

Climatological Analysis of Shamal Wind

Majid Montazeri^{1✉}, MohamadSadeq Keikhosravi Kiany², Hamid Al-Saeidi³

1. Associate Professor of Climatology, University of Isfahan, Faculty of Geographical Sciences and Planning, Department of Physical Geography, Isfahan, Iran
✉ E-mail: m.montazeri@geo.ui.ac.ir
2. Assistant Professor of Climatology, University of Isfahan, Faculty of Geographical Sciences and Planning, Department of Physical Geography, Isfahan, Iran
E-mail: ms.keikhosravikiany@geo.ui.ac.ir
3. M.Sc Student of Climatology, University of Isfahan, Faculty of Geographical Sciences and Planning, Department of Physical Geography, Isfahan, Iran
E-mail: hamedali711977@gmail.com



How to Cite: Montazeri, M; Keikhosravi Kiany, Ms; & Al-Saeidi, H. (2024). Climatological A of Shamal Wind. *Geography and Development*, 22 (75), 139-162.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22111/GDIJ.2024.47003.3589>

Received:

21 October 2023

Received in revised form:

23 December 2023

Accepted:

16 January 2024

Published online:

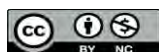
10 June 2024

ABSTRACT

Shamal wind is one of the local winds with high continuity and diversity in the Middle East and the Persian Gulf region, which often causes dust storms during the summer. In this research, the hourly data of sea level pressure, geopotential height, U and V winds were collected for a period of 44 years from the Copernicus database. First, these data were arranged as a long-term mean, secondly. In order to process the data, principal component analysis and cluster analysis were used. Applying the PCA showed that more than 97% of the variation of the data is explained by three components. The score map of the first component revealed the spatial mechanism of the Shamal summer wind and the eigenvector diagram of the first component of the time period of the Shamal summer wind activity. In addition, the hierarchical cluster analysis on the time-space matrix of SLP showed three-time clusters that represent the time period of the north wind in summer and winter. The analysis of the maps of the monthly pressure distribution pattern showed that the most important active and influential system in the region is the low pressure of the Persian Gulf in the summer season, and the low pressure of the Red Sea in the winter season. The results suggest that the changes in the patterns of the earth's surface at the levels of 500 and 700 hPa are not much significant while it shows a better existence in the 850 and 1000 hPa maps.

Keywords:

Shamal wind,
Persian Gulf trough,
Principal component
analysis,
Cluster analysis,
Middle east.



© the Author(s).

Publisher: University of Sistan and Baluchestan

Extended Abstract

1. Introduction

In terms of local conditions, the Middle East region and Iraq at its center is in a position where the combination of topography (Turkey mountains, Zagros Mountain range, Mediterranean plain and the Persian Gulf) and the type of arrangement and establishment of atmospheric systems (system Indian monsoon, Persian Gulf trough, Arabian high pressure) especially in the hot period of the year, causes the formation of the mechanism of northerly winds in the region. Although this wind is known as the north (Shamal), it actually has a northwest direction and blows from the mountains of Turkey towards the Persian Gulf. Considering the topography and

geomorphological structure of the region, which includes alluvial plains consisting of fine-grained materials, the northwesterly winds at low level and passing over the dry lands of Iraq have caused dust storms and it involves the countries of the region (Iraq, Iran, Saudi Arabia and the Persian Gulf countries). Therefore, it is very important to identify the climatological mechanism of the Shamal wind event. Since the main factor of local winds is the pressure difference, therefore, in this research, sea level pressure changes were taken as a basis and analyzed with meticulous precision.

2. Data & Methodology

In this research, the 6-hour data of sea level pressure, geo-potential height, U and V wind for four levels of the lower half of the atmosphere in a period of 44 years, with a spatial resolution of 0.25 degrees and in the range of 20 to 50 degrees north latitude and 20 to 55 degrees east longitude was taken from the Copernicus website. For each variable at each time and each level, a 121x141 matrix was constructed and the daily long-term average was calculated for each variable in the MATLAB software environment. In order to identify the main pressure patterns governing the region and separate the spatial patterns from temporal patterns and temporal classification and spatial zoning, principal component analysis and hierarchical cluster analysis were performed on the array of daily long-term average sea level pressure.

3. Results and Discussion

Three main components explain more than 97% of sea level pressure changes. The first component shows the main mechanism of sea level pressure changes in the region. It dominates throughout the year, but it weakens in winter and reaches its peak activity in summer, representing the mechanism of the Shamal wind. The three temporal patterns of the Shamal wind are the summer pattern, which is the dominant period of the Shamal wind. In the winter pattern the frequency of the Shamal wind is minimal or inactive. The intermediate pattern, which is a buffer between the summer period and the winter period in terms of time, belongs more to the summer pattern. The arrangement of three spatial zones of sea level pressure includes the low-pressure zone, including the Persian Gulf trough and extending along the Zagros Mountain range. The high-pressure area, which include the Zagros Mountain ranges to the Caspian Sea, Turkey, the Black Sea and the western Mediterranean and the buffer zone, which is located between the southern low-pressure region and the northern high-pressure region. The most important pressure system in the warm period of the year in the region is the Persian Gulf trough. Changes in geo-potential height at 850 level show more correlation with sea level pressure changes maps. The direction of the Shamal wind at the 1000 and 850 levels has a much greater effect than other levels. In terms of time, the Shamal wind is very weak in winter, but in summer, all of Iraq, except the mountainous region of northeastern Iraq, is dominated by the northwest wind.

4. Conclusion

The long-term average sea level pressure explains the climatological structure of the Shamal wind in the Middle East region. The general pattern of the Shamal wind in the sea level pressure is the establishment of the Persian Gulf in the summer season, especially in the period from May to August, over the Persian Gulf and its extension along the Zagros mountains to the south of Turkey on the one hand, and the establishment of a high-pressure system in the south of Turkey, on the east Mediterranean, North Africa and Eastern Arabia. In the cold period of the year, the Persian Gulf trough disappears and the Red Sea trough appears instead, therefore the activity of the Shamal wind is significantly reduced. Shamal summer wind is clearly visible at 1000 and 850 levels. The northerly summer wind blows in the south of the 35 degrees at northwest-southeast direction and reaches its peak intensity in the north of the Persian Gulf. This wind takes the north direction in the land of Arabia. Since the Shamal summer wind is shallow, it disappears in the Zagros Mountain range.

Keywords: Shamal Wind, Sea Level Pressure, Persian Gulf Trough, Principal Component Analysis, Cluster Analysis, Middle East.

5. References

- Abdi Vishkaee, F., Flamant, C., Cuesta, J., Oolman, L., Flamant, P., & Khalesifard, H. R (2012). Dust transport over Iraq and northwest Iran associated with winter Shamal: A case study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D3).
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2011JD016339>
- Akbari, M., and M. Farahbakhshi (2016). Synoptic Analysis and Path Simulation of Severe Dust Storms (Case Study: Southwest Iran), *Journal of Geographic Space*, 16, 55, 273-291.
<http://geographical-space.iau-ahar.ac.ir/article-1-1803-en.html>
- Alijani, B (2002). *Synoptic Climatology*, Publisher : SAMT.
<https://samt.ac.ir/en/book/4766/synoptic-climatology>
- Al Senafi, F., & Anis, A (2015). Shamals and climate variability in the Northern Arabian/Persian Gulf from 1973 to 2012. *International Journal of Climatology*, 35(15), 4509-4528.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/joc.4302>
- Francis, D. B. K., Flamant, C., Chaboureaud, J.-P., Banks, J., Cuesta, J., Brindley, H., & Oolman, L (2017). Dust emission and transport over Iraq associated with the summer Shamal winds. *Aeolian Research*, 24, 15-31.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1875963716301458>
- Glejin, J., Kumar, V. S., Nair, T. B., Singh, J., & Mehra, P (2013). Observational evidence of summer Shamal swells along the west coast of India. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 30(2), 379-388.
https://journals.ametsoc.org/view/journals/atot/30/2/jtech-d-12-00059_1.xml
- Goudie, A. S., & Middleton, N. J (2006). *Desert dust in the global system*: Springer Science & Business Media.
<https://link.springer.com/book/10.1007/3-540-32355-4>
- Hamidi, M., M.R. Kavianpour, and Y. Shao (2013). Synoptic analysis of dust storms in the Middle East. *Asia-Pacific Journal of atmospheric sciences*. 49, 279-286.
<https://link.springer.com/article/10.1007/s13143-013-0027-9>
- Hamzeh, N. H., Karami, S., Kaskaoutis, D. G., Tegen, I., Moradi, M., & Opp, C (2021). Atmospheric dynamics and numerical simulations of six frontal dust storms in the Middle East region. *Atmosphere*, 12(1), 125.
<https://www.mdpi.com/2073-4433/12/1/125>
- Hasani, S., A. Mofidi and A. Zarin (2015). Investigating the Structure of the North Wind and the Resulting Dust with the Application of the RegCM Climate Model, Iranian National Meteorological Conference, Yazd University.
https://jneh.usb.ac.ir/article_3969_en.html
- Irvin, P. A (2009). Wind engineering challenges of the new generation of super-tall buildings, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 97, 328-334.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0167610509000348>
- Li, Y., & Sadr, R (2023). Atmospheric Turbulent Characteristics under Summer Shamal in Coastal Qatar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, e2022JD037971.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2022JD037971>
- Masoodian, S.A (2020). Analysis of frequency distribution of land surface temperature with MODIS Aqua data. *Geography and Development*, 60, 21-30.
https://gdij.usb.ac.ir/article_5639.html?amp;lang=en&lang=en
- Membery, D (1983). Low level wind profiles during the Gulf Shamal. *Weather*, 38(1), 18-24.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/j.1477-8696.1983.tb03638.x>
- Middleton, N (1986). A geography of dust storms in South-west Asia. *Journal of Climatology*, 6(2), 183-196.
- Mohammadpour, K., Sciortino, M., Kaskaoutis, D. G., & Rashki, A (2022). Classification of synoptic weather clusters associated with dust accumulation over southeastern areas of the Caspian Sea (Northeast Iran and Karakum desert). *Aeolian Research*, 54, 100771.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1875963722000015>
- Mofidi, A., and S.Jafari (2012). The Role of Regional Atmospheric Circulation over the Middle East on the Occurrence of Summer Dust-storms in Southwest Iran, *Geographical Studies of Arid Zones*, 2, 1, 1-26.
https://jargs.hsu.ac.ir/article_161284.html
- Mofidi, A (2017). The Role of Zagros Mountains in the Formation and Evolution of Shamal Wind and its induced Dusts over the Middle East, 5 th National Conference of Iranian Association of Geomorphology(Geomorphology and environment Challenges), Mashhad, Iran.
<https://www.symposia.ir/GEO005>

- Mofidi, A., Zarrin, A (2022). On the existence of summer Shamal wind induced by the Zagros Mountains in the Middle East. *Geophysical Research Letters*, 49(18), e2022GL100151.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2022GL100151>
- Mostafaeipour, A (2010). Feasibility study of offshore wind turbine installation in Iran compared with the world, *Renewable and Sustainable Energy Rev.*, 14, 1722–1743.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1364032110000948>
- Namdari, S., Karimi, N., Sorooshian, A., Mohammadi, G., & Sehatkashani, S (2018). Impacts of climate and synoptic fluctuations on dust storm activity over the Middle East. *Atmospheric environment*, 173, 265-276.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1352231017307616>
- Notaro, M., Alkolibi, F., Fadda, E., & Bakhrjy, F (2013). Trajectory analysis of Saudi Arabian dust storms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(12), 6028-6043.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/jgrd.50346>
- Notaro, M., Yu, Y., & Kalashnikova, O. V (2015). Regime shift in Arabian dust activity, triggered by persistent Fertile Crescent drought. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(19), 10,229-210,249.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2015JD023855>
- Ranjbar Saadatabadi, A., Hossein Hamzeh, N., Chel Gee Ooi, M., Kong, S. S.-K., & Opp, C (2022). Investigation of Two Severe Shamal Dust Storms and the Highest Dust Frequencies in the South and Southwest of Iran. *Atmosphere*, 13(12), 1990.
<https://www.mdpi.com/2073-4433/13/12/1990>
- Rao, P. G., Hatwar, H., Al-Sulaiti, M. H., & Al-Mulla, A. H (2003). Summer Shamals over the Arabian Gulf. *Weather*, 58(12), 471-478.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/wea.6080581207>
- Rao, P. G., Al-Sulaiti M., Al-Mulla, AH (2001). Winter Shamals in Qatar Arabian Gulf. *Weather* 56(12): 444-451.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/j.1477-8696.2001.tb06528.x>
- Rashki, A., Kaskaoutis, D., Mofidi, A., Minvielle, F., Chiapello, I., Legrand, M., ... Francois, P (2019). Effects of Monsoon, Shamal and Levar winds on dust accumulation over the Arabian Sea during summer–The July 2016 case. *Aeolian Research*, 36, 27-44.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1875963718301186>
- Shahabi, H., Safarrad, T., Hashim, M., & Al-Ansari, N (2023). Satellite-Synoptic Monitoring of Dominant Dust Entering Western Iran. *Journal of Sensors*, 2023.
<https://www.hindawi.com/journals/js/2023/3069921/>
- Sahraei, J., Mobarak Hassan, E., Mohammadi, N (2019). The Effect of the Zagros Mountain Range on Transporting Iraqi Dust to Western Iran using the WRF/Chem Model. *Journal of Geography and Environmental Hazards* . (4), 8, 119-134, 119-134.
https://geoeh.um.ac.ir/article_33847_en.html?lang=fa
- Sedaghat, M., Hajimohammdi, H (2019). Investigation of The Persian Trough and North Wind Roles in Intensifying Warm Period Extensive Dust Storm in western Iran. *Journal of Natural Environmental Hazards*. (21), 8, 93-110.
https://jneh.usb.ac.ir/article_3969_en.html
- Shao, Y (2001). A model for mineral dust emission. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D17), 20239-20254.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001JD900171>
- Walters, K (1990). The Persian Gulf Region, a climatological study Technical report, United States Air Force, Asheville, NC.
<https://irp.fas.org/doddir/usmc/gulfclimate.pdf>
- Yu, Y., Notaro, M., Kalashnikova, O. V., & Garay, M. J (2016). Climatology of summer Shamal wind in the Middle East. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(1), 289-305.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2015jd024063>
- Yu, Y., Notaro, M., Liu, Z., Wang, F., Alkolibi, F., Fadda, E., & Bakhrjy, F (2015). Climatic controls on the interannual to decadal variability in Saudi Arabian dust activity: Toward the development of a seasonal dust prediction model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(5), 1739-1758.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2014JD022611>



اقليم شناسی باد شمال

دکتر مجید منتظری^{۱*}، دکتر محمدصادق کیخسروی کیانی^۲، حمید السعیدی^۳

مقاله پژوهشی

چکیده

باد شمال یکی از رویدادهای جوی مهم منطقه خاورمیانه و عراق است که در دوره گرم سال فعال شده و موجب رخداد توفان‌های گرد و غبار در منطقه می‌شود. هدف از این پژوهش، بررسی اقلیم‌شناسی باد شمال با استفاده از داده‌های بلندمدت است. برای دستیابی به این هدف، داده‌های ساعتی فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، باد مداری و باد نصف‌النهاری برای ۴ تراز ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و دوره ۴۴ ساله و در تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه قوسی از پایگاه داده کوپرنیکوس برداشت شد. برای هر متغیر و هر تراز با توجه به محدوده مورد مطالعه، ماتریسی به ابعاد ۱۷۰۶۱×۳۶۵ مهیا شد و در نهایت داده‌های بلندمدت فشار تراز دریا، مبنای کار قرار گرفت. تحلیل مؤلفه اصلی فشار تراز دریا نشان داد که مؤلفه اول معرف سازوکار باد شمال تابستانه است. پراکنش مکانی این مؤلفه استقرار الگوی کم‌فشار در منطقه خلیج فارس و حاکمیت الگوهای پرفشار در ارتفاعات زاگرس، کوه‌های قفقاز و اروپای شرقی است. بازه زمانی حاکمیت باد شمال تابستانه از ماه می تا اواخر سپتامبر است. مؤلفه دوم تبیین‌کننده باد شمال زمستانه است. پراکنش مکانی این مؤلفه، استقرار الگوی کم‌فشار بر دریای سرخ و الگوی پرفشار بر کوه‌های زاگرس و قفقاز را نشان می‌دهد. پهنه‌بندی مکانی فشار تراز دریا، الگوی کلی استقرار سامانه‌های فشار شامل کم‌فشار خلیج فارس، منطقه پرفشار که بیشتر بخش‌های شمالی و غربی منطقه و بخش حایل که بین منطقه کم‌فشار و پرفشار رد و بدل می‌شود را شامل می‌شود. این نقشه نشان می‌دهد که وزش باد شمال تحت تأثیر شیو فشار کانون‌های فشار شمالی (ترکیه دریای سیاه) و غربی (مدیترانه، شمال آفریقا-عربستان) قرار دارد که باعث می‌شود شار هوا از سمت شمال غرب به سمت جنوب شرق و در امتداد زاگرس به حرکت درآید. باد شمال تابستانه در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در امتداد جلگه بین‌النهرین از شمال غرب به سمت جنوب شرق می‌وزد و در ماه ژوئیه به اوج فعالیت خود می‌رسد. در نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، باد شمال در مرز سوریه غربی است اما در جنوب مدار ۳۵ درجه تغییر جهت داده و به سمت جنوب شرق متمایل می‌شود. باد شمال در ترازهای پایین حرکت می‌کند و دیواره بلند رشته‌کوه زاگرس مانع گسترش باد شمال به بخش‌های داخلی ایران شده و آن را به سمت شمال خلیج فارس هدایت می‌کند. شدت باد شمال تابستانه در تراز ۸۵۰ نسبت به تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بیشتر بوده و جهت شمال غربی دارد.

جغرافیا و توسعه، شماره ۷۵، تابستان ۱۴۰۳
تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۷/۲۹
تاریخ بازنگری داور: ۱۴۰۲/۱۰/۰۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۰/۲۶
صفحات: ۱۶۲-۱۳۹



واژه‌های کلیدی:

باد شمال، فشار تراز دریا، ناه خلیج فارس، تحلیل مؤلفه اصلی، تحلیل خوشه‌ای، خاورمیانه.

مقدمه

باد شمال به‌عنوان بادی نیرومند که از سوی شمال غرب در منطقه خاورمیانه و به‌طور کلی در بخش‌هایی از خلیج فارس می‌وزد تأثیر زیادی بر سلامت، حمل‌ونقل و محیط‌زیست دارد (Membry, 2016: 289; Yu, 1983: 18). توفان‌های شدید گرد و غبار که توسط باد شمال پدید می‌آید، در بیش از ۱۰ کشور در خاورمیانه موجب اثرات سوء زیست‌محیطی شده است (Hamidi et al, 2013: 279). به نظر می‌رسد اثرات زیست‌محیطی این باد به سبب گرمایش جهانی و خشکسالی بیش از اندازه در حال شدت یافتن نیز باشد (Namdari et al, 2018: 265). این باد تنها محدود به خلیج فارس نیست، بلکه تا خلیج عمان، شمال دریای عرب و حتی بخش‌های غربی اقیانوس هند نیز می‌تواند گسترش یابد (Glejin et al, 2013: 379; Al Senafi & Anis, 2015: 4509).

باد شمال در منطقه خاورمیانه به دو نوع تابستانی و زمستانی تقسیم می‌شود و مدت و شدت وزش این باد و عوامل همدید پدیدآورنده این باد، دارای یک الگوی مشخص است (Rao et al, 2003: 471). باد شمال تابستانی عمدتاً بین ماه‌های می، ژوئن، ژوئیه و آگوست می‌وزد و گاهی تا سپتامبر نیز ادامه دارد. این پدیده با برهم‌کنش سامانه‌های

۱. دانشیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران (نویسنده مسئول) m.montazeri@geo.ui.ac.ir
۲. استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران ms.keikhosravikiany@geo.ui.ac.ir
۳. کارشناس ارشد آب و هواشناسی، گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران hamedali711977@gmail.com

حرارتی و فصلی ارتفاع پایین در ارتباط است که روی شمال غربی هند، پاکستان، ایران و پرفشار جنوب عربستان فعالیت می‌کند (Hamidi et al, 2013: 279). رودباد ارتفاع پایین در روزهایی که باد شمال تابستانی فعال است، در غرب رشته‌کوه زاگرس و جلگه بین‌النهرین شکل می‌گیرد. هنگام رخداد باد شمال تابستانی، دمای سطحی هوا به بیش از ۴۲ درجه سلسیوس می‌رسد و باعث تشکیل الگوی فشار محلی می‌شود. یکی از عوامل کلیدی تأثیرگذار بر جهت و تندی باد شمال، شیب کوهستان‌هایی است که باد به موازات آن‌ها می‌وزد. باد شمال در تابستان عامل ایجاد توفان‌های گرد و غباری در شبه‌جزیره عربستان نیز می‌شود (Shao, 2001: 20239; Goudi & Middelton, 2006: 18; Notaro et al, 2015: 6028; Yu et al, 2015: 1739). همچنین باد شمال می‌تواند باعث خیزش گرد و غبار از روی حوضه آبریز رودخانه دجله و فرات در سوریه و عراق به سمت خلیج فارس و شبه‌جزیره عربستان شود (Middelton, 1986: 183). باد شمال تابستانه شدید بوده و همراه با افزایش گرد و غبار منشأ گرفته از منطقه بین‌النهرین (عراق، شرق سوریه و جنوب ترکیه) می‌تواند باعث شکل‌گیری توفان‌های گرد و غبار شود. تعریف استاندارد توفان‌های گرد و غبار زمانی است که دید افقی به دلیل وجود گرد و غبار در هوا به کمتر از ۱ کیلومتر کاهش یابد. در بین پژوهشگران، توافق بر سر تعریف روشنی از رویداد شمال وجود ندارد. برخی رویداد شمال را به‌عنوان باد شمال-غربی با میانگین سرعت بیش از ۸/۷۵ متر بر ثانیه در طول حداقل ۳ ساعت از روز تعریف می‌کنند (Rao et al, 2001: 444).

برخی دیگر معتقدند برای توصیف رویداد شمال، باید پنج شرط از شش شرط: کاهش رطوبت، کاهش دمای سطح، افزایش فشار هوا، بادهای شمالی، تندی باد بیش از ۶ متر بر ثانیه و کاهش ناگهانی میزان دید افقی، برآورد شود (Abdi Vishkaee et al, 2012: 117). برخی دیگر رویداد شمال را به دو دسته تقسیم می‌کنند. اولی یک رویداد کوتاه‌مدت (۲۴-۳۶ ساعت) با بادهای شمال غربی بیش از ۱۵/۵ متر بر ثانیه و دوم یک رویداد طولانی‌مدت (۳-۵ روز) با بادهای شمال غربی تا ۲۵/۷ متر بر ثانیه است (Walters, 1990: 17). براساس معیارهای چند ایستگاه، میانگین شروع و پایان فصل رویداد شمال به ترتیب در ۳۰ مه تا ۲۲ آگوست با شانزده روز پیش و پس، رخ می‌دهد (Yu et al, 2016: 289). این باد، ماه‌ها طول می‌کشد و با وزش باد تا ۳۰ متر بر ثانیه در ارتفاع ۳۰۰ متری زمین، با ایجاد توفان گرد و خاک، موجب تهدید سلامت انسان‌ها، محدود کردن سفرهای هوایی و زمینی ایجاد شرایط نامناسب دریایی و تهدیدی برای یکپارچگی ساختمان‌های بلند در شهرهای خاورمیانه می‌شود (Irvin, 2009: 328). با این حال باد شمال منبع بالقوه انرژی تجدیدپذیر باد است (Mostafaeipour, 2010: 1722).

باد شمال با جهت شمال‌غرب-جنوب‌شرق در اثر تشکیل کم‌فشار حرارتی شدید تابستانه بر پاکستان و گسترش تراف کم‌فشار خلیج فارس در پایکوه‌های غربی رشته‌کوه زاگرس حادث می‌شود. ایجاد شیو شدید فشار بین تراف خلیج فارس و سلول پرفشار نیمه‌دائمی مستقر بر شرق مدیترانه و سواحل شرقی دریای سرخ باعث تشکیل یک جریان سلولی نسبتاً بسته بین شرق دریای مدیترانه و کوهستان زاگرس می‌شود (Sedaghat & Hajimohammdi, 2019: 93).

درواقع باد شمال تابستان یک رودباد تراز زیرین شبانه است که بیشینه سرعت خود را در ارتفاع ۳۰۰ تا ۷۰۰ متری از سطح زمین در محدوده جنوب عراق و شمال خلیج فارس تجربه می‌کند (Hasani et al, 2015: 12). علت رخداد توفان شدید گرد و غبار در جنوب غرب ایران، تضعیف پرفشارهای دینامیکی حاکم بر منطقه در فصل گرم و استقرار کم‌فشارهای حرارتی در مجاورت سطح زمین، به‌ویژه در مرکز ایران و استقرار سامانه‌های کم‌ارتفاع در تراز میانی هواسپهر است (Akbari & Farahbakhshi, 2016: 273).

الگوی‌های هم‌دید توفان‌های گرد و غباری را می‌توان به سه الگوی هم‌دید زوجی (تابستانه و انتقالی)، ناوه موج غربی و پرفشار تفکیک کرد. در الگوی زوجی تابستانه شکل‌گیری یک جت تراز زیرین موسوم به باد شمال در منطقه ایجاد می‌شود. باد شمال عامل اصلی وقوع بسیاری از توفان‌های گرد و غباری تابستانه جنوب غرب ایران به شمار می‌رود. در الگوی زوجی تابستانه ذرات گرد و غبار اساساً یک مسیر شمال غرب-جنوب شرق سو را تا رسیدن به منطقه جنوب غرب ایران طی می‌نمایند (Mofidi & Jafari, 2012: 24). باین‌حال رشته‌کوه زاگرس اولین مانع در مقابل جریان‌اتی است که گرد و غبار را از سمت غرب و جنوب‌غرب وارد ایران می‌کند و مانع پیشروی بیشتر گردوغبار به نواحی مرکزی کشور می‌شود (Sahraei et al, 2019: 119)

در گذشته مطالعات گوناگونی روی اثرات منطقه‌ای باد شمال و ساختار و شرایط پیدایش آن توسط پژوهشگران مختلفی انجام گرفته است. لیکن تأکید اکثر آن‌ها بر شناسایی سازوکار حاکم بر توفان‌های گرد و غبار با رویکرد پویایی-هم‌دید بوده و گاهی به‌صورت مطالعه موردی انجام شده است (Notaro et al, 2013: 28; Hamzeh et al, 2021: 125; Mohammadpour et al, 2022: 54; Rashki et al, 2019: 27; Francis et al, 2017: 15; Mofidi, 2017: 1; Mofidi & Zarrin, 2022: 18; Ranjbar Saadatabadi et al, 2022: 12; Shahabi et al, 2023: 25). این درحالی‌است که به‌کمک تکنیک‌های چندمتغیره آماری (تحلیل مؤلفه اصلی، خوشه‌بندی زمانی و مکانی) مطالعه جامعی بر اقلیم‌شناسی این باد انجام نشده است؛ از این‌رو هدف اصلی پژوهش حاضر مطالعه سازوکار حاکم بر باد شمال با رویکرد اقلیم‌شناسی است تا از این طریق رفتار زمانی-مکانی باد شمال را شناسایی و تفکیک کرد.

داده‌ها و روش‌شناسی

در این پژوهش از داده‌های ساعتی ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ به وقت گرینویچ برای متغیرهای فشار تراز دریا^۱، ارتفاع ژئوپتانسیل^۲، باد مدار^۳ و باد نصف‌النهار^۴ برای ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۲ به مدت ۴۴ سال، بهره گرفته شد. تفکیک مکانی این داده‌ها ۲۵×۲۵ درجه طول و عرض جغرافیایی است. محدوده جغرافیایی ۲۰ تا ۵۰ درجه عرض شمالی و ۲۰ تا ۵۵ درجه طول شرقی به گونه‌ای انتخاب شد که بتواند محدوده وسیعی را در غرب عراق از شرق اروپا، دریای مدیترانه تا شمال شرق آفریقا و شبه‌جزیره عربستان و خلیج فارس، نیمه غربی ایران تا دریای خزر و دریای سیاه را پوشش دهد (شکل ۱). با توجه به محدوده جغرافیایی انتخاب‌شده و تفکیک مکانی داده‌ها، برای هر متغیر در هر زمان و هر تراز، ماتریسی به ابعاد ۱۲۱×۱۴۱ به دست آمد. داده‌های فشار تراز دریا^۱ و داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل^۲، باد مدار^۳ و نصف‌النهار^۴ از تارنمای کوپرنیکس^۵ برداشت شد. فرمت این داده‌ها NC بوده و به کمک توابع داخلی در محیط نرم‌افزار متلب و با استفاده از عملیات‌های برنامه‌نویسی پردازش شد. به‌منظور ارزیابی تغییرات بلندمدت متغیرهای جوی در منطقه مورد مطالعه، میانگین بلندمدت روزانه^۶ برای هر یک از متغیرها در محیط نرم‌افزار متلب، محاسبه شد. از آنجا که داده‌ها به‌صورت ساعتی و چهار برداشت در شبانه‌روز بود، برای هر سال، ماتریسی سه‌بعدی به ابعاد $۱۴۶۰ \times ۱۴۱ \times ۱۲۱$ که به‌ترتیب بیانگر مقادیر طول، عرض جغرافیایی و مقادیر داده‌های ساعتی بود ساخته شد. ابتدا ماتریس سه‌بعدی به دوبعدی تبدیل شد و ماتریس حاصل به ابعاد ۶۴۲۴۰×۱۷۰۶۱ بازآرایی شد (ماتریس داده‌های ساعتی). درنهایت با میانگین‌گیری بر روی زمان (۶۴۲۴۰ ستون‌ها) ماتریسی به ابعاد ۳۶۵×۱۷۰۶۱ به‌دست آمد (ماتریس روزانه). در صورتی که مجدداً به حالت سه‌بعدی تبدیل شود،

1. Sea Level Pressure (SLP)

2. Geopotential Height (HGT)

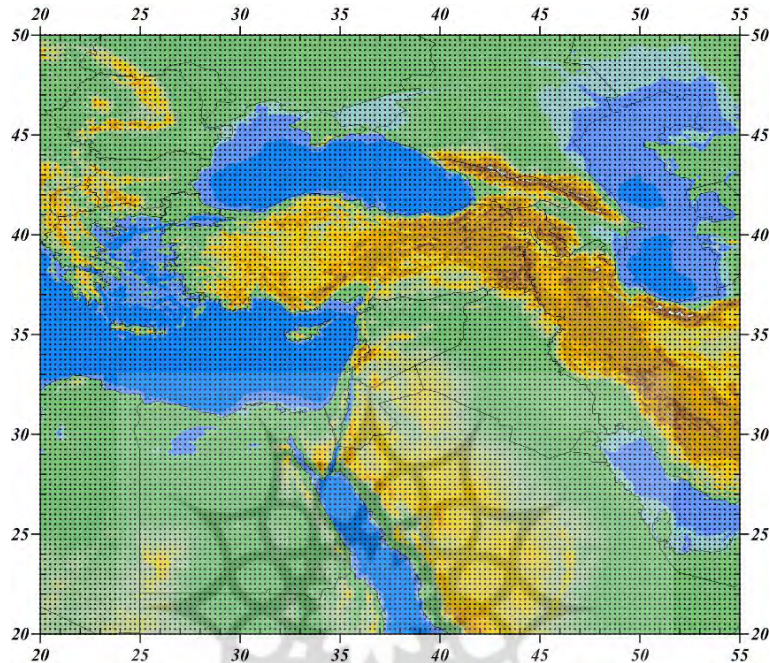
3. Zonal Wind (Uwnd)

4. Meridional Wind (Vwnd)

5. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=form>

6. Daily Long Term Mean (DLTM)

ماتریسی به ابعاد $۱۲۱ \times ۱۴۱ \times ۳۶۵$ به دست می‌آید که بعد سوم، میانگین ۴۴ ساله هر روز سال است. بدین ترتیب دو ماتریس میانگین بلندمدت روزانه و ساعتی برای هر متغیر و هر تراز خواهیم داشت. این ماتریس‌ها، مبنای محاسبات بعدی قرار گرفت.



شکل ۱: مدل رقومی ارتفاعی محدوده مورد مطالعه همراه با موقعیت تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه‌ای یاخته‌های ECMWF

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۲

در مطالعات و پژوهش‌های اقلیمی چند نکته حائز اهمیت است: انتخاب نوع داده متناسب با موضوع تحقیق، پایگاه داده در تفکیک زمانی-مکانی و انتخاب الگوریتم مناسب برای پردازش داده‌ها که در نهایت در خصوص قالب‌بندی و آماده‌سازی ماتریس داده‌ها تصمیم‌گیری می‌شود. در شکل ۲ مراحل استخراج، آماده‌سازی و پردازش داده‌های پژوهش نشان داده شده است.



شکل ۲: فرایند آماده‌سازی و پردازش داده‌ها

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۲

از آنجا که محدوده مورد مطالعه به لحاظ اقلیمی نسبتاً گسترده و بسیار متنوع است، الگوهای متفاوتی از فشار تراز دریا ممکن است وجود داشته باشد. تحلیل مؤلفه اصلی^۱ (PCA) یک تکنیک نگاشت قدرتمند، برای استخراج چنین الگوهای اصلی از متغیرهای اولیه است. درواقع تحلیل مؤلفه اصلی یک تبدیل خطی از داده‌های میانگین بلندمدت روزانه فشار تراز دریا ($DLTM_SLP_{ik}$) به مؤلفه‌های اصلی به شرح زیر است:

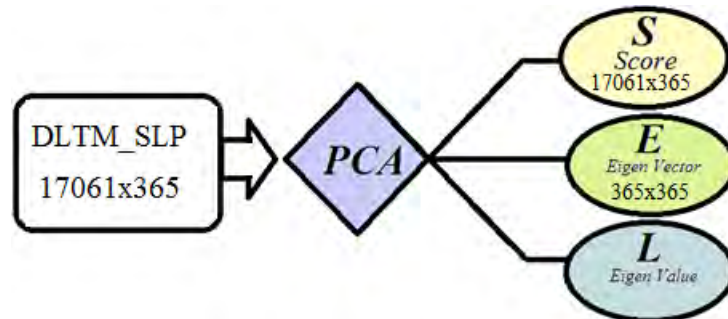
$$SLP = (S \times \bar{E}) + \overline{SLP} \quad \text{رابطه ۱:}$$

$$S = (SLP - \overline{SLP}) \times E \quad \text{رابطه ۲:}$$

در این رابطه SLP میانگین بلندمدت روزانه فشار تراز دریا است که از حاصل ضرب $S_{17061x365}$ (نمرات مؤلفه)، ضرب در $E_{365x365}$ (بردار ویژه) به اضافه \overline{SLP}_{1x365} که میانگین بلندمدت فشار تراز دریا است به دست می‌آید؛ بنابراین آرایه SLP یک آرایه مکان-زمان از فشار است (Masoodian, 2020: 21).

با استفاده از روش تحلیل مؤلفه اصلی و پردازش‌های صورت گرفته روی آرایه SLP ، الگوهای مکانی از الگوهای زمانی تفکیک می‌شود و درواقع آرایه اولیه به دو آرایه تفکیک می‌شود. آرایه اول^۲ S مکان مؤلفه است و قلمرو حاکمیت هر الگو را در هر مکان، مشخص می‌کند و نتیجه آن به صورت نقشه ارائه می‌شود. آرایه الگوهای مکانی به نمرات مؤلفه (اسکورها) موسوم‌اند. آرایه دوم E دوره زمانی حاکمیت هریک از الگوهای فشار را نشان می‌دهد و به صورت نمودار ارائه می‌شود. آرایه الگوهای زمانی، به بردار ویژه موسوم‌اند (شکل ۳). درنهایت مقادیر ویژه L ^۴ که پراش مؤلفه‌ها است و اهمیت نسبی هر یک از مؤلفه‌ها را نشان می‌دهد، به صورت جدول ارائه می‌شود (جدول ۱).

براساس آنچه در فرمول ۱ و ۲ آمده است، مناطقی از نقشه‌ها که نمرات مؤلفه در آن مثبت است (S^+ و رنگ سرخ) در بخش‌هایی از سال که مقادیر بردار ویژه آن‌ها مثبت است (E^+) شاهد افزایش فشار تراز دریا و در بخش‌هایی از سال که مقادیر بردار ویژه آن‌ها منفی است (E^-) شاهد کاهش فشار تراز دریا خواهند بود. عکس این وضع نیز صادق است؛ یعنی مناطقی از نقشه‌ها که نمرات مؤلفه در آن منفی است (S^- و رنگ آبی) در بخش‌هایی از سال که مقادیر بردار ویژه آن‌ها مثبت است (E^+) شاهد افزایش فشار تراز دریا و در بخش‌هایی از سال که مقادیر بردار ویژه آن‌ها مثبت است (E^+) شاهد کاهش فشار تراز دریا خواهند بود. این روش مشخص می‌کند در مکان‌های مختلف چه الگوی فشاری قوی‌تر یا ضعیف‌تر است.



شکل ۳: مراحل تحلیل مؤلفه اصلی بر داده‌های میانگین بلندمدت روزانه فشار تراز دریا

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۲

به‌منظور شناسایی دوره زمانی حاکمیت هر یک الگوی فشار تراز دریا و نشان‌دادن پراکنش مکانی الگوهای فشار در محدوده مورد مطالعه، از روش تحلیل خوشه‌ای استفاده شد. خوشه‌بندی روشی است برای تقسیم یک مجموعه داده به زیرمجموعه‌های (خوشه‌ها یا دسته‌ها) همگن و مفیدی که دارای ویژگی مشابه هستند. داده‌هایی که همگن باشند در یک خوشه قرار می‌گیرند و داده‌های ناهمگن در خوشه‌های جداگانه جای می‌گیرند. به‌منظور اجرای روش تحلیل خوشه‌ای، باید فاصله داده‌ها از یکدیگر محاسبه و ماتریس فاصله تشکیل شود. برای انجام این کار از روش فاصله اقلیدسی استفاده می‌شود.

$$d_{rs}^2 = (X_r - X_s)(X_r - X_s) \quad \text{رابطه ۳:}$$

در رابطه فوق d_{rs}^2 فاصله اقلیدسی نقطه r ام به مختصات (φ_r, λ_r) و نقطه s ام به مختصات (φ_s, λ_s) یا فاصله اقلیدسی گروه r ام و گروه s ام است، X_r متغیر اقلیمی نقطه یا گروه r ام، X_s متغیر اقلیمی نقطه یا گروه s ام. براساس فاصله اقلیدسی بین نقاط مکانی یا زمانی (مشاهدات)، ماتریس فاصله حاصل می‌شود. در مرحله بعد، به بررسی شباهت درایه‌ها پرداخته و درایه‌هایی که به یکدیگر نزدیک‌تر و به عبارتی شبیه‌تر هستند، در یک خوشه قرار می‌گیرند. روش‌های متعددی برای ادغام وجود دارد که در اینجا از روش ادغام وارد استفاده شد؛ زیرا در این روش، پراش درون گروهی کمینه و پراش بین گروهی بیشینه است (Alijani, 2002: 172).

بحث و نتایج

منطقه خاورمیانه و به‌ویژه سرزمین عراق به لحاظ شرایط محلی در موقعیتی قرار گرفته که ترکیب توپوگرافی (کوه‌های ترکیه، رشته‌کوه زاگرس، جلگه بین‌النهرین و پهنه آبی خلیج فارس) و نوع آرایش و استقرار سامانه‌های جوی (سامانه موسمی هند، ناوه خلیج فارس، پرفشار عربستان) به‌ویژه در دوره گرم سال موجب شکل‌گیری سازوکار وزش بادهای شمالی در منطقه می‌شود. این باد هرچند به‌نام شمال معروف است، اما در واقع جهت شمال غربی دارد و از مناطق شمال غربی به‌ویژه کوه‌های ترکیه به سمت خلیج فارس می‌وزد. با توجه به وضعیت توپوگرافی و ساختار ژئومورفولوژیک پهنه عراق که به‌صورت جلگه‌ای آبرفتی متشکل از مواد ریزدانه است، وزش بادهای شمال غربی در تراز پایین و عبور از روی زمین‌های نسبتاً خشک سرزمین عراق، موجب بروز توفان‌های گرد و خاک شده و اکثر کشورهای

منطقه (عراق، ایران، عربستان و کشورهای حاشیه خلیج فارس) را درگیر می‌کند؛ از این رو شناسایی سازوکار اقلیم‌شناختی رویداد باد شمال، بسیار حائز اهمیت است. از آنجا که عامل اصلی وزش بادهای محلی اختلاف فشار است، در این پژوهش تغییرات فشار تراز دریا، مینا قرار گرفت و با دقت موشکافانه‌ای به تجزیه و تحلیل آن پرداخته شد.

تحلیل مؤلفه اصلی فشار تراز دریا

همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، عامل اصلی وزش بادهای محلی و منطقه‌ای تغییرات کانون‌ها و الگوهای فشار تراز دریاست؛ از این رو به منظور شناسایی الگوهای اصلی فشار حاکم بر منطقه و تفکیک الگوهای مکانی از الگوهای زمانی، بر آرایه میانگین بلندمدت روزانه فشار تراز دریا ($Slp_{17061 \times 365}$) تحلیل مؤلفه اصلی اعمال شد.

جدول ۱: اهمیت نسبی مؤلفه‌های اصلی میانگین بلندمدت روزانه

فشار تراز دریا (مقادیر ویژه، L)

مؤلفه	آماره	پراش	درصد پراش	تجمعی درصد پراش
مؤلفه اول	۳۰۲۸/۶	۸۴	۸۴	۸۴
مؤلفه دوم	۴۲۲/۳	۱۱/۷	۹۵/۷	
مؤلفه سوم	۵۶/۷	۱/۶	۹۷/۳	

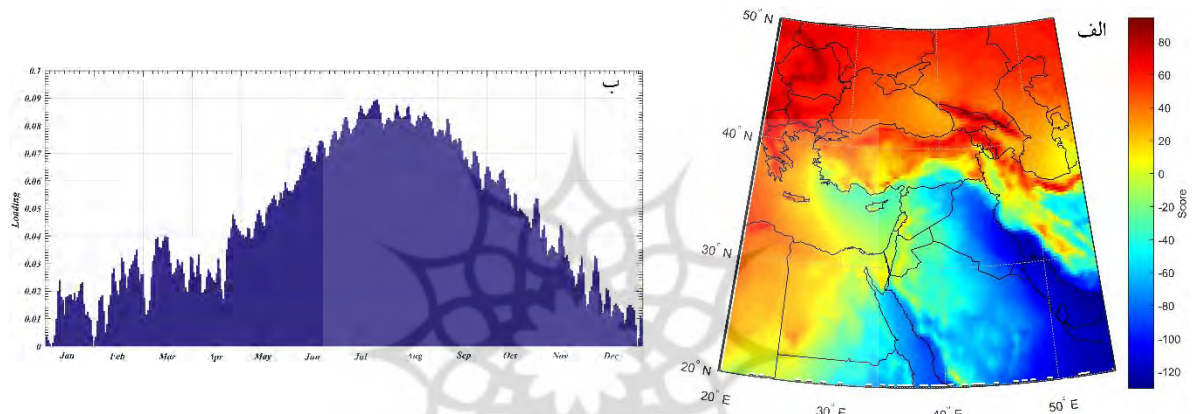
مأخذ: نگارندگان، ۱۴۰۲

در تحلیل مؤلفه‌های اصلی به تعداد مشاهدات، مؤلفه وجود دارد. براساس اصل تبیین بیش از یک درصد، مؤلفه‌هایی که بیش از یک درصد پراش داده‌ها را بیان می‌کنند، در فرایند محاسبه نگه داشته شده و بقیه حذف می‌شود. اعمال تحلیل مؤلفه اصلی بر آرایه میانگین بلندمدت فشار تراز دریا در منطقه مورد مطالعه نشان داد که در مجموع سه مؤلفه اصلی اول تا سوم بیش از ۹۷ درصد تغییرات فشار تراز دریا را تبیین می‌کنند. مؤلفه اول با تبیین حدود ۸۴ درصد پراش داده‌ها، نقش تعیین‌کننده‌ای دارد و نشان‌دهنده سازوکار اصلی الگوی تغییرات فشار تراز دریا، در منطقه مورد مطالعه است.

مؤلفه اول

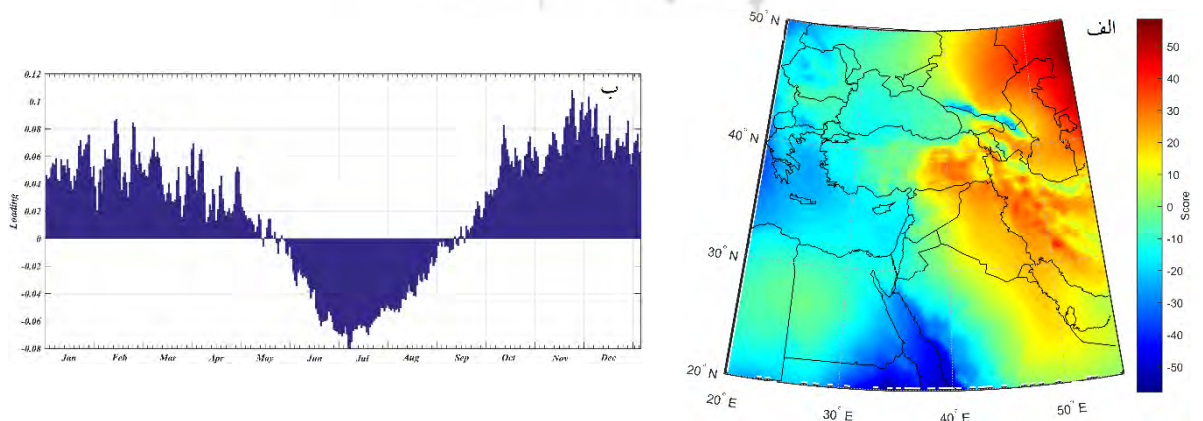
مؤلفه اول نماینده الگوی کلی حاکمیت فشار تراز دریا در منطقه است. در نقشه الگوی پراکندگی مکانی نمرات مؤلفه اول بخش‌های قرمز با نمرات مثبت بیانگر مقادیر بیشتر از میانگین و حاکمیت الگوهای پرفشار را نشان می‌دهد. این مناطق شامل ارتفاعات ترکیه و به‌ویژه اروپای شرقی است. در حالی که بخش‌های آبی با نمرات منفی بیانگر مقادیر کمتر از میانگین و حاکمیت الگوهای کم‌فشار است. الگوی کم‌فشار دربرگیرنده ناه خلیج فارس است که در واقع زبانه‌ای از فروبار پاکستان است که در دوره گرم سال سرتاسر منطقه دره گنگ تا بین‌النهرین را تحت حاکمیت خود قرار داده است (شکل ۴، الف). شیو فشار حاصل از این دو سامانه فشار، زمینه را برای جریان هوای سطحی از سمت شمال و به‌ویژه شمال غرب فراهم کرده است؛ به‌طوری‌که سرزمین پست و هموار جلگه بین‌النهرین از یک سو و وجود دیواره چند هزار متری کوهستان زاگرس، نقش مهمی در شدت و جهت جریان باد شمال ایفا می‌کند. با این حال مفیدی معتقد است در دوره گرم سال و در پی آغاز گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا، یک جریان غرب سوی مداوم در وردسپهر فوقانی شکل می‌گیرد که محل اصلی همگرایی و نزول آن چاه‌های گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است. در پی تسلط جریان غرب سو با منشأ موسمی، گردش و اچرخندی گسترده‌ای

بر جنوب غرب آسیا شکل می‌گیرد که با تشکیل و تداوم مراکز پرفشار شبه‌ساکنی در ترازهای فوقانی تا ترازهای زیرین جو همراه می‌شود. در این میان پرفشار عربستان، واچرخند ترکمنستان و زبانه کم‌فشار زاگرس مهم‌ترین مراکز فشار شبه‌ساکنی هستند که در ترازهای زیرین جو ویژگی‌های اقلیمی منطقه را از خود متأثر می‌سازند. به دنبال تقویت و گسترش جنوب سوی واچرخند ترکمنستان، شیو افقی باد در ترازهای زیرین جو افزایش می‌یابد که در ادامه با افزایش گردش چرخندی در زبانه کم‌فشار زاگرس همراه می‌شود. این فرایند در یک پسخور مثبت ضمن تقویت همزمان زبانه کم‌فشار زاگرس و پرفشار عربستان شکل‌گیری یک جت تراز زیرین موسوم به باد شمال را در منطقه هم‌شارش دو سامانه در پی دارد (Mofidi & Jafari, 2012: 24).



شکل ۴: الگوی مکانی نمرات مؤلفه اول فشار تراز دریا (الف) و توزیع زمانی بردار ویژه مؤلفه اول فشار تراز دریا (ب)
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۲

باتوجه به نمودار بردار ویژه مؤلفه اول، مشخص می‌شود که این الگو در همه سال حاکمیت دارد، اما در دوره سرد سال از شدت آن کاسته می‌شود. فعالیت آن در دوره گرم سال از ماه مه آغاز شده و تا اکتبر ادامه می‌یابد. اوج فعالیت آن در ماه‌های ژوئن، ژوئیه و آگوست است. در واقع می‌توان گفت این الگو معرف سازوکار باد شمال تابستانه است که در دوره گرم سال شدت گرفته و به اوج فعالیت خود می‌رسد (شکل ۴، ب).



شکل ۵: الگوی مکانی نمرات مؤلفه دوم فشار تراز دریا (الف) و توزیع زمانی بردار ویژه مؤلفه دوم فشار تراز دریا (ب)
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۲

مؤلفه دوم

مؤلفه دوم حدود ۱۲ درصد پراش داده‌ها را تبیین می‌کند و نسبت به مؤلفه اول اهمیت به مراتب کمتری دارد. نقشه پراکندگی نمرات مؤلفه دوم حاکی از آن است که الگوی پرفشاری که با مقادیر مثبت (بالتر از میانگین) مشخص شده و در شرق دریای خزر مشاهده می‌شود، به نظر می‌رسد ادامه سامانه پرفشار سیبری است. علاوه بر آن الگوی پرفشار بر کوهستان زاگرس و مناطق کوهستانی شرق ترکیه نیز با شدت ضعیف‌تر قابل مشاهده است، اما مقادیر منفی که بیانگر فشار کمتر از میانگین یا الگوی کم‌فشار است، در بخش‌های غربی مدیترانه و بر دریای سرخ که به نظر می‌رسد ادامه سامانه کم‌فشار سودانی است، قابل مشاهده است (شکل ۵، الف). شیو فشار بین این دو سامانه جریان باد شمال زمستانه را تبیین می‌کند.

براساس نمودار زمانی بردار ویژه، مؤلفه دوم یک الگوی زمستانه است و در دوره سرد سال از اکتبر تا آوریل (هفت ماه) فعال است. در حالی که در دوره گرم سال از ماه مه تا سپتامبر (حدود پنج ماه) این الگو خاموش است (شکل ۵، ب). نمرات مؤلفه اول بین مقادیر ۸۰ تا ۱۲۰- تغییر می‌کند، در حالی که مقادیر نمرات مؤلفه دوم بین ۵۰ تا ۵۰- متغیر است. این مقایسه نشان می‌دهد که مؤلفه دوم در درجه دوم اهمیت قرار دارد. از آنجا که مؤلفه سوم چندان تأثیرگذار نیست و تنها ۱/۶ درصد پراش داده‌ها را تبیین می‌کند، از این رو به لحاظ رعایت اختصار از ارائه توضیحات آن صرف نظر شد.

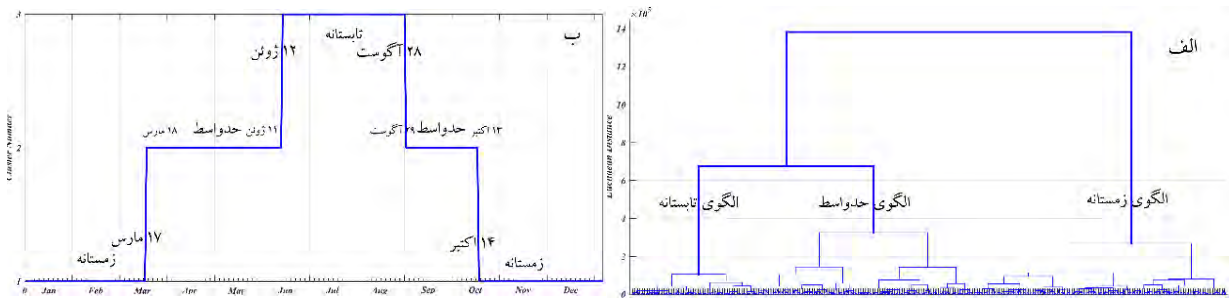
تحلیل خوشه‌ای زمانی فشار تراز دریا

به منظور دستیابی به الگوی حاکمیت زمانی باد شمال از روش تحلیل خوشه‌ای استفاده شد. در واقع چگونگی خوشه شدن ۳۶۵ روز سال در بیش از هفده هزار یاخته مکانی، مورد ارزیابی قرار گرفت. براساس دارنمای خوشه‌بندی زمانی فشار تراز دریا، سه الگوی زمانی کلی را می‌توان تشخیص داد (شکل ۶، الف).

الگوی تابستانی، این دوره از ۱۲ ژوئن آغاز شده و تا ۲۸ آگوست ادامه می‌یابد. طول این دوره ۷۸ روز است. این زمان، دوره حاکمیت باد شمال است. در واقع باد شمال در این دوره به اوج وزش خود می‌رسد (شکل ۶، ب). در این دوره میانگین بلندمدت فشار تراز دریا در منطقه، حدود ۱۰۰۸ هکتوپاسکال است.

الگوی زمستانی، این دوره حدود ۵ ماه (۱۵۵ روز) به طول می‌انجامد و از ۱۴ اکتبر آغاز و تا ۱۷ مارس سال بعد طول می‌کشد. در این دوره فراوانی وزش باد شمال به حداقل می‌رسد یا سازوکار آن غیرفعال است (شکل ۶، ب).

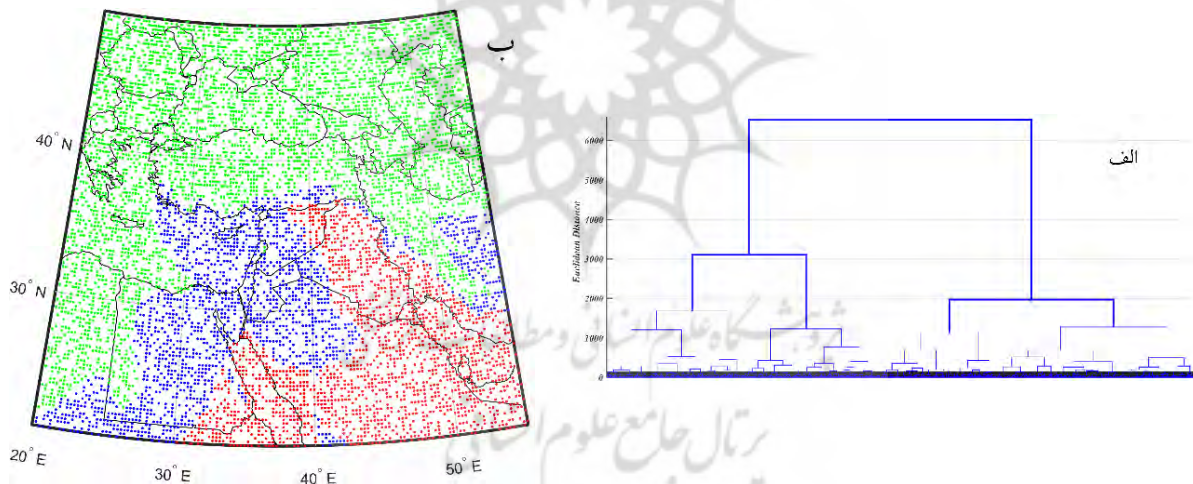
الگوی حد واسط، این دوره که از نظر زمانی حائل بین دوره تابستانی و دوره زمستانی است، اما تعلق آن به الگوی تابستانی بیشتر است. در واقع در دوره‌هایی که به لحاظ زمانی الگوی تابستانه فراگیرتر است، الگوی حد واسط محدودتر می‌شود. الگوی حد واسط از ۱۸ مارس تا ۱۱ ژوئن به مدت ۸۶ روز به طول می‌انجامد. پس از آن دوره تابستانی آغاز شده و مجدداً دوره حد واسط از ۲۹ آگوست آغاز شده و تا ۱۳ اکتبر به مدت ۴۶ روز ادامه می‌یابد. سپس دوره زمستانی آغاز می‌شود (شکل ۶، ب). در مجموع دوره حد واسط حدود ۱۳۲ روز است که در دو بخش پیش و پس از دوره تابستانی شکل می‌گیرد. در این دوره میانگین فشار تراز دریا در منطقه، حدود ۱۰۱۳ هکتوپاسکال است. تاریخ‌های بیان شده حاصل از میانگین بلندمدت است و می‌تواند در طول سال‌های مختلف تغییر کند.



شکل ۶: دارنمای کلی خوشه‌بندی زمانی (الف)، دارنمای سه خوشه‌ای میانگین بلندمدت روزانه فشار تراز دریا (ب) تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۲

تحلیل خوشه‌ای مکانی فشار تراز دریا

به‌منظور به‌دست‌آوردن الگوی مکانی فشار تراز دریا، تحلیل خوشه‌ای سلسله‌مراتبی بر ماتریس مکان-زمان اعمال شد. در واقع ۱۷۰۶۱ پیکسل مکانی بر سطرها و ۳۶۵ روز بر ستون‌ها قرار گرفت. در این حالت آرایش ماتریس داده‌ها، یاخته‌های هم‌ناحیه با هم خوشه می‌شوند.



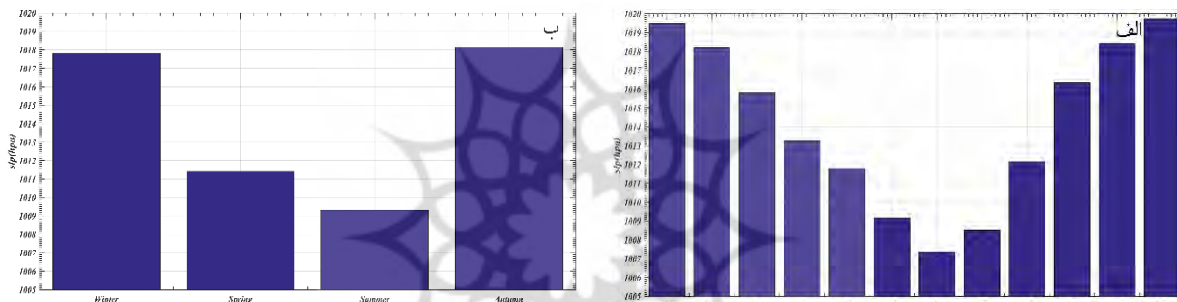
شکل ۷: دارنمای کلی خوشه‌بندی مکانی (الف)، و نقشه پهنه‌بندی منطقه بر مبنای فشار تراز دریا (ب). تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۲

بر اساس دارنمای کلی خوشه‌بندی مکانی، سه خوشه قابل‌تفکیک است. منطقه کم‌فشار که شامل ناوه خلیج فارس که از خلیج فارس در امتداد رشته‌کوه زاگرس تا شمال عراق امتداد یافته و نیمه جنوبی عربستان تا دریای سرخ را فراگرفته است. متوسط فشار در این قلمرو ۱۰۱۰ هکتوپاسکال است. منطقه پرفشار، شامل رشته‌کوه زاگرس تا دریای خزر، کشور ترکیه، دریای سیاه و غرب مدیترانه را شامل می‌شود. متوسط فشار در این قلمرو ۱۰۱۶ هکتوپاسکال است. منطقه حایل، این منطقه بین قلمرو کم‌فشار جنوبی و پرفشار شمالی قرار گرفته و شامل بخش‌های شمالی عربستان، اردن، سوریه و مصر تا شرق دریای مدیترانه می‌شود. متوسط فشار در این ناحیه ۱۰۱۳ هکتوپاسکال است. نتیجه اینکه شیو تغییرات فشار بین ترکیه و خلیج فارس موجب می‌شود اختلاف فشار حاصل، جریان هوا را در جهت شمال غرب-جنوب شرق در امتداد دامنه‌های رشته‌کوه زاگرس هدایت کند؛ زیرا اختلاف

فشار بین منطقه شرق دریای مدیترانه، اردن، سوریه و شمال عربستان با ناه خلیج فارس، نسبت به منطقه ترکیه و ناه خلیج فارس، کمتر است (شکل ۷).

تغییرات ماهانه فشار تراز دریا

بررسی تغییرات ماهانه فشار تراز دریا نشان می‌دهد که الگوی کلی پراکندگی فشار در دوره سرد سال الگوی پرفشار است. به طوری که متوسط فشار تراز در ماه‌های دسامبر و ژانویه به بیش از ۱۰۱۹ هکتوپاسکال می‌رسد. در حالی که در دوره گرم سال الگوی غالب پراکندگی فشار سطح زمین، الگوی کم‌فشار است. به طوری که در ماه‌های ژوئن، ژوئیه و آگوست فشار تراز دریا به کمتر از ۱۰۰۹ هکتوپاسکال می‌رسد؛ از این رو بین دوره سرد و گرم سال بیش از ۱۰ هکتوپاسکال اختلاف فشار وجود داد (شکل ۸). در بررسی تغییرات زمانی و پراکندگی مکانی ماهانه فشار تراز دریا، به جهت رعایت اختصار از ارائه نقشه‌ها خودداری شد و تنها به ارائه نمودار بسنده شد.

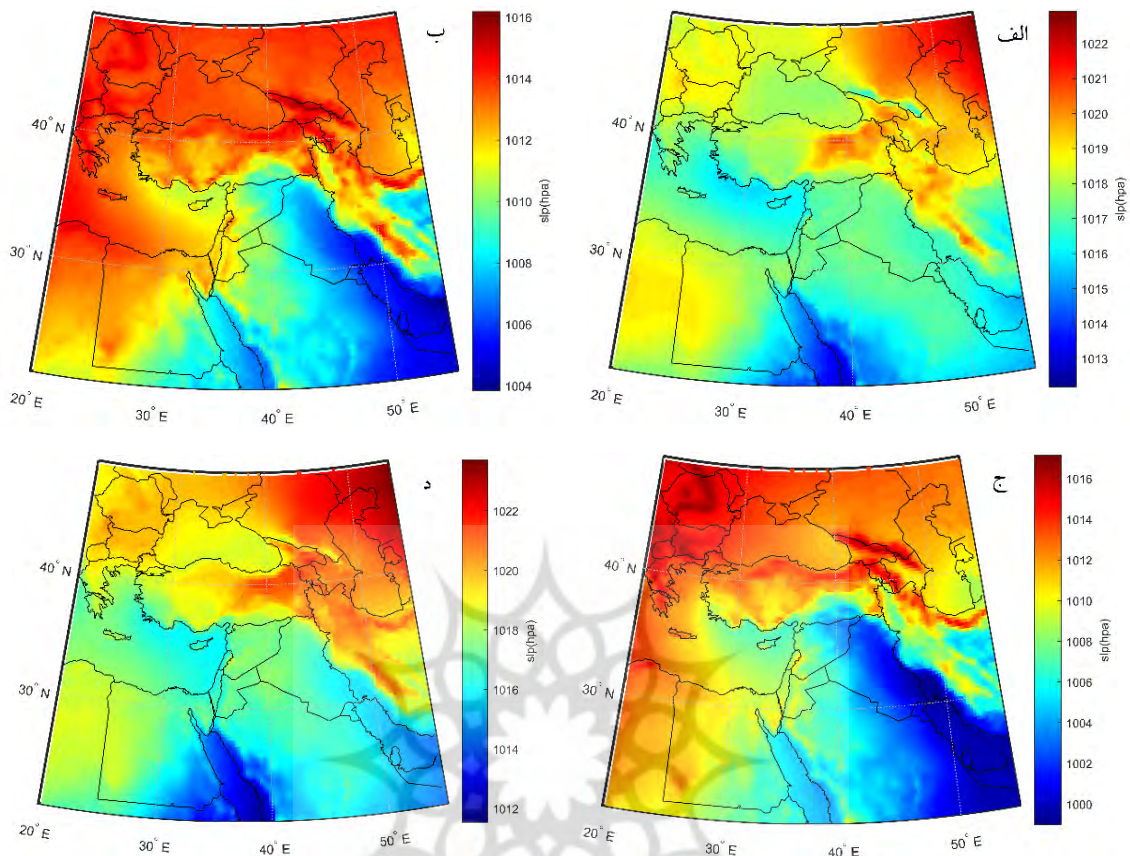


شکل ۸: نمودار تغییرات ماهانه متوسط فشار تراز دریا (الف)، نمودار تغییرات فصلی فشار تراز دریا (ب)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۲

تغییرات فصلی فشار تراز دریا

به منظور به دست آوردن الگوی کلی پراکندگی مکانی فشار تراز دریا، نقشه‌های فصلی محاسبه و ترسیم شد. فشار تراز دریا در فصل پاییز و زمستان بالا بوده و حدود ۱۰۱۸ هکتوپاسکال است، در حالی که در فصل بهار به حدود ۱۰۱۱ هکتوپاسکال می‌رسد. کمترین مقدار فشار فصلی را فصل تابستان با ۱۰۰۹ هکتوپاسکال تجربه کرده است (شکل ۸، ب). نقش اصلی کاهش فشار در فصل تابستان ناشی از گسترش فعالیت کم‌فشار خلیج فارس در منطقه است. به عبارت دیگر، مهم‌ترین سامانه فشار در دوره گرم سال در منطقه، کم‌فشار خلیج فارس است که به ترف خلیج فارس یا ناه پارسی نیز مشهور است.



شکل ۹: نقشه فصلی الگوی پراکندگی فشار تراز دریا، (الف) زمستان، (ب) بهار، (ج) تابستان، (د) پاییز.
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

الگوی پراکندگی فشار در فصل زمستان

الگوی پراکندگی فشار در فصل زمستان حاکی از استقرار پرفشار در شمال شرق دریای خزر و گسترش الگوی پرفشار بر کوه‌های شرق ترکیه، منطقه قفقاز و رشته‌کوه زاگرس است. سامانه پرفشار ضعیفی بر اروپای غربی و همچنین سامانه دیگری نیز بر بیابان صحرای آفریقا مستقر است. الگوی کم‌فشار نیز بر دریای سرخ حاکمیت دارد که کمینه فشار آن به ۱۰۱۲ هکتوپاسکال می‌رسد. متوسط فشار تراز دریا در این فصل به حدود ۱۰۱۸ هکتوپاسکال می‌رسد (شکل ۹، الف).

الگوی پراکندگی فشار در فصل بهار

در فصل بهار در الگوهای پراکندگی فشار تغییرات قابل‌ملاحظه‌ای مشاهده می‌شود. کانون الگوهای پرفشار در شرق دریای خزر به غرب اروپا منتقل شده است و از شدت کانون‌های فشار کاسته شده و از ۱۰۲۳ هکتوپاسکال فصل زمستان به ۱۰۱۶ در فصل بهار رسیده است. در عوض کانون کم‌فشار دریای سرخ محدود شده و کانون کم‌فشار خلیج فارس فعال شده و گسترش یافته است. کمینه فشار در کانون کم‌فشار خلیج فارس به حدود ۱۰۰۴ هکتوپاسکال می‌رسد. در حالی که در فصل زمستان کمینه فشار ۱۰۱۲ هکتوپاسکال بوده است. میانگین فشار تراز دریا در منطقه در این فصل به حدود ۱۰۱۱ هکتوپاسکال می‌رسد (شکل ۹، ب).

الگوی پراکندگی فشار در فصل تابستان

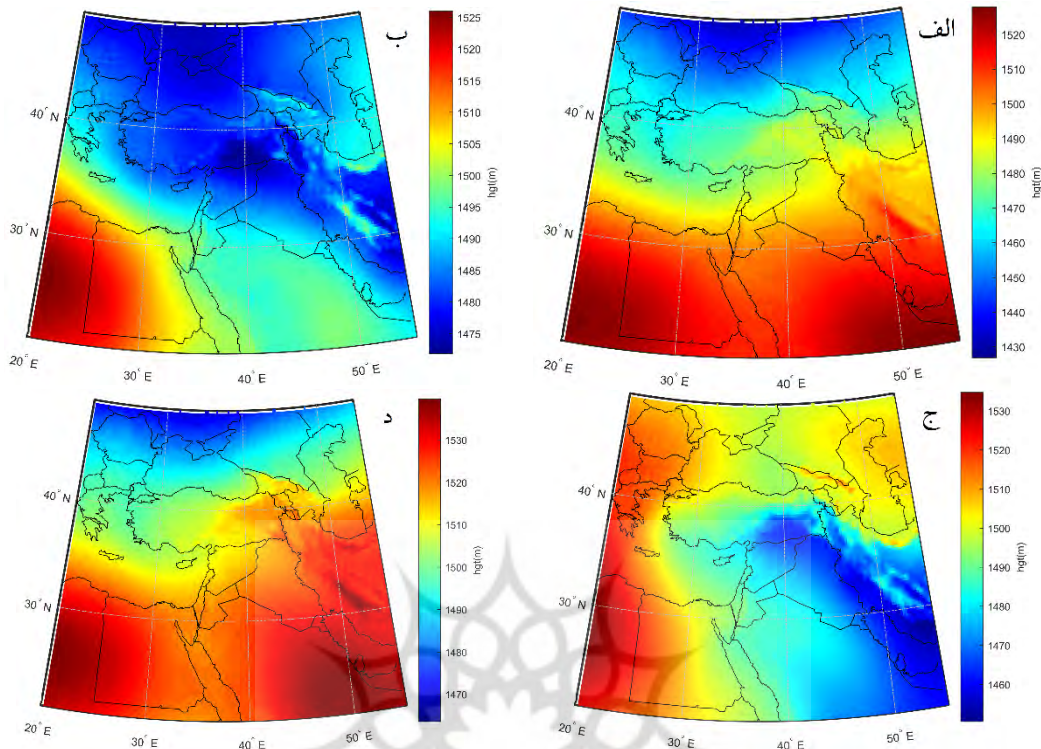
الگوی پراکندگی فشار فصل تابستان نشان می‌دهد که سامانه کم‌فشار شرق دریای خزر فعال شده و کانون پرفشار بر غرب اروپا مستقر شده و بیشینه فشار آن به ۱۰۱۷ هکتوپاسکال می‌رسد. فعال‌شدن سامانه کم‌فشار خلیج فارس باعث گسترش آن به داخل عراق و سوریه و حتی جنوب ترکیه و شرق عربستان شده است. کمینه فشار این سامانه به کمتر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال می‌رسد. در فصل تابستان کم‌فشار دریای سرخ به شدت محدود است. میانگین فشار تراز دریا در فصل تابستان به ۱۰۰۹ هکتوپاسکال می‌رسد (شکل ۹، ج). در واقع مهم‌ترین سامانه فعال و تأثیرگذار منطقه در فصل تابستان کم‌فشار خلیج فارس است.

الگوی پراکندگی فشار در فصل پاییز

در فصل پاییز تغییرات فاحشی در الگوی پراکندگی فشار رخ می‌دهد. سامانه کم‌فشار شرق دریای خزر موجودیت خود را از دست داده و جای خود را به یک سامانه پرفشار در شمال شرق دریای خزر داده است. کانون‌های فشار زیاد بر شرق ترکیه، کوه‌های قفقاز، البرز و زاگرس گسترده شده است. بیشینه فشار در این فصل به حدود ۱۰۲۴ هکتوپاسکال می‌رسد. سامانه پرفشار غرب اروپا موجودیت خود را از دست داده و به شدت تضعیف شده است. همچنین کم‌فشار خلیج فارس نیز به شدت ضعیف شده و پس‌روی کرده است؛ در حالی که کم‌فشار دریای سرخ فعال شده و کمینه فشار آن به ۱۰۱۱ هکتوپاسکال می‌رسد. میانگین فشار تراز دریا در منطقه در فصل پاییز به ۱۰۱۸ هکتوپاسکال می‌رسد (شکل ۹، د).

تغییرات فصلی توپوگرافی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

جو ترکیبی پیچیده دارد و همه اجزای آن به هم پیوسته است؛ از این رو هنگام بررسی و مطالعه پدیده‌های جو باید آن را به صورت سه‌بعدی مورد مطالعه قرار داد. ردیابی پدیده مورد مطالعه در لایه‌های مختلف جو، بعد سوم مطالعه را تشکیل می‌دهد؛ از این رو به منظور ارزیابی تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در منطقه مورد مطالعه برای هر ماه چهار نقشه مربوط به ۴ تراز ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ محاسبه و بررسی شد. نتایج نشان داد که تراز ۸۵۰ ارتباط بیشتری با نقشه‌های تغییرات فشار تراز دریا نشان می‌دهد؛ از این رو به منظور رعایت ایجاز و همچنین ارزیابی کلی از وضعیت سامانه‌های جو، تنها نقشه‌های میانگین فصلی تراز ۸۵۰ ارائه می‌شود (شکل ۱۰).



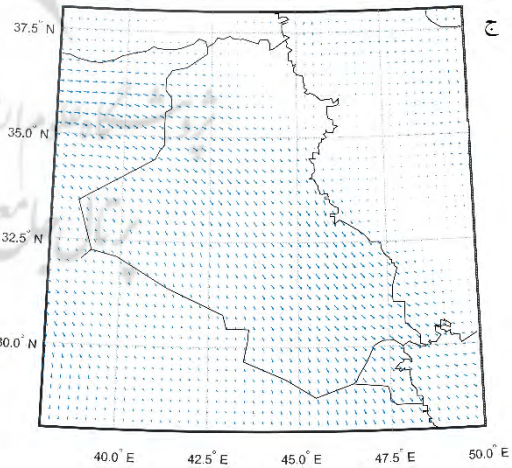
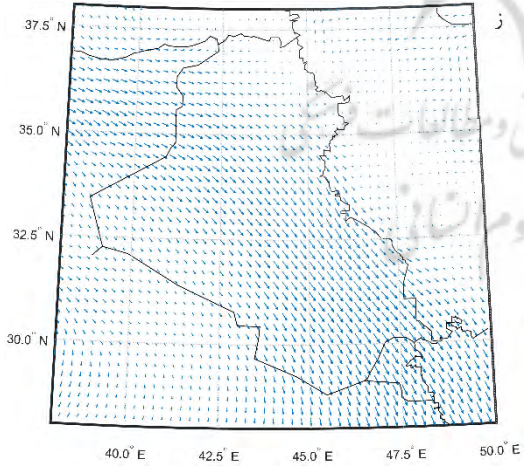
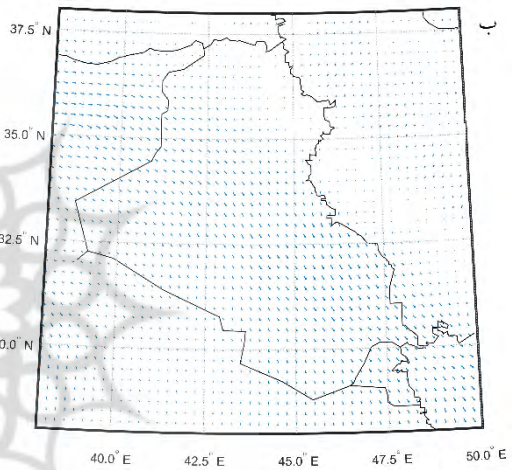
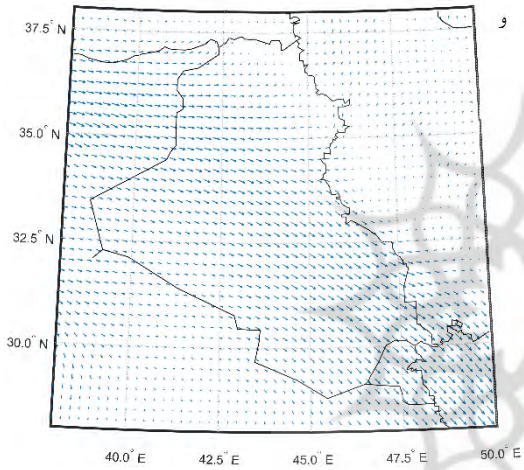
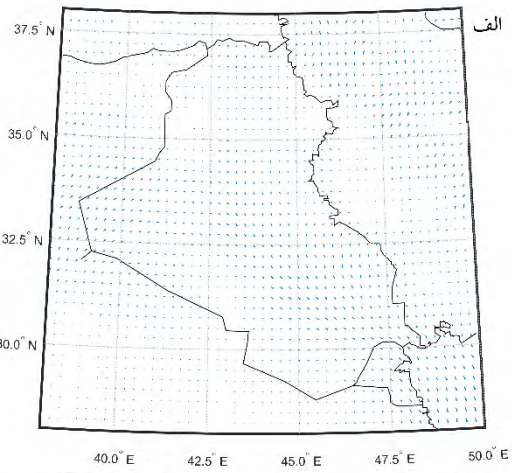
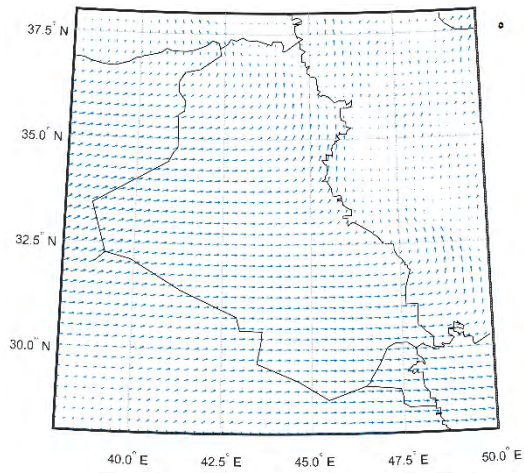
شکل ۱۰: توپوگرافی تراز ۸۵۰، (الف) زمستان، (ب) بهار، (ج) تابستان، (د) پاییز

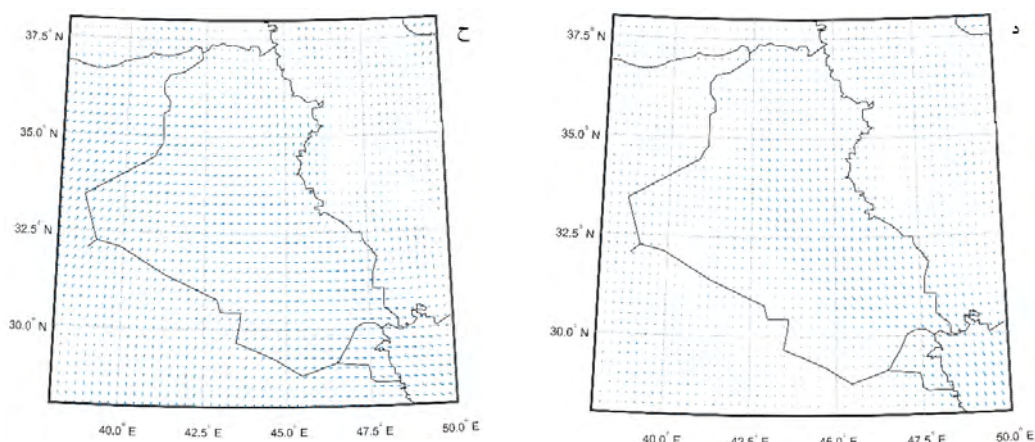
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۲

در حالت کلی الگوی توپوگرافی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال فصل زمستان و پاییز بسیار شبیه به هم است (شکل ۱۰، الف و د). به طوری که در بررسی نقشه‌های فصلی فشار تراز دریا مشخص شد که متوسط فشار تراز دریا در هر دو فصل زمستان و پاییز حدود ۱۰۱۸ هکتوپاسکال است (شکل ۸، ب). از سوی دیگر در دسته‌بندی زمانی (تحلیل خوشه‌ای) فشار تراز دریا نیز، فصل پاییز و زمستان به صورت یک دوره پنج ماهه نسبتاً همگن ظاهر شد (شکل ۶). نقشه آرایش توپوگرافی ۸۵۰ هکتوپاسکال فصل تابستان و بهار نیز کمی شبیه‌اند؛ اما تفاوت‌هایی نیز در آرایش خطوط هم‌ارتفاع دیده می‌شود. در فصل بهار دو کانون کم‌ارتفاع در شمال دریای سیاه و دیگری در جنوب ترکیه دیده می‌شود و کانون پرارتفاعی نیز بر صحرای آفریقا قابل‌رؤیت است (شکل ۱۰، ب) در حالی که در نقشه فصل تابستان کم‌ارتفاع خلیج فارس فعال شده و پرارتفاع شمال دریای سیاه نیز موجودیت خود را از دست داده است (شکل ۱۰، ج).

ارزیابی نقشه‌های پراکنش مکانی جهت وزش باد در تراز ۱۰۰۰ و ۸۵۰

برآیند مؤلفه بادِ مداری و نصف‌النهاری، جهت وزش باد را تعیین می‌کند. بررسی وضعیت ماهانه باد در ترازهای مختلف نشان داد که باد شمال در ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال نمود بالایی دارد؛ از این رو به منظور رعایت ایجاز تنها نقشه‌های فصلی این دو تراز برای تحلیل و تفسیر ارائه شد. از سوی دیگر به منظور نمایش بهتر آرایش خطوط جهت باد در نقشه‌ها، محدوده مورد مطالعه را کوچک‌تر کرده تا نمود بهتر و قابلیت تفسیر بهتری داشته باشد.





شکل ۱۱: جهت وزش باد در تراز ۱۰۰۰، (الف) زمستان، (ب) بهار، (ج) تابستان، (د) پاییز و جهت وزش باد

در تراز ۸۵۰، (ه) زمستان، (و) بهار، (ز) تابستان، (ح) پاییز

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۲

براساس نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، فصل زمستان و پاییز از الگوی شبیه به هم برخوردارند. فصل زمستان باد شمالی بسیار ضعیفی مشاهده می‌شود، اما در فصل پاییز شدت وزش باد نسبت به فصل زمستان بیشتر است. با این حال همچنان ضعیف است. در بخش‌های مرکزی باد شمالی و در شمال خلیج فارس جهت شمال غربی پیدا می‌کند (شکل ۱۱، الف و د).

در فصل زمستان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جهت باد کاملاً غربی است. در خوزستان و ایلام و بخش شمال شرقی عراق، باد غربی با برخورد به رشته کوه زاگرس به سمت شمال منحرف شده و جهت جنوب به شمال به خود می‌گیرد. در فصل پاییز نیز همین الگو حاکم است (شکل ۱۱، ه؛ ج).

الگوی وزش باد در فصل بهار و تابستان شبیه به هم است. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در فصل بهار جهت باد شمال غربی است که در فصل تابستان فراگیرتر شده و شدت بیشتری دارد (شکل ۱۱، ب؛ ج). در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در فصل بهار در شمال مدار ۳۵ درجه باد غربی است، اما در جنوب این مدار باد جهت شمال غربی به خود می‌گیرد و در نزدیکی مرز ایران و شمال خلیج فارس شدت آن بیشتر می‌شود. طی فصل تابستان در شمال مدار ۳۵ درجه نیز باد شمال غربی مشاهده می‌شود هرچند شدت آن ضعیف است و به سمت شمال خلیج فارس به شدت بر تندی آن افزوده می‌شود. در این فصل تمام عراق به جز محدوده کوهستانی شمال شرق عراق در استان‌های سلیمانیه، اربیل و دهوک تحت سیطره باد شمال غربی است. این باد در مرز عربستان جهت شمالی دارد (شکل ۱۱، و؛ ز).

نتیجه

باد شمال یکی از رویدادهای جوی مهم منطقه خاورمیانه و عراق است که در دوره گرم سال فعال شده و موجب رخداد توفان‌های گرد و غبار در منطقه می‌شود. این رویداد جوی مهم از زوایای گوناگون توسط پژوهشگران مورد واکاوی قرار گرفته است. تأکید اکثر این پژوهش‌ها بر محوریت تأثیر باد شمال بر رخداد گرد و غبار در منطقه بوده است و بعضاً به صورت موردی، واکاوی شده است. در این پژوهش با رویکرد اقلیم‌شناسی به بررسی باد شمال پرداخته شد و داده‌های بلندمدت فشار تراز دریا مبنا قرار گرفت. به کمک تحلیل مؤلفه اصلی الگوهای زمانی از الگوهای مکانی تفکیک و سهم هریک از مؤلفه‌ها در بیان تغییرات فشار تراز دریا، مشخص شد. مؤلفه اول به تنهایی ۸۴ درصد پراش

فشار تراز دریا را تبیین می‌کند. پراکنش مکانی این مؤلفه استقرار الگوی کم‌فشار در منطقه خلیج فارس و حاکمیت الگوهای پرفشار در ارتفاعات زاگرس، کوه‌های قفقاز و اروپای شرقی است. شیو فشار حاصل از این کانون‌های فشار، باد شمال تابستانه در منطقه خاورمیانه و عراق را شکل می‌دهد که با نتایج کار یو و همکاران، ۲۰۱۶ مطابقت دارد. بازه زمانی حاکمیت باد شمال تابستانه در دوره گرم سال از ماه مه تا سپتامبر است. مؤلفه دوم تبیین‌کننده باد شمال زمستانه است و ۱۲ درصد تغییرات فشار تراز دریا را تبیین می‌کند. پراکنش مکانی این مؤلفه، استقرار الگوی کم‌فشار بر دریای سرخ و الگوی پرفشار بر کوه‌های زاگرس و قفقاز را نشان می‌دهد. این مؤلفه از اوایل ماه مه تا اواخر سپتامبر خاموش است و در بقیه ماه‌ها موجودیت دارد. دسته‌بندی زمانی فشار تراز دریا به کمک واکاوی خوشه‌ای، تعیین زمان فعالیت باد شمال را امکان‌پذیر ساخت و سه الگوی تابستانه، زمستانه و حد واسط شناسایی شد. الگوی تابستانه از اوایل ژوئن تا اواخر آگوست به طول می‌انجامد و منطبق بر دوره اوج فعالیت باد شمال تابستانه است. حمیدی و همکاران ۲۰۱۳ نیز به این موضوع اشاره کرده‌اند. الگوی زمستانه دوره‌ای یکپارچه است که از میانه اکتبر تا میانه مارس به طول می‌انجامد و در نهایت الگوی حد واسط، بازه زمانی بین دوره زمستانه و تابستانه است. دسته‌بندی مکانی فشار تراز دریا به کمک واکاوی خوشه‌ای، الگوی کلی استقرار سامانه‌های فشار را آشکار ساخت. براین اساس سه منطقه کم‌فشار با میانگین فشار ۱۰۱۰ که محدوده فعالیت کم‌فشار خلیج فارس است؛ منطقه پرفشار با میانگین فشار ۱۰۱۶ که بیشتر بخش‌های شمالی و غربی منطقه را شامل می‌شود و بخش حایل با متوسط فشار ۱۰۱۳ که بین منطقه کم‌فشار و پرفشار رد و بدل می‌شود، شناسایی شد. نقشه پهنه‌بندی مکانی الگوی فشار تراز دریا نشان می‌دهد که وزش باد شمال تحت تأثیر شیو فشار کانون‌های فشار شمالی (ترکیه دریای سیاه) و غربی (مدیترانه، شمال آفریقا-عربستان) قرار دارد که باعث می‌شود شار هوا از سمت شمال غرب به سمت جنوب شرق و در امتداد زاگرس به حرکت درآید. واکاوی نقشه‌های پراکنش جهت باد ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ نشان داد که الگوی وزش باد در ماه‌های نوامبر، دسامبر، ژانویه، فوریه، مارس و آوریل شبیه به هم است. در نقشه تراز ۱۰۰۰ باد شمال بسیار ضعیف رؤیت می‌شود و در تراز ۸۵۰ نیز باد ضعیف، اما غربی حاکم است. در خوزستان و ایلام و بخش شمال شرقی عراق، باد غربی با برخورد به رشته‌کوه زاگرس به سمت شمال منحرف شده و جهت جنوب به شمال به خود می‌گیرد. در ماه مه، سازوکار وزش باد شمال تابستانه فعال می‌شود و در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در امتداد جلگه بین‌النهرین وزش باد از شمال غرب به سمت جنوب غرب مشاهده می‌شود. ماه ژوئیه اوج فعالیت باد شمال است. الگوی وزش باد در این ماه نیز شبیه ماه ژوئن و آگوست است با این تفاوت که اندکی بر شدت آن افزوده شده است. در نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، باد شمال در مرز سوریه، غربی است، اما در جنوب مدار ۳۵ درجه تغییر جهت داده و به سمت جنوب شرق متمایل می‌شود. در این نقشه محل استقرار رشته‌کوه زاگرس مشخص است که بدون وزش باد جلوه کرده است. این نشان می‌دهد که باد شمال در ترازهای پایین حرکت می‌کند و دیواره بلند رشته‌کوه زاگرس، در نتیجه واداشت‌های مکانیکی و گرمایی مانع گسترش باد شمال به بخش‌های داخلی ایران می‌شود و از سوی دیگر موجب هدایت آن به سمت شمال خلیج فارس می‌شود. این موضوع با نتایج کار صحرائی و همکاران، ۱۳۹۸؛ مفیدی و جعفری، ۱۳۹۰؛ حسنی و همکاران، ۱۳۹۴ و مفیدی و زرین، ۲۰۲۲ مطابقت دارد. در تراز ۸۵۰ نسبت به تراز ۱۰۰۰، شدت باد شمال بیشتر است؛ علاوه بر این باد شمال غربی کاملاً نمود بهتری دارد. در نهایت در ماه سپتامبر به‌طور چشمگیری از شدت وزش باد شمال کاسته می‌شود.

منابع

- Abdi Vishkaee, F., Flamant, C., Cuesta, J., Oolman, L., Flamant, P., & Khalesifard, H. R (2012). Dust transport over Iraq and northwest Iran associated with winter Shamal: A case study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D3).
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2011JD016339>
- Akbari, M., and M. Farahbakhshi (2016). Synoptic Analysis and Path Simulation of Severe Dust Storms (Case Study: Southwest Iran), *Journal of Geographic Space*, 16, 55, 273-291.
<http://geographical-space.iau-ahar.ac.ir/article-1-1803-en.html>
- Alijani, B (2002). *Synoptic Climatology*, Publisher : SAMT.
<https://samt.ac.ir/en/book/4766/synoptic-climatology>
- Al Senafi, F., & Anis, A (2015). Shamals and climate variability in the Northern Arabian/Persian Gulf from 1973 to 2012. *International Journal of Climatology*, 35(15), 4509-4528.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/joc.4302>
- Francis, D. B. K., Flamant, C., Chaboureaud, J.-P., Banks, J., Cuesta, J., Brindley, H., & Oolman, L (2017). Dust emission and transport over Iraq associated with the summer Shamal winds. *Aeolian Research*, 24, 15-31.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1875963716301458>
- Glejin, J., Kumar, V. S., Nair, T. B., Singh, J., & Mehra, P (2013). Observational evidence of summer Shamal swells along the west coast of India. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 30(2), 379-388.
https://journals.ametsoc.org/view/journals/atot/30/2/jtech-d-12-00059_1.xml
- Goudie, A. S., & Middleton, N. J (2006). *Desert dust in the global system*: Springer Science & Business Media.
<https://link.springer.com/book/10.1007/3-540-32355-4>
- Hamidi, M., M.R. Kavianpour, and Y. Shao (2013). Synoptic analysis of dust storms in the Middle East. *Asia-Pacific Journal of atmospheric sciences*. 49, 279-286.
<https://link.springer.com/article/10.1007/s13143-013-0027-9>
- Hamzeh, N. H., Karami, S., Kaskaoutis, D. G., Tegen, I., Moradi, M., & Opp, C (2021). Atmospheric dynamics and numerical simulations of six frontal dust storms in the Middle East region. *Atmosphere*, 12(1), 125.
<https://www.mdpi.com/2073-4433/12/1/125>
- Hasani, S., A. Mofidi and A. Zarin (2015). Investigating the Structure of the North Wind and the Resulting Dust with the Application of the RegCM Climate Model, Iranian National Meteorological Conference, Yazd University.
https://jneh.usb.ac.ir/article_3969_en.html
- Irvin, P. A (2009). Wind engineering challenges of the new generation of super-tall buildings, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 97, 328-334.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0167610509000348>
- Li, Y., & Sadr, R (2023). Atmospheric Turbulent Characteristics under Summer Shamal in Coastal Qatar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, e2022JD037971.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2022JD037971>
- Masoodian, S.A (2020). Analysis of frequency distribution of land surface temperature with MODIS Aqua data. *Geography and Development*, 60, 21-30.
https://gdij.usb.ac.ir/article_5639.html?amp;lang=en&lang=en
- Membery, D (1983). Low level wind profiles during the Gulf Shamal. *Weather*, 38(1), 18-24.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/j.1477-8696.1983.tb03638.x>
- Middleton, N (1986). A geography of dust storms in South-west Asia. *Journal of Climatology*, 6(2), 183-196.

- Mohammadpour, K., Sciortino, M., Kaskaoutis, D. G., & Rashki, A (2022). Classification of synoptic weather clusters associated with dust accumulation over southeastern areas of the Caspian Sea (Northeast Iran and Karakum desert). *Aeolian Research*, 54, 100771.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1875963722000015>
- Mofidi, A., and S.Jafari (2012). The Role of Regional Atmospheric Circulation over the Middle East on the Occurrence of Summer Dust-storms in Southwest Iran, *Geographical Studies of Arid Zones*, 2, 1, 1-26.
https://jargs.hsu.ac.ir/article_161284.html
- Mofidi, A (2017). The Role of Zagros Mountains in the Formation and Evolution of Shamal Wind and its induced Dusts over the Middle East, 5 th National Conference of Iranian Association of Geomorphology(Geomorphology and environment Challenges), Mashhad, Iran.
<https://www.symposia.ir/GEO005>
- Mofidi, A., Zarrin, A (2022). On the existence of summer Shamal wind induced by the Zagros Mountains in the Middle East. *Geophysical Research Letters*, 49(18), e2022GL100151.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2022GL100151>
- Mostafaeipour, A (2010). Feasibility study of offshore wind turbine installation in Iran compared with the world, *Renewable and Sustainable Energy Rev.*, 14, 1722–1743.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1364032110000948>
- Namdari, S., Karimi, N., Sorooshian, A., Mohammadi, G., & Sehatkashani, S (2018). Impacts of climate and synoptic fluctuations on dust storm activity over the Middle East. *Atmospheric environment*, 173, 265-276.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1352231017307616>
- Notaro, M., Alkolibi, F., Fadda, E., & Bakhrjy, F (2013). Trajectory analysis of Saudi Arabian dust storms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(12), 6028-6043.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/jgrd.50346>
- Notaro, M., Yu, Y., & Kalashnikova, O. V (2015). Regime shift in Arabian dust activity, triggered by persistent Fertile Crescent drought. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(19), 10,229-210,249.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2015JD023855>
- Ranjbar Saadatabadi, A., Hossein Hamzeh, N., Chel Gee Ooi, M., Kong, S. S.-K., & Opp, C (2022). Investigation of Two Severe Shamal Dust Storms and the Highest Dust Frequencies in the South and Southwest of Iran. *Atmosphere*, 13(12), 1990.
<https://www.mdpi.com/2073-4433/13/12/1990>
- Rao, P. G., Hatwar, H., Al-Sulaiti, M. H., & Al-Mulla, A. H (2003). Summer shamals over the Arabian Gulf. *Weather*, 58(12), 471-478.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/wea.6080581207>
- Rao, P. G., Al-Sulaiti M., Al-Mulla, AH(2001). Winter Shamals in Qatar Arabian Gulf. *Weather* 56(12):444-451.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/j.1477-8696.2001.tb06528.x>
- Rashki, A., Kaskaoutis, D., Mofidi, A., Minvielle, F., Chiapello, I., Legrand, M., ... Francois, P (2019). Effects of Monsoon, Shamal and Levar winds on dust accumulation over the Arabian Sea during summer–The July 2016 case. *Aeolian Research*, 36, 27-44.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1875963718301186>
- Shahabi, H., Safarrad, T., Hashim, M., & Al-Ansari, N (2023). Satellite-Synoptic Monitoring of Dominant Dust Entering Western Iran. *Journal of Sensors*, 2023.
<https://www.hindawi.com/journals/js/2023/3069921/>
- Sahraei, J., Mobarak Hassan, E., Mohammadi, N (2019). The Effect of the Zagros Mountain Range on Transporting Iraqi Dust to Western Iran using the WRF/Chem Model. *Journal of Geography and Environmental Hazards* . (4), 8, 119-134, 119-134.
https://geoeh.um.ac.ir/article_33847_en.html?lang=fa

Sedaghat, M., Hajimohammdi, H (2019). Investigation of The Persian Trough and North Wind Roles in Intensifying Warm Period Extensive Dust Storm in western Iran. *Journal of Natural Environmental Hazards*. (21), 8, 93-110.

https://jneh.usb.ac.ir/article_3969_en.html

Shao, Y (2001). A model for mineral dust emission. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D17), 20239-20254.

<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001JD900171>

Walters, K (1990). The Persian Gulf Region, a climatological study Technical report, United States Air Force, Asheville, NC.

<https://irp.fas.org/doddir/usmc/gulfclimate.pdf>

Yu, Y., Notaro, M., Kalashnikova, O. V., & Garay, M. J (2016). Climatology of summer Shamal wind in the Middle East. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(1), 289-305.

<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2015jd024063>

Yu, Y., Notaro, M., Liu, Z., Wang, F., Alkolibi, F., Fadda, E., & Bakhrjy, F (2015). Climatic controls on the interannual to decadal variability in Saudi Arabian dust activity: Toward the development of a seasonal dust prediction model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(5), 1739-1758.

<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2014JD022611>

