



Teleconnection Impacts on Fresh Snowfall, Mean Snow Depth, and Maximum Snow Depth across Iran: A Rock-PCA Multi-Index Assessment

Alireza SaadatMoghadasi 

Department of Irrigation and Reclamation Engineering, Faculty of Agriculture, College of Agriculture and Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran, E-mail : saadatmoghadasi28@ut.ac.ir

Article Info

ABSTRACT

Article type: Research Article

Article history:

Received: Dec. 9, 2025

Revised: Feb. 18, 2026

Accepted: Apr. 22, 2026

Published online: April. 2026

Keywords:

Teleconnection-driven variability of snowpack is a key source of hydrological risk in snow-dominated basins of Iran. This study investigates the joint response of three snow metrics—fresh snowfall, mean maximum snow depth, and maximum snow depth—to large-scale atmosphere–ocean modes over ۳۷ synoptic stations situated across north-western Iran, the Alborz foothills and the central Zagros during winter (January–March) ۲۰۰۰–۲۰۲۵. A recently developed Rock-PCA framework, which embeds Hilbert-transformed complex time series in linear and nonlinear reproducing-kernel Hilbert spaces followed by Varimax/Promax rotation, is employed to extract dynamically coherent leading modes of snow variability. Station-wise Spearman rank correlations between rotated principal components and multiple teleconnection indices (AMO, NAO, EAWR, SCAND, EP–NP, AMM and others) are then mapped to quantify spatially heterogeneous teleconnection fingerprints. The Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) emerges as the dominant large-scale control, with mean seasonal correlations around $-0/59$ across ten stations and markedly stronger negative correlations ($|\rho| \geq 0/70$) for selected mountainous sites, indicating substantial snow depletion during extreme positive AMO phases and enhanced accumulation under negative phases. The Scandinavian pattern (SCAND) exerts a secondary yet robust influence (mean $|\rho| \approx 0/61$) on cold, cloudy regimes over the north-west and Zagros, while EAWR and EP–NP act more regionally, particularly in north-eastern border stations and the central Zagros. Positive NAO phases are associated with heavy snowfall events in Ardabil during March. Composite diagnostics of 500- and 250-hPa circulation, 2-m air temperature and low-level cloudiness, stratified by ENSO and teleconnection phases, reveal that the interplay between AMO-modulated North Atlantic jet shifts, Eurasian blocking, and polar vortex displacement governs the occurrence of anomalously warm, snow-poor winters versus cold, snow-rich episodes in Iran. The results underscore the potential for teleconnection-informed seasonal snow prediction and risk-based reservoir and flood management.

Key words Snowpack, AMO, Teleconnection, , Rock-PCA, Iran

Cite this article: SaadatMoghadasi, A. R., (2026) Teleconnection Impacts on Fresh Snowfall, Mean Snow Depth, and Maximum Snow Depth across Iran: A Rock-PCA Multi-Index Assessment, *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 57 (2), 309-332. <https://doi.org/10.22059/ijswr.2026.407829.670069>

© The Author(s).

Publisher: University of Tehran Press.



DOI: <https://doi.org/10.22059/ijswr.2026.407829.670069>



EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Snowpack acts as a delayed reservoir in Iran's mountainous basins, governing spring streamflow, hydropower generation and multi-sectoral water security. Over recent decades, observational and reanalysis records indicate pronounced declines and increased volatility in fresh snowfall, mean maximum snow depth and seasonal peak snow depth, coincident with accelerated warming over Southwest Asia. Yet the extent to which this behavior is orchestrated by large-scale teleconnections, and how different modes co-modulate distinct snow metrics across complex orography, remains only partially understood. Addressing this gap is crucial for translating global climate signals into actionable seasonal outlooks for Iran.

Methodology

This study employs a recently proposed Rock-PCA framework to diagnose spatiotemporally coherent patterns of snow variability. The approach first constructs complex analytic signals via Hilbert transforms of monthly snow time series at each station, then projects them into linear or nonlinear reproducing-kernel Hilbert spaces before extracting eigenmodes and applying Varimax/Promax rotation. In doing so, Rock-PCA simultaneously encodes phase, amplitude and potential nonlinearity, yielding dynamically interpretable modes. For each rotated component, station-wise Spearman rank correlations are computed against an ensemble of atmosphere-ocean indices—including AMO, NAO, EAWR, SCAND, EP-NP, AMM, PDO, ONI and MEI—to quantify teleconnection fingerprints.

Sampling procedures

Analyses focus on winter (January–March, JFM) during 2000–2025, a period that coincides with the onset of accelerated warming highlighted in the IPCC Sixth Assessment Report and strong shifts in Atlantic and Pacific background states. The snow dataset comprises three monthly metrics—fresh snowfall, mean maximum snow depth and maximum snow depth—at 37 synoptic stations operated by the Iran Meteorological Organization. Stations are concentrated over north-western Iran, the Alborz and central Zagros ranges and selected north-eastern locations, spanning elevations from roughly 955 to almost 3000 m and climates from cold-mountainous to semi-arid. Teleconnection indices are obtained from NOAA and related centers and aggregated to monthly and seasonal means consistent with the snow record.

Results

Rock-PCA isolates a small number of leading components that together capture the bulk of interannual snow variability across Iran. Correlation analysis reveals the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) as the dominant control: seasonal mean correlations between AMO and the three snow metrics reach $-0/59$ on average across ten stations, with several mountainous sites in Sahneh, Sepidan, Sahand and Varzaghan exhibiting $|\rho|$ greater than $0/65$. Extreme positive AMO phases are systematically associated with suppressed snow accumulation and shallow snowpacks, whereas negative phases favor anomalous snow-rich winters. The Scandinavian pattern (SCAND) emerges as a second-order but dynamically coherent influence, especially over Piranshahr, Sanandaj and neighbouring stations, where correlations between SCAND and snow metrics approach $-0/60$, redolent of colder, cloudier and snowier states during its positive phase.

Regionally confined yet statistically significant teleconnections are also detected. The East Atlantic–Western Russia pattern (EAWR) exerts strong control over fresh snow anomalies in Abali, Khorramabad and Kouhdasht, while EP–NP predominantly impacts maximum snow depth in Quchan and Varzaghan. Positive NAO phases coincide with enhanced fresh snowfall and deeper snowpacks in Ardabil during March, consistent with a south-eastward extension of Atlantic storm tracks and strengthened Mediterranean cyclogenesis. These statistical relationships are corroborated by composite diagnostics of 500- and 250-hPa geopotential height, 2-m temperature and multi-level cloudiness, conditioned on ENSO and teleconnection phases. Negative AMO and positive SCAND regimes favor equatorward-shifted jets, deep troughing over the eastern Mediterranean and the Black Sea, negative temperature anomalies over north-western Iran and pervasive low-level cloud fields supportive of widespread snowfall. In contrast, the recent sequence of record-warm, snow-poor winters during 2022–2024 aligns with an extreme positive AMO state, amplified Hadley-cell ridging and suppressed storm-track activity over Iran.

Conclusion

By jointly considering multiple snow metrics, a diverse suite of teleconnections and a physically informed multivariate decomposition, this study demonstrates that a limited set of large-scale modes—foremost AMO, SCAND, EAWR, EP–NP and NAO—explain a substantial fraction of observed winter snow variability over Iran. The Rock-PCA framework provides a compact, interpretable basis in which teleconnection signals become more salient, thereby enhancing the prospects for robust, teleconnection-conditioned seasonal prediction systems. From an applied perspective, integrating AMO and SCAND phase information into operational outlooks could materially improve anticipatory management of snowmelt-driven floods, reservoir rule curves and downstream water allocation. The results further motivate extending the present framework to high-resolution climate model ensembles, ultimately enabling stress-testing of Iran's water-resource infrastructure under plausible future teleconnection and warming scenarios.

Declaration of Generative AI and AI-assisted technologies in the writing process

Statement: During the preparation of this work the author(s) used [ChatgptΔ / SERVICE] in order to [better quality of article]. After using this tool/service, the author(s) reviewed and edited the content as needed and take(s) full responsibility for the content of the publication.

This declaration does not apply to the use of basic tools for checking grammar, spelling, references, etc. If there is nothing to disclose, there is no need to add a statement.

Data Availability Statement

Data available on request from the author.

Ethical considerations

The author avoided data fabrication, falsification, plagiarism, and misconduct.

بررسی اثر دورپیوندها بر متغیرهای برف تازه، میانگین و ماکزیمم عمق برف در ایران

علیرضا سعادت مقدسی

۱. گروه آبیاری و آبادانی دانشکده‌کان کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران، کرج، ایران، رایانامه:

saadatmoghadas28@ut.ac.ir

اطلاعات مقاله

چکیده

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۹/۱۸

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۱۱/۲۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۲/۲

تاریخ انتشار: اردیبهشت ۱۴۰۵

واژه‌های کلیدی:

برف انباشته،

پیوند از دور،

AMO،

Rock PCA

ایران

این پژوهش نقش دورپیوندهای جوی و اقیانوسی را بر روی سه متغیر کلیدی برف تازه، میانگین بیشینه عمق برف و بیشینه عمق برف در دوره زمستانی ژانویه تا مارس ۲۰۲۵-۲۰۲۰ بررسی می‌کند. برای استخراج دامنه‌های زاگرس در دوره زمستانی ژانویه تا مارس ۲۰۲۵-۲۰۲۰ بررسی می‌کند. برای استخراج الگوهای هم‌نوسان غالب، از چارچوب نوین R-PCA مبتنی بر تعبیه مختلط هیلبرت، کرنل‌های خطی/غیرخطی و چرخش Varimax/Promax استفاده شد و با بهره‌گیری از همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن، پاسخ زمانی و مکانی برف نسبت به مجموعه‌ای از شاخص‌های دورپیوندی شامل AMO، NAO، EAWR، SCAND، EP-NP کمی‌سازی گردید. نتایج نشان داد شاخص چنددهه‌ای اطلس با میانگین همبستگی نزدیک به ۰/۶- در ۱۰ ایستگاه، مؤثرترین عامل کلان‌مقیاس بر تضعیف برف زمستانه است و فاز مثبت فرین آن با زمستان‌های گرم و کم‌برف، از جمله رخداد‌های کم‌سابقه سال‌های ۲۰۲۳-۲۰۲۴ هم‌زمانی دارد؛ در حالی که فاز منفی با تقویت نفوذ ناو‌های سرد و افزایش رخداد برف سنگین در شمال غرب و زاگرس همراه است. الگوی اسکاندیناوی (SCAND) نیز با میانگین همبستگی حدود ۰/۶- در ۵ ایستگاه کوهستانی، نقش مهمی در تنظیم ابرناکی و فراوانی برف ایفا می‌کند. همچنین، شاخص‌های EAWR و EP-NP به‌صورت منطقه‌ای درمرز شمال‌شرق و زاگرس مرکزی معنادار شدند و فاز مثبت NAO، تقویت برف سنگین اردبیل را در ماه مارس توضیح می‌دهد. تلفیق تحلیل عددی چندمتغیره با تفسیر کیفی نقشه‌های ترکیبی ترازهای ۵۰۰ و ۲۵۰ هکتوپاسکال، دمای دو متری و ابرناکی نشان داد که برهم‌کنش فازهای مختلف دورپیوندها با ENSO، ساختار جت‌قطبی و جت جنب‌حاره، سازوکار اصلی ناهمگنی برف ایران است و می‌تواند مبنایی برای بهبود پیش‌بینی فصلی و مدیریت ریسک سیلاب برفی باشد.

استناد: سعادت مقدسی؛ علیرضا (۱۴۰۵) بررسی اثر دورپیوندها بر متغیرهای برف تازه، میانگین و ماکزیمم عمق برف در ایران، مجله تحقیقات آب و خاک ایران، ۵۷ (۲)، ۳۳۲-۳۰۹. <https://doi.org/10.22059/ijswr.2026.407829.670069>

© نویسندگان.

ناشر: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران.

DOI: <https://doi.org/10.22059/ijswr.2026.407829.670069>

مقدمه

برف به عنوان مؤلفه‌ای کلیدی در چرخه آب و تعادل انرژی سطح، نقش بنیادینی در منابع آب ایران به ویژه در حوضه‌های کوهستانی البرز و زاگرس ایفا می‌کند و در دهه‌های اخیر، کاهش و دگرگونی‌های چشمگیر در برف تازه و میانگین بیشینه عمق برف و حداکثر عمق برف گزارش شده است که پیامدهای مستقیمی برای امنیت آبی، سیلاب‌های بهاری و مدیریت مخازن دارد (Sadeqi et al., 2024; Sadeghi et al., 2025).

در کنار روند گرمایش جهانی، بخشی از تغییرپذیری زمانی و مکانی این مؤلفه‌ها ناشی از دورپیوندهای جوی و اقیانوسی است که با تاثیرگذاری بر مسیرهای توفان، انتقال رطوبت و موقعیت جت جنب حاره‌ای بر بارش برف ایران تاثیر می‌گذارند. این تاثیرگذاری، به ویژه از طریق سامانه‌های مدیترانه‌ای و ناپایداری‌های وابسته به ناهه‌های عرض‌های میانی صورت می‌گیرد که شاخص‌های دور پیوندی حوضه اطلس و آرام از جمله AMO^1 ، NAO^2 ، $EAWR^3$ ، PDO^4 به‌عنوان محرک‌های دورپیوندی اصلی در نوسانات فصل زمستان شناخته می‌شوند. در این راستا، شاخص چند دهه‌ای اطلس در تعدیل الگوی دمای سطحی شمال اقیانوس اطلس تاثیرگذار است. برهم‌کنش‌های ترمودینامیکی و دینامیکی، می‌تواند بر دما و بارش زمستانه اوراسیا و به‌طور غیرمستقیم بر نسبت بارش برف به باران در جنوب‌غرب آسیا اثرگذار باشد. الگوی استقرار ناهه‌ها و پشته‌ها در مقیاس نیم‌کره شمالی، به‌ویژه در حوضه اطلس شمالی و اوراسیا، تحت تأثیر فازهای مختلف شاخص‌های نوسان شمالگان (AO) و نوسان اطلس شمالی (NAO) قرار دارد. تغییرات این شاخص‌ها می‌تواند از طریق تعدیل شدت و مکان کم‌فشارها و پرفشارهای عرض‌های میانی، بر فراوانی، مسیر گذر و نفوذ امواج کوتاه مقیاس سرد منشأ گرفته از پرفشار سیبری اثرگذار باشد. این سازوکارها در شکل‌گیری رخداد‌های برف سنگین و انباشت برف در پهنه ایران نقش مهمی ایفا می‌کنند.

از سوی دیگر، شاخص شرق اطلس-غرب روسیه (EAWR) به‌عنوان یک الگوی مهم خصوصاً در فصل زمستان، بازتاب‌دهنده الگوی همدیدی متفاوتی در ترازهای میانی جو است. در فاز مثبت این شاخص، تقویت شرایط صعودی و افزایش پوشش ابرناکی و بارش بر فراز بخش‌هایی از اروپای مرکزی و غربی مشاهده می‌شود، در حالی که هم‌زمان، آرایش میدان فشار و باد می‌تواند زمینه انتقال و همگرایی رطوبتی به سمت نواحی قفقاز، حوضه کاسپین و فلات ایران را فراهم یا تضعیف کند. این تغییرات به‌طور غیرمستقیم قادرند سهم و الگوی مکانی بارش برف زمستانه را، به‌ویژه در شمال‌غرب و شمال کشور، تعدیل نمایند.

در این چارچوب، برهم‌کنش میان شاخص‌های AO، EAWR و NAO نه به‌صورت یک رابطه علی ساده، بلکه به‌عنوان مجموعه‌ای از سازوکارهای هم‌زمان و وابسته به شرایط زمینه‌ای جو و اقیانوس عمل می‌کند. از این رو، تأثیر این نوسانات بر رخداد‌های برف سنگین در ایران می‌بایست در قالب یک رویکرد چند شاخصی و با در نظر گرفتن ناهمگنی مکانی و زمانی سامانه‌های جوی تفسیر شود (Zhang et al., 2023; Wang et al., 2024; Liu et al., 2022).

در سوی دیگر، این الگو با تعدیل گرادیان‌های دمایی میان نواحی حاره و برون حاره در اقیانوس آرام و از طریق امواج سیاره‌ای، سبب تغییر در شدت و جایگاه عرض جغرافیایی جت جبهه قطبی و جت جنب حاره‌ای و نیز دگرگونی در فراوانی و آشفتگی بادهای غربی می‌شود. این تغییرات دینامیکی در نواحی بالادست سامانه‌های انتقال رطوبت به ایران، به‌ویژه مدیترانه و دریای سرخ، از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. در چنین شرایطی، تقویت یا تعمیق ناهه‌ها می‌تواند زمینه را برای وقوع بارش‌های جامد در ارتفاعات هندوکش، قره‌قوم و البرز فراهم سازد و از طریق پیوندهای همدیدی، بر تغذیه و تداوم پوشش برف ایران اثرگذار باشد. (Bharati et al., 2025; Horan et al., 2024; Mehmood et al., 2022).

داده‌های مشاهده‌ای و بازتحلیل در ایران نشان می‌دهد که در دهه‌های اخیر، عمق برف و تعداد روزهای دارای پوشش برف به‌طور معناداری کاهش یافته است. این روند کاهش با نقش برجسته گرمایش جهانی و افت بارش‌های زمستانه، مطابق با گزارش ششم هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم، سازگار است و از نظر اقلیمی انکارناپذیر به نظر می‌رسد.

با این حال، نتایج مطالعات نشان می‌دهد که علاوه بر سیگنال گرمایش پس‌زمینه‌ای، هم‌بستگی‌های معناداری میان فازهای مختلف دورپیوندها و تغییرات برف و بارش نیز وجود دارد؛ امری که بر پیش‌بینی‌پذیری فصلی و میان‌فصلی این مؤلفه‌ها تأکید می‌کند. افزون بر این، در پهنه‌های مجاور ایران، بازخورهای برف و آلبیدو و نقش تعدیل‌کننده پوشش برف در مقیاس فصلی (زمستانه)

می‌تواند شرایط حدی ذوب یا انباشت برف را تغییر دهد و از طریق سازوکارهای انرژی و رطوبت، بر پایداری برف در مناطق مرتفع اثرگذار باشد (Khomsi et al., 2023; Shirvani et al., 2022; Webster et al., 2024).

از منظر پژوهشی، تمرکز بر نقش هم‌زمان شاخص‌های دورپیوندی و برهم‌کنش‌های غیرخطی آن‌ها بر سه سنجهی «برف تازه»، «میانگین بیشینه‌ی عمق برف» و «حداکثر عمق برف» در ایران می‌تواند به روشن‌تر شدن سازوکارهای کلیدی اثرگذار بر رژیم برف کشور بینجامد؛ از جمله انتقال رطوبت از سامانه‌های مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس، جابه‌جایی محور جت و تغییر مسیر توفان‌ها. شکاف دانشی موجود نشان می‌دهد که برای کمی‌سازی سهم نسبی و توأمان هر شاخص در نوسانات برف ایران، به‌کارگیری چارچوب‌های چندمتغیره و رویکردهای نوین کشف روابط ترکیبی و غیرخطی (مانند روش‌های مبتنی بر مؤلفه‌های چرخان و رویکردهای هسته‌ای) ضروری است. این شناخت می‌تواند زمینه‌ی توسعه‌ی راهکارهای داده‌محور برای بهبود پیش و مدیریت ریسک (از جمله سیلاب ناشی از ذوب برف)، بهره‌برداری مخازن و برنامه‌ریزی منابع آب در کشور را فراهم کند (Thornton et al., 2023; Umirbekov et al., 2024; Xu et al., 2025; Li et al., 2025; Hoell et al., 2025; Shen et al., 2025). مطالعات اقلیم‌شناسی نشان می‌دهند که نوسانات دورپیوندی نیمکره شمالی (مانند EAWR، SCAND، NAO و ...) از طریق تغییر الگوهای فشار، مسیر توفان‌ها و مکان و شدت جت، می‌توانند بر بارش زمستانه و در نتیجه انباشت و ماندگاری برف اثر بگذارند. این رابطه در مقیاس‌های مختلف مکانی و زمانی گزارش شده و در برخی مناطق با تغییر «جریان‌ات سرد/گرم و تراخشک» به‌طور غیرمستقیم با انباشت برف مرتبط دانسته شده است. همچنین برای نوسانات کم‌فرکانس اقیانوسی مانند AMO شواهدی وجود دارد که می‌تواند با تغییرپذیری بلندمدت برف (مثلاً در سامانه‌های کوهستانی) هم‌زمانی آماری را نشان دهد؛ البته این نتایج معمولاً بر «هم‌بستگی» و سازوکارهای محتمل تکیه دارند نه اثبات علیت. از طرف دیگر، ادبیات جدید به‌وضوح تأکید می‌کند که روندهای برفی در بسیاری از حوضه‌ها تحت اثر «گرمایش جهانی» در حال کاهش است؛ بنابراین در تحلیل برف باید هم‌زمان نقش زمینه‌ای گرمایش و نقش نوسانات طبیعی (دورپیوندها) را کنار هم دید تا نتیجه‌گیری‌ها اغراق‌آمیز نشود (López-Moreno et al., 2011; Bozzoli et al., 2024 & Gottlieb, A. R., & Mankin, J. S., 2024).

در ایران، بخش بزرگی از پژوهش‌های دورپیوندی روی بارش و خشکسالی متمرکز بوده و ارتباط شاخص‌هایی مانند ENSO/NAO/PDO با بارش زمستانه یا رژیم‌های بارش گزارش شده است (Nazemosadat, M. J., & Cordery, I., 2000). هم‌زمان، مطالعات مستقل نشان داده‌اند که متغیرهای برفی ایران (مانند عمق برف و پوشش برف) در دهه‌های اخیر تغییرات معنی‌داری داشته‌اند و این موضوع اهمیت بررسی هم‌زمان «برف» و «سیگنال‌های گردش جو» را تقویت می‌کند (Sadeqi et al., 2024). با توجه به کاهش معنی‌دار برف ایران و نقش هم‌زمان گرمایش جهانی و دورپیوندهای بزرگ‌مقیاس در این تغییرپذیری، انجام مطالعات در خصوص کمی‌سازی اثرات توأمان این شاخص‌ها بر برف کشور ضروری است، لذا، پژوهش حاضر با هدف شناسایی مهم‌ترین دورپیوندهای مؤثر بر رژیم برف ایران با بهره‌گیری از چارچوب‌های نوین تحلیل چندمتغیره، در پی ارائه مبنایی علمی برای بهبود پیش‌بینی‌های فصلی و مدیریت ریسک سیلاب‌های ناشی از برف است.

مواد و روشها

جمع‌آوری داده

در این مطالعه، مقادیر شاخص‌های دورپیوندی از پایگاه اداره ملی اقیانوسی و جوی ایالات متحده (NOAA) برای دوره زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۵ و طی ماه‌های ژانویه تا مارس (معادل دی تا اسفند) دریافت شد. فهرست کامل شاخص‌ها و مشخصات آن‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. داده‌های سه سنجهی برفی شامل «مقدار برف تازه ماهانه»، «میانگین بیشینه عمق برف ماهانه» و «بیشینه عمق برف ماهانه» نیز برای همین بازه زمانی از سازمان هواشناسی کشور دریافت گردید. مختصات جغرافیایی، ارتفاع و مشخصات مکانی ایستگاه‌های مورد مطالعه در جدول ۲ گزارش شده و موقعیت آن‌ها در شکل ۱ نمایش داده شده است. در میان ایستگاه‌های مورد مطالعه، ایستگاه فیروزکوه (استان تهران) با ارتفاع ۲۹۸۵/۷ متر از سطح دریا بالاترین و ایستگاه رامسر (سواحل جنوبی دریای خزر) با ارتفاع ۲۰- متر پایین‌تر از سطح دریا کمترین ارتفاع را دارد. همچنین ایستگاه‌های با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر شامل الیگودرز (لرستان)، اقلید و سپیدان (فارس)، فریدون‌شهر (اصفهان) و شهرکرد (چهارمحال و بختیاری) هستند و سایر ایستگاه‌ها در بازه ارتفاعی حدود ۹۵۵ تا ۲۰۰۰ متر قرار دارند. انتخاب ایستگاه‌ها بر اساس معیارهای کنترل کیفیت و کفایت داده انجام شد. به‌طور مشخص، ایستگاه‌هایی وارد تحلیل شدند که: (۱) در بازه ۲۰۰۰-۲۰۲۵ داده‌ی پیوسته و قابل اتکا برای هر سه سنجهی برفی در ماه‌های ژانویه تا مارس داشته باشند؛ (۲) میزان داده‌های

مفقود آن‌ها از حد آستانه تعیین شده در کنترل کیفیت فراتر نرود؛ و (۳) از نظر همگنی آماری، تغییرات ناشی از جابجایی ایستگاه یا تغییر ابزار اندازه‌گیری تا حد امکان حداقل باشد. از آنجا که رخداد برف و تداوم برف‌پوش عمدتاً در نواحی کوهستانی و عرض‌های بالاتر کشور متمرکز است و همچنین به دلیل محدودیت کفایت و پیوستگی داده‌ی برف در بسیاری از ایستگاه‌های نیمه شرقی و جنوبی ایران، مجموعه ایستگاه‌های نهایی به‌صورت طبیعی به شمال غرب، نیمه شمالی، دامنه‌های زاگرس مرکزی و بخش‌هایی از شمال شرق کشور متمایل شد.

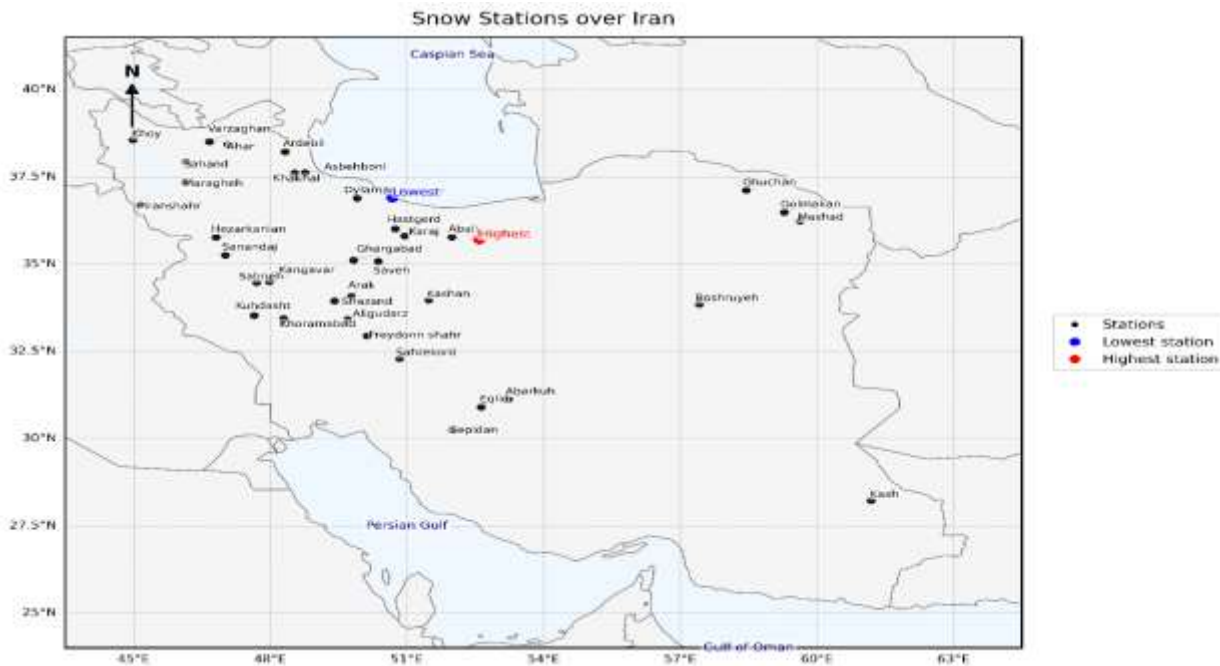
جدول ۱: توضیحات شاخص‌های دور پیوندی مورد استفاده در پژوهش همراه با ذکر منابع

نام شاخص	نام کامل شاخص	اثر اقلیمی	توصیف	منابع
AMM	Atlantic Meridional Mode	تاثیر بر بارش غرب آفریقا، سیکلون‌های آتلانتیک	یک الگوی نوسانی سطح دریا در اقیانوس اطلس شمالی که شامل ناهنجاری‌های دما و باد شمال-جنوبی است.	(Chiang, et al., 2004)
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation	تاثیر بر دما و بارش آمریکای شمالی، جنوب غرب اروپا	نوسانات چنددهه‌ای دمای سطح دریا در اقیانوس اطلس شمالی.	(Enfield, et al., 2001)
AO	Arctic Oscillation	تاثیر بر موج‌های سرما و سرماهای زمستانی نیمکره شمالی	الگوی نوسانی فشار جوی در نیمکره شمالی که تفاوت فشار قطب و عرض‌های میانی را توصیف می‌کند.	(Thompson, et al., 1998)
EAWR	East Atlantic/Western Russia pattern	تاثیر بر دما و بارش زمستانی اوراسیا	الگوی تلاطم فشار سطحی بین اروپای شرقی و غرب روسیه	(Barnston, et al., 1987)
EP-NP	East Pacific-North Pacific Pattern	تاثیر بر دما و الگوهای بارش غرب آمریکای شمالی و شرق آسیا	نوسانات جوی بین شرق و شمال اقیانوس آرام	(Wallace, et al., 1981)
MEI	Multivariate ENSO Index	تاثیر جهانی بر دما و بارش (ال‌نینو/الانینا)	شاخص چندمتغیره وضعیت انسو (ال‌نینو/الانینا) بر اساس متغیرهای جوی و اقیانوسی	(Wolter, et al., 2011)
NAO	North Atlantic Oscillation	تاثیر عمده بر زمستان اروپا و آمریکای شمالی و بارش‌های زمستانه ایران	اختلاف فشار بین آزرور و ایسلند، تعیین‌کننده جت استریم شمال اطلس	(Hurrell, et al., 1995)
ONI	Oceanic Niño Index	تعیین‌کننده فاز ال‌نینو/الانینا و تاثیر جهانی	شاخص استاندارد وضعیت انسو با توجه به دمای سطح آب اقیانوس آرام استوایی	(NOAA, 2018)
PDO	Pacific Decadal Oscillation	تاثیر بر بارش و دما در آسیا و آمریکا	نوسان بلندمدت دمای سطحی اقیانوس آرام شمالی	(Mantua, et al., 1997)
PNA	Pacific-North American Pattern	تاثیر بر زمستان غرب آمریکا و شرق آسیا	الگوی فشار سطحی اقیانوس آرام شمالی و آمریکای شمالی	(Wallace, et al., 1981)
QBO30Z	Quasi-Biennial hPa Zonal ۳۰ Oscillation (Wind)	تاثیر بر گردش جوی، فراسوی مناطق گرمسیری	نوسان دوساله بادهای غربی و شرقی در استراتوسفر استوایی (ارتفاع ~۳۰ هکتوپاسکال)	(Baldwin, et al., 2001)
SCAND	Scandinavia Pattern	تاثیر بر دما و بارش شمال و شرق اروپا	الگوی گردش جو و فشار روی اسکاندیناوی	(Barnston, et al., 1987)
SOI	Southern Oscillation Index	تاثیر جهانی ENSO (ال‌نینو و لانینا)	اختلاف فشار بین تاهیتی و داروین (استرالیا)، نماینده فاز ENSO	(Trenberth, 1984)
TNA	Tropical Northern Atlantic Index	تاثیر بر طوفان‌های حاره‌ای، بارش آفریقا و آمریکای مرکزی	شاخص دمای سطح آب مناطق گرمسیری شمالی اقیانوس اطلس	(Enfield, et al., 1997)
TSA	Tropical Southern Atlantic Index	تاثیر بر بارش جنوب آمریکا و فراگرمسیری	شاخص دمای سطح آب مناطق گرمسیری جنوبی اقیانوس اطلس	(Polo, et al., 2018)

اقلیم ایستگاه‌های گزارش شده در جدول ۲ بر اساس [روش طبقه بندی کوپن و گایگر] تعیین شده است. به دلیل محدودیت تعداد صفحات مقاله فقط نوع اقلیم پس از بررسی‌های انجام شده در جدول ذکر شده است. طبقه‌بندی کوپن-گایگر (Koppen-Geiger) یکی از رایج‌ترین روش‌های جهان برای دسته‌بندی اقلیم است که اقلیم‌ها را بر اساس میانگین‌های بلندمدت دما و بارش (و الگوی فصلی آن‌ها) تعیین می‌کند.

جدول ۲: مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه

نام ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا	نوع اقلیم (کوپن و گایگر)	میانگین بارش سالانه
آبعلی	۳۵/۷۷	۵۱/۹۸	۲۴۶۵/۲	معتدل-کوهستانی	۵۶۱
ابركوه	۳۱/۱۲	۵۳/۲۲	۱۵۲۳/۸	بیابانی-گرم	۵۵
اهر	۳۸/۴۳	۴۷/۰۶	۱۳۹۱	معتدل-نیمه مرطوب	۴۵۰
الیگودرز	۳۳/۴۰	۴۹/۷۰	۲۰۲۲/۱	کوهستانی-معتدل	۴۳۰
اراک	۳۴/۰۷	۴۹/۷۸	۱۷۰۲/۸	نیمه خشک-مدیترانه‌ای	۳۰۵
اردبیل	۳۸/۲۱	۴۸/۳۲	۱۳۳۵/۲	سرد-کوهستانی	۳۲۵
اسب بوونی	۳۷/۶۲	۴۸/۷۷	۱۶۱۰	معتدل-گرم و خشک	۶۶۳
بشرویه	۳۳/۸۵	۵۷/۴۲	۸۷۹	گرم و خشک	۹۶
دیلمان	۳۶/۸۸	۴۹/۹۱	۱۴۴۷/۶	کوهستانی و مرطوب	۹۳۳
اقلید	۳۰/۰۹	۵۲/۶۳	۲۳۰۰	کوهستانی	۶۰۰
فریدونشهر	۳۲/۹۴	۵۰/۱۲	۲۴۹۰	کوهستانی-سرد	۶۰۰
فیروزکوه	۳۵/۷۰	۵۲/۵۸	۲۹۸۵/۷	کوهستانی-معتدل	۲۷۳
غرق آباد	۳۵/۱۱	۴۹/۸۳	۱۵۹۰	نیمه خشک-نیمه سرد	۲۸۲
گلمکان	۳۶/۴۸	۵۹/۲۸	۱۱۷۶	نیمه خشک-نیمه سرد	۲۵۱
هشتگرد	۳۶/۰۰	۵۰/۷۴	۱۶۱۲/۹	مدیترانه‌ای	۳۷۳
هزارکانیان	۳۵/۷۶	۴۶/۸۱	۱۹۳۴	کوهستانی-سرد	۶۰۰
کنگاور	۳۴/۰۵	۴۷/۹۸	۱۴۶۸	نیمه سرد-نیمه خشک	۴۰۱
کرج	۳۵/۸۰	۵۰/۹۵	۱۲۹۲/۹	مدیترانه‌ای	۲۵۱
کاشان	۳۳/۹۶	۵۱/۴۸	۹۵۵	بیابانی-گرم	۱۵۰
خلخال	۳۷/۶۰	۵۳/۴۸	۱۷۹۷/۴	سرد-نیمه مرطوب	۲۸۰
خاش	۲۸/۲۲	۶۱/۱۹	۱۴۲۷	کوهستانی-خشک	۱۴۳
خرم آباد	۳۳/۴۳	۴۸/۲۹	۱۱۴۷/۸	مدیترانه‌ای	۴۳۵
خوی	۳۸/۵۶	۴۴/۹۹	۱۱۰۳/۴	نیمه سرد-نیمه خشک	۲۵۳
کوهدشت	۳۳/۵۲	۴۸/۶۴	۱۱۹۷/۸	مدیترانه‌ای	۳۹۴
مراغه	۳۷/۳۹	۴۶/۲۴	۱۳۴۴	نیمه خشک-مدیترانه‌ای	۳۳۰
مشهد	۳۶/۲۳	۵۹/۶۳	۹۹۲/۲	نیمه خشک-مدیترانه‌ای	۲۴۹
پیرانشهر	۳۶/۶۹	۴۵/۱۴	۱۴۴۳/۵	کوهستانی-نیمه سرد	۸۶۶
قوچان	۳۷/۱۱	۵۸/۴۵	۱۲۸۷	نیمه خشک-نیمه سرد	۲۹۱
رامسر	۳۶/۹۰	۵۰/۶۸	-۲۰	مرطوب نوع ب	۱۲۰۷
سهند	۳۷/۹۲	۴۶/۱۵	۱۶۴۱	کوهستانی-سرد	۵۵۰
صحنه	۳۴/۴۷	۴۷/۷	۱۳۸۲	مدیترانه‌ای	۴۳۴
سنندج	۳۵/۲۵	۴۷/۰۱	۱۳۷۳/۴	مدیترانه‌ای	۵۰۰
ساوه	۳۵/۰۸	۵۰/۳۷	۱۱۰۸	مدیترانه‌ای	۱۸۲
سپیدان	۳۰/۲۳	۵۲/۰۰	۲۲۰۱	کوهستانی-سرد	۷۸۸
شهرکرد	۳۲/۲۹	۵۰/۸۴	۲۰۴۸/۹	کوهستانی-سرد	۴۷۲
شازند	۳۳/۹۴	۴۹/۴۱	۱۹۱۳	نیمه سرد-نیمه خشک	۴۸۳
ورزقان	۳۸/۵۰	۴۶/۶۶	۱۶۷۱	نیمه سرد-نیمه خشک	۳۵۰



شکل ۱: موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه

روش Rock-PCA

برای شناسایی روابط پیچیده و غیرخطی میان متغیرهای برف و شاخص‌های دورپیوندی، از چارچوب نوین Rock-PCA استفاده شد. Rock-PCA^۱ تعمیمی از EOF/PCA^۲ است که سه مورد را هم‌زمان انجام می‌دهد: (۱) کدگذاری فاز/تأخیر با تعبیه مختلط مبتنی بر انتقال هیلبرت، (۲) مدلسازی غیرخطی با نگاشت کرنلی به فضای هیلبرت بازتولیدپذیر^۳ (RKHS) و (۳) تفسیرپذیری با چرخش (Varimax/ProMax) این چارچوب، وقتی کرنل خطی باشد، به complex/ EOF/PCA فروکاسته می‌شود و وقتی کرنل غیرخطی است، ساختارهای خمیده/غیرخطی را نیز می‌گیرد.

۱. ترکیب مختلط هیلبرت:

برای هر ستون سری زمانی $x(t)=X(t)$ (هر ایستگاه/متغیر)، انتقال هیلبرت را روی محور زمان اعمال می‌کنیم:

$$H[X] \in R^{T \times M} \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$Z = X + iH[X] \in C^{T \times M} \quad \text{رابطه (۲)}$$

که در آن $X(t)$ سری زمانی حقیقی هر ایستگاه، H عملکرد هیلبرت بر محور زمان، Z سیگنال تحلیلی، $C^\wedge(T \times M)$ ماتریس داده مختلط است.

۲. مرحله دوم یک کرنل مثبت معین $k = (0,0)$ (گوسی، پلی‌نومی و خطی) و نگاشت $H \rightarrow pC: \emptyset$ به RKHS انتخاب می‌شود. هر برش زمانی سطر (t) از Z یک نمونه است که به شکل ذیل محاسبه شده است:

$$K_{t,t'} = k(z_t, z_{t'}), K \in C^{T \times T} \quad \text{رابطه (۳)}$$

وقتی که k خطی است این مرحله معادل EOF/PCA Complex است که برای تمرکز پیدا کردن بر روی RKHS از فرمول ذیل استفاده خواهد شد:

$$K = HKH \quad \text{رابطه (۴)}$$

$$H = I_T - \frac{1}{T} 11^T$$

1. Rock Principal Components Analysis
 2. Empirical Orthogonal Function/Principal Components Analysis
 3. Rotated Complex Kernel PCA

که در آن H ماتریس مرکز سازی، K کرنل مثبت معین و T متغیر زمان است.
 ۳. محاسبه KPCA صورت دوگانه و نمرات بارگذاری شده بدون چرخش و به شکل استاندارد از طریق فرمول ذیل محاسبه خواهد شد):

$$\frac{1}{T} KU_p = \lambda_p u_p, U^* U = I, \lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq 0, \quad \text{رابطه ۵}$$

که در آن λ بردار و مقدار ویژه، T متغیر زمان و U, Up ضرایب دوگانه و بارگذاری نمونه‌ای مکانی معرفی می‌شوند.
 و مرحله آخر چرخش ترکیبی برای تفسیر پذیری (Varimax, Promax) برای رسیدن به ساختار ساده و تفسیر داده از فرمول‌های ذیل استفاده شده است:

$$B = WT, \quad S = AT \quad \text{رابطه ۶}$$

که در آن T متعامد در روش Varimax است و در روش Promax مایل نیز می‌تواند باشد. معیار وریمکس در رابطه ۷ بر حسب اندازه دوم بارگذاری‌ها به صورت ذیل بیشینه می‌شود.

$$\max T \varphi(T) = \sum_{p=1}^P \left[\frac{1}{M} \sum_{j=1}^M |b_{jp}|^4 - \left(\frac{1}{M} \sum_{j=1}^M |b_{jp}|^2 \right)^2 \right], B = WT, b_{jp} \in C \quad \text{رابطه ۷}$$

که در آن B_{jip} قدر مطلق مختلط، ستون‌های B مدهای مکانی چرخیده و ستون‌های S مقدار p های زمانی چرخیده هستند. T در فرمول ۷ ماتریس چرخش، $B=WT$ بارگذاری‌های چرخیده و $S=AT$ نمرات زمانی چرخیده در رابطه ۶ محسوب می‌شوند. شواهد نظری و محاسباتی نشان داده است که چرخش وریمکس افزون بر تفسیرپذیری بهتر، معناداری آماری محورها را هم بهبود می‌دهد: تحلیل‌های نامتعامد نیز در صورت نیاز برای همبستگی بین عوامل کارایی دارد (Matsuki et al., ۲۰۲۳; Marukatat, S., ۲۰۲۲; Bueso et al., ۲۰۲۲; Fang et al., ۲۰۲۴; Cap, J., ۲۰۲۳; Rohe, K&Zeng, M. N., ۲۰۲۴; Javorskyi, ۲۰۲۳; Akhtar-Danesh et al., 2020; ۲۰۲۴).

ضریب همبستگی اسپیرمن:

با استفاده از ضریب همبستگی اسپیرمن، درجه همبستگی مولفه‌های پژوهش با دورپیوندی‌ها انجام شده است. استفاده از این ضریب با توجه به اینکه توزیع آماری در آن آزاد است برای چنین پژوهش‌هایی مناسب‌تر است. فرمول ضریب همبستگی اسپیرمن به شرح ذیل است (Yang et al., 2022).

$$Rs = \text{Pr}(X), R(Y) = \frac{\text{cov}(R(X), R(Y))}{\sigma R(X)\sigma R(Y)} \quad \text{رابطه ۸}$$

که در آن Rs مقدار ضریب همبستگی اسپیرمن را نشان می‌دهد، $\text{Cov}(X, Y)$ کوواریانس متغیرهای دسته بندی شده و $\sigma(X)$ و $\sigma(Y)$ انحراف از معیار متغیرهای طبقه بندی شده را نشان می‌دهند.

آزمون FDR (False Discovery Rate)

به منظور کنترل خطای ناشی از انجام آزمون‌های متعدد (multiple comparisons) در ارزیابی همبستگی میان شاخص‌های دورپیوندی و متغیر دمای دو متری، از رویکرد کنترل نرخ کشف کاذب (False Discovery Rate; FDR) استفاده شد. در این پژوهش، به دلیل محاسبه همزمان همبستگی برای چندین شاخص دورپیوندی در تعداد زیادی ایستگاه و برای معیار (همبستگی اسپیرمن)، احتمال مشاهده نتایج معنادار به صورت تصادفی افزایش می‌یابد. بنابراین، مقادیر معناداری باروش Benjamini-Hochberg در سطح آلفا ۰/۰۵ اصلاح شد و نتایج نهایی براساس p-value اصلاح شده (q-value) تفسیر گردید. این روش نسبت به رویکردهای بسیار محافظه کارانه (مانند Bonferroni) توان آماری بالاتری دارد و در عین حال سهم کشف‌های کاذب در میان نتایج معنادار را کنترل می‌کند. نتایج آن با شاخصی به نام Jaccard محاسبه می‌شود که فرمول آن به شرح ذیل است:

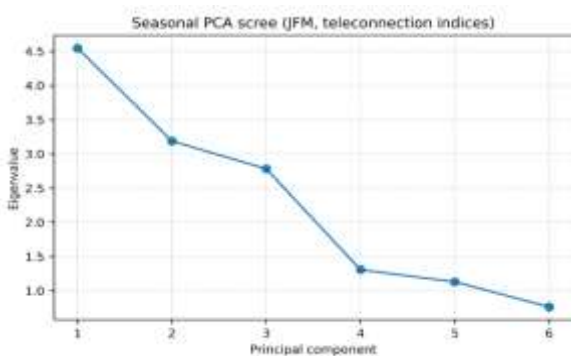
$$\frac{|A \cap B|}{|A \cup B|} = J(A, B)$$

یعنی تعداد اشتراک‌ها تقسیم بر تعداد کل اعضای که حداقل در یکی از دو تا وجود دارند. مقادیر آن بین صفر تا ۱ خواهد بود. هیچ اشتراکی و توازی بین کلاس‌ها وجود ندارد و ۱ اشتراک کامل بین کلاس‌ها وجود دارد. به صورت عملی، مقادیر کمتر از ۰/۳۰ به عنوان شباهت ضعیف، بازه‌ی ۰/۳۰ تا ۰/۶۰ شباهت متوسط، ۰/۶۰ تا ۰/۸۰ شباهت بالا و مقادیر بزرگ‌تر یا مساوی ۰/۸۰ به عنوان شباهت بسیار بالا تفسیر می‌شوند. با این حال، آستانه‌های تفسیر بسته به ویژگی‌های داده و هدف مطالعه قابل تنظیم هستند.

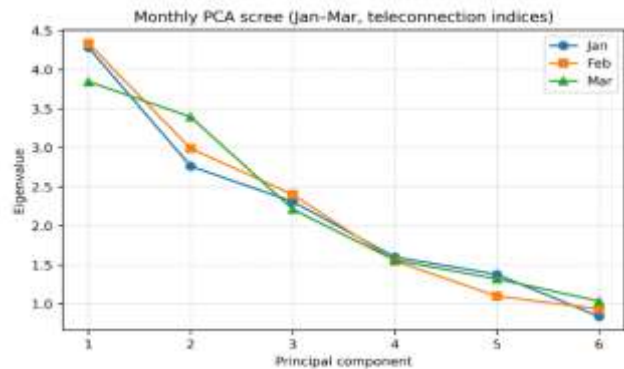
بحث و نتایج

در گام نخست، ماتریس همبستگی شاخص‌های دورپیوندی در هر دو مقیاس ماهانه و فصلی تشکیل شد و سپس با به‌کارگیری روش Rock-PCA، مقادیر ویژه (Eigen decomposition) بر روی این ماتریس انجام گرفت. مقادیر ویژه حاصل از این فرآیند، میزان واریانس توضیح‌داده‌شده توسط هر مؤلفه اصلی را نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که مجموع آن‌ها برابر با تعداد شاخص‌های ورودی است و نسبت هر مقدار ویژه به مجموع کل، سهم نسبی واریانس توضیح‌داده‌شده (explained variance ratio) آن مؤلفه را تعیین می‌کند. بررسی طیف مقادیر ویژه نشان داد که چند مؤلفه نخست، با eigenvalue بزرگ‌تر از یک، در مجموع بین ۷۰ تا ۸۰ درصد از واریانس کل را در هر دو مقیاس ماهانه و فصلی بازتولید می‌کنند. در مقابل، مؤلفه‌هایی با مقدار ویژه کوچک‌تر از یک عمدتاً بیانگر ساختارهای کم‌اهمیت‌تر و نویزی در داده‌ها هستند. بر این اساس، در ادامه تحلیل تنها مؤلفه‌هایی که مقدار ویژه بزرگ‌تر از یک داشتند به عنوان مدهای غالب دورپیوندی انتخاب شدند و بارگذاری‌های مربوط به آن‌ها برای تفسیر وابستگی میان شاخص‌های اقیانوسی-جوی و متغیرهای برفی مورد استفاده قرار گرفت.

در شکل ۲، نمودار اسکری پلات (Scree Plot) در مقیاس‌های ماهانه و فصلی (الف و ب) ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که در هر دو مقیاس، پنج مؤلفه اصلی دارای مقدار ویژه بزرگ‌تر از یک هستند که انتخاب آن‌ها را بر اساس معیار کایزر (Kaiser criterion) توجیه می‌کند.



الف



ب

شکل ۲: نمودار اسکری پلات مؤلفه‌های اصلی در مقیاس ماهانه و فصلی

با توجه به اینکه اوج بارش برف در ایستگاه‌های مورد مطالعه در بازه سه ماهه ژانویه تا مارچ رخ می‌دهد، کلیه تحلیل‌های آماری و همدیدی پژوهش نیز بر همین بازه زمانی متمرکز شده است. بررسی مؤلفه‌های مورد اشاره در هر دو مقیاس ماهانه و فصلی انجام شده تا هم سیگنال‌های کوتاه‌مدت و هم الگوهای تجمعی نمایان شوند.

مطالعات پیشین نشان داده‌اند که وقوع یخبندان‌های شدید در پاییز، به‌ویژه در اواخر فصل، می‌تواند نشانگر آغاز یک زمستان سرد در ایران باشد. این وضعیت زمانی برجسته‌تر می‌شود که شاخص‌های کلان‌مقیاس نظیر نوسان چنددهه‌ای اطلس (AMO¹) و مشتقات آن شامل نوسان اطلس شمالی (NAO²) و شرق اطلس-غرب روسیه (EAWR³) در فازهای اثرگذار (منفی یا مثبت، بسته به سازوکار دینامیکی) قرار داشته باشند. در چنین شرایطی، برهم‌کنش این شاخص‌ها با جریانات سرد و مرطوب اسکاندیناوی و سامانه‌های جنب‌قطبی می‌تواند زمینه‌ساز رخداد بارش برف در ایران شود. بررسی‌های انجام‌شده در این پژوهش نشان می‌دهد که بیشترین همبستگی با تأخیر

یک‌ماهه در ناحیه شمال‌غرب کشور که بخش عمده ایستگاه‌های مورد مطالعه در آن واقع شده‌اند در ماه فوریه (۱۰ بهمن تا ۹ اسفند) مشاهده شده است. این یافته با نتایج پژوهش‌های پیشین همخوانی دارد (سبزی‌پرور و همکاران، ۱۳۹۹؛ جعفری‌ندوشن و امیدوار، ۱۳۹۶؛ خسروی و مسگری، ۱۳۹۵).

در شکل ۳، نمودار فازهای مختلف سه شاخص یادشده ارائه شده است؛ رنگ آبی نمایانگر شاخص کلان‌مقیاس اطلس (AMO)، رنگ نارنجی مربوط به نوسان اطلس شمالی (NAO) و رنگ سبز بیانگر شاخص شرق‌اطلس-غرب روسیه (EAWR) است. شایان ذکر است که اگرچه دوره اصلی مطالعه پژوهش بازه زمانی ۲۰۰۰-۲۰۲۵ میلادی را در بر می‌گیرد، به‌منظور روشن‌تر شدن نقش شاخص AMO، بازه زمانی نمودار به ۱۹۹۰-۲۰۲۵ گسترش یافته است.

همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، شاخص چنددهه‌ای اطلس از سال ۱۹۹۰ تا ابتدای ۱۹۹۸ میلادی در فاز منفی فرین قرار داشته است. مطابق مطالعات انجام‌شده و نیز نتایج ارائه‌شده در شکل ۴، موقعیت رودباد جنب‌حاره‌ای (باد مداری در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در فاز منفی فرین شاخص بر اساس نقشه‌های ترسیم‌شده توسط اداره ملی جوی-اقیانوسی ایالات متحده (NOAA) در بازه زمانی ۲۰۱۰-۱۹۸۱ دچار جابه‌جایی معنادار شده است. لازم به ذکر است که شاخص AMO در فاصله زمانی ۱۹۸۱ تا ۱۹۹۷ نیز در فاز منفی فرین قرار داشته است، که این امر در تفسیر الگوهای همدیدی و دینامیکی زمستان‌های آن دوره اهمیت دارد.

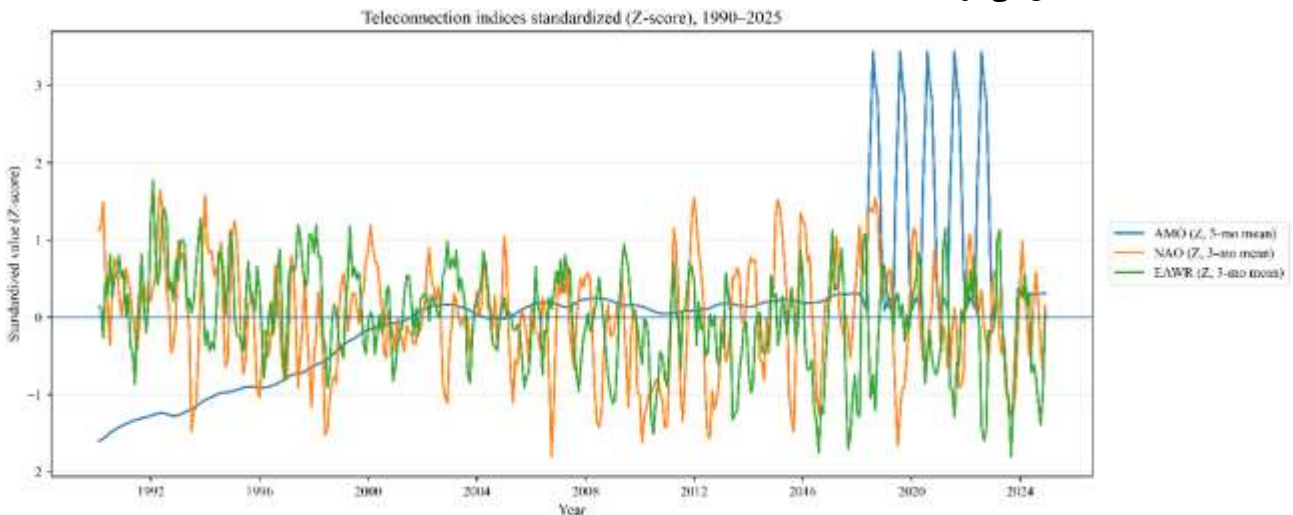
در شکل ۴، واژه PJ، جت قطبی (نوار بادهای شدید در ترازهای بالایی جو، معمولاً حوالی ۲۵۰-۳۰۰ hPa) را نشان می‌دهد که بصورت نوار باد قوی در عرض‌های میانی و بالا است. STJ «جت جنب‌حاره» و L مخفف کم‌فشار و A معرف جریان آنتی سیکلون، H معرف پرفشار و C معرف جریان سیکلونی و بارش‌زا می‌باشد. در فاز منفی شاخص جت موسوم به جت شمالی اطلس با حرکت جنوب سوی خود سبب حرکت مسیر جریان‌ات بارشی اولیه و ثانویه اطلس به منتهی‌الیه شرق مدیترانه و شمال دریای سرخ شده و سبب شده است که جریان‌ات سرد و مرطوب از شمال و شمال‌غرب اطلس و اروپا به سمت خاورمیانه و ایران حرکت کنند که بر طبق بولتن صادرشده از سازمان هواشناسی کشور در دهه نود میلادی که مصادف با دهه ۷۰ شمسی می‌شود (مانند سال‌های ۱۳۷۲ و ۱۳۷۴)، حتی همزمان با پدیده قوی لانینا، بارش برف و باران گسترده در کشور رخ داده است.

بر اساس الگوهای همدیدی ترسیم‌شده، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-ب) و در دوره‌های فرین فاز مثبت شاخص مورد بررسی در بازه زمانی مطالعه، جابه‌جایی سامانه‌های جوی به‌گونه‌ای است که نشانه‌هایی از تقویت و گسترش پشته‌ها و تغییر موقعیت نوار بادهای غربی مشاهده می‌شود. در این وضعیت، جت جنب‌حاره‌ای (Subtropical Jet) تمایل به جابه‌جایی به عرض‌های بالاتر (poleward shift) نشان می‌دهد و بی‌هنجاری‌های مثبت در لبه شمالی سلول هادلی می‌تواند با افزایش پایداری و نفوذ هوای گرم‌تر و خشک‌تر به منطقه همراه شود؛ بنابراین انتظار می‌رود سهم رخداد زمستان‌های گرم‌تر و کم‌برف‌تر در برخی سال‌ها افزایش یابد. تأکید می‌شود که این تفسیرها در چارچوب روابط آماری و الگوهای همدیدی متناظر ارائه می‌شود و به‌تنهایی دلالت قطعی بر رابطه علی ندارد. در خصوص شاخص چنددهه‌ای اطلس (AMO) در بخش پایانی دوره مطالعه (۲۰۲۲ تا ۲۰۲۴) مقادیر بالاتری از شاخص مشاهده می‌شود (شکل ۳). هم‌زمان، بررسی آمارهای بارش و دما در گزارش‌های رسمی سازمان هواشناسی کشور نشان می‌دهد که در برخی از این سال‌ها شرایط کم‌بارشی و افزایش دما در بخش‌هایی از کشور گزارش شده است. از این رو، AMO می‌تواند به‌عنوان یکی از عوامل بالقوه‌ی هم‌زمان (در کنار سایر شاخص‌ها و همچنین روندهای مرتبط با تغییر اقلیم) در تبیین تغییر پذیری برف در ایران مطرح شود. با این حال، به دلیل هم‌بستگی بالقوه میان شاخص‌ها و هم‌پوشانی اثرات، انتساب یک رخداد مشخص صرفاً به یک شاخص باید با احتیاط انجام شود و نیازمند ارزیابی‌های چندمتغیره و آزمون‌های حساسیت است.

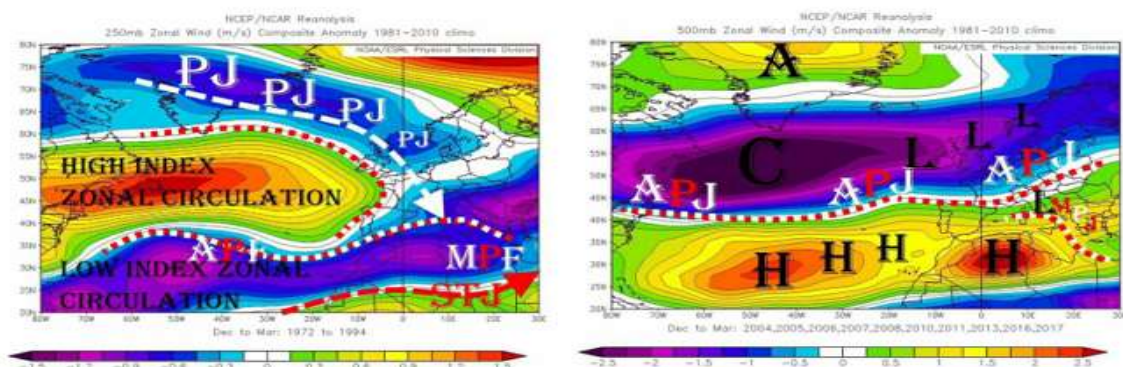
در مورد شاخص شرق‌اطلس-غرب روسیه (EAWR): یکی از مقادیر فرین منفی این شاخص در سال ۲۰۱۴ (برای میانگین سه ماهه ژانویه تا مارس در بازه مطالعه) ثبت شده است. گزارش‌های سازمان هواشناسی کشور برای همان دوره نشان می‌دهد که در بخش‌هایی از زمستان ۱۳۹۳، شرایط کم‌بارشی و غلبه بارش‌های مایع در برخی مناطق رخ داده است. از منظر همدیدی، فاز منفی EAWR می‌تواند با الگوی استقرار پشته در ناحیه آناتولی همراه شود و از این طریق، نفوذ موج‌های سرد و مرطوب از عرض‌های بالاتر به‌ویژه به سمت شمال‌غرب ایران را تضعیف کند؛ پیامد محتمل این وضعیت کاهش رخداد بارش برف در برخی نواحی سردسیر است. همچنین، در سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰ نیز مقادیر منفی شاخص در دوره سه ماهه مورد بررسی ثبت شده است. بر پایه گزارش‌های پیشین، در برخی

مناطق از جمله شمال غرب ایران و حاشیه البرز، افزایش دما نسبت به میانگین بلندمدت گزارش شده است (Irannejad et al., 2017). در سندج و پیرامون آن نیز ناهنجاری‌های دمایی قابل توجه گزارش گردیده است (Dargahian et al., 2022). این شواهد می‌تواند با الگوهای همدیدی مرتبط با برخی فازهای شاخص‌ها سازگار باشد، هرچند سهم دقیق هر شاخص نیازمند تفکیک آماری چندمتغیره است. در خصوص نوسان اطلس شمالی (NAO)، در برخی سال‌ها مقادیر منفی شاخص در ماه‌های زمستان ثبت شده است. به طور کلی (و نه در همه موارد)، NAO منفی می‌تواند با تغییر الگوی چرخنده‌زایی در غرب مدیترانه و تغییر مسیر امواج و ناو‌ها همراه شود؛ با این حال، اثر آن بر بارش برف ایران به زمینه همدیدی، هم‌زمانی با سایر شاخص‌ها و وضعیت رطوبتی سامانه‌ها وابسته است. برای نمونه، در فوریه ۲۰۱۰ مقدار شاخص نزدیک به ۲- گزارش شده است (Craig et al., 2022) و هم‌زمان برخی گزارش‌ها از کمبود بارش برف و افزایش دما در کشور حکایت داشته‌اند؛ با این وجود، برای نتیجه‌گیری قوی‌تر لازم است اثر NAO در کنار سایر شاخص‌ها به صورت چند متغیره ارزیابی شود.

در جدول ۳، خلاصه‌ای از نتایج هم‌بستگی شاخص‌های دورپیوندی اطلس با سه سنجه برفی ارائه شده است. برای جلوگیری از تفسیرهای مبهم، لازم است آستانه‌های عددی طبقه‌بندی شدت هم‌بستگی به صورت شفاف تعریف شود (برای مثال بر اساس $|p|$ و با ارجاع روش شناختی)، و علاوه بر معناداری آماری (p-value)، کنترل چندآزمونی (مانند FDR^1) نیز گزارش گردد. همچنین، مواردی که با روش Rock-PCA الگوهای سازگارتر یا تفکیک‌پذیرتری نشان داده‌اند به صورت مشخص و با بیان «ارزش افزوده روش» نسبت به PCA/EOF کلاسیک تبیین می‌شوند.



شکل ۳: روند شاخص‌های مهم اطلس در پژوهش (بازه زمانی ۱۹۹۰-۲۰۲۵)



الف

ب

شکل ۴: بررسی وضعیت ترازهای ۲۵۰ (الف) و ۵۰۰ (ب) هکتوپاسکال در زمان فاز مثبت و منفی فرین نوسان بزرگ مقیاس اطلس (بازه زمانی ۱۹۸۱-۲۰۱۰)

همان‌طور که در جدول ۳ نشان داده شده است بهترین همبستگی ایستگاه‌ها در ماه‌های ژانویه تا مارس (۱۰ دی تا ۱۱ فروردین) محاسبه شده است. در ژانویه ایستگاه آب‌علی با شاخص شرق اطلس-غرب روسیه بر مولفه مقدار برف تازه همبستگی ۰/۶۶ در سطح معنی داری $p < 0/001$ را نشان می‌دهد. با بررسی الگوی ترکیب (Composite) فاز مثبت شاخص فوق در ژانویه (۱۱ دی تا ۱۰ بهمن) بازه زمانی

مطالعه یعنی ۲۰۰۰-۲۰۲۵ شکل ۵ (الف) مشاهده می‌شود که آنومالی دمایی از صحرای آفریقا تا شمال شرق سبیری منفی است. در ایستگاه‌های مورد مطالعه در پژوهش که با دایره‌های توخالی بر روی نقشه مشخص شده‌اند مقادیر آنومالی منفی دمایی بین منفی دو تا منفی چهار در نوسان است که ایستگاه‌های واقع در شمال غرب و دامنه‌های زاگرس شمالی و مرکزی مقدار بیشتری را نسبت به سایر ایستگاه‌ها نشان داده‌اند (بین ۲/۵- الی ۴-). واحد نقشه برابر درجه کلون است و هرواحد درجه کلون برابر ۱ درجه سلسیوس است. لازم به توضیح است که نقشه تولیدشده براساس میانگین سه پدیده بزرگ مقیاس و تاثیرگذار در آب و هوای کل جهان ناحیه‌روزگردان (Line of Date) یعنی النینو، لائینا و خنثی مدنظر قرار گرفته که در هر سه حالت اثربخشی آنومالی منفی دمایی در فاز مثبت شاخص در سردترین ماه سال وزمستان ایران انکارناپذیر است. در بررسی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با شرایط ذکر شده و مشابه نیز نکات مهمی خودنمایی می‌کند. در نقشه شکل ۵ (ب) خط کنترولی ۵۴۰ ژئوپتانسیل دکامتر به‌عنوان تراز ۰ درجه (تراز یخبندان) بارنگ آبی نمایش داده شده است و حد شمالی سلول‌هادلی با رنگ قرمز و در ماه ژانویه با میانگین ۵۶۴ ژئوپتانسیل دکامتر قابل مشاهده است (جاناناتان ای مارتین، ۲۰۱۰). استقرار یک کم‌ارتفاع سرد و عمیق در شرق سبیری که در نقشه‌های همدیدی با نماد L مشخص شده و هم‌زمان شکل‌گیری پشته پراارتفاع در غرب اروپا با نماد H، بیانگر آرایش خاصی از میدان فشار در ترازهای میانی جو است. در چنین الگویی، نفوذ جریان‌های سرد سبیری با مؤلفه حرکت جنوب غرب سو به سمت شرق دریای کاسپین، در برهم‌کنش با مجموعه‌ای از دورپیوندی‌های برون‌حاره‌ای و درون‌حاره‌ای نظیر AMO، NAO، AO، MJO و IOD، می‌تواند شرایط همدیدی مساعدی را برای شکل‌گیری و تقویت بارش برف در منطقه خاورمیانه و به ویژه ایران فراهم آورد. هم‌زمان، وجود آنومالی منفی ارتفاع ژئوپتانسیل در بخش‌های شرقی حوضه مدیترانه نشان‌دهنده فراهم بودن زمینه دینامیکی برای توسعه سامانه‌های تلفیقی است؛ سامانه‌هایی که در برخی موارد می‌توانند از سازوکارهای رطوبتی ناحیه دریای سرخ نیز پشتیبانی دریافت کنند. در این الگو، آرایش میدان فشار به‌گونه‌ای است که نفوذ مستقیم پرفشارهای جنب‌حاره‌ای قوی با مقادیر بالای ارتفاع ژئوپتانسیل (در حدود ۵۸۵ تا ۵۸۸ دکامتر) به عرض‌های پایین‌تر دریای سرخ محدود شده و در نتیجه، شرایط برای تداوم ناپایداری‌های همدیدی در بخش‌های شمالی این حوضه فراهم‌تر می‌شود. این چارچوب همدیدی و دینامیکی، در کنار نقش تعدیلی شاخص‌های دورپیوندی مذکور، می‌تواند به‌عنوان یکی از سازوکارهای مؤثر در تغییرپذیری پوشش برف در اوراسیا و ایران تفسیر شود؛ موضوعی که نتایج مطالعات منتشرشده طی سال‌های اخیر نیز بر اهمیت آن تأکید داشته‌اند (Zhang et al., 2023; Bonsoms et al., 2023).

شاخص بزرگ‌مقیاس اطلس (AMO) و نوسان اطلس شمالی (NAO) در ایستگاه‌های صحنه در کرمانشاه و اهر در آذربایجان شرقی، به‌ترتیب با متغیر «مقدار برف تازه» و «میانگین عمق برف تازه» بیشترین همبستگی را با مقادیر ۰/۶۸- و ۰/۵۳- در سطح معنی‌داری $p < 0/001$ تا $p < 0/01$ به ثبت رسانده‌اند.

در خصوص شاخص نوسان اطلس شمالی، بررسی نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (تراز میانی) در سردترین ماه زمستان (ژانویه) و در زمان وقوع پدیده ال‌نینو در بستر اقیانوس آرام مرکزی شکل ۴ (ج) در بازه زمانی ۲۰۰۰-۲۰۲۵ تا ۲۰۰۰-۲۰۲۵ نشان می‌دهد که خط تراز یخبندان ۵۴۰ ژئوپتانسیل دکامتر بر فراز دریای مازندران قرار دارد. همچنین حد شمالی سلول‌هادلی با عدد قراردادی ۵۶۴ ژئوپتانسیل دکامتر (میانگین در بازه زمانی پژوهش بر اساس منابع دینامیک هولتون و دینامیک عرض‌های میانه جاناناتان ای. مارتین) بر روی زاگرس مرکزی مستقر شده است.

در این آرایش همدیدی، یک کم‌ارتفاع عمیق و سرد در جنوب دریای بارتنس-کارا به‌عنوان هسته اصلی تاوه قطبی مشاهده می‌شود. نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که سیکل تاوه قطبی در غرب اورال قرار دارد؛ وضعیتی که با فاز شاخص اتمسفری QBO در تراز ۳۰ هکتوپاسکال نیز همخوانی دارد. در شکل ۶، نمودار این شاخص در بازه زمانی مطالعه ارائه شده است. فراوانی وقوع فاز مثبت (غربی) شاخص QBO که منجر به استقرار سیکل بلند تاوه قطبی در غرب اورال می‌شود، به‌ویژه در زمان وقوع پدیده ال‌نینو، قابل مشاهده است. مثلث نارنجی نشان‌دهنده فاز غربی (مثبت) شاخص است و در زمان رخداد ال‌نینو عمدتاً در این فاز یا فاز خنثی قرار داشته است؛ وضعیتی که سبب استقرار هسته اصلی تاوه قطبی به‌شکل یک سلول بسته در جنوب گرینلند می‌شود مطابق شکل ۵ (ج) در شکل ۶ مشاهده می‌شود که در سال‌های ۲۰۰۴، ۲۰۰۷، ۲۰۱۶، ۲۰۱۸، ۲۰۱۹ و ۲۰۲۰ که در اکثر این سال‌ها به‌جز ۲۰۰۷ رخداد ال‌نینو وجود داشته است شاخص در فاز مثبت (غربی) قرار داشته است.

در شکل ۵ (د)، میانگین ابرناکی در سه تراز ۵۰۰، ۷۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در زمان رخداد پدیده ال‌نینو و برهم‌کنش آن با فاز مثبت AMO ترسیم شده است. بازه زمانی میانگین سه ماهه JFM مورد مطالعه در پژوهش است. ابرهای کم‌ارتفاع مانند استراتوس،

نیمبواستراتوس، استراتوکومولوس و کومولوس، در صورت مهیا بودن شرایط، می‌توانند موجب رخداد بارش برف و باران در منطقه شوند. نتایج نشان می‌دهد که به‌جز بخش‌هایی از فلات مرکزی ایران، سایر مناطق کشور در بازه زمانی مذکور با میانگین افزایش ابرناکی تا ۰/۲ واحد مواجه بوده‌اند. این وضعیت ناشی از نفوذ ناوهای سرد و مرطوب از اسکاندیناوی یا سیکلون‌های مدیترانه و شمال دریای سرخ است که موجب افزایش ابرناکی و تقویت شرایط بارشی در کشور شده‌اند.

در ماه فوریه (بهمن)، بیشترین همبستگی ایستگاه‌ها با شاخص کلان‌مقیاس AMO مشاهده شد. ایستگاه سپیدان در استان فارس برای متغیر «برف تازه» همبستگی ۰/۷۷- در سطح معنی‌داری $p < 0/00$ نشان داده است. همچنین ایستگاه صحنه در استان کرمانشاه برای متغیر «حداکثر عمق برف» همبستگی ۰/۶۶- در سطح معنی‌داری $p < 0/00$ ثبت کرده است. در همین ماه، شاخص شرق اطلس- غرب روسیه (EAWR) نیز در ایستگاه گلمکان در مشهد برای متغیر «حداکثر عمق برف» همبستگی ۰/۵۴+ با سطح معنی‌داری $p < 0/01$ و مقدار $P\text{-value}=0/005$ نشان داده است.

در شکل ۵ (بخش هـ)، وضعیت تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت AMO همراه با ال‌نینو در بازه زمانی ۲۰۰۰-۲۰۲۵ در شکل ۵ (بخش هـ)، وضعیت تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت AMO همراه با ال‌نینو در بازه زمانی ۲۰۰۰-۲۰۲۵ ترسیم شده است. یک کم‌ارتفاع عمیق و سرد در غرب اروپا مستقر است و پرتلاطم گسترده از جنوب دریای بارنتس-کارا تا شمال کاسپین گسترش یافته که موجب استقرار هوای سرد و خشک در این ناحیه شده است. هم‌زمان، به‌واسطه پدیده ال‌نینو، کاهش ارتفاع در منتهای‌البه شرق مدیترانه مشاهده می‌شود؛ در حالی که دریای سرخ آنومالی افزایش ارتفاع تا ۲۵+ ژئوپتانسیل دکامتر را نشان می‌دهد. پیامد چنین آرایشی، حضور سامانه‌های نسبتاً معتدل‌تر و گرم‌تر در منطقه است؛ با این حال، در نواحی مرتفع و سردسیر، شکل غالب بارش همچنان به‌صورت برف ظاهر می‌شود.

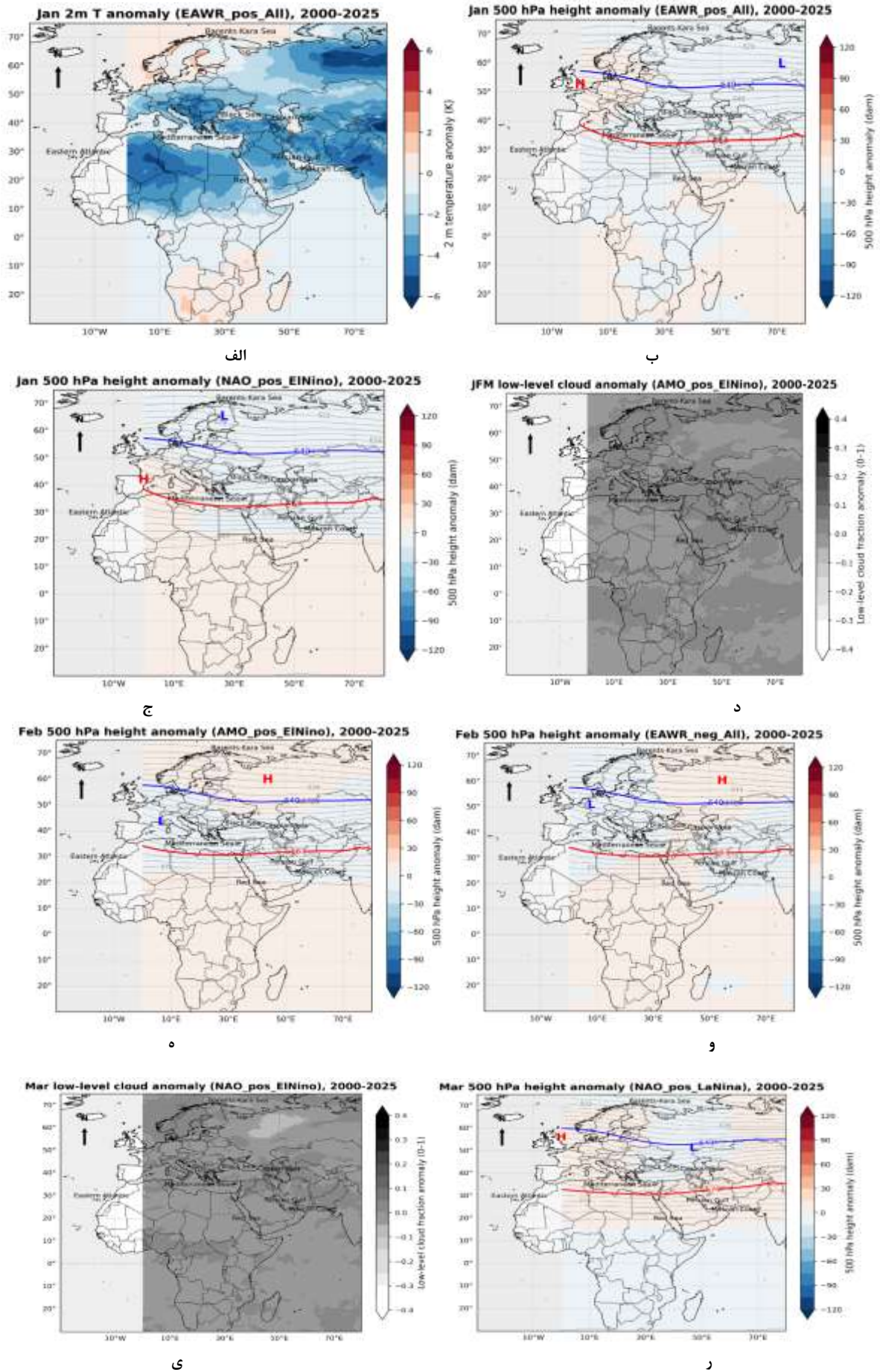
در شکل ۵ (و)، میانگین EAWR منفی در هر سه وضعیت ENSO در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در بازه زمانی پژوهش ترسیم شده است. مشاهده می‌شود که سامانه‌های بلاکینگ از عرض‌های جنب‌قطبی تا صحرای آفریقا امتداد یافته‌اند و آنومالی مثبت ارتفاع در سراسر منطقه غالب است. خط کنتوری تراز یخبندان ۵۴۰ ژئوپتانسیل دکامتر در عرض ۶۰ درجه شمالی مستقر شده است (رنگ آبی). منابع تأمین رطوبت برای سامانه‌های بارشی عملاً مسدود شده‌اند. حد شمالی سلول هادلی با کانتور ۵۶۷ ژئوپتانسیل دکامتر در زاگرس جنوبی قرار دارد (رنگ قرمز) و سیکل تاوه قطبی با حرف L بزرگ در غرب اروپا مستقر است. با وجود آنومالی منفی ارتفاع بر روی ایران، چینش مراکز فشار در تراز میانی الزاماً به شکل‌گیری الگوی سرد و خشک بر روی فلات ایران منجر نمی‌شود.

در ماه مارس، نقش نوسان اطلس شمالی نیز برجسته است. ایستگاه اردبیل در شمال غرب ایران برای متغیر «برف تازه» همبستگی بالایی ۰/۷۶ را نشان داده است. مقدار $P\text{-value}=0/000$ محاسبه شد و سطح معنی‌داری $p < 0/001$ برآورد گردید. در شکل ۵ (ی)، میانگین ابرناکی سه تراز ۵۰۰، ۷۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال نمایش داده شده است. ابرهای کم‌ارتفاع مانند استراتوس، نیمبواستراتوس نوع ۱ روشن، نیمبواستراتوس نوع ۲ تیره (که در صورت تشکیل، بارش‌های برف مداوم و طولانی ایجاد می‌کند)، کومولوس کانجستوس، کومولوس مدیاکریس و استراتوکومولوس^۱ که معمولاً تا ارتفاع حدود ۲۰۰۰ متر از سطح زمین تشکیل می‌شوند، در این الگو مشاهده می‌شوند. فاز مثبت نوسان اطلس شمالی در زمان ال‌نینو بیانگر نفوذ این دسته از ابرها در ماه مارس (۱۰ اسفند تا ۱۱ فروردین) از شرق دریای مدیترانه و شمال دریای سیاه به سمت شمال غرب و نیمه شرقی کشور است؛ به‌گونه‌ای که در صورت مهیا بودن سایر شرایط، می‌تواند منجر به رخداد برف و باران شود.

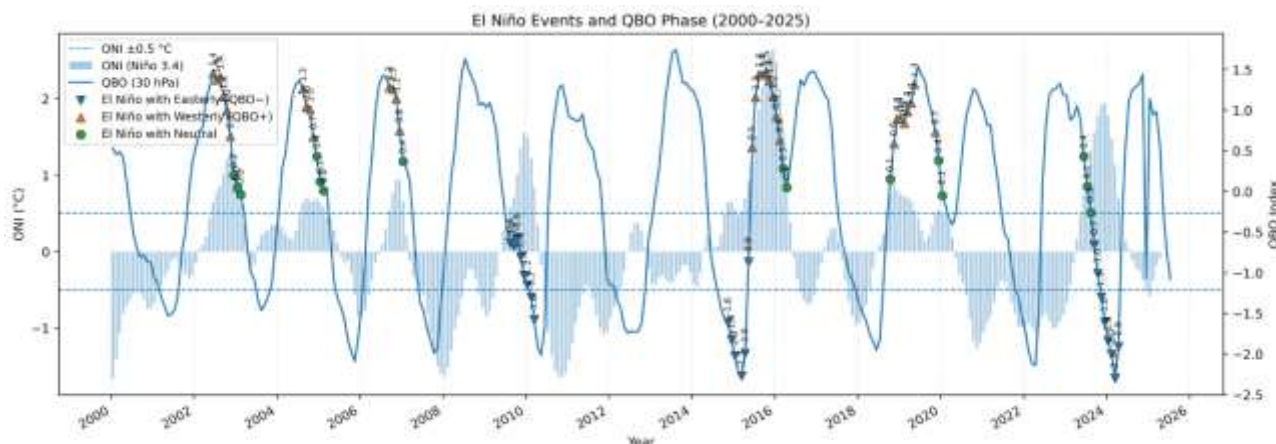
در شکل ۵ (ر)، فاز مثبت نوسان اطلس شمالی در زمان وقوع لائینا در بازه زمانی ۲۰۰۰-۲۰۲۵ نمایش داده شده است. خط کنتوری ۵۴۰ (تراز یخبندان) در عرض ۵۵ درجه قرار دارد و کانتور ۵۷۰ (رنگ قرمز) به‌عنوان نماینده حد شمالی سلول هادلی در زاگرس مرکزی مشاهده می‌شود. مطابق تحلیل آماری جدول ۳، ایستگاه اردبیل همبستگی بالایی را نشان داده است. تبیین همدیدی این نتیجه روشن است: کم‌ارتفاع‌های سرد از جنوب روسیه با استقرار سیکل تاوه قطبی در مرکز اورال به سمت دریای سیاه تعمیق شده و ایستگاه‌های مرزی ایران، از جمله اردبیل، تحت تأثیر آنومالی منفی ارتفاع، شرایط را برای نفوذ موج‌های سرد و مرطوب از آن ناحیه فراهم می‌کنند. در جدول ۴ نتایج تحلیل مولفه‌های اصلی با روش جدید آماری به صورت میانگین فصلی (سه ماهه) JFM مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. ابتدا تأثیر شاخص‌های دورپیوندی مورد بحث و بررسی قرار گرفته است و سطح معنی‌داری آن با سه متغیر (مقدار برف تازه، ماکزیمم عمق برف تازه و میانگین عمق برف تازه) با هرایستگاه مورد تحلیل قرا گرفته است، گستردگی نتایج در این بخش بیشتر است، بنابراین سعی شده است بهترین نتایج تحلیل گردد.

جدول ۳: نتایج تحلیل مولفه‌های اصلی با روش جدید Rock-PCA (ماهانه)

Period	Variable	Corr. Type	Station	Index	Spearman-Corr	P-value	N	Sig
Jan	Fresh Snow	Max +	Abali	EAWR	۰/۶۶	۰/۰۰۰	۲۵	p < 0/001
Jan	Fresh Snow	Max ρ	Sahneh	AMO	-۰/۶۸۶	۰/۰۰۰	۲۴	p < 0/001
Jan	Fresh Snow	Max -	Sahneh	AMO	-۰/۶۸۶	۰/۰۰۰	۲۴	p < 0/001
Jan	Max-snow-depth	Max +	Ahar	NAO	۰/۵۳۳	۰/۰۰۵	۲۶	p < 0/01
Jan	Max-snow-depth	Max ρ	Sahneh	AMO	-۰/۶۸۶	۰/۰۰۰	۲۴	p < 0/001
Jan	Max-snow-depth	Max -	Sahneh	AMO	-۰/۶۸۶	۰/۰۰۰	۲۴	p < 0/001
Jan	Mean-Max-snow-depth	Max +	Ahar	NAO	۰/۵۳۳	۰/۰۰۵	۲۶	p < 0/01
Jan	Mean-Max-snow-depth	Max ρ	Sahneh	AMO	-۰/۶۸۶	۰/۰۰۰	۲۴	p < 0/001
Jan	Mean-Max-snow-depth	Max -	Sahneh	AMO	-۰/۶۸۶	۰/۰۰۰	۲۴	p < 0/001
Feb	Fresh Snow	Max +	Maragheh	EAWR	۰/۷۱۶	۰/۰۰۰	۲۴	p < 0/001
Feb	Fresh Snow	Max ρ	Sepidan	AMO	-۰/۷۷	۰/۰۰۰	۲۵	p < 0/001
Feb	Max-snow-depth	Max +	Golmakan	EAWR	۰/۵۴۲	۰/۰۰۵	۲۵	p < 0/01
Feb	Max-snow-depth	Max ρ	Sahneh	AMO	-۰/۶۶۹	۰/۰۰۰	۲۵	p < 0/001
Feb	Max-snow-depth	Max -	Sahneh	AMO	-۰/۶۶۹	۰/۰۰۰	۲۵	p < 0/001
Feb	Mean-Max-snow-depth	Max +	Golmakan	EAWR	۰/۵۴۲	۰/۰۰۵	۲۵	p < 0/01
Feb	Mean-Max-snow-depth	Max ρ	Sahneh	AMO	-۰/۶۶۹	۰/۰۰۰	۲۵	p < 0/001
Feb	Mean-Max-snow-depth	Max -	Sahneh	AMO	-۰/۶۶۹	۰/۰۰۰	۲۵	p < 0/001
Mar	Fresh Snow	Max +	Ardebil	NAO	۰/۷۶۶	۰/۰۰۰	۲۶	p < 0/001
Mar	Fresh Snow	Max ρ	Ardebil	NAO	۰/۷۶۶	۰/۰۰۰	۲۶	p < 0/001
Mar	Fresh Snow	Max -	Mashad	AMO	-۰/۶۵۷	۰/۰۰۰	۲۵	p < 0/001
Mar	Max-snow-depth	Max +	Sahand	PDO	۰/۶۱۳	۰/۰۰۱	۲۶	p < 0/001
Mar	Max-snow-depth	Max ρ	Sahneh	AMO	-۰/۶۴۱	۰/۰۰۰	۲۶	p < 0/001
Mar	Max-snow-depth	Max -	Sahneh	AMO	-۰/۶۴۱	۰/۰۰۰	۲۶	p < 0/001
Mar	Mean-Max-snow-depth	Max +	Sahand	PDO	۰/۶۱۳	۰/۰۰۱	۲۶	p < 0/001
Mar	Mean-Max-snow-depth	Max ρ	Sahneh	AMO	-۰/۶۴۱	۰/۰۰۰	۲۶	p < 0/001
Mar	Mean-Max-snow-depth	Max -	Sahneh	AMO	-۰/۶۴۱	۰/۰۰۰	۲۶	p < 0/001



شکل ۵. بررسی نقشه‌های ترکیبی ترازهای مختلف جو با استفاده از شاخصهای دورپیوندی تاثیرگذار بر متغیرهای هواشناسی پژوهش (ماهانه و فصلی)



شکل ۶. بررسی وضعیت شاخص اتمسفری QBO در بازه زمانی پژوهش و بررسی فراوانی رخداد فازهای مختلف آن در وقوع پدیده النینو

جدول ۴: تحلیل مولفه‌های اصلی و تعیین ضریب همبستگی متغیرهای هواشناسی ایستگاه با دورپیوندی‌های مورد مطالعه در پژوهش

شاخص دورپیوندی	تعداد ایستگاه‌هایی که متغیرهای هواشناسی با شاخص همبستگی معنادار دارند	میانگین همبستگی	حداکثر همبستگی	حداقل همبستگی
AMM	۲	-۰/۳۸۶	-۰/۳۸۶	-۰/۳۸۶
AMO	۱۰	-۰/۵۸۷	-۰/۷۱۲	-۰/۴۴۲
EAWR	۴	-۰/۴۵۱	-۰/۵۲۴	-۰/۴۰۳
EP-NP	۴	-۰/۴۴۶	-۰/۴۵۷	-۰/۴۳۴
NAO	۲	۰/۴۰۹	۰/۴۰۹	۰/۴۰۹
SCAND	۵	-۰/۶۰۷	-۰/۶۳۸	-۰/۵۷۵

همانطور که جدول ۴ مشهود است باز هم شاخص کلان مقیاس AMO در ۱۰ ایستگاه با میانگین همبستگی نزدیک به $-0/59$ در رتبه اول قرار دارد. پس از آن الگوی اسکاندیناوی با ۵ ایستگاه و میانگین همبستگی نزدیک به $-0/61$ در رتبه دوم قرار گرفته است. شاخص های شرق اطلس-غرب روسیه و شاخص EP-NP به طور مشترک با ۴ ایستگاه (متغیرهای هواشناسی مورد مطالعه در پژوهش) و میانگین همبستگی $-0/45$ و $-0/44$ در رتبه سوم قرار گرفته‌اند. سایر نتایج در جدول ۴ قابل مشاهده است.

در جدول ۵ تحلیل مولفه‌های اصلی و درصد همبستگی هریستگاه و متغیرهای هواشناسی پژوهش با دورپیوندی‌ها مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. سطح معنی‌داری کمتر از $0/01$ در این بخش از پژوهش است.

همانطور که در جدول ۵ مشاهده می‌شود بیشترین همبستگی در بررسی اثرات فصلی (میانگین سه ماهه JFM) مربوط به صحنه در استان کرمانشاه است که متغیرهای ماکزیمم عمق برف و میانگین ماکزیمم عمق برف با شاخص بزرگ مقیاس اطلس میزان $-0/71$ محاسبه شده است. مقدار P-value نیز $0/000$ بدست آمده است. سطح معنی‌داری نیز عالی برآورد شده است. پس از آن نیز با متغیر مقدار برف تازه نیز همین ایستگاه با شاخص مذکور با درصد همبستگی $-0/65$ نیز محاسبه شده است که بیش از پیش اهمیت الگوی کلان مقیاس اطلس را بر روی بارش زمستان ایران نشان می‌دهد. ورزقان در آذربایجان شرقی است که متغیر برف تازه با شاخص مذکور همبستگی تقریباً $-0/65$ را نشان داده است. مقدار P-value نیز $0/000$ محاسبه شده است. سپیدان در دامنه‌های زاگرس مرکزی ایستگاه بعدی است. مقدار برف تازه با شاخص بزرگ مقیاس اطلس همبستگی $-0/64$ را نشان داده است و مقدار P-value $0/001$ محاسبه شده است. سطح معنی‌داری نیز عالی برآورد شده است.

ایستگاه بعدی سندنجد در غرب کشور است. الگوی جدید تاثیرگذار در این منطقه شاخصی به نام اسکاندیناوی است. (Scandinavian Patterns)

میزان همبستگی شاخص با «حداکثر عمق برف تازه» و «میانگین آن» برابر با $-0/63$ به دست آمد و مقدار $P\text{-value}=0/002$ محاسبه شد که بیانگر سطح معنی‌داری قابل قبول به لحاظ آماری است. با توجه به منفی بودن همبستگی، چنین برداشت می‌شود که فاز مثبت شاخص در تغییرات این سنجها نقش اثرگذار دارد. بر این اساس، در شکل ۷ (الف) اثر ترکیبی (Composite) شاخص مذکور در ترازهای

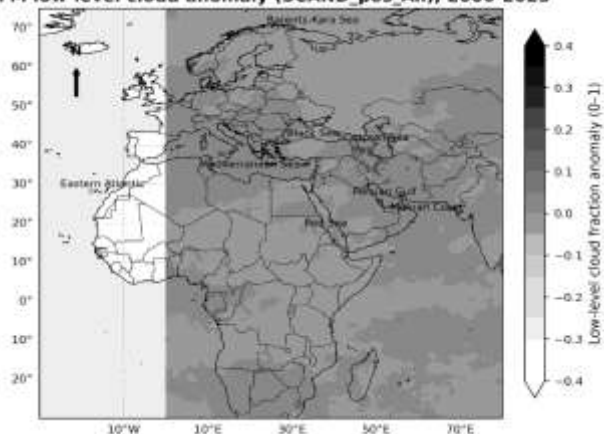
مختلف جو مورد بحث و بررسی قرار گرفت. نقشه‌های ابرناکی (از نوع ابرهای کم‌ارتفاع) در ترازهای 500، ۷۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت شاخص نشان می‌دهد که در میانگین سه‌ماهه مد نظر پژوهش، پوشش ابرهای کم‌ارتفاع بخش وسیعی از کشور را فراگرفته است؛ به‌گونه‌ای که به‌طور میانگین، میزان ابرناکی تا ۰/۲ واحد در کشور افزایش داشته است.

جدول ۵. نتایج تحلیل مولفه‌های اصلی با روش جدید Rock-PCA (فصلی)

ایستگاه	متغیر	شاخص دورپیوندی	درصد همبستگی اسپیرمن	P-value	سطح معنی داری
ابركوه	حداكثر عمق برف	AMM	-۰/۳۸۶	۰/۰۰۹	p < 0/01
ابركوه	میانگین حداكثر عمق برف	AMM	-۰/۳۸۶	۰/۰۰۹	p < 0/01
اردبیل	میانگین ماكزیمم عمق برف	NAO	۰/۴۰۹	۰/۰۰۴	p < 0/01
اردبیل	مقدار برف تازه	NAO	۰/۴۰۹	۰/۰۰۴	p < 0/01
فیروزكوه	مقدار برف تازه	AMO	-۰/۴۹۴	۰/۰۰۰	p < 0/001
قوچان	ماكزیمم عمق برف	EP-NP	-۰/۴۳۴	۰/۰۰۸	p < 0/01
قوچان	میانگین ماكزیمم عمق برف	EP-NP	-۰/۴۳۴	۰/۰۰۸	p < 0/01
هزاركانیان	مقدار برف تازه	AMO	-۰/۵۶۹	۰/۰۰۵	p < 0/01
خرم اباد	مقدار برف تازه	EAWR	-۰/۵۲۴	۰/۰۰۴	p < 0/01
كوهدهشت	مقدار برف تازه	EAWR	-۰/۴۷۶	۰/۰۰۳	p < 0/01
كوهدهشت	ماكزیمم عمق برف	EAWR	-۰/۴۰۳	۰/۰۰۸	p < 0/01
كوهدهشت	میانگین ماكزیمم عمق برف	EAWR	-۰/۴۰۳	۰/۰۰۸	p < 0/01
پیرانشهر	مقدار برف تازه	SCAND	-۰/۶۱۱	۰/۰۰۲	p < 0/01
پیرانشهر	ماكزیمم عمق برف	SCAND	-۰/۵۷۵	۰/۰۰۲	p < 0/01
پیرانشهر	میانگین ماكزیمم عمق برف	SCAND	-۰/۵۷۵	۰/۰۰۲	p < 0/01
سهند	مقدار برف تازه	AMO	-۰/۵۵۳	۰/۰۰۱	p < 0/01
صحنه	مقدار برف تازه	AMO	-۰/۶۵۱	۰/۰۰۰	p < 0/001
صحنه	ماكزیمم عمق برف	AMO	-۰/۷۱۲	۰/۰۰۰	p < 0/001
صحنه	میانگین ماكزیمم عمق برف	AMO	-۰/۷۱۲	۰/۰۰۰	p < 0/001
سنندج	ماكزیمم عمق برف	SCAND	-۰/۶۳۸	۰/۰۰۲	p < 0/01
سنندج	میانگین ماكزیمم عمق برف	SCAND	-۰/۶۳۸	۰/۰۰۲	p < 0/01
سپیدان	مقدار برف تازه	AMO	-۰/۶۴۳	۰/۰۰۱	p < 0/01
ورزقان	مقدار برف تازه	AMO	-۰/۶۴۹	۰/۰۰۰	p < 0/001
ورزقان	ماكزیمم عمق برف	AMO	-۰/۴۴۲	۰/۰۰۰	p < 0/001
ورزقان	ماكزیمم عمق برف	EP-NP	-۰/۴۵۷	۰/۰۰۶	p < 0/01
ورزقان	میانگین ماكزیمم عمق برف	AMO	-۰/۴۴۲	۰/۰۰۰	p < 0/001
ورزقان	میانگین ماكزیمم عمق برف	EP-NP	-۰/۴۵۷	۰/۰۰۶	p < 0/01

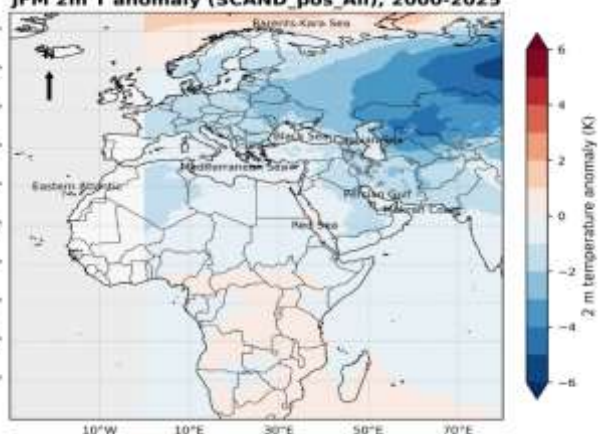
در ادامه، بررسی آنومالی دمایی دو متری سطح زمین در فاز مثبت الگوی اسکاندیناوی در شکل ۷(ب) نشان می‌دهد که میانگین دمایی کشور در بازه زمانی مذکور، بین ۵/۰- تا ۵/۱- درجه کلوین پایین‌تر از نرمال بلندمدت بوده است. نکته مهم دیگر، رفتار الگوی مثبت شاخص اسکاندیناوی در هنگام هم‌زمانی با رخدادهای ال‌نینو و لانینا است. به همین منظور، شکل ۷(ج و د) به ترتیب وضعیت شاخص در فاز مثبت را در زمان رخداد ال‌نینو و لانینا در تراز 500 هکتوپاسکال (تراز میانی) نمایش می‌دهد.

JFM low-level cloud anomaly (SCAND_pos All), 2000-2025



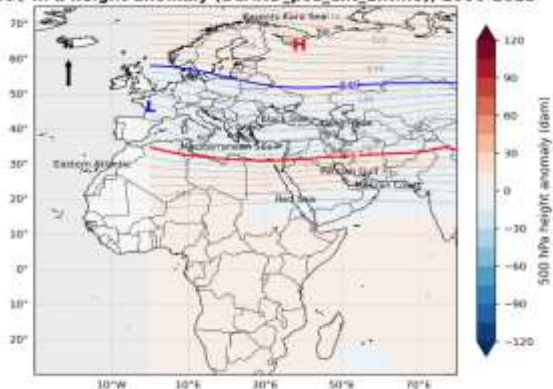
الف

JFM 2m T anomaly (SCAND_pos All), 2000-2025



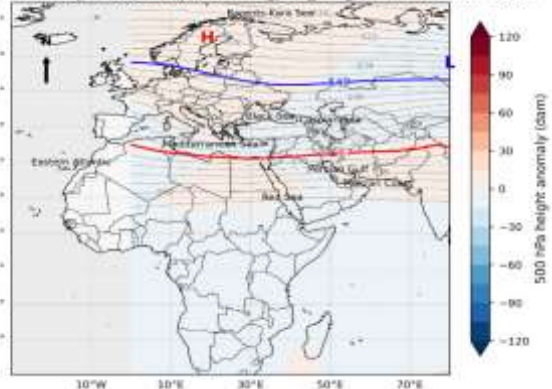
ب

JFM 500 hPa height anomaly (SCAND_pos_ext ElNino), 2000-2025



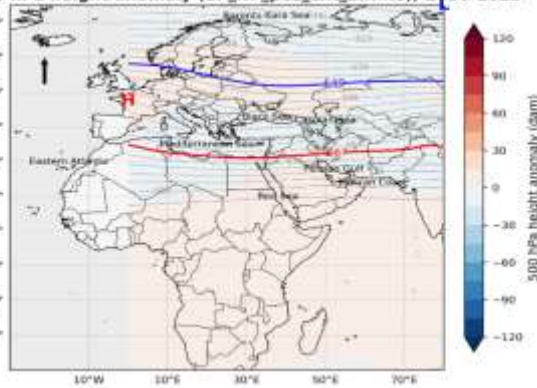
ج

JFM 500 hPa height anomaly (SCAND_pos_ext LaNina), 2000-2025



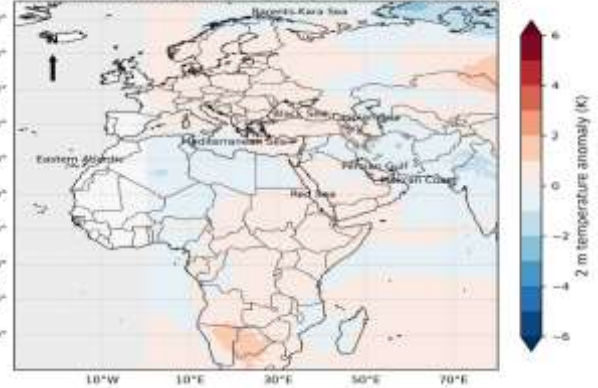
د

JFM 500 hPa height anomaly (EP_NP_pos_ext ElNino), 2000-2025



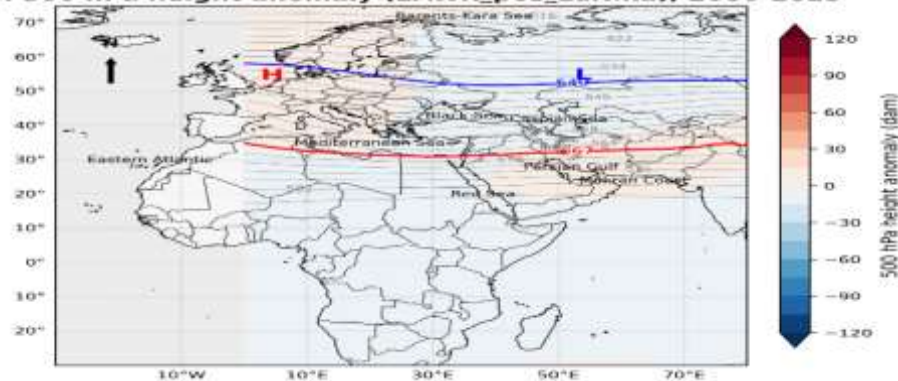
ه

JFM 2m T anomaly (EP_NP_pos_ext All), 2000-2025



و

JFM 500 hPa height anomaly (EAWR_pos LaNina), 2000-2025



ی

شکل ۷. بررسی نقشه‌های ترکیبی ترازهای مختلف جو با استفاده از شاخص‌های دورپیوندی تاثیرگذار بر متغیرهای هواشناسی پژوهش (فصلی)

در زمان رخداد ال نینو و فاز مثبت شاخص، الگوی سرد و مرطوب در غرب اروپا با حرف L مشخص شده است که تا منتهی‌الیه شرق مدیترانه و نیمه شمالی کشور گسترش یافته است. در این وضعیت، آنومالی منفی ارتفاع در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌طور میانگین تا ۱۵- ژئوپتانسیل دکامتر بوده و در شمال غرب، البرز و بخش‌هایی از شمال شرق کشور به‌وضوح مشاهده می‌شود (بازه زمانی ۲۰۰۰-۲۰۲۵). همچنین، خط تراز یخبندان با کانتر ۵۴۰ در عرض ۵۵ درجه شمالی بر روی نقشه مشخص شده است. از سوی دیگر، یک واچرخند بزرگ از ناحیه جنوب دریای بارنتس-کارا با ایجاد شرایط بلایکنگ (blocking) مسیر نفوذ جریانات سرد و مرطوب بارشی از قطب شمال را محدود کرده است. در واقع، این پشته گسترده سبب شده است که گرداب قطبی به‌صورت دو شاخه سازمان یابد و یک الگوی دو قطبی شکل گیرد. پیامد همدیدی این پیکربندی، نفوذ کم‌ارتفاع‌های سرد و مرطوب از غرب اروپا به نیمه شمالی کشور است.

در مقابل، در زمان رخداد لانینا، الگوی همدیدی تا حد زیادی رفتاری معکوس نشان می‌دهد. مطابق شکل ۷ (د)، سیکل بلند تاوه قطبی در شرق سیبری مستقر شده است. خط تراز صفر درجه با خط کننتوری آبی رنگ ۵۴۰ در عرض ۶۰ درجه قرار گرفته و حد شمالی سلول‌های هادلی با خط کننتوری ۵۶۷ در زاگرس مرکزی نمایان است. همچنین واچرخند عظیم عرض‌های شمالی به سمت جنوب گرینلند و جنوب غرب دریای بارنتس-کارا جابه‌جا شده است. برآیند چنین آرایشی، غالباً به سمت سرمای خشک و کم‌بارشی میل می‌کند؛ هرچند فاز شاخص همچنان مثبت است، اما برهم‌کنش آن با عوامل برون‌حاره از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است و می‌تواند تغییرات بنیادینی در چینش مراکز ارتفاع در اوراسیا ایجاد کند.

الگوی اثرگذار بعدی، شاخص EP-NP است که در ایستگاه‌های فوچان و ورزقان (جدول ۵) بر «حداکثر عمق برف تازه» و «میانگین آن» اثر داشته است. میزان همبستگی به ترتیب $-0/430$ و $-0/45$ - محاسبه شد. همچنین مقادیر $P\text{-value}=0/008$ و $0/06$ به‌دست آمد که نشان‌دهنده معنی‌داری مناسب نتایج است. بررسی آنومالی دمای دو متری سطح زمین در بازه زمانی مطالعه و نیز الگوی تراز 500 هکتوپاسکال در شکل ۷ (ه و) نشان می‌دهد که عرض جغرافیایی دو ایستگاه نقش تعیین‌کننده‌ای در نوع پاسخ دارد. همان‌گونه که در الگوی تراز میانی مشخص است، سیکل بلند تاوه قطبی در شمال شرق فنلاند قرار گرفته و در غرب اروپا نیز یک پشته پُرفشار، مسیر بادهای باران‌آور غربی را محدود کرده است. در این شرایط، تنها سامانه‌های بارشی ثانویه اطلس ممکن است تا منتهی‌الیه شرق مدیترانه پیشروی کنند و با نبود حمایت کافی توسط سرما، با الگوی معتدل دریای مدیترانه برهم‌کنش کرده و یک الگوی معتدل و مرطوب ایجاد نمایند. بنابراین، همان‌طور که در آنومالی دما دیده می‌شود، شرایط فرین منفی دمایی قوی که برای بارش برف در ایستگاه‌های مورد مطالعه ضروری است، به‌صورت برجسته مشاهده نمی‌شود. در اینجا، عرض جغرافیایی دو ایستگاه به ترتیب ۳۷ و ۳۸ درجه نیز به‌عنوان عامل مکمل عمل کرده و این ویژگی را تشدید می‌کند.

الگوی شرق اطلس-غرب روسیه (EAWR) در مقیاس فصلی نیز اثرگذار بوده است. در خرم‌آباد، مقدار «برف تازه» با شاخص نام‌برده همبستگی $0/52$ - نشان داده است. همچنین در کوه‌دشت (دامنه‌های زاگرس مرکزی)، هر سه متغیر «برف تازه»، «حداکثر عمق برف تازه» و «میانگین آن» به ترتیب همبستگی‌های $-0/47$ ، $-0/40$ و $-0/40$ - را نشان داده‌اند. در بررسی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت شاخص و در زمان وقوع پدیده لانینا، آنومالی منفی ارتفاع بر روی زاگرس مرکزی به‌طور واضح مشاهده می‌شود؛ سیکل بلند تاوه قطبی در شمال دریای کاسپین مستقر است و پشته غرب اروپا نیز در نقشه به‌طور مشخص دیده می‌شود. در مجموع، شاخص‌های EAWR و SCAND عمدتاً در نیمه شمالی ایران اثرگذارترند؛ با این حال، در صورت مهیا بودن شرایط زمینه‌ای و برهم‌کنش با سایر دورپیوندها، اثرات آن‌ها می‌تواند در سایر نواحی کشور نیز آشکار شود.

رتبه‌بندی شاخص‌های دورپیوندی مؤثر بر سنج‌های برفی ایران

در این پژوهش، برای شناسایی و رتبه‌بندی شاخص‌های دورپیوندی مؤثر بر سنج‌های برفی ایران از همبستگی اسپیرمن و برای کنترل خطای نوع اول از روش نرخ کشف کاذب استفاده شد. نتایج کامل آزمون‌ها شامل مقادیر همبستگی و سطوح معنی‌داری برای دو مقیاس ماهانه و فصلی در جدول ۶ ارائه شده است.

همان‌گونه که در جدول ۶ مشاهده می‌شود، پس از اعمال آزمون نرخ کشف کاذب (FDR)، همچنان شاخص‌های مرتبط با حوضه اطلس بیشترین میزان همبستگی را نشان داده‌اند. بالاترین سطح معنی‌داری، از نظر تعداد ایستگاه، پس از انجام این آزمون مربوط به شاخص AMO در متغیر «حداکثر عمق برف» بوده است؛ به‌طوری‌که در ماه فوریه (۱۱ بهمن تا ۱۱ اسفند) تعداد ۱۴ ایستگاه در سطح معنی‌داری $p < 0/05$ قرار دارند. در رتبه بعد، همین متغیر در ماه ژانویه با ۱۳ ایستگاه در سطح معنی‌داری $P < 0/001$ قرار دارد. مقادیر

شاخص Jaccard برای دو ماه مذکور به ترتیب ۰/۸۱ و ۰/۸۶ محاسبه شده است که بر اساس گروه‌بندی ارائه‌شده در بخش مواد و روش‌ها، بیانگر شباهت بسیار بالا با نتایج روش Rock-PCA است و همگرایی دو رویکرد را تأیید می‌کند. در ماه مارس نیز شاخص AMO در متغیر «حداکثر عمق برف» با ۹ ایستگاه در سطح معنی‌داری $P < 0/001$ در رتبه سوم قرار دارد و مقدار شاخص ۰/۰۹ برای آن محاسبه شده است. این نتایج بار دیگر اهمیت الگوی اطلس را در تبیین تغییرات این متغیر تقویت می‌کند. در متغیر «مقدار برف تازه» در ماه مارس، بیشترین همبستگی برابر با ۰/۲۲ در ۸ ایستگاه مشاهده شده و مقدار شاخص $Jaccard = 1$ به دست آمده است که بیانگر انطباق کامل با نتایج آزمون RPCA است. میانگین سطوح معنی‌داری در این مورد $P < 0/001$ محاسبه شده است. پس از آن، الگوی نوسان اطلس شمالی (NAO) با حداکثر همبستگی ۰/۳۱ در همان ماه، با ۷ ایستگاه و مقدار شاخص ۰/۹ در رتبه بعدی قرار گرفته است. از منظر دینامیکی، فاز مثبت NAO می‌تواند موجب تقویت سیکلون‌زایی در شرق مدیترانه شود؛ فرآیندی که در برهم‌کنش با سایر دورپیوندها، بر الگوی بارش‌های جامد (برف) در ایران اثرگذار خواهد بود. در متغیر «میانگین حداکثر عمق برف تازه» نیز در ماه ژانویه (۱۱ دی تا ۱۱ بهمن)، شاخص AMO با ۱۰ ایستگاه، حداکثر همبستگی ۰/۲۵ و سطح معنی‌داری $P < 0/001$ در رتبه نخست قرار دارد. مقدار شاخص در این حالت ۱ محاسبه شده است که بر اساس تقسیم بندی ارائه‌شده، شباهت بسیار بالایی میان نتایج آزمون FDR و روش Rock-PCA را نشان می‌دهد. سایر نتایج تکمیلی در جدول ۶ ارائه شده‌اند.

جدول ۶: نتایج آزمون FDR (ماهانه)

متغیر	ماه	شاخص	میانگین همبستگی (حداقل)	میانگین همبستگی (حداکثر)	تعداد ایستگاه معنادار	تعداد ایستگاه Jaccard	مقادیر شاخص همراه تعداد ایستگاهها	مقادیر میانگین سطوح همراه تعداد ایستگاه
برف تازه	Feb	AMO	-۰/۱۳	۰/۲۳	۳۷	۶	۱+۳	$P < 0/05+6$
برف تازه	Feb	EAWR	۰/۲۱	۰/۲۶	۳۷	۱	۱+۱	$P < 0/05+1$
برف تازه	Mar	NAO	۰/۳۰	۰/۳۱	۳۷	۷	۱+۷	$P < 0/001+7$
برف تازه	Mar	AMO	-۰/۱۸	۰/۲۲	۳۷	۸	۱+۴	$P < 0/001+8$
برف تاو	Jan	AMO	-۰/۱۶	۰/۲۴	۳۷	۶	۱+۴	$P < 0/001+6$
برف تاو	Jan	NAO	۰/۲۸۱	۰/۲۸۳	۳۷	۵	۱+۵	$P < 0/05+5$
ماکزیم عمق برف	Feb	AMO	-۰/۰۶	۰/۲۲	۳۷	۱۴	۱+۱۲	$P < 0/05+14$
ماکزیم عمق برف	Jan	AMO	-۰/۱۹	۰/۲۵	۳۷	۱۳	۱۰ و ۰/۸۶	$P < 0/001+13$
ماکزیم عمق برف	Mar	AMO	-۰/۱۶	۰/۲۴	۳۷	۹	۶ و ۰/۹	$P < 0/001+9$
میانگین ماکزیم عمق برف	Jan	AMO	-۰/۱۹	۰/۲۵	۳۷	۱۰	۱+۱۰	$P < 0/001+10$
میانگین ماکزیم عمق برف	Mar	AMO	-۰/۱۶	۰/۲۴	۳۷	۵	۵ و ۰/۹	$P < 0/001+5$
میانگین ماکزیم عمق برف	Mar	NAO	۰/۱۷	۰/۲۱	۳۷	۴	۴ و ۰/۸	$P < 0/05+4$

همچنین جدول ۷ نتایج آزمون FDR (فصلی) را نشان می‌دهد. همانطور که در جدول ۷ قابل مشاهده است پس از بررسی آزمون نرخ کشف کاذب باز هم شاخص حوضه اطلس بیشترین مقدار همبستگی را نشان داده‌اند. شاخص AMO در هر سه سنجه مورد بررسی بیشترین همبستگی را نشان داده است و در مقدار برف تازه ۰/۲۵، در ماکزیم عمق برف ۰/۲۳ و در میانگین ماکزیم عمق برف ۰/۲۴ مقادیر همبستگی محاسبه شده است. تعداد ایستگاههای معنادار به ترتیب ۲۰، ۱۸ و ۱۹ و همچنین مقادیر شاخص Jaccard ۰/۹، ۰/۸۵ و ۱ در سطوح معنی‌داری $P < 0/001$ و $P < 0/05$ برآورد شده است.

جدول ۷: نتایج آزمون FDR (فصلی)

متغیر	ماه	شاخص	میانگین همبستگی (حداقل)	میانگین همبستگی (حداکثر)	تعداد ایستگاه معنادار	تعداد ایستگاه Jaccard	مقادیر شاخص همراه تعداد ایستگاهها	مقادیر میانگین سطوح معناداری همراه تعداد ایستگاه
برف تازه	JFM	AMO	-۰/۲۱	۰/۲۵	۳۷	۲۰	۰/۹	$P < 0/001+20$
ماکزیم عمق برف	JFM	AMO	-۰/۱۳	۰/۲۳	۳۷	۱۸	۰/۸۵	$P < 0/05+18$
میانگین ماکزیم عمق برف	JFM	AMO	-۰/۱۳	۰/۲۴	۳۷	۱۹	۱	$P < 0/05+19$

نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که تغییرپذیری برف زمستانه ایران، افزون بر روند پس‌زمینه‌ای گرمایش جهانی، با فاز برخی دورپیوندهای کلان‌مقیاس نیز هم‌زمانی آماری دارد. در میان شاخص‌های بررسی‌شده، الگوی چنددهه‌ای اطلس (AMO) نقش برجسته‌تری ایفا کرده است؛ به‌گونه‌ای که در برخی ایستگاه‌ها هم‌بستگی‌های منفی قوی در مواردی با $|p|$ حدود $0/7$ میان فاز گرم AMO و کاهش سنجه‌های برفی مشاهده شد. این یافته نشان می‌دهد که بخشی از نوسانات برف ایران را می‌توان در چارچوب تغییرات گسترده گردش اطلس شمالی تفسیر کرد.

در کنار AMO، چند یافته فرعی مهم نیز قابل اشاره است. نخست آن که شاخص EAWR در برخی ایستگاه‌های شمال غرب و دامنه‌های البرز هم‌بستگی مثبت قابل توجهی با برف تازه نشان داده است در برخی موارد با p بیش از $0/65$ ، که می‌تواند با تقویت نفوذ سامانه‌های مدیترانه‌ای مرتبط باشد. دوم آن که NAO در ماه مارس در برخی ایستگاه‌ها سیگنال قوی‌تری ارائه داده است (هم‌بستگی‌هایی در حدود $0/7$)، که با جابه‌جایی محور جت و تغییر در فراوانی ناهه‌ها همخوانی دارد. این نتایج همچنین نشان می‌دهد که پاسخ ایستگاه‌ها یکنواخت نیست و اثر شاخص‌ها وابستگی زمانی و مکانی دارد. تفسیر هم‌دیدگی یافته‌ها، با بهره‌گیری از نقشه‌های ترکیبی ترازهای 500 و 250 هکتوپاسکال، دمای دو متری و ابرناکی، نشان داد که برهم‌کنش فازهای مختلف این شاخص‌ها با پدیده ENSO، موقعیت جت قطبی و جت جنب‌حاره، سازوکار اصلی ناهمگنی مکانی-زمانی برف در ایران را تشکیل می‌دهد.

با توجه به طول نمونه (حدود ۲۵ زمستان)، این روابط باید به‌عنوان هم‌بستگی آماری تفسیر شوند و نه رابطه علیّی قطعی؛ با این حال، اندازه اثر نسبتاً بزرگ در برخی روابط و تداوم سیگنال در چند ایستگاه، از وجود الگوی اقلیمی منسجم حکایت دارد. از منظر کاربردی، پیش‌فازی شاخص‌های کلیدی به‌ویژه AMO و در برخی نواحی EAWR و NAO می‌تواند در بهبود چارچوب‌های پیش‌بینی فصلی و مدیریت ریسک کسری پوشش برف یا تغییر الگوی انباشت برف مفید باشد. در گام‌های بعدی، استفاده از مدل‌های چندمتغیره مقاوم برای تفکیک اثر شاخص‌های هم‌بسته و ارزیابی تعامل آن‌ها با روند تغییر اقلیم و یکی از جلوه‌های آن گرمایش جهانی توصیه می‌شود.

ملاحظات اخلاقی

اعلامیه هوش مصنوعی مولد و فناوری‌های مبتنی بر هوش مصنوعی در فرایند نگارش در طول آماده‌سازی این اثر، نویسنده از چت جی پی تی* به منظور کیفیت بهتر مقاله استفاده کرده است. پس از استفاده از این ابزار/خدمت، نویسنده مطالب را در صورت نیاز بررسی و ویرایش کرده و مسئولیت کامل محتوای نشریه را بر عهده می‌گیرند.

بیانیه دسترسی به داده‌ها

داده‌هایی پژوهش حاضر از طریق درخواست از نویسنده قابل دسترسی است.

منابع

- جاناناتان ای مارتین، دینامیک جو در عرض میانه، ترجمه دکتر سید ابوالفضل مسعودیان (۱۳۸۹)، انتشارات دانشگاه اصفهان (جاناناتان، ۲۰۱۰).
- جعفری‌ندوشن، مهدی، امیدوار، کمال. (۱۳۹۶). اثر نوسان قطبی بر تغییرات دما و بارش فصول سرد سال در ایران مرکزی. علوم جغرافیایی، ۲۶(۱۳)، ۱۹-۳۰.
- دینامیک هولتون، مقدمه ای بر هواشناسی دینامیکی، ترجمه محمد مهدی رستمی حسین خانی، مسعود ترابی آزاد، (۱۳۹۷)، انتشارات کتابخانه مرکزی دانشگاه کردستان (هولتون، جیمز، آر، ۱۹۳۸).
- خسروی، محمود، ابراهیم، مسگری. (۱۳۹۵). تحلیل فضایی روابط الگوهای پیوند از دور با دمای ماهانه شمال غرب ایران. جغرافیا و آمایش شهری منطقه‌ای، ۶(۲۱)، ۲۰۳-۲۱۴.
- سبزی پرور، علی اکبر فیروزمند، زیبا، ورشوویان، وحید. (۱۳۹۹). بررسی تأثیر پدیده‌های دور پیوند در جابجایی تاریخ رخداد اولین و آخرین یخبندان پاییزه و بهاره. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۵۲(۲)، ۲۹۵-۳۱۱.

REFERENCES

- Akhtar-Danesh, N. (2023). Impact of factor rotation on Q-methodology analysis. *PLOS ONE*, 18(8), e0286587. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0290728>
- Baldwin, M. P., Gray, L. J., Dunkerton, T. J., Hamilton, K., Haynes, P. H. (2021). The Quasi-Biennial Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 59(2), e2020RG000702. <https://doi.org/10.1029/2020RG000702>.
- Barnston, A. G., & Livezey, R. E. (1987). Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*, 115(6), 1083–1126. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083)
- Bharati, P., Deb, P., Dimri, A. P., & Turner, A. G. (2025). Pacific Decadal Oscillation-driven interdecadal variability of snowfall over the Karakoram and the Western Himalayas. *Weather and Climate Dynamics**, 6, 197–219. <https://doi.org/10.5194/wcd-6-197-2025>
- Bonsoms, J., López-Moreno, J. I., & Alonso-González, E. (2023). Snow sensitivity to temperature and precipitation change during compound cold-hot and wet-dry seasons in the Pyrenees. *The Cryosphere*, 17(3), 1307-1326. <https://doi.org/10.5194/tc-17-1307-2023>
- Bozzoli, M., Crespi, A., Matiu, M., Majone, B., Giovannini, L., Zardi, D., ... & Bertoldi, G. (2024). Long-term snowfall trends and variability in the Alps. *International Journal of Climatology*, 44(13), 4571-4591. <https://doi.org/10.1002/joc.8597>
- Bueso, D., Piles, M., & Camps-Valls, G. (2022). Let's consider more general nonlinear approaches to study teleconnections of climate variables. *arXiv preprint, arXiv:2212.07635*. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2212.07635>
- Cape, J. (2024). On varimax asymptotic in network models and spectral methods. *arXiv preprint, arXiv:2403.05461*. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2403.05461>
- Craig, P. M., & Allan, R. P. (2022). The role of teleconnection patterns in the variability and trends of growing season indices across Europe. *International Journal of Climatology*, 42(2), 1072-1091. <https://doi.org/10.1002/joc.7290>
- Dargahian, F., Razavizadeh, S., & Lotfinasabasl, S. (2022). Iranian temperature anomaly is more than twice the global temperature anomaly according to ECMWF ERA5 data. *Iran Nature*, 7(4), <https://doi.org/37-44.10.22092/irn.2022.357773.1446>
- Fang, K., Tao, Q., Lv, K., He, M., Huang, X., & Yang, J. (2024). Kernel PCA for out-of-distribution detection. *NeurIPS 2024 Proceedings, Proc. 38th NeurIPS*.
- Chiang, J. C. H., & Vimont, D. J. (2004). Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere–Ocean Variability. *Journal of Climate*, 17(12), 2417–2427. <https://doi.org/10.1175/1520-0442>
- Enfield, D. B., Mestas-Núñez, A. M., & Trimble, P. J. (2001). The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2077–2080. <https://doi.org/10.1029/2000GL012745>.
- Gottlieb, A. R., & Mankin, J. S. (2024). Evidence of human influence on Northern Hemisphere snow loss. *Nature*, 625(7994), 293-300.
- Hoell, A., Barlow, M., Landman, W. A., & others. (2025). An unexpected outcome followed an apparent seasonal forecast: Southwest Asia precipitation in OND 2023. *International Journal of Climatology**, 45, e8851. <https://doi.org/10.1002/joc.8851>
- Holton, Dynamic., Introductory on Dynamical Meteorology, Translation by Rostami hosseinkhani, M.M, Torabi azad, M. (2018). Kordestan University central Press. (In Persian).
- Horan, M. F., Li, S., White, R. H., Vecchi, G. A., & Levin, E. J. T. (2024). Winter precipitation predictability in Central Southwest Asia. *npj Climate and Atmospheric Science**, 7, 122. <https://doi.org/10.1038/s41612-024-00594-5>
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269(5224), 676–679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>.
- Irannejad, P., Ahmadi-Givi, F., & Nikouei, N. (2017). A study of winter temperature anomalies in Iran by using the NCEP/NCAR reanalysis dataset. *Iranian Journal of Geophysics*, 10(4), 12-27. <https://doi.org/20.1001.1.20080336.1395.10.4.2.3>
- Jafary Nadoshan, M., Kamal, O. (2017). Effect of Arctic Oscillation on Temperature and precipitation fluctuation in cold season in central of Iran, *Geographical Science* 13,26-19-30. (In Persian).
- Javorskyj, I., Yuzefovych, R., Lychak, O., & Matsko, I. (2024). Hilbert transform for covariance analysis of periodically nonstationary random signals with high-frequency modulation. *ISA Transactions*, 144, 452–481. <https://doi.org/10.1016/j.isatra.2023.10.025>
- Johnthon.E.Martin, Atmosphere Dynamic in midlatitude, Translation by Masodyan.S.Abolfazl (2010), Esfahan University Press. (Jonthon,2010). In Persian.
- Khoms, K., Trambly, Y., Alami, R., Saidi, M. E. M., & El Adlouni, S. (2023). A review of large-scale climate indicators (LSCI) and their impacts. *Discover Water**, 3, 24. <https://doi.org/10.1007/s43832-023-00115-6>
- Khoshravi, M., Mesgary, E. (2016). The analysis of Teleconnections relationship with monthly temperature in Northwest of Iran, *Geographical of city & zone*.21(6), 203-214. (In Persian).
- Li, X., Zhang, Y., Chen, H., & Wang, J. (2025). Interdecadal response of Eurasian snow water equivalent to sea surface temperatures in the Northern Hemisphere. *Journal of Hydrology**, 655, 132888. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2025.132888>

- Liu, Z., Zhang, R., He, J., & Wang, W. (2022). Impacts of the North Atlantic Oscillation on Eurasian winter precipitation variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127, e2022JD037172. <https://doi.org/10.1029/2022JD037172>
- López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A., & Beniston, M. (2011). Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 77(1-2), 62-76. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.003>
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. (1997). A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069–1079. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<1069: APICOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1069: APICOW>2.0.CO;2)
- Marukat, S. (2023). Tutorial on PCA and approximate kernel PCA. *Artificial Intelligence Review*, 56, 5445–5477. <https://doi.org/10.1007/s10462-022-10297-z>
- Matsuki, A., Kori, H., & Kobayashi, R. (2023). An extended Hilbert transform method for reconstructing the phase from an oscillatory signal. *Scientific Reports*, 13, 3535. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-30405-5>
- Mehmood, S., Palazzi, E., Ridley, J., & others. (2022). Dominant controls of cold-season precipitation variability in High Mountains of Asia. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5, 58. <https://doi.org/10.1038/s41612-022-00282-2>
- Mortimer, C., Brown, R., Decharme, B., & others. (2025). Northern Hemisphere in situ snow water equivalent dataset (NorSWE). *Earth System Science Data*, 17, 3619–3642. <https://doi.org/10.5194/essd-17-3619-2025>
- Nazemosadat, M. J., & Cordery, I. (2000). On the relationships between ENSO and autumn rainfall in Iran. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 20(1), 47-61. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(200001\)20:1<47: AID-JOC461>3.0.CO;2-P](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(200001)20:1<47: AID-JOC461>3.0.CO;2-P)
- NOAA Climate Prediction Center. (2018). ENSO: Recent Evolution, Current Status and Predictions. <https://doi.org/10.25923/ytkx-gn91>
- Polo, I., Lazar, A., Rodríguez-Fonseca, B., & Mignot, J. (2018). Oceanic control of the interannual variability of the Tropical South Atlantic (TSA). *Climate Dynamics*, 51, 3539–3555. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4084-3>
- Rohe, K., & Zeng, M. (2023). Vintage factor analysis with Varimax performs statistical inference. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Statistical Methodology)*, 85(4), 1037–1066. <https://doi.org/10.1093/jrssi/bqad029>
- Ru, Y., Li, J., & Sun, C. (2024). Subseasonal variability of sea level pressure and its modulation by SCAN and EAWR. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-024-07345-5>
- Sabziparvar, M., Firozmand, A., Varsavin, Z., Vahid, A. (2020). The analysis of impact of teleconnections in occurrence of first and last of frost in autumn and spring in Iran. *Natural Geography Research*. 52 (2). 295-311. (In Persian).
- Sadeghi, M., Asakereh, H., & Darand, M. (2025). Climatological analysis of variability in snow cover features across Iran during 1981–2022. *International Journal of Climatology*, 45, e8780. <https://doi.org/10.1002/joc.8780>
- Sadeqi, A., Irannezhad, M., Bahmani, S., Jelodarlu, K. A., Varandili, S. A., & Pham, Q. B. (2024). Long-term variability and trends in snow depth and cover days throughout Iranian mountain ranges. *Water Resources Research*, 60, e2023WR035411. <https://doi.org/10.1029/2023WR035411>
- Shen, X., Sun, C., Ding, R., & Li, J. (2025). Intraseasonal linkages of winter surface air temperature between Eurasia and North America. *Geophysical Research Letters*, 52, e2024GL113301. <https://doi.org/10.1029/2024GL113301>
- Shirvani, A., Landman, W. A., Barlow, M., & Hoell, A. (2022). Evaluation of the forecast skill of the North American Multi-Model Ensemble for monthly and seasonal precipitation forecasts over Iran. *International Journal of Climatology*, 43(2), 1141–1166. <https://doi.org/10.1002/joc.7900>
- Trenberth, K. E. (1984). Signal versus Noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112(2), 326–332. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112<0326](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<0326)
- Thompson, D. W. J., & Wallace, J. M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25(9), 1297–1300. <https://doi.org/10.1029/98GL00950>
- Thornton, H. E., Dunstone, N., Smith, D., & Scaife, A. (2023). Seasonal predictability of the East Atlantic pattern. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL100712. <https://doi.org/10.1029/2022GL100712>
- Umirbekov, A., Kalashnik, A., Dubakina, L., & Semenova, O. (2024). Hydroclimatic teleconnections and their value for modelling snow-dominated river basins. *EGU sphere* (preprint). <https://doi.org/10.5194/hess-2024-174>
- Wallace, J. M., & Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, 109(4), 784–812. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0784: TITGHF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0784: TITGHF>2.0.CO;2)
- Wang, H., Li, D., Liu, W., & Sun, C. (2024). Thermodynamic effect dictates AMO influence on Eurasian winter surface air temperature. *npj Climate and Atmospheric Science*, 7, 198. <https://doi.org/10.1038/s41612-024-00686-2>
- Webster, M. A., Merkouridi, I., Petty, A. A., Liston, G. E., & Perovich, D. K. (2024). Summer snow on Arctic Sea ice modulated by the Arctic Oscillation. *Nature Geoscience*, 17(10), 995–1002. <https://doi.org/10.1038/s41561-024-01525-y>
- Wolter, K., & Timlin, M. S. (2011). El Niño/Southern Oscillation behavior since 1871 as diagnosed in an extended Multivariate ENSO Index (MEI. Ext). *International Journal of Climatology*, 31(7), 1074–1087. <https://doi.org/10.1002/joc.2336>
- Xu, W. L., Li, Y., Chen, Q. L., Zhou, X., Jiang, X. W., Huyan, L. D., ... Zhu, Y. (2025). Remote influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the autumn surface air temperature in Southwest China. *Earth and Planetary Physics*,

9(5), 1061–1072. <https://doi.org/10.26464/epp2025081>

Zhang, T., Feng, Y., & Chen, H. (2023). Revealing the formation of the dipole mode of Eurasian snow cover variability during late autumn. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 128(6), e2022JD038233. <https://doi.org/10.1029/2022JD038233>

Zheng, F., Liu, X. N., Chen, J. H., Huang, W., Sun, C., & Wang, H. (2023). Physical mechanism of winter temperature multidecadal variations in arid Central Asia: The role of the AMO. *Journal of Climate*, 36(21), 7363–7 377. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0946.1>