Changes of Precipitation Regime of the Iranian Coast of Caspian Sea (ICCS)

Hosein Asakereh[1*], Nasrin Varnaseri Ghandali [2]

1- Professor of Climatology, University of Zanjan
2- Ph.D in Climate Changes, University of Zanjan

Asakereh, H & Varnaseri Ghandali, N. (2021). [Changes of Precipitation Regime of the Iranian Coast of Caspian Sea (ICCS)]. *Geography and Development,* 19 (64), 115-142.

doi: http://dx.doi.org/10.22111/J10.22111.2021.6322

Received:24/11/2020
Accepted :08/02/2021

ABSTRACT

In current study, the daily data of 385 stations under Meteorological Organization and the Ministry of Energy's supervision have been used for the period of 2016-1966. Precipitation regime and its changes of the Iranian Coast of Caspian Sea (ICCS) were studied. At first these stations are used in order to create maps with a spatial resolution of 3 × 3 km and the general characteristics of the monthly and annual precipitation were depicted. Then, to determine the precipitation regime and its changes, the seasonal index of precipitation was studied for the whole under investigation period and also the seasonal indices were estimated for the previous five decades. The results showed the monthly precipitation coefficient of variation (CV) indicates that with seasonal changes from winter to spring, precipitation changes in the ICCS is declining, whilst the changes in seasonal precipitation from summer to autumn increased rapidly. The most variability in CV of monthly precipitation has happened in the coastline of ICCS, which indicate a noticeable instability of the precipitation season in these areas. The increasing distance from coastline, the decreasing of CV is taking place; the minimum CV is seen in the southern parts of the Caspian Sea (The Alborz Chain). This suggests a small difference in rainfall over the course of the months. In other words, they indicate the activity of various perceptible systems in these areas and the continuity of the precipitation season. The seasonal precipitation index of the ICCS indicates three types of precipitation regime. The lowest spatial extent is related to the "Very equable" precipitation regime, which is seen in small parts of the Alborz heights. The most extensive regime for a "Equable with a definite wetter season". This precipitation regime observed in the east and west regions of the Caspian Sea. The third regime, which is "Rather seasonal with a short drier season", covers the Caspian Sea coastline, parts of the Talesh heights, and a small part of the eastern region. The results of the study of the changes in the ICCS's precipitation regime over the last five decades indicate that the lowest spatial extent of the precipitation regime is related to a "Very equable" regime. That is seen in small parts of the Alborz heights. The area under this regime, except in the fourth decade (1995-2005), has been significantly reduced. The vast majority of the ICCS has a steady precipitation regime over a period of five decades with a wetter season. This regime is seen in the east and west of the region and south of the Caspian Sea. With the advancement of the recent decades, the scope of this regime has increased and the share of the other two regimes is reduced. The mainly seasonal regime is seen "Rather seasonal with a short drier season", on the coastline of the Caspian Sea, parts of the Talesh heights and parts of the eastern region. It is worth noting that the modest changes in this regime are in the eastern part of the region. In general, it can be said that this periodic diet has a fluctuation behavior of decrease, increase, decrease, increase, respectively.

Keywords:
Precipitation Regime, Precipitation Regime Change, Seasonal Index, Caspian region.

Extended Abstract

1- Introduction

Precipitation as one of the most important factors determining the climate of any geographical region has a significant impact on urban and rural planning, industry, architecture, agriculture, etc. During the recent decades, this climate element has experienced variations in its temporal and spatial distributions resulting in some changes in its characteristics in numerous regions of the world. One of the characteristics of precipitation affected by the variability of climate change is its temporal distribution (regime) (Asakereh, 2010: 63). This includes all the characteristics and features of precipitation in relation to its distribution throughout the year. Therefore, the monthly and seasonal distribution of precipitation is called the "precipitation regime" (Reiser and Kutiel, 2007: 102). Understanding any changes in the temporal distribution of precipitation is important not only in terms of climatological aspect but also in terms of

***Corresponding Author:**
Hosein Asakereh
Address: Department of Climatology
University of Zanjan
Tel: +98 (9122416658)
E-mail: asakereh@znu.ac.ir

economic-agricultural planning (Asakereh, 2010: 63). Altering the onset of precipitation can have a number of consequences such as environmental imbalances, extreme values such as drought and floods, water imbalances, desertification, severe groundwater depletion, unstable ecological conditions, degradation of renewable natural resources and ultimately difficulty in managing and planning process of water resources, (ShiftehSome'e and et al, 2012: 3; Duhan and Pandey, 2013: 138). Accordingly, for effective management of the existing water resources and for the climate-based economy in any region, especially in areas where economic activities depend on precipitation, it is necessary to examine any changes in precipitation regime. Therefore, in the current study, attempts were made to turn the spotlight on Caspian region to detect its temporal changes in precipitation as little research, if any, has been conducted to examine its precipitation regime.

2-Methods and Material

In the current study, the daily data of 385 stations under Meteorological Organization and the Ministry of Energy's supervision have been used for the period of 1966-2016 (51 years). Precipitation regime of the Iranian Coast of Caspian Sea (ICCS) and its changes were studied. At first these stations were adopted in order to create maps with a spatial resolution of 3×3 km and the general characteristics of the monthly and annual precipitation were depicted. Then, to determine the precipitation regime and its changes, the seasonal index of precipitation was studied for the whole intended period. Further, the seasonal indices were estimated for the previous five decades.

3-Results and Discussion

The results showed that the mean of annual precipitation was higher on the coastline, especially in the southwest of the Caspian Sea, while it decreased as it passed the coast. In the southwest parts of the Caspian Sea, the maximum precipitation occurred in the autumn. At Alborz Highlands, the maximum precipitation occurred in winter and the maximum event was recorded in autumn and the minimum precipitation was observed over the summer season. The monthly precipitation coefficient of variation (CV) indicated that with seasonal changes from winter to spring, precipitation changes in the ICCS declined, whilst the changes in seasonal precipitation from summer to autumn increased rapidly. The most variability in CV of monthly precipitation (60 to 70 percent) occurred in the coastline of ICCS, which indicates a noticeable instability of the precipitation season in these area. The lowest values of CV (15%-30%) has happened off the coastline of ICCS, in the Alborz Chain). This suggests a small difference in rainfall over the course of the months in this region. In other words, it indicates the activity of various perceptible systems in these areas and the continuity of the precipitation season. The seasonal precipitation index of the ICCS indicates three types of precipitation regime. The lowest spatial extent (6.28%) is related to the "Very equable" precipitation regime, which was observed in small parts of the Alborz heights, the most extensive regime for an "Equable with a definite wetter season". This precipitation regime, which includes 76.13% of the ICCS, was observed in the east and west regions of the Caspian Sea. The third regime (13.25% of the area of the under study region), which is "Rather seasonal with a short drier season", covers the Caspian Sea coastline, parts of the Talesh heights, and a small part of the eastern region. The results of the study of the changes in the ICCS's precipitation regime over the last five decades indicated that the lowest spatial extent of the precipitation regime is related to a "Very equable" regime (in small parts of the Alborz heights). The area under this regime, except in the fourth decade (1995-2005), was significantly reduced. The vast majority of the ICCS had a steady precipitation regime over a period of five decades with a wetter season. This regime was observed in the east and west of the region and in the south of the Caspian Sea. Over the recent decades, the proportion of this regime has increased and the proportion of the other two regimes has reduced. The major precipitation regime overcome on coastline of Caspian Sea, parts of Talesh heights, and eastern of ICCS is "Rather seasonal with a short drier season". It is noticeable that the main changes in this regime occurred in the eastern part of the region. Generally, it can be stated that the periodic behavior has a fluctuation of decrease-increase-decrease-increase in successive over the decades under study.

4-Conclusion

Generally, it can be argued that the existence of three types of precipitation and its changes indicate the presence and activity of different synoptic and local systems in ICCS. More specifically, the unique geographical location, especially its proximity to the Caspian Sea, the establishment of high mountain regions in the south and the complex topography with the constant movements of the westerly winds led to this complexity (JanbazGhobadi and et al., 2011: 23). Further, the expansion of Siberian high and the southern expansion of Iceland low can also be of utmost importance in the western parts of the Caspian region (Masoudian, 2011: 22 and Qashqaei, 1996: 73-74). Moreover, the Black Sea high and the Mediterranean low also have an impact on the amount of precipitation in the eastern parts of the region (Halabian and et al., 2016: 37; Alijaniand et al., 2008: 47).

Keywords: Recipitation Regime, Precipitation RegimeChange,Coefficient of Variation of monthly, Seasonal Index, Caspian region.

5-References

- Babaei Fini, Umme Salame and Fattahi, Ibrahim. (2004). Classification of precipitating synoptic patterns on the shores of the Caspian Sea, Natural Geography Research. Year 46. Number 1. PP 19-42. https://jphgr.ut.ac.ir/article_50617.html
- Babaian, Iman. (2001). Investigation of flood pattern of summer 2001 in Golestan and North Khorasan provinces, Scientific Bulletin of Climatology Center. No. 5. PP. 24-43. https://www.sid.ir/fa/journal/JournalListPaper.aspx?ID=16273
- Pishvaei, Mohammad Reza; Ansari Basir, Armaghan and Ismailzadeh, Farid (2006). Evaluation of seasonal rainfall regime and its changes in Iran using harmonic method, Iranian Water Resources Management Conference. PP. 1-8. https://www.sid.ir/Fa/Seminar/ViewPaper.aspx?ID=11187
- Janbaz Ghobadi, Gholamreza; Mofidi, Abbas and Zarrin, Azar. (2011). Identification of synoptic patterns of heavy winter rainfall on the southern shores of the Caspian Sea, Journal of Geography and Environmental Planning. Year 22. Serial Issue 42. PP.23-40. https://gep.ui.ac.ir/article_18492.html
- Jahanbakhsh, Saeed and Karami, Fariba. (1999). Synoptic analysis of the effect of Siberian hypertension on precipitation on the southern shores of the Caspian Sea, Journal of Geographical Research. Nos. 55 and 54. PP. 107-131. http://georesearch.ir/article-1-403-fa.html
- Hosseini, Seyed Mohamad (2014). Synoptic Analysis of Black Sea High Pressure and Its Role in Temperature and Rainfall Changes in Iran, PhD Thesis in Natural Geography, Climatology. University of Esfahan. Faculty of Geographical Sciences and Planning. Natural Geography Group. https://lib.ui.ac.ir/inventory/3/11756.htm
- Halabian, Amir Hossein; Dehghanpour, Alireza and Ashouri Ghaleh Roudkhani, Zeinab. (2016). Synoptic analysis of marginal and pervasive precipitation on the eastern shores of the Caspian Sea, geography and environmental hazards. No. 19. PP.37-57. https://geoeh.um.ac.ir/index.php/article_30090.html
- Khosravi, Mahmoud; Javadani Khalifa, Nasser and Mohammadnia Qaraei, Sohrab. (2003). Assessing the adaptation of Mashhad temperature series with changes and fluctuations in global temperature, the third regional conference and the first national conference on climate change. Esfahan. https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=175268
- Khoshal Dastjerdi, Javad. (1997). Analysis and presentation of synoptic climatological models for precipitation of more than one hundred millimeters on the southern shores of the Caspian Sea, PhD thesis in natural geography. Tarbiat Modares University.https://jgrd.um.ac.ir/article/view/33472/article_33405.html
- Khoshkish . Assadollah. (2017). Effects of Global Warming on the Siberian Hypertensive System and Its Role on Temperature and Rainfall Fluctuations in Iran, Ph.D. Thesis in Climate Change. University of Lorestan. Faculty of Literature and Humanities. geography group. https://lib.ui.ac.ir/inventory/3/11756.htm
- Rahimzadeh, Fatemeh; Hedayat Dezfuli, Akram and Pour Asgharian, Arezoo. (2011). Evaluation of trend and direction of temperature and precipitation limit indices in Hormozgan province, Geography and Development Quarterly. No. 21. PP.97-116. https://gdij.usb.ac.ir/article_583.html
- Saligheh Mohammad; Naserzadeh, Mohammad Hossein and Chehreh Ara, Tahmineh. (2016). Investigating the Relationship between NCPI and CACO Indices with All-Inclusive Autumn Precipitation, South Caspian Coast, Journal of Applied Research in Geographical Sciences. Year 16. No. 4. PP. 217- 238. https://jgs.khu.ac.ir/article-1-2719-fa.pdf
- Asakereh, Hussein and Razmi, Rabab. (2011). Changing the precipitation regime in northwestern Iran, Journal of Climatological Research. Year 2. Nos. 7 and 8. PP. 99-114. https://georesearch.ir/article-1-421-fa.pdf
- Asakreh, Hussein. (2010). An Analysis of the Change of Precipitation Regime in Zanjan Province, Newar Scientific and Technical Journal. No. 71-70.PP.63-76. http://nivar.irimo.ir/article_13230.html

- Askareh, Hussein (1390). Fundamentals of Statistical Climatology, Zanjan University Press,Vol. 2, Zanjan. http://www.znu.ac.ir/members/books/asakereh-hossein
- Asakereh, Hussein; Biranvand, Azar; Fattahian, Mukhtar and Shadman, Hassan. (1997). Analysis of the trend of river displacement and subtropical high pressure over the Middle East and its relationship with Iran's climate, Quarterly Journal of Geographical Space. Year 17. No. 58. PP. 303-315. http://geographical-space.iau-ahar.ac.ir/browse.php?a_id=1392&sid=1&slc_lang=fa
- Askareh, Hussein; Ghaemi, Houshang and Fattahian, Mukhtar. (2016). Climatology of the northern border of the subtropical high pressure plateau on Iran, Journal of Climatological Research. Year 7. Nos. 25 and 26. PP. 21-32. http://clima.irimo.ir/article_42067.html
- Alijani, Behlool. (2008). Iranian Climate, Payame Noor University Press, 8th Edition, Tehran.
- Alijani, Behlool. Mohammadi, Hossein and Bigdeli, Atosa. (2007). The role of pressure patterns in precipitation on the southern shores of the Caspian Sea, Geographical Quarterly.Year.4.No.16.PP. 37-52. https://sarzamin.srbiau.ac.ir/article_5855.html
- Alijani, Behlool. (1993). Mechanisms of rainfall in Iran, Journal of the Faculty of Literature and Humanities. No. 1, PP.85-101. https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=20829
- Alijani, Behlool. (2006). Synoptic Climatology, Samt Publications, Second Edition, Tehran.
- Alizadeh, Amin. (2007). Principles of Applied Hydrology, Imam Reza University Press, Mashhad.
- Ghayyur, Hassan Ali; Masoudian, Seyed Abolfazl; Azadi, Majid and Nouri, Hamid. (2011). Temporal and spatial analysis of precipitation events on the southern shores of the Caspian Sea, Quarterly Journal of Geographical Research. Year 25. Number 100. PP.1-30. https://journals.ui.ac.ir/article_17881_46b45fe6543e41d1da74615415eb0f08.pdf
- Ghaemi, Houshang; Zarrin, Azar; Azadi, Majid and Farajzadeh Asl, Manouchehr. (2007). Analysis of High Pressure Subtropical Spatial Pattern on Asia and Africa, Humanities Teacher Quarterly. Volume 13. Number 1. PP. 219-245. https://hsmsp.modares.ac.ir/article-21-8891-fa.html
- Qashqaei, Qasim (1996). Investigation of the effect of Siberian meteor shower on autumn rainfall on the southern shores of the Caspian Sea, M.Sc. Thesis in Natural Geography. Tarbiat Moalem University.
- Kaviani, Mohammad Reza and Asakereh, Hossein. (2007). Statistical study of the long-term trend of annual rainfall in Isfahan. Journal of Research, University of Isfahan, No. 1, PP. 143-162. https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=60513
- Mohammadnejad, Alireza; Ahmadi Givi, Farhang and Irannejad, Parviz. (2009). The Effect of Annual Oscillation Periods of Subtropical and Siberian High Pressure Belts on Mediterranean Rotation and Precipitation in Iran, Journal of Earth and Space Physics. Volume 35. Number 4. PP. 115-130. https://jesphys.ut.ac.ir/article_21448.html
- Moradi, Hamid Reza. (2004). The role of the Caspian Sea in the rainy conditions of the northern coasts of the country, Iranian Journal of Marine Science and Technology. Volume 3. Number 3-2. PP. 77-87. https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?id=54624
- Masoudian, Seyed Abolfazl. (2011). Iranian Climate, Sharie Toos Publications, First Edition, Mashhad. https://www.adinehbook.com/gp/product/9648557282
- Mofidi, Abbas; Zarrin, Azar and Karkane, Meysam. (2014). Investigation of barley circulation pattern during dry and wet periods on the southern shores of the Caspian Sea, Iranian Journal of Geophysics. Volume 8. Number 1. PP. 140-176. http://www.ijgeophysics.ir/article_33538.html
- Zavareh Nasaji, Mojtaba; Khorshid Doost, Ali Mohammad; Rasooli, Ali Akbar and Seljukh, Ali. (2016). Analysis of temperature and precipitation changes using Q. https://jrwm.ut.ac.ir/article_61514.html
- Alexandersson, H (1986). A Homogeneity Test Applied to precipitation data, Journal of Climatology. Volume 6. Issue 6. PP.661- 675. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3370060607
- Archer, C.L. and Caldeira, K (2008). Historical trends in the jet Streams, Atmospheric Science. Volume 35. Issue 8. PP.1-6. https://iri.columbia.edu/~blyon/REFERENCES/P4.pdf
- Burt.T.P and Horton, B.P (2007). inter-decadal variability in daily rainfall Durham (UK) since the 1850s, International Journal of climatology. Volume 27. Issue 7. PP. 945-956. https://earth.sas.upenn.edu/content/inter-decadal-variability-daily-rainfall-durham-uk-1850s
- Fumiaki, F., Yamazaki, N., Kobayashi, K., Nakamigawa, H (2007). Long Term Changes of Temperature Extremes and Day-Today Variability in Japan, Meteorology & Geophysics.Issue 58.PP.63-72. https://www.jstage.jst.go.jp/article/mripapers/58/0/58_0_63/_article/

- Haghton, J.T., Y.Ding, D.J.Griggs ,M. Noguer, P.J. van der Linden, X .Dai, K, Maskell , and C. A. Johnson ,Eds (2001). Climate change 2001: The scientific basis, Cambridge University Press. P.881. https://www.un.org/en/climatechange
- Hudson, R.D (2012). Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010, Atmos Chem Phys. No 12. PP. 7797-7808. https://acp.copernicus.org/preprints/11/31067/2011/acpd-11-31067-2011.pdf
- Jacobeit, J (1987). Variations of trough position and precipitation patterns in the Mediterranean area, Journal Climate. Vol 7. PP.453-476 . https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4101132
- Jun-Ichi, Hamada, Yamanaka,Manabu .D, Matsumoto, Jun. Fukao, Schoichiro. Winarso, Paulus. Agus and Sribimawati, Tien (2002). Spatial and Temporal Variations of the Rainy Season over Indonesia and their Link to ENSO, Journal of Meteorological Society of Japan. Vol 80. No 2. PP.285-310. https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/80/2/80_2_285/_article
- Khalili, A (1973). Precipitation patterns of Central Elburz, Theoretical and Applied Climatology. No 21(2). PP. 215-232. https://link.springer.com/article/10.1007/BF02243729
- Livada, D. N. Asimakopoulos (2005). Individual seasonality index of rainfall regimes in Greece, Clim Res. Vol 28. PP.155-161. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2005ClRes..28..155L/abstract
- Lucas, Christopher. Timbal, Bertrand and Nguyen, Hanh (2014). The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies, Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. Vol 5. PP. 89-112. https://wires.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wcc.251?systemMessage=Wiley+Online+Library+will+have+intermittent+access+on+8th+August+2015+from+10%3A00-16%3A00+BST+%2F+05%3A00-11%3A00+EDT+%2F+17%3A00-23%3A00+SGT+for+essential+maintenance.++Apologies+for+the+inconvenience.
- New M, Todd M., Hulme M, Jones PD (2001). Precipitation Measurements and Trends in the Twentieth Century, International Journal of Climatology. PP.89-106. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.680
- Panagiotopoulos,F., Shahgedanova, M. & Stehenson, D (2005). Observed Trend and Teleconections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action,Journal of climate. Vol 18.No.2.PP.1411-1422. https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/18/9/jcli3352.1.xml
- Pavia, E. G (2008). Annual and Seasonal Surface Air Temperature Trends in Mexico, International Journal of Climatology. No 29. 1324-1329. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1787
- Ramos. M. C (2001). Rainfall distribution patterns and their change over time in a Mediterranean area, Theor Appl Climatol. No 69. PP. 163-170. https://link.springer.com/article/10.1007/s007040170022
- Sahsamanoglou, H. S. Makrogiannis, T. J and Kallimopoulos, P. P (1991). Some aspects of the basic characteristics of the Siberian anticyclone, International Journal of Climatology. No 11(8). PP.827-839. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3370110803
- Scott, C.M and Shulman, M. D (1979). An areal and temporal analysis of precipitation in the northern United States, Journal of Applied Meteorrology. Vol 18. PP. 627-633. https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/18/5/1520-0450_1979_018_0627_aaatao_2_0_co_2.xml
- Sumner,G (1988). Precipitation Process and Analysis, John Wiley & Sons Ltd. UK. PP.368. https://www.amazon.com/Precipitation-Analysis-Graham-N-Sumner/dp/0471905348
- Tan, K. Ch (2017). Trends of rainfall regime in Peninsular Malaysia during northeast and southwest monsoons, Journal of Physics: Conf. Series 995. PP.1-8. https://www.researchgate.net/publication/260146047_Trends_in_Peninsular_Malaysia_Rainfall_Data_During_the_Southwest_Monsoon_and_Northeast_Monsoon_Seasons_1975-2004
- Trigo R, Zoplaki E, et al (2006). Relations between Variability in the Mediterranean Region and Mid-latitude Variability, In Chapter 3 of Mediterranean Climate Variability, Lionello P, MalanotteRizzoli P., Boscolo R(eds). Elsevier Developments in Earth & Environmental Sciences, 4: Amsterdam, 179-226. https://www.elsevier.com/books/mediterranean-climate-variability/lionello/978-0-444-52170-5
- Trigo, I. F., Davies, T. D., and Bigg, G. R (2000). Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones, Geophys. Res. Lett. Vol 27. PP.2913-2916. https://www.semanticscholar.org/paper/Decline-in-Mediterranean-rainfall-caused-by-of-Trigo-Davies/d7276571a19b3bf6b04dd611e587c1e3233b871e

- Turkesh, M., Sumer, M. U., Demir, S (2002). Re-Evaluation of Trends and Changes in Mein, Maximum and Minimum Temperature of Turkey for the Period 1929-1999, International Journal of Climatology. No 22. PP. 1334-1346. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.777
- Ye. H and Cho. H. R (2001). Spatial and temporal characteristics of intraseasonal oscillation of precipitation over the United States, Theor. Appl.Climatol. No 68. PP.51-66. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.2146
- Zappa, G., Shaffrey, L.C., Hodges, K.I., Sansom, P.G and Stephenson, D. B (2013). A multimodel assessment of future projections of North Atlantic and European extratropical cyclones in the CMIP5 climate models, J Clim. No 26. PP.5846-5862. https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/26/16/jcli-d-12-00573.1.xml
- Zappa, G., Hawcroft, K. M., Shaffrey, L., Black, E and Brayshaw, J.D (2015). Extratropical cyclones and the projected decline of winter Mediterranean precipitation in the CMIP5 models, Clim Dyn. No 45. PP.1727-1738. https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-014-2426-8.

بررسی تغییر رژیم بارش ناحیۀ خزری

دکتر حسین عساکره[1]*، نسرین ورناصری قندعلی[2]

جغرافیا و توسعه، شمارۀ ۶۴، پاییز ۱۴۰۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۰۴
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۰
صفحات : ۱۴۲- ۱۱۵

واژه‌های کلیدی:
رژیم بارش، تغییرات رژیم بارش، نمایۀ فصلی، ناحیۀ خزری.

چکیده

در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های روزانه، ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازۀ زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ رژیم بارشی ناحیۀ خزری و تغییرات آن مورد بررسی قرار گرفت. در ابتدا نقشه‌های بارش روزانه با تفکیک مکانی ۳×۳ کیلومتر ایجاد شد و مشخصات عمومی بارش ماهانه و سالانه با استفاده از شگردهای ترسیمی واکاوی شد. به‌منظور شناسایی رژیم بارش و تغییرات آن، نمایۀ فصلی بارش برای کل دورۀ آماری مورد مطالعه و پنج دهۀ اخیر برآورد شد. نتایج نشان می‌دهد ضریب تغییرات ماهانۀ بارش بیانگر این است که با تغییر فصل از زمستان به بهار، تغییرات زمانی-مکانی بارش در ناحیۀ خزری رو به کاهش است و با تغییر فصل از تابستان به پاییز، تغییرات زمانی-مکانی بارش سیر صعودی می‌یابد. بیشترین ضریب تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش در خط ساحلی دریای خزر است. این وضعیت گویای تغییرات فراوان ماه‌به‌ماه و نبود ثبات فصل بارشی در این مناطق است، با دورشدن از خط ساحلی ضریب تغییرات نیز به‌تدریج کاسته می‌شود؛ به‌طوری‌که کمینۀ آن در بخش‌هایی از جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) است. این امر گویای تفاوت کم بارش دریافتی طی ماه‌های مختلف سال است. به‌عبارتی نشانگر فعالیت سامانه‌های متنوع باران‌زایی یا حداقل تداوم سامانه‌های باران‌زا در این قبیل نقاط و ثبات فصل بارشی است. نمایۀ فصلی بارش ناحیۀ خزری بیانگر وجود سه نوع رژیم بارش است. کمترین وسعت مکانی مربوط به رژیم بارش یکنواخت است که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز دیده می‌شود. گسترده‌ترین رژیم بارشی مربوط به رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر است. این رژیم بارشی، در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر مشاهده می‌شود. رژیم سوم که به رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه مربوط است، خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش کوچکی از شرق ناحیه را پوشش می‌دهد. نتایج حاصل از بررسی تغییرات رژیم بارشی ناحیۀ خزری طی پنج دهۀ اخیر نشانگر این است که کم‌ترین وسعت مکانی رژیم بارش مربوط به رژیم یکنواخت است که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز مشاهده می‌شود. مساحت تحت پوشش این رژیم بارشی به استثنای دهۀ چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۵) کاهش چشم‌گیری داشته است. بخش اعظم ناحیۀ خزری طی پنج دهۀ اخیر دارای رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر اس. این رژیم بارشی در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر دیده می‌شود. به‌سمت دهه‌های اخیر بر گسترۀ تحت پوشش این رژیم بارشی افزوده و از سهم دو رژیم دیگر کاسته می‌شود. رژیم بارشی عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه‌تر، در خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌شود. تغییرات فراوان این رژیم بارشی در شرق ناحیه است. به‌طورکلی می‌توان گفت که این رژیم بارشی دارای رفتار تناوبی (کاهش-افزایش-کاهش-افزایش) است.

مقدمه

بارش یکی از متغیرترین عناصر دستگاه اقلیم است که همواره از این دستگاه تأثیر پذیرفته، بر آن نیز تأثیر می‌گذارد و مقدار آن در زمان و مکان پیوسته تغییر می‌کند *(غیور و همکاران، ۱۳۹۰: ۲)*. میانگین بارندگی در سطح کرۀ زمین بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ میلی‌متر تخمین زده شده‌است؛ اما تغییرات بارندگی در کرۀ زمین به نحوی است که برخی کویرها ممکن است در چند سال متوالی هیچ‌گونه بارندگی‌ای دریافت نکرده باشند. به‌طورکلی بارندگی بر روی اقیانوس‌ها زیاد بوده و با دورشدن از آن‌ها از مقدار بارندگی سالانه کاسته می‌شود *(علیزاده، ۱۳۸۶: ۱۶۵)*. پدیدۀ تغییر اقلیم یکی از پدیده‌های مؤثر بر توزیع زمانی و مکانی مشخصات بارش است. از مشخصات بارندگی که از تغییر اقلیم متأثر می‌شود، رژیم (توزیع زمانی) بارندگی است *(عساکره، ۱۳۸۹: ۶۳)*. رژیم بارش چگونگی بروز پدیدۀ بارش و ناهنجاری‌های رخداد آن در طی ماه‌های یک سال و تحت تأثیر این وردایی و ناهنجاری‌ها است. وجود تغییرات در روند نمایه‌های بارش فصلی در درازمدت حاصل تغییر رژیم بارش تحت تأثیر تغییرات اقلیمی است *(Sumner,1988: 386)*. بسیاری از فعالیت‌های اقتصادی (به‌ویژه فعالیت‌ها و مراحل مختلف‌کشاورزی) بر پایۀ رژیم‌بارندگی تنظیم‌می‌شود. دگرگونی رژیم بارش افزون بر اثرات اقتصادی، درآمد و عادات مرتبط با آن، می‌تواند اثرات قابل‌توجه زیست‌محیطی به‌جا گذارد. همچنین تغییر رژیم و

۱- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران (نویسنده مسئول) asakereh@znu.ac.ir
۲- دانشجوی دکتری تغییرات آب‌وهوایی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران nasrinvarnaseri@znu.ac.ir

توزیع زمانی بارش بر کمّیت و کیفیت منابع آب تأثیر غیرقابل‌انکاری به‌جا می‌نهد *(عساکره‌ورزمی،۱۳۹۰: ۱۰۰).* مطالعات بی‌شماری در زمینهٔ تغییرات بارش انجام گرفته که حاکی از تغییر مقدار و رژیم بارش در برخی نقاط و ثبات آن در نقاط دیگر است *(کاویانی و عساکره، ۱۳۸۴: ۱۴۵).* تحقیقات جدید نشان می‌دهد که تغییرات آب‌وهوایی در قرن بیستم توسط تغییرپذیری در مقیاس‌های زمانی و مکانیِ متفاوت توصیف می‌شود *(New et al, 2001: 102; Trigo, 2006: 221)*

تغییرات رژیم بارش مورد توجه بسیاری اقلیم‌شناسان جهان و ایران بوده‌است؛ برای مثال می‌توان به پژوهش‌های، اسکات و شولمن[۱] *(۱۹۷۹: ۶۳۳-۶۲۷)* در واکاوی تغییرات رژیم بارش فصلی جنوب اسلواکی؛ راموس[۲] *(۲۰۰۱: ۱۷۰-۱۶۳)* در مورد تغییرپذیری سال‌به‌سال بارش فصلی در منطقهٔ آلت‌پندز؛ پژوهش یو و چو[۳] *(۲۰۰۱: ۶۶-۵۱)* درخصوص تغییرات فصلی بارش در ایالات متحده؛ بررسی‌های جون-ایچی[۴] و همکاران*(۲۰۰۲: ۳۱۰-۲۸۵)* دربارهٔ تغییرات زمانی- مکانی بارش اندونزی و رابطهٔ آن با ال‌نینو- نوسانات جنوبی؛ پژوهش بورت و هورتون[۵] *(۲۰۰۷: ۹۵۶-۹۴۵)* درخصوص تغییرپذیری رژیم بارش دهه‌ای دورهام؛ مطالعهٔ تان[۶] *(۲۰۱۷: ۸-۱)* در بررسی روند رژیم بارش شبه‌جزیرهٔ مالزی؛ مطالعهٔ پیشوایی و همکاران *(۱۳۸۵: ۸-۱)* در بررسی تغییرات رژیم بارش ایران‌و نیز پژوهش عساکره *(۱۳۸۹: ۷۶-۶۳)* در تحلیل تغییر رژیم بارش در استان زنجان اشاره کرد. بارش در سواحل جنوبی دریای خزر به‌عنوان مهم‌ترین عنصر اقلیمی و پدیدهٔ جوّی از توزیع زمانی و مکانی پیچیده‌ای برخوردار است.موقعیت‌جغرافیایی منحصربه‌فرد این منطقه به‌ویژه قرارگیری آن بر جانب‌جنوبی دریای خزر، استقرار رشته‌کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیدهٔ همراه با جابه‌جایی مداوم پشته‌ها و ناوه‌های امواج غربی برروی منطقه، بروز چنین پیچیدگی‌ای را در ساختار بارش منطقه‌ای در پی داشته است *(جانباز قبادی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲۳).*

مطالعات پرشماری برای شناخت سازوکار جوّی بارش ناحیهٔ خزری انجام شده‌است. جهانبخش و کرمی *(۱۳۷۸: ۱۳۱-۱۰۷)* به تحلیل همدیدی تأثیر پرفشار سیبری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر پرداختند. نتایج نشان داد که در زمان استقرار زبانهٔ سامانه‌های پرفشار، هرچه هوای انتقال‌یافته از عرض‌های بالاتر سردتر بوده و اختلاف دمای سطح آب از شمال به جنوب زیادتر و همچنین شیب حرارتی ایجادشده بین دریا و خشکی بیشتر باشد، جبههٔ نسیم دریا قوی‌تر شده و درنتیجه باران‌های شدیدتری خواهد آمد. بابایی فینی و فتاحی *(۱۳۹۳: ۴۲-۱۹)* به طبقه‌بندی الگوهای سینوپتیک بارش‌زا در سواحل دریای خزر پرداختند. ایشان با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی، همهٔ روزهای مورد مطالعه را به هیجده گروه تقسیم‌بندی کردند و پس از آن، نقشه‌های ترکیبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار تراز دریا برای هریک از تیپ‌های هوا را تهیه کردند. نتایج پژوهش ایشان نشان داد، الگوهای گردش جوّی CP4، CP5، CP1،CP12 و CP15 جزو الگوهای بارش‌زای شدید و فراگیر و الگوهای گردش جوّی CP7، CP13، CP16،CP17 وCP18 جزو الگوهای بارش‌زای ملایم هستند.

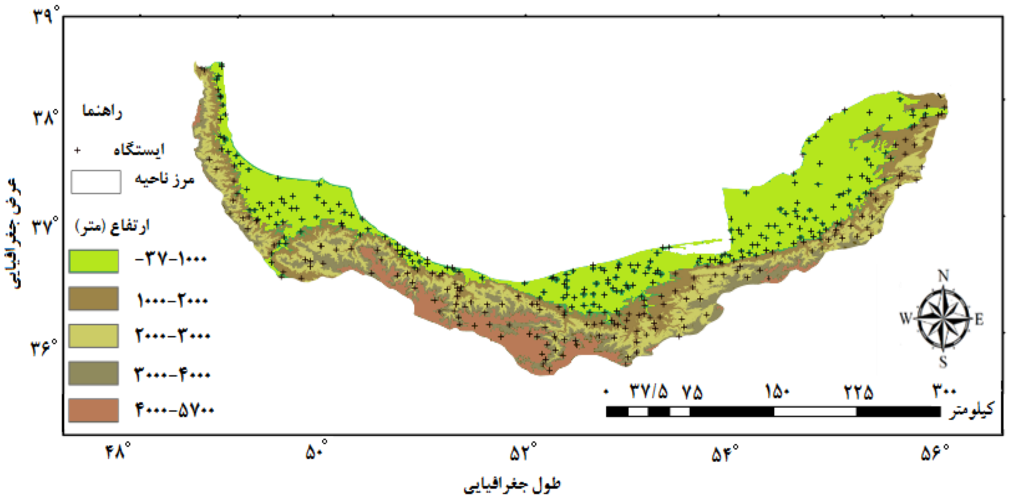
سلیقه و همکاران *(۱۳۹۵: ۲۳۸-۲۱۷)* به بررسی رابطهٔ نمایه‌های NCPI[۷] و CACO[۸] با بارش‌های فراگیر پاییزه، سواحل خزر جنوبی پرداختند. نتایج حاکی از آن بود که در همهٔ الگوها یک پرفشار بر بالای خزر با زبانهٔ پرفشار برروی خزر کشیده شده‌است که موجب

1-Scott and Shulman
2-Ramos
3-Ye and Cho
4-Jun-Ichi
5-Burt and Horton
6-Tan
7-North sea Caspian Pattern Index
8-Central African –Caspian Oscillation

ایجاد جریانات به‌صورت شمالی شده‌است و به‌دلیل سردی خود در برخورد با دریای نسبتاً گرم، به‌تدریج در حال حرکت به سمت جنوب رطوبت جذب می‌کند و ناپایدار می‌شود. البته عوامل پویشی در ترازهای بالایی جوّ ناپایداری را تشدید کرده و بارش فراگیر را ایجاد کرده‌اند. شناخت تغییرات زمانی رژیم بارش به‌منظور مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب و مدیریت اقتصاد مبتنی بر اقلیم در ناحیهٔ خزری امری ضروری است. از سوی دیگر، تاکنون مطالعات جامعی در زمینهٔ تغییر رژیم بارش ناحیهٔ خزری صورت نگرفته است؛ بنابراین انجام چنین مطالعه‌ای در این ناحیه ضروری به‌نظر می‌رسد. بدین جهت، به‌منظور شناخت رژیم بارش ناحیهٔ خزری و تغییرات آن طی دورهٔ آماری ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۶، نمایهٔ توزیع فصلی بارش برای کل دورهٔ مورد مطالعه و دهه‌های مختلف استفاده شد.

داده و روش‌ها

به‌منظور انجام این پژوهش، از داده‌های روزانهٔ بارش ۳۸۵ایستگاه (ایستگاه‌های همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و باران‌سنجی وزارت نیرو) در استان‌های گلستان، مازندران و گیلان برای بازهٔ زمانی ۱۹۶۶-۲۰۱۶ (۵۱ سال) استفاده شده‌است (شکل ۱).



شکل ۱: مشخصات ارتفاعی و موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در پژوهش حاضر

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

برای دستیابی به اهداف این پژوهش در ابتدا به بررسی و وارسی داده‌ها پرداخته شد. با استفاده از آزمون‌الکساندرسون[1] *(۱۹۸۶: ۶۶۱)* همگنی مشاهدات ایستگاه‌ها ارزیابی و ایستگاه‌های توأم با مشاهدات قابل‌اعتماد اختیار شدند. به‌منظور تبدیل داده‌های نقطه‌ای به مقادیر پهنه‌ای، با استفاده از نرم‌افزار سورفر میان‌یابی مشاهدات بارش به‌روش گریجینگ[2]، با تفکیک مکانی ۳×۳ کیلومتر از بازهٔ زمانی ۱۹۶۶/۱/۱ تا ۲۰۱۶/۱۲/۳۱ صورت گرفت. انتخاب روش میان‌یابی کریجینگ به‌دلیل کمینه‌شدن خطای میان‌یابی در قیاس با روش‌های دیگر است. حاصل فرایند میانیابی داده‌های بارش روزانه، ماتریسی با ابعاد ۶۴۷۹× ۱۸۶۲۸ (سطرها روزهای بارشی و ستون‌ها یاخته‌هایی شامل مکان در محدودهٔ مورد بررسی) است.

به‌منظور ارائه و تعیین ویژگی‌های توصیفی بارش و تغییرات زمانی- مکانی آن در پهنهٔ مورد بررسی،

1-Alexandersson
2-Kriging

میانگین و ضریب تغییرات بارش ناحیهٔ خزری در هریک از یاخته‌های نقشه و برای هریک از ماه‌ها برآورد شد. این ویژگی‌ها میزان بارش و پایستگی آن در هرماه را در جای‌جای ناحیهٔ مورد بررسی نشان می‌دهد. ضریب تغییرات از نسبت انحراف معیار به میانگین و طبق فرمول (۱) به درصد بیان می‌شود:

$$CV = \frac{S}{\overline{X}} \times 100 \qquad (۱)$$

در این رابطه، S انحراف معیار و $\overline{X}$ میانگین بارش است *(عساکره، ۱۳۹۰: ۱۱۲)*. ضریب تغییرات ماهانهٔ کم، معرف پایداری بوده، درحالی‌که ضریب تغییرات بالا بیانگر تمرکز بارش در یک محدودهٔ زمانی کوتاه است.

در گام بعد، برای شناسایی رژیم بارش و تغییرات آن از «نمایهٔ فصلی بارش» استفاده شد. درجهت شناسایی تغییرات رژیم بارش، نمایهٔ فصلی برای دهه‌های مختلف محاسبه و مورد واکاوی قرار گرفت. نمایهٔ فصلی $\left(\overline{SI}\right)$ تفاوت‌های فصلی را در مقادیر بارش بیان می‌کند. این نمایه می‌تواند تفاوت‌های موجود در رژیم بارش را برای مناطق با ۲ یا ۳ اوج بارش در سال نشان دهد. این مشخصه به‌صورت مجموع قدر مطلق انحرافات میانگین بارش ماهانه از میانگین بارش سالانه تقسیم بر میانگین بارش سالانه است و به‌صورت زیر محاسبه می‌شود *(Livada and Asimakopoulos, 2005: 157)*:

$$\overline{SI} = \frac{1}{R}\sum_{i=1}^{n=12}\left|\overline{x}_n - \frac{R}{12}\right| \qquad (۲)$$

مقادیر این نمایه بین صفر (توزیع یکنواخت بارش) و ۱/۸۳ (تنها یک‌ماه بارانی) تغییر می‌کند. طبقات رژیم بارش براساس ارزش $\overline{SI}$ درجدول (۱) آمده است:

جدول ۱: مفاهیم مقادیر نمایهٔ فصلی

$\overline{SI}$	۰/۱۹ ≥	۰/۲ – ۰/۳۹	۰/۴ – ۰/۵۹	۰/۶ – ۰/۷۹	۰/۸ – ۰/۹۹	۱ – ۱/۱۹	۱/۲ ≤
رژیم بارش	یکنواخت	یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر	عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه	فصلی (یک فصل خشک و یک فصل مرطوب)	فصلی با فصل خشک طولانی‌تر	بیشتر بارش در ۳ ماه یا کمتر	تقریباً تمامی بارش در ۱ تا ۲ ماه

مأخذ: Livada and Asimakopoulos, 2005

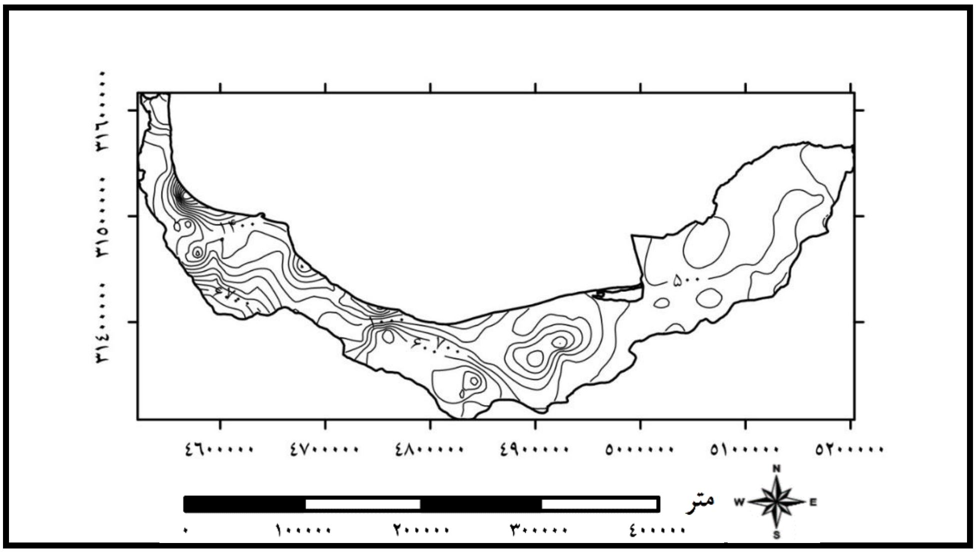
در مرحلهٔ بعد، درجهت شناخت دقیق‌تر تغییرات رژیم بارش ناحیهٔ خزری، رژیم بارش دهه‌های متوالی نسبت‌به‌هم مقایسه و مورد ارزیابی قرار گرفت. بدین‌ترتیب تغییرات رژیم بارش طی دهه‌های متوالی بررسی شد.

یافته‌های پژوهش

۱- مشخصات عمومی میانگین بارش

توزیع مکانی میانگین بارش سالانهٔ ناحیهٔ خزری در شکل ۲ ارائه شده‌است: مشاهده می‌شود که میانگین بارش سالانه در ناحیهٔ خزری طی دورهٔ آماری مورد بررسی بین ۱۰۰ تا ۲۵۰۰ میلی‌متر در نوسان است. میانگین بارش سالانه در خط ساحل به‌ویژه در جنوب‌غربی دریای خزر بیشتر است و با دورشدن از ساحل کاهش می‌یابد. علیجانی *(۱۳۸۷: ۱۳۳)* بر این باور است که در بخش‌های جنوب‌غربی علاوه بر ورود بادهای غربی و چرخندهای مدیترانه، بادهای شرقی و شمال‌شرقی نیز پس از عبور مسیری طولانی از روی دریای خزر، در این ناحیه (و به‌ویژه انزلی) سازوکارهای بارش را مهیا می‌سازند؛ اما این شرایط به‌طرف شرق دریای خزر کمتر می‌شود. درواقع میانگین بارش از مرکز بیشینهٔ آن به‌طرف شرق ناحیه و ارتفاعات البرز کاسته می‌شود. در این بخش از کشور، با افزایش ارتفاع تا حد معیّن مقدار بارش

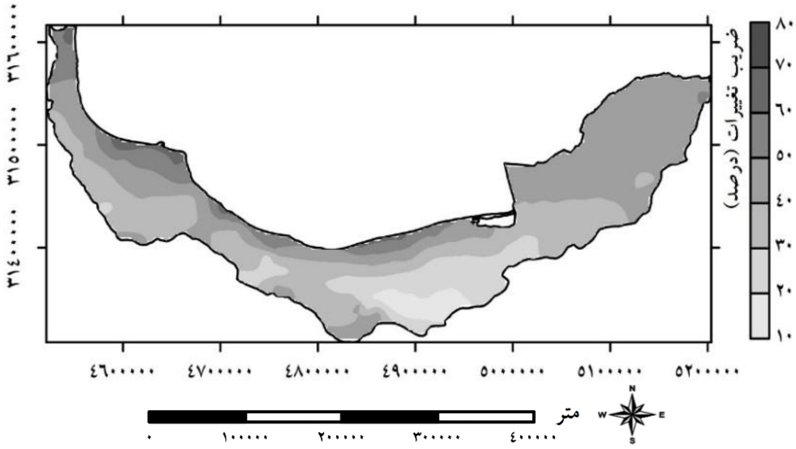
کاسته می‌شود *(مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۱۹)*؛ به‌طوری‌که در بخش‌های شرقی، ناحیهٔ میانگین بارش سالانه بین ۳۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌متر و در ارتفاعات البرز (جنوب دریای خزر) بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ میلی‌متر در تغییر است.



شکل ۲: توزیع مکانی میانگین بارش سالانه ناحیهٔ خزری طی دورهٔ آماری ۲۰۱۶-۱۹۶۶

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

شکل ۳ حاصل محاسبهٔ تغییرات ماه‌به‌ماه بارش از ۱۲ نقشه است. این ۱۲ نقشه هریک توزیع مکانی میانگین بارش یک ماه را به‌دست می‌دهند. ضریب تغییرات ماه‌به‌ماه بارندگی گویای شدت تغییرات ماه‌به‌ماه بارش است. توزیع مکانی این نمایه برای هر یاخته براساس رابطهٔ (۱) محاسبه و در شکل ۳ ارائه شد. تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش در ناحیهٔ خزری بین ۱۰ تا ۸۰ درصد در نوسان است. این امر نشانگر این واقعیت است که اختلاف نقاط از نظر تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش تقریباً زیاد است. بیشترین ضریب تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش (۶۰ تا ۷۰ درصد) در خط ساحلی دریای خزر است. این وضعیت گویای تغییرات فراوان ماه‌به‌ماه و تمرکز سازوکارهای باران‌زایی در ماه‌های محدود و عدم‌ثبات فصل بارشی در این نواحی است. با دورشدن از خط ساحلی ضریب تغییرات نیز به‌تدریج کاسته می‌شود؛ به‌طوری‌که در بخش‌هایی از جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) بین ۱۵ تا ۳۰ درصد است. این امر گویای تفاوت کمِ بارشِ دریافتی طی ماه‌های مختلف سال و نشانگر فعالیت سامانه‌های متنوع باران‌زایی یا حداقل تداوم سامانه‌های باران‌زا در این قبیل نقاط و ثبات فصل بارشی است. درواقع می‌توان گفت در ارتفاعات البرز علاوه بر سامانه‌های بزرگ مقیاس، عوامل محلی نیز در تکوین بارش مؤثرند؛ به‌گونه‌ای‌که برخی پژوهشگران وقوع بارش در این بخش از منطقهٔ خزری را ناشی از صعود کوهساری هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز بیان کرده‌است. این یافته مجدداً در تحقیقات متعددی مورد تأیید قرار گرفته است *(خلیلی، ۱۹۷۳: ۲۱۷ و خوشحال‌دستجردی، ۱۳۷۶: ۱۱۵،۴۶۸)*. شکل‌گیری جبهه‌ای موسوم به جبههٔ نسیم دریا در حد فاصل دریا و خشکی *(خوشحال، ۱۳۷۶: ۹۹)* سازوکار دیگری است که برای وقوع بارش‌های این بخش از ناحیهٔ خزری بیان شده‌است.



شکل ۳: توزیع مکانی نمایهٔ ضریب تغییرات ماه‌به‌ماه بارش (به درصد)

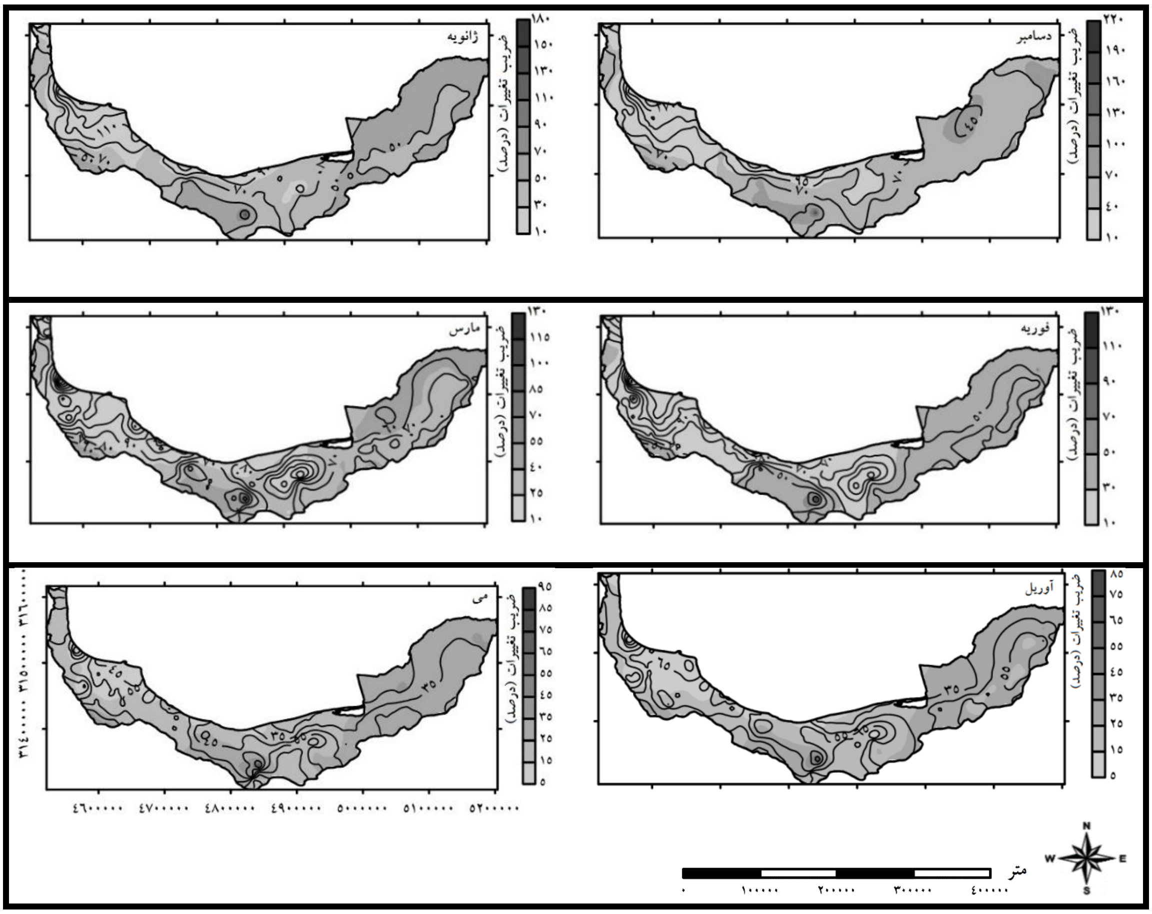
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

به‌منظور توصیف مکانی- زمانی مشخصات عمومی بارش ماهانهٔ ناحیهٔ خزری، توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات بارش ماهانه برای هر یاخته محاسبه و در شکل ۵ و ۴ ارائه شد. خطوط هم‌ارزش نشانگر میانگین بارش و پس‌زمینهٔ بیانگر ضریب تغییرات بارش ماهانه است.

فصل زمستان: میانگین مکانی بارش ناحیهٔ خزری در سه ماه فصل زمستان بین ۱۰ تا ۲۲۰ میلی‌متر در نوسان است. با توجه به شکل ۴ می‌توان دریافت که بیشینهٔ میانگین بارش فصل زمستان در جنوب‌غربی دریای خزر، یعنی در بندر انزلی رخ می‌دهد و از مقدار آن به طرف شرق کاسته می‌شود. پس زمینهٔ شکل ۴ نشان می‌دهد که کمینهٔ ضریب تغییرات ماهانهٔ بارش نیز منطبق با این مناطق است. این امر گویای بهره‌مندی افزون‌تر این مناطق از سامانه‌های فراگیر در این فصل است. در این فصل کمینهٔ مقدار بارش در قسمت‌های شرقی ناحیهٔ خزری و ارتفاعات البرز رخ می‌دهد. بیشینهٔ ضریب تغییرات نیز در بخش کوچکی از ارتفاعات البرز (جنوب‌دریای خزر) مشاهده می‌شود. این‌خود نشانگر تنوعِ کم سامانه‌های باران‌زا در این نواحی است. درواقع بارش‌های کم و اتفاقی در این مناطق منجر به بروز ضریب تغییرات بالا شده‌است. این تباین‌های مکانی را می‌توان به طول مسیر سامانه‌های باران‌زایی دانست که علیجانی *(۱۳۸۷: ۱۳۳)* به آن اشاره کرده‌است. توضیح این که در فصل زمستان علاوه بر ورود بادهای غربی و چرخندهای مدیترانه، بادهای شرقی و شمال‌شرقی نیز پس از عبور مسیری طولانی از روی دریای خزر، در انزلی می‌بارند؛ اما این شرایط به طرف شرق دریای خزر کمتر می‌شود *(علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۳۳)*. همچنین مسعودیان *(۱۳۹۰: ۱۱۹)* نشان داد که بارش فصل زمستان در خط ساحل خزری به‌ویژه در قسمت جنوب‌غربی دریا بیشتر است و با دورشدن از ساحل، بارش کاهش می‌یابد. در این بخش از کشور، با افزایش ارتفاع تا حد معیّن از مقدار بارش کاسته می‌شود. از ماه دسامبر به سمت ماه فوریه، در بخش‌های شرقی ناحیه و ارتفاعات البرز میانگین بارش افزایش و ضریب تغییرات کاهش می‌یابد.

فصل بهار: میانگین مکانی بارش ناحیهٔ خزری در فصل بهار نسبت‌به فصل زمستان کاهش قابل‌توجهی یافته است. به‌استثنای بخش‌های شرقی، فصل بهار خشک‌ترین فصل ناحیهٔ خزری است. برخی بر این

باورند که در فصل بهار دریا به سردترین دمای سالانه دست می‌یابد، همچنین بادهای شرقی، شمال‌شرقی به جهت تفاوت کم دمایی با آب دریا شرایط مناسب برای صعود همرفت وزشی را مهیا نمی‌کنند. از طرف دیگر، سردی آب دریا سبب شده‌است که وزش گاه و بی‌گاه نسیم دریا نیز بخار آب‌کمتری را به‌خشکی‌های ساحلی حمل کند *(علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۳۵-۱۳۴)*. با این وجود بیشترین میانگین شمار روزهای بارانی در ماه مارس به وقوع می‌پیوندد. در فصل بهار نیز بیشترین ضریب تغییرات در ارتفاعات البرز و کمترین آن در نواحی ساحلی است. این وضعیت حاکی از تنوع سامانه‌های فراگیر طی فصل بهار در بخش‌های ساحلی و تنوعِ کم سامانه‌های باران‌زا در ارتفاعات البرز است.



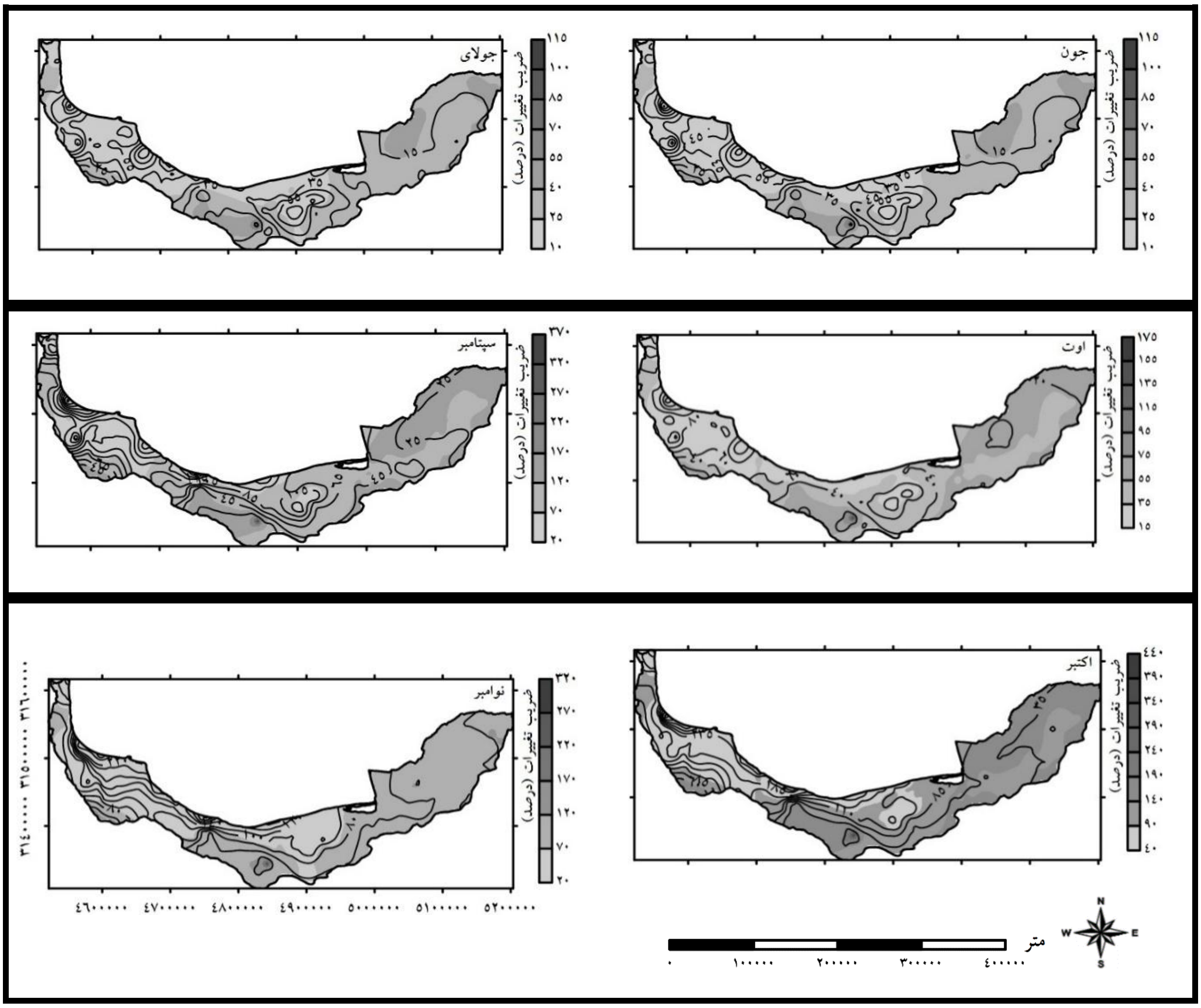
شکل ۴: توزیع مکانی ضریب تغییرات بارش ماهانۀ فصل‌های زمستان و بهار

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

فصل تابستان: با توجه به شکل ۵، ماه جون و جولای کم‌بارش‌ترین ماه‌ها برای بخش‌های شرقی ناحیۀ خزری محسوب می‌شود. همچنین در این بخش از ناحیۀ خزری و ارتفاعات البرز، بیشترین میانگین بارش رخ می‌دهد. میانگین مکانی بارش ناحیۀ خزری در هر سه ماهِ فصل تابستان از غرب به شرق کاسته می‌شود. در این فصل کمینۀ میانگین بارش در شرق ناحیه و بیشینۀ آن در غرب ناحیه رخ داده است. در این فصل از سال پرفشار جنب حاره آزور در این بخش از کشور مداوم و شدید نیست؛ درنتیجه گاهی مواقع بادهای غربی رطوبت دریای مدیترانه را به منطقه می‌آورند و سازوکار صعود همرفتی سبب ریزش‌های

تابستانه می‌شوند. رطوبت دریای خزر از طریق نسیم دریا تأمین می‌شود و بر اثر گرمایش جلگهٔ ساحلی و ناپایداری حاصل از بادهای غربی ترازهای بالای جوّ، بارندگی ایجاد می‌شود *(علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۲۸-۱۲۷)*. در هر سه ماهِ فصل تابستان، بیشینهٔ بارش و کمینهٔ ضریب تغییرات در جنوب‌غربی دریای خزر است. درواقع پس از ناحیهٔ جنوب و جنوب‌غربی دریای خزر، در هر سه ماه یک هستهٔ بیشینهٔ بارش به‌ترتیب با مقدار بارش ۶۵، ۶۵ و ۸۰ میلی‌متر در جنوب دریای خزر (بخش‌هایی از ارتفاعات البرز) دیده می‌شود. بیشترین تغییرات بارش در فصل تابستان نیز در همین بخش از ناحیهٔ خزری رخ می‌دهد. درواقع صعود کوهساری هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز سبب وقوع بارشِ این بخش شده‌است *(خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶: ۴۶۸، ۱۱۵)*. کمینهٔ میانگین بارش نیز در بخش‌هایی از شرق ناحیه و ارتفاعات البرز دیده می‌شود؛ به‌عبارت‌دیگر، بارندگی فصل تابستان به‌نسبت دوری از دریا کم می‌شود؛ زیرا عامل غالب تأمین رطوبت در این فصل، نسیم دریا است و آن هم به نقاط دورتر نمی‌رسد یا رطوبت کمتری منتقل می‌کند *(علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۷۰)*. آنچه باید بدان توجه داشت، بارش ماه جولای است که نسبت‌به ماه‌های دیگرِ سال کم‌بارش‌ترین ماه ناحیهٔ خزری محسوب می‌شود. میانگین بارش در این ماه در نقاط مختلف بین ۵ تا ۹۵ میلی‌متر در نوسان است. در فصل تابستان با پیشروی به سمت ماه اوت، بارش ناحیهٔ مورد مطالعه متمرکزتر می‌شود.

فصل پاییز: فصل پاییز، فصل افزایش بارش بعد از یک فصلِ کم‌بارش است. با پیشروی به‌سمت فصل پاییز، به‌علّت حاکمیت تدریجی پرفشار سیبری *(جهانبخش و کرمی، ۱۳۷۸: ۱۳۱-۱۰۷)* و شکل‌گیری پرفشار دریای سیاه و درنتیجه گذر جریانات مربوط به آن‌ها از روی خزر و نهایتاً تکوین فرایند همرفت وزشی، میانگین بارش ناحیهٔ خزری نیز افزایش می‌یابد. در این فصل بیشترین میانگین بارش در جنوب‌غربی دریای خزر (بندر انزلی) ثبت شده‌است. میزان بارش به‌تدریج از این مرکز بیشینه به سمت شرق و شمال کاهش پیدا می‌کند. گذر بادهای سرد یادشده از روی دریای نسبتاً گرم و در مسیر طولانی تا رسیدن به انزلی ناپایدار و مرطوب شده و ایجاد بارندگی می‌کنند *(علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۲۹)*. کمینهٔ میانگین بارش نیز در هر سه ماهِ فصل پاییز در قسمت‌های شرقی ناحیهٔ خزری و پس از آن در ارتفاعات البرز ثبت شده‌است. در واقع پربارش‌ترین ماه در بخش جنوب‌غربی دریای خزر، ماه اکتبر و در بخش شرقی ناحیه و ارتفاعات البرز ماه مارس است. ضریب تغییرات بارش نیز نشان می‌دهد که در فصل تابستان همانند سایر فصل‌ها، بیشینهٔ تغییرات بارش در ارتفاعات البرز و کمینهٔ آن در خط ساحلی است. به سمت ماه نوامبر، تغییرات بارش کاهش می‌یابد و بر وسعت مکانی آن نیز افزوده می‌شود.



شکل ۵: توزیع مکانی ضریب تغییرات بارش ماهانهٔ فصل‌های تابستان و پاییز

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

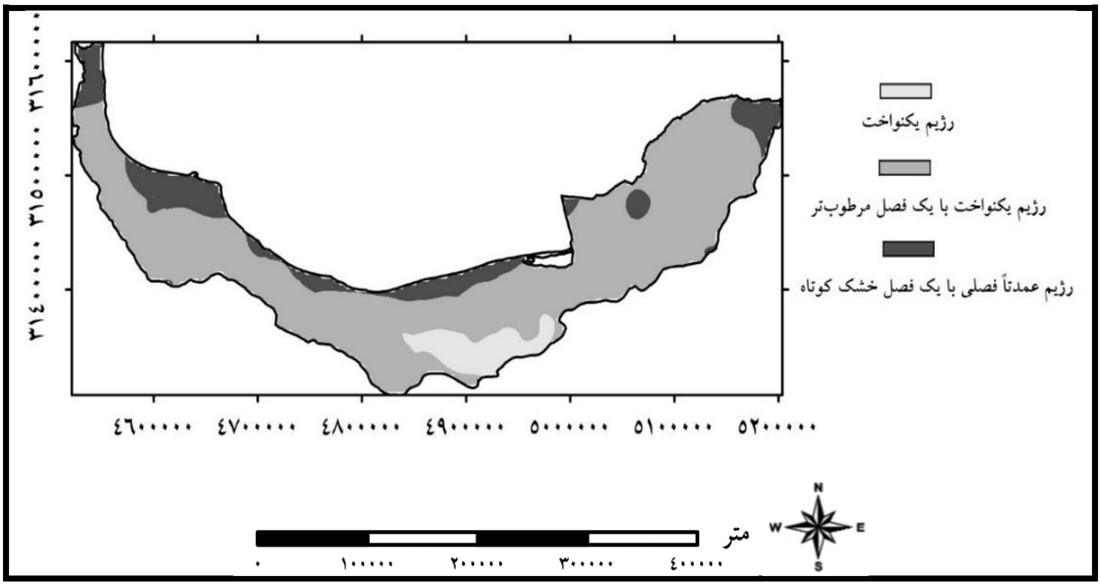
به‌طورکلی می‌توان گفت که در بخش‌های جنوب غربی دریای خزر بیشینهٔ بارش در فصل پاییز رخ می‌دهد. علیجانی *(۱۳۸۷: ۱۳۳)*؛ مفیدی و همکاران *(۱۳۹۳: ۱۷۶-۱۴۰)* و سلیقه و همکاران *(۱۳۹۵: ۲۱۷)* بر این باورند که علاوه بر ورود بادهای غربی و چرخندهای مدیترانه، بادهای شرقی و شمال‌شرقی نیز پس از عبور مسیری طولانی از روی دریای خزر، در این ناحیه (و به‌ویژه انزلی) سازوکارهای بارش را مهیا می‌سازند. بارش‌های جنوب شرق دریای خزر تا حدودی از رژیم بارش‌های داخلی فلات ایران (رژیم قاره‌ای) تبعیت می‌کنند. همچنین در ارتفاعات البرز بیشینهٔ اصلی بارش در فصل زمستان و بیشینهٔ فرعی در فصل پاییز و کمینهٔ بارش در فصل تابستان است که از ویژگی‌های رژیم‌های بارندگی مدیترانه‌ای است *(مرادی، ۱۳۸۳: ۸۱،۸۵)*. نقشه‌های ضریب تغییرات ماهانهٔ بارش (شکل ۴ و ۵) نشانگر نوسان‌های شدید بارش است؛ به‌طوری‌که دامنهٔ آن از ۵ درصد در ماه‌های آوریل و می به ۴۴۰ درصد در ماه اکتبر می‌رسد. این به‌معنی تغییرات سالانهٔ شدید بارش در ماه اکتبر است. با تغییر فصل از زمستان به بهار، تغییرات بارش در ناحیهٔ خزری رو به کاهش است و با تغییر فصل از تابستان به پاییز، تغییرات بارش سِیر

صعودی می‌یابد. بیشترین ضریب تغییرات در فصل پاییز و ماه اکتبر است؛ بنابراین پایستگی سامانه‌های بارش‌زا در این زمان‌ها بسیار کم است. کم‌ترین ضریب تغییرات در فصل بهار و ماه آوریل رخ داده است. ضریب تغییرات کم نشانگر غلبهٔ سامانه‌های فراگیر در این فصل است؛ به‌گونه‌ای‌که همهٔ نقاط، بارش‌های تقریباً مشابهی را دریافت می‌کنند؛ بنابراین می‌توان استنباط کرد که با افزایش بارش، تغییرات مکانی آن کاهش و درنتیجه همگنی مکانی بارش و قابلیت اعتماد آن افزایش می‌یابد.

۲- بررسی رژیم بارش

براساس رابطهٔ ۲ (نمایهٔ فصلی بارش) می‌توان سه رژیم بارش برای ناحیهٔ خزری تشخیص داد. شکل ۶ نشان می‌دهد که کم‌ترین وسعت مکانی (۶/۲۸ درصد) مربوط به رژیم بارش «یکنواخت[1]» است که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز دیده می‌شود. ویژگی این رژیم بارشی، توزیع زمانی بارش در طول فصل‌های مختلف سال است. می‌توان گفت که این بخش با توجه به موقعیت آن، علاوه بر برخورداری از بارش‌های ناشی از عوامل کلان، از بارش‌های همرفتی و محلی نیز متأثر می‌شوند؛ ازاین‌رو تفاوت ماه‌به‌ماه بارش بسیار کم است. شکل ۳ نیز نشان می‌دهد که کمترین ضریب تغییرات ماه‌به‌ماه بارش در همین بخش است. گسترده‌ترین رژیم بارشی مربوط به «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر[2]» است. این رژیم بارشی که ۷۶/۱۳ درصد از ناحیهٔ خزری را دربرمی‌گیرد، در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر مشاهده می‌شود. مشخصهٔ این ناحیه توزیع بارش در طول فصل‌های مختلف سال همراه با یک فصل پربارش است. براساس شکل ۴ می‌توان گفت که این ناحیه بیشترین بارش خود را در فصل زمستان دریافت می‌کند. براساس شکل ۳ می‌توان گفت در این مناطق نمایهٔ ضریب تغییرات بین ۳۰ تا ۵۰ درصد در نوسان است. این خود حاکی از تفاوت ماه‌به‌ماه کمتر بارش در این نقاط است؛ بنابراین پراکندگی بارش در طول سال است. رژیم سوم (۱۳/۲۵ درصد مساحت پهنهٔ مورد بررسی) که به «رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه[3]» مربوط است، خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش کوچکی از شرق ناحیهٔ خزری را پوشش می‌دهد. با توجه به شکل ۲ می‌توان گفت که این بخش از ناحیهٔ خزری علی‌رغم دریافت بارش سالانهٔ بیشتر نسبت‌به سایر بخش‌ها، از توزیع زمانی بارش متمرکزتر برخوردار است. این خود بیانگر تمرکز بارش در یک فصل خاص از سال است. با توجه به شکل ۵ و ۴، فصل پاییز و زمستان به‌ترتیب اولین و دومین فصل‌های پربارشِ این بخش از ناحیهٔ خزری به حساب می‌آیند؛ بنابراین اختلاف زیادی بین ماه‌های کم‌باران و پرباران وجود دارد؛ به‌گونه‌ای‌که شکل ۳ نشان می‌دهد بیشترین ضریب تغییرات در این بخش بیش از ۵۰ درصد است.

1-Very equable
2-Equable with a definite wetter season
3-Rather seasonal with a short drier season



شکل ۶: توزیع مکانی نمایهٔ فصلی بارش ناحیهٔ خزری طی دورهٔ آماری ۲۰۱۶-۱۹۶۶

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

جدول ۲: درصد مساحت تحت رژیم‌های مختلف رژیم بارشی ناحیهٔ خزری براساس نمایهٔ فصلی طی دورهٔ مورد مطالعه

	رژیم یکنواخت	رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر	رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه
درصد مساحت	۶/۲۸	۷۶/۱۳	۱۳/۲۵

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۳- تغییر رژیم بارش

شکل ۷ توزیع مکانی نمایهٔ فصلی بارش ناحیهٔ خزری را طی پنج دههٔ متوالی مورد بررسی و نیز تغییرات پهنه‌های مرتبط را نشان می‌دهد. مشابه شکل ۶، کمترین گسترهٔ مکانی رژیم بارش مربوط به «رژیم یکنواخت» است که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز مشاهده می‌شود. همان‌گونه که در جدول ۳ می‌توان دید، مساحت زیر پوشش این رژیم بارشی به‌استثنای دههٔ چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۵) کاهش چشم‌گیری داشته است؛ به‌طوری‌که از گسترهٔ مکانی ۶/۶۳ درصد در دههٔ نخست به ۲/۸۸ درصد در دههٔ اخیر کاهش یافته است. کمترین گسترهٔ مکانی (۱/۴۳ درصد) این رژیم بارشی در دههٔ ۱۹۸۵-۱۹۷۶ رخ داده است. بخش اعظم ناحیهٔ خزری طی دورهٔ آماری مورد مطالعه (شکل ۶) و پنج دههٔ اخیر دارای «رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» است. این رژیم بارشی در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر دیده می‌شود. همان‌گونه که براساس جدول ۳ به‌وضوح می‌توان دید، با پیشروی به سمت دهه‌های اخیر، بر گسترهٔ تحت پوشش این رژیم بارشی افزوده و از سهم دو رژیم دیگر کاسته می‌شود؛ به‌طوری‌که وسعت مکانی این رژیم بارشی از ۵۸/۷۸ درصد در دههٔ نخست (۱۹۷۵-۱۹۶۶) به ۶۰/۹۸ درصد در دههٔ اخیر (۲۰۱۶-۲۰۰۶) می‌رسد. گسترده‌ترین وسعت مکانی (۷۱/۹۴ درصد) این رژیم بارشی مربوط به دههٔ چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۶) است. شکل ۷ (پس‌زمینهٔ رنگی) و جدول ۳ نیز نشان می‌دهد که با گذر از دههٔ سوم (۱۹۹۵-۱۹۸۶) به‌سمت دههٔ چهارم بر وسعت مکانی این رژیم بارشی افزوده می‌شود. در دههٔ چهارم از مناطق تحت پوشش

«رژیم بارشی عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» به‌وضوح کاسته می‌شود.

«رژیم بارشی عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» همانند شکل ۶، در خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌شود. تغییرات فراوان این رژیم بارشی در شرق ناحیه است. براساس ستون چهارم جدول ۳ می‌توان گفت که این رژیم بارشی دارای رفتار تناوبی (کاهش-افزایش-کاهش-افزایش) است. در این رفتار تناوبی، به‌سمت دهۀ اخیر، افزایشِ رخ داده در وسعت‌مکانی این رژیم بارش قابل‌توجه است؛ به‌گونه‌ای‌که در دهۀ ۲۰۱۶-۲۰۰۶، ۳۱/۰۳ درصد از مساحت ناحیۀ مورد مطالعه را دربرمی‌گیرد. کم‌ترین وسعت مکانی این رژیم بارشی در دهۀ چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۵) برابر با ۱۶/۱۵ درصد است.

شکل ۷ (پس‌زمینۀ رنگی) تغییرات گستره‌های زیر پوشش رژیم‌های بارشی سه‌گانه را نشان می‌دهد. به‌وضوح مشاهده می‌شود که با گذر از دهۀ اول (۱۹۷۵-۱۹۶۶) به دهۀ دوم (۱۹۸۵-۱۹۷۶) در ارتفاعات البرز از سهم «رژیم بارشی یکنواخت» کاسته و به سهم «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» افزوده می‌شود. این امر بیانگر این واقعیت است که در این بخش از ناحیۀ خزری توزیع زمانی بارش متمرکزتر و تفاوت ماه‌به‌ماه بارش بیشتر می‌شود. همچنین در بخش‌های شرقی ناحیۀ «رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» کاهش و «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» افزایش می‌یابد. همان‌گونه که ردیف ششم جدول ۳ نیز نشان می‌دهد، وسعت مکانی «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» در دهۀ دوم حدود ۱۴/۷۲ درصد افزایش یافته است. نکتۀ دیگر در بخش‌های ساحلی دریای‌خزر «رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» تبدیل به «رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» شده‌است؛ به‌طورکلی می‌توان گفت که با پیشروی به‌سمت دهۀ دوم (۱۹۸۵-۱۹۷۶) از سهم رژیم‌های بارشی «یکنواخت» و «عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» کاسته و به سهم «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» افزوده می‌شود. این خود حاکی از این است که با گذر زمان، رژیم بارش این بخش از کشور متمرکزتر می‌شود. درواقع می‌توان استنباط کرد که کاهش پهنه‌های تحت پوشش رژیم‌های بارشی سه‌گانۀ ناحیۀ خزری در دهۀ دوم را می‌توان به تغییرات سیستم‌های باران‌زا نسبت داد: لاکاس[1] و همکاران *(۲۰۱۴: ۱۱۲-۸۹)* با بررسی تغییرات ناحیۀ حاره از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۴ دریافتند که طی این دوره، ناحیۀ حاره در هر دو نیمکرۀ ۱ تا ۳ درجۀ عرض جغرافیایی (حدود ۰/۵ تا ۱ درجه در هر دهه) به سمت شمال جابه‌جا شده‌است. این جابه‌جایی به افزایش گازهای گلخانه‌ای، تخریب ازن استراتسفری و گسیل هسته‌های حاصل از فعالیت‌های‌انسانی نسبت می‌دهند. همچنین هادسون[2] *(۲۰۱۲: ۷۸۹۷-۷۷۰۸)* با بررسی جابه‌جایی رودباد جنب حاره، عوامل عمده در جنبش جریان رودباد جنب حاره را به پنج عامل، مانند: تغییرات نواحی حاره به‌همراه دمای اقیانوس‌ها، تابش حاصل از حضور گازهای گلخانه‌ای در وردسپهر، تغییرات دمای لایۀ پایین پوشن‌سپهر، نوسانات شبه دو سالانۀ جوّ و انفجارهای آتشفشانی نسبت داده و مقدار این جابه‌جایی را در نیمکرۀ شمالی ۰/۳ ± ۳/۷ درجه و در نیمکرۀ جنوبی ۰/۲ ± ۶/۵ درجه می‌داند. همچنین نتایج حاصل از بررسی روند فراوانی سالانۀ رودباد بیانگر افزایش تداوم رودباد جنب حاره در مناطق جنوب پاکستان و شمال هند و کاهش تداوم آن در جنوب‌مدیترانه است. در دریای سرخ،عربستان، خلیج‌فارس، دریای عمان و کشورهای عربی جنوب

1-Lucas
2-Hudson

خلیجِ‌فارس و همچنین ورودی چپ رودباد و دریای مدیترانه، تغییرات نصف‌النهاری در طی زمان، انحراف محور رودباد به شمال را ممکن ساخته است. آرچر و کالدرا[1] *(۲۰۰۸: ۶-۱)* نیز نشان دادند که در نیمکرهٔ شمالی، جریان رودباد در حال تضعیف است؛ درحالی‌که در نیمکرهٔ جنوبی، جریان رودباد جنب حاره در حال تضعیف و جریان رودباد جبههٔ قطبی در حال تقویت است. از طرفی بررسی روند پشتهٔ پرفشار جنب حاره نشان داد که تداوم پشتهٔ مزبور برروی منطقه، از ابتدای دوره تاکنون روند افزایشی و معنی‌دار داشته است *(عساکره و همکاران، ۱۳۹۶: ۳۰۳)*. بدین‌ترتیب جابه‌جایی پشتهٔ پرفشار جنب حاره جابه‌جایی شمال سوی مسیر چرخندها را موجب شده‌است که به‌وسیلهٔ افراد زیادی بررسی شد *(Jacobeit, 1978: 453-476 ؛ قائمی و همکاران، ۱۳۸۶: ۲۴۵ -۲۱۹؛ محمدنژاد و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۳۰-۱۱۵؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۵: ۳۲-۲۱)*. پیامد همهٔ این اتفاقات جابه‌جایی شمال‌سوی سامانه‌های باران‌زای مدیترنه‌ای است که سهم قابل‌توجهی از بارش‌های ناحیهٔ خزری را برعهده دارند؛ درنتیجه تداوم بارش کاسته‌شده و پهنه‌های توأم با بارش‌های مستمر کاسته می‌شوند.

با توجه به شکل ۷ می‌توان مشاهده کرد که به سمت دههٔ سوم (۱۹۹۵-۱۹۸۶) از سهم «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» کاسته و به سهم دو رژیم دیگر افزوده شد. براساس جدول ۳، با گذر از دههٔ دوم به دههٔ سوم در بخش‌هایی از جنوب ناحیهٔ خزری (ارتفاعات البرز) وسعت مکانی «رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» کاسته و به وسعت مکانی «رژیم بارش یکنواخت» (۳/۶۱ درصد) افزوده شد. این امر حاکی از این واقعیت است که در دههٔ سوم بر خلاف دههٔ دوم توزیع زمانی بارش در این نقاط درطول سال است. می‌توان گفت با درنظرگرفتن سِیر افزایشی دما در فصل تابستان *(نساجی‌زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹)* و گسترهٔ تأثیر فرایندهای همرفتی، افزایش رژیم بارش یکنواخت در این بخش از ناحیهٔ خزری پدیده‌ای دور از انتظار نیست. در بخش‌هایی از سواحل جنوبی دریای خزر «رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» تبدیل به «رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» (۸/۹۲ درصد از وسعت ناحیهٔ خزری) شده‌است. این خود حاصل تغییرات سامانه‌های باران‌زا است. به‌نظر می‌رسد، افزایش دمای کرهٔ زمین هستهٔ پرفشارهای حرارتی نظیر پرفشار سیبری و نیز دریای سیاه را تضعیف کرده است *(Panagiotopoulos et al, 2005: 1411-1422؛ حسینی، ۱۳۹۳: ۱۱۲ و خوش‌کیش، ۱۳۹۶: ۱)*؛ برای مثال پرفشار سیبری عمدتاً حاصل تمرکز هوای بسیار سرد سطحی و شدت آن با دمای هوا رابطهٔ نزدیک دارد؛ بنابراین تغییر سرمایش تابشی می‌تواند باعث تغییرات این پرفشار شود *(Haghton et al, 2001: 881)*. این امر کنش‌های مرتبط با فرضیهٔ همرفت وزشی که به‌وسیلهٔ افراد زیادی آزمون و پذیرفته شده‌است *(علیجانی، ۱۳۷۲: ۱۰۱-۸۵؛ قشقایی، ۱۳۷۵: ۱ و علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۰۷-۲۰۴)* را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بدین‌معنی که تباین گرمایی پرفشارهای حرارتی و دمای سطح آب دریای خزر کاسته شده‌است و فرایند همرفت وزشی از قدرت پیشین خود برخوردار نیست. ساهساماناوغلو[2] و همکاران *(۱۹۹۱: ۸۳۹-۸۲۷)* با تعیین نمایه‌های ماهانه براساس مقادیر بیشینهٔ فشار تراز دریا، یک کاهش تدریجی در شدت پرفشار سیبری پس از سال ۱۹۷۰ تشخیص‌داده‌اند و کاهش مذکور را با گرمایش دائمی وردسپهر پایینی برروی سیبری ارتباط داده‌اند. در بخش‌های شرقی ناحیه و به‌صورت پراکنده در غرب ناحیهٔ خزری «رژیم بارش عمدتاً فصلی با یک

1-Archer and Caldeira

2-Sahsamanoglou

فصل خشک کوتاه» تبدیل به «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» شده‌است.

با توجه به شکل ۷، به‌نظر می‌رسد با گذر از دهۀ سوم (۱۹۸۶-۱۹۹۵) به دهۀ چهارم (۱۹۹۶-۲۰۰۵) از سهم «رژیم بارش عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» کاسته شده و به سهم دو رژیم دیگر افزوده می‌شود؛ به‌گونه‌ای‌که براساس جدول ۳ می‌توان گفت که وسعت مکانی «رژیم یکنواخت» ۴/۴۱ درصد و «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» ۲۱/۱۹ درصد افزایش می‌یابد. «رژیم بارش عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» در خط ساحل دریای خزر، بخش‌هایی از شرق و ارتفاعات تالش و در جنوب دریای خزر و «رژیم یکنواخت» در جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) به «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» تبدیل می‌شود. این خود نشانگر تغییر سیستم‌های کلان‌مقیاس است.خوش‌کیش *(۱۳۹۶: ۱)* با بررسی تغییرات مقایسۀ دهۀ اول و ششم دورۀ ۶۰ سالۀ پرفشار سیبری طی دورۀ آماری ۲۰۱۴-۱۹۵۵ دریافتند که هستۀ مرکزی سامانۀ پرفشار سیبری در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه از سمت شرق به غرب و در ماه‌های اکتبر، نوامبر و مارس از سمت شمال‌شرق به جنوب‌غرب در محدودۀ دریاچۀ بایکال تا بالخاش دچار جابه‌جایی مکانی چشمگیری شده‌است. همچنین از ماه نوامبر تا فوریه، فشار مرکزی روند کاهشی و دمای سطح زمین روند افزایشی معناداری نشان می‌دهد. بررسی تغییرات همبستگی بارش ایران و فشار سیبری در ابتدا و انتهای دوره نشان از کاهش همبستگی در پایان دورۀ ۶۰ ساله دارد؛ علاوه‌براین، گرمایش جهانی نیز منجر به تغییر پرفشار دریای سیاه شده‌است. حسینی *(۱۳۹۳: ۱۱۲)* ضمن بررسی سامانۀ پرفشار دریای سیاه به این نتیجه رسیدند که موقعیت زمانی- مکانی این سامانه تغییر خواهد کرد یا کانون آن تضعیف خواهد شد. نتایج حاصل از پژوهش ایشان بیان‌کنندۀ این واقعیت است که پرفشار دریای سیاه در طول دورۀ مورد بررسی (۱۳۸۲-۱۳۴۰) تقریباً در ۵۳ درصد از اوقات، فاز مثبت (تقویت) را تجربه کرده‌است. در ۴۷درصد از طول دورۀ آماری فاز منفی (تضعیف) رخ داده‌است. این بدان مفهوم است که موقعیت زمانی- مکانی این سامانه تغییر خواهد کرد یا کانون آن تضعیف خواهد شد. می‌توان گفت تغییرات درازمدت دمای متوسط در سطح دریای سیاه همبستگی بسیار مهمی با دمای هوا دارد؛ بنابراین واکاوی دما نشان می‌دهد که مقدار این فراسنج در چند دهۀ اخیر، در ماه‌های گرم و حتی دورۀ سرد سال افزایش قابل‌توجهی داشته‌است *(تورکش[1] و همکاران، ۲۰۰۲: ۹۸ در ترکیه؛ فومیاکی[2] و همکاران، ۲۰۰۷: ۶۳ در ژاپن؛ پاویا[3]، ۲۰۰۸: ۲۹ در مکزیک؛ خسروی و همکاران، ۱۳۸۲: ۷۵ در مشهد؛ رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰: ۹۷ در هرمزگان)* این خود منجر به تضعیف پرفشار دریای سیاه طی دهه‌های اخیر شده‌است. همچنین در ارتفاعات البرز غربی «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» به «رژیم یکنواخت» (۴/۴۱ درصد از وسعت ناحیۀ مورد مطالعه) تغییر کرده‌است. درواقع می‌توان گفت در دهۀ چهارم، بارش در این نقاط در طول سال توزیع می‌شود و این نشانگر تأثیر عوامل کلان و محلی در رخداد بارش در این نواحی است. می‌توان گفت با درنظرگرفتن سِیر افزایشی دما در فصل تابستان *(نساجی‌زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹)* و گسترۀ تأثیر فرایندهای همرفتی، افزایش رژیم بارش یکنواخت در این بخش از ناحیۀ خزری پدیده‌ای دور از انتظار نیست.

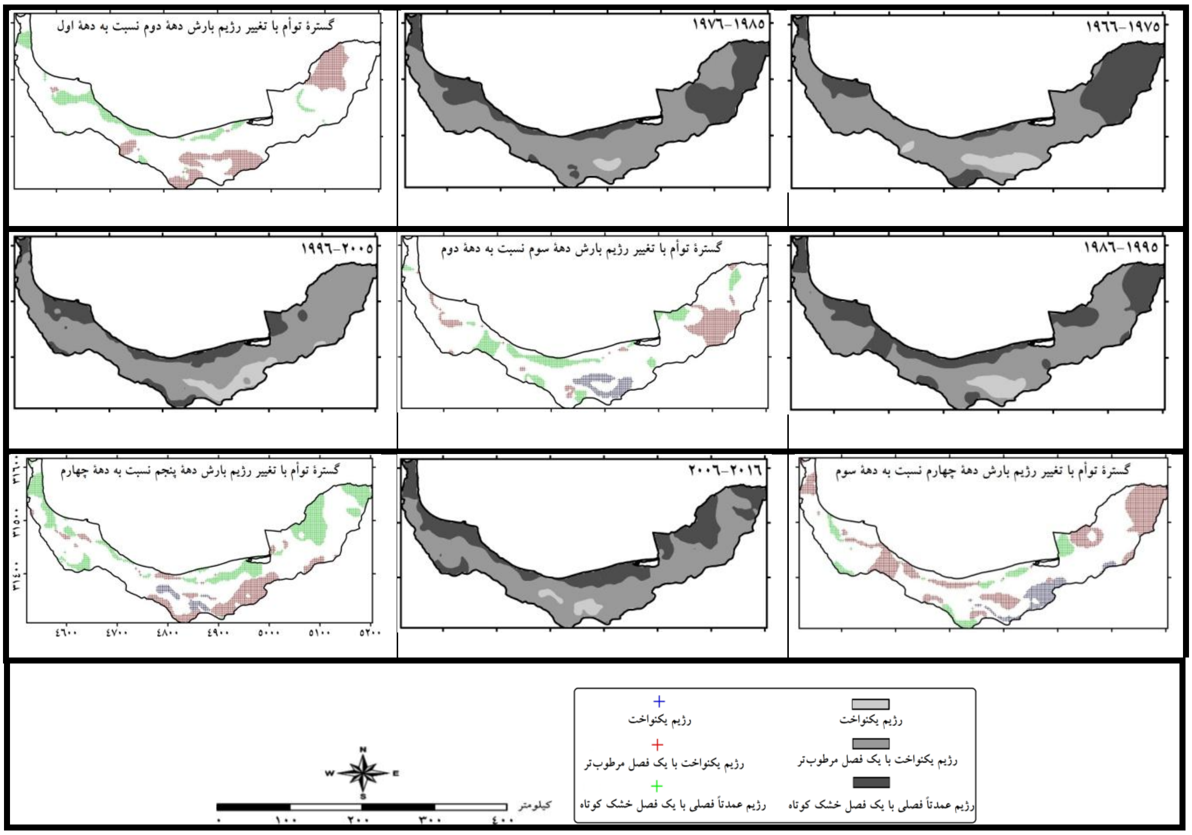
1-Turkesh
2-Fumiaki
3-Pavia

با پیشروی به‌سمت دهۀ پنجم (۲۰۱۶-۲۰۰۶) از سهم «رژیم بارش یکنواخت» و «یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» کاسته شده و به سهم «رژیم بارش عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» افزوده می‌شود. درواقع، این تغییر رژیم را می‌توان به تغییر عوامل باران‌زا طی این دهه نسبت داد؛ برای‌مثال تریگو و همکاران *(۲۰۰۰ : ۲۹۱۶-۲۹۱۳)* بر این باورند که کاهش بارش در فصل مرطوب مدیترانه در طی چهار دهۀ گذشته به‌علت تضعیف شدت چرخندهای مدیترانه‌ای است.

زاپا[1] و همکاران *(۲۰۱۵: ۱۷۳۸-۱۷۲۷)* با بررسی چرخندهای برون حاره، نشان دادند که کاهش بارش زمستانۀ حاصل از کم‌فشارهای مدیترانه، با کاهش شمار چرخندهای مدیترانه مرتبط است؛ بااین‌حال، سهم تغییرات میزان بارندگی تولیدشده توسط هر چرخند به‌لحاظ محلی مهم است: در شرق مدیترانه به‌دلیل کاهش شمار چرخندها، روند بارش کاهش می‌یابد. زاپا و همکاران *(۲۰۱۳: ۵۸۶۲-۵۸۴۶)* تحت سناریوی انتشار RCP4.5، پیش‌بینی کرده‌اند که در پایان قرن بیست‌ویکم، شمار چرخندهای مدیترانه در زمستان ۲۰-۱۰ درصد کاهش خواهد یافت. درواقع می‌توان گفت که در سال‌های اخیر وردش‌های[2] شدید آب‌وهوایی مانند گرمایش جهانی، منجر به تغییر الگوهای جوّی و پدیدآمدن ناهنجاری‌های اقلیمی در اغلب نقاط جهان شده‌است *(بابائیان، ۱۳۸۰: ۲۴)*. «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» در جنوب سواحل دریای خزر، بخش‌های شرقی و ارتفاعات تالش به «رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» تغییر کرده‌است. براساس جدول ۳ این رژیم بارشی در دهۀ پنجم در مقایسه با دهۀ چهارم در ۱۸/۶۷ درصد از ناحیۀ خزری افزایش یافته است. در جنوب دریای خزر (ستیغ البرز) «رژیم یکنواخت» و «عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» به «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» (۱۱/۳۵ درصد از وسعت ناحیۀ خزری) تغییر کرد. با درنظرگرفتن سِیر افزایشی دما در فصل تابستان *(نساجی‌زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹)* و گسترۀ تأثیر فرایندهای همرفتی، افزایش رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر در این بخش از ناحیۀ خزری پدیده‌ای دور از انتظار نیست. براساس شکل ۷ و جدول ۳ به‌وضوح می‌توان مشاهده کرد که در دهۀ اخیر، «رژیم بارشی یکنواخت» کاهش چشم‌گیری داشته‌است؛به‌طوری‌که تنها ۱/۷۵ درصد از ناحیۀ خزری را دربرمی‌گیرد و این خود بیانگر این امر است که با پیشروی به سمت دهۀ اخیر بارش‌های ناحیۀ خزری متمرکزتر می‌شوند.

به‌طورکلی براساس شکل ۷ و جدول ۳، می‌توان مشاهده کرد که طی پنج دهۀ اخیر (۱۹۶۶-۲۰۱۶) گسترۀ تحت حاکمیت «رژیم بارشی یکنواخت» و «رژیم بارشی عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه« کاهش چشم‌گیری داشته است و بر وسعت مکانی «رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» افزوده می‌شود. با توجه به مطالب ارائه‌شده در بالا، توزیع‌زمانی بارش ناحیۀ خزری دچار تغییر شده‌است؛ ازاین‌رو به‌نظر می‌رسد که تغییرات نواحی بارشی مختلف متأثر از تغییرات سامانه‌های محلی و کلان‌مقیاس است؛ بنابراین مطالعه و شناخت تغییرات سیستم‌های بزرگ‌مقیاس این بخش از کشور ضروری به‌نظر می‌رسد؛ ازاین‌رو در گام بعدی به شناخت تغییرات زمانی نوع آرایش سامانه‌های همدید در جابه‌جایی فصول بارشی ناحیۀ خزری طی دهه‌های اخیر پرداخته می‌شود.

1-Zappa
2-Variations



شکل ۷: توزیع مکانی نمایهٔ فصلی بارش (پس‌زمینهٔ خاکستری) و گستره‌های توأم با تغییر رژیم‌های بارشی ناحیهٔ خزری طی پنج دههٔ اخیر (پس‌زمینهٔ رنگی)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

جدول ۳: درصد مساحت تحت پوشش رژیم‌های مختلف بارشی ناحیهٔ خزری براساس نمایهٔ فصلی و تغییرات آن طی دهه‌های مختلف

	رژیم یکنواخت	رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر	رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه
دههٔ اول (۱۹۷۵-۱۹۶۶)	۶/۶۳	۵۸/۷۸	۳۰/۱۱
دههٔ دوم (۱۹۸۵-۱۹۷۶)	۱/۴۳	۶۵/۱۹	۲۷/۷۲
دههٔ سوم (۱۹۹۵-۱۹۸۶)	۵/۰۴	۶۰/۴۱	۲۸/۴۴
دههٔ چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۶)	۷/۵۳	۷۱/۹۴	۱۶/۱۵
دههٔ پنجم (۲۰۱۶-۲۰۰۶)	۲/۸۸	۶۰/۹۸	۳۱/۰۳
گسترهٔ توأم با تغییر رژیم بارش دههٔ دوم نسبت‌به دههٔ اول	۰	۱۴/۷۲	۷/۰۶
گسترهٔ توأم با تغییر رژیم بارش دههٔ سوم نسبت‌به دههٔ دوم	۳/۶۱	۸/۹۳	۸/۹۲
گسترهٔ توأم با تغییر رژیم بارش دههٔ چهارم نسبت‌به دههٔ سوم	۴/۴۱	۲۱/۱۹	۵/۰۱
گسترهٔ توأم با تغییر رژیم بارش دههٔ پنجم نسبت‌به دههٔ چهارم	۱/۷۵	۱۱/۳۵	۱۸/۶۷

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

نتیجه

در تحقیق حاضر، با استفاده از داده‌های روزانهٔ ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازهٔ زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ به شناسایی رژیم بارش ناحیهٔ خزری و تغییرات آن پرداخته شد. در ابتدا ویژگی‌های عمومی و ضریب تغییرات ماهانه و ماه‌به‌ماه بارش بررسی شد. سپس، درجهت شناخت رژیم بارش و تغییرات آن در ناحیهٔ خزری، نمایهٔ فصلی بارش ارزیابی شد. درنهایت، به‌منظور شناخت دقیق‌تر تغییرات رژیم بارش ناحیهٔ خزری، رژیم بارش دهه‌های متوالی نسبت‌به‌هم مقایسه و مورد ارزیابی قرار گرفت؛ بدین‌ترتیب تغییرات رژیم بارش طی دهه‌های متوالی بررسی شد. نتایج حاصل از پژوهش حاضر نشان داد که میانگین بارش سالانه در خط ساحل به‌ویژه در جنوب‌غربی دریای خزر بیشتر است و با دورشدن از ساحل کاهش می‌یابد. ضریب تغییرات ماهانهٔ بارش نشانگر میزان اعتماد به بارش ماهانه است. با تغییر فصل از زمستان به بهار، ضریب تغییرات بارش در ناحیهٔ خزری رو به کاهش است و با تغییر فصل از تابستان به پاییز، ضریب تغییرات بارش سِیر صعودی می‌یابد. نمایهٔ ضریب تغییرات ماه‌به‌ماه بارش در ناحیهٔ خزری بین ۱۰ تا ۸۰ درصد در نوسان است. این وضعیت بر اختلاف زیاد نقاط از نظر تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش دلالت دارد. بیشترین ضریب تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش (۶۰ تا ۷۰ درصد) در خط ساحلی دریای خزر است. این وضعیت گویای تغییرات فراوان ماه‌به‌ماه و نبود ثبات فصل بارشی در این مناطق است. با دورشدن از خط ساحلی، ضریب تغییرات نیز به‌تدریج کاسته می‌شود؛ به‌طوری‌که در بخش‌هایی از جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) بین ۱۵ تا ۳۰درصد است. این امر گویای تفاوت کمِ بارشِ دریافتی طی ماه‌های مختلف سال است. به‌عبارتی نشانگر فعالیت سامانه‌های متنوع باران‌زایی یا حداقل تداوم سامانه‌های باران‌زا در این قبیل نقاط و ثبات فصل بارشی است. نمایهٔ فصلی نشانگر وجود سه نوع رژیم بارشی در ناحیهٔ خزری است. رژیم یکنواخت کمترین وسعت مکانی (۶/۲۸ درصد) را دربرمی‌گیرد. این رژیم بارشی در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز مشاهده می‌شود. مشخصهٔ اصلی این رژیم بارشی این است که علاوه‌بر برخورداری از بارش‌های ناشی از عوامل کلان، از بارش‌های همرفتی و محلی نیز متأثر می‌شوند. رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر که گسترده‌ترین رژیم بارشی (۷۶/۱۳ درصد) است در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر حاکم است. ویژگی بارز این ناحیه، توزیع بارش در طول فصل‌های مختلف سال همراه با یک فصل پربارش است. رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه که ۱۳/۲۵ درصد از ناحیهٔ خزری را پوشش می‌دهد، در خط ساحلی دریای‌خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش کوچکی از شرق ناحیه دیده می‌شود. توزیع زمانی بارش در این بخش از ناحیهٔ خزری متمرکز است. نتایج حاصل از بررسی تغییرات رژیم بارشی ناحیهٔ خزری طی پنج دههٔ اخیر نشانگر این است که کمترین وسعت مکانی رژیم بارش مربوط به رژیم یکنواخت است که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز مشاهده می‌شود. مساحت تحت پوشش این رژیم بارشی به‌استثنای دههٔ چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۶) کاهش چشم‌گیری داشته است. بخش اعظم ناحیهٔ خزری طی دورهٔ آماری مورد مطالعه و پنج دههٔ اخیر دارای رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر است. این رژیم بارشی در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر دیده می‌شود. با پیشروی به سمت دهه‌های اخیر بر گسترهٔ تحت پوشش این

رژیم بارشی افزوده و از سهم دو رژیم دیگر کاسته می‌شود. رژیم بارشی عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه‌تر، در خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌شود. تغییرات فراوان این رژیم بارشی در شرق ناحیه است؛ به‌طورکلی می‌توان گفت که این رژیم بارشی دارای رفتار تناوبی (کاهش- افزایش-کاهش-افزایش) است. بدین‌ترتیب می‌توان گفت وجود سه طبقهٔ بارشی و تغییرات آن، گویای حضور و فعالیت سیستم‌های همدید و محلی مختلفی در ناحیهٔ خزری است. درواقع می‌توان گفت موقعیت جغرافیایی منحصربه‌فرد این منطقه به‌ویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، استقرار رشته‌کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده همراه با جابه‌جایی مداوم پشته‌ها و ناوه‌های امواج غربی برروی منطقه، بروز چنین پیچیدگی‌ای را در ساختار بارش منطقه‌ای در پی داشته است. همچنین، گسترش پرفشار سیبری از یک‌سو و گسترش جنوب‌سوی کم‌فشار ایسلند از سامانه‌های اثرگذار در بخش‌های غربی ناحیهٔ خزری است. همچنین گسترش پرفشار دریای سیاه و کم‌فشار مدیترانه‌ای عوامل مؤثر بر بارش بخش‌های شرقی ناحیه است؛ بنابراین شناخت توزیع زمانی بارشِ ناحیهٔ خزری و تغییرات آن از ضروریات اصلی این پژوهش است؛ بدین‌جهت پیشنهاد می‌شود که به شناخت منشأ و سازوکار و تغییرات هریک از طبقات بارشی ناحیهٔ خزری پرداخته شود.

منابع

- بابایی‌فینی، ام‌السلمه؛ ابراهیم فتاحی (۱۳۹۳). طبقه‌بندی الگوهای سینوپتیکی بارش‌زا در سواحل دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. سال ۴۶. شمارهٔ ۱. صفحات ۴۲-۱۹.
https://jphgr.ut.ac.ir/article_50617.html
- بابائیان، ایمان (۱۳۸۰). بررسی الگوی سیل تابستان ۱۳۸۰ استان‌های گلستان و شمال خراسان، بولتن علمی مرکز اقلیم‌شناسی. شمارهٔ ۵. صفحات ۴۳-۲۴.
https://www.sid.ir/fa/journal/JournalListPaper.aspx?ID=16273
- پیشوایی، محمدرضا؛ ارمغان انصاری‌بصیر؛ فرید اسماعیل‌زاده (۱۳۸۵). ارزیابی رژیم بارش فصلی و تغییرات آن در ایران با استفاده از روش هارمونی، کنفرانس مدیریت منابع آب ایران. صفحات ۸-۱.
https://www.sid.ir/Fa/Seminar/ViewPaper.aspx?ID=11187
- جانباز قبادی، غلامرضا؛ عباس مفیدی؛ آذر زرین (۱۳۹۰). شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجلهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال ۲۲. شمارهٔ پیاپی ۴۲. صفحات ۴۰-۲۳.
https://gep.ui.ac.ir/article_18492.html
- جهانبخش، سعید؛ فریبا کرمی (۱۳۷۸). تحلیل سینوپتیکی تأثیر پرفشار سیبری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی. شمارهٔ ۵۵ و ۵۴. صفحات ۱۳۱-۱۰۷.
http://georesearch.ir/article-1-403-fa.html
- حسینی، سید محمد (۱۳۹۳). واکاوی همدید پرفشار دریای سیاه و نقش آن در تغییرات دما و بارش ایران زمین، رسالهٔ دکتری رشتهٔ جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی. دانشگاه اصفهان. دانشکدهٔ علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی. گروه جغرافیای طبیعی.
https://lib.ui.ac.ir/inventory/3/11756.htm

- حلبیان، امیرحسین؛ علیرضا دهقانپور؛ زیتب عاشوری قلعه رودخانی (۱۳۹۵). تحلیل همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های شرقی خزر، جغرافیا و مخاطرات محیطی. شمارۀ ۱۹. صفحات ۵۷-۳۷.
https://geoeh.um.ac.ir/index.php/article_30090.html
- خسروی، محمود؛ ناصر جاودانی خلیفه؛ سهراب محمدنیا قرائی. (۱۳۸۲). بررسی انطباق سری‌های زمانی دمای مشهد با تغییرات و نوسانات دمای کرۀ زمین، سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم. اصفهان.
https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=175268
- خوشحال دستجردی، جواد (۱۳۷۶). تحلیل و ارائۀ مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر، رسالۀ دکتری جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت مدرس.
https://jgrd.um.ac.ir/article/view/33472/article_33405.html
- خوش‌کیش، اسدالله (۱۳۹۶). اثرات گرمایش جهانی بر سامانۀ پرفشار سیبری و نقش آن بر نوسانات دما و بارش ایران، رسالۀ دکتری آب‌وهواشناسی گرایش تغییر اقلیم. دانشگاه لرستان. دانشکدۀ ادبیات و علوم انسانی. گروه جغرافیا.
https://lib.ui.ac.ir/inventory/3/11756.htm
- رحیم‌زاده، فاطمه؛ اکرم هدایت دزفولی؛ آرزو پور اصغریان (۱۳۹۰). ارزیابی روند و جهت نمایه‌های حدی دما و بارش در استان هرمزگان، فصلنامۀ جغرافیا و توسعه. شمارۀ ۲۱. صفحات ۱۱۶-۹۷.
https://gdij.usb.ac.ir/article_583.html
- سلیقه، محمد؛ محمدحسین ناصرزاده؛ تهمینه چهره‌آرا (۱۳۹۵). بررسی رابطۀ شاخص‌های NCPI و CACO با بارش‌های فراگیر پاییزه، سواحل خزر جنوبی، نشریۀ تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی. سال ۱۶. شمارۀ ۴. صفحات ۲۳۸-۲۱۷.
https://jgs.khu.ac.ir/article-1-2719-fa.pdf
- عساکره، حسین؛ رباب رزمی (۱۳۹۰). تغییر رژیم بارش شمال‌غرب‌ایران،نشریۀ پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. سال ۲. شمارۀ ۷ و ۸. صفحات ۱۱۴-۹۹.
https://georesearch.ir/article-1-421-fa.pdf
- عساکره، حسین (۱۳۸۹). تحلیلی بر تغییر رژیم بارش در استان زنجان، مجلۀ علمی و فنی نیوار. شمارۀ ۷۱-۷۰. صفحات ۷۶-۶۳.
http://nivar.irimo.ir/article_13230.html
- عساکره، حسین. (۱۳۹۰). مبانی اقلیم‌شناسی آماری، انتشارات دانشگاه زنجان، چاپ اول، زنجان.
http://www.znu.ac.ir/members/books/asakereh-hossein
- عساکره، حسین؛ آذر بیرانوند؛ مختار فتاحیان؛ حسن شادمان (۱۳۹۶). تحلیل روند جابه‌جایی روdباد و پرفشار جنب حاره بر فراز خاورمیانه و رابطۀ آن با اقلیم ایران، فصلنامۀ فضای جغرافیایی. سال ۱۷. شمارۀ ۵۸. صفحات ۳۱۵-۳۰۳.
http://geographical-space.iau-ahar.ac.ir/browse.php?a_id=1392&sid=1&slc_lang=fa
- عساکره، حسین؛ هوشنگ قائمی؛ مختار فتاحیان (۱۳۹۵). اقلیم‌شناسی مرز شمالی پشتۀ پرفشار جنب حاره برروی ایران، نشریۀ پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. سال ۷. شمارۀ ۲۵ و ۲۶. صفحات ۳۲-۲۱.
http://clima.irimo.ir/article_42067.html
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۷). آب‌وهوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ هشتم، تهران.
- علیجانی، بهلول؛ حسین محمدی؛ آتوسا بیگدلی (۱۳۸۶). نقش الگوهای فشار در بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامۀ جغرافیایی سرزمین. سال ۴. شمارۀ ۱۶. صفحات ۵۲-۳۷.
https://sarzamin.srbiau.ac.ir/article_5855.html
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، چاپ دوم، تهران.
- علیجانی، بهلول (۱۳۷۲). مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران، مجلۀ دانشکدۀ ادبیات و علوم انسانی. شمارۀ ۱، صفحات ۱۰۱-۸۵.
https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=20829

- علیزاده، امین (۱۳۸۶). اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه امام رضا، مشهد.
- غیور، حسنعلی؛ سیدابوالفضل مسعودیان؛ مجید آزادی؛ حمید نوری (۱۳۹۰). تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر، فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی. سال ۲۵. شمارهٔ ۱۰۰. صفحات ۳۰-۱.
https://journals.ui.ac.ir/article_17881_46b45fe6543e41d1da74615415eb0f08.pdf
- قائمی، هوشنگ؛ آذر زرین؛ مجید آزادی؛ منوچهر فرجزاده اصل (۱۳۸۶). تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره برروی آسیا و آفریقا، فصلنامهٔ مدرس علوم انسانی. دورهٔ ۱۳. شمارهٔ ۱. صفحات ۲۴۵-۲۱۹.
https://hsmsp.modares.ac.ir/article-21-8891-fa.html
- قشقایی، قاسم (۱۳۷۵). بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی خزر، پایان‌نامهٔ کارشناسی‌ارشد جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت معلّم.
- کاویانی، محمدرضا؛ حسین عساکره (۱۳۸۴). بررسی آماری روند بلندمدت بارش سالانهٔ اصفهان. مجلهٔ پژوهش دانشگاه اصفهان، شمارهٔ ۱، صفحات ۱۶۲-۱۴۳.
https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=60513
- محمدنژاد، علیرضا؛ فرهنگ احمدی گیوی؛ پرویز ایران‌نژاد (۱۳۸۸). اثر بازه‌های نوسان سالانهٔ کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران، مجلهٔ فیزیک زمین و فضا. دورهٔ ۳۵. شمارهٔ ۴. صفحات ۱۳۰-۱۱۵.
https://jesphys.ut.ac.ir/article_21448.html
- مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۳). نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور، مجلهٔ علوم و فنون دریایی ایران. دورهٔ ۳. شمارهٔ ۳-۲. صفحات ۸۷-۷۷.
https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?id=54624
- مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۹۰). آب‌وهوای ایران، انتشارات شریعهٔ توس. چاپ اول. مشهد.
https://www.adinehbook.com/gp/product/9648557282
- مفیدی، عباس؛ آذر زرین؛ میثم کارخانه (۱۳۹۳). بررسی الگوی گردش جوّ در طول دوره‌های خشک و مرطوب در سواحل جنوبی دریای خزر، مجلهٔ ژئوفیزیک ایران.جلد۸. شمارهٔ ۱. صفحات ۱۷۶-۱۴۰.
http://www.ijgeophysics.ir/article_33538.html
- نساجی‌زواره، مجتبی؛ علی‌محمد خورشیددوست؛ علی‌اکبر رسولی؛ علی سلاجقه (۱۳۹۵). آنالیز روند تغییرات دما و بارش با استفاده از سری‌های زمانی همگن(مطالعهٔ موردی:ناحیهٔ خزر)،مرتع و آبخیزداری. مجلهٔ منابع طبیعی ایران. دورهٔ ۶۹. شمارهٔ ۳. صفحات ۷۵۲-۷۳۹.
https://jrwm.ut.ac.ir/article_61514.html
- Alexandersson, H (1986). A Homogeneity Test Applied to precipitation data, Journal of Climatology. Volume 6. Issue 6. PP. 661- 675. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3370060607
- Archer, C.L. & Caldeira, K (2008). Historical trends in the jet Streams, Atmospheric Science. Volume 35. Issue 8. PP: 1-6. https://iri.columbia.edu/~blyon/REFERENCES/P4.pdf
- Burt.T.P and Horton, B.P (2007). Inter-decadal variability in daily rainfall Durham (UK) since the 1850s, International Journal of climatology. Volume 27. Issue 7. PP: 945-956. https://earth.sas.upenn.edu/content/inter-decadal-variability-daily-rainfall-durham-uk-1850s
- Fumiaki, F., Yamazaki, N., Kobayashi, K., Nakamigawa, H (2007). Long Term Changes of Temperature Extremes and Day-Today Variability in Japan, Meteorology and Geophysics. Issue 58. PP: 63-72. https://www.jstage.jst.go.jp/article/mripapers/58/0/58_0_63/_article/

- Haghton, J. T., Y.Ding, D. J. Griggs ,M. Noguer, P. J. van der Linden, X .Dai, K, Maskell , and C. A. Johnson, Eds (2001). Climate change 2001: The scientific basis, Cambridge University Press. PP: 881. https://www.un.org/en/climatechange
- Hudson, R.D (2012). Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010, Atmos Chem Phys. No 12. PP:7797-7808. https://acp.copernicus.org/preprints/11/31067/2011/acpd-11-31067-2011.pdf
- Jacobeit, J (1987). Variations of trough position and precipitation patterns in the Mediterranean area, Journal Climate. Vol 7. PP: 453-476.

  https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4101132
- Jun-Ichi, Hamada, Yamanaka,Manabu .D, Matsumoto, Jun. Fukao, Schoichiro. Winarso, Paulus. Agus and Sribimawati, Tien (2002). Spatial and Temporal Variations of the Rainy Season over Indonesia and their Link to ENSO, Journal of Meteorological Society of Japan. Vol 80. No 2. PP: 285-310. https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/80/2/80_2_285/_article
- Khalili, A (1973). Precipitation patterns of Central Elburz, Theoretical and Applied Climatology. No 21(2). PP:. 215–232. https://link.springer.com/article/10.1007/BF02243729
- Livada,D.N.Asimakopoulos (2005). Individual seasonality index of rainfall regimes in Greece, Clim Res. Vol 28. PP: 155-161. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2005ClRes..28..155L/abstract
- Lucas, Christopher. Timbal, Bertrand and Nguyen, Hanh (2014). The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies, Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. Vol 5. PP: 89-112. https://wires.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wcc.251?systemMessage=Wiley+Online+Library+will+have+intermittent+access+on+8th+August+2015+from+10%3A00-16%3A00+BST+%2F+05%3A00-11%3A00+EDT+%2F+17%3A00-23%3A00+SGT+for+essential+maintenance.++Apologies+for+the+inconvenience.
- New M, Todd M., Hulme M, Jones PD (2001). Precipitation Measurements and Trends in the Twentieth Century, International Journal of Climatology. PP: 89-106. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.680
- Panagiotopoulos, F., Shahgedanova, M. and Stehenson, D (2005). Observed Trend and Teleconections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action, Journal of climate. Vol 18. No 2. PP: 1411-1422. https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/18/9/jcli3352.1.xml
- Pavia, E. G (2008). Annual and Seasonal Surface Air Temperature Trends in Mexico, International Journal of Climatology. No 29 . 1324-1329. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1787
- Ramos. M. C (2001). Rainfall distribution patterns and their change over time in a Mediterranean area, Theor Appl Climatol. No 69. PP: 163-170. https://link.springer.com/article/10.1007/s007040170022
- Sahsamanoglou, H. S. Makrogiannis, T. J and Kallimopoulos, P. P (1991). Some aspects of the basic characteristics of the Siberian anticyclone, International Journal of Climatology. No 11(8). PP: 827- 839. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3370110803
- Scott, C.M and Shulman, M. D (1979). An areal and temporal analysis of precipitation in the northern United States, Journal of Applied Meteorrology. Vol 18. PP: 627-633. https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/18/5/1520-0450_1979_018_0627_aaatao_2_0_co_2.xml
- Sumner, G (1988). Precipitation Process and Analysis, John Wiley & Sons Ltd.UK.PP: 368. https://www.amazon.com/Precipitation-Analysis-Graham-N-Sumner/dp/0471905348

- Tan, K. Ch (2017). Trends of rainfall regime in Peninsular Malaysia during northeast and southwest monsoons, Journal of Physics: Conf. Series 995. PP: 1-8. https://www.researchgate.net/publication/260146047_Trends_in_Peninsular_Malaysia_Rainfall_Data_During_the_Southwest_Monsoon_and_Northeast_Monsoon_Seasons_1975-2004
- Trigo R, Zoplaki E, et al (2006). Relations between Variability in the Mediterranean Region & Mid-latitude Variability, In Chapter 3 of Mediterranean Climate Variability, Lionello P, MalanotteRizzoli P, Boscolo R (eds). Elsevier Developments in Earth & Environmental Sciences, 4: Amsterdam, 179-226.https://www.elsevier.com/books/mediterranean-climate-variability/lionello/978-0-444-52170-5
- Trigo, I. F., Davies, T. D., and Bigg, G. R (2000). Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones, Geophys. Res. Lett. Vol. 27. PP: 2913-2916. .https://www.semanticscholar.org/paper/Decline-in-Mediterranean-rainfall-caused-by-of-Trigo-Davies/d7276571a19b3bf6b04dd611e587c1e3233b871e
- Turkesh, M., Sumer, M. U., Demir, S (2002). Re-Evaluation of Trends and Changes in Mein, Maximum and Minimum Temperature of Turkey for the Period 1929-1999, International Journal of Climatology. No 22. PP: 1334-1346. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.777
- Ye. H and Cho. H. R (2001). Spatial and temporal characteristics of intraseasonal oscillation of precipitation over the United States, Theor. Appl.Climatol. No.68.PP:51-66. https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.2146
- Zappa, G., Shaffrey, L.C., Hodges, K.I., Sansom, P.G and Stephenson, D.B (2013). A multimodel assessment of future projections of North Atlantic and European extratropical cyclones in the CMIP5 climate models, J Clim. No 26. PP: 5846-5862.

  https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/26/16/jcli-d-12-00573.1.xml
- Zappa, G., Hawcroft, K. M., Shaffrey, L., Black, E and Brayshaw, J.D (2015). Extratropical cyclones and the projected decline of winter Mediterranean precipitation in the CMIP5 models, Clim Dyn. No 45. PP: 1727-1738. https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-014-2426-8