

Projection of Future Drought Trends in Iran Using the CMIP6 Multi-Model Ensemble

Mahyar Ahadi¹, Batol Zeynali^{2*} , Bromand Salahi³, Faeze Shoja⁴, Amin Fazl Kazemi⁵, Iman Babaeian⁶, Mansoureh Kohi⁶

1. PhD Student of Climatology, Faculty of Social Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran
2. **Corresponding Author**, Professor of Climatology, Faculty of Social Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran
Email: zeynali.b@uma.ac.ir ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4244-4008>
3. Professor of Climatology, Department of Physical Geography, University of Mohaghegh Ardabili, Iran
4. Associate Professor in Climatology, Department of Physical Geography, University of Tehran, Iran
5. PhD Student of Meteorology, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
6. Professor of Climatology, Atmospheric Science and Meteorological Research Centre, Climate Research Institute, Mashhad, Iran

Article Info	ABSTRACT
Article type: Research Article Article history: Received: 28 October 2024 Revised: 30 April 2025 Accepted: 18 May 2025 Published: 22 December 2025 Keywords: Precipitation, Temperature, Climate change, Iran droughts, SSP scenarios, CMIP6.	Ongoing global warming has caused unprecedented changes in climate systems, leading to an increase in the intensity and frequency of weather and climate extremes. This study uses the sixth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6) data to investigate projected changes in drought events over Iran under two Shared Socioeconomic Pathway emission scenarios. The observational period of 1985-2014 and the next three 25-year periods, are the near future 2020-2026, 2075-2051 and far future 2100-2076, were considered as study periods. The standard precipitation evapotranspiration index (SPEI) was used to estimate drought over a 12-month timescale. According to the results, under SSP2-4.5, the average precipitation of the country increases by 20%, 12%, and 16% in the near-, medium-, and far-future periods, respectively, and by 15%, 13%, and 21% in the pessimistic scenario. In terms of temperature, the most severe increase is related to the pessimistic scenario and in the far future at 3.7 degrees Celsius. The average 12-month SPEI drought index shortly under the SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios will be equal to 0.53 and 0.80, respectively, in the medium future, -0.1 and zero, and in the far future, -0.45 and -0.84. According to the results, by applying the pessimistic scenario, the severity of droughts in the near and medium future will decrease by 96% and 49%, respectively, and in the future, it will increase by 300%. However, if the SSP2-4.5 scenario occurs, there will be a 61% decrease soon and an increase of 64% and 234% in the medium and long term, respectively. Examining the trend of average temperature and drought severity using the Mann-Kendall test indicated an increase in average temperature and drought severity at 100% of the stations with a confidence level of 99%.
How to Cite: Ahadi, M. , Zeynali, B. , Salahi, B. , Shoja, F. , Fazl Kazemi, A. , Babaeian, I. and Kohi, M. (2025). Projection of Future Drought Trends in Iran Using the CMIP6 Multi-Model Ensemble. <i>Journal of Natural Environmental Hazards</i>, 14(46), 43-74.	
	© The Author/Authors Publisher: University of Sistan and Baluchestan DOI: 10.22111/jneh.2025.50138.2075

EXTENDED ABSTRACT

INTRODUCTION

Drought is one of the most severe and widespread natural disasters in the world today in terms of social and economic losses (Yu et al., 2014); according to a report by the Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), the direct economic cost of this phenomenon is estimated at 250 to 300 billion dollars per year worldwide; therefore, a comprehensive understanding of the spatial and temporal characteristics of drought is crucial for reducing its effects and adapting to it, and is currently the main focus of global climate studies (Dai, 2012; Hao et al., 2017).

So far, much research has been conducted on the effects of climate change, including drought. Wang et al. (2021) examined the effects of drought in China. Zeng et al. (2022) also assessed meteorological, hydrological and agricultural droughts under global warming using the Coupled Comparison Project Phase 6 (CMIP6) models, the results of which all indicate an intensification of the drought phenomenon with the intensification of global warming. Within Iran, we can also refer to the studies of Dasturani et al. (1403), Khadempour et al. (1403) and Mohammadi et al. (1403). The results of the above studies also indicate an increase in drought severity with the intensification of global warming.

In the present study, using the SPEI drought index, the drought trend in Iran is analysed under two scenarios, SSP2-4.5 and SSP5-8.5, using CMIP6 models. Given the limitations of previous studies, which were mainly conducted at regional scales or with a limited number of models, this study, using the Hamadi system of multiple models and applying the bias correction process, attempts to minimize the inherent uncertainties of climate models and provide a more comprehensive and accurate picture of the drought trend at the national level.

DATA AND METHODS

In the first stage, 27 models for precipitation parameter and 15 models for temperature parameter were selected from the CMIP6 model set. To compare the model data with observational data, temperature and precipitation information of 71 synoptic stations of the country during the period (1985-2014) were obtained from the National Meteorological Organisation (Figure 1). The output of the selected GCMs was also received for the historical period (according to the baseline data) and the future (2100-2026) and under two intermediate and pessimistic scenarios from the Earth Global Data Network Federation (ESGF) at <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6>.

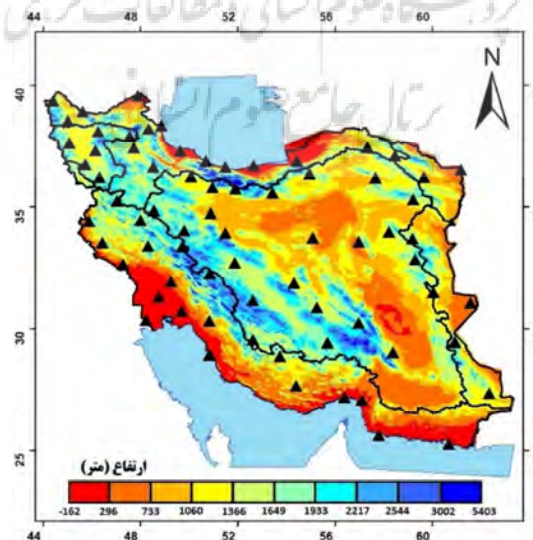


Figure 1: Map of elevation classes in Iran and selected stations

In the next step, the Kling-Gupta evaluation indices (KGE) and root mean square error (RMSE) were used to evaluate the accuracy of CMIP6 models compared to observational data.

$$\begin{aligned}
 (1) \quad & KGE = 1 - \sqrt{((r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\gamma - 1)^2)} \\
 (2) \quad & \gamma = \frac{\sigma_s/\mu_s}{\sigma_o/\mu_o} \quad \beta = \frac{\mu_s}{\mu_o} \\
 (3) \quad & RMSE = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}}{N}
 \end{aligned}$$

The output data of climate models usually have significant deviations and errors, which require increasing correlation, improving quality, and increasing data reliability. Therefore, bias correction methods can effectively improve the simulation capability of CMIP6 models (Yang et al., 2018). Therefore, CMhyd software was used to correct the bias and downscale selected temperature and precipitation models.

After selecting appropriate models and performing the process of bias correction and data downscaling, the twelve-month SPEI index was used to calculate drought. Since relying on the results of a single model can lead to misinterpretation of the results due to the inherent uncertainties of climate models, the average of the combined means of several models (Ensemble) was used to calculate SPEI. SPEI, which is calculated based on precipitation and potential evapotranspiration (PET), was developed by Vicente Serrano et al. in 2010. This index is sensitive to temperature changes and is suitable for assessing drought risk under global warming (Zhao et al., 2022). In this study, the Torrent-White method was used to calculate evapotranspiration (Torrent-White, 1984).

RESULTS

The results of ranking the models using the KGE and RMSE indices showed that a total of 10 precipitation models and 5 temperature models had more capability than other models to form a multiple model ensemble (MME) system and could be used as a group average to calculate the SPEI drought index. The results of bias correction and straw scale also indicate an improvement in the output of precipitation models (Figure 2).

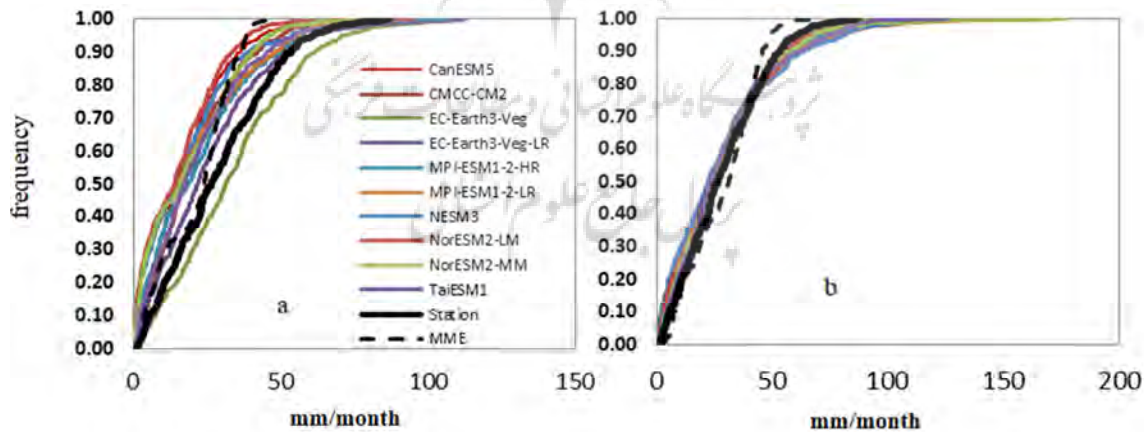


Figure 2: Empirical cumulative distribution function of precipitation values (mm/month) of station data and selected models before (a) and after bias correction (b)

The situation is different for the temperature parameter, and most models have high correlation and lower error compared to observational data. Out of a total of 15 initial models selected, considering the availability of the scenarios studied during the period 2026 to 2100, a total of the first 5 models with acceptable KGE (above 0.41) were selected as the selected models to form the group model (Table 1).

Table 1: Selected minimum and maximum temperature models

Maximum temperature models	Temperature differential models
INM-CM5-0	AWI-CM-1-1-MR
AWI-CM-1-1-MR	NorESM2-MM
INM-CM4-8	CMCC-ESM2
NorESM2-MM	MRI-ESM2-0
CMCC-ESM2	MPI-ESM1-2-LR

The results of the temperature and precipitation forecast showed that under the SSP2-4.5 scenario, the average precipitation of the country will increase by 20, 12, and 16 percent in the near, medium, and far future periods, respectively, and by 15, 13, and 21 percent under the pessimistic scenario. In terms of temperature, the most severe increase is related to the pessimistic scenario and in the far future, with 3.7 degrees Celsius.

An examination of the drought index trend over the coming decades, which is calculated based on the average of temperature and precipitation models until 2100, indicates that under both scenarios, the overall trend of the SPEI index is downward, and its value will become negative in most years in the second half of the century.

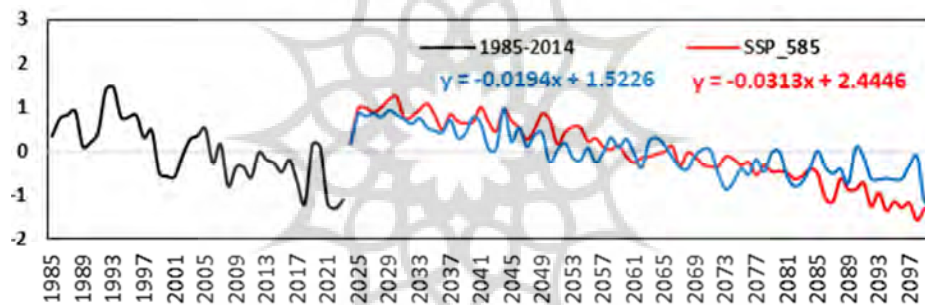


Figure 3: SPEI 12-month drought average index graph during the base period (1985-2014) and the periods (2050-2026), (2051-2075) and (2076-2100) under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

Drought severity is defined as the cumulative value of the SPEI drought index during the drought period (SPEI less than or equal to 1) (Ayogi et al., 2021).

$$(4) \quad S = \sum_{i=1}^{Duration} index$$

Similar to Figure 3, drought severity will increase under both scenarios from mid-century onwards. In the case of the pessimistic scenario, although in the early years of the forecast period, drought severity in the country will be very low and close to zero, as global warming intensifies, drought severity will increase so that the country's average drought severity will reach about -16 units in 2098 (on average -1.3 units per station per month).

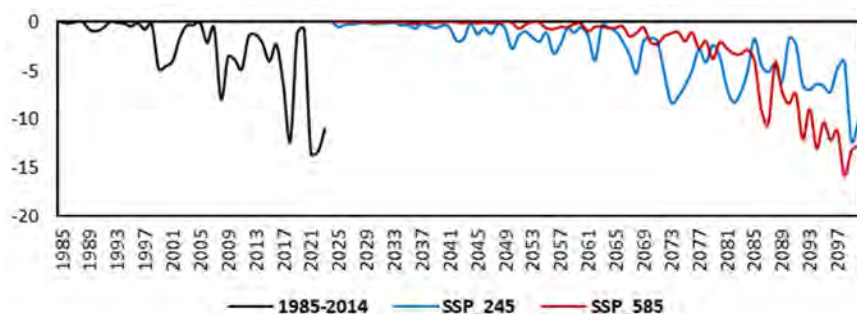


Figure 4: Drought intensity diagram during the base period (1985-2023) and the periods (2050-2026), (2051-2075) and (2100-2076) under the SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios

CONCLUSION

In this study, bias-corrected data of the average climate models obtained from the output of the Sixth Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6) under two medium emission scenarios (SSP2-4.5) and high emission scenarios (SSP5-8.5) were used to predict temperature, precipitation, and drought in Iran. According to the results obtained, it is expected that due to the intensification of global warming under both scenarios, the rate of evapotranspiration will increase, and as a result, the average drought index SPEI will be negative in most years in the last 25 years of the study period. The results of the above study are consistent with other studies conducted in this field. It is suggested that in future studies, using models with higher spatial resolution and advanced statistical analyses, these mechanisms and the mutual effects of local and global factors should be examined more closely to achieve a better understanding of climate predictions and water resources management strategies. This approach will not only help reduce uncertainty in predictions but will also pave the way for developing more effective adaptation strategies in the face of climate change.

REFERENCES

References [In Persian]

- Dastourani, M., Hoseinabadi, S., Yaghoobzadeh, M., & Forouzan Mehr, M. (2024). The effect of climate change on meteorological drought using the data of the Sixth Climate Change Report (Case study: Shiraz city). *Water Resources Engineering*, 17(61), 13-27. doi: 10.30495/wej.2024.30610.2360. [In Persian]
- Khadempour, F., Amirabadizadeh, M. and Falamarzi, Y. (2024). Streamflow forecasting under the impacts of climate change based on the combined output of CMIP6 models (Case study: Dez Dam). *Integrated Watershed Management*. doi: 10.22034/iwm.2024.2022522.1133. [In Persian].
- Mohammadi, N. and Hedjazizadeh, Z. (2024). The effects of climate change on increasing the risk of drought in Tehran using CMIP6 scenarios. *Water and Soil Management and Modelling*, 4(2), 133-148. doi: 10.22098/mmws.2023.12563.1252. [In Persian]

References [in English]

- Ayugi, B., Zhihong, J., Zhu, H., Ngoma, H., Babaousmail, H., Rizwan, K., & Dike, V. (2021). Comparison of CMIP6 and CMIP5 models in simulating mean and extreme precipitation over East Africa. *International Journal of Climatology*, 41(15), 6474-6496.
- Dai, A. (2013). Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Climate Change*, 3(1), 52-58.
- FAO, F. (2018). The impact of disasters and crises on agriculture and food security. Report.
- Hao, Z., Xia, Y., Luo, L., Singh, V. P., Ouyang, W., & Hao, F. (2017). Toward a categorical drought prediction system based on US Drought Monitor (USDM) and climate forecast. *Journal of Hydrology*, 551, 300-305.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55-94.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J. I. (2010). A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardised precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 23(7), 1696-1718.
- Wang, T., Tu, X., Singh, V. P., Chen, X., & Lin, K. (2021). Global data assessment and analysis of drought characteristics based on CMIP6. *Journal of Hydrology*, 596, 126091.
- Yang, X., Zheng, W., Ren, L., Zhang, M., Wang, Y., Liu, Y., ... & Jiang, S. (2018). Potential impact of climate change on the future streamflow of the Yellow River Basin based on CMIP5 data. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 376, 97-104.

Yu, M., Li, Q., Hayes, M.J., Svoboda, M.D., Heim, R.R., 2014. Are droughts becoming more frequent or severe in China based on the standardised precipitation evapotranspiration index: 1951–2010? *Int. J. Climatol.* 34 (3), 545–558.

Zeng, J., Li, J., Lu, X., Wei, Z., Shangguan, W., Zhang, S., ... & Zhang, S. (2022). Assessment of global meteorological, hydrological and agricultural drought under future warming based on CMIP6. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 15(1), 100143.

Zhao, F., Wu, Y., Yin, X., Sun, K., Ma, S., Zhang, S., ... & Chen, J. (2022). Projected changes in population exposure to drought in China under CMIP6 forcing scenarios. *Atmospheric Environment*, 282, 119162.



مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۱۴، شماره ۴۶، شماره پیاپی ۴، دی ۱۴۰۴

پیش‌نمایی روندهای خشکسالی ایران در افق آتی با رویکرد مدل‌های چندگانه CMIP6

مهیار احدی^۱، بتول زینالی^{۲*} , برومند صلاحی^۳، فائزه شجاع^۴، امین فضل کاظمی^۵، ایمان بابائیان^۶، منصوره کوهی^۶

۱. دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران
۲. استاد آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران (نویسنده مسئول)
ایمیل: zeynali.b@uma.ac.ir ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4244-4008>
۳. استاد آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران
۴. محقق پسا دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۵. دانشجوی دکتری هواشناسی، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۶. استاد آب و هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، پژوهشگاه اقلیم‌شناسی، مشهد، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۸/۰۷ تاریخ ویرایش: ۱۴۰۴/۰۲/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۲۸ تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۱۰/۰۱ واژه‌های کلیدی: بارش، دما، تغییر اقلیم، خشکسالی‌های ایران، سناریوهای SSP، CMIP6.	در این مطالعه با استفاده از سامانه همدادی مدل‌های چندگانه (MME)، متشکل از چندین مدل پروژه مقایسه جفت‌شده فاز ششم (CMIP6)، رویدادهای خشکسالی ایران تحت ۲ سناریو SSP2-4.5 و SSP5-8.5 تا انتهای سال ۲۱۰۰ پیش‌نگری می‌شود. پس از انتخاب مدل‌های برتر با استفاده از شاخص ارزیابی کلینگ - گوپتا، فرآیند تصحیح ارببی و مقیاس‌کاهی داده‌های دما و بارش با استفاده از نرم‌افزار CMHyd انجام گرفت. نتایج نشان داد که تحت سناریو SSP2-4.5، متوسط بارش کشور طی سه دوره آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب ۲۰، ۱۲ و ۱۶ درصد و با اعمال سناریو بدبینانه ۱۵، ۱۳ و ۲۱ درصد افزایش خواهد داشت. از لحاظ دمایی، شدیدترین افزایش مربوط به سناریو بدبینانه و در آینده دور با ۳/۷ درجه سلسیوس می‌باشد. میانگین شاخص خشکسالی SPEI 12 ماهه در آینده نزدیک تحت سناریو SSP2-4.5 و SSP5-8.5 به ترتیب برابر با ۰/۵۳ و ۰/۸۰، در آینده میانی ۰/۱ و صفر و در آینده دور ۰/۴۵ و ۰/۸۴ خواهد بود. با توجه به نتایج، با اعمال سناریو بدبینانه، شدت خشکسالی در آینده نزدیک و میانی کاهش ۹۶ و ۴۹ درصدی و در آینده دور افزایش ۳۰۰ درصدی خواهد داشت. اما در صورت وقوع سناریو SSP2-4.5، در آینده نزدیک کاهش ۶۱ درصدی و در آینده میانی و دور افزایش ۶۴ و ۲۳۴ درصدی دارد.
استناد: احدی، مهیار، زینالی، بتول، صلاحی، برومند، شجاع، فائزه، فضل کاظمی، امین، بابائیان، ایمان و کوهی، منصوره. (۱۴۰۴). پیش‌نمایی روندهای خشکسالی ایران در افق آتی با رویکرد مدل‌های چندگانه CMIP6. <i>مخاطرات محیط طبیعی</i>. ۱۴(۴۶)، ۷۴-۴۳	
ناشر: دانشگاه سیستان و بلوچستان	
DOI: 10.22111/jneh.2025.50138.2075	

مقدمه

خشکسالی یکی از شدیدترین و گسترده‌ترین بلایای طبیعی در جهان از نظر خسارات اجتماعی و اقتصادی می‌باشد (یو^۱ و همکاران، ۲۰۱۴)؛ به طوری که بر اساس گزارش سازمان خواربار و کشاورزی ملل متحد (فائو)^۲، هزینه مستقیم اقتصادی این پدیده در سطح جهانی حدود ۲۵۰ تا ۳۰۰ میلیارد دلار در سال تخمین زده شده است؛ علاوه بر خسارات اقتصادی، تأثیرات اجتماعی و زیست محیطی این مخاطره نیز به میزان قابل توجهی در حال افزایش می‌باشد (فائو، ۲۰۱۸). نتایج بسیاری از مطالعات نشان می‌دهد که عامل بسیاری از خشکسالی‌ها، گرمایش جهانی است (وانگ^۳ و همکاران، ۲۰۲۱). بر اساس ششمین گزارش ارزیابی هیات بین دولتی تغییر اقلیم^۴ در سال ۲۰۲۱، میانگین دمای جهانی طی سال‌های ۲۰۱۱ تا ۲۰۲۰ حدود ۱/۰۹ درجه سلسیوس نسبت به دوران پیش آغاز انقلاب صنعتی (۱۹۰۰-۱۸۵۰) افزایش پیدا کرده است. چنین گرمایش جهانی، منجر به وقوع پدیده‌های حدی از جمله بارش‌های سیل آسا، موج‌های گرمایی و وقوع خشکسالی‌های متعدد شده است. بروز خشکسالی مداوم در اثر تغییرات اقلیمی، منجر به مسائل اکولوژیکی مانند کمبود شدید آب و بیابان‌زایی شده و گونه‌های محلی را به طور جدی تهدید می‌کند (یو و همکاران، ۲۰۲۳). همچنین اثرات خشکسالی با افزایش تقاضای آب ناشی از توسعه اجتماعی-اقتصادی و تغییرات قابل توجه در شرایط آب و هوایی ناشی از تغییرات اقلیمی، تشدید می‌شود (ژائو^۵ و همکاران، ۲۰۱۷؛ ژانگ^۶ و همکاران، ۲۰۱۹)؛ بنابراین، درک جامع از ویژگی‌های مکانی و زمانی خشکسالی برای کاهش اثرات و سازگاری با آن اهمیت حیاتی داشته و در شرایط فعلی تمرکز اصلی مطالعات اقلیمی جهانی است (دای^۷، ۲۰۱۲؛ هائو^۸ و همکاران، ۲۰۱۷)، به همین دلیل آگاهی از روند تغییرات خشکسالی در آینده برای توسعه سیاست‌های هشدار سریع و کاهش اثرات مخرب ضروری می‌باشد (خو^۹ و همکاران، ۲۰۲۴).

تاکنون چندین مطالعه از پیش‌بینی‌های مدل‌های آب و هوایی جهانی^{۱۰} مشتق‌شده از فاز ۵ پروژه مقایسه‌ای مدل جفت شده^{۱۱} (CMIP5)، برای پیش‌نگری خشکسالی در مقیاس جهانی و منطقه‌ای انجام شده است (وو^{۱۲} و همکاران، ۲۰۲۱؛ خو و همکاران، ۲۰۲۱). علیرغم مطالعات انجام شده، هنوز عدم قطعیت‌های قابل توجهی در شبیه‌سازی مدل‌های آب و هوایی فار پنجم وجود دارد، که این ممکن است ویژگی‌های خشکسالی آینده را که در مطالعات قبلی بدست آمده، دچار خطا و تردید نماید (سها^{۱۳} و همکاران، ۲۰۱۷). اخیراً شبیه‌سازی‌های جدیدی از آخرین مدل‌های آب و هوایی پیشرفته فاز ششم (CMIP6)، در دسترس قرار گرفته است. این مدل‌ها به دلیل وضوح فضایی و طرح‌های پارامتری آن‌ها برای فرآیندهای فیزیکی و بیو ژئوشیمیایی نسبت به مدل‌های پیشین دقیق‌تر و بهتر هستند (ایرینگ^{۱۴}، ۲۰۱۶). این مهم به ویژه در مقیاس‌های منطقه‌ای، مانند جنوب هند (سفریان^۱، ۲۰۱۸)، سرزمین اصلی

1. Yu

2. Food and Agriculture Organization (FAO)

3. Wang

4. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)

5. Gao

6. Zhang

7. Dai

8. Hao

9. Xu

10. Global Climate Model (GCM)

11. Coupled Model Intercomparison Project phase 5

12. Wu

13. Saha

14. Eyring

چین (ژو^۲ و همکاران، ۲۰۲۱)، شرق چین (خین^۳ و همکاران، ۲۰۲۰)، و مناطق فلات تبت (ژو و یانگ^۴، ۲۰۲۰) اثبات گردیده است. وو^۵ و همکاران (۲۰۲۴) در پژوهشی با استفاده از شاخص خشکسالی استاندارد شده بارش و تبخیر- تعرق^۶ (SPEI) به ارزیابی چگونگی ادامه خشکسالی‌ها در جهان تحت سناریوهای مختلف انتشار پرداختند، این مطالعه نشان داد که تحت سناریوهایی با انتشار بیشتر گازهای گلخانه‌ای، مناطق استوایی به سمت عرض ۳۰ درجه شمالی، خشکسالی‌های شدیدتری را تجربه خواهند کرد؛ و در حالت بدبینانه انتشار گازهای گلخانه‌ای، مناطق خشک به مراتب با خشکسالی شدیدتری مواجه خواهند شد. در مطالعه دیگر وانگ^۷ و همکاران (۲۰۲۱)، با استفاده از داده‌های پروژه مقایسه مدل‌های جفت شده فاز ششم و ۳ شاخص خشکسالی استاندارد شده بارش^۸ (SPI)، شاخص خشکسالی SPEI و شاخص استاندارد رواناب^۹ (SRI)، ویژگی‌های خشکسالی جهانی را بررسی نمودند؛ نتایج حاکی از افزایش شدت، مدت، فراوانی و گستره مکانی خشکسالی در بیشتر مناطق بوده، که عامل اصلی و کلیدی در وقوع خشکسالی‌ها، افزایش تبخیر و تعرق می‌باشد. ارزیابی خشکسالی‌های هواشناسی، هیدرولوژیکی و کشاورزی تحت گرمایش جهانی و بر اساس پروژه مقایسه مدل‌های جفت شده فاز ششم توسط زنگ^{۱۰} و همکاران (۲۰۲۲) انجام شد؛ نتایج نشان داد که، در سرتاسر جهان، انواع مختلف رویدادهای خشکسالی به طور کلی وسعت فضایی بیشتر، مدت طولانی‌تر و شدت بیشتری را از سال ۱۹۰۱ تا ۲۱۰۰ نشان می‌دهند، که مناطق با روند خشک شدن شدیدتر شامل جنوب غربی ایالات متحده، حوضه آمازون، مدیترانه، جنوب آفریقا، جنوب آسیا و استرالیا می‌باشد. همچنین مشخص شد که خشکسالی هواشناسی با خشکسالی هیدرولوژیکی همبستگی بیشتری نسبت به خشکسالی کشاورزی به ویژه در مناطق گرم و مرطوب نشان می‌دهد. علاوه بر این، حداکثر همبستگی بین خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی، در مقیاس‌های زمانی کوتاه می‌باشد. این یافته‌ها پیامدهای مهمی برای پایش خشکسالی و مداخلات سیاستی برای مدیریت منابع آب تحت شرایط تغییر اقلیم را دارد. ژای^{۱۱} و همکاران (۲۰۲۰) با استفاده از یک مدل همادی از مجموعه مدل‌های پروژه مقایسه جفت شده فاز ششم، ویژگی‌های خشکسالی آینده در جنوب آسیا را با استفاده از شاخص خشکسالی SPEI بررسی نمودند. نتایج تحقیقات نشان داد که در آینده بیشترین افزایش دما و تبخیر تعرق در افغانستان و غرب پاکستان اتفاق خواهد افتاد. همچنین منطقه شمال غرب شامل افغانستان و بخش‌هایی از پاکستان آسیب پذیرترین مناطق در مواجهه با خشکسالی‌های مکرر با مدت طولانی و شدت بالا می‌باشند. ماثبوت^{۱۲} و همکاران (۲۰۲۳)، با استفاده از ۱۳ مدل از مجموعه مدل‌های پروژه مقایسه جفت شده فاز ششم و استفاده از سناریوهای انتشار خوشبینانه و بدبینانه، ویژگی‌های خشکسالی در سوریه را با استفاده از شاخص خشکسالی SPEI و SPI مورد بررسی قرار دادند. نتایج این مطالعه حاکی از کاهش میزان بارش‌ها در سرتا سر سوریه به ویژه در جنوب غربی و روند افزایشی دما در آینده میانه به سمت آینده دور می‌باشد؛ در نتیجه این تغییرات، هر دو شاخص

1. Seferian

2. Zhu

3. Xin

4. Zhu & Yang

5. Wu

6. Standardised Precipitation-Evapotranspiration Index

7. Wang

8. Standardized Precipitation Index

9. Standardized Runoff Index

10. Zeng

11. Zhai

12. Mathboub

خشکسالی رویدادهای خشکسالی شدیدتر و طولانی‌تری را در مناطق شرقی و شمال شرقی سوریه و به ویژه در مناطق خشک را پیش بینی می‌کند. همچنین نتایج دیگر مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که خطر افزایش شدت خشکسالی در مناطق نیمه گرمسیری و عرض جغرافیایی متوسط به دلیل کاهش بارندگی، افزایش دما و تبخیر و تعرق بیشتر از سایر مناطق می‌باشد (کوک^۱ و همکاران، ۲۰۲۰؛ دای^۲، ۲۰۱۳).

در ایران نیز مطالعات مختلفی در زمینه پایش و پیش‌نگری خشکسالی با استفاده از مدل‌های CMIP6 صورت گرفته است؛ که البته بیشتر مطالعات انجام شده، در مقیاس استانی و منطقه‌ای بوده، و کمتر مطالعه‌ای به بررسی ابعاد این مخاطره در سطح کل کشور پرداخته است. به عنوان مثال، وطن‌پرست و صلاحی (۱۴۰۳) اثرات تغییر اقلیم بر خشکسالی‌های دهه‌های آتی در حوزه آبخیز ارس تحت یک مدل CMIP6 را بررسی نمودند، نتایج این پژوهش نشان داد که طی سال‌های آینده شدت خشکسالی تحت هر سه سناریو نسبت به دوره پایه افزایش می‌یابد، که این افزایش ناشی از پیامدهای تغییر اقلیم در محدوده مورد بررسی است. همچنین پایش خشکسالی شاخص SPI نشان داد در سناریو بدبینانه SSP5-8.5، تعداد و شدت خشکسالی نسبت به دو سناریوی متوسط و خوشبینانه بیشتر می‌باشد. در مطالعه‌ای دیگر، اثرات تغییر اقلیم بر خشکسالی‌های آینده در حوضه آبخیز گرگانرود تحت ۸ مدل CMIP6 و ۲ سناریو SSP2-4.5 و SSP5-8.5 بررسی شد، نتایج نشان داد که در شرایط اقلیم آینده، متوسط دما و بارش سالانه در هر دو سناریو روند افزایشی دارد؛ به طوری که دما ۱/۲ تا ۴/۴ درجه سلسیوس و بارش به میزان ۲ تا ۱۱/۹ درصد افزایش می‌یابد. همچنین پایش خشکسالی بر مبنای شاخص SPEI و سناریو SSP2-4.5 حاکی از این بود که شرایط منطقه در دهه‌های آتی در محدوده‌های نزدیک به نرمال یا ترسالی خواهد بود. این وضعیت در دوره آینده نزدیک، در سناریو SSP5-8.5 نیز ادامه دارد، ولی تحت تاثیر افزایش شدید دما و تبخیر و تعرق در آینده دور، میزان وقوع خشکسالی‌ها افزایش خواهد یافت (عسگری و همکاران، ۱۴۰۲). حسینی و عزیزیان (۱۴۰۲) با استفاده از شاخص خشکی، اثر تغییر اقلیم بر وضعیت خشکسالی و شرایط اقلیمی ایران را مورد واکاوی قرار دادند؛ نتایج حاکی از آن بود که تحت هر دو سناریو RCP4.5 و RCP8.5، کاهش بارش و افزایش دمای سطح زمین به صورت توأمان، منجر به خشکی بسیاری از مناطق کشور خواهد شد. نتایج پژوهش کوهی و همکاران (۱۴۰۱) که اثرات تغییر اقلیم بر وضعیت خشکسالی را با استفاده از تئوری منطق فازی در حوضه آبریز کارون مطالعه نمودند، نشان داد که تحت سناریوهای SSP3-7.0 و SSP5-8.5 در اغلب ایستگاه‌ها به ویژه ایستگاه‌های واقع در شمال، شمال‌غرب و غرب حوضه کارون فراوانی وقوع دوره‌های خشک افزایش و وقوع دوره‌های مرطوب کاهش یافته است. تلفیق این دو مورد با یکدیگر می‌تواند با کاهش شدید منابع و ذخایر آبی در این حوضه، منجر به آسیب‌های قابل توجه و بعضاً غیرقابل جبرانی در بخش‌های مختلف کشاورزی، اجتماعی، اقتصادی و افزایش مهاجرت از منطقه شود. در سایر پژوهش‌های انجام شده با استفاده از مدل‌های CMIP6، می‌توان به مطالعات دستورانی و همکاران (۱۴۰۳)، خادم‌پور و همکاران (۱۴۰۳) و محمدی و همکاران (۱۴۰۳) اشاره نمود که به بررسی اثرات تغییر اقلیم و گرمایش جهانی بر وقوع خشکسالی در مناطق مختلف ایران پرداختند، نتایج مطالعات فوق حاکی از افزایش شدت خشکسالی با تشدید گرمایش جهانی می‌باشد. جمع بندی پژوهش‌های صورت گرفته در سطح جهانی و منطقه‌ای نشان می‌دهد که با ادامه روند صعودی گرمایش جهانی، این پدیده نیز شدت بیشتری خواهد یافت؛ از طرفی کشور ایران به دلیل وسعت زیاد و قرار گرفتن در منطقه خشک و نیمه خشک جهان در کانون شدیدترین تغییرات اقلیمی بوده و همواره خشکسالی‌های

¹. Cook

². Dai

متعددی را تجربه نموده است؛ علاوه بر این، تغییرات اقلیمی نیز بر وسعت و تکرار پدیده فوق طی سالیان اخیر افزوده و خسارات اقتصادی زیادی را بر کشور تحمیل نموده است. بخش‌های وسیعی از ایران نیز به علت قرار گرفتن در کمربند بیابانی جنب حاره و سلطه مراکز پرفشار دینامیکی، دارای آب و هوای خشک و نیمه خشک است، و همواره بارش کمی را دریافت می‌کند. همچنین تمرکز و توزیع مکانی - زمانی بارش در این نواحی نامطلوب و رژیم بارشی آن دارای نوسانات شدیدی است (قویدل رحیمی، ۱۳۸۴). با توجه به این موضوع مهم که نمی‌توان از وقوع خشکسالی جلوگیری کرد، اما اگر ماهیت و خصوصیات آن مطالعه و بررسی شود، می‌توان نسبت به پیش‌بینی آن امیدوار، و با آمادگی و برنامه‌ریزی، اثرات زیان‌بار آن را کاهش و کنترل کرد، لذا پیش‌نگری خشکسالی و ویژگی‌های آن بسیار مهم و ضروری می‌باشد.

در مطالعه حاضر، با استفاده از شاخص خشکسالی SPEI که به‌عنوان یکی از معتبرترین شاخص‌ها برای ارزیابی خشکسالی تحت شرایط تغییر اقلیم شناخته می‌شود (ژائو و همکاران، ۲۰۲۲)، روند خشکسالی در ایران تحت دو سناریوی اقلیمی SSP2-4.5 و SSP5-8.5 با به‌کارگیری آخرین مدل‌های پروژه CMIP6 مورد تحلیل قرار گرفته است. با توجه به محدودیت‌های مطالعات پیشین که عمدتاً در مقیاس‌های منطقه‌ای یا با تعداد محدودی از مدل‌ها انجام شده‌اند، این مطالعه با استفاده از سامانه همادی مدل‌های چند گانه^۱ و اعمال فرایند اصلاح اریبی^۲، تلاش می‌کند تا عدم قطعیت‌های ذاتی مدل‌های اقلیمی را به حداقل رسانده و تصویر جامع‌تر و دقیق‌تری از روند خشکسالی در سطح ملی ارائه دهد. رویکرد مدل‌های گروهی نه تنها دقت پیش‌بینی‌ها را از طریق کاهش وابستگی به نتایج تک‌مدلی افزایش می‌دهد، بلکه با ارائه نتایج با قابلیت تعمیم‌پذیرتر، امکان استفاده از آن‌ها را در سیاست‌گذاری‌های کلان فراهم می‌کند. این نتایج به سیاست‌گذاران و برنامه‌ریزان این امکان را می‌دهد تا در سه مرحله قبل، حین و پس از وقوع خشکسالی، اقدامات پیشگیرانه، واکنشی و بازسازی را با دقت بیشتری طراحی و اجرا کنند. همچنین، این پژوهش با پوشش جغرافیایی کامل ایران و بررسی سناریوهای مختلف SSP، شکاف موجود در مطالعات قبلی را پر کرده و اطلاعات دقیق‌تر و کاربردی‌تری برای برنامه‌ریزی و مدیریت پایدار منابع آب در شرایط تغییر اقلیم فراهم می‌کند. نتایج این مطالعه می‌تواند به‌عنوان مرجعی علمی برای توسعه سیاست‌های سازگاری با خشکسالی، کاهش آسیب‌پذیری و افزایش تاب‌آوری در برابر این مخاطره طبیعی در ایران مورد استفاده قرار گیرد.

داده‌ها و روش‌ها

موقعیت جغرافیایی و اقلیمی منطقه مورد مطالعه

ایران کشوری پهناور و با مساحتی در حدود ۱۵۴ میلیون هکتار بین عرض جغرافیایی ۲۳-۴۱/۵ درجه و طول جغرافیایی ۴۱/۵-۶۷/۵ واقع شده است. از شمال با دریای خزر و از جنوب با خلیج فارس و دریای عمان همسایه می‌باشد. دو رشته کوه اصلی آن یعنی البرز که از آذربایجان شروع شده و تا شرق ایران، افغانستان و ترکمنستان امتداد می‌یابد. رشته کوه دیگر، زاگرس که از جنوب شرقی ترکیه شروع شده و با عبور از چند استان به جنوب شرقی ایران می‌رسد. این دو رشته کوه باعث ایجاد شرایط آب و هوایی متفاوت در ایران می‌شوند. رشته کوه زاگرس مانع از پیشروی سامانه‌های باران‌زای غربی شده و به همین دلیل میانگین بارندگی سمت غربی زاگرس بیش از میانگین بارندگی سالانه ایران می‌باشد. رشته کوه البرز نیز رطوبت و جریان هوای دریای خزر را به دام می‌اندازد و از پیشروی

¹. Multi- Model Ensembles

². Bias correction

آن جلوگیری می‌کند. از این رو، قسمت های شمالی آن دارای آب و هوای مرطوب‌تر است، اما قسمت جنوبی آن و همچنین قسمت شرقی رشته زاگرس که بیشتر مساحت ایران را تشکیل می‌دهد، دارای آب و هوای خشک و نیمه خشک است. سواحل خلیج فارس و دریای عمان نیز متأثر از آب و هوای گرم و مرطوب است. در نتیجه، ایران را می‌توان به طور کلی به چهار منطقه اصلی آب و هوایی تقسیم نمود: (۱) گرم و مرطوب (سواحل جنوبی ایران)، (۲) معتدل مرطوب (سواحل دریای خزر)، (۳) سرد و کوهستانی (دامنه‌های رشته کوه های زاگرس و البرز) و (۴) گرم و خشک (بخش مرکزی ایران).

میانگین بارندگی سالانه ایران حدود ۲۳۰ میلی‌متر بوده که تنها ۳۰ درصد از میانگین بارندگی جهانی ۸۱۰ میلی‌متر می‌باشد. الگوی فضایی بارش در ایران بسیار ناهمگون است. مناطق مرکزی سالانه کمتر از ۵۰ میلی‌متر دریافت می‌کنند، در حالی که میانگین بارش در شمال ایران به حدود ۱۰۰۰ میلی‌متر در سال نیز می‌رسد. علاوه بر این، ۷۵ درصد از کل بارندگی سالانه تنها در ۲۵ درصد مساحت کشور اتفاق می‌افتد (کاراندیش و هوکسترا^۱، ۲۰۱۷).

روش‌شناسی

جهت پیش‌نگری وضعیت آب و هوا در آینده از مدل‌های آب و هوایی جهانی استفاده می‌شود (هویت^۲ و همکاران، ۲۰۲۱). این مدل‌ها ابزارهای علمی هستند که سیستم کامل آب و هوای زمین را که شامل اقیانوس‌ها، جو و خشکی‌ها می‌شود را شبیه‌سازی کرده و برای به تصویر کشیدن الگوهای آب و هوایی در مقیاس بزرگ در سراسر قاره‌ها و اقیانوس‌ها طراحی شده‌اند و اخیراً نیز ثابت گردیده که مدل‌های یاد شده قادر هستند به طور دقیق الگوهای عمومی مشاهده شده در مجموعه داده‌های هواشناسی قرن بیستم را در خود نشان دهند (مانسکی^۳ و همکاران، ۲۰۲۱). این مدل‌ها خروجی مناسبی را برای بررسی تأثیر انتشار گازهای گلخانه‌ای مختلف بر وضعیت آینده آب و هوای زمین ارائه می‌دهند (ارفسا^۴ و همکاران، ۲۰۲۴). خروجی ریزگردانی شده مدل‌های گردش عمومی جو دارای نتایج قابل قبول و واقعی تر بوده، و می‌توانند به صورت مستقیم برای ورودی مدل‌های هیدرولوژیکی به کار برده شوند و برای ارزیابی‌های منطقه‌ای اثرات تغییر اقلیم مناسب هستند (اورکدجو^۵ و همکاران، ۲۰۲۲).

در این پژوهش جهت پیش‌نگری دما و بارش و محاسبه شاخص خشکسالی SPEI، از برون‌داد مدل‌های پروژه مقایسه جفت شده فاز ششم و سناریوهای SSP2-4.5 و SSP5-8.5 به عنوان سناریو میانی و بدبینانه استفاده می‌شود. جهت شروع کار در مرحله اول ۲۷ مدل برای پارامتر بارش و ۱۵ مدل برای پارامتر دما از مجموعه مدل‌های CMIP6 بر اساس در دسترس بودن داده‌های تاریخی طی دوره ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۴ و همچنین قابلیت شبیه‌سازی آینده با سناریوهای مورد نظر انتخاب شدند (جدول ۱). برای مقایسه داده‌های مدل با داده‌های مشاهداتی، اطلاعات مربوط به دما (کمینه و بیشینه) و بارش دوره پایه (۲۰۱۴-۱۹۸۵) ۷۱ ایستگاه سینوپتیک کشور (شکل ۱) از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. برون‌داد GCM های منتخب نیز برای دوره تاریخی (منطبق بر داده های پایه) و آینده (۲۰۲۶-۲۱۰۰) و تحت دو سناریو میانی و بدبینانه از فدراسیون شبکه‌ی داده‌های سیاره‌ی زمین^۶ (ESGF) به

¹. Karandish & Hoekstra

². Hewitt

³. Manski

⁴. Arfasa

⁵. Orkodjo

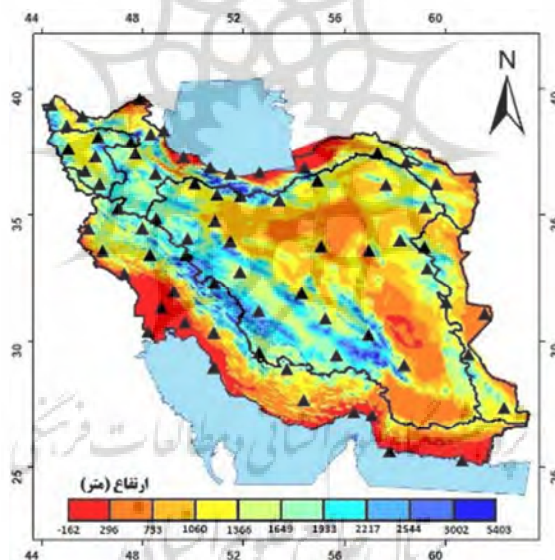
⁶. The Earth System Grid Federation

آدرس-<https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6> دریافت شد. جهت استخراج داده‌های مدل از فرمت NetCDF^۱ و تبدیل به فرمت متنی (تکست)، از نرم افزار R استفاده شد.

جدول ۱: مدل‌های مورد استفاده در تحقیق و تفکیک مکانی آن‌ها

مدل	تفکیک مکانی	مدل	تفکیک مکانی	مدل	تفکیک مکانی
ACCESS-CM2**	۱/۹×۱/۳	EC-Earth3-Veg	۰/۷×۰/۷	KIOST-ESM**	۲/۳×۲/۳
ACCESS-ESM1-5	۱/۹×۱/۳	EC-Earth3-Veg-LR	۱/۱×۱/۱	MIROC6**	۱/۴×۱/۴
BCC-CSM2-MR	۱/۱×۱/۱	FGOALS-g3	۲×۲/۳	MPI-ESM1-2-HR	۰/۹×۰/۹
CanESM5**	۲/۸×۲/۸	GFDL-ESM4	۱/۳×۱	MPI-ESM1-2-LR**	۱/۹×۱/۹
CESM2	۱/۳×۰/۹	IITM-ESM	۲×۲	MRI-ESM2-0**	۱/۱×۱/۱
CESM2-WACCM	۱/۳×۰/۹	INM-CM4-8**	۲×۱/۵	NESM3**	۱/۹×۱/۹
CMCC-CM2-SR5	۱/۳×۰/۹	INM-CM5-0**	۲×۱/۵	NorESM2-LM	۲/۵×۱/۹
CMCC-ESM2**	۱×۱	IPSL-CM6A-LR	۲/۵×۱/۳	NorESM2-MM**	۱/۲۵×۰/۹۴
EC-Earth3	۰/۷×۰/۷	KACE-1-0-G	۱/۸۸×۱/۲۵	TaiESM1	۰/۹×۱/۲۵
AWI-CM-1-1-MR*	۰/۹×۰/۹	CNRM-ESM2-1*	۱/۴×۱/۴	IPSL-CM6A-LR*	۱/۳×۲/۵
CNRM-CM6-1*	۱/۴×۱/۴	MIROC-ES2L*	۲/۸۱×۲/۷۹		

* مدل‌های دما ** مدل‌های دما و بارش بدون ستاره: مدل بارش



شکل ۱: نقشه طبقات ارتفاعی کشور ایران و ایستگاه‌های منتخب

در مرحله بعد به منظور ارزیابی دقت مدل‌های CMIP6 در مقایسه با داده‌های مشاهداتی، از شاخص‌های ارزیابی کلینگ-گوپتا^۲ (KGE) و ریشه میانگین مربعات خطا^۳ (RMSE) استفاده شد. شاخص KGE برای اولین بار توسط گوپتا و همکاران (۲۰۰۹) معرفی و سپس توسط کلینگ و همکاران (۲۰۱۲) اصلاح شد. KGE به عنوان ترکیبی از ضریب همبستگی پیرسون، اریبی و تغییرپذیری تعریف می‌شود (فرمول ۱).

$$KGE = 1 - \sqrt{((r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\gamma - 1)^2)} \quad (1)$$

^۱. Network Common Data Form

^۲. Kling-Gupta efficiency (KGE)

^۳. Root Mean Squared Error

در معادله فوق r همبستگی بین داده‌های مشاهداتی و داده‌های مدل را نشان می‌دهد. μ_s : میانگین داده‌های مدل یا شبیه سازی شده، μ_o : میانگین داده‌های مشاهداتی و σ نیز نشان دهنده انحراف معیار می‌باشد (فرمول ۲).

$$\gamma = \frac{\sigma_s/\mu_s}{\sigma_o/\mu_o} \quad \beta = \frac{\mu_s}{\mu_o} \quad (2)$$

محدوده KGE از منفی بی‌نهایت تا یک است که در آن ۱ نشان دهنده بهترین برازش و تناسب داده‌ها است. در مطالعه‌ای مقادیر بیشتر از ۰/۶ قابل قبول عنوان شده است (تارک^۱ و همکاران، ۲۰۲۰). در مطالعه دیگر کنوبن^۲ و همکاران (۲۰۱۹) مقادیر بالای ۰/۴۱ را مورد قبول دانستند.

استفاده از ضریب کارایی KGE به عنوان یک معیار عملکرد می‌تواند مفید باشد، اما به تنهایی نمی‌تواند تمام جنبه‌ها و پیچیدگی‌های مدل‌ها را پوشش دهد. این معیار به مقیاس داده‌ها حساس بوده و تغییر در مقیاس داده‌های ورودی ممکن است به تغییرات غیرمنتظره در KGE منجر شود و این باعث می‌شود که مقایسه مدل‌های مختلف دشوار گردد.

بنابراین به عنوان رویکرد مکمل، به جای تکیه صرف بر KGE، می‌توان از معیارهای دیگری مانند RMSE و MAE نیز استفاده کرد. این معیارها می‌توانند به بررسی دقت و اریبی مدل کمک کنند (وروگت^۳ و الیویرا^۴، ۲۰۲۲). با این حال شاخص ارزیابی فوق در مطالعات مختلف به صورت تنها و یا همراه با سایر سنجه‌های آماری مورد استفاده متعدد قرار گرفته است (گولاخمدادف^۵ و همکاران، ۲۰۲۵؛ صالحیه^۶ و همکاران، ۲۰۲۲). در این مطالعه برای درستی سنجی مدل‌های CMIP6 از سنجه آماری RMSE نیز استفاده شد. RMSE نشان دهنده تفاوت میان مقدار پیش‌بینی شده توسط مدل و مقدار واقعی می‌باشد. مقادیر بهینه RMSE صفر است و یک تناسب کامل بین مجموعه داده‌های دیدبانی و مدل را نشان می‌دهند (معادله ۳).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{N}} \quad (3)$$

متغیرهایی مانند بارندگی و دما به شدت تحت‌تاثیر توپوگرافی محلی مانند کوه‌ها هستند، که احتمالاً در فرآیند توسعه مدل‌های آب و هوایی جهانی به دلیل وضوح درشت آنها در نظر گرفته نمی‌شوند (رادجنز^۷ و همکاران، ۲۰۱۶). همچنین داده‌های خروجی مدل‌های آب و هوایی معمولاً دارای انحراف و خطاهای قابل‌توجهی هستند، که نیاز به افزایش همبستگی، بهبود کیفیت و افزایش قابلیت اطمینان داده‌ها می‌باشد (هر^۸ و همکاران، ۲۰۱۹). بنابراین قبل از استفاده از داده‌های اقلیمی برای مدل‌های آب و هوایی، خطاها باید اصلاح شوند (حسین زاده طلایی^۹ و همکاران، ۲۰۲۱). از این رو روش‌های تصحیح اریبی می‌توانند به طور موثر قابلیت شبیه سازی مدل‌های CMIP6 را بهبود دهند (یانگ^{۱۰} و همکاران، ۲۰۱۸). بنابراین جهت تصحیح اریبی و مقیاس‌کاهی داده‌های دما و بارش از نرم افزار

1. Tarek
2. Knobon
3. Vrugt
4. Oliveira
5. Gulakhmadov
6. Salehie
7. Rathjens
8. Her
9. Hosseinzadehtalaei
10. Yang

CMhyd^۱ استفاده گردید. این نرم‌افزار برای مدل‌سازی هیدرولوژی توسط رادجنز و همکاران (۲۰۱۶) در دانشگاه پردو آمریکا توسعه داده شده است، که اغلب برای تصحیح اریبی داده‌های مقیاس‌کاهی شده دینامیکی از قبیل داده‌های CORDEX به کار می‌رود. CMhyd ابزاری مبتنی بر پایتون بوده که می‌توان از آن برای مقیاس‌کاهی داده‌های هواشناسی از مدل‌های جهانی و منطقه‌ای و همچنین تصحیح خطای استفاده کرد. این ابزار به طور گسترده‌ای جهت مقیاس‌کاهی و همچنین تصحیح خطای بارش و دما در مطالعات مختلف استفاده شده است (مالیک^۲ و همکاران، ۲۰۲۲؛ یبوا^۳ و همکاران، ۲۰۲۲؛ ارفسا و همکاران، ۲۰۲۴؛ بابائیان و همکاران، ۱۴۰۲).

در این پژوهش از ۵ روش تصحیح اریبی برای پارامتر بارش و ۴ روش تصحیح اریبی برای پارامتر دما استفاده شد (جدول ۲). جزئیات این روش‌ها و همچنین نحوه محاسبات آن‌ها در پژوهش حمیدیان‌پور و شجاع (۱۴۰۱) به طور کامل تشریح شده است. ورودی این نرم‌افزار شامل سه نوع داده مشاهداتی، تاریخی و داده‌های آینده یا همان داده‌های سناریو می‌باشد که هم می‌تواند به صورت فایل متنی و یا NetCDF باشد.

جدول ۲: روش‌های اصلاح اریبی مورد استفاده در پژوهش

نام روش	توضیح
linear scaling additive	نسبت میانگین ماهانه مقادیر دیدبانی به تاریخی مدل در دوره یکسان به سری داده‌های شبیه‌سازی شده آینده ضرب می‌شود. این روش ترجیحاً برای مقیاس‌کاهی بارش، فشار بخار و تابش استفاده می‌شود.
Linear scaling multiplicative	تفاوت میانگین ماهانه داده‌های دیدبانی و تاریخی مدل در دوره یکسان به سری داده‌های شبیه‌سازی شده آینده اعمال می‌شود. این روش ترجیحاً برای مقیاس‌کاهی دما استفاده می‌شود.
Delta Chang, additive	تفاوت بین مقادیر متغیر در شبیه‌سازی تاریخی و آینده به مقادیر دیدبانی افزوده می‌شود.
Delta Chang, multiplicative	نسبت بین مقادیر متغیر در شبیه‌سازی تاریخی و آینده در مقادیر دیدبانی ضرب می‌شود.
Precipitation local intensity	به طور همزمان شدت و فرکانس بارش تصحیح می‌شود. ابتدا آستانه شدت بارش هر ماه تعیین می‌شود، سپس تعداد روزهای تر شبیه‌سازی فراتر از آستانه یادشده با مقادیر دیدبانی مربوطه تطابق داده می‌شود.
Power transform	به دلیل ناتوانی روش‌های انتقال مانند LS و DC در شبیه‌سازی واریانس، روش غیرخطی به صورت ضرب توانی برای تصحیح واریانس بارش استفاده می‌شود.
Variance Scaling	این روش در سه مرحله میانگین و واریانس دما را تصحیح می‌کند.
Distribution mapping	در این روش تابع توزیع داده‌های شبیه‌سازی به نحوی تصحیح می‌شود تا با توزیع دیدبانی مطابق باشد.

از آنجایی که اتکا به نتایج یک مدل واحد می‌تواند به دلیل عدم قطعیت‌های ذاتی مدل‌های اقلیمی، منجر به گمراهی در تفسیر نتایج شده و هیچ مدلی به‌طور مطلق بر مدل‌های دیگر برتری ندارد، استفاده از میانگین‌های ترکیبی چند مدل (Ensemble) می‌تواند تا حد قابل توجهی عدم قطعیت را کاهش دهد. در واقع، یک متوسط یا میانه ترکیبی از خروجی‌های چندین مدل، به‌دلیل در نظر گرفتن طیف وسیع‌تری از سناریوها و شرایط، تصویر محتمل‌تر و قابل اعتمادتری از روندهای اقلیمی آینده ارائه می‌دهد (حمیدیان‌پور و شجاع، ۱۴۰۱). بنابراین با توجه به نتایج KGE و RMSE مدل‌های مختلف، اجرای گروهی GCMS جهت پیش‌نگری دما و بارش مورد استفاده قرار می‌گیرد.

^۱. Climate Model data for Hydrologic modeling

^۲. Malik

^۳. Yeboah

میانگین گروهی (EM) چند مدلی رایج‌ترین و پرکاربردترین رویکرد جهت کاهش عدم قطعیت مدل‌ها است؛ که مطابق رابطه ۴ محاسبه می‌شود (وانگ و همکاران، ۲۰۱۸):

$$S(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_n(t) \quad (۴)$$

در رابطه فوق $S(t)$ یک EM برای زمان t است، N تعداد کل GCM ها و $P_n(t)$ پیش‌بینی $\ln$ امین GCM برای زمان t است.

پس از انتخاب مدل‌های مناسب و انجام فرآیند تصحیح اریبی و مقیاس کاهی داده‌ها، شاخص خشکسالی SPEI محاسبه شد. در دهه‌های اخیر، چندین شاخص خشکسالی توسعه یافته‌اند، این شاخص‌ها پیش نیاز کلیدی برای ارزیابی خطر خشکسالی می‌باشند (عمر^۱ و همکاران، ۲۰۲۰؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۹). شاخص استاندارد شده بارش (SPI) و شاخص استاندارد شده تبخیر و تعرق بارندگی (SPEI) از رایج‌ترین شاخص‌های مورد استفاده هستند (ویسنته سرانو^۲، ۲۰۱۰؛ تانگ^۳ و همکاران، ۲۰۱۸؛ یائو^۴ و همکاران، ۲۰۱۸؛ ژائو^۵ و همکاران، ۲۰۱۷). شاخص SPI با برازش تابع توزیع گاما برای داده‌های تاریخی در مقیاس‌های زمانی مختلف محاسبه می‌شود (تیم^۶، ۲۰۱۳). با این حال، از آنجایی که SPI تنها به بارش بستگی دارد، برای مطالعه خشکسالی با در نظر گرفتن تأثیرات دمایی مناسب نیست (هایل^۷ و همکاران، ۲۰۲۰). SPEI که بر اساس بارش و تبخیر و تعرق بالقوه^۸ (PET) محاسبه می‌شود، توسط ویسنته سرانو و همکاران در سال ۲۰۱۰ توسعه داده شده است. این شاخص به تغییرات دما حساس بوده و برای ارزیابی خطر خشکسالی تحت گرمایش جهانی مناسب می‌باشد (ژائو و همکاران، ۲۰۲۲). به دلیل این مزیت، SPEI به طور گسترده در پایش و پیش‌بینی خشکسالی و ارزیابی خطرات در مقیاس جهانی و قاره‌ای مورد استفاده قرار گرفته است (چن^۹ و همکاران، ۲۰۲۱؛ ویسنته سرانو و همکاران، ۲۰۱۵؛ یائو و همکاران، ۲۰۱۸؛ ژائو و همکاران، ۲۰۱۷). همانند SPI، SPEI نیز برای ارزیابی خشکسالی در بازه‌های زمانی مختلف (۱۰، ۳۶، ۶۰، ۱۲۰، ۲۴۰، ۳۶۰ و ۴۸ ماه یا بیشتر) طراحی شده و محاسبه آن بر اساس تفاوت بین بارش و تبخیر و تعرق بالقوه صورت می‌گیرد (بگوریا^{۱۰} و همکاران، ۲۰۱۴). SPEI دوازده ماهه نیز به این دلیل انتخاب شد که برای تشخیص شرایط خشکسالی در سراسر جهان، به ویژه در مناطقی با شرایط عمدتاً خشک استفاده شده است (هایل و همکاران، ۲۰۲۰).

در این تحقیق برای محاسبه تبخیر و تعرق از روش تورنت وایت^{۱۱} استفاده شد (تورنت وایت، ۱۹۸۴). به عقیده استیج^{۱۲} و همکاران (۲۰۱۴) محاسبه SPEI متأثر از نوع روش‌های محاسبه تبخیر و تعرق نمی‌باشد؛ با این حال بسیاری از پژوهشگران بر برآورد دقیق تبخیر و تعرق برای محاسبه شاخص SPEI قابل اعتماد تأکید نموده‌اند (محسنی پور^{۱۳} و همکاران، ۲۰۱۸؛ قطب الدین^{۱۴} و همکاران، ۲۰۱۹). بگوریا و همکاران (۲۰۱۴) روش پنمن

¹. Omer

². Vicente-Serrano

³. Tong

⁴. Yao

⁵. Zhao

⁶. Team

⁷. Haile

⁸. Potential evapotranspiration (PET)

⁹. Chen

¹⁰. Beguería

¹¹. Torrent-White

¹². Stagge

¹³. Mohsenipour

¹⁴. Qutbudin

مانتیس^۱ را به عنوان بهترین روش برای محاسبه تبخیر و تعرق مطرح نمودند، و به دنبال آن نیز روش‌های هارگریوز^۲ و تورنت وایت را برای مناطق خشک و نیمه خشک پیشنهاد دادند. با این حال رویکرد تورنت وایت نسبت به سایر روش‌ها از متغیرهای هواشناسی کمتری متأثر بوده (شیرو^۳ و همکاران، ۲۰۲۰)، که برای مناطق کم داده مناسب می‌باشد. از طرفی مطالعات نشان داده که روش تورنت وایت در تمام مناطق آب و هوایی، مقدار تبخیر و تعرق را بیش از مقدار واقعی برآورد می‌کند (محسنی پور و همکاران، ۲۰۱۸)، با این حال اگر هدف فقط نشان دادن تغییرات نسبی در وقوع خشکسالی باشد، این بیشینه برآورد بر نتایج تأثیر نمی‌گذارد (صالحیه و همکاران، ۲۰۲۲).

مراحل محاسبه شاخص خشکسالی به ترتیب زیر می‌باشد.

۱- محاسبه تبخیر و تعرق با استفاده از روش تورنت وایت:

$$PET = 16N_m \left(\frac{10T}{I} \right)^m \quad (5)$$

$$m = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.79 \times 10^{-2} I + 0.492 \quad (6)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad (7)$$

$$i = \left[\frac{T_m}{5} \right]^{1.514} \quad (8)$$

که در فرمول‌های فوق: T عبارت است: از میانگین دمای ماهانه بر حسب درجه سلسیوس، I: شاخص حرارتی که به عنوان مجموع مقادیر ۱۲ ماهه پارامتر i محاسبه می‌شود. N_m ضریب تصحیح که از جدول محاسبه شده و بسته به عرض جغرافیایی و ماه مورد نظر متفاوت می‌باشد.

۲- تفاوت بین بارندگی و PET ماهانه به صورت زیر محاسبه شد:

$$D_j = P_j - PET_j \quad (9)$$

که در آن P_j و PET_j به ترتیب مقادیر بارندگی و تبخیر و تعرق به صورت ماهانه و بر حسب میلی‌متر می‌باشد.

۳- بر اساس تفاوت بین بارش و تبخیر و تعرق، SPEI در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه به شرح زیر محاسبه شد:

$$SPEI = W - \frac{C_0 + C_1 W + C_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3} \quad (10)$$

$$F(X) = \exp \left\{ - \left[1 - k \left(\frac{x - \mu}{\beta} \right)^{\frac{1}{k}} \right] \right\} \quad (11)$$

وقتی که $F(X) \leq 0.05$ باشد در اینصورت $W = \sqrt{-2 \ln(F(x))}$ خواهد بود. و اگر $F(X) \geq 0.05$ باشد، در اینصورت $W = \sqrt{-2 \ln(1 - F(x))}$ می‌شود. β و k به ترتیب پارامترهای مقیاس و تابع توزیع گاما هستند. مقادیر C_0 ، C_1 و C_2 به ترتیب برابر با ۲/۵۱۶، ۰/۸۰۳ و ۰/۱۰۳ می‌باشد. مقادیر d_1 ، d_2 و d_3 نیز به ترتیب برابر با ۰/۴۳۲۸، ۰/۱۸۹۳ و ۰/۰۰۱۳ می‌باشد.

¹. Penman-Monteith

². Hargreaves

³. Shiru

جدول ۳: طبقه بندی سطوح SPEI (ژائو و همکاران، ۲۰۲۲)

طبقات شاخص	طبقه خشکسالی
≥ 2	ترسالی بسیار شدید
۱/۵ تا ۱/۹۹	رطوبت شدید
۱ تا ۱/۴۹	رطوبت متوسط
۰/۹۹ تا -۰/۹۹	نرمال
-۱ تا -۱/۴۹	خشکسالی متوسط
-۱/۵ تا -۱/۹۹	خشکسالی شدید
≤ -2	خشکسالی بسیار شدید

در این مطالعه از بسته SPEI ارائه شده در نرم افزار R برای محاسبه SPEI استفاده شده است.

یافته‌های تحقیق

اعتبار سنجی و انتخاب مدل‌ها

با توجه به اینکه برای پیش‌نگری شاخص خشکسالی SPEI نیاز به در دسترس بودن داده‌های بارش، حداقل و حداکثر دما می‌باشد، از این رو در ابتدای کار توانایی مدل‌ها برای شبیه سازی داده‌های بارش و دما مورد مطالعه و ارزیابی قرار گرفت. در حقیقت میزان دقت مدل‌ها در پیش بینی دقیق تغییرات در آینده، به توانایی آنها در تکرار مقادیر مشاهده شده در سطح تاریخی بستگی دارد (پیان^۱ و همکاران ۲۰۱۰؛ طبری^۲ و همکاران ۲۰۲۱). از این رو در مرحله اول پژوهش ۲۷ مدل بارش و ۱۵ مدل دما طی بازه زمانی ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۴ با استفاده از شاخص‌های KGE و RMSE با داده‌های مشاهداتی طی همین دوره زمانی، مورد مقایسه قرار گرفتند. ارزیابی کلی نشان داد که با توجه به تنوع آب و هوایی ایران انتخاب مدل واحد برای تمام ایستگاه‌ها امکان پذیر نمی‌باشد؛ به خصوص در سواحل شمالی کشور که تفاوت‌های فاحش و قابل توجهی بین مدل‌ها و داده‌های مشاهداتی بارش وجود دارد. بنابراین جهت کاهش عدم قطعیت، مدل‌های مختلف با توجه به نتایج KGE و RMSE رتبه‌بندی، و مدل‌های منتخب جهت ایجاد سامانه همادی مدل‌های چندگانه (MME) برگزیده شدند (شکل ۲).

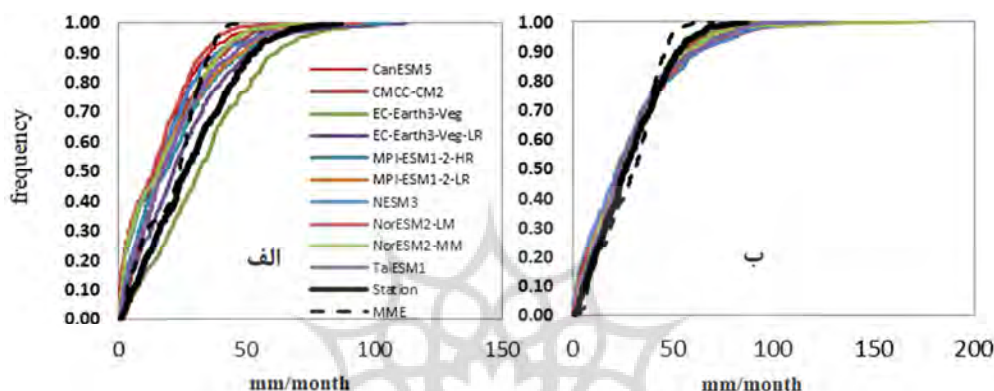
تصحیح اریبی مدل‌ها

شکل شماره ۲، نمودار توزیع تجمعی مقادیر بارش را برای دوره تاریخی مدل‌های مختلف، میانگین مدل‌ها و داده‌های مشاهداتی در قبل و بعد از تصحیح اریبی نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود، قبل از عملیات تصحیح خطا، با افزایش میزان بارندگی، تفاوت مدل‌ها با یکدیگر و داده‌های مشاهداتی زیاد می‌باشد. ولی بعد از اصلاح خطا، خروجی مدل‌ها به یکدیگر نزدیک و تقریباً به داده‌های مشاهداتی منطبق شده است. نتایج تصحیح اریبی بارش نشان می‌دهد که در بیش از ۸۰ درصد ایستگاه‌های مورد بررسی روش Linear Scaling نسبت به روش‌های دیگر از قابلیت بیشتری در کاهش میزان خطا و تا حدودی افزایش میزان همبستگی برخوردار بوده است. از طرفی آزمون‌های آماری نیز حاکی از کاهش مقدار قابل ملاحظه در میزان خطای RMSE می‌باشد، هر چند که تغییرات قابل توجهی در میزان همبستگی داده‌های مشاهداتی و داده‌های تولید شده توسط مدل‌ها به وجود نیامد. به عنوان مثال میانگین

^۱. Piani

^۲. Tabari

مقادیر RMSE ماهانه از ۲۰/۵ میلی‌متر (قبل از اصلاح اریبی) به ۱۹ میلی‌متر (بعد از اصلاح اریبی) کاهش و مقدار KGE نیز از ۰/۳۳ به ۰/۴۱ ارتقاء یافت. مقادیر انحراف استاندارد نیز حاکی از بهبود در مدل‌های فردی و MME پس از تصحیح اریبی می‌باشد. یزدان دوست^۱ و همکاران (۲۰۲۱) نیز به این نتیجه رسیدند که اکثر مدل‌های بارش خطای زیاد و همبستگی کمتری با داده‌های مشاهداتی در مناطق شمالی و شمال غربی ایران نشان می‌دهند. یافته‌های حاضر تاییدی بر مطالعات قبلی می‌باشد، که توصیه می‌کنند قبل از استفاده از مدل‌ها، خطای‌های ذاتی آن‌ها با استفاده از روش‌های مختلف تصحیح اریبی اصلاح شوند (دوسیو^۲ و همکاران ۲۰۲۱؛ طبری و همکاران ۲۰۲۱؛ آیوگی^۳ و همکاران ۲۰۲۱).



شکل ۲: تابع توزیع تجمعی تجربی مقادیر بارش (میلی‌متر در ماه) داده‌های ایستگاهی و مدل‌های منتخب قبل از (الف) و بعد از تصحیح اریبی (ب)

در مورد پارامتر دما وضعیت متفاوت بوده و اکثر مدل‌ها دارای همبستگی بالا و خطای کمتر در مقایسه با داده‌های مشاهداتی هستند. از مجموع ۱۵ مدل اولیه انتخابی با توجه به در دسترس بودن سناریوهای مورد مطالعه طی دوره ۲۰۲۶ تا ۲۱۰۰، در مجموع ۵ مدل اول که دارای KGE قابل قبول (بالتر از ۰/۴۱) به عنوان مدل‌های منتخب جهت تشکیل مدل گروهی انتخاب شدند (جدول ۴). پس از انجام عملیات اصلاح اریبی با استفاده از روش Linear Scaling، میانگین KGE دمای حداکثر و حداقل از ۰/۷۹ و ۰/۵۹ به ۰/۹۶ ارتقاء یافت. همچنین مقدار RMSE دمای حداکثر از ۴/۱ (قبل از اصلاح اریبی) به ۲/۴ درجه سلسیوس بعد از اصلاح اریبی و در مورد دمای حداقل نیز مقدار RMSE از ۳/۲ به ۲ درجه سلسیوس کاهش یافت.

جدول ۴: مدل‌های منتخب حداقل و حداکثر دما

مدل‌های حداکثر دما	مدل‌های حداقل دما
INM-CM5-0	AWI-CM-1-1-MR
AWI-CM-1-1-MR	NorESM2-MM
INM-CM4-8	CMCC-ESM2
NorESM2-MM	MRI-ESM2-0
CMCC-ESM2	MPI-ESM1-2-LR

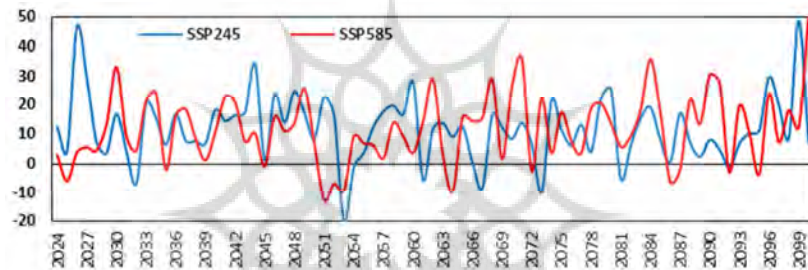
پیش‌نگری تغییرات بارش و دما

¹. Yazdandoost

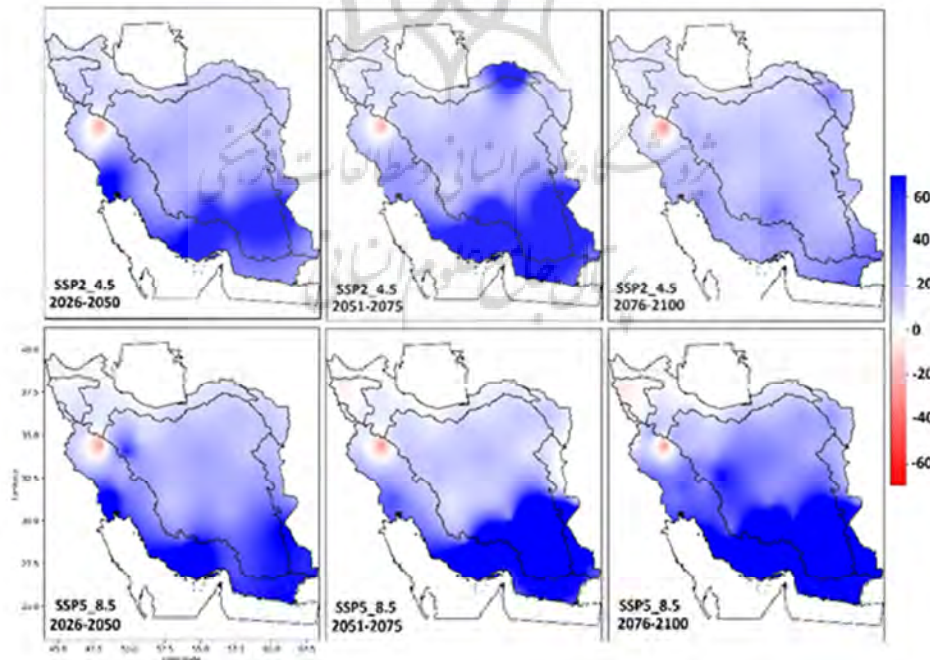
². Dosio

³. Ayugi

بارش عامل اصلی تنظیم کننده وقوع خشکسالی از یک منطقه به منطقه دیگر است (دای و همکاران، ۲۰۱۸). عوامل دیگر عبارتند از دما، سرعت باد، رطوبت و تابش خورشیدی ورودی که به طور مستقیم یا غیرمستقیم بر وقوع خشکسالی از نظر افزایش تبخیر و از طریق کمبود فشار بخار تأثیر می‌گذارد (IPCC 2014). بنابراین، درک تغییرات بارش در آینده برای مرتبط کردن آن با رویدادهای خشکسالی ضروری می‌باشد. شکل‌های ۳ و ۴ تغییرات زمانی و مکانی بارش ایران را تا سال ۲۱۰۰ نسبت به سال پایه طی دو سناریو SSP2-4.5 و SSP5-8.5 نشان می‌دهد. مطابق با شکل شماره ۳ و تحت هر دو سناریو انتشار میانی و بالا، تغییرات بارش نسبت به دوره پایه طی سال‌های مختلف افزایشی می‌باشد. بر این اساس با در نظر گرفتن سناریو انتشار میانی یا SSP2-4.5، طی ۲۵ سال اول، دوم و سوم میانگین بارش کشور نسبت به دوره پایه که حدود ۳۱۰ میلی‌متر می‌باشد، به ترتیب افزایش ۲۰، ۱۲ و ۱۶ درصدی خواهد داشت. با در نظر گرفتن سناریو انتشار بالا یا SSP5-8.5 نیز متوسط بارش کشور طی سه دوره به ترتیب افزایش ۱۵، ۱۳ و ۲۱ درصدی را تجربه خواهد نمود. از لحاظ تغییرات مکانی (شکل ۴)، بیشترین میزان افزایش بارش در جنوب و جنوب شرق کشور خواهد بود، که با نتایج پژوهش بابائیان و همکاران (۱۴۰۲) مطابقت دارد.

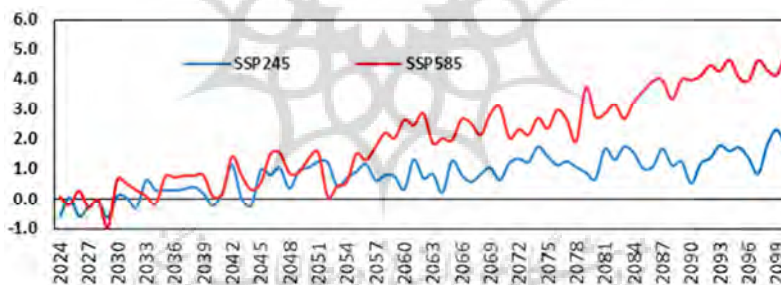


شکل ۳: نمودار سری زمانی درصد ناهنجاری‌های بارش ایران طی سال‌های (۲۰۲۶-۲۱۰۰) نسبت به دوره پایه (۱۹۸۵-۲۰۱۴)



شکل ۴: تغییرات مکانی در ناهنجاری‌های بارش (%) نسبت به دوره پایه (۱۹۸۵-۲۰۱۴) برای دوره‌های (۲۰۲۶-۲۰۵۰)، (۲۰۵۱-۲۰۷۵) و (۲۰۷۶-۲۱۰۰) تحت سناریوهای SSP2-4.5 و SSP5-8.5

بررسی تغییرات متوسط دمای ایران تا سال ۲۱۰۰ نیز نشان می‌دهد که میزان ناهنجاری دمایی تحت هر دو سناریو مثبت بوده ولی آهنگ تغییرات در سناریو انتشار بالا خیلی شدید است، به طوری که انتظار می‌رود در انتهای قرن ۲۱ تغییرات دمایی در بعضی از سال‌ها به حدود ۵ درجه سلسیوس نیز برسد (شکل ۵). بر این اساس پیش‌بینی می‌شود متوسط دمای کشور با در نظر گرفتن سناریو انتشار میانی در ۲۵ سال اول افزایش ۰/۳ درجه‌ای، در ۲۵ سال دوم افزایش ۰/۹ درجه‌ای و در ۲۵ سال انتهایی افزایش ۱/۴ درجه‌ای نسبت به دوره بلندمدت (۱۷/۴ درجه سلسیوس) داشته باشد. در شرایط انتشار بالا، میانگین دمای کشور طی ۳ دوره آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب ۰/۶، ۲ و ۳/۷ درجه سلسیوس افزایش خواهد داشت. شیب افزایش دما در سناریو بدبینانه طی سال‌های ۲۰۲۴ تا ۲۱۰۰ سالانه ۰/۰۶ درجه سلسیوس خواهد بود، که با نتایج پژوهش زرین و همکاران (۱۳۹۹) مطابقت دارد. تغییرات مکانی متوسط دمای کشور (شکل ۶) نشان می‌دهد که در بیشتر مناطق تغییرات دمایی نسبت به بلندمدت مثبت بوده و فقط در مناطق مرکزی امکان کاهش دما وجود دارد. همچنین شدیدترین تغییرات دمایی در سناریو انتشار بالا و در طی سال‌های ۲۰۷۵ تا ۲۱۰۰ می‌باشد، که در بیشتر مناطق نیمه جنوبی و شمال غرب کشور احتمال افزایش ۵ تا ۸ درجه‌ای نسبت به دوره پایه وجود دارد. بررسی معنی داری روند با استفاده از آزمون من-کندال^۱ نشان داد که تحت هر دو سناریو میانی و بدبینانه، در ۱۰۰ ایستگاه‌های مورد مطالعه مقدار Z بیشتر از ۲/۵۷ می‌باشد که حاکی از روند افزایشی دما در سطح اطمینان ۹۹ درصد می‌باشد. نتایج بدست آمده از جدیدترین شبیه‌سازی‌های CMIP6 نیز نشان دهنده تغییرات افزایشی دما و بارش به خصوص در مقیاس منطقه‌ای است (لانگ^۲ و همکاران، ۲۰۲۱؛ تورارینس‌دوتیر^۳ و همکاران، ۲۰۲۰)

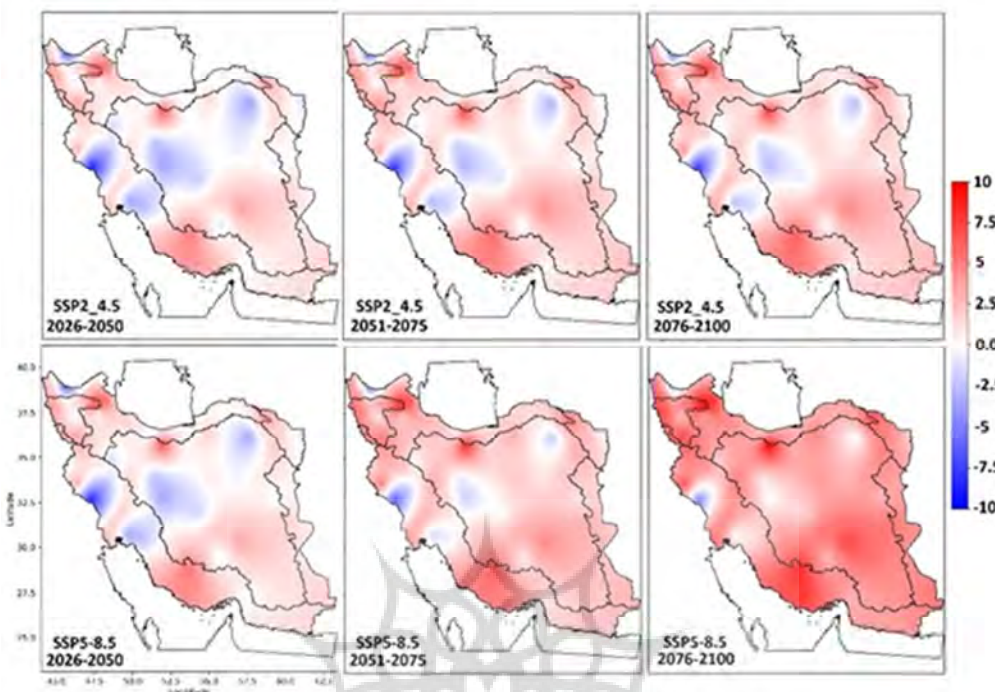


شکل ۵: نمودار سری زمانی میانگین ناهنجاری دمای ایران طی سال‌های (۲۱۰۰-۲۰۲۴) نسبت به دوره پایه (۲۰۱۴-۱۹۸۵) تحت دو سناریو SSP2-4.5 و SSP5-8.5 (بر حسب درجه سلسیوس)

¹. Mann-Kendall

². Long

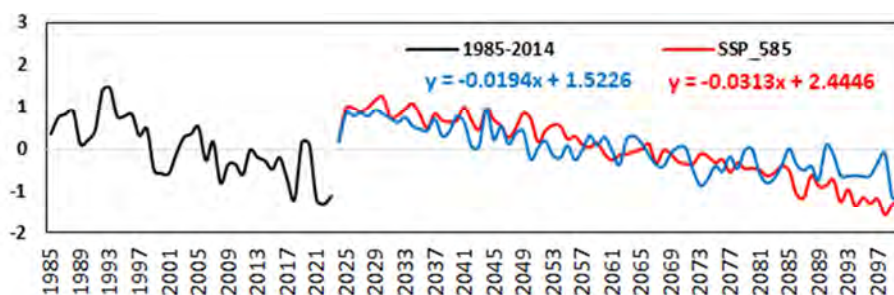
³. Thorarinsdottir



شکل ۶: تغییرات مکانی ناهنجاری‌های میانگین دمای ایران (C) نسبت به دوره پایه (۱۹۸۵-۲۰۱۴) برای دوره‌های (۲۰۲۶-۲۰۵۰)، (۲۰۵۱-۲۰۷۵) و (۲۰۷۶-۲۱۰۰) تحت سناریوهای SSP2-4.5 و SSP5-8.5

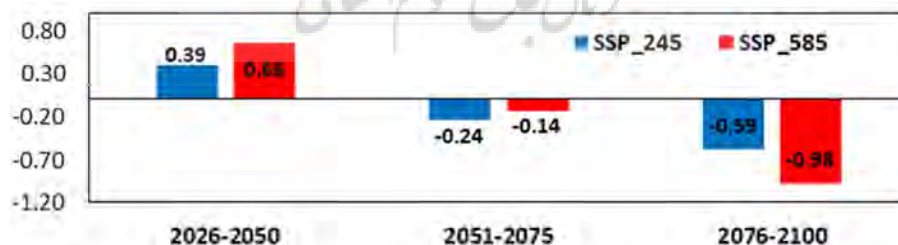
پیش‌نگری خشکسالی

شکل ۷ نمودار سری زمانی میانگین شاخص SPEI دوازده ماهه برای دوره پایه و آینده تحت دو سناریو انتشار میانی و بالا را نشان می‌دهد. طی دوره پایه که برای سال‌های ۱۹۸۵ تا ۲۰۲۳ ترسیم شده است، روند کلی شاخص منفی می‌باشد؛ یعنی در سال‌های اخیر با رخداد گرمایش جهانی و کاهش بارش‌ها، نواحی مختلف کشور وضعیت‌های متفاوتی از خشکسالی را تجربه نموده‌اند، به طوری که در بیشتر سال‌های اخیر مقدار شاخص کمتر از صفر بوده است. بررسی روند شاخص خشکسالی طی دهه‌های آینده که بر اساس میانگین مدل‌های منتخب تا سال ۲۱۰۰ محاسبه شده است، حاکی از آن می‌باشد که تحت هر دو سناریو، روند کلی شاخص SPEI نزولی بوده و در نیمه دوم قرن در بیشتر سال‌ها مقدار آن منفی خواهد شد. بررسی روند شاخص SPEI نیز نشان می‌دهد، در سناریو بدبینانه آهنگ تغییرات حدود -0.3 در سال می‌باشد، که نزدیک ۳ برابر آهنگ تغییرات در سناریو میانی است. از این رو انتظار می‌رود در اواخر قرن مقدار شاخص در بعضی از سال‌ها به -1.5 نیز برسد. مقایسه نمودار فوق با نمودار تغییرات دمایی (شکل ۵) به خوبی نمایانگر تأثیر افزایش دما در تشدید خشکسالی است.



شکل ۷: نمودار میانگین شاخص خشکسالی SPEI دوازده ماهه طی دوره پایه (۱۹۸۵-۲۰۱۴) و دوره‌های (۲۰۲۶-۲۰۵۰)، (۲۰۵۱-۲۰۷۵) و (۲۰۷۶-۲۱۰۰) تحت سناریوهای SSP2-4.5 و SSP5-8.5

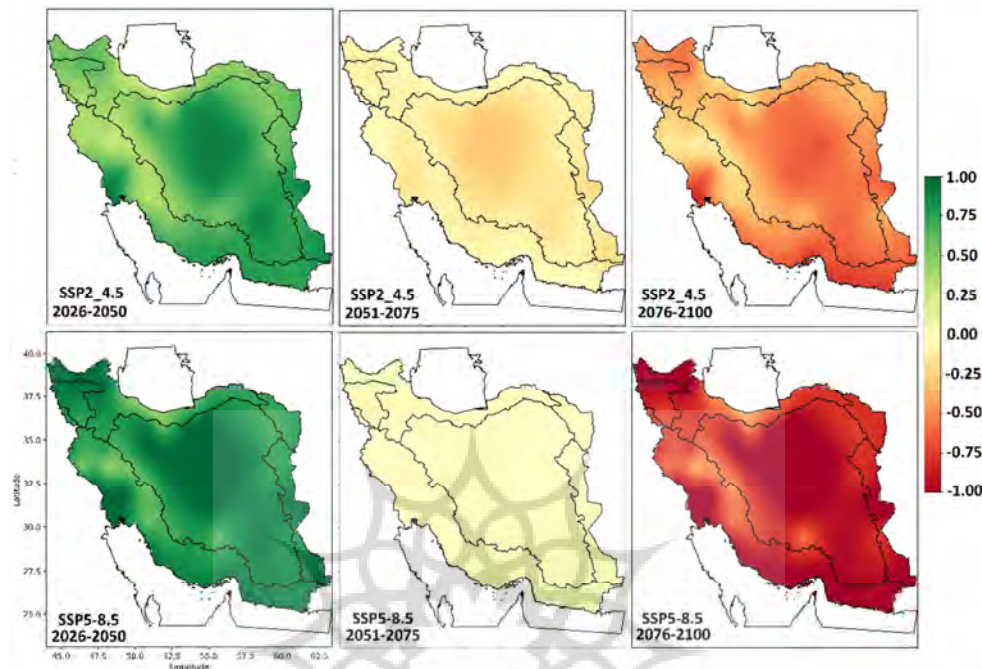
شکل شماره ۹ نیز توزیع مکانی میانگین شاخص SPEI طی دوره‌های ۲۵ ساله تحت دو سناریو انتشار میانی و بالا را به تصویر می‌کشد. مشابه با تغییرات در سری زمانی (شکل ۷)، توزیع فضایی SPEI رویدادهای ترسالی و خشکسالی با شدت‌های مختلف طی هر دو سناریو را نشان می‌دهد. با فرض رخداد سناریو SSP2-4.5، می‌توان یک الگوی ترسالی تقریباً یکنواخت در آینده نزدیک را مشاهده نمود، که البته شدت ترسالی در مناطق مرکزی، جنوب‌شرق و جنوب کشور نسبت به سایر مناطق بیشتر می‌باشد. در آینده میانی مقدار شاخص در بیشتر مناطق کشور در محدوده صفر بوده، اما در آینده دور و با افزایش دما، کشور ایران خشکسالی به نسبت شدیدتری را به خصوص در نواحی مرکزی و سواحل جنوبی تجربه خواهد نمود. الگوی شاخص SPEI در سناریو بدبینانه تقریباً مشابه با سناریو میانی می‌باشد، اما با شدت بیشتر؛ به این ترتیب که همانند سناریو SSP2-4.5 در ۲۵ سال اول شاهد وقوع ترسالی در سطح کشور خواهیم بود و میانگین شاخص در بیشتر مناطق نزدیک یک می‌شود. در ۲۵ سال دوم وضعیت تقریباً نرمال بوده و مقدار شاخص تقریباً صفر است؛ اما در ۲۵ سال آخر با توجه به تشدید گرمایش جهانی و به دنبال آن افزایش در مقدار تبخیر و تعرق، رخدادهای خشکسالی شدیدی در کشور اتفاق خواهد افتاد، به طوری که میانگین شاخص خشکسالی کشور به منفی یک نزدیک می‌شود. همچنین میانگین شاخص خشکسالی در سناریو SSP2-4.5 طی سه بازه زمانی آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب ۰/۵۳، ۰/۱ و ۰/۴۵- و در سناریو SSP5-8.5 به ترتیب ۰/۸، صفر و ۰/۸۴- بوده؛ که تغییرات آنها نسبت به دوره پایه که ۰/۱۴ می‌باشد، در شکل ۸ نشان داده شده است. ملاحظه می‌شود، تنها در افق زمانی آینده نزدیک، ناهنجاری شاخص خشکسالی نسبت به دوره پایه مثبت است؛ در مقابل، در آینده میانی و دور تغییرات شاخص نسبت به دوره مشاهداتی منفی خواهد بود.



شکل ۸: نمودار تغییرات میانگین شاخص خشکسالی SPEI دوازده ماهه طی سه بازه زمانی نسبت به دوره پایه (۱۹۸۵-۲۰۱۴)

بررسی روند شاخص خشکسالی SPEI با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال نشان می‌دهد که تحت هر دو سناریو، در ۱۰۰ درصد ایستگاه‌های مورد مطالعه روند شاخص خشکسالی، کاهشی و معنی‌دار خواهد بود، به

طوری که مقدار Z محاسبه شده در تمام ایستگاه‌ها کمتر از ۲/۵۷- می‌باشد، که حاکی از روند افزایشی خشکسالی با سطح معنی داری ۰/۱ می‌باشد.



شکل ۹: تغییرات مکانی شاخص خشکسالی SPEI دوازده ماه برای دوره‌های (۲۰۲۶-۲۰۵۰)، (۲۰۵۱-۲۰۷۵) و (۲۰۷۶-۲۱۰۰) تحت سناریوهای SSP2-4.5 و SSP5-8.5: SPEI در منطقه مورد مطالعه در بازه ۱+ (مرطوب) تا ۱- (خشک) قرار دارد، که مقادیر کمتر از ۱- نشان‌دهنده شرایط خشکسالی هستند.

روی هم رفته این نتایج نشان می‌دهد که بین تغییر در روند خشکسالی و سطح گرمایش جهانی رابطه وجود دارد. همچنین تحت یک سناریو انتشار بالا منطقه رویدادهای بارش شدیدتری را تجربه خواهد نمود. نتایج فوق با ششمین گزارش هیئت بین الدول تغییر اقلیم (IPCC 2021) مطابقت دارد، که به افزایش در فراوانی و شدت رویدادهای ترسالی شدید ناشی از انتشار گازهای گلخانه‌ای ناشی اشاره دارد. رخداد ترسالی شدید در سناریو انتشار بالا عمدتاً می‌تواند ناشی از افزایش رطوبت اتمسفر به دنبال رابطه کلایروس-کلاپیرون^۱ باشد، که به ازای هر ۱ درجه سلسیوس گرمایش جهانی، ظرفیت نگهداری بخار آب در جو حدود ۷ درصد افزایش می‌یابد (ترنبرث^۲، ۲۰۱۱).

شدت خشکسالی

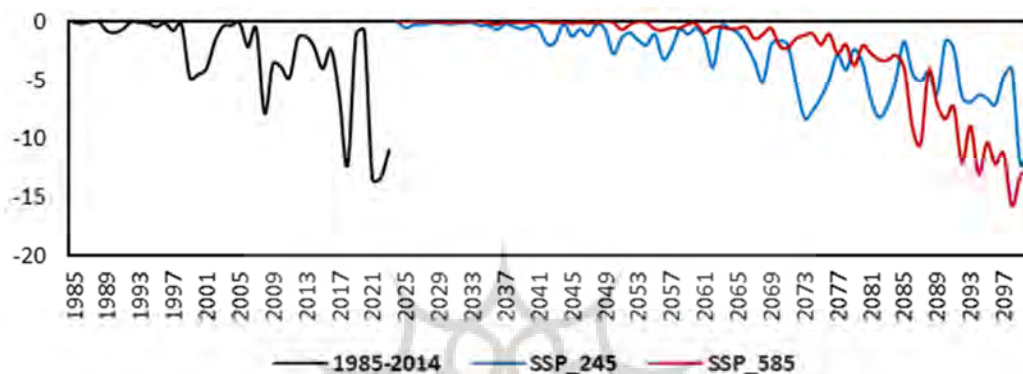
شدت خشکسالی به عنوان مقدار تجمعی شاخص خشکسالی SPEI در طول دوران خشکسالی (SPEI کوچکتر مساوی یک) تعریف می‌شود (آیوگی و همکاران، ۲۰۲۱). هرچه مقدار عددی این شاخص منفی‌تر باشد، خشکسالی ما شدیدتر خواهد بود. در این مطالعه جهت محاسبه شدت خشکسالی کشور در هر سال، مقادیر SPEI های ۱۲ ماهه کوچکتر و مساوی منفی یک در هر ایستگاه (و همراه) باهم جمع گردید.

$$S = \sum_{i=1}^{Duration} index \quad (10)$$

^۱. Clausius-Clapeyron

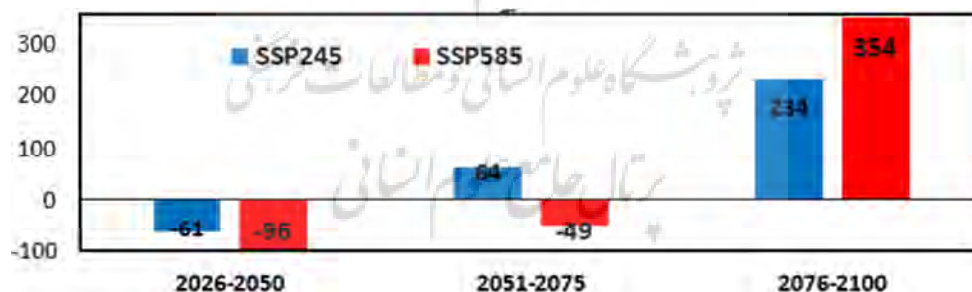
^۲. Trenberth

شکل ۱۰ نمودار سری زمانی مجموع واحدهای خشکسالی کمتر و مساوی منفی یک یا همان شدت خشکسالی را طی دوره پایه و آینده تحت ۲ سناریو انتشار را نشان می‌دهد. مشابه با شکل ۷، شدت خشکسالی تحت هر دو سناریو، از نیمه قرن به بعد افزایش خواهد یافت. در صورت وقوع سناریو بدبینانه، هر چند که طی سال‌های ابتدایی دوره پیش‌نگری شدت خشکسالی در کشور بسیار کم و نزدیک صفر خواهد بود، اما با تشدید گرمایش جهانی، بر شدت خشکسالی افزوده شده به طوری که مجموع واحدهای خشکسالی کشور به حدود ۱۶- واحد در سال ۲۰۹۸ خواهد رسید (به طور متوسط ۱/۳- در هر ایستگاه و همراه).



شکل ۱۰: نمودار سری زمانی تغییرات شدت خشکسالی طی دوره پایه و سناریوهای SSP2-4.5 و SSP5-8.5

همچنین میانگین شدت خشکسالی کشور در وضعیت رخداد سناریو SSP2-4.5، در آینده نزدیک کاهش ۶۱ درصدی نسبت به دوره مشاهداتی خواهد داشت، اما طی دوره آینده میانی و دور به ترتیب ۶۴ و ۲۳۴ درصد افزایش نشان می‌دهد. در صورت وقوع سناریو بدبینانه، شدت خشکسالی در ۲۵ سال اول و دوم کاهش ۹۶ و ۴۹ درصدی داشته در حالی که ۲۵ سال آخر افزایش ۳۵۴ درصدی دارد (شکل ۱۱).



شکل ۱۱: نمودار تغییرات درصدی شدت خشکسالی (کمتر از ۱- نسبت به دوره پایه (درصد))

بررسی روند شدت خشکسالی با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال نشان داد که تحت هر دو سناریو، در ۱۰۰ درصد ایستگاه‌های مورد مطالعه روند شدت خشکسالی افزایشی و معنی‌دار خواهد بود، به طوری که مقدار Z محاسبه شده در تمام ایستگاه‌ها بیشتر از ۲/۵۷ می‌باشد، که حاکی از روند افزایشی شدت خشکسالی با سطح معنی‌داری ۰/۱ می‌باشد.

نتیجه گیری

در این مطالعه با تشکیل سامانه همادی متشکل از ۱۰ مدل بارش و ۵ مدل دما از برونداد پروژه مقایسه مدل‌های جفت شده فاز ششم (CMIP6) جهت پیش‌نگری دما، بارش و خشکسالی ایران تحت دو سناریو انتشار میانی (SSP2-4.5) و انتشار بالا (SSP5-8.5) استفاده شد. جهت پیش بینی تغییرات، سه برش زمانی آینده نزدیک (۲۰۲۶-۲۰۵۰)، آینده میانه (۲۰۷۰-۲۰۵۱) و آیند دور (۲۱۰۰-۲۰۷۱) در نظر گرفته شد؛ و تمامی تغییرات نسبت به دوره پایه (۲۰۱۴-۱۹۸۵) برآورد گردید. جهت انتخاب مدل‌های برتر از شاخص KGE استفاده شد. مقایسه تابع توزیع تجمعی تجربی مقادیر بارش قبل و بعد از تصحیح اریبی، حاکی از نتایج قابل قبول و نزدیک شدن داده‌های تاریخی مدل‌ها به داده‌های مشاهداتی می‌باشد. به طوری که مقدار KGE ماهانه از ۰/۳۳ به ۰/۴۱ و میانگین خطای RMSE مدل‌های بارش از ۲۰/۵ به ۱۹ میلی‌متر کاهش یافت. نتایج نشان داد، اکثر مدل‌های دما (به خصوص دمای حداکثر) نسبت به مدل‌های بارش انطباق بیشتری با داده‌های مشاهداتی از خود نشان می‌دهند، به طوری که پس از عملیات اصلاح اریبی، مقدار عددی KGE دمای حداکثر از ۰/۷۹ به ۰/۹۶ و مقدار RMSE از ۴/۱ به ۲/۴ درجه سلسیوس ارتقاء یافت. در خصوص دمای حداقل نیز مقدار KGE از ۰/۵۹ به ۰/۹۶ و مقدار RMSE از ۳/۲ به ۲ بهبود یافت. بر اساس یافته‌های تحقیق حاضر، انتظار می‌رود که بخش‌های بزرگی از کشور در آینده تحت سناریوهای مختلف به خصوص در مناطق جنوب و جنوب شرق کشور بارش بیشتری را تجربه کنند. پیش‌نگری وضعیت دمایی نیز حاکی از افزایش میانگین دما در تمامی سناریوها و دوره‌ها بوده که البته شدت افزایش دما تحت سناریو انتشار بالا شدیدتر خواهد بود. نتایج بررسی روند تغییرات متوسط دمای ایران نیز نشان داد که تحت هر دو سناریو انتشار میانی و بالا، در ۱۰۰ درصد ایستگاه‌های منتخب روند افزایشی با سطح اطمینان ۹۹ درصد می‌باشد. با توجه به نتایج شاخص خشکسالی SPEI طی دوره زمانی آینده نزدیک و تحت هر دو سناریو انتشار متوسط و بالا، ناهنجاری مثبت در شاخص خشکسالی به مقدار ۰/۳۹ و ۰/۶۶ نسبت به دوره پایه (۰/۱۴) مشاهده گردید. در حالی که در آینده میانی، میانگین شاخص خشکسالی نسبت به دوره پایه تحت سناریو SSP2-4.5 به مقدار ۰/۲۴ و در سناریو SSP5-8.5 به مقدار ۰/۱۴ کاهش یافته و به ترتیب به اعداد ۰/۱- و صفر خواهد رسید. در آینده دور (۲۱۰۰-۲۰۷۶) ناهنجاری منفی در میانگین شاخص خشکسالی شدیدتر بوده، به طوری که تحت سناریوهای SSP2-4.5 و SSP5-8.5 میانگین شاخص خشکسالی کشور به ترتیب ۰/۵۹ و ۰/۹۸ کاهش یافته و به اعداد ۰/۴۵- و ۰/۸۴- خواهد رسید. در کل روند تغییرات شاخص خشکسالی ۱۲ ماهه طی سال‌های ۲۰۲۶ تا ۲۱۰۰ تحت هر دو سناریو منفی خواهد بود که آهنگ این تغییرات در وضعیت سناریو متوسط به مقدار ۰/۱۹- و در حالت بدبینانه به مقدار ۰/۳۱- در سال خواهد رسید. بررسی تغییرات شدت خشکسالی نسبت به دوره پایه حاکی از آن می‌باشد که تحت سناریو SSP2-4.5، شدت خشکسالی در آینده نزدیک حدود ۶۱ درصد نسبت به دوره مشاهداتی کاهش خواهد داشت، اما در آینده میانی و دور به ترتیب افزایش ۶۴ و ۲۳۴ درصدی نشان می‌دهد. تحت سناریو SSP5-8.5 نیز شدت خشکسالی نسبت به وضعیت پایه در دوره‌های آینده نزدیک و میانی به ترتیب ۹۶ و ۴۹ درصد کاهش خواهد یافت، در حالی که در آینده دور شدت خشکسالی نسبت به دوره پایه حدود ۳۵۴ درصد افزایش خواهد یافت. بررسی روند شدت خشکسالی نشان داد که تحت هر دو سناریو، در ۱۰۰ درصد ایستگاه‌ها روند شدت خشکسالی افزایشی معنی دار در سطح ۰/۱ می‌باشد. در کل می‌توان نتیجه گرفت، هر چند که بر اساس نتایج این پژوهش طی هر دو سناریو بارش و رطوبت در منطقه مطالعاتی افزایش می‌یابد، اما این میزان افزایش به حدی نیست که تبخیر و تعرق صورت گرفته را جبران کرده و از

وقوع خشکسالی به خصوص در اواخر قرن جلوگیری نماید؛ از این رو با افزایش دما طی سال‌های آینده، کشور با خشکسالی‌های شدید مواجه خواهد گردید.

نتایج این پژوهش با مطالعات انجام شده قبلی بر اساس سناریوی RCP و SSP مطابقت داشته که افزایش رطوبت به همراه افزایش دما و در نهایت و وقوع خشکسالی در آینده دور را نشان می‌دهد (تن^۱ و همکاران، ۲۰۲۰؛ اسپینونی^۲ و همکاران، ۲۰۲۰). در مطالعات مرتبط دیگر افزایش رویدادهای خشکسالی عمدتاً به افزایش تبخیر ناشی از دماهای بالاتر نسبت داده شده است (انگوواوا^۳ و همکاران، ۲۰۱۹؛ هیل^۴ و همکاران، ۲۰۲۰). مطالعه انجام شده توسط جونگ^۵ و همکاران (۲۰۱۴) نیز نشان داد که طی سال‌های آینده با توجه به افزایش میانگین دمای جهانی و تبخیر، شدت خشکسالی روند رو به رشدی خواهد داشت. در ایران نیز مطالعات انجام شده با استفاده از مدل‌های CMIP6 حاکی از تشدید شرایط خشکسالی می‌باشد. به عنوان مثال نتایج پژوهش بهزادی^۶ و همکاران (۲۰۲۴) نشان داد که شرایط خشکسالی در مناطق مرکزی و شرق کشور تشدید یافته و جنوب شرقی ایران با شدیدترین خشکسالی ۲۰ ساله مواجه خواهد شد. در مطالعه‌ای دیگر یوسفی^۷ و همکاران (۲۰۲۴) به این نتیجه رسیدند که تحت هر دو سناریو SSP1-2.6 و SSP5-8.5 شدت و فراوانی خشکسالی در بیشتر مناطق کشور روند صعودی خواهد داشت. همچنین نتایج پژوهش فوق در خصوص تغییرات در میانگین دمای ایران، با مطالعات انجام شده توسط زرین و داداشی رودباری (۱۳۹۹) مطابقت داشته که نشان دهنده بی‌هنجاری‌های مثبت دمایی در تمام سناریوها تا انتهای قرن می‌باشد.

تغییرات پیش‌بینی شده در روند خشکسالی ایران تحت سناریوهای SSP را می‌توان با مکانیسم‌های فیزیکی مرتبط با الگوهای اقلیمی بزرگ‌مقیاس و تغییرات گردش جوی منطقه‌ای توضیح داد. تغییرات در موقعیت و شدت سیستم‌های پرفشار جنب‌حاره‌ای و کم‌فشارهای منطقه‌ای، همراه با تأثیرات گرمایش جهانی بر چرخه‌های هیدرولوژیکی، منجر به کاهش بارش و افزایش تبخیر و تعرق در مناطق خشک و نیمه‌خشک ایران می‌شود. همچنین، تغییرات در الگوهای پیوند از دور می‌تواند بر روند خشکسالی تأثیرگذار باشد. پیشنهاد می‌شود در مطالعات آینده، با استفاده از مدل‌های با وضوح مکانی بالاتر و تحلیل‌های آماری پیشرفته، به بررسی دقیق‌تر این مکانیسم‌ها و تأثیرات متقابل عوامل محلی و جهانی پرداخته شود تا درک بهتری از پیش‌بینی‌های اقلیمی و راهکارهای مدیریت منابع آب حاصل گردد. این رویکرد نه تنها به کاهش عدم قطعیت در پیش‌بینی‌ها کمک می‌کند، بلکه زمینه‌ساز تدوین استراتژی‌های تطبیقی مؤثرتر در مواجهه با تغییرات اقلیمی خواهد بود.

منابع:

بابائیان، ایمان؛ مدیریان، راهله؛ خزانه‌داری، لیلی؛ کریمیان، مریم؛ کوزه‌گران، سعیده؛ کوهی، منصوره؛ فلامرزی، یاشار؛ ملبوسی، شراره. (۱۴۰۲). چشم‌انداز بارش ایران در قرن ۲۱ با به‌کارگیری مقیاس‌گاهی آماری برونداد مدل‌های منتخب CMIP6 توسط نرم افزار CMhyd. نشریه فیزیک زمین و فضا، ۴۹(۲)، ۴۴۹-۴۳۱.

¹. Tan

². Spinoni

³. Nguvava

⁴. Haile

⁵. Joeng

⁶. Behzadi

⁷. Yousefi

- حمیدیان پور، محسن و شجاع، فائزه. (۱۴۰۱). مقدمه‌ای بر روش‌ها و شگردهای مدل‌سازی اقلیم و تغییر اقلیم. نشر زاهدان.
- زرین، آذر؛ داداشی رودباری، عباسعلی. (۱۳۹۹). پیش‌نگری چشم‌انداز بلندمدت دمای آینده ایران مبتنی بر پرونده مقایسه مدل‌های جفت‌شده فاز ششم (CMIP6). نشریه فیزیک زمین و فضا، ۴۶(۳)، ۵۸۳-۶۰۲.
- دستورانی، مهدی؛ حسین آبادی، سعیده؛ یعقوب‌زاده، مصطفی و فروزان‌مهر، مهدیه. (۱۴۰۳). اثر تغییر اقلیم بر خشک‌سالی هواشناسی به‌کمک داده‌های گزارش ششم تغییر اقلیم (مطالعه موردی: شهرستان شیراز). فصلنامه علمی مهندسی منابع آب، ۱۷(۶۱)، ۲۷-۱۳.
- عزیزیان، اصغر و حسینی، مرضیه. (۱۴۰۲). مطالعه اثر تغییر اقلیم بر وضعیت خشکسالی و اقلیم ایران با استفاده از شاخص خشکی. نشریه حفاظت منابع آب و خاک، ۱۱۳(۱)، ۱۱۱-۱۲۹.
- عسگری، الهه؛ نوروزی نظر، محمد صادق؛ با عقیده، محمد و انتظار، علیرضا. (۱۴۰۲). ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر خشکسالی‌های آینده حوضه آبخیز گرگانرود تحت مدل‌های CMIP6. پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی، ۴(۱۴)، ۲۷-۴۲.
- کوهی، سکینه؛ عزیزیان، اصغر؛ مازندرانی زاده، حامد. (۱۴۰۱). اثر تغییر اقلیم بر وضعیت خشکسالی تحت سناریوهای SSP3 و SSP5 با استفاده از منطق فازی. نشریه تحقیقات منابع آب ایران، ۱۸(۳)، ۱۷-۱.
- محمدی، نیلوفر و حجازی زاده، زهرا. (۱۴۰۳). اثرات تغییر اقلیم بر افزایش ریسک مخاطره خشکسالی در تهران با بهره‌گیری از سناریوهای CMIP6. مدل سازی و مدیریت آب و خاک، ۴(۲)، ۱۴۸-۱۳۳.
- خادم پور، فهیمه؛ امیرآبادی زاده، مهدی و فلامرزی، یاشار. (۱۴۰۳). پیش‌بینی جریان تحت تأثیر تغییر اقلیم بر اساس خروجی ترکیبی مدل‌های CMIP6 (مطالعه موردی: سد دز). مدیریت جامع حوزه‌های آبخیز. (آماده انتشار).
- وطن‌پرست قلعه جوق، فاطمه و صلاحی، برومند. (۱۴۰۴). ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر خشکسالی‌های دهه‌های آتی در حوزه آبخیز ارس تحت مدل CMIP6. مهندسی و مدیریت آبخیز، ۱۷(۱)، ۴۴-۶۳.
- Arfasa, G. F., Owusu-Sekyere, E., & Doka, D. A. (2024). Climate Change Projections and Impacts on Future Temperature, Precipitation, and Stream flow in the Vea Catchment, Ghana. *Environmental Challenges*, 14, 100813.
- Ayugi, B., Zhihong, J., Zhu, H., Ngoma, H., Babausmail, H., Rizwan, K., & Dike, V. (2021). Comparison of CMIP6 and CMIP5 models in simulating mean and extreme precipitation over East Africa. *International Journal of Climatology*, 41(15), 6474-6496.
- Begueria, S., Vicente-Serrano, S. M., Reig, F., & Latorre, B. (2014). Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. *International journal of climatology*, 34(10), 3001-3023.
- Behzadi, F., Javadi, S., Yousefi, H., Hashemy Shahdany, S. M., Moridi, A., Neshat, A., ... & Maghsoudi, R. (2024). Projections of meteorological drought severity-duration variations based on CMIP6. *Scientific Reports*, 14(1), 5027.
- Chen, C. A., Hsu, H. H., & Liang, H. C. (2021). Evaluation and comparison of CMIP6 and CMIP5 model performance in simulating the seasonal extreme precipitation in the Western North Pacific and East Asia. *Weather and Climate Extremes*, 31, 100303.
- Cook, B. I., Mankin, J. S., Marvel, K., Williams, A. P., Smerdon, J. E., & Anchukaitis, K. J. (2020). Twenty-first century drought projections in the CMIP6 forcing scenarios. *Earth's Future*, 8(6), e2019EF001461.
- Dai, A. (2013). Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature climate change*, 3(1), 52-58.
- Dosio, A., Jury, M. W., Almazroui, M., Ashfaq, M., Diallo, I., Engelbrecht, F. A., ... & Tamoffo, A. T. (2021). Projected future daily characteristics of African precipitation based on global (CMIP5, CMIP6) and regional (CORDEX, CORDEX-CORE) climate models. *Climate Dynamics*, 57(11), 3135-3158.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937-1958.
- FAO, F. (2018). The impact of disasters and crises on agriculture and food security. Report.
- Gao, X., Zhao, Q., Zhao, X., Wu, P., Pan, W., Gao, X., & Sun, M. (2017). Temporal and spatial evolution of the standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) in the Loess Plateau under climate change from 2001 to 2050. *Science of the Total Environment*, 595, 191-200.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of hydrology*, 377(1-2), 80-91.
- Gulakhmadov, A., Chen, X., Gulakhmadov, N., Rizwan, M., Gulakhmadov, M., Nadeem, M. U., ... & Liu, T. (2025). Modeling of historical and future changes in temperature and precipitation in the Panj River Basin in Central Asia under the CMIP5 RCP and CMIP6 SSP scenarios. *Scientific Reports*, 15(1), 3037.
- Haile, G. G., Tang, Q., Hosseini-Moghari, S. M., Liu, X., Gebremicael, T. G., Leng, G., ... & Yun, X. (2020). Projected impacts of climate change on drought patterns over East Africa. *Earth's Future*, 8(7), e2020EF001502.
- Hao, Z., Xia, Y., Luo, L., Singh, V. P., Ouyang, W., & Hao, F. (2017). Toward a categorical drought prediction system based on US Drought Monitor (USDM) and climate forecast. *Journal of Hydrology*, 551, 300-305.

- Her, Y., Yoo, S. H., Cho, J., Hwang, S., Jeong, J., & Seong, C. (2019). Uncertainty in hydrological analysis of climate change: multi-parameter vs. multi-GCM ensemble predictions. *Scientific reports*, 9(1), 4974.
- Hewitt, C. D., Guglielmo, F., Joussaume, S., Bessembinder, J., Christel, I., Doblas-Reyes, F. J., ... & St. Clair, A. L. (2021). Recommendations for future research priorities for climate modeling and climate services. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(3), E578-E588.
- Hosseinzadehtalaei, P., Ishadi, N. K., Tabari, H., & Willems, P. (2021). Climate change impact assessment on pluvial flooding using a distribution-based bias correction of regional climate model simulations. *Journal of Hydrology*, 598, 126239.
- IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [MassonDelmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 3–32, doi:10.1017/9781009157896.001. Yu, M., Li, Q., Hayes, M.J., Svoboda, M.D., Heim, R.R., 2014. Are droughts becoming more frequent or severe in China based on the standardized precipitation evapotranspiration index: 1951–2010? *Int. J. Climatol.* 34 (3), 545–558.
- Jeong, D. I., Sushama, L., & Naveed Khaliq, M. J. C. C. (2014). The role of temperature in drought projections over North America. *Climatic Change*, 127, 289-303.
- Karandish, F., & Hoekstra, A. Y. (2017). Informing national food and water security policy through water footprint assessment: the case of Iran. *Water*, 9(11), 831.
- Kling, H., Fuchs, M., & Paulin, M. (2012). Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of hydrology*, 424, 264-277.
- Knoben, W. J., Freer, J. E., & Woods, R. A. (2019). Inherent benchmark or not? Comparing Nash–Sutcliffe and Kling–Gupta efficiency scores. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(10), 4323-4331.
- Long, S. M., Hu, K. M., Li, G., Huang, G., & Qu, X. (2021). Surface temperature changes projected by FGOALS models under low warming scenarios in CMIP5 and CMIP6. *Advances in Atmospheric Sciences*, 38, 203-220.
- Malik, M. A., Dar, A. Q., & Jain, M. K. (2022). Modelling the influence of changing climate on the hydrology of high elevation catchments in NW Himalaya's. *Modeling Earth Systems and Environment*, 8(4), 4487-4496.
- Manski, C. F., Sanstad, A. H., & DeCanio, S. J. (2021). Addressing partial identification in climate modeling and policy analysis. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 118(15), e2022886118.
- Mathbout, S., Martin-Vide, J., & Bustins, J. A. L. (2023). Drought characteristics projections based on CMIP6 climate change scenarios in Syria. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 50, 101581.
- Mohsenipour, M., Shahid, S., Chung, E. S., & Wang, X. J. (2018). Changing pattern of droughts during cropping seasons of Bangladesh. *Water resources management*, 32, 1555-1568.
- Nguvava, M., Abiodun, B. J., & Otieno, F. (2019). Projecting drought characteristics over East African basins at specific global warming levels. *Atmospheric Research*, 228, 41-54.
- Omer, A., Elagib, N. A., Zhuguo, M., Saleem, F., & Mohammed, A. (2020). Water scarcity in the Yellow River Basin under future climate change and human activities. *Science of the Total Environment*, 749, 141446.
- Orkodjo, T. P., Kranjac-Berisavijevic, G., & Abagale, F. K. (2022). Impact of climate change on future precipitation amounts, seasonal distribution, and streamflow in the Omo-Gibe basin, Ethiopia. *Heliyon*, 8(6).
- Piani, C., Haerter, J. O., & Coppola, E. (2010). Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and applied climatology*, 99, 187-192.
- Qutbudin, I., Shiru, M. S., Sharafati, A., Ahmed, K., Al-Ansari, N., Yaseen, Z. M., ... & Wang, X. (2019). Seasonal drought pattern changes due to climate variability: Case study in Afghanistan. *Water*, 11(5), 1096.
- Rathjens, H., Bieger, K., Srinivasan, R., Chaubey, I., & Arnold, J. G. (2016). *CMhyd User Manual: Documentation for preparing simulated climate change data for hydrologic impact studies*. SWAT: Garland, TX, USA.
- Saha, G. C., Li, J., Thring, R. W., Hirshfield, F., & Paul, S. S. (2017). Temporal dynamics of groundwater-surface water interaction under the effects of climate change: A case study in the Kiskatinaw River Watershed, Canada. *Journal of Hydrology*, 551, 440-452.
- Salehie, O., Hamed, M. M., Ismail, T. B., & Shahid, S. (2022). Projection of droughts in Amu river basin for shared socioeconomic pathways CMIP6. *Theoretical and Applied Climatology*, 149(3), 1009-1027.
- Seferian, R. (2019). CNRM-CERFACS CNRM-ESM2-1 model output prepared for CMIP6 LS3MIP. Version YYYYMMDD[1]. Earth System Grid Federation. <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.9564>
- Shiru, M. S., Shahid, S., Dewan, A., Chung, E. S., Alias, N., Ahmed, K., & Hassan, Q. K. (2020). Projection of meteorological droughts in Nigeria during growing seasons under climate change scenarios. *Scientific reports*, 10(1), 10107.
- Spinoni, J., Barbosa, P., Buchignani, E., Cassano, J., Cavazos, T., Christensen, J. H., ... & Dosio, A. (2020). Future global meteorological drought hot spots: a study based on CORDEX data. *Journal of Climate*, 33(9), 3635-3661.
- Stagge, J. H., Tallaksen, L. M., Xu, C. Y., & Van Lanen, H. A. (2014). Standardized precipitation-evapotranspiration index (SPEI): Sensitivity to potential evapotranspiration model and parameters. In *Hydrology in a changing world* (Vol. 363, pp. 367-373).
- Tabari, H., Paz, S. M., Buekenhout, D., & Willems, P. (2021). Comparison of statistical downscaling methods for climate change impact analysis on precipitation-driven drought. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(6), 3493-3517.
- Tan, G., Ayugi, B., Ngoma, H., & Ongoma, V. (2020). Projections of future meteorological drought events under representative concentration pathways (RCPs) of CMIP5 over Kenya, East Africa. *Atmospheric Research*, 246, 105112.

- Tarek, M., Brissette, F. P., & Arsenault, R. (2020). Evaluation of the ERA5 reanalysis as a potential reference dataset for hydrological modelling over North America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(5), 2527-2544.
- Team, R. C. (2013). R development core team. *RA Lang Environ Stat Comput*, 55, 275-286.
- Thorarindottir, T. L., Sillmann, J., Haugen, M., Gissibl, N., & Sandstad, M. (2020). Evaluation of CMIP5 and CMIP6 simulations of historical surface air temperature extremes using proper evaluation methods. *Environmental Research Letters*, 15(12), 124041.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.
- Tong, S., Lai, Q., Zhang, J., Bao, Y., Lusi, A., Ma, Q., ... & Zhang, F. (2018). Spatiotemporal drought variability on the Mongolian Plateau from 1980–2014 based on the SPEI-PM, intensity analysis and Hurst exponent. *Science of the Total Environment*, 615, 1557-1565.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J. I. (2010). A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of climate*, 23(7), 1696-1718.
- Vicente-Serrano, S. M., Camarero, J. J., Zabalza, J., Sangüesa-Barreda, G., López-Moreno, J. I., & Tague, C. L. (2015). Evapotranspiration deficit controls net primary production and growth of silver fir: Implications for Circum-Mediterranean forests under forecasted warmer and drier conditions. *Agricultural and forest meteorology*, 206, 45-54.
- Vrugt, J. A., & de Oliveira, D. Y. (2022). Confidence intervals of the Kling-Gupta efficiency. *Journal of Hydrology*, 612, 127968.
- Wang, B., Zheng, L., Liu, D. L., Ji, F., Clark, A., & Yu, Q. (2018). Using multi-model ensembles of CMIP5 global climate models to reproduce observed monthly rainfall and temperature with machine learning methods in Australia. *International Journal of Climatology*, 38(13), 4891-4902.
- Wang, T., Tu, X., Singh, V. P., Chen, X., & Lin, K. (2021). Global data assessment and analysis of drought characteristics based on CMIP6. *Journal of Hydrology*, 596, 126091.
- Wu, C., Yeh, P. J. F., Chen, Y. Y., Lv, W., Hu, B. X., & Huang, G. (2021). Copula-based risk evaluation of global meteorological drought in the 21st century based on CMIP5 multi-model ensemble projections. *Journal of Hydrology*, 598, 126265.
- Wu, F., Yang, X., Yuan, X., Ren, L., Yuan, S., Yuan, F., ... & Zhang, H. (2024). How will drought evolve in global arid zones under different future emission scenarios?. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 51, 101661.
- Xin, X., Wu, T., Zhang, J., Yao, J., & Fang, Y. (2020). Comparison of CMIP6 and CMIP5 simulations of precipitation in China and the East Asian summer monsoon. *International Journal of Climatology*, 40(15), 6423-6440.
- Xu, F., Qu, Y., Bento, V. A., Song, H., Qiu, J., Qi, J., ... & Wang, Q. (2024). Understanding climate change impacts on drought in China over the 21st century: A multi-model assessment from CMIP6. *npj Climate and Atmospheric Science*, 7(1), 32.
- Xu, K., Wu, C., Zhang, C., & Hu, B. X. (2021). Uncertainty assessment of drought characteristics projections in humid subtropical basins in China based on multiple CMIP5 models and different index definitions. *Journal of Hydrology*, 600, 126502.
- Xu, Y., Zhang, X., Hao, Z., Hao, F., & Li, C. (2021). Projections of future meteorological droughts in China under CMIP6 from a three-dimensional perspective. *Agricultural Water Management*, 252, 106849.
- Yang, X., Zheng, W., Ren, L., Zhang, M., Wang, Y., Liu, Y., ... & Jiang, S. (2018). Potential impact of climate change to the future streamflow of Yellow River Basin based on CMIP5 data. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 376, 97-104.
- Yao, J., Zhao, Y., Chen, Y., Yu, X., & Zhang, R. (2018). Multi-scale assessments of droughts: A case study in Xinjiang, China. *Science of the Total Environment*, 630, 444-452.
- Yazdandoost, F., Moradian, S., Izadi, A., & Aghakouchak, A. (2021). Evaluation of CMIP6 precipitation simulations across different climatic zones: Uncertainty and model intercomparison. *Atmospheric Research*, 250, 105369.
- Yeboah, K. A., Akpoti, K., Kabo-bah, A. T., Ofori, E. A., Siabi, E. K., Mortei, E. M., & Okyere, S. A. (2022). Assessing climate change projections in the Volta Basin using the CORDEX-Africa climate simulations and statistical bias-correction. *Environmental Challenges*, 6, 100439.
- Yousefi, H., Ahani, A., Moridi, A., & Razavi, S. (2024). The future of droughts in Iran according to CMIP6 projections. *Hydrological Sciences Journal*, 69(7), 951-970. <https://doi.org/10.1080/02626667.2024.2348720>.
- Yu, M., Li, Q., Hayes, M. J., Svoboda, M. D., & Heim, R. R. (2014). Are droughts becoming more frequent or severe in China based on the standardized precipitation evapotranspiration index: 1951–2010?. *International Journal of Climatology*, 34(3), 545-558.
- Yu, X., Zhang, L., Zhou, T., & Zheng, J. (2024). Assessing the performance of CMIP6 models in simulating droughts across global drylands. *Advances in Atmospheric Sciences*, 41(2), 193-208.
- Zeng, J., Li, J., Lu, X., Wei, Z., Shangguan, W., Zhang, S., ... & Zhang, S. (2022). Assessment of global meteorological, hydrological and agricultural drought under future warming based on CMIP6. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 15(1), 100143.
- Zhai, J., Mondal, S. K., Fischer, T., Wang, Y., Su, B., Huang, J., ... & Uddin, M. J. (2020). Future drought characteristics through a multi-model ensemble from CMIP6 over South Asia. *Atmospheric Research*, 246, 105111.
- Zhang, S., Wu, Y., Sivakumar, B., Mu, X., Zhao, F., Sun, P., ... & Han, J. (2019). Climate change-induced drought evolution over the past 50 years in the southern Chinese Loess Plateau. *Environmental Modelling & Software*, 122, 104519.

- Zhao, F., Wu, Y., Yin, X., Sun, K., Ma, S., Zhang, S., ... & Chen, J. (2022). Projected changes in population exposure to drought in China under CMIP6 forcing scenarios. *Atmospheric Environment*, 282, 119162.
- Zhao, H., Gao, G., An, W., Zou, X., Li, H., & Hou, M. (2017). Timescale differences between SC-PDSI and SPEI for drought monitoring in China. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts a/b/c*, 102, 48-58.
- Zhu, H., Jiang, Z., & Li, L. (2021). Projection of climate extremes in China, an incremental exercise from CMIP5 to CMIP6. *Science Bulletin*, 66(24), 2528-2537.
- Zhu, Y. Y., & Yang, S. (2020). Evaluation of CMIP6 for historical temperature and precipitation over the Tibetan Plateau and its comparison with CMIP5. *Advances in Climate Change Research*, 11(3), 239-251.

