و پایدار را تأیید می‌کند شکل (۴ ج)، در حالی که مقادیر منفی در بازه ۲ -تا ۳- (خطوط آبی) نشان‌دهنده خوشه‌های سرد محدود اما معنادار در شمال غرب و شرق ایران است. توزیع مکانی Z500 شکل (۴ ب) گرادیانی شرقی-غربی را آشکار می‌سازد که با حداکثر مقادیر در مرکز و کمینه‌ها در شرق و غرب همراه است. این گرادیان نسبت به ژوئن قوی‌تر شده، در حالی که گرادیان شمالی–جنوبی کمی ضعیف‌تر شده است. همگرایی دقیق بین خوشه‌های شناسایی‌شده با روش Gi * و توزیع فیزیکی Z500 شکل (۴)، کارایی روش تحلیل فضایی را تأیید می‌کند.

مقایسه با ماه ژوئن نشان می‌دهد که در آگوست، خوشه داغ جنوب غرب گستره بیشتری را پوشش می‌دهد و شدت آن (با Gi* Z-Score تا ۴+) افزایش یافته است. این گسترش هم‌زمان با تغییر جهت گرادیان از شمالی–جنوبی (ژوئن) به شرقی-غربی (آگوست) است که منعکس‌کننده تغییرات فصلی در موقعیت پرفشار جنب‌حاره‌ای است. خوشه‌های سرد در شرق ایران که در ژوئن وجود نداشتند، در آگوست ظاهر شده‌اند و می‌توانند نشان‌دهنده تأثیرات ناشی از امواج سطحی اقیانوس هند یا تغییرات در الگوهای گردشی فصلی باشند شکل (۴ د). این یافته‌ها نه‌تنها پویایی سیستم پرفشار جنب‌حاره‌ای در ایران را در طول فصل گرم سال روشن

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

می‌سازند، بلکه پیامدهای مهمی برای پیش‌بینی امواج گرما و خشکسالی‌های تابستانه دارند. گسترش خوشه داغ به سمت مرکز ایران در آگوست، هشداری درباره افزایش خطر شرایط گرمای بیش‌ازحد در این نواحی است،



شکل (۴). نتایج تحلیل فضایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (Z500) در ماه آگوست طی دوره ۱۹۸۰–۲۰۲۳: (الف) شناسایی خوشه‌های داغ و سرد با روش Getis-Ord Gi* ، (ب) توزیع مکانی میانگین Z500 ، (ج) توزیع فراوانی Gi* Z-Score ها و (د) تحلیل جامع فضایی Gi* Z-Score‌ها.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

نتیجه‌گیری

تحلیل هات‌اسپات الگوهای فشار جنب‌حاره‌ای در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصل گرم سال (ژوئن–آگوست) با استفاده از داده‌های ERA5 و روش Getis-Ord Gi* ، یافته‌های بنیادینی را درباره دینامیک فضایی-زمانی این سامانه در ایران آشکار ساخت. این مطالعه تأیید می‌کند که پرفشار جنب‌حاره‌ای نه‌تنها به‌عنوان یک مؤلفه ثابت گردش عمومی جو عمل می‌کند، بلکه دارای ساختارهای فضایی پیچیده و پویایی است که تغییرات قابل‌ملاحظه‌ای در طول فصل تابستان از خود نشان می‌دهد. در ماه ژوئن، گرادیان شمالی-جنوبی قوی با خوشه داغ در جنوب غرب بیشینه Z500 > 5870 متر در کرمان و هرمزگان (و خوشه سرد در شمال غرب) کمینه Z500 ~5780 متر در آذربایجان غربی و کردستان حاکم است. این الگو در ژوئیه ادامه می‌یابد، اما در آگوست تحولات چشمگیری رخ می‌دهد: خوشه داغ به‌طور معناداری به‌سوی غرب و مرکز ایران جابجا شده و گسترش می‌یابد) بیشینه Z500 > 5890 متر در خراسان جنوبی تا کرمان(در حالی‌که خوشه‌های سرد جدیدی در شرق ایران ظاهر می‌شوند و گرادیان فشاری از حالت شمالی-جنوبی به شرقی-غربی تغییر می‌کند. این جابجایی پرفشار جنب‌حاره‌ای به سمت غرب، با یافته‌های جهانی درباره گسترش قطبی کمربند جنب‌حاره تحت تأثیر گرمایش جهانی همخوانی دارد.

این تغییرات فضایی-زمانی دارای پیامدهای اقلیمی عمیقی برای ایران هستند. اول، گسترش خوشه داغ به سمت مرکز ایران در آگوست نشان‌دهنده تشدید شرایط خشک و گرم در مناطقی است که قبلاً تحت تأثیر مستقیم پرفشار جنب‌حاره‌ای نبوده‌اند که می‌تواند به خطر امنیت آب و امنیت غذایی در این نواحی بینجامد. دوم، ظهور خوشه سرد در شرق ایران در آگوست، احتمالاً ناشی از تأثیرات اقیانوس هند یا تغییرات در گردش‌های فصلی، حاکی از پیچیدگی تعامل بین سامانه‌های جوی در منطقه است. با مقایسه با مطالعات پیشین (علی پور و همکاران، ۱۳۹۷؛ زرین و مفیدی، ۱۳۹۰؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۹۸؛ فتاحیان و همکاران، ۱۴۰۲) این یافته‌ها تأیید می‌کنند که پرفشار جنب‌حاره‌ای ایران نه‌تنها هسته مستقلی دارد، بلکه دارای رفتار مکانی-زمانی منحصربه‌فردی است که تحت تأثیر توپوگرافی پیچیده فلات ایران و برهم‌کنش با سامانه‌های میان‌عرضی قرار می‌گیرد.

این تحقیق با ارائه چارچوبی کمّی برای تحلیل الگوهای فضایی پرفشار جنب‌حاره‌ای، نه‌تنها درک بنیادی از دینامیک جوی ایران ارائه می‌دهد، بلکه ابزاری عملی برای سازمان‌های هواشناسی و برنامه‌ریزان منابع آب و کشاورزی در مدیریت ریسک امواج گرما و خشکسالی‌های تابستانه فراهم می‌آورد. در نهایت، گسترش پرفشار جنب‌حاره‌ای به سمت غرب و مرکز ایران، به‌ویژه در اواخر تابستان، نشان‌دهنده تغییرات بنیادین در الگوهای اقلیمی کشور است که مستلزم بازنگری در استراتژی‌های ملی سازگاری با تغییر اقلیم و برنامه‌ریزی‌های بلندمدت منابع آب‌شناختی در ایران می‌باشد. این یافته‌ها همچنین تأکید می‌کنند که سیاست‌گذاری‌های آب‌شناختی و کشاورزی در ایران باید با در نظر گرفتن تحولات دینامیکی مکانی پرفشار جنب‌حاره‌ای و پیامدهای آن برای توزیع فضایی دما و رطوبت، انجام شوند. شناسایی این الگوهای فضایی-زمانی پیچیده، امکان پیش‌بینی دقیق‌تر رویدادهای حدی و برنامه‌ریزی پیشگیرانه برای مقابله با پیامدهای منفی تغییر اقلیم را در سطح ملی فراهم می‌آورد.

سپاس‌گزاری و حمایت

این پژوهش بر اساس طرحی انجام شده است که توسط بنیاد علم ایران (INSF) با شماره پروژه ۹۸۰۲۸۷۰۵ حمایت مالی شده است.

This work is based upon research funded by Iran National Science Foundation (INSF) under project No. 98028705.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

منابع

حجازی‌زاده، زهرا؛ ۱۳۷۲. بررسی سینوپتیکی نوسانات فشار زیاد جنب حاره. رساله دکتری جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت مدرس تهران، استاد راهنما؛ هوشنگ قائمی.

حلبیان، امیرحسین؛۱۳۹۰. نقش پرفشار جنب حاره آزور در توزیع مکانی بارش‌های روزانه ایران، پژوهش‌نامه جغرافیایی، ۱: ۲۱-۱.

زرّین، آذر؛ ۱۳۸۶. تحلیل پرفشار جنب حاره تابستانه بر روی ایران. رساله دکتری جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت مدرس تهران، استاد راهنما؛ هوشنگ قائمی.

زرین، آذر؛ مفیدی، عباس؛۱۳۹۰. آیا پرفشار جنب‌حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پرفشار جنب‌حاره‌ای آزور است؟ «بررسی یک نظریه»، یازدهمین کنگره انجمن جغرافیدانان ایران- ۲۴ و ۲۵ شهریور ماه ۱۳۹۰-دانشگاه شهید بهشتی، صص ۱۵-۱.

عساکره، حسین؛ قائمی، هوشنگ و فتاحیان، مختار؛ ۱۳۹۵. اقلیم‌شناسی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، سال هفتم، ۲۵ و ۲۶: ۳۵-۵.

علی‌پور، یوسف؛ حجازی‌زاده، زهرا؛ اکبری، مهری و سلیقه، محمد؛ ۱۳۹۷. بررسی تغییرات پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیوار ایران با رویکرد تغییر اقلیم، مجله مخاطرات محیطی، دوره هفتم، ۱۸: ۱۶-۱.

علیجانی، بهلول و همکاران؛ ۱۳۹۸. رفتارسنجی اثر گرمایش جهانی بر پرفشار جنب حاره. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۱، صص ۵۰-۳۳.

علیجانی، بهلول؛ ۱۳۷۸. بررسی سینوپتیکی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال خاورمیانه در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱، مجله نیوار، شماره ۴۵-۴۴، صص ۲۹-۷.

فرج زاده، منوچهر؛ قائمی، هوشنگ؛ زرین، آذر؛ آزادی، مجید (۱۳۸۸). تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا. فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره۱، صص ۲۲۴-۲۲۳.

Barry, R. G., and Carleton, A. M., 2001. Synoptic and Dynamic Climatology. Routledge, PP386.

Barry, R. G., Carlton, M., 2001.Synoptic and Dynamic Climatology, Shubhi Publications

Bell, G. D., and Boast, L. F., 1989. A 15-year climatology of northern hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers. Mon. Wea. Rev., 117, pp. 10-198.

Chen, H., Xu, H., Ma, J., & Deng, J. (2022). Why is the mid-tropospheric North Atlantic subtropical high much stronger than the North Pacific subtropical high in boreal summer?. Climate Dynamics, 59(5), 1883-1895.

Davis, R. E., Hayden, P., Gay, A., Phillips, L., and Jones, V., 1997. The North Atlantic Subtropical Anticyclon.Journal of Climate, Vol. 10 , pp. 278-744.

Fatahian, M., Hejazizadeh, Z., Karbalaee, A. R., Shahidinia, H., & Wang, J. (2025). Spatio-Temporal Analysis of Changes in the Iranian Summer Subtropical High-Pressure System from a Climate Change Perspective. Atmosphere, 16(3), 273.

He, Chao, Xiaolong Chen, Matthew Collins, Fengfei Song, Yamin Hu, Xingwen Jiang, Yanju Liu, Yihui Ding, and Wen Zhou. "Rising geopotential height under global warming." Climate Dynamics 62, no. 7 (2024): 5769-5786.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. Quarterly journal of the royal meteorological society, 146(730), 1999-2049.

Hui, Y., & Shuqing, S. (2003). Longitudinal displacement of the subtropical high in the western Pacific in summer and its influence. Advances in Atmospheric Sciences, 20(6), 921-933.

Lee, S. K., Enfield, D. B., and Wang, C., 2011. Future impact of differential Interbasin Ocean warming on Atlantic hurry-canes. J. Climate, 24, 1264–1275.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]

Legg, S. (2021). IPCC, 2021: Climate change 2021-the physical science basis. Interaction, 49(4), 44-45.

Li, W., Li, L., Ting, M., & Liu, Y. (2012). Intensification of Northern Hemisphere subtropical highs in a warming climate. Nature Geoscience, 5(11), 830-834.

London, London.

Mahavarpour, Z., Khoshhal Dastjerdi, J., Masoudian, S. A., & Nasresfahani, M. A. (2024). The effects of climate warming on large-scale atmospheric systems of the Northern Hemisphere. Atmósfera, 38.

Mason, R. B. and Anderson, C.E., (1963). the Development and Decay of the 100 mb Summertime Anticyclone over Southern Asia". Monthly Weather Review, 93, 3-12.

Nie, J., Fang, J., & Yang, X. Q. (2023). The mechanisms of the subseasonal zonal oscillation of the western Pacific subtropical high in 10–25-day period and 25–50-day period. Climate Dynamics, 60(11), 3485-3502.

Seidel, D. J., Fu, Q., Randel, W. J., & Reichler, T. J. (2008). Widening of the tropical belt in a changing climate. Nature geoscience, 1(1), 21-24.

Soci, C., Hersbach, H., Simmons, A., Poli, P., Bell, B., Berrisford, P., ... & Thépaut, J. N. (2024). The ERA5 global reanalysis from 1940 to 2022. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 150(764), 4014-4048.

Wang, L., & Chen, W. (2014). An intensity index for the East Asian winter monsoon. Journal of Climate, 27(6), 2361-2374.

Wu, G. X., Liu, Y., and Liu, P, 2004. Formation of the Summertime Subtropical Anticyclone. East Asian Monsoon (World Scientific Series on Meteorology of East Asia), Chang, C. P., Ed., World Scientific Publishing Company, 560.

Wu, Q., Zheng, Z., Li, L., Wu, S., & Liu, Y. (2023). Prediction skill and predictability of precipitation during Meiyu and rainy season in North China using ECMWF subseasonal forecasts. Climate Dynamics, 61(11), 5429-5441.

Yan-Yan, H., & Xiao-Fan, L. I. (2015). The interdecadal variation of the western Pacific subtropical high as measured by 500 hPa eddy geopotential height. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 8(6), 371-375.

Zarin, A., Ghaemi, H., Azadi, M., and Farajzadeh, M., 2010, Analysis of the spatial pattern of summertime subtropical anticyclones over Asia and Africa, A Climatological Review, Journal of Climatology, 30(2): 159-173.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.66224/jgs.26.80.15]