

Spatial-temporal patterns of the Northern Hemisphere jet streams from the western Atlantic to western Asia

Asefi, B.¹  | Azizi, Gh.¹  | Karimi, M.¹  | Moghbel, M.¹  | Khoshakhlagh, F.¹ 

1. Department of Physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: mostafakarimi.a@ut.ac.ir

(Received: 20 July 2025, Revised: 19 Aug 2025, Accepted: 16 Nov 2025, Published online: 16 Dec 2025)

Summary

Jet streams are narrow and powerful bands of air flows located in the upper troposphere and lower stratosphere. They are formed as a result of meridional temperature gradients between polar and tropical air masses and also baroclinic instability and play a key role in atmospheric dynamics, weather systems formation, and the transfer of energy and momentum within the Earth's atmosphere (Barnes and Screen, 2015). In the Northern Hemisphere, the polar and subtropical jet streams are globally significant due to their influence on weather phenomena such as storms, heatwaves, and cold spells (Francis and Vavrus, 2012; Screen and Simmons, 2014). This study identifies daily jet stream patterns from the Atlantic to the Middle East for the first time using hierarchical clustering. The objective is to classify and analyze the spatiotemporal patterns of the jet stream across the North Atlantic to the Middle East region and to investigate their climatic trends using NCEP/NCAR reanalysis data and a hierarchical clustering method.

Daily zonal (u) and meridional (v) wind components at the 250 hPa level were obtained from the NOAA database, covering a 31-year period from January 1, 1985, to December 31, 2015. The study domain extends from 10° to 80°N and 80°W to 80°E with a spatial resolution of 2.5°. The dataset was processed in MATLAB, converting spatial map data into numerical matrices: 11,322 rows representing daily records and 1,885 columns representing grid points, forming a matrix of over 21 million data points.

Jet streams were defined as bands with wind speeds exceeding 30 m/s. Hierarchical clustering was performed using Euclidean distance for intra-cluster similarity and Ward's method for inter-cluster linkage. A dendrogram was constructed, and a cut-off threshold was set to obtain nine optimal clusters. The spatial and temporal characteristics of each cluster were analyzed in Excel and GIS to compute variance, frequency, and the 95th percentile of wind speed values. Seasonal and monthly trends were assessed, and inter-cluster correlation matrices were generated using SPSS. For each cluster, a representative day was identified based on maximum internal correlation, and wind fields for those days were visualized using GrADS software.

Autumn patterns (Clusters 1 and 2) and spring patterns (Clusters 5 and 7) demonstrate high variability in jet stream intensity and position. Cluster 1 exhibits a decreasing trend and features a strong polar jet over the North Atlantic alongside a weakened subtropical jet over the Middle East, consistent with the projected weakening of subtropical jets under global warming (Archer & Caldeira, 2008; Overland & Wang, 2010). Cluster 2, is characterized by a strong subtropical jet over southern Iran, and reflects complex interactions between subtropical and polar jets and Rossby wave propagation, consistent with Hoskins and Ambrizzi (1993). Significant negative correlations—such as those between Cluster 1 and Clusters 5 and 7, or between Cluster 3 and Cluster 9—suggest opposing atmospheric regimes (Michelangeli et al, 1995; Corti et al. 1999). Observed trends including declines in Clusters 1, 8, and 9 and an increase in Cluster 3—support previous findings regarding the weakening of the polar vortex (Kim et al., 2014). The results are also consistent with the findings of Thompson & Wallace (2000) and Ambaum et al. (2001).

This research shows a gap in the direct analysis of jet stream patterns by, for the first time, applying spatiotemporal clustering across the North Atlantic to the Middle East. The main innovation of this study lies in the identification of nine distinct and recurrent jet stream patterns, each representing a specific atmospheric circulation regime in the region. These findings enhance our understanding of both seasonal and long-term atmospheric dynamics. The most significant quantitative outcome is the detection of contrasting and statistically meaningful trends in the frequency of these patterns over 31 years (1985-2015). Specifically, the increasing trend of cluster 3 (the winter pattern associated with a strong south-ward shifted polar jet) and the decreasing trends of clusters 1, 8, and 9 (autumn and winter patterns) provide a strong evidence of changing atmospheric circulation regimes in the region. The increased frequency of the pattern associated with extreme weather events (cluster 3) may represent one of the direct consequences of climate change on regional atmospheric dynamics. Furthermore, the discovery of significant negative correlations between certain clusters (e.g., clusters 3 and 9, and clusters 1 with 5 and 7) indicate competing and replacement among atmospheric regimes across different seasons in this area.

Keywords: Jet stream, hierarchical clustering, climate change, atmospheric circulation patterns.

Cite this article: Asefi, B., Azizi, Gh., Karimi, M., Moghbel, M., & Khoshakhlagh, F. (2025). Spatial-temporal patterns of the Northern Hemisphere jet streams from the western Atlantic to western Asia. *Journal of the Earth and Space Physics*, 51(3), 665- 687. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.398471.1007702>

E-mail: (1) bahramasefi@ut.ac.ir | ghzizi@ut.ac.ir | moghbel@ut.ac.ir | fkhosh@ut.ac.ir



© Authors Retain the Copyright and Full Publishing Rights.

Publisher: University of Tehran Press.

DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.398471.1007702>

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

الگوهای زمانی-مکانی جت استریم های نیمکره شمالی از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا

بهرام آصفی^۱ | قاسم عزیزی^۱✉ | مصطفی کریمی^۱ | معصومه مقبل^۱ | فرامرز خوش اخلاق^۱

۱. گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: mostafakarimi.a@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۴/۴/۲۹، بازنگری: ۱۴۰۴/۵/۲۸، پذیرش نهایی: ۱۴۰۴/۸/۲۵، انتشار آنلاین: ۱۴۰۴/۹/۲۵)

چکیده

جت استریم یکی از کلیدی ترین اجزای گردش جو بوده و نقش بسیار مهمی در سامانه های جوی و شرایط اقلیمی دارد. در این مطالعه با استفاده از داده های بازتحلیل روزانه باد NCEP/NCAR (۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵) در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال و تحلیل خوشه های سلسه مراتبی، آرایش روزانه الگوهای جریان جت در محدوده ای از غرب اقیانوس اطلس شمالی تا غرب آسیا استخراج شد. همچنین با هدف شناسایی محدوده عمل، فراوانی و انحراف معیار جت در مقیاس ماهانه محاسبه شد. نتایج نشان داد که فراوانی و پراکنش مکانی جریان جت در دوره سرد سال بیش از دوره گرم بوده که می تواند بیانگر حوزه عمل متغیر و رخداد بیشتر جت در دوره سرد سال باشد. نتیجه تحلیل خوشه ای استخراج ۹ خوشه مشخص از آرایش زمانی-مکانی جت بود. بیشترین فراوانی متعلق به خوشه ۶ (الگوی تابستانه) و نمایانگر ثبات نسبتاً بالای جت با استقرار جت جنب حاره ای در شمالی ترین موقعیت خود بر روی دریای خزر در دوره گرم سال است. خوشه های ۲، ۴، ۸ و ۹ که با دو جریان جت قطبی بر روی اقیانوس اطلس و اروپا و جنب حاره بر روی شمال آفریقا و جنوب غرب آسیا مشخص شده، نمایانگر الگوی رخداد دوره سرد سال با تنوع بالا می باشند. قوی ترین جت ها در ماه های انتهای تابستان و زمستان دیده می شوند. افزایش در فراوانی خوشه کم تکرار ۳ (الگوی زمستانی جت قطبی قوی و جنوبی تر) و روند کاهشی خوشه های ۱ و ۸ (الگوهای پاییزه و زمستانه)، می تواند حاکی از تغییر آرایش جت استریم ها و رژیم های گردش جوی منطقه باشد. این تغییرات می تواند افزایش بی هنجاری های دمایی و بارشی سال های اخیر در منطقه را توجیه کند.

واژه های کلیدی: جت استریم، تحلیل خوشه ای، تغییر اقلیم، الگوهای گردش جو.

۱. مقدمه

(برونیم و همکاران، ۲۰۲۵) و جنوب غرب آسیا (رنجبر سعاد آبادی، ۱۴۰۴) شود. علاوه بر این، جت استریم ها پدیده ی ثابتی نیستند و تحت تأثیر تغییر اقلیم و گرمایش جهانی، روندهای تاریخی در موقعیت و ارتفاع خود نشان داده اند (آرچر و کالدیریا، ۲۰۰۸) و همچنین پیش بینی می شود که در آینده سرعت باد در لایه های بالایی آنها افزایش یابد (شاو و میاوسکی، ۲۰۲۳). درک عوامل محرک این وردایی ها برای پیش بینی رویدادهای شدید جوی ضروری است (هال و همکاران، ۲۰۱۵). اهمیت درک عمیق تر این پدیده مقیاس همدید به عنوان یک پیش نیاز مهم برای دستیابی به پیش بینی های اقلیمی منطقه ای قابل اعتماد شناخته می شود (اوسو همکاران، ۲۰۲۴).
خوشه بندی به عنوان یکی از روش های داده کاوی و استخراج

جت استریم ها (جریان جت، جت باد یا رودبادهای)، جریان های باریک و قدرتمند باد در لایه های بالایی و ردسپهر (تروپوسفر) و نزدیک وردایست (تورپوپاز)، به دلیل اختلاف دمایی بین توده های هوای قطبی و استوایی و ناپایداری بزرگ مقیاس جو شکل می گیرند و نقش کلیدی در دینامیک جوی، شکل گیری سامانه های جوی و انتقال انرژی و تکانه در جو زمین ایفا می کنند (بارنز و اسکرین، ۲۰۱۵). در نیمکره شمالی، جت استریم قطبی و جنب حاره ای به دلیل اثر بر الگوهای گردش جو مانند طوفان ها، امواج گرما و سرما، اهمیت جهانی دارند (فرانسیس و واوروس، ۲۰۱۲؛ اسکرین و سیموندز، ۲۰۱۴). موقعیت و رفتار جت استریم در شمال اقیانوس اطلس می تواند منجر به پدیده های فرین اقلیمی هیدرولوژیکی مانند خشک سالی و سیل در اروپا

استناد: آصفی، بهرام؛ عزیزی، قاسم؛ کریمی، مصطفی؛ مقبل، معصومه و خوش اخلاق، فرامرز (۱۴۰۴). الگوهای زمانی-مکانی جت استریم های نیمکره شمالی از غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا. مجله فیزیک زمین و فضا، ۵۱ (۳)، ۶۶۵-۶۸۷. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.398471.1007702>

رایانامه: (۱) bahramasefi@ut.ac.ir | ghzizi@ut.ac.ir | moghbel@ut.ac.ir | fkhosh@ut.ac.ir



ناشر: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران.

DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.398471.1007702>

بر بارش و دما و نقش جریان جت به طور مستقیم یا فرعی در آن رخدادها مانند مقادیر حدی بارش و دما بوده است (زهرايي و روزبهاني، ۱۳۸۵؛ تقوی و همکاران، ۱۳۹۰؛ رسولی و همکاران، ۱۳۹۰؛ رضی و همکاران، ۱۳۸۹؛ عزیزی و علیزاده، ۱۳۹۲؛ درگاهیان و همکاران، ۱۳۹۳؛ رورده و همکاران، ۱۳۹۸). پژوهش های دیگر مانند جلیلیان و همکاران (۱۳۹۸) بر برهم کنش جت جنب حاره ای با سامانه های بارشی تمرکز کرده اند. از سویی دیگر فرزندی و همکاران (۱۳۹۱)، پروین (۱۳۹۴)، عساکره و همکاران (۱۳۹۴)، صلاحی و همکاران (۱۳۹۴)، قلی پور و همکاران (۱۳۹۵)، علیجانی و نظاماتی (۱۳۹۶)، محمدی و لشکری (۱۳۹۸)، ذکی زاده و سلیقه (۱۳۹۹)، خدادی و همکاران (۱۳۹۹) و حنفی (۱۳۹۹) به جنبه های مرتبط مانند روندهای فصلی، جابجایی مکانی و الگوهای گردش جوی مرتبط با جت پرداخته اند.

در مطالعات مذکور با استفاده از تحلیل های خوشه ای، با تمرکز بر ارتفاع ژئوپتانسیل، الگوهای گردش جوی استخراج و جریان های جت مرتبط با آن الگوها تفسیر شده اند. بخشی از مطالعات نیز با دیدگاه موسوم به محیطی به گردشی، ابتدا رخدادهای جوی مانند بارش های شدید (حلیان و حسینی پور، ۱۴۰۰؛ سینیایی و همکاران، ۱۴۰۱)، دماهای حدی، طوفان های گردوغبار (یارمرادی و همکاران، ۱۳۹۸؛ حاج محمدی، ۱۴۰۰) را جداسازی و الگوی گردش جو و پدیده های همدید مقیاس مانند جت استریم ها را در روزهای منتخب بررسی کرده اند. مطالعاتی نیز به هدف بررسی تغییرات و روند زمانی-مکانی جت استریم جنب حاره انجام گرفته (عساکره و همکاران، ۱۳۹۴؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۶) که نتایج آنها حاکی از افزایش (کاهش) تداوم جت جنب حاره بر روی پاکستان و (مدیترانه) بوده است.

ذکی زاده و همکاران (۱۳۹۷) تنها مطالعه داخلی می باشد که با استفاده از داده های سرعت باد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، با تحلیل عاملی، ۸ عامل اصلی و با خوشه بندی، ۸ خوشه سرعت باد تشخیص داده اند. این مطالعه به فضای جغرافیایی خاورمیانه محدود بوده و ارتباط خوشه های جت را با بارش های شدید ایران بررسی کرده است. بنابراین

دانش از مجموعه داده های بزرگ مانند داده های جوی است که در مطالعات علمی جایگاه ویژه ای دارد. از تحلیل خوشه ای در شناسایی الگوهای تکرار شوند پدیده های جوی بزرگ تا کوچک مقیاس استفاده می شود. خوشه بندی و شناسایی الگوهای رفتاری گردش جو مانند جت استریم ها، فرایندی برای گروه بندی داده های مرتبط با آن مانند: سرعت باد، فشار هوا و موقعیت جغرافیایی با استفاده از روش های آماری و یادگیری ماشین است (هاناچی، ۲۰۰۷). گرچه برای مطالعه جت استریم ها بیشتر تحلیل ها و مدل های دینامیکی مورد استفاده قرار می گیرند (هاسکینز و کارولی، ۱۹۸۱؛ هاسکینز و آمبریزی، ۱۹۹۳).

اما برخی مطالعات نیز از روش های مختلف تحلیل خوشه ای مانند خوشه بندی سلسله مراتبی (هاناچی و همکاران، ۲۰۱۲) و k-means (مادونا و همکاران، ۲۰۱۷) برای مطالعه جریان های جت و پدیده های مرتبط با آن و شناسایی موقعیت های جت و ارتباط آن با شرایط جوی و اثر آن بر پدیده هایی مانند بندال های جوی (میشل و همکاران، ۲۰۲۳) و فشار سطح دریا (مانجینی و همکاران، ۲۰۲۱) استفاده کرده اند.

یافته های تحقیقات نشان می دهند که خوشه بندی جت استریم به تحلیل تغییرپذیری درون فصلی و بلندمدت آن کمک می کند و ارتباط آن با پدیده هایی مانند نوسان اطلس شمالی (NAO)، بندال جوی، تضعیف تاوه قطبی و تغییر اقلیم ناشی از گرمایش جهانی یا کاهش یخ قطبی را روشن می سازد (لورنز و هارتمان، ۲۰۰۳؛ اورلند و وانگ، ۲۰۱۰؛ کوهن و همکاران، ۲۰۱۴؛ مان و همکاران، ۲۰۱۷). این تحلیل ها پیش بینی وضع هوا را بهبود می بخشد و اثر این پدیده بزرگ مقیاس جوی را بر بارش، دما و تشدید امواج سیاره ای نمایان می کنند (آرچر و کالدیرا، ۲۰۰۸؛ وولینگز و همکاران، ۲۰۱۴).

باتوجه به نقش جت استریم ها در الگوهای جهانی و منطقه ای گردش جو و وضع هوا، به خصوص نقش آنها در رخداد بارش و شرایط دمایی، علاوه بر تحقیقات جهانی، این موضوع در تحقیقات داخلی نیز بسیار مورد توجه قرار گرفته است. مطالعات داخلی به طور عمده مرتبط با الگوهای همدید مؤثر

از آنجایی که در داخل پژوهشی به طور مستقیم برای مطالعه ویژگی‌ها (سرعت و موقعیت) و نحوه آرایش جت استریم‌ها با استفاده از تحلیل خوشه‌ای که توانایی دسته‌بندی داده‌های حجیم در عامل‌های اصلی و شناسایی الگوهای تکرار شوند رخدادها را دارد، انجام نشده است، این پژوهش سعی دارد با هدف شناسایی الگوی آرایش جت استریم‌ها در محدوده غرب اقیانوس اطلس تا شبه جزیره هند، از تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های روزانه سرعت باد بهره گیرد. علاوه بر آن فراوانی رخداد و انحراف از میانگین جریان جت در ماه‌های مختلف سال و همچنین روند تغییرات الگوهای روزانه جت نیز مورد بررسی قرار خواهد گرفت. بدیهی است نتایج این پژوهش می‌تواند در تعیین الگوهای اصلی جت استریم، توزیع زمانی-مکانی این الگوها و شناسایی روندهای احتمالی در الگوها، نقش تغییر الگوهای جت استریم در پی هنجاری‌های دمای و بارشی کشور تحت تأثیر تغییر اقلیم متمرثر باشد.

۲. داده و روش پژوهش

در سال‌های اخیر استفاده از داده‌های جوی پوشش جهانی معروف به داده‌های بازتحلیل شبکه‌بندی شده در مطالعات علوم جو و اقلیم‌شناسی گسترش روزافزونی داشته است. بررسی‌های متعددی دقت و کارایی آن را ارزیابی و برای مطالعات تأیید کرده‌اند (تیونبورگ و استال، ۲۰۲۰؛ جان و همکاران، ۲۰۲۵؛ دورچی و همکاران، ۲۰۲۵؛ مانکین و همکاران، ۲۰۲۵). انواع مختلفی از این داده‌ها با دوره‌های زمانی و به خصوص دقت مکانی متفاوتی مانند: ERA5 و MERRA2، NCEP/NACR وجود دارد که با توجه به هدف و مسئله مورد بررسی می‌توان از آنها بهره گرفت. در این پژوهش با توجه به محدوده وسیع جغرافیایی و رفتار بزرگ مقیاس پدیده انتخابی (جت استریم)، از داده‌های شبکه‌بندی بازتحلیل روزانه مؤلفه مداری (u) و نصف‌النهاری (v) باد NCEP/NACR، در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال، در بازه زمانی ۳۱ ساله (۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵) و در محدوده ۱۰ تا ۸۰ درجه شمالی و ۸۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی (شکل ۱) با دقت مکانی ۲/۵ درجه قوسی استفاده شد.

اگرچه برای مطالعه جت‌های قطبی و جنب‌حاره به ترتیب ترازهای ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال پیشنهاد می‌شود، ولی برای مطالعه همزمان این دو می‌توان تراز مابین یا ۲۵۰ هکتوپاسکال را نیز استفاده کرد (وینترز، ۲۰۱۶؛ رن، ۲۰۱۰؛ کریستنس، ۲۰۱۷).

بعد از اخذ داده‌ها، به منظور جداسازی مناطق فعالیت جت استریم از داده‌های باد زمینه، ابتدا با استفاده از رابطه ۱، مؤلفه‌های u و v باد به اندازه سرعت باد تبدیل و بعد آستانه سرعت ۳۰ متر بر ثانیه بر روی داده‌های سرعت باد، اعمال شد. یکی از رایج‌ترین آستانه‌ها برای تشخیص نواحی جت استریم، سرعت‌های بالای ۳۰ متر بر ثانیه است. (گالوین، ۲۰۰۷؛ شفیع، ۲۰۲۰؛ استرانگ، ۲۰۰۸).

$$WS = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (1)$$

که در آن WS سرعت باد (m/s)، u و v نیز به ترتیب مقادیر مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد هستند.

در ادامه داده‌های سرعت باد بیش از ۳۰ متر ثانیه برای دو هدف مدنظر پژوهش مورد استفاده قرار گرفت. نخست به منظور شناسایی محل فعالیت جت استریم‌ها در ماه‌های مختلف سال، فراوانی و پراکنش (انحراف معیار) زمانی-مکانی جت استریم‌ها در محدوده مطالعه محاسبه و نقشه‌های توزیع زمانی-مکانی آنها ترسیم شد. سپس برای تعیین نحوه آرایش جت استریم‌ها در زمان‌های مختلف سال، خوشه‌های زمانی-مکانی جت استریم، با استفاده از الگوریتم خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی (Hierarchical Clustering) در نرم‌افزار متلب استخراج شدند. روش و الگوریتم‌های متنوعی برای خوشه‌بندی داده‌ها به‌ویژه داده‌های جوی که از کمیت و حجم داده‌ای بالا برخوردار هستند وجود دارد. این روش‌ها شامل تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA)، الگوریتم‌هایی مانند K-means، نقشه‌های خودسازمان‌ده، و خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی می‌باشند. در این تحلیل‌ها می‌توان از انواع داده‌های ایستگاهی، ماهواره‌ای و بازتحلیل مانند ERA5 (هرسباخ و همکاران، ۲۰۲۰)، NCEP/NCAR (کالانی و همکاران، ۱۹۹۶) و MERRA-2 (لیان و همکاران، ۲۰۲۳) بهره گرفت (میکلائزلی و همکاران، ۱۹۹۵؛ کورتی و همکاران، ۱۹۹۹؛ دی و همکاران، ۲۰۱۱). در این بین

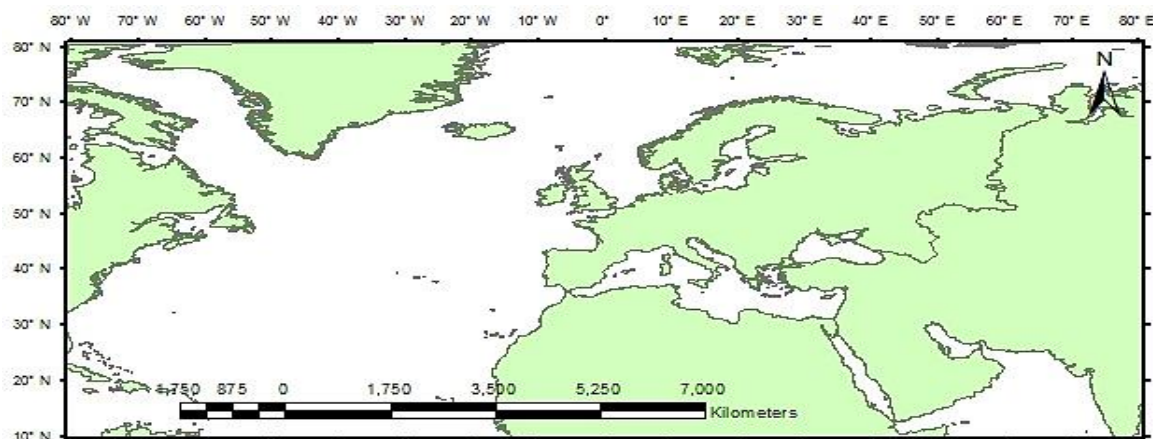
برای تعیین تعداد بهینه خوشه‌ها، از روش فاصله معکوس فاصله (Inverse Distance Method) که در آن به هر خوشه بر اساس فاصله از دیگر خوشه‌ها وزن داده می‌شود و به شناسایی ساختارهای غیرخطی در سری داده‌ها حجیم و پیچیده کمک می‌کند، استفاده شد (بینه، ۲۰۱۷). در نهایت نمودار درختی (دندوگرام) و خط برش ترسیم و ۹ خوشه استخراج شد (شکل ۲).

در گام بعد برای سنجش کیفیت خوشه‌بندی و ارتباط بین خوشه‌ها، ماتریس همبستگی بین خوشه‌ای تهیه شد. این ماتریس می‌تواند با مقدار همبستگی بین خوشه‌ها، نمایانگر نزدیکی و در سویی دیگر تفاوت بین خوشه‌ها باشد. برای ترسیم نقشه چگونگی آرایش جریان جت در خوشه‌های ۹ گانه دو رویکرد شامل میانگین‌گیری و انتخاب نمونه وجود دارد، با توجه به این که در میانگین جزئیات حذف شده و نقشه‌های تولیدی الگوی کلی را نشان می‌دهند، در اینجا برای حفظ ساختار جریان جت از روز نماینده (نمونه) برای نمایش الگوی جریان جت در هر خوشه استفاده شد. نمایندگان خوشه‌ها که بر اساس بالاترین همبستگی انتخاب می‌شوند، به‌طور مستقیم نشان‌دهنده میانگین یا مد خوشه‌ها نیستند؛ بلکه آنها بر اساس شباهت به سایر اعضای خوشه انتخاب می‌شوند (ناگی و همکاران، ۲۰۱۹؛ پاترو و همکاران، ۲۰۲۴؛ یوان و همکاران، ۲۰۱۴). برای انتخاب روز نماینده برای ترسیم الگوی آرایش جت استریم در هریک از خوشه‌های ۹ گانه، ماتریس همبستگی درون‌خوشه‌ای برای عضوهای (روزها) هر خوشه تولید و روزی که دارای بیشترین همبستگی با سایر اعضا (روزها) بود به‌عنوان نماینده آن خوشه انتخاب شد. در نهایت ۹ روز نماینده برای ترسیم نقشه‌ها انتخاب شد. علاوه بر ترسیم نقشه خوشه‌ها، نمودارهای فراوانی خوشه‌ها و جدول فراوانی نسبی رخداد آنها در مقیاس ماه و فصل تهیه و به‌منظور تفکیک رخداد جت‌های قدرتمند، صدک بالای ۹۵ درصد سرعت‌ها در هر خوشه به‌صورت ماهانه محاسبه و نمودار توزیع رخداد آنها نیز ترسیم شدند.

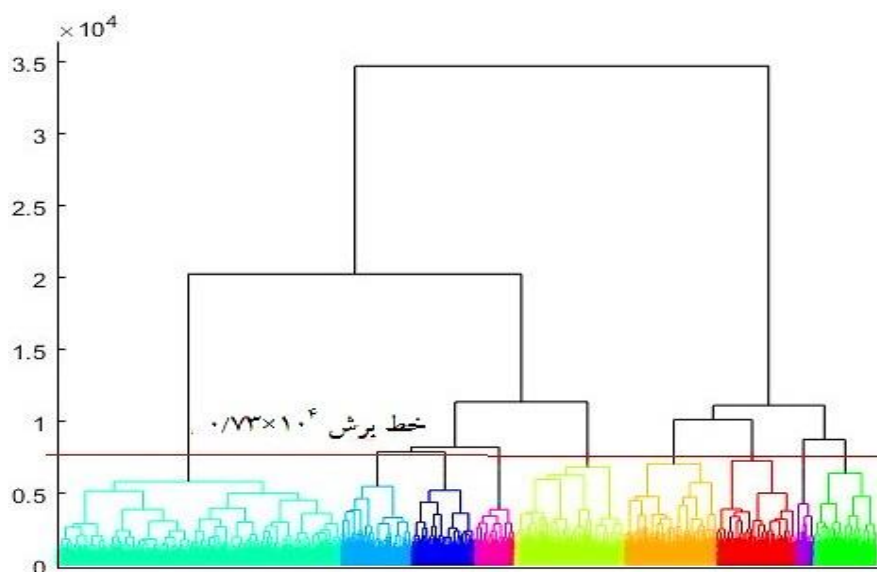
خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی قادر است تا درخت خوشه‌ای با مقیاس‌های مختلف ایجاد کند که این امر به تحلیل عمیق‌تری از داده‌ها کمک می‌کند علاوه بر آن این الگوریتم، توانایی شناسایی الگوهای پیچیده و متغیر در داده‌ها به‌ویژه در شرایطی که داده‌ها دارای چگالی‌های متفاوت هستند را دارد (تو و همکاران، ۲۰۱۲؛ گیر، ۲۰۲۳). این ویژگی این امکان را می‌دهد که ساختارهای مختلف پدیده (در اینجا جت استریم‌ها) را در مقیاس‌های متفاوت شناسایی و درک بهتری از دینامیک آنها به دست آوریم (هان، ۲۰۲۲). همچنین یکی دیگر از مزایای مهم خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی عدم نیاز به تعیین تعداد خوشه‌ها قبل از اجرای الگوریتم است. این ویژگی به‌ویژه در تحلیل داده‌های جت استریم که ممکن است تعداد خوشه‌های واقعی ناشناخته باشد، بسیار مفید است (مک کی و همکاران، ۲۰۱۵).

در تحلیل خوشه‌ای زمانی که چند نوع داده با مقیاس‌های مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرد، نرمال و بی‌بعد کردن آنها ضروری است. اما در خوشه‌بندی تک‌پارامتری، مانند این پژوهش که فقط داده‌های سرعت باد را مورد استفاده قرار داده است، نرمال و بی‌بعد کردن مورد نیاز نمی‌باشد (وونگ، ۱۹۸۴؛ شافر و گرین، ۱۹۹۶؛ فروپهولت و همکاران، ۲۰۱۰).

برای اجرای تحلیل خوشه‌ای از روش فاصله اقلیدسی (Euclidean Distance) و روش ادغام وارد (Linkage Ward) بهره گرفته شد. فاصله اقلیدسی به چیدمان هندسی نقاط داده حساس است. این حساسیت به‌درستی ساختار واقعی داده‌ها را منعکس می‌کند و منجر به خوشه‌های معنادارتر می‌شود (گیر، ۲۰۲۳). روش وارد به‌طور خاص برای حداقل سازی واریانس درون‌خوشه‌ای طراحی شده است. این ویژگی به آن اجازه می‌دهد تا خوشه‌هایی با تراکم بیشتر و تفکیک بهتر ایجاد کند این روش بر روی حداقل سازی مجموع مربعات اختلافات درون خوشه‌ها تمرکز دارد که در ترکیب با روش اقلیدسی کیفیت نتایج خوشه‌بندی را بهبود می‌بخشد (مورتاگ و لژندر، ۲۰۱۱؛ مطهره و جوهری، ۲۰۲۱). سپس



شکل ۱. محدوده مطالعاتی.



شکل ۲. نمودار درختی و خط برش خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی سرعت‌های باد بالای ۳۰ متر بر ثانیه (جت استریم)، محور افقی روز (به‌علت تعداد زیاد قابل‌رؤیت نیست).

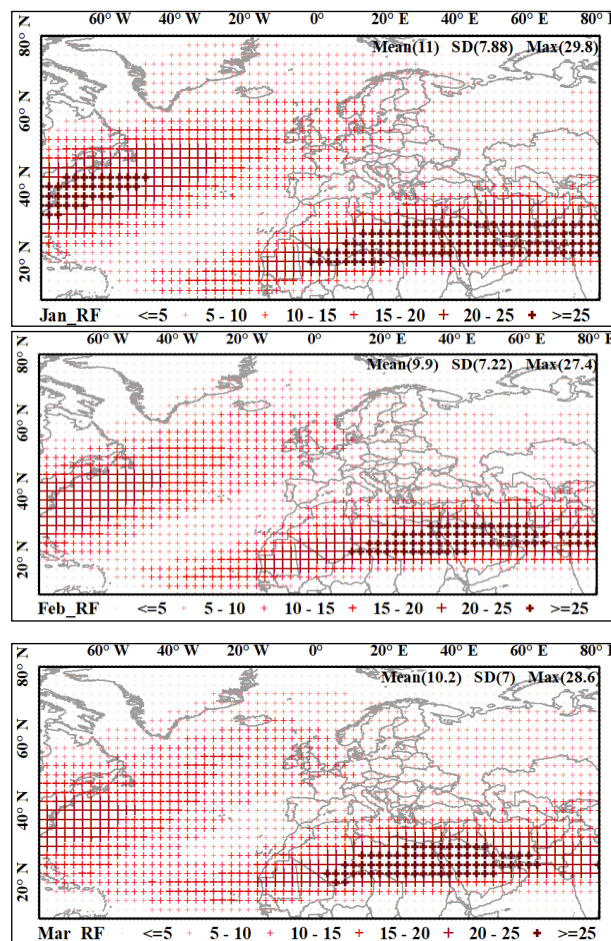
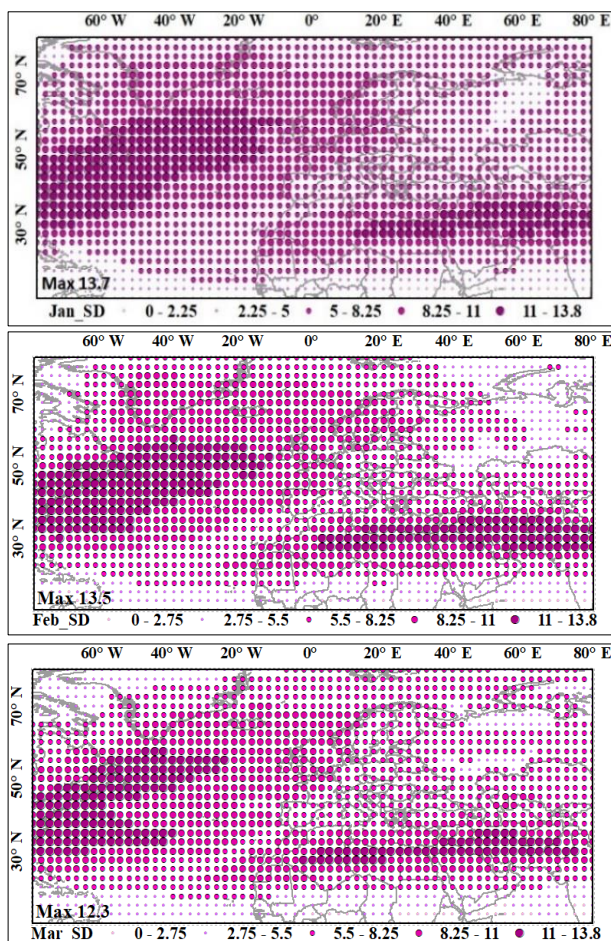
همچنین به هدف بررسی روند تغییرات فراوانی رخداد خوشه‌ها در طی سری زمانی مورد مطالعه (۳۱ سال)، از آزمون‌های ناپارامتریک من-کندال و تخمین گر شیب سن از پرکاربردترین آزمون‌های مورد استفاده در روندیابی تغییرات سری‌های زمانی است (دانده مهر و واحد دوست، ۲۰۲۰؛ گاربا و ادوکیو، ۲۰۲۳؛ اسود و همکاران، ۲۰۲۰؛ هو و همکاران، ۲۰۱۹؛ پارتال و کایا، ۲۰۰۶)، که در این پژوهش برای محاسبه روند تغییرات خوشه‌های جریان جت مورد استفاده قرار گرفتند. برای جزئیات این آزمون‌ها می‌توان به (میرزایی حسلو و همکاران، ۱۳۹۹؛ درخشنده و همکاران، ۱۴۰۲؛ کدخدا و همکاران، ۱۴۰۲) مراجعه کرد.

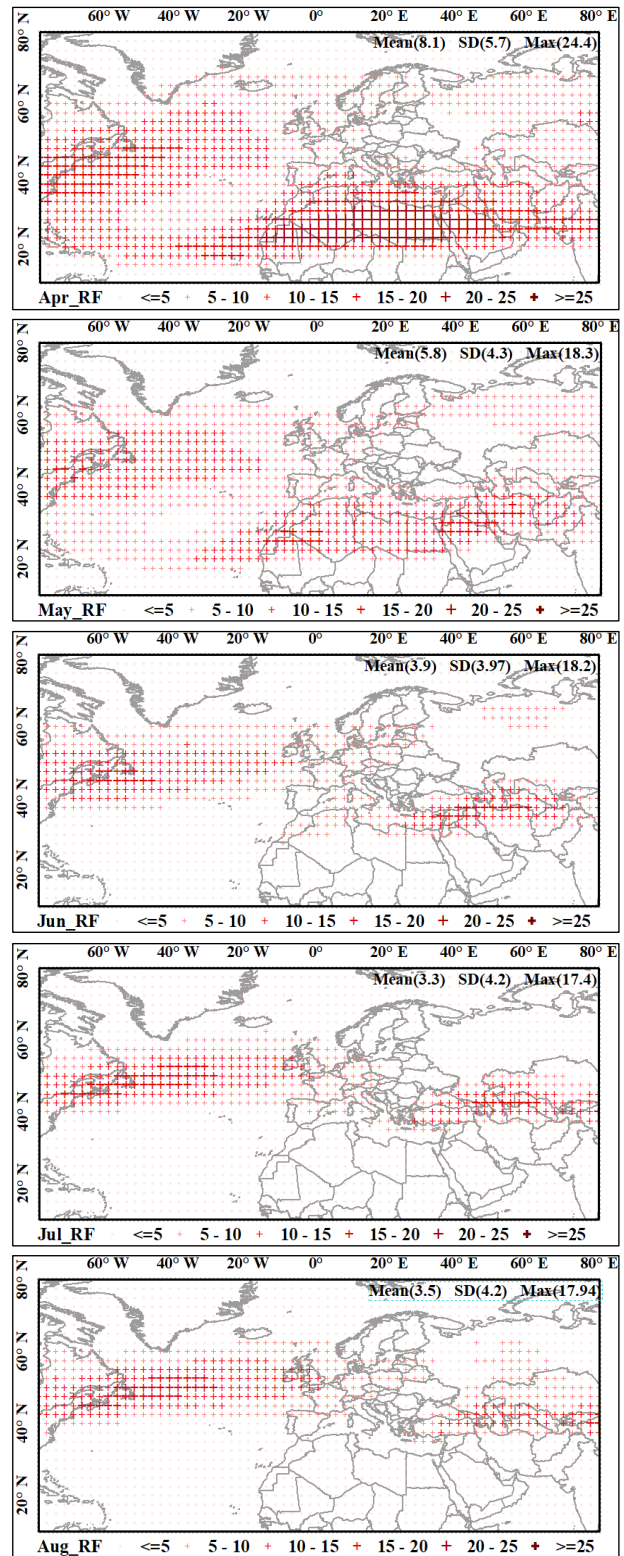
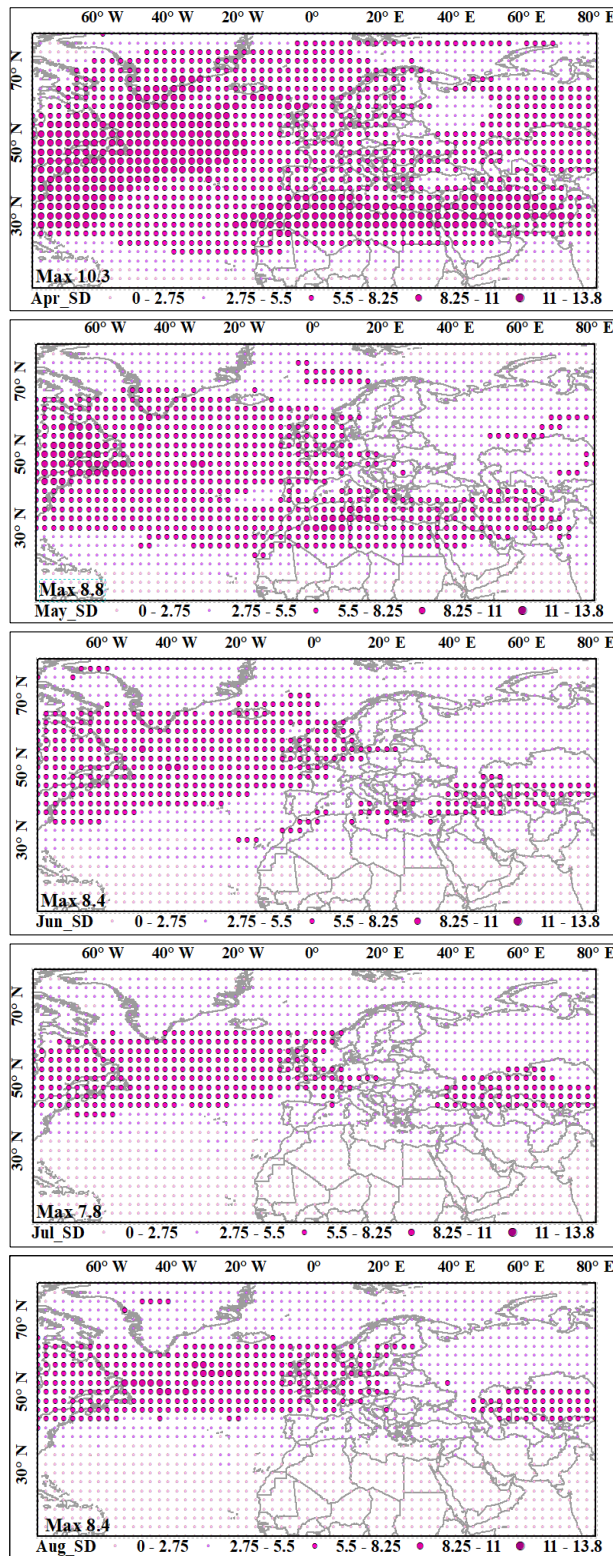
۳. یافته‌ها

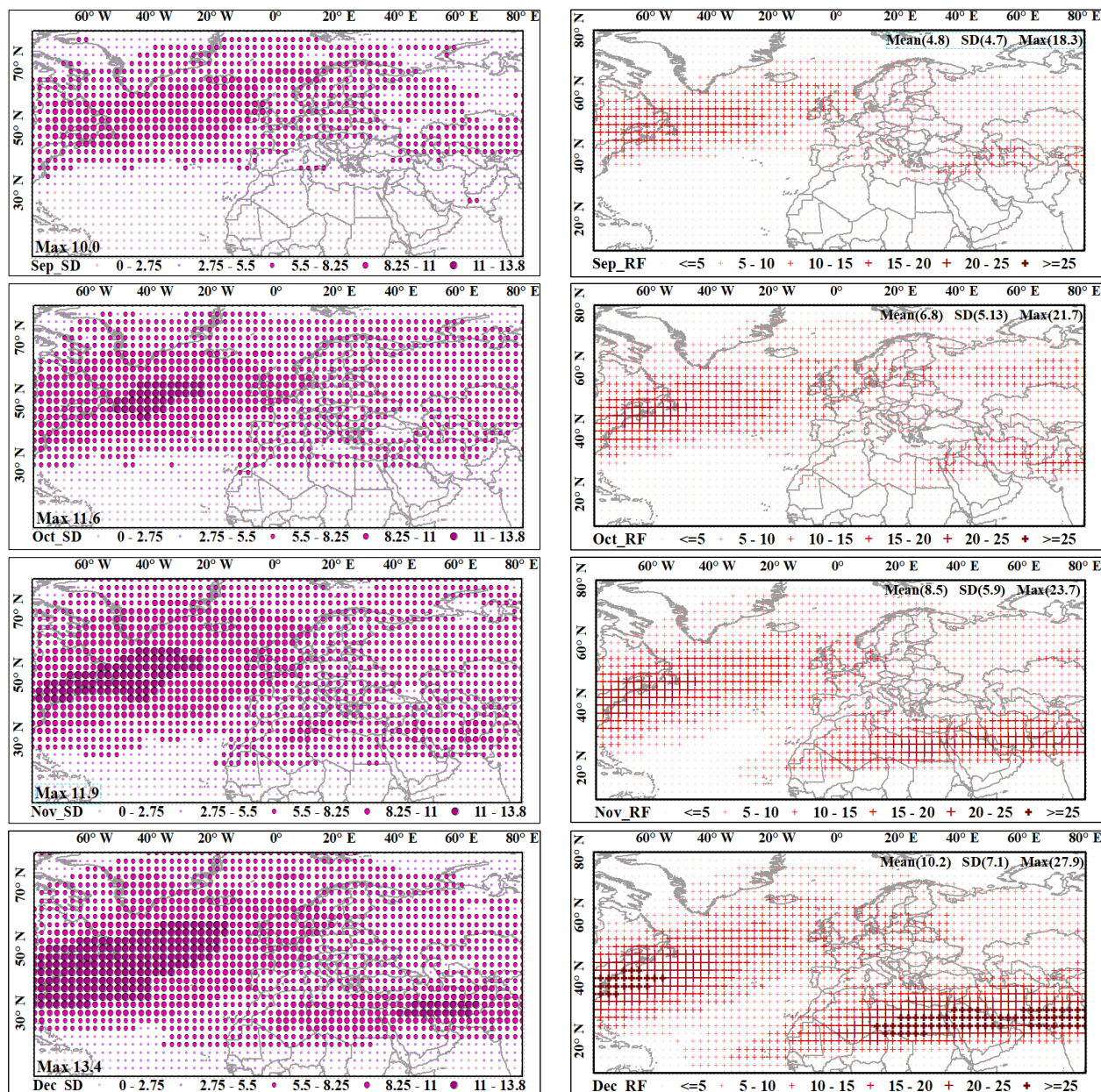
نقشه فراوانی نسبی ماهانه و پراکندگی مکانی-زمانی سرعت باد بالای ۳۰ متر بر ثانیه یا جت استریم در محدوده مطالعاتی موردنظر در شکل ۳ نمایش داده شده است. با توجه به پیشینه فراوانی نسبی ماهانه و پراکنش مکانی جریان جت، دو ناحیه مجزای یکی در شمال آفریقا و جنوب غرب آسیا بین عرض‌های جغرافیای ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی (ناحیه ۱) و دیگری در جنوب غرب تا شمال غرب اقیانوس اطلس شمالی (ناحیه ۲) در محدوده گسترده‌تری بین عرض‌های جغرافیای ۳۰ تا ۶۰ درجه شمالی قابل تشخیص است. تفاوت بارزی در فراوانی و پراکندگی مکانی فعالیت جریان جت در این دو ناحیه مشاهده

هم در پراکنش و هم در فراوانی با شکلی متفاوت به صورت مداری در شمال اقیانوس اطلس نمایان می شود که با گرم تر شدن ماه های پیش رو به سمت شمال جابجا و تضعیف می شود. فراوانی و پراکنش با شروع فصل سرما و تقریباً در ماه اکتبر از شمال اقیانوس به سمت سواحل شرقی امریکای شمالی گرایش پیدا کرده و جهت شمال غربی-جنوب غربی به خود می گیرد. علاوه بر افتراق جریان جت در این دو ناحیه، هم رفتاری مکانی با جابجایی به سمت جنوب در ماه های سرد سال و در مقابل جابجایی به شمال در ماه های گرم نیز مشاهده می شود. جدا از این جابجایی مکانی، فراوانی جریان جت در هر دو ناحیه در ماه های سرد بیشتر است. با توجه به عرض جغرافیایی و محل قرارگیری و رفتار جریان جت در ماه های مختلف سال، فراوانی و پراکنش مشاهده شده بر روی شمال آفریقا و خاورمیانه (ناحیه ۱) گویای جت جنب حاره و بر روی غرب اقیانوس اطلس شمالی (ناحیه ۲)، جت قطبی می باشد.

می شود. در ناحیه اول، فراوانی رخداد ماهانه جریان جت بیش از ناحیه دوم بوده ولی در مقابل پراکندگی مکانی ماهانه جت در ناحیه دوم بیشتر از ناحیه اول بوده است. به بیانی دیگر با توجه به واریانس مکانی کمتر جریان جت در ناحیه اول، فراوانی نسبی ماهانه رخداد آنها در محدوده مشخص شده بیشتر شده است. در ماه های گرم، جت استریم در ناحیه ۱ هم از لحاظ فراوانی نسبی و هم از نظر پراکنش کاهش یافته و به سمت شمال گرایش پیدا کرده است. در مقابل در ماه های سرد به سمت جنوب متمایل شده و فراوانی نسبی ماهانه آن افزایش یافته است. در ناحیه ۲ آرایش جت استریم کمی پیچیده تر است بدین ترتیب که از نظر فراوانی نسبی ماهانه، جت استریم از ماه ژانویه تا آوریل در نوار شرقی و ساحلی امریکای شمالی به سمت جنوب و غرب عقب نشینی کرده و فراوانی آن کاهش می یابد، که در ماه آوریل به حداقل خود می رسد. در سوی مقابل پراکنش مکانی جریان جت در این ناحیه از ژانویه به تدریج بیشتر شده است. از ماه می به بعد نیز







شکل ۳. نقشه توزیع مکانی (راست) فراوانی نسبی (روز) و (چپ) انحراف معیار ماهانه (روز) سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه باد روزانه در دوره ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵) مقادیر حداکثر هر ماه انحراف معیار در گوشه پایین نقشه و مقادیر حداکثر، میانگین و انحراف معیار ماهانه فراوانی نسبی هر ماه در گوشه بالای نقشه نوشته شده است، (از بالا به پایین به ترتیب ژانویه، فوریه... تا دسامبر).

مقادیر معنی دار به صورت پررنگ نمایش داده شده است. طبق نتایج، ارتباط اکثر خوشه ها نسبت به یکدیگر پایین و در بیشتر موارد دارای همبستگی منفی بوده اند. ضریب همبستگی کم و منفی نمایانگر ارتباط ضعیف بین خوشه ای و در نتیجه تحلیل خوشه ای مناسب است. بیشترین همبستگی بین خوشه ها بین خوشه ۵ و ۶ با مقدار ضریب $r=0.326$ اما غیر معنی دار بوده است.

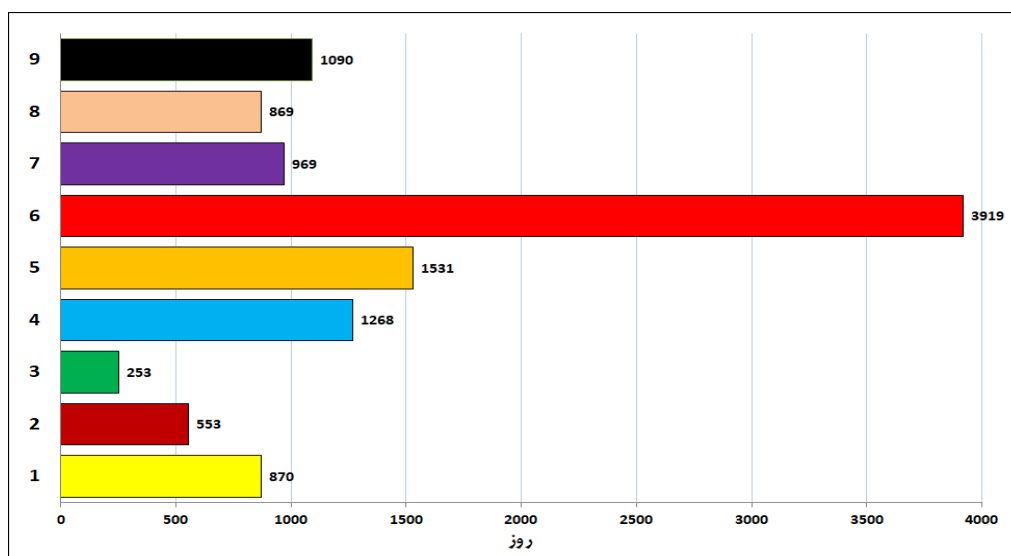
همان گونه که در بخش قبل بیان شد، به منظور استخراج الگوی آرایش جریان جت در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال، جریان های سرعت باد روزانه بیش از ۳۰ متر بر ثانیه تحلیل خوشه ای شد. خروجی تحلیل خوشه ای شناسایی ۹ خوشه جریان جت روزانه در محدوده مورد مطالعه بود. برای بررسی نتایج کیفیت خوشه بندی با استفاده از ماتریس همبستگی بین خوشه ای در جدول ۱ نمایش داده شده است. در این جدول

جدول ۱. ماتریس همبستگی بین خوشه‌ها.

	خوشه ۱	خوشه ۲	خوشه ۳	خوشه ۴	خوشه ۵	خوشه ۶	خوشه ۷	خوشه ۸	خوشه ۹
خوشه ۱		ضریب همبستگی	۱	-۰/۱۴۴	-۰/۰۱۱۳	۰/۰۴۱	-۰/۰۵۴۶	-۰/۳۷۲	۰/۰۳۸
		Sig		۰/۴۳۸	۰/۹۴۶	۰/۸۲۸	۰/۰۰۱	۰/۰۳۹	۰/۸۴۱
خوشه ۲	-۰/۱۴۴		۱	-۰/۲۰۴	۰/۲۰۹	۰/۰۱۰	۰/۲۵۵	-۰/۲۵۳	۰/۰۲۳
	۰/۴۳۸	Sig		۰/۲۷۱	۰/۲۶۰	۰/۹۵۶	۰/۱۶۶	۰/۱۷۰	۰/۹۰۲
خوشه ۳	-۰/۰۱۳	ضریب همبستگی		-۰/۲۰۴	۱	-۰/۳۴۱	۰/۱۳۲	-۰/۱۹۸	-۰/۴۲۸
	۰/۹۴۶	Sig		۰/۲۷۱		۰/۰۶۰	۰/۴۷۸	۰/۲۱۶	۰/۰۱۶
خوشه ۴	۰/۰۴۱	ضریب همبستگی	۰/۲۰۹		-۰/۳۴۱	۱	-۰/۱۸۲	-۰/۰۲۵	-۰/۲۷۷
	۰/۸۲۸	Sig	۰/۲۶۰	۰/۰۶۰		۰/۳۲۸	۰/۰۹۷	۰/۸۹۳	۰/۱۳۲
خوشه ۵	-۰/۰۵۴۶	ضریب همبستگی	۰/۰۱۰	۰/۱۳۲		-۰/۱۸۲	۱	-۰/۲۷۵	-۰/۳۲۶
	۰/۰۰۱	Sig	۰/۹۵۶	۰/۴۷۸	۰/۳۲۸		۰/۰۷۳	۰/۲۲۳	۰/۰۷۴
خوشه ۶	-۰/۳۷۲	ضریب همبستگی	-۰/۲۵۵	۰/۲۰۹	-۰/۳۰۴	۰/۳۲۶	۱	-۰/۵۶۲	۰/۱۲۵
	۰/۰۳۹	Sig	۰/۱۶۶	۰/۷۱۵	۰/۰۹۷	۰/۰۷۳		۰/۰۰۱	۰/۵۰۱
خوشه ۷	۰/۰۳۰	ضریب همبستگی	-۰/۰۵۴۴	۰/۲۲۹	۰/۰۲۲	-۰/۲۲۵	-۰/۵۶۲		-۰/۲۶۴
	۰/۸۷۱	Sig	۰/۰۰۲	۰/۲۱۶	۰/۹۰۵	۰/۲۲۳	۰/۰۰۱		۰/۱۵۱
خوشه ۸	۰/۲۴۵	ضریب همبستگی	-۰/۲۵۳	-۰/۱۹۸	-۰/۰۲۵	-۰/۲۷۵	-۰/۲۴۶	۱	-۰/۲۴۵
	۰/۱۸۳	Sig	۰/۱۷۰	۰/۲۸۶	۰/۸۹۳	۰/۱۳۴	۰/۱۸۳		۰/۱۸۳
خوشه ۹	۰/۰۳۸	ضریب همبستگی	۰/۰۲۳	-۰/۴۲۸	-۰/۲۷۷	-۰/۳۲۶	۰/۱۲۵	-۰/۲۶۴	۱
	۰/۸۴۱	Sig	۰/۹۰۲	۰/۰۱۶	۰/۱۳۲	۰/۰۷۴	۰/۵۰۱	۰/۱۵۱	۰/۱۸۳

رتبه نخست را دارا است و درمقابل خوشه ۳ نیز با ۲۵۳ روز کمترین فراوانی را به خود اختصاص داده است. بنابراین خوشه ۶، و در مرتبه بعد ۵ و ۴ می‌تواند نمایانگر آرایش اصلی سالانه جریان جت در منطقه مورد مطالعه باشند.

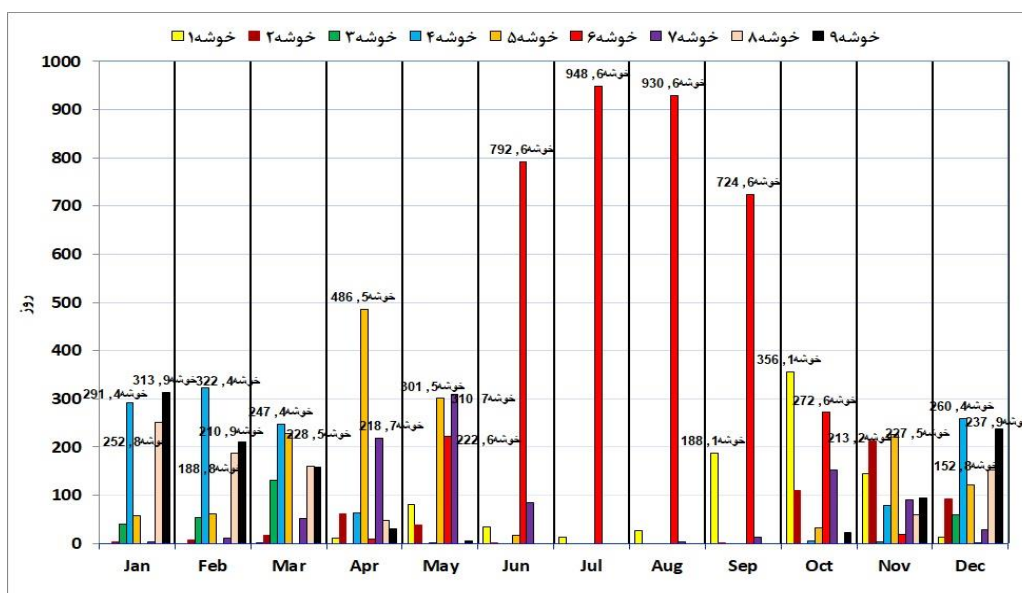
نتایج فراوانی کل (تعداد روزها) هر خوشه در شکل ۴ آمده است. خوشه‌های به ترتیب فراوانی: خوشه ۶ خوشه ۵، خوشه ۴، خوشه ۹، خوشه ۷، خوشه ۱، خوشه ۸، خوشه ۲ و خوشه ۳ می‌باشند (شکل ۴). از بین خوشه‌های ۹ گانه، خوشه ۶ با فراوانی ۳۹۱۹ روز با فاصله زیادی



شکل ۴. فراوانی رخداد (روز) در خوشه‌های ۹ گانه سرعت باد بیش از ۳۰ متر بر ثانیه (۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵).

اقیانوس اطلس شمالی تا غرب آسیا دانست. گرچه فراوانی کلی خوشه ۵ در این فصل بیش از خوشه ۳ می باشد (شکل ۶) اما درصد فراوانی نسبی حاکی از آن است که بیش از دو سوم خوشه ۳ در فصل زمستان بوده و در مقابل تنها یک پنجم خوشه ۵ در این فصل بوده است (جدول ۳). خوشه های ۵ و ۷ به طور محسوسی رخداد بیشتری در ماه های فصل بهار و خوشه های ۱ و ۲ نیز در ماه های فصل پاییز داشته اند (شکل ۵). البته رخدادهایی از این ۴ خوشه در ماه های فصل مقابل خود نیز مشاهده می شود که این می تواند ناشی از شرایط گردش جو در دو فصل گذار پاییز و بهار باشد (جدول ۲).

فراوانی کل و درصد فراوانی نسبی ماهانه خوشه ها در شکل ۵ و جدول ۲ آمده است. خوشه ۶ که بیشترین فراوانی رخداد را دارا بود، بیشتر مربوط به ماه های گرم جولای و آگوست و همچنین ژوئن و سپتامبر بوده است. این فراوانی بیانگر این است که خوشه ۶، مربوط به الگوی تابستانه جریان جت در اوج دوره گرم می باشد که به وضوح در شکل ۶ و در جدول درصد فراوانی نسبی فصلی (جدول ۳) با ۶۶ درصد در این فصل مشخص شده است. از سوی دیگر، خوشه های ۹، ۴، ۸ و خوشه کوچک ۳ بیشتر در ماه های دسامبر، ژانویه و فوریه رخ داده اند (شکل ۵). بنابراین ۴ خوشه نامبرده را می توان الگوی دوره سرد و زمستانه (شکل ۶) جریان جت در ناحیه



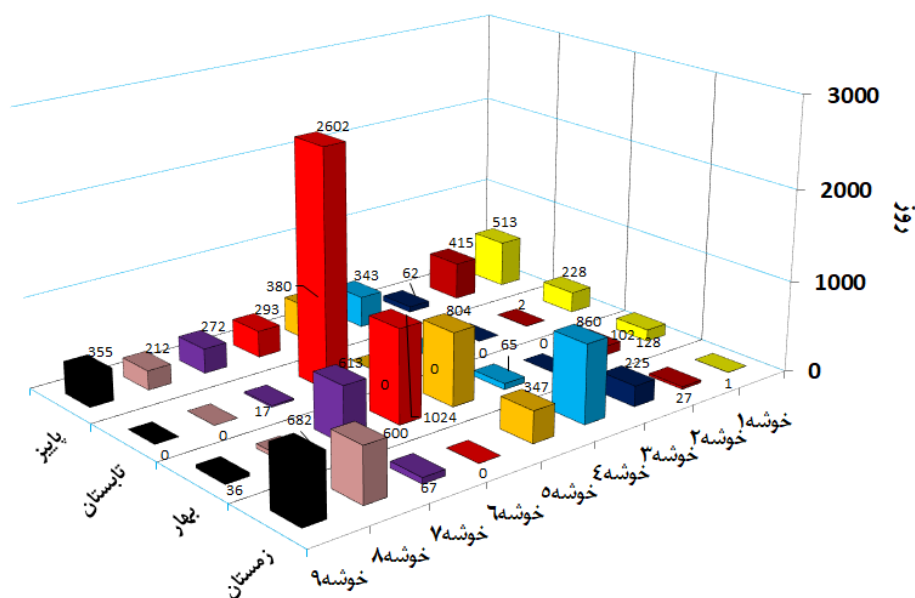
شکل ۵. فراوانی ماهانه رخداد (روز) در خوشه های ۹ گانه سرعت باد بیش از ۳۰ متر بر ثانیه (۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵)، فراوانی های اصلی همراه با شماره خوشه بر روی نمودار مشخص شده است.

جدول ۲. درصد فراوانی نسبی ماهانه خوشه ها.

خوشه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	جون	جولای	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
۱	۰٪	۰٪	۰٪	۱٪	۸٪	۴٪	۱٪	۳٪	۲۰٪	۳۷٪	۱۵٪	۱٪
۲	۰٪	۱٪	۲٪	۷٪	۵٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۱۲٪	۲۴٪	۱۰٪
۳	۵٪	۶٪	۱۳٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۶٪
۴	۳۰٪	۳۸٪	۲۵٪	۷٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۱٪	۸٪	۲۷٪
۵	۶٪	۷٪	۲۳٪	۵۲٪	۳۱٪	۲٪	۰٪	۰٪	۰٪	۳٪	۲۵٪	۱۳٪
۶	۰٪	۰٪	۰٪	۱٪	۲۳٪	۸۵٪	۹۹٪	۹۷٪	۷۸٪	۲۹٪	۲٪	۰٪
۷	۰٪	۱٪	۵٪	۲۳٪	۳۲٪	۹٪	۰٪	۰٪	۲٪	۱۶٪	۱۰٪	۲٪
۸	۲۶٪	۲۲٪	۱۶٪	۵٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۶٪	۱۶٪
۹	۳۳٪	۲۵٪	۱۶٪	۴٪	۱٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۲٪	۱۰٪	۲۵٪

جدول ۳. درصد فراوانی نسبی فصلی خوشه‌ها.

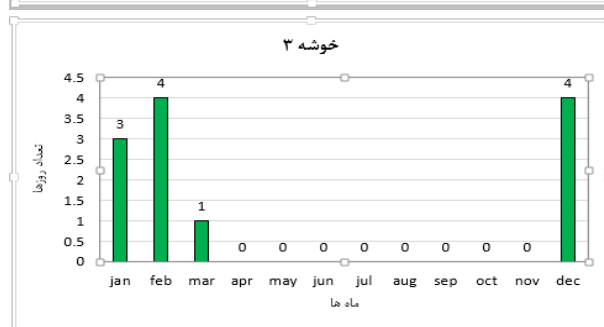
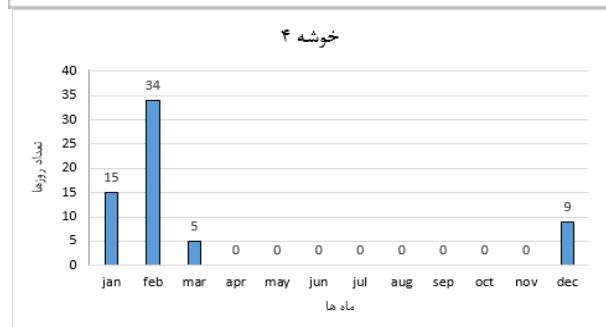
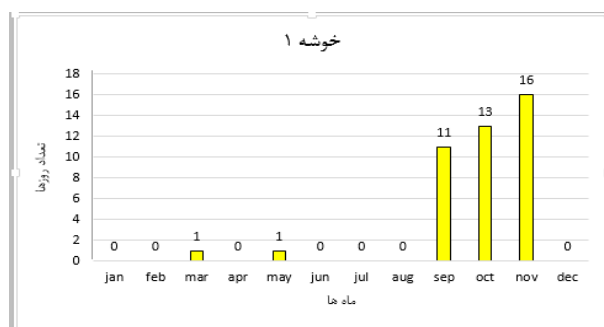
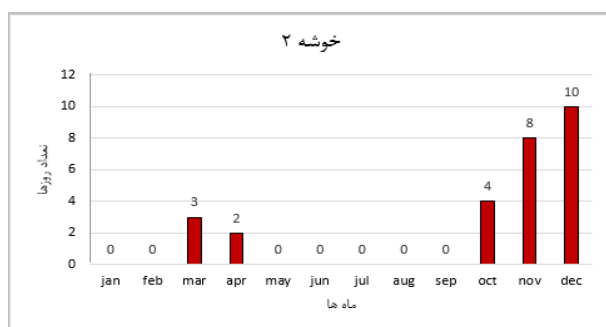
خوشه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
زمستان	۰٪	۵٪	۷۸٪	۶۸٪	۲۳٪	۰٪	۷٪	۷۰٪	۶۴٪
بهار	۱۵٪	۱۹٪	۰٪	۵٪	۵۲٪	۲۷٪	۶۳٪	۵٪	۳٪
تابستان	۲۶٪	۰٪	۰٪	۰٪	۰٪	۶۶٪	۲٪	۰٪	۰٪
پاییز	۵۹٪	۷۶٪	۲۲٪	۲۷٪	۲۵٪	۷٪	۲۸٪	۲۵٪	۳۳٪

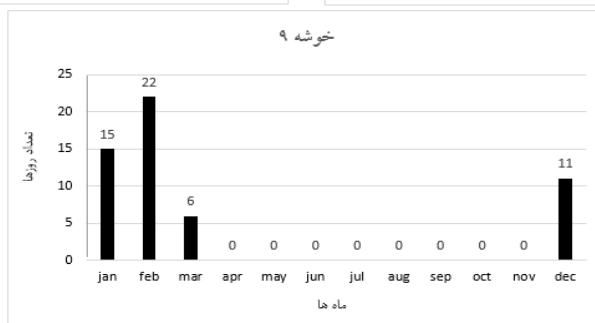
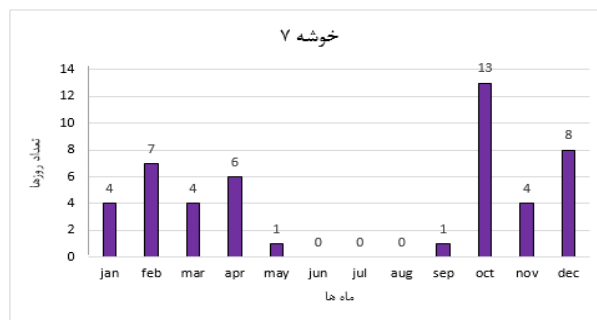
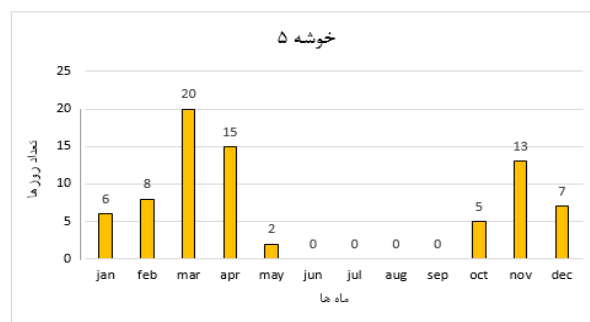
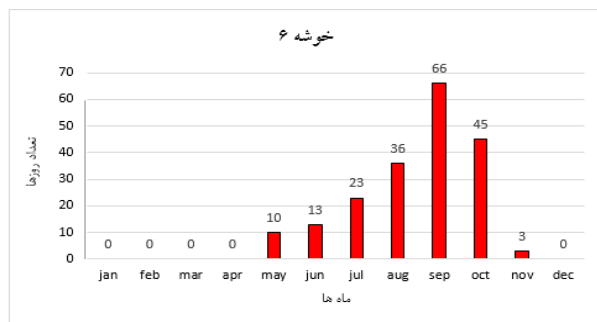


شکل ۶. فراوانی رخداد فصلی (روز) خوشه‌های ۹ گانه سرعت باد بیش از ۳۰ متر بر ثانیه (۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵).

نمایانگر بیشترین سرعت یا قدرتمندترین جریان‌های
جت هر کدام از خوشه‌ها در ماه‌های مختلف است.

نمودار صدک ۹۵م سرعت باد در هریک از خوشه‌ها
به‌صورت ماهانه در شکل ۷ آمده است. این نمودار





شکل ۷. فراوانی ماهانه (روز) صدک بالای ۹۵ درصد سرعت باد در کلیه خوشه‌ها.

سال بسیار متمرکز بود اما قوی‌ترین جریان های جت آن با فاصله زیاد در ماه سپتامبر بوده است. پس از ماه سپتامبر در خوشه ۶، ماه اکتبر نسبت به دیگر ماه‌های اصلی گرم و تابستانه (یعنی ژوئن، جولای، آگوست)، جریان قوی جت بیشتری را نشان می دهد که این خو جای بررسی و مطالعه جداگانه را می طلبد. در خوشه‌های ۵ و ۷ که رخداد غالبی در ماه‌های فصل بهار داشته‌اند نیز این شرایط مشاهده می‌شود. به‌طوری‌که قوی‌ترین جت های خوشه ۵ در ماه مارس اما قوی‌ترین جت های خوشه ۷ در ماه اکتبر رخ داده‌اند. در مجموع قوی‌ترین جهت ها بیشتر در ابتدای پاییز و انتهای زمستان و ابتدای بهار در ماه‌های سپتامبر، اکتبر، فوریه و مارس جریان داشته‌اند.

نتایج بررسی روند تغییرات فراوانی رخداد خوشه ها با استفاده از آزمون من-کندال و آماره شیب سن در جدول ۴ آمده

براساس نتایج به‌دست‌آمده، توزیع ماهانه جریان های قوی جت همانند توزیع کلی آنها در خوشه‌های ۹ گانه، در ماه‌های خاص متمرکز می‌باشند. قوی‌ترین جت‌های خوشه‌های ۳، ۴، ۸ و ۹ در سه ماه فصل زمستان (دسامبر، ژانویه و فوریه) و با فراوانی اندکی در ماه مارس فعالیت داشته‌اند. در بین این ماه‌ها، فوریه بیشترین جریان های قوی جت را در هر ۴ خوشه (خوشه ۳ مشترک با ماه دسامبر) به خود اختصاص داده است. در مجموع به تنهایی ۵۰ درصد قوی‌ترین جت های زمستانه در این ماه رخ داده‌اند. جریان قوی الگوی پاییزه که بیشتر در دو خوشه ۱ و ۲ متمرکز شده است در ماه نوامبر و در خوشه ۲ در ماه دسامبر دیده می‌شود. این که فراوانی بیشتر خوشه ۲ در ماه دسامبر دیده می‌شود می‌تواند به‌علت تغییرپذیری سالیانه گردش جو در ماه‌های مجاور و گذار فصلی که در اینجا نوامبر و دسامبر منظور است، باشد. خوشه ۶ در ماه های گرم

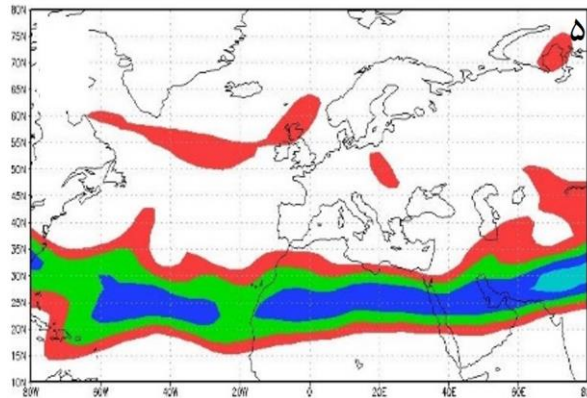
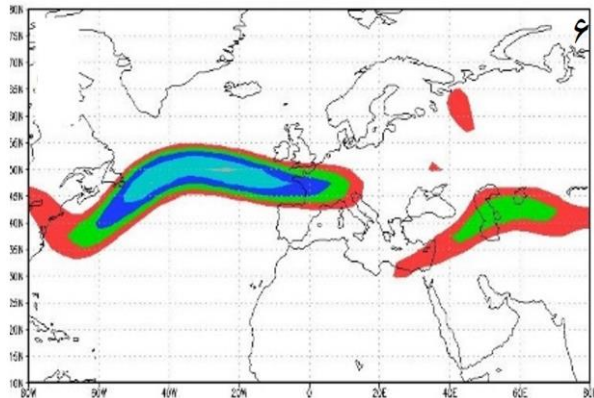
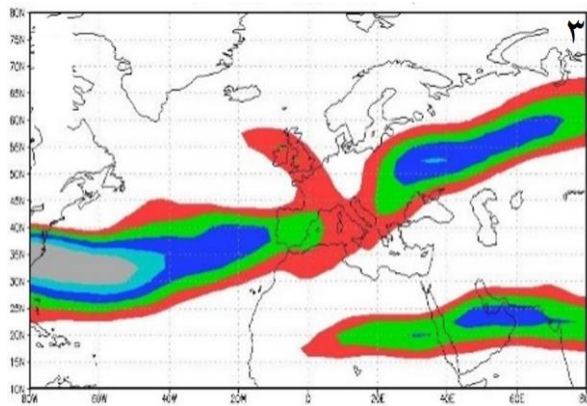
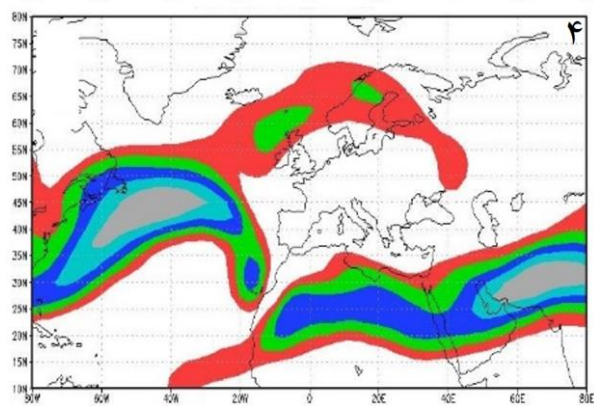
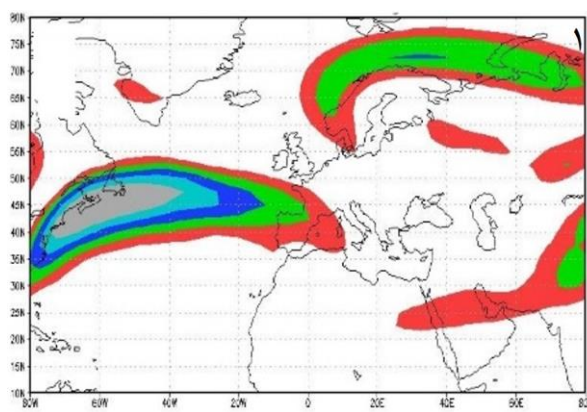
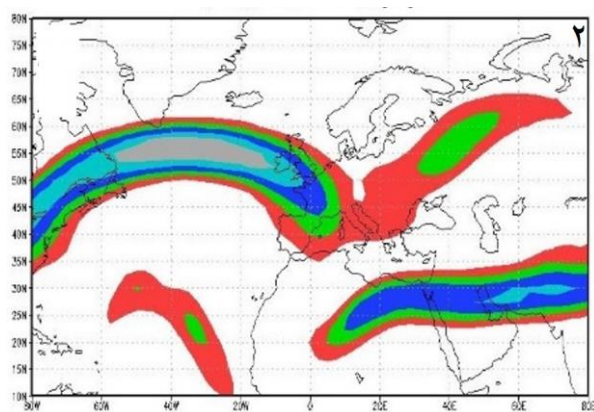
زمستان) هیچ گونه روند کاهش یا افزایشی در فراوانی آن تشخیص داده نشده است.

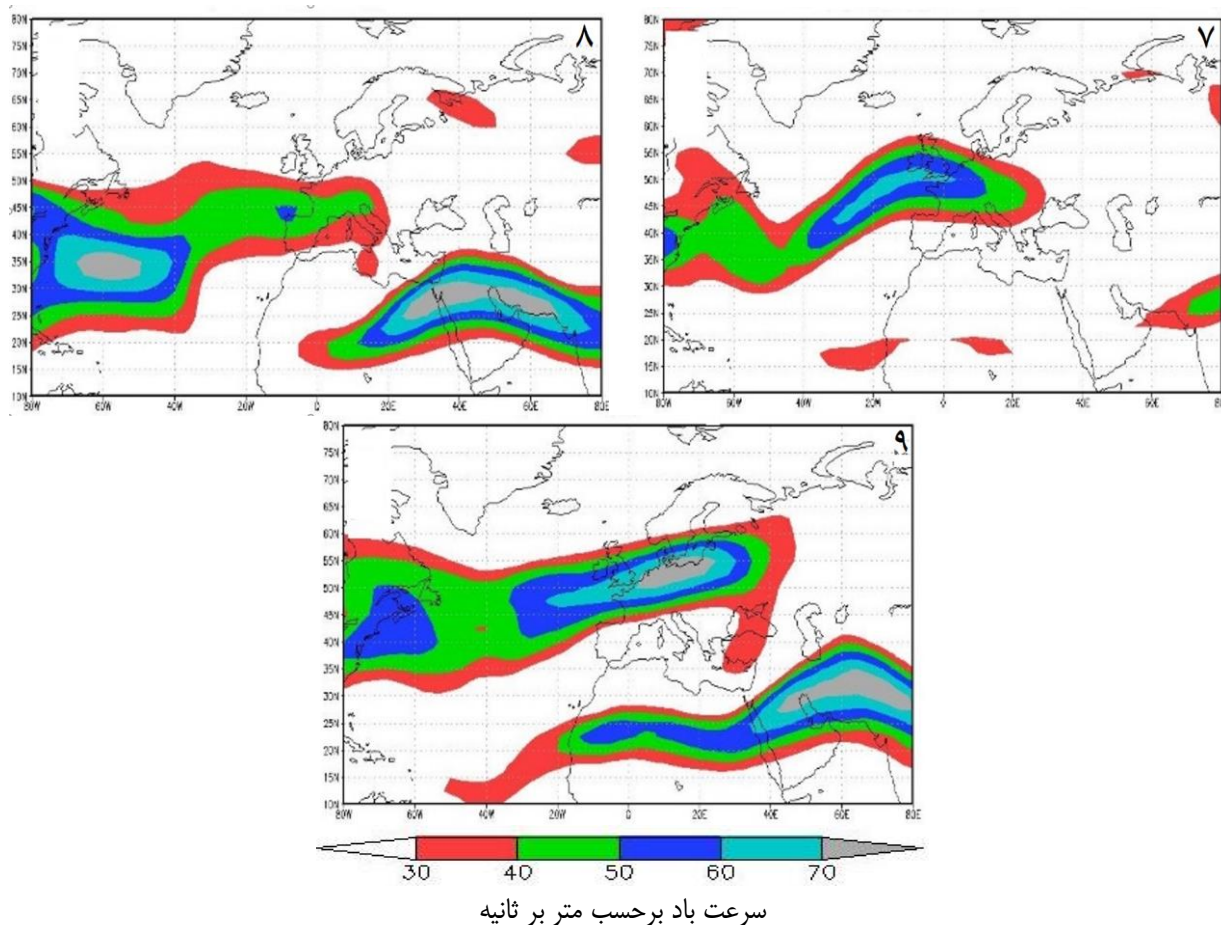
با انتخاب روزهای نماینده یا نمونه روز برای هر یک از ۹ خوشه، نقشه آرایش جریان جت (سرعت باد بیش از ۳۰ متر ثانیه) در روزهای منتخب در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال ترسیم شد (شکل ۸). با توجه نتایج قبلی در شکل ها و جدول ها هر خوشه (الگو) در ادامه شرح داده می شود.

است. طبق نتایج به دست آمده، فراوانی رخداد اکثر خوشه ها (۱، ۴، ۶، ۷، ۸ و ۹) در طی ۳۱ سال مطالعه کاهشی بوده است. اما این روند کاهشی خوشه ها در هیچ یک معنی دار نبوده و تأیید نشده است. در مقابل فراوانی رخداد خوشه های ۲ و ۳ روند افزایشی تقریباً محسوسی داشته اند که در این دو هم با این که روند مشاهده شده در خوشه ۳ به سطح معنی داری ۰/۱ (۱/۹۶) نزدیک است، اما تأیید نمی شود. خوشه ۵ (بهار و

جدول ۴. نتایج آزمون روند (Z من-کندال و شیب سن) تغییرات فراوانی خوشه ها.

خوشه ها	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
آماره Z	-۰/۵۶	۰/۶۸	۱/۴۱	-۰/۱۴	۰/۰	-۰/۱۲	۰/۲۲	-۰/۴۶	-۰/۱۲
شیب سن	-۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۱۰	-۰/۰۴	۰/۰	۰/۰	۰/۱۱	-۰/۱۶	-۰/۰۴





شکل ۸. الگوی آرایش جت استریم خوشه‌های ۱ تا ۹ (شماره خوشه گوشه راست بر روی شکل مشخص شده) در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال ترسیم براساس روزهای نماینده بوده است، خوشه ۱ (۱۳ اکتبر ۱۹۸۷)، خوشه ۲ (۶ دسامبر ۲۰۱۱)، خوشه ۳ (۲۷ دسامبر ۱۹۹۵)، خوشه ۴ (۲۹ فوریه ۱۹۹۲)، خوشه ۵ (۱۲ مارس ۱۹۹۵)، خوشه ۶ (۳ جولای ۲۰۰۷)، خوشه ۷ (۲۶ اکتبر ۲۰۰۲)، خوشه ۸ (۱۲ فوریه ۲۰۰۷)، خوشه ۹ (۱۲ ژانویه ۱۹۹۳).

خوشه ۱ (الگوی پاییزه: سپتامبر و اکتبر): این خوشه تقریباً الگوی پاییزی دارد. از نظر تکرارپذیری بیشترین فراوانی این خوشه به ترتیب در فصل‌های پاییز، تابستان و بهار بوده است (شکل ۶؛ جدول ۳). بیشترین سرعت‌ها در ماه نوامبر (شکل ۷) و بیشترین الگوی تکرار این خوشه در ماه دسامبر (شکل ۷) و (جدول ۲). در الگوی به‌دست آمده (شکل ۸) جت قطبی در اقیانوس اطلس به سمت شمال جابجا، و با قدرت بیشتری بر روی غرب اروپا مستقر شده است. یک جت ضعیف نیز در مناطق مرکزی اقیانوس اطلس مشاهده می‌شود. بر روی اروپا جت استریم شمال اروپا (اسکاندیناوی) با جابجایی به جنوب و شرق اروپا به جت اقیانوس اطلس متصل شده است. بر روی

خوشه ۱ (الگوی پاییزه: سپتامبر و اکتبر): این خوشه تقریباً الگوی پاییزی دارد. از نظر تکرارپذیری بیشترین فراوانی این خوشه به ترتیب در فصل‌های پاییز، تابستان و بهار بوده است (شکل ۶؛ جدول ۳). بیشترین سرعت‌ها در ماه نوامبر (شکل ۷) و بیشترین الگوی تکرار این خوشه در ماه اکتبر دیده می‌شود (جدول ۲). در الگوی به‌دست آمده (شکل ۸) یک جت قطبی با سرعت زیاد در اقیانوس اطلس شمالی و سواحل شمال شرقی امریکای شمالی دیده می‌شود که به سمت اروپا گسترده شده است. بر روی اروپا یک جت قطبی دیگر بر روی اسکاندیناوی در تعامل با جت اقیانوس اطلس شمالی دیده می‌شود. بر روی خاورمیانه جت جنب‌حاره در شرایط ضعیفی قرار داشته و به سمت دریای عمان عقب‌نشینی کرده است که نشان از عقب‌نشینی جت جنب‌حاره و متعاقباً بر ارتفاع جنب‌حاره به سمت جنوب می‌باشد. این خوشه با خوشه‌های ۵ و ۷

دارد (جدول ۱) و در طول دوره آماری روند ثابتی داشته است (جدول ۴).

خوشه ۵ (الگوی بهاره: مارس تا می و نوامبر): این خوشه یک الگوی بهاری می‌باشد. از نظر تکرارپذیری بیشترین فراوانی این خوشه به ترتیب در فصل‌های بهار، پاییز و زمستان بوده است (شکل ۶ و جدول ۳). بیشترین سرعت‌ها در ماه مارس و بیشترین تکرار این الگوی در ماه آوریل می‌باشد (شکل ۷ و جدول ۲). در این خوشه جت جنب‌حاره به صورت یک کمربند مداری عرض‌های ۲۰ تا ۳۵ درجه را در بر گرفته است و جت قطبی به صورت تک‌یاخته‌های منفرد با سرعت کم در عرض‌های بالاتر مشاهده می‌شود (شکل ۸). این خوشه با خوشه ۱ همبستگی منفی معناداری دارد (جدول ۱). در دوره آماری مورد مطالعه این خوشه روند ثابتی داشته است (جدول ۴).

خوشه ۶ (الگوی تابستانه (دوره گرم): می تا اکتبر): بزرگ‌ترین خوشه و یک الگوی کاملاً تابستانی می‌باشد. از نظر تکرارپذیری بیشترین فراوانی این خوشه به ترتیب در فصل‌های تابستان، بهار و پاییز بوده است (شکل ۶ و جدول ۳). بیشترین سرعت‌ها در ماه سپتامبر (شکل ۷) و بیشترین الگوی تکرار این خوشه در ماه جولای می‌باشد (جدول ۲). در این خوشه جت اقیانوس اطلس شمالی کاملاً به سمت شمال جابجا شده و به صورت یک پشته بر روی اقیانوس اطلس به سمت اروپا کشیده شده است. بر روی خاورمیانه نیز جت جنب‌حاره به صورت یک پشته مشخص تا شمال دریای خزر پیشروی داشته است (شکل ۸). این خوشه با خوشه ۱ همبستگی منفی معناداری دارد (جدول ۱). فراوانی این خوشه در دوره آماری مورد مطالعه روند ثابتی داشته است (جدول ۴).

خوشه ۷ (الگوی بهاره: آوریل و می): این خوشه یک الگوی بهاری است. از نظر تکرارپذیری بیشترین فراوانی این خوشه به ترتیب در فصل‌های بهار، پاییز و تا حدودی تابستان و زمستان بوده است (شکل ۶ و جدول ۳). بیشترین سرعت‌ها در ماه اکتبر (شکل ۷) و بیشترین الگوی تکرار این خوشه در ماه می بوده است (جدول ۲). جت استریم بر روی شمال اقیانوس اطلس حالت ناوه پیدا کرده و به سمت مرکز و شمال اروپا

خاورمیانه جت جنب‌حاره با قدرت بسیار بیشتری نسبت به الگوی سپتامبر و اکتبر، از شمال شرق آفریقا تا جنوب ایران امتداد یافته است و محور جت بر روی جنوب ایران قرار گرفته است. این خوشه با خوشه ۷ همبستگی منفی معنادار داشته (جدول ۱) و روند افزایشی غیرمعنی‌دار در طول دوره آماری در آن دیده می‌شود (جدول ۴).

خوشه ۳ (الگوی دوره سرد): این خوشه تقریباً الگوی زمستانی دارد. از نظر تکرارپذیری بیشترین فراوانی این خوشه به ترتیب در فصل‌های زمستان و پاییز بوده است (شکل ۶ و جدول ۳). بیشترین سرعت‌ها در ماه دسامبر و فوریه (شکل ۷) و بیشترین الگوی تکرار این خوشه در ماه مارس می‌باشد (جدول ۲). در الگوی به دست آمده (شکل ۸) جت قطبی بر روی اقیانوس اطلس کاملاً به سمت جنوب کشیده شده است و سراسر جنوب و مرکز اروپا را پوشش داده است جت اسکاندیناوی نسبت به خوشه ۲ حالت جنوبی‌تر پیدا کرده و سرعت بیشتری را نیز کسب کرده است و کاملاً در امتداد جت اقیانوس اطلس قرار گرفته است. بر روی خاورمیانه جت جنب‌حاره به سمت دریای عمان و نواحی جنوبی‌تر عقب‌نشینی کرده است. بین دو جت قطبی و جنب‌حاره حالت تفکیک دیده می‌شود. این خوشه با خوشه ۹ ارتباط منفی معنادار دارد (جدول ۱) و در طول دوره آماری مورد مطالعه روند افزایشی از خود نشان داده است (جدول ۴).

خوشه ۴ (الگوی زمستانه: دسامبر تا مارس): این خوشه نیز یک الگوی زمستانی دارد. از نظر تکرارپذیری بیشترین فراوانی این خوشه به ترتیب در فصل‌های زمستان، پاییز و بهار بوده است (شکل ۶ و جدول ۳). بیشترین سرعت‌ها و بیشترین الگوی تکرار این خوشه در ماه فوریه می‌باشد (شکل ۷ و جدول ۲). این خوشه همبستگی اندک منفی با خوشه ۳ دارد (جدول ۱). جت قطبی بر روی اقیانوس اطلس به موازات ساحل شرقی آمریکا کشیده شده است و به سمت شمال اروپا گسترده شده است. اروپا در میان دو جت قطبی اسکاندیناوی در شمال و جت جنب‌حاره در دریای مدیترانه محصور شده است. در خاورمیانه جت جنب‌حاره قدرت زیادی یافته و با جهت جنوب غربی - شمال شرقی کل ایران را پوشش داده است (شکل ۸). این خوشه با خوشه ۹ ارتباط منفی معنادار

سرعت باد بیش از ۳۰ متر بر ثانیه (جریان جت) در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال، ۹ آرایش متمایز را برای جریان جت در منطقه‌ای وسیع در نیمکره شمالی از غرب اقیانوس اطلس شمالی تا غرب آسیا شناسایی کرده است. این رویکرد برای استخراج الگوهای گردش جوی در مطالعات دیگری که از روش‌های خوشه‌بندی یا تحلیل رژیم باد برای بررسی جریان جت استفاده کرده‌اند، نیز مورد توجه بوده است (فرانتز که و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادونا و همکاران، ۲۰۱۷). مادونا و همکاران، (۲۰۱۷) چهار خوشه برای جریان جت در منطقه اقیانوس اطلس شمالی-اروپا مشخص کرده‌اند که شامل جت مرکزی، شمالی، جنوبی و یک پیکربندی جت ترکیبی می‌شود. تفاوت در تعداد الگوهای شناسایی شده (۹ خوشه در پژوهش حاضر) می‌تواند ناشی از تفاوت در منطقه مورد مطالعه (گستره وسیع تر اقیانوس اطلس شمالی تا غرب آسیا در پژوهش حاضر)، و دوره مطالعاتی باشد. نقشه فراوانی نسبی ماهانه و خوشه‌ها دو ناحیه متمایز نصف‌النهار (اقیانوس اطلس و شمال آفریقا تا غرب آسیا) و سه ناحیه مشخص مداری (۱۵ تا ۳۰، ۳۰ تا ۵۰ و ۵۰ تا ۷۰ درجه شمالی) را نشان داد. در مطالعه‌ای فرانتز که و همکاران (۲۰۱۱) تنها برای جریان جت اقیانوس اطلس شمالی سه حالت جت شمالی، مرکزی و جنوبی را شناسایی کرده‌اند.

یافته‌های مربوط به رفتار دوره‌های سرد، گذار و گرم (فصلی) جریان جت، از جمله جابجایی به سمت شمال و تضعیف در ماه‌های گرم و حرکت به سمت جنوب و تقویت در ماه‌های سرد، با مشاهدات کلی از دینامیک جریان جت در نیمکره شمالی سازگار است (هالام و همکاران، ۲۰۲۲؛ کوخ و همکاران، ۲۰۰۶). مطالعات دیگر نیز نشان داده‌اند که دامنه مداری جت (میزان نوسان و جابجایی شمالی-جنوبی) در زمستان به حداقل می‌رسد، به‌ویژه در مناطق غربی اقیانوس اطلس شمالی که تضاد خشکی-دریا و گرادیان‌های دمایی سطح دریا قوی‌تر هستند (هالام و همکاران، ۲۰۲۲). گرچه در این تحقیق روند تغییرات سرعت جت بررسی نشد، ولی فراوانی خوشه ۶ یا الگوی تابستانی، جت جنب‌حاره‌ای قوی را تا شمال دریای خزر نشان می‌دهد، درحالی که جت قطبی ضعیف و منفرد در شمال غرب روسیه قرار دارد. این الگو با

کشیده شده است از طرفی جت جنب‌حاره در ضعیف‌ترین حالت خود بوده و به‌جز چند نوار باریک در عرض ۲۰ درجه اثری از آن دیده نمی‌شود (شکل ۸). این خوشه با خوشه ۲ ارتباط منفی معنادار داشته (جدول ۱) و در طول دوره آماری روند افزایشی غیر معنادار داشته است (جدول ۴).

خوشه ۸ (الگوی زمستانه: ژانویه و فوریه): این خوشه یک الگوی زمستانی می‌باشد. از نظر تکرارپذیری بیشترین فراوانی این خوشه به ترتیب در فصل‌های زمستان، پاییز و بهار می‌باشد (شکل ۶ و جدول ۳). بیشترین سرعت‌ها در ماه فوریه (شکل ۷) و بیشترین الگوی تکرار این خوشه در ماه ژانویه بوده است (جدول ۲). در این الگو، جت قطبی در اقیانوس اطلس حالت مداری داشته و تا مرکز و جنوب اروپا گسترده شده است. جت جنب‌حاره نیز از مناطق شمالی آفریقا به سمت خاورمیانه و ایران کشیده شده و شمال عربستان به شکل پشته در آمده است. سرعت جت جنب‌حاره بر روی خاورمیانه شدید و یکی از قوی‌ترین آرایش‌های خود را دار است (شکل ۸). این خوشه با هیچ خوشه‌ای ارتباط معناداری نداشته (جدول ۱) و در طول دوره آماری مورد مطالعه روند محسوس کاهشی داشته است (جدول ۴).

خوشه ۹ (الگوی زمستانه: دسامبر تا فوریه): این خوشه یک الگوی زمستانی است. از نظر تکرارپذیری بیشترین فراوانی این خوشه به ترتیب در فصل‌های زمستان، پاییز و بهار می‌باشد (شکل ۶ و جدول ۳). بیشترین سرعت‌ها در ماه فوریه (شکل ۷) و بیشترین الگوی تکرار این خوشه در ماه ژانویه بوده است (جدول ۲). در این الگو جت قطبی اقیانوس اطلس با قدرت بیشتری به سمت شمال و شرق اروپا حرکت کرده و هسته آن در دریای بالتیک مستقر شده است. از طرفی مسیر جت جنب‌حاره از شمال آفریقا به سمت خاورمیانه کشیده شده و به شکل یک پشته با سرعت‌های بسیار بالا در ایران مستقر شده است (شکل ۸). این خوشه با خوشه ۳ همبستگی منفی معنی‌داری داشته (جدول ۱) و در طول دوره آماری از روند کاهشی محسوسی برخوردار بوده است (جدول ۴).

۴. بحث

پژوهش حاضر با استفاده از تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های

یافته‌های فرانسیس و واوروس (۲۰۱۲) و بارنز (۲۰۱۳) همخوانی دارد که تقویت قطب سوی جت جنب‌حاره را با کاهش فعالیت جت قطبی در تابستان و افزایش شدت امواج سیاره‌ای مرتبط می‌دانند (مان و همکاران، ۲۰۱۷). اما مرادی (۱۴۰۴) در جدیدترین پژوهش نشان داده است که سرعت باد جت جنب‌حاره در هر دو فصل سرد و گرم کاهش و در مقابل سرعت جت قطبی افزایش داشته است.

اگرچه روند افزایشی نزدیک به معنی‌داری در خوشه ۳ (تلفیق جت مرکزی بر روی اقیانوس اطلس شمالی با جت شمالی بر روی اروپای شرقی) مشخص است اما روند آماری معنی‌دار (در سطح ۱۰٪) در فراوانی هیچ‌یک از خوشه‌ها طی دوره ۳۱ ساله مشاهده نشد. این نتیجه با برخی مطالعات دیگر که روندهای بلندمدت جریان جت را بررسی کرده‌اند، متفاوت است. به‌عنوان مثال، تمام فصول در اقیانوس اطلس شمالی روندهای افزایشی معنی‌داری در افزایش عرض جت وجود داشته است (هالام و همکاران، ۲۰۲۲). همچنین، پژوهش‌های دیگر افزایش بی‌سابقه‌ای در واریانس جریان جت اقیانوس اطلس شمالی از دهه ۱۹۶۰ گزارش کرده‌اند (تروت و همکاران، ۲۰۱۸) و روند قطبی شدن معنی‌داری را برای جریان جت شناسایی کرده‌اند (فرانتزکه و وولینگ، ۲۰۱۱). همچنین مدل‌های اقلیمی نیز در پاسخ به واداشت‌های انسانی، جابجایی قطبی جریان جت را پیش‌بینی می‌کنند (اقبال و همکاران، ۲۰۱۸).

همان‌طور که گفته شد گرچه در فراوانی هیچ یک از خوشه‌ها روند معنی‌داری از تغییر مشاهده نشده، ولی روند ضعیف مشاهده شده در خوشه ۳ که آرایش شمالی سوی جت قطبی را بازنمایی می‌کند می‌تواند هم‌راستای تحقیقات گفته شده باشد.

۵. نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر با استفاده از تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های روزانه سرعت باد بالای ۳۰ متر بر ثانیه در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال، برای اولین بار یک طبقه‌بندی عینی و کمی از الگوهای آرایش جریان جت و فراوانی آنها در محدوده اقیانوس اطلس شمالی تا غرب آسیا در مقیاس ماهانه ارائه داد.

نتایج نشان داد که رفتار جریان جت در این پهنه وسیع، یکنواخت نبوده و می‌توان دو ناحیه اصلی با ویژگی‌های متمایز را از یکدیگر تفکیک کرد. ناحیه اول (جت جنب‌حاره) بر روی شمال آفریقا و جنوب غرب آسیا، با فراوانی نسبی ماهانه بالا به‌ویژه در ماه‌های سردسال اما واریانس کمتر نسبت به ناحیه دوم (جت قطبی) که بر روی اقیانوس اطلس شمالی و اروپا با فراوانی نسبی ماهانه کمتر اما واریانس مکانی و پویایی بسیار بیشتری دیده می‌شود. هر دو جریان، رفتار فصلی مشخصی دارند؛ در ماه‌های گرم سال جابجایی به سمت شمال و تضعیف و در مقابل، در ماه‌های سرد، حرکت به سمت جنوب و تقویت را از خود نشان می‌دهند.

پایدارترین الگوی آرایش جریان جت در ناحیه مورد بررسی، الگوی تابستانه با ۳۹۱۹ روز رخداد و فراوانی نسبی ۶۶ درصد با استقرار جت جنب‌حاره بر شمال ایران و بر روی دریای خزر مشخص است. این نشان‌دهنده یک رژیم پایدار و یکنواخت تابستانه در گردش جو در ترازهای فوقانی بر روی منطقه است. در مقابل الگوهای آرایش جت استریم در دوره سرد تنوع بالایی (۴ الگو) را نشان می‌دهد. این تنوع دلیل بر ناپایداری شرایط جوی در فصل سرد نمیکرد شمالی می‌باشند. همبستگی‌های منفی معنادار میان برخی خوشه‌ها (مانند خوشه ۳ و ۹، یا خوشه ۱ با ۵ و ۷) در دوره سرد و گذار حاکی از جایگزینی الگوی آرایش جریان جت در سال‌های مختلف است. در یک جمع بندی می‌توان گفت بیشترین فراوانی خوشه‌های ۳، ۴، ۸ و ۹ در زمستان، خوشه‌های ۱ و ۲ در پاییزه، خوشه ۵ و ۷ در بهار و خوشه ۶ در تابستان است.

تفاوت فراوانی کل و جت استریم‌های قوی نشان می‌دهد که اوج فراوانی یک الگو هم‌زمان با بیشینه قوی‌ترین آنها نیست. ۵۰٪ از قوی‌ترین جت‌های زمستانه در فوریه (انتهای زمستان) رخ داده‌اند، در حالی که فراوانی این الگوها در کل زمستان توزیع شده‌اند. همچنین قوی‌ترین جریان‌های جت الگوی تابستانه (خوشه ۶) نه در اوج تابستان، بلکه در سپتامبر (آغاز گذار فصلی) بوده است. این یافته نشان می‌دهد که جت استریم‌ها در ماه‌های گذار فصلی (سپتامبر، اکتبر، فوریه، مارس) با وجود فراوانی کمتر، قوی‌تر

می‌باشند.

گرچه روند معنی داری در فراونی رخداد آرایش جریان‌های جت دیده نشده و این نتیجه در نگاه کلی می‌تواند حاکی از ثبات نسبی در الگوی جت استریم‌ها در طول سه دهه اخیر در منطقه مطالعه باشد. ولی روند افزایشی غیرمعنی‌دار در بعضی از الگوها و به‌طور مشخص، روند افزایشی خوشه ۳ (الگوی زمستانی مرتبط با جت قطبی قوی و جنوبی) و روند کاهشی خوشه‌های ۱، ۸ و ۹ (الگوهای پاییزه و زمستانه)، می‌تواند شواهدی بر تغییر در رژیم گردش جو فوقانی منطقه ارائه دهد. باوجود این نتایج، پژوهش حاضر به یک مجموعه داده باز تحلیل (NCEP/NCAR) و دوره ۳۱ ساله محدود بوده است. پیشنهاد می‌شود در مطالعات آینده، با استفاده از داده‌های با تفکیک‌پذیری بالاتر (مانند ERA5) و بلند مدت‌تر و استفاده از روش‌های یادگیری ماشین آرایش جریان‌های جت و تغییرات احتمالی آن در بستر گرمایش جهانی و تغییر اقلیم مطالعه شود. همچنین بررسی ارتباط الگوی آرایش جت استریم‌ها با شاخص‌های بزرگ‌مقیاس دورپیوندی مانند ENSO, AO, NAO و ... و رخداد‌های حدی مانند دوره‌های تر و خشک طولانی، دماهای حدی بالا و پایین و بارش‌های شدید و سیل آسا نیز می‌تواند در شناخت و درک بهتر ارتباط گردش جو با مخاطرات اقلیمی منطقه مؤثر باشد.

مراجع

پروین، ن. (۱۳۹۴). بررسی الگوهای بزرگ‌مقیاس گردش جوی مرتبط با وقوع توفان‌های شدید حوضه آبریز زاب، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۳۹ (۱۴)، ۳۳-۵۶.

تقوی، ف.؛ ناصری، م.؛ بیات، ب.؛ متولیان، س. س. و آزادی‌فرد، د. (۱۳۹۰). تعیین الگوهای رفتار اقلیم در مناطق مختلف ایران بر اساس تحلیل طیفی و خوشه‌بندی مقادیر حدی بارش و دما. پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۴۳ (۳)، ۱۰۹-۱۲۴.

حاج‌محمدی، ح. (۱۴۰۰). بررسی سازوکار جت جنب حاره بر وقوع گردوغبارهای شدید جنوب غرب ایران، نشریه هواشناسی و علوم جو، ۴ (۲)، ۱۱۴-۱۰۲.

حلییان، ا. ح. و حسینعلی پور، ف. (۱۴۰۰). واکاوی بسامد رخداد رودبادها در زمان بارش‌های فرین در آذربایجان شرقی. مخاطرات محیط طبیعی، ۱۰ (۲۹)، ۱-۱۸.

جلیلیان، آ.؛ ذوالفقاری، ح. و صحرایی، ج. (۱۳۹۸). الگوهای برهم‌کنش جت‌های جنب‌حاره و جنبه قطبی در بارش‌های سنگین بهار و پاییز ایران، فیزیک زمین و فضا، ۴۵ (۲)، ۳۸۳-۴۰۰.

حنفی، ا. (۱۳۹۹). شناسایی تیپ‌های اقلیمی شمال غرب کشور و ارتباط آنها با سامانه‌های تراز فوقانی جو (مطالعه موردی: ایستگاه مراغه)، علوم جغرافیایی، ۳۲ (۱۶)، ۳۱-۴۴.

خدادی، م.؛ آزادی، م.؛ مرادی، م. و رنجبر سعادت‌آبادی، ع. (۱۳۹۹). اثر نوسان شبه دوسالانه بر شکست امواج راسبی روی اروپا و غرب آسیا از دیدگاه فعالیت موج، فیزیک زمین و فضا، ۴۶ (۳)، ۶۲۱-۶۴۲.

درخشنده، ع.؛ خورانی، ا. و رضازاده، م. (۱۴۰۲). روندیابی بارش در ایران بر اساس داده‌های MERRA2. فیزیک زمین و فضا، ۴۹ (۳)، ۶۶۹-۶۸۳.

درگاهیان، ف.؛ علجانی، ب. و محمدی، ح. (۱۳۹۳). شناسایی الگوی هم‌مدیدی سامانه‌های بندالی مؤثر بر دمای ایران. پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۱۳۹۳ (۱۹)، ۸۱-۹۲.

رسولی، ع.؛ بابائیان، ا.؛ قائمی، ه. و زوار رضا، پ. (۱۳۹۰). ارتباط بین بارش‌های فصلی ایران و دمای پهنه‌های آبی منطقه‌ای. پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۱۳۹۰ (۵)، ۷۰-۹۲.

رضیی، ط.؛ عزیزی، ق.؛ محمدی، ح. و خوش‌اخلاق، ف. (۱۳۸۹). الگوهای روزانه گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی ایران و خاورمیانه. پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۴۲ (۷۴)، ۱۷-۳۴.

رنجبر سعادت‌آبادی، ع. (۱۴۰۴). تحلیل بی‌هنجاری‌های ماهانه بارش و دمای ایران و الگوهای فشاری همراه شده با آن در پاییز و زمستان ۱۴۰۳. فیزیک زمین و فضا، ۵۱ (۲)، ۴۷۷-۴۹۸.

رورده، ه.؛ قاسمی، ج.؛ یوسفی، ی. و قاسمی، ز. (۱۳۹۸). خوشه‌بندی بارش ایران با استفاده از روشی نوین مبتنی بر کاربرد نگاشت (SVD) و خوشه‌بندی فازی (FCM).

حدی و نقش رودبادهای در آن (مطالعه موردی: جنوب غرب ایران). *اطلاعات جغرافیایی*، ۳۱ (۱۲۱)، ۱۷۷-۱۸۹. فرزندی، م.؛ ثنائی نژاد، س. ح.؛ قهرمان، ب. و رضایی پزند، ح. (۱۳۹۱). الگوهای جدید برآورد رطوبت نسبی روزانه در ناحیه کوهستانی ایران. *پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، ۱۳۹۱ (۱۱)، ۱-۱۲۶.

قلی پور، ج.؛ ثنائی نژاد، س. ح.؛ مفیدی، ع. و علیزاده، ا. (۱۳۹۵). تعیین آغاز فصل تابستان در ایران بر اساس پرش ناگهانی شمال سوی جت جنب حاره بر روی خاورمیانه. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، ۵ (۴)، ۵۷-۷۱. کدخدای، ا.؛ امیدوار، ک.؛ زرین، آ. و مزیدی، ا. (۱۴۰۲). تحلیل فصلی تنش گرمایی و روند آن در ایران با استفاده از داده‌های ERA5. *فیزیک زمین و فضا*، ۴۹ (۳)، ۶۸۵-۶۹۸.

محمدی، ز. و لشکری، ح. (۲۰۱۹). تحلیل همدیدی، ترمودینامیکی جابجایی مکانی جت جنب‌حاره‌ای در فعالیت کم‌فشار سودانی (مطالعه موردی ترسالی‌های استان فارس). *پژوهش‌های دانش زمین*، ۱۰ (۲)، ۸۵-۱۰۳. مرادی، م. (۱۴۰۴). بررسی شاخص‌های جریان جتی در فصل‌های گرم و سرد سال در دو نیمکره شمالی و جنوبی (۱۹۴۸-۲۰۲۳). *فیزیک زمین و فضا*، ۵۱ (۱)، ۲۲۹-۲۴۶. میرزایی حسنلو، ا.؛ عبقری، ه. و عرفانیان، م. (۱۳۹۹). تأثیر الگوهای دورپیوند بر بارش و خشکسالی حوضه دریاچه ارومیه. *فیزیک زمین و فضا*، ۴۶ (۳)، ۵۳۷-۵۵۹.

یارمرادی، ز.؛ نصیری، ب.؛ محمدی، غ. و کرم پور، م. (۱۳۹۸). بررسی و تحلیل جامع رخداد توفان‌های گردوغبار شدید در نیمه شرقی ایران با استفاده از مدل‌های عددی، تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های مشاهداتی. *کاوش‌های جغرافیایی مناطق بیابانی*، ۷ (۲)، ۱-۲۴.

Ambaum, M. H. P., Hoskins, B. J., & Stephenson, D. B. (2001). Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?. *Journal of Climate*, 14(16), 3495-3507. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3495: AONAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3495: AONAO>2.0.CO;2) Archer, C. L., & Calderia, K. (2008). Historical trends in the jet streams. *Geophysical Research Letters*, 35(8), 1-6. <https://doi.org/10.1029/2008GL033614>

مجله آمایش جغرافیایی فضا، ۹ (۳۱)، ۱۱۳-۱۲۴.

ذکی‌زاده، م. ب. و سلیقه، م. (۱۳۹۹). بارش‌های ایران و ارتباط آنها با رودبادهای. *رشد آموزش جغرافیا*، ۱۲۶ (۳۴)، ۵۱-۵۷. ذکی‌زاده، م. ب.؛ سلیقه، م.؛ ناصرزاده، م. ح. و اکبری، م. (۱۳۹۷). تحلیل آماری و سینوپتیکی مؤثرترین الگوی رودباد ایجادکننده بارش‌های سنگین ایران. *مخاطرات محیط طبیعی*، ۷ (۱۵)، ۳۱-۴۸.

زهرایی، ب. و روزبهانی، ع. (۱۳۸۵). خوشه‌بندی سیگنال‌های هواشناسی با توجه به تغییرات بارش در استان سیستان و بلوچستان. *علوم و مهندسی آب‌خیزداری ایران*، ۱ (۲)، ۲۱-۲۹.

صلاحی، ب. و عالی‌جهان، م. (۱۳۹۴). استخراج و تحلیل الگوهای سینوپتیک منجر به توفان‌های تندری دشت اردبیل. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۷ (۳)، ۳۹۹-۴۱۹. عساکره، ح.؛ قائمی، ه. و بیرانوند، آ. (۱۳۹۴). روند تغییرات فصلی رودباد جنب‌حاره در محدوده اقلیمی ایران طی دهه‌های اخیر. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۷ (۱)، ۵۷-۷۲.

عساکره، ح.؛ بیرانوند، آ.؛ فتاحیان، م. و شادمان، ح. (۱۳۹۶). تحلیل روند جابجایی رودباد و پرفشار جنب حاره بر فراز خاورمیانه و رابطه آن با اقلیم ایران. *فضای جغرافیایی*، ۱۷ (۵۸)، ۳۰۳-۳۱۵.

عزیزی، ق. و علیزاده، ت. (۱۳۹۲). طبقه‌بندی همدید الگوهای گردشی مؤثر بر آب‌وهوای ایران در تراز دریا. *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، ۲۴ (۲)، ۲۳-۳۸. علیجانی، ب. و نظام‌تبی، ح. (۲۰۱۷). بررسی تغییرات مکانی فرود مدیترانه. *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، ۲۸ (۲)، ۷۹-۹۲.

سینایی، ح.؛ سلیقه، م. و اکبری، م. (۱۴۰۱). بررسی بارش‌های Aswad, F. K., Yusif, A. A., & Ibrahim, S. A. (2020). Trend Analysis Using Mann-kendall and Sen's Slope Estimator Test for Annual and Monthly Rainfall for Sinjar District, Iraq. *The Journal of the University of Duhok*, 23(2), 501-508. <https://doi.org/10.26682/CSJUOD.2020.23.2.41> Barnes, E.A. (2013). Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 40(17), 4734-4739. <https://doi.org/10.1002/grl.50880>

- Barens, E. A., & Screen, J. A. (2015). The impact of Arctic warming on the midlatitude jet stream: Can it? Has it? Will it? Wiley Interdisciplinary Reviews. *Climate Change*, 6(3), 277–286. <https://doi.org/10.1002/wcc.337>
- Beyene., W. T. (2017). Reduced-order modeling of high-speed channels using machine learning techniques: Partitional and hierarchical clusterings. 2017 IEEE 26th Conference on Electrical Performance of Electronic Packaging and Systems (EPEPS). Conference, 1-3. <https://doi.org/10.1109/EPEPS.2017.8329767>
- Brönnimann, S., Franke, J., Valler, V., Hand, R., Samakinwa, E., Lundstad, E., Burgdorf, A.M., Lipfert, L., Pfister, L., Imfeld, N., & Rohrer, M. (2025). Past hydroclimate extremes in Europe driven by Atlantic jet stream and recurrent weather patterns. *Nature Geoscience*, 27(18), 246 - 253. <https://doi.org/10.1038/s41561-025-01654-y>
- Christenson, J. (2017). A Synoptic Climatology of Northern Hemisphere, Cold Season Polar and Subtropical Jet Superposition Events. *Journal of Climate*, 30(18), 7231-7246. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0565.1>
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethlof, K., Entekhabi, D., Overland, J. E., & Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*, 7(9), 627–637. <https://doi.org/10.1038/ngeo2234>
- Corti, S., Molteni, F., & Palmer, T. N. (1999). Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, 398(6730), 799–802. <https://doi.org/10.1038/19745>
- Danandeh Mehr, A., & Vaheddoost, B. (2020). Identification of the trends associated with the SPI and SPEI indices across Ankara, Turkey. *Theoretical and Applied Climatology*, 139(3), 1531-1542. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-03071-9>
- Dee, D P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hersbach, H., Hólm, E., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A., Monge-Sanz, B., Morcrette, J., Park, B., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J., & Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Dorji, N., Awange, J., & Zerihun, A. (2025). Reliability of satellite, reanalysis and observation-based gridded temperature datasets for climate change impact studies in Bhutan. *Science of Remote Sensing*, 12(2025), 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.srs.2025.100275>
- Iqbal, W., Leung, W. N., & Hannachi, A. (2018). Analysis of the variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream in CMIP5. *Climate Dynamics*, 54, 235-247. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3917-1>
- Francis, J. A., & Vavrus, S. J. (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 39(6), 1-6. <https://doi.org/10.1029/2012GL051000>
- Franzke, C., & Woollings, T. (2011). On the persistence and predictability properties of North Atlantic climate variability. *Journal of Climate*, 24(2), 466-472. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3739.1>
- Freyhult, E., Landfors, M., Önskog, J., Hvidsten, T. R., & Rydén, P. (2010). Challenges in microarray class discovery: a comprehensive examination of normalization, gene selection and clustering. *BMC Bioinformatics*, 11(1), 1-14. <https://doi.org/10.1186/1471-2105-11-503>
- Galvin, J. (2007). The weather and climate of the tropics Part 2 – The subtropical jet streams. *Weather*, 62(11), 295-299. <https://doi.org/10.1002/wea.65>
- Garba, H., & Udokpoh, U. (2023). Analysis of Trend in Meteorological and Hydrological Time-series using Mann-Kendall and Sen's Slope Estimator Statistical Test in Akwa Ibom State, Nigeria. *International Journal of Environment and Climate Change*, 13(10), 1017-1035. <https://doi.org/10.9734/ijec/2023/v13i102748>
- Gere, J. (2023). Recommendations for validating hierarchical clustering in consumer sensory projects. *Current Research in Food Science*, 6(1), 100522-100533. <https://doi.org/10.1016/j.crf.2023.100522>
- Hall, R., Erdélyi, R., Hanna, E., Jones, J. M., & Scaife, A. (2015). Drivers of North Atlantic Polar Front jet stream variability. *International Journal of Climatology*, 35(8), 1697-1720. <https://doi.org/10.1002/joc.4121>
- Hallam, S., Josey, S., McCarthy, G. D., & Hirschi, J. J. (2022). A regional (land-ocean) comparison of the seasonal to decadal variability of the Northern Hemisphere jet stream 1871–2011. *Climate Dynamics*, 59(7), 1897 - 1918. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06185-5>
- Han, X., Zhu, Y., Kai, M. T., Zhan, D., & Li, G. (2022). Streaming Hierarchical Clustering Based on Point-Set Kernel. Proceedings of the 28th ACM SIGKDD Conference on Knowledge Discovery and Data Mining, Conference, 525-533. <https://doi.org/10.1145/3534678.3539323>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J.,

- Peubey, C. Radu, R. Schepers, D. Simmons, A. Soci, C. Abdalla, S. Abellan, X. Balsamo, G. Bechtold, P. Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., & Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hannachi, A. (2007). Pattern hunting in climate: A new method for finding trends in gridded climate data. *Journal of Climate*, 27(1), 1–15. <https://doi.org/10.1002/joc.1375>
- Hannachi, A., Woollings, T., & Fraedrich, K. (2012). The North Atlantic jet stream: a look at preferred positions, paths and transitions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(665), 862–877. <https://doi.org/10.1002/qj.959>
- Hoskins, B. J., & Ambrizzi, T. (1993). Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(12), 1661–1671. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<1661:RWPOAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<1661:RWPOAR>2.0.CO;2)
- Hoskins, B. J., & Karoly, D. J. (1981). The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(6), 1179–1196. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2)
- Hu, M., Sayama, T., TRY, S., Takara, K., & Tanaka, K. (2019). Trend Analysis of Hydroclimatic Variables in the Kamo River Basin, Japan. *Water*, 11(9), 1782–1793. <https://doi.org/10.3390/w11091782>
- Jahn, S., Fraser, K., Gaythorpe, K. A., Wainwright, C. M., & Ferguson, N. M. (2025). Evaluating the role of observational uncertainty in climate impact assessments: Temperature-driven yellow fever risk in South America. *PLOS Climate*, 29(1), 85–108. <https://doi.org/10.1371/journal.pclm.0000601>
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., & Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- Kim, B., Son, S., Min, S., Jeong, J., Kim, S., Zhang, X., Shim, T., & Yoon, J. (2014). Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nature Communications*, 5(1), 1–8. <https://doi.org/10.1038/ncomms5646>
- Koch, P., Wernli, H., & Davies, H. C. (2006). An event-based jet-stream climatology and typology. *International Journal of Climatology*, 26(3), 283–301. <https://doi.org/10.1002/joc.1255>
- Labban, A. H., & Butt, M. J. (2023). Evaluation of MERRA-2 data for aerosols patterns over the Kingdom of Saudi Arabia. *Heliyon*, 9(6), 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2023.e17047>
- Lorenz, D. J., & Hartmann, D. L. (2003). Eddy–zonal flow feedback in the Northern Hemisphere winter. *Journal of Climate*, 16(8), 1212–1227. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16<1212:EFFITN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16<1212:EFFITN>2.0.CO;2)
- Mackey, L., Nachman, B., & Schwartzman, A. (2015). Fuzzy jets. *Journal of High Energy Physics*, 2016(6), 1–26. [https://doi.org/10.1007/JHEP06\(2016\)010](https://doi.org/10.1007/JHEP06(2016)010)
- Madonna, E., Li, C., Grams, C. M., & Woollings, T. (2017). The link between eddy-driven jet variability and weather regimes in the North Atlantic-European sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(708), 2960–2972. <https://doi.org/10.1002/qj.3155>
- Mann, M. E., Rahmstorf, S., Kornhuber, K., Steinman, B. A., Miller, S. K., & Coumou, D. (2017). Influence of anthropogenic climate change on planetary wave resonance and extreme weather events. *Scientific Reports*, 7(452242), 1–11. <https://doi.org/10.1038/srep45242>
- Mangini, F., Chafik, L., Madonna, E., Li, C., Bertino, L., & Nilsen, J. E. (2021). The relationship between the eddy-driven jet stream and northern European sea level variability. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 73(1), 1–15. <https://doi.org/10.1080/16000870.2021.1886419>
- Mankin, K. R., Mehan, S., Green, T. R., & Barnard, D. M. (2025). Review of gridded climate products and their use in hydrological analyses reveals overlaps, gaps, and the need for a more objective approach to selecting model forcing datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 29(1), 85–108. <https://doi.org/10.5194/hess-29-85-2025>
- Michel, S. L., von der Heydt, A. S., van Westen, R. M., Baatsen, M. L., & Dijkstra, H. A. (2023). Increased wintertime European atmospheric blocking frequencies in General Circulation Models with an eddy-permitting ocean. *npj Climate and Atmospheric Science*, 6(50), 1–15. <https://doi.org/10.1038/s41612-023-00372-9>
- Michelangeli, P. A., Vautard, R., & Legras, B. (1995). Weather regimes: Recurrence and quasi-stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(8), 1237–1256. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<1237:WRRAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<1237:WRRAS>2.0.CO;2)
- Murtagh, F., & Legendre, P. (2011). Ward's Hierarchical Agglomerative Clustering Method: Which Algorithms Implement Ward's Criterion?. *Journal of Classification*, 31(3), 274–295. <https://doi.org/10.1007/s00357-014-9161-z>

- Muthahharah, I., & Juhari, A. (2021). Cluster Analysis with Complete Linkage and Ward's Method for Health Service Data in Makassar City. *Jurnal Varian*, 4(2), 109–116. <https://doi.org/10.30812/varian.v4i2.883>
- Nagy, D., Aszalos, L., & Mihálydeák, T. (2019). Finding the representative in a cluster using correlation clustering. *Pollack Periodica*, 14(1), 15–20. <https://doi.org/10.1556/606.2019.14.1.2>
- Overland, J. E., & Wang, M. (2010). Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice. *Dynamic Meteorology and Oceanography*, 62(1), 1–9. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x>
- Osso, A., Bladé, I., Karpechko, A., Li, C., Maraun, D., Romppainen, O., Len, S., Voigt, A., Woollings, T., & Zappa, G. (2024). Advancing Our Understanding of Eddy-driven Jet Stream Responses to Climate Change – A Roadmap. *Current Climate Change Reports*, 11(1), 1–20. <https://doi.org/10.1007/s40641-024-00199-3>
- Partal, T., & Kahya, E. (2006). Trend analysis in Turkish precipitation data. *Hydrological Processes*, 20(9), 2011–2026. <https://doi.org/10.1002/HYP.5993>
- Patro, R. N., Subudhi, S., Biswal, P. K., Dell'acqua, F., & Biswal, B. (2024). A hyperspectral band selection strategy based on adjacency clustering and local structural correlation. *International Journal of Remote Sensing*, 45(3), 848 – 862. <https://doi.org/10.1080/01431161.2024.2305178>
- Ren, H. (2010). Seasonal Variations of the Synoptic-Scale Transient Eddy Activity and Polar Front Jet over East Asia. *Journal of Climate*, 23(12), 3222–3233. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3225.1>
- Screen, J. A., & Simmonds, I. (2014). Amplified mid-latitude planetary waves favour particular regional weather extremes. *Nature Climate Change*, 4(8), 704–709. <https://doi.org/10.1038/nclimate2271>
- Shaffie, A. (2020). Climatic analysis of effective jet streams frequency on extreme precipitations in west of Iran. *Journal of Water and Climate Change*, 12(3), 787–800. <https://doi.org/10.2166/wcc.2020.284>
- Shaw, T. A., & Miyawaki, O. (2023). Fast upper-level jet stream winds get faster under climate change. *Nature Climate Change*, 14(1), 61–67. <https://doi.org/10.1038/s41558-023-01884-1>
- Schaffer, C., & Green, P. (1996). An Empirical Comparison of Variable Standardization Methods in Cluster Analysis. *Multivariate behavioral research*, 31(2), 149–67. https://doi.org/10.1207/s15327906mbr3102_1
- Strong, A. (2008). Variability in the Position and Strength of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections. *Journal of Climate*, 21(3), 584–592. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1723.1>
- Thompson, D. W. J., & Wallace, J. M. (2000). Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate*, 13(5), 1000–1016. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2)
- Trouet, V., Babst, F., & Meko, M. (2018). Recent enhanced high-summer North Atlantic Jet variability emerges from three-century context. *Nature Communications*, 9(1), 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02699-3>
- Tu, Q., Lu, J. F., Yuan, B., Tang, J. B., & Yang, J. Y. (2012). Density-based hierarchical clustering for streaming data. *Pattern. Recogni*, 33(2012), 641–645. <https://doi.org/10.1016/j.patrec.2011.11.022>
- Tuinenburg, O., & Staal, A. (2020). Tracking the global flows of atmospheric moisture and associated uncertainties. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(5), 2419–2435. <https://doi.org/10.5194/hess-24-2419-2020>
- Winters, J. (2016). Synoptic and mesoscale processes supporting vertical superposition of the polar and subtropical jets in two contrasting cases. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(695), 1133–1149. <https://doi.org/10.1002/qj.2718>
- Wong, M. A. (1984). Asymptotic properties of univariate sample k-means clusters. *Journal of Classification*, 1(1), 255–270. <https://doi.org/10.1007/BF01890126>
- Woollings, T., Barriopedro, D., Methven, J., Son, S. W., Martius, O., Harvey, B., Sillmann, J., Lupo, A., & Seneviretne, S. (2018). Blocking and its response to climate change. *Current Climate Change Reports*, 4(3), 287–300. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0108-z>
- Yuan, F., Zhan, Y., & Wangm, Y. (2014). Data Density Correlation Degree Clustering Method for Data Aggregation in WSN. *IEEE Sensors Journal*, 14(4), 1089–1098. <https://doi.org/10.1109/JSEN.2013.2293093>