

Projecting Meteorological and Hydrological Droughts Using LARS-WG and HEC-HMS in the West of Lake Urmia Watershed

Jamal Ahmadi Lavin¹ , Sina Sadeghfam^{2✉} , Ahmad Sharafati³ , Aminreza Neshat⁴

1. Department of Civil Engineering, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran. Email: m.jamal.4370@gmail.com
2. Corresponding author, Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, University of Maragheh, Maragheh, East Azerbaijan, Iran. Email: s.sadeghfam@gmail.com
3. Department of Civil Engineering, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran. Email: asharafati@gmail.com
4. Department of GIS/RS, Faculty of Natural Resources and Environment, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran. Email: neshat.aminreza@gmail.com

Article Info

Article type:

Research Article

Article history:

Received

2026-03-29

Received in revised form

2026-05-26

Accepted

2026-06-10

Available online

2026-06-30

Keywords:

Climate change,
Drought,
Projecting,
Runoff,
Lake Urmia

ABSTRACT

Drought in semi-arid regions has widespread impacts on water resources, ecosystems, and communities. This study focuses on projecting meteorological and hydrological drought in the western part of the Lake Urmia basin (from Zolachay to Zab) using the LARS-WG and HEC-HMS models under the SSP5-8.5 scenario. The SPI and SPEI indices were calculated for meteorological drought, and the SSI and SDI indices for hydrological drought. Daily precipitation and discharge data from 20 stations were analyzed for the baseline period (1983–2022), the near future (2022–2061), and the far future (2061–2100). The results show an increase in the frequency and severity of hydrological droughts from the 2000s onward. The discrepancy between meteorological and hydrological indices highlights the role of anthropogenic factors, such as excessive water withdrawal. Climate projecting using LARS-WG indicates a temperature increase of 1.6 to 2.4 °C and a mean precipitation decrease of 2.9 to 3.3%. Results from the HEC-HMS model also show that surface runoff will decrease by 8.1% in the near future and by 11.2% in the far future compared to the baseline period. In future periods, the anomaly of drought severity for the hydrological indices (SSI and SDI) will be highest during the warm months (June to September), increasing by up to 1.6 units, while for the meteorological indices (SPI and SPEI), intensification is observed in autumn. Furthermore, drought duration in the far future will increase to 35 months. These findings emphasize the need for sustainable water resource policies and provide a basis for drought risk management in the basin.

Cite this article: Ahmadi Lavin, Jamal., Sadeghfam, Sina., Sharafati, Ahamad., & Neshat, Aminreza. (2026). Projecting Meteorological and Hydrological Droughts Using LARS-WG and HEC-HMS in the West of Lake Urmia Watershed. *Advanced Modeling in Civil Engineering*, 3(2),35-56. DOI: 10.22126/amcen.2026.13274.1055



© The Author(s).

DOI: 10.22126/amcen.2026.13274.1055

Publisher: Razi University

Introduction

Drought is a complex natural phenomenon characterized by prolonged deficits in water availability and manifests in multiple forms, including meteorological, agricultural, and hydrological droughts. Meteorological drought originates from precipitation deficits, whereas hydrological drought reflects delayed responses in surface and subsurface water systems such as river discharge, reservoirs, and aquifers. The transition from meteorological to hydrological drought, often referred to as drought propagation, is influenced by both climatic drivers and human interventions, including land-use change, reservoir operation, and water abstraction. Climate change is expected to intensify drought characteristics globally through increased temperatures, altered precipitation regimes, and enhanced evapotranspiration. Semi-arid regions are particularly sensitive to these changes. The Urmia Lake Basin exemplifies this vulnerability, where declining precipitation, rising temperatures, extensive agricultural expansion, and unsustainable water management practices have jointly contributed to one of the most severe lake desiccation crises in the Middle East. Previous studies in the basin have highlighted increasing drought frequency and severity, reductions in surface runoff, and significant discrepancies between meteorological and hydrological drought signals. However, limited research has simultaneously projected future meteorological and hydrological droughts using integrated climate and hydrological models under the latest CMIP6 scenarios. Addressing this gap is essential for understanding future drought risks and supporting sustainable water resource management in the basin.

Method

Study Area

The Urmia Lake Basin covers approximately 52,000 km² and is located in northwestern Iran. The western part of the basin, covering about 11,750 km², was selected for this study. The region exhibits a Mediterranean-type climate with cold winters and mild to warm summers. Mean annual precipitation during the baseline period (1983–2022) is approximately 376 mm, with maximum rainfall occurring in March and minimum rainfall in August. Mean annual temperature is about 10.7 °C. Hydrometeorological data from 20 meteorological and hydrometric stations were used, along with information on dams, diversion structures, land use, and topography.

Drought Indices

Meteorological drought was quantified using SPI and SPEI at a 6-month timescale, selected for its stronger correspondence with hydrological drought indices. SPI relies solely on precipitation data, while SPEI incorporates potential evapotranspiration and thus accounts for temperature effects. Hydrological drought was assessed using SSI, which standardizes streamflow anomalies, and SDI, which evaluates cumulative streamflow deficits. The standardized nature of all four indices enables direct comparison of drought intensity and duration across meteorological and hydrological dimensions.

Climate Downscaling and Hydrological Modeling

Future climate variables were generated using the LARS-WG version 8 weather generator, calibrated with observed daily precipitation and temperature data. Outputs from six CMIP6 global climate models were averaged under the SSP5–8.5 scenario to represent a pessimistic, high-emission future pathway. The HEC-HMS model was employed to simulate rainfall–

runoff processes across the basin. Model calibration and validation were performed using observed streamflow data, and performance was evaluated using R^2 , RMSE, MAE, and Nash–Sutcliffe Efficiency (NSE). The calibrated model was then forced with downscaled climate data to estimate future surface runoff and derive hydrological drought indices.

Results

The analysis of baseline conditions revealed a marked increase in hydrological drought frequency and severity after the early 2000s. While meteorological drought indices exhibited intermittent recovery periods, hydrological drought indices showed more persistent negative values, indicating longer-lasting and more severe hydrological droughts. This divergence highlights the cumulative impacts of water withdrawals, dam operations, and reduced groundwater recharge. Climate projections indicate a consistent warming trend across the basin. In the near future, mean maximum and minimum temperatures are projected to increase by approximately 1.2 °C and 1.6 °C, respectively, while precipitation is expected to decrease by about 3.3%. In the far future, temperature increases reach up to 4.2 °C (maximum) and 1.8 °C (minimum), accompanied by a precipitation reduction of about 9.2%.

HEC-HMS simulations show that surface runoff will decrease by approximately 8.1% in the near future and 11.2% in the far future relative to the baseline period. The most significant reductions occur during spring months, which traditionally contribute the largest share of annual runoff. Monthly drought analysis indicates that meteorological drought intensification is most pronounced in autumn, particularly as measured by SPI. In contrast, hydrological drought indices (SSI and SDI) exhibit maximum intensification during warm months from June to October, with drought intensity anomalies reaching up to 1.6 units. Additionally, drought duration is projected to increase substantially, with hydrological droughts extending by up to 35 months in the far future.

Conclusions

This study demonstrates that future drought conditions in the western Urmia Lake Basin will intensify in both meteorological and hydrological dimensions under the SSP5–8.5 scenario. Rising temperatures, declining precipitation, and reduced surface runoff collectively exacerbate drought severity, duration, and seasonal persistence. Hydrological droughts are projected to become more severe and long-lasting than meteorological droughts, underscoring the dominant role of human water use and management practices in amplifying climate-induced stress. The findings emphasize the urgent need for integrated and sustainable water resource management strategies that account for future climate uncertainty and anthropogenic pressures. The results provide a scientific basis for drought risk mitigation, adaptive planning, and policy development to preserve the hydrological and ecological stability of the Urmia Lake Basin.

Author Contributions

All authors participated in writing and revising the article.

Conflict of Interest

The authors declare no conflict of interest regarding the publication of this study.



پیش‌نمایی خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی با استفاده از LARS-WG و

HEC-HMS در غرب حوضه آبخیز دریاچه ارومیه

جمال احمدی لاوین^۱، سینا صادق‌فام^۲✉، احمد شرافتی^۳، امین‌رضا نشاط^۴

۱. گروه مهندسی عمران، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران. رایانامه: m.jamal.4370@gmail.com
۲. نویسنده مسئول، گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه مراغه، مراغه، آذربایجان شرقی، ایران. رایانامه: s.sadeghfam@gmail.com
۳. گروه مهندسی عمران، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران. رایانامه: asharafati@gmail.com
۴. گروه GIS/RS، دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران. رایانامه: neshat.aminreza@gmail.com

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی	
تاریخ دریافت: ۱۴۰۵/۰۱/۰۹	خشکسالی در مناطق نیمه‌خشک تأثیر گسترده بر منابع آب، اکوسیستم و جوامع دارد. این مطالعه به پیش‌نمایی خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در غرب حوضه آبریز دریاچه ارومیه (از زولاچای تا زاب) با مدل‌های LARS-WG و HEC-HMS تحت سناریوی SSP5-8.5 می‌پردازد. شاخص‌های SPI و SPEI برای خشکسالی هواشناسی و SSI و SDI برای خشکسالی هیدرولوژیکی محاسبه شدند. داده‌های بارش و دبی روزانه از ۲۰ ایستگاه در دوره پایه (۱۹۸۳-۲۰۲۲) و دوره‌های آینده نزدیک (۲۰۲۲-۲۰۶۱) و دور (۲۰۶۱-۲۱۰۰) تحلیل شدند. نتایج افزایش فراوانی و شدت خشکسالی هیدرولوژیکی از دهه ۲۰۰۰ به بعد را نشان می‌دهد. تفاوت بین شاخص‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی نقش عوامل انسانی مانند برداشت بی‌رویه آب را برجسته می‌سازد. پیش‌نمایی اقلیمی با LARS-WG حاکی از افزایش دما بین ۱/۶ تا ۴/۲ درجه سلسیوس و کاهش بارش به طور متوسط بین ۲/۹ تا ۳/۳ درصد است. نتایج HEC-HMS نیز کاهش رواناب سطحی در آینده نزدیک (۸/۱ درصد) و آینده دور (۱۱/۲ درصد) نسبت به دوره پایه را نشان داد. در دوره‌های آینده، آنومالی شدت خشکسالی در شاخص‌های هیدرولوژیکی (SDI و SSI) در ماه‌های گرم (خرداد تا مهر) بیشینه بوده و تا ۱/۶ واحد افزایش می‌یابد، در حالی که در شاخص‌های هواشناسی SPI و SPEI تشدید در پاییز مشاهده می‌شود. همچنین مدت خشکسالی در آینده دور تا ۳۵ ماه افزایش یافته است. این یافته‌ها بر لزوم سیاست‌گذاری پایدار منابع آب تأکید داشته و مبنایی برای مدیریت ریسک خشکسالی در حوضه فراهم می‌آورد.
کلیدواژه‌ها: تغییر اقلیم، خشکسالی، پیش‌نمایی، رواناب، دریاچه ارومیه	

استناد: احمدی لاوین، جمال؛ صادق‌فام، سینا؛ شرافتی، احمد؛ و نشاط، امیر رضا. (۱۴۰۵). پیش‌نمایی خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی با استفاده از LARS-WG و HEC-HMS در غرب حوضه آبخیز دریاچه ارومیه. *مجله مدل‌سازی پیشرفته در مهندسی عمران*، ۳(۲)، ۳۵-۵۶.

DOI:10.22126/amcen.2026.13274.1055



© نویسندگان.

ناشر: دانشگاه رازی.

۱. مقدمه

خشکسالی هواشناسی به عنوان یک رویداد طبیعی، در نواحی جغرافیایی معین و در بازه‌های زمانی خاص بروز می‌کند و بدون مدیریت بهینه منابع آبی، می‌تواند تبعات جبران‌ناپذیری به بار آورد [۱]. کمبود بارندگی، خشکسالی هواشناسی را فعال می‌سازد و میزان خسارات آن به خصوصیات نظیر شدت و طول مدت وابسته است [۲]. در مقابل، خشکسالی هیدرولوژیکی ناشی از تأثیرات تداوم کمبودهای بارشی بر منابع آبی سطحی و زیرسطحی مانند جریان رودخانه‌ها، تراز دریاچه‌ها و ذخایر آبخوان‌ها است [۳]. انتقال از خشکسالی هواشناسی به هیدرولوژیکی، پدیده‌ای موسوم به انتشار خشکسالی است که تحت تأثیر عوامل طبیعی و مداخلات انسانی قرار دارد [۴]. تغییرات مکانی و زمانی خشکسالی، پیش‌نیاز تدوین سیاست‌هایی است که ریسک آن را مهار کرده و پایداری مدیریت منابع آب را تضمین می‌کنند [۵].

خشکسالی‌ها، به عنوان یکی از بارزترین تجلی‌های نوسانات اقلیمی، هر چند سال یک‌بار مناطق گسترده‌ای را درگیر می‌کنند و به عنوان مخاطرات هیدروکلیماتیک، جنبه‌های اجتماعی و زیست‌محیطی پیچیده‌ای را در برمی‌گیرند که از تعامل عوامل آب‌وهوایی، هیدرولوژیکی، زیست‌محیطی و فرهنگی نشأت می‌گیرد [۶ و ۷]. این پیچیدگی، همراه با تشدید تغییرات اقلیمی، ارزیابی دقیق شدت و پیامدهای خشکسالی را چالش‌برانگیز می‌سازد [۳ و ۵]. در سال‌های پیش رو، خشکسالی یکی از برجسته‌ترین پیامدهای تغییرات اقلیمی خواهد بود که بر اساس گزارش‌های هیئت تغییر اقلیم بین‌الدول^۱ [۸]، عدم مدیریت آن را به چالشی عمده بدل ساخته است [۹]. هرچند تغییرات اقلیمی و تبعات زیست‌محیطی آن به زوال دریاچه‌ها دامن می‌زند، اما نمی‌توان تمام بلایای زیست‌محیطی و بحران‌های آبی را منحصرأ به این عوامل نسبت داد. پژوهش‌های اخیر نشان می‌دهند که برخی تحقیقات بر نقش محوری مدیریت ناپایدار منابع آب در بحران دریاچه ارومیه تأکید دارند [۱۰a، ۱۰b، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۱۵]. پژوهش‌های مذکور همچنین بر تعامل تغییرات اقلیمی، سیاست‌ها و رفتار انسانی در زوال حوضه تأکید دارند و نشان می‌دهند که بارش‌های شدید آینده در حوضه دریاچه ارومیه ممکن است تا ۷/۱۸ درصد

کاهش یابد [۱۶]. تقاضا در حوضه دریاچه ارومیه عمدتاً به دلیل تقاضای بالای کشاورزی و محدودیت جریان سطحی [۱۷، ۱۸ و ۱۹] تشدید شده است. علاوه بر این، ارزیابی‌های اخیر با استفاده از ریزمقیاس‌نمایی مبتنی بر LSTM از مدل‌های GCM تحت سناریوهای SSP، بر افزایش رویدادهای خشکسالی در بازه ۲۰۴۰-۲۰۱۱ تأکید کرده‌اند [۲۰].

از آنجا که خشکسالی تأثیرات گسترده‌ای بر جوامع دارد، ارزیابی و پیش‌بینی آن در افق‌های آینده برای برنامه‌ریزی مؤثر در بخش‌های مختلف ضروری است و انتخاب شاخص‌های مناسب مانند شاخص استاندارد بارش (SPI) و شاخص استاندارد بارش-تبخیر-تعرق (SPEI) برای خشکسالی هواشناسی؛ و شاخص جریان استاندارد رودخانه (SSI) و شاخص خشکسالی جریان سطحی (SDI) برای خشکسالی هیدرولوژیکی، گام اولیه‌ای در این مسیر به شمار می‌رود [۲۱ و ۲۲]. شاخص SPI به دلیل وابستگی انحصاری به داده‌های بارش، پراستفاده‌ترین شاخص برای تحلیل خشکسالی است و در بیش از ۵۷ درصد مقالات مرتبط ظاهر شده است [۲۳]. شاخص SPEI نیز از لحاظ ریاضی به SPI نزدیک است، اما با گنجاندن تبخیر-تعرق، تعادل آبی را نیز مد نظر قرار می‌دهد و قابلیت مقایسه با شاخص پالمر خودکالیبره‌کننده را دارد [۲۴]. شاخص‌های SSI و SDI نیز برای ارزیابی خشکسالی‌های مرتبط با جریان‌ها و ذخایر سدها به کار می‌روند. مقایسه‌های اخیر SPI و SPEI با SSI نشان‌دهنده همبستگی قوی‌تر SPI با SSI نسبت به SPEI است [۲۵]. در حالی که مطالعات ۲۰۲۳-۲۰۲۵ بر تفاوت‌های SPEI در مناطق خشک تأکید دارند، جایی که همبستگی SPEI-SSI در مقیاس‌های طولانی‌تر افزایش می‌یابد. برخی از این مطالعات با بهره‌گیری از SPI و SPEI، خشکسالی‌های هواشناسی حوضه دریاچه ارومیه را در دوره‌های پایه و آینده مدل‌سازی کردند و برتری SPEI در پیش‌بینی تغییرات تراز آب دریاچه را برجسته ساختند [۲۶]. نتایج این مطالعات حاکی از افزایش فراوانی و شدت خشکسالی‌ها در آینده، همراه با کاهش مدت آن‌هاست. همچنین در این راستا صادق فام و همکاران [۲۷] شاخص‌های هواشناسی را با شاخص خشکسالی آب زیرزمینی در حوضه ارومیه مقایسه کردند. نتایج نشان‌دهنده

¹ Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)

۳۸]. پژوهش‌های مرتبط، همچون صابری و همکاران [۳۹] بر همبستگی SPI و NDVI در حوضه دریاچه ارومیه، یا تحلیل ژانگ^۹ و همکاران [۴۰] بر اثرات خشکسالی بر رواناب و پوشش گیاهی در حوضه‌های مشابه، و پیش‌بینی‌های کین^{۱۰} و همکاران [۴۱] و مجدی و همکاران [۴۲] با مدل‌های CMIP6 بر افزایش دما و کاهش بارش در خاورمیانه، عملکرد برتر CMIP6 را در شبیه‌سازی اقلیمی تأیید می‌کنند [۴۳ و ۴۴]. همچنین خیروری و همکاران [۴۵] تغییرات مکانی-زمانی خشکسالی در ایران را با SPI و SPEI واکاوی کردند و بر تمرکز خشکسالی‌های شدید در غرب و جنوب کشور تأکید ورزیدند، در حالی که چتینکایا و همکاران [۳۲] ریسک خشکسالی را در حوضه‌های ترکیه با افزایش در مقیاس‌های طولانی‌تر گزارش دادند. شناخت رفتار و پیش‌بینی خشکسالی، مقدمه‌ای حیاتی برای مقابله با آن است [۴۶]، و با وجود مطالعات متعدد در حوضه ارومیه، پژوهش‌های محدود بر پیش‌بینی خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی، ضرورت این مطالعه را برجسته می‌سازد. در این پژوهش به پیش‌نمایی خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی در غرب حوضه آبخیز دریاچه ارومیه (از زولاچای تا زاب) با بهره‌گیری از مدل‌های LARS-WG و HEC-HMS بر پایه داده‌های CMIP6 و از نمایه‌های SPI و SPEI برای محاسبه خشکسالی هواشناسی و از نمایه‌های SSI و SDI برای خشکسالی هیدرولوژیکی پرداخته می‌شود.

۲. داده‌ها و روش‌شناسی

۲-۱. منطقه مورد مطالعه

حوضه آبخیز دریاچه ارومیه حدود ۵۲۰۰۰ کیلومتر مربع وسعت داشته و در ارتفاع ۱۲۷۰ متری از سطح دریاچه‌های آزاد و با کوه‌هایی به ارتفاع بیش از ۳۰۰۰ متر در شمال غربی ایران واقع شده است (شکل ۱-ب). آب و هوای مدیترانه‌ای حوضه آبریز ارومیه تحت تأثیر کوه‌های مرتفع اطراف بوده و با زمستان‌های سرد و تابستان‌های نسبتاً معتدل مشخص می‌شود. میانگین بارش بر اساس ۲۰ ایستگاه مشاهداتی در بازه زمانی ۱۹۸۳ تا ۲۰۲۲ در غرب حوضه دریاچه

دوره بازگشت کوتاه‌تر برای خشکسالی هیدرولوژیکی بود که به بهره‌برداری افراطی از آبخوان‌ها نسبت داده شد. یوچه^۱ و همکاران [۲۸] با شاخص هیدرولوژیکی خشکسالی^۲ (HDI)، حوضه یشیل ایرماک ترکیه را بررسی کردند و روند نزولی در مقیاس‌های زمانی را پس از ۲۰۰۰ گزارش دادند. در زمینه انتشار خشکسالی، زو^۳ و همکاران [۲۹] زمان انتقال را در حوضه لولنه چین کوتاه‌تر از حد انتظار یافتند و آن را به گسترش شهری و مصرف آبی خانگی نسبت دادند. ژائو^۴ و همکاران [۳۰] زمان دو ماهه‌ای را در حوضه شیانگ‌جیانگ تخمین زدند، در حالی که جو^۵ و همکاران [۳۱] بازه دو تا شش ماهه را در حوضه پرل گزارش کردند؛ چتینکایا^۶ و همکاران [۳۲] با تخمین‌گر کاپلان-مایر، ریسک خشکسالی هواشناسی و کشاورزی را در حوضه گدیز ترکیه ارزیابی کردند و افزایش ریسک در مقیاس‌های طولانی‌تر را به اثرات تجمعی نسبت دادند. هلنگ^۷ و همکاران [۳۳] نیز تفاوت‌های فصلی با زمان‌های کوتاه‌تر در تابستان و پاییز را برجسته ساختند. مطالعات اخیر در ایران (۲۰۲۳-۲۰۲۵) بر پویایی انتشار در حوضه‌های نیمه‌خشک تأکید دارند، جایی که عوامل انسانی زمان تأخیر را کاهش می‌دهند [۱۶، ۲۰ و ۳۴].

برای پیش‌بینی پدیده خشکسالی در دهه‌های آتی، بررسی شاخص‌های مربوطه با بهره‌گیری از خروجی‌های مدل‌های گردش کلی جو (GCMs) یکی از معتبرترین رویکردها است، زیرا این مدل‌ها قادرند پارامترهای جوی و اقیانوسی را برای دوره‌های بلندمدت تحت سناریوهای تأییدشده هیئت بین‌الدول تغییرات اقلیمی مدل‌سازی کنند [۳۵ و ۳۶]. با این حال، محدودیت‌های اصلی این مدل‌ها، مانند قدرت تفکیک مکانی پایین و ساده‌سازی فرآیندهای اقلیمی، ایجاب می‌کند که خروجی‌های آن‌ها با روش‌های ریزمقیاس‌نمایی مانند مدل LARS-WG پردازش شوند تا داده‌های اقلیمی دقیق‌تری برای آینده تولید گردد [۳۷]. گزارش ششم IPCC با اتخاذ سناریوهای خط سیر اجتماعی-اقتصادی مشترک^۸ (SSPs)، امکان تحلیل یکپارچه تأثیرات اقلیمی، آسیب‌پذیری‌ها، سازگاری و کاهش را فراهم می‌آورد [۱۴ و

⁶ Cetinkaya

⁷ Huang

⁸ Shared Socioeconomic Pathways

⁹ Zhang

¹⁰ Qin

¹ Yuce

² Hydrological Drought Index;

³ Xu

⁴ Zhao

⁵ Zhou

شده است و هرچند از نظر ریاضی مشابه شاخص SPI است ولی شاخص SPEI علاوه بر بارش، تبخیر و تعریق را نیز در نظر می‌گیرد [۲۴ و ۴۷].

شاخص SSI برای مشخص کردن ناهنجاری‌های جریان سطحی مشاهده شده استفاده می‌شود [۴۸ و ۴۹] و تنها شاخص خشکسالی توصیه شده برای نظارت بر خشکسالی جریان سطحی و هشدار زود هنگام در نسخه فعلی کتابچه راهنمای شاخص‌ها و شاخص‌های خشکسالی است [۵۰]. علاوه بر استفاده از SSI برای پایش بر خشکسالی جریان سطحی، SDI برای تعریف ویژگی‌های رویدادهای خشکسالی جریان سطحی در مطالعات مختلف نیز مورد توجه قرار گرفته است [۵۱ و ۵۲]. اما از لحاظ تمرکز و کاربرد شاخص‌های خشکسالی هیدرولوژیکی SDI و SSI متفاوت هستند. شاخص SSI و SDI هر دو داده‌های سطح دبی رودخانه را برای ارزیابی شرایط خشکسالی هیدرولوژیکی در نظر می‌گیرد. تفاوت آنها در استفاده از روند تبدیل به توزیع نرمال بوده که این روند برای SSI انجام می‌شود ولی برای SDI انجام نمی‌گردد. مزیت این شاخص‌ها SSI تاکید بر جریان سطحی به عنوان عامل در دسترس بودن آب است [۵۳]. روابط شاخص‌های خشکسالی موردی بررسی در ادامه ارائه شده است:

$$SPI = \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad (1)$$

$$SPEI = \left(w - \frac{c_0 + c_1 w + c_2 w^2}{1 + d_1 w + d_2 w^2 + d_3 w^3} \right) \quad (2)$$

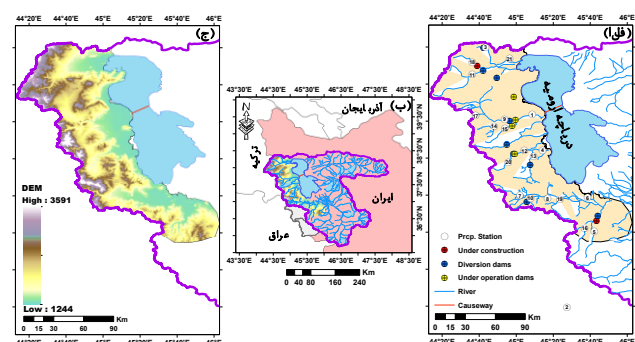
$$SSI = \left(w - \frac{c_0 + c_1 w + c_2 w^2}{1 + d_1 w + d_2 w^2 + d_3 w^3} \right) \quad (3)$$

$$SDI_{h,k} = \frac{v_{i,k} - \bar{v}}{s_k} \quad i = 1, 2, 3, \dots \quad (4)$$

$$k = 1, 2, 3, 4$$

در شاخص SPI، اگر $0.5 < H(x) < 1.0$ از $t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{1-H(x)^2}\right)}$ و زمانیکه $0 < H(x) \leq 0.5$ مقدار T برابر است با $t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{H(x)^2}\right)}$. و در شاخص‌های SPEI و SSI، زمانیکه $P_r \leq 0.5$ مقدار w برابر است با $w = \sqrt{-2\ln(P_r)}$ و همچنین زمانیکه $P_r > 0.5$ مقدار w برابر

ارومیه $376/3$ میلی متر بوده که حداکثر بارش حوضه در ماه اسفند و حداقل در ماه مرداد می‌باشد. همچنین منطقه مورد مطالعه دارای میانگین دمایی $10/7$ درجه سانتی گراد بوده که ماه‌های مرداد و دی به ترتیب حداکثر و حداقل دمایی را نشان می‌دهند. مدل ارتفاعی رقومی در محدوده مورد مطالعه شامل غرب حوضه دریاچه ارومیه (به مساحتی 11750 کیلومتر مربع) در شکل ۱ (ج) نشان داده شده است. در این پژوهش از داده‌های روزانه بارش 20 ایستگاه استفاده شده که شامل ایستگاه باران سنجی و هیدرومتری بوده و موقعیت جغرافیایی آن در شکل ۱ (الف) نشان داده شده است. برای بررسی سری‌های زمانی، نتایج تجزیه و تحلیل روند و همچنین تداوم آنها، از میانگین بارش و دبی ایستگاه‌های مورد مطالعه استفاده گردید. در زیر حوضه مورد مطالعه 2 سد در دست مطالعه، 9 سد در دست بهره برداری، 4 سد در دست اجرا، و همچنین حدود 23 بند انحرافی وجود دارد.



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه: (الف) پراکنش ایستگاه‌ها و سدها، (ب) موقعیت جغرافیایی، (ج) مدل ارتفاعی رقومی

۲-۲. شاخص‌های خشکسالی

در این تحقیق جهت بررسی خشکسالی از شاخص‌های هواشناسی SPI و SPEI و شاخص‌های خشکسالی SSI و SDI استفاده شد. شاخص SPI امکان کمی‌سازی خشکسالی را در مکان‌ها و زمان‌های مختلف توسط بارندگی به عنوان داده ورودی فراهمی می‌کند. این شاخص پرکاربردترین شاخص جهت بررسی خشکسالی هواشناسی است و صرفاً از سری زمانی بارش استفاده می‌کند. بنابراین محدودیتی که این شاخص دارد سایر متغیرها نظیر تبخیر و تعرق را نادیده می‌گیرد [۲۳]. این محدودیت در شاخص SPEI رفع

تولید این مدل غلبه بر نقاط ضعف زنجیره مارکوف بود. این مدل علاوه بر پیچیدگی کمتر در فرآیند شبیه سازی و داده های ورودی و خروجی، توانایی بالایی در پیش بینی تغییر اقلیم دارد [۵۹]. داده های ورودی به مدل شامل دمای کمینه و بیشینه، بارش و میزان تابش بصورت روزانه می باشد. این داده ها باید دارای یک دوره زمانی بلندمدت باشند لذا در این پژوهش دوره ۲۰۱۲-۱۹۸۳ به عنوان دوره پایه مورد بررسی متناسب با مدل های CMIP6 در نظر گرفته شد. روش کار به این صورت است که مدل، داده های مشاهداتی دوره پایه را دریافت نموده، با بررسی آن ها مشخصه های آماری داده ها استخراج می شوند. سپس به منظور صحت سنجی و اطمینان از توانمندی مدل، برای دوره آماری پایه مدل را اجرا نموده تا یک سری داده های مصنوعی در دوره پایه مجدداً ایجاد شود. این خروجی ها نیز به منظور ارزیابی عملکرد مدل در بازسازی داده ها، با مشخصات آماری مشاهداتی مقایسه می شوند. در این پژوهش از آخرین نسخه این مدل یعنی LARS-WG8 که در سال ۲۰۲۴ جهت مقیاس کاهی مدل های CIMP6 بروزرسانی گردید استفاده شد که شش مدل CMIP6 در آن گنجانده شده است که مشخصات آنها در جدول ۲ ارائه شده است. در واقع این مدل با دریافت داده های هواشناسی و برون داد مدل های CMIP6 در دوره مشابه با دوره آماری حال و آینده، پارامترهای هواشناسی را به صورت روزانه و در مقیاس ایستگاهی تولید می نماید. در این پژوهش برای پیش نگرایی تغییرات خشکسالی از متوسط هر ۶ مدل موجود در مدل لارس و سناریوی SSP5-8.5 استفاده شده است به شکلی که بدینانه و بدترین حالت ممکن را نشان داد تا وضعیت وخیم منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته شود.

جدول ۲. مشخصات مدل های CMIP6 مورد بررسی در این پژوهش

ردیف	مدل	موسسه/کشور	قدرت تفکیک
۱	ACCESS-ESM1-5	سازمان تحقیقات علمی و صنعتی مشترک المنافع، استرالیا، و BOM (اداره کل هواشناسی، استرالیا)	۱/۸۷×۱/۲۵
۲	CNRM-CM6-1	مرکز ملی تحقیقات هواشناسی، مرکز اروپا برای	۱/۴×۱/۴

است با $w = \sqrt{-2\ln(1 - P_r)}$ و ضرایب ثابت برابر با $C_0=2.515517$ ، $C_1=0.802853$ ، $C_2=0.010328$ ، $d_1=1.432788$ ، $d_2=0.189269$ و $d_3=0.001308$ هستند. که می توان برای شرایط خشکسالی و ترسالی مورد استفاده قرار بگیرند. همچنین $V_{i,k}$ و s_k در شاخص SDI به ترتیب میانگین و انحراف استاندارد حجم های جریان تجمعی دوره مرجع k از سال هیدرولوژیکی i به k هستند. طبقه بندی خشکسالی بر اساس شاخص های مورد بررسی نیز در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱. طبقه بندی خشکسالی بر اساس شاخص های مورد بررسی

SPI / SPEI / SSI / SDI	Climatic moisture categories
≥ 2.0	Extremely wet
1.5 to 1.99	Severely wet
1.0 to 1.49	Moderately wet
0 to 1	Mildly wet
0 to -1	Mild drought
- 1.0 to - 1.49	Moderate drought
- 1.5 to - 1.99	Severe drought
≤ -2.0	Extreme drought

استانداردسازی و بدون بعد کردن شاخص های مورد استفاده در این پژوهش SPI، SPEI، SSI و SDI، قابلیت مقایسه مستقیم شدت، تداوم و تغییرات زمانی خشکسالی بین شاخص های هواشناسی و هیدرولوژیکی امکان پذیر کرده است [۴۹ و ۵۴]. علی رغم هم مقیاس بودن این شاخص ها، فرآیندها و عوامل مؤثر بر آن ها متفاوت است؛ به طوری که خشکسالی های هواشناسی عمدتاً تحت تأثیر متغیرهای اقلیمی نظیر بارش، دما و تبخیر و تعرق قرار دارند، در حالی که خشکسالی های هیدرولوژیکی علاوه بر شرایط اقلیمی، به شدت از عوامل انسانی مانند بهره برداری از منابع آب سطحی و زیرزمینی، مدیریت سدها و تغییر کاربری اراضی تأثیر می پذیرند [۴ و ۵۵]. بنابراین، هرچند شاخص ها از نظر آماری قابل مقایسه هستند، تفسیر تفاوت های مشاهده شده میان آن ها نیازمند در نظر گرفتن نقش هم زمان عوامل طبیعی و انسانی است.

۳-۲. مدل LARS-WG

مدل LARS-WG یک مدل تصادفی برای تولید داده های آب و هوایی به وسیله روش های مقیاس کاهی آماری است [۵۶] که ابتدا توسط راسکو و همکاران [۵۷] ارائه شد. سپس توسط سمونوف و همکاران [۵۸] در بوداپست مجارستان بازنگری شد. دلیل اصلی

هیدرولوژیکی در هر زیرحوضه، میزان جریان سطحی تولیدی و جریان کل رودخانه در خروجی حوضه را شبیه‌سازی می‌کند.

معیارهای ارزیابی عملکرد مدل‌های مورد بررسی

جهت ارزیابی و تحلیل عملکرد مدل‌های مورد بررسی شاخص‌های عملکردی مختلفی وجود دارد که در این پژوهش از شاخص‌های R^2 ، MSE ، $RMSE$ و MAE استفاده شده است که بر اساس روابط زیر تعریف می‌شوند [۶۱].

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N X_o X_s}{\sqrt{\sum_{i=1}^N X_o^2 \sum_{i=1}^N X_s^2}} \quad (7)$$

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_o - X_s)^2 \quad (8)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_o - X_s)^2}{N}} \quad (9)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |X_o - X_s|}{N} \quad (10)$$

در روابط فوق X_o داده‌های مشاهداتی، X_s داده‌های شبیه‌سازی شده و N تعداد داده‌ها می‌باشد.

۳. نتایج و بحث

سری زمانی شاخص‌های خشکسالی SPI ، $SPEI$ ، SSI و SDI در مقیاس زمانی ۶ ماهه در دوره پایه (۱۹۸۳-۲۰۲۲) برای متوسط کل ایستگاه‌های مورد بررسی در شکل ۲ ارائه شده است. در این شکل رخداد‌های خشکسالی با رنگ قرمز و رخداد‌های ترسالی با رنگ آبی نشان داده شده است. دلیل استفاده از مقیاس زمانی ۶ ماهه نیز این است که پس محاسبه مقیاس‌های زمانی مختلف مشاهده شد که شاخص‌های هیدرولوژیکی SSI و SDI با شاخص SPI با مقیاس زمانی ۶ ماهه تطابق بیشتری دارد و در پژوهش‌های دیگر نیز این بازه زمانی مورد تایید قرار گرفته است [۶۲ و ۶۳].

		تحقیق و آموزش پیشرفته در محاسبات علمی، فرانسه	
۳	GFDL-ESM4	آزمایشگاه ژئوفیزیک و دینامیک سیالات، ایالات متحده	۱/۲۵×۱
۴	HadGEM3	مرکز هادلی سازمان هواشناسی، انگلستان	۱/۸۷×۱/۲۵
۵	MPI-ESM1-2-LR	موسسه ماکس پلانک، آلمان	۰/۹×۰/۹
۶	MRI-ESM2-0	موسسه تحقیقات جوی، ژاپن	۱/۱×۱

۴-۲. مدل HEC-HMS

در مدل‌سازی با HEC-HMS، جمع‌آوری داده‌های لازم برای تعریف حوضه آبریز است. این داده‌ها شامل اطلاعات توپوگرافی، مانند نقشه‌های ارتفاعی دیجیتال، داده‌های بارش، دبی جریان، و ویژگی‌های خاک و کاربری زمین می‌باشد. داده‌های بارش معمولاً از ایستگاه‌های هواشناسی و داده‌های دبی جریان از ایستگاه‌های هیدرومتری به صورت تاریخی استخراج می‌شوند. برای مدل‌سازی، حوضه آبریز به زیرحوضه‌ها تقسیم شده و مشخصات هیدرولوژیکی هر زیرحوضه تعریف می‌گردد. پارامترهای اصلی مدل شامل زمان تأخیر (T_c) که زمان لازم برای انتقال آب از دورترین نقطه حوضه به خروجی است، نرخ نفوذ آب به خاک، و نرخ تبخیر و تعرق سطح زمین می‌باشد. نرخ نفوذ معمولاً با استفاده از مدل‌های نفوذ مانند مدل (Curve Number) SCS-CN محاسبه می‌شود. تبخیر و تعرق نیز بر اساس داده‌های هواشناسی تعیین می‌گردد. فرمول مدل نفوذ SCS-CN به صورت زیر است:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a + S)} \quad (5)$$

که در آن، Q رواناب سطحی (مقدار جریان)، P بارش و S ظرفیت نگهداشت حوضه است [۶۰]، که با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (6)$$

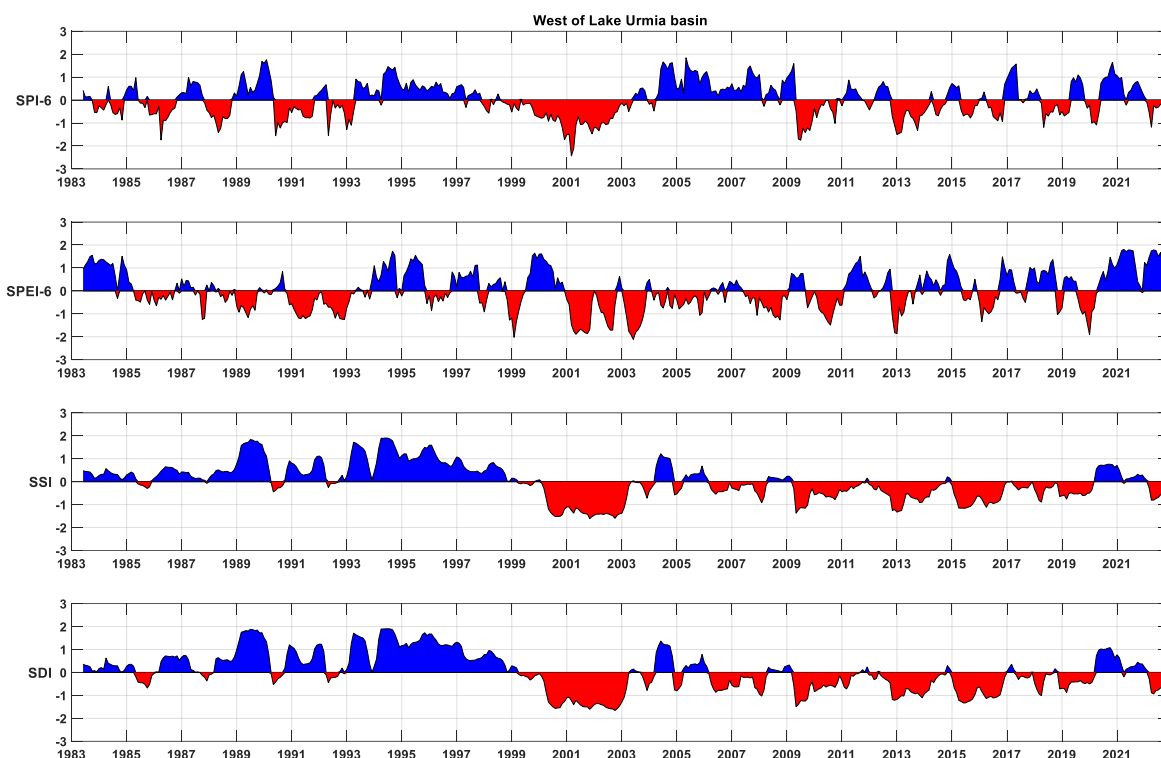
پس از تنظیم مدل، شبیه‌سازی فرآیند بارش-رواناب برای دوره‌های زمانی مختلف (مثلاً برای بارش‌های دوره‌ای یا رخداد‌های سیلابی خاص) انجام می‌شود. مدل HEC-HMS با اجرای محاسبات

شکل گرفته ولی همچنان تعدد رخدادهای خشکسالی هیدرولوژیکی بیشتر از خشکسالی هواشناسی است. به طور کلی می توان گفت که از سال ۲۰۰۴ به بعد تعدد رخدادهای خشکسالی هیدرولوژیکی به صورت چشمگیری افزایش یافته در حالیکه رخدادهای خشکسالی هواشناسی چنین افزایش را نشان نمی دهد. این مسئله را می توان به نقش فعالیت های انسانی و برداشت های بی رویه از منابع آب سطحی نسبت داد.

باتوجه به همبستگی مفهومی در دوره های اول ۱۹۸۳ تا ۱۹۹۸، تفاوت های چشمگیری از نظر شدت، تداوم و تأخیر زمانی در بروز خشکسالی دارند. در دهه های نخست مطالعه، وقوع ترسالی ها در منطقه غالب بوده، اما از اوایل دهه ۲۰۰۰ به بعد، روند تمامی شاخص ها به سمت مقادیر منفی حرکت کرده است که نشان دهنده افزایش فراوانی و شدت خشکسالی ها در دو دهه اخیر می باشد. این تغییر روند، می تواند نتیجه هم افزایی میان تغییرات اقلیمی، افزایش دما، و بهره برداری بی رویه از منابع آبی در حوضه دریاچه ارومیه است. اما در حالت مقایسه ای تفاوت فاحشی در سال های ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۹ قابل مشاهده است که میتوان به افزایش دما و متقابلاً تشدید تبخیر و تعرق نسبت داد که شاخص SPI، صرفاً مبتنی بر داده های بارش است، توانایی محدودی در نمایش اثرات گرمایش اقلیمی دارد. در مقابل، شاخص SPEI با لحاظ کردن تبخیر-تعرق پتانسیل (PET) و متغیرهای دمایی، قادر است کمبود واقعی رطوبت را با دقت بیشتری بازتاب دهد که حساسیت و تاثیرپذیری بیشتر SPEI را نسبت به SPI در رابطه با تغییرات تایید می کند. حتی در شاخص های هیدرولوژیکی SSI و SDI نیز از سال ۲۰۰۰ خشکسالی نمود واضح تر و باثبات تری را نشان می دهد به طوریکه پیوسته در محدوده منفی باقی مانده و نشان می دهد خشکسالی های هیدرولوژیکی نه تنها شدیدتر بلکه ماندگارتر از خشکسالی های هواشناسی نیز بوده اند. این تفاوت را می توان ناشی از اثرات تجمعی خشکسالی های متوالی، کاهش تغذیه آبخوان ها و برداشت بیش از حد منابع سطحی و زیرزمینی دانست که موجب افت پایدار دبی رودخانه ها حتی در دوره های بارش نرمال شده است که نقش عوامل انسانی را نیز برجسته می کند [۵۴، ۵۵ و ۶۴].

مورد تعیین تاخیر زمانی بین شاخص های هواشناسی و هیدرولوژیکی که به عنوان انتشار خشکسالی شناخته می شود، دو رویکرد مختلف وجود دارد. در رویکرد اول انتشار خشکسالی توسط محاسبه ضریب همبستگی بین شاخص های خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی محاسبه می شود. در صورتیکه برداشتهای انسانی، الگوی شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی را به شدت تغییر دهد، این رویکرد قابل استفاده نخواهد بود. در رویکرد دوم برای انتشار خشکسالی از مطالعات پیشین استفاده می شود که در این مطالعه به دلیل تاثیر بیش از حد برداشت بر سری زمانی خشکسالی هیدرولوژیکی، از این رویکرد استفاده شده و برابر شش ماه در نظر گرفته شده است. بر اساس نتایج شدیدترین خشکسالی های هواشناسی بر اساس شاخص های SPI و SPEI در سال های ۲۰۰۳-۲۰۰۱ رخ داده که در شاخص های خشکسالی هیدرولوژیکی نیز منعکس شده است. در سال های ۲۰۰۴-۲۰۰۹ شاخص SPI ترسالی را نشان می دهد اما در این بازه زمانی SPEI به دلیل در نظر گرفتن تبخیر و تعرق وضعیت خشکسالی را نشان می دهد.

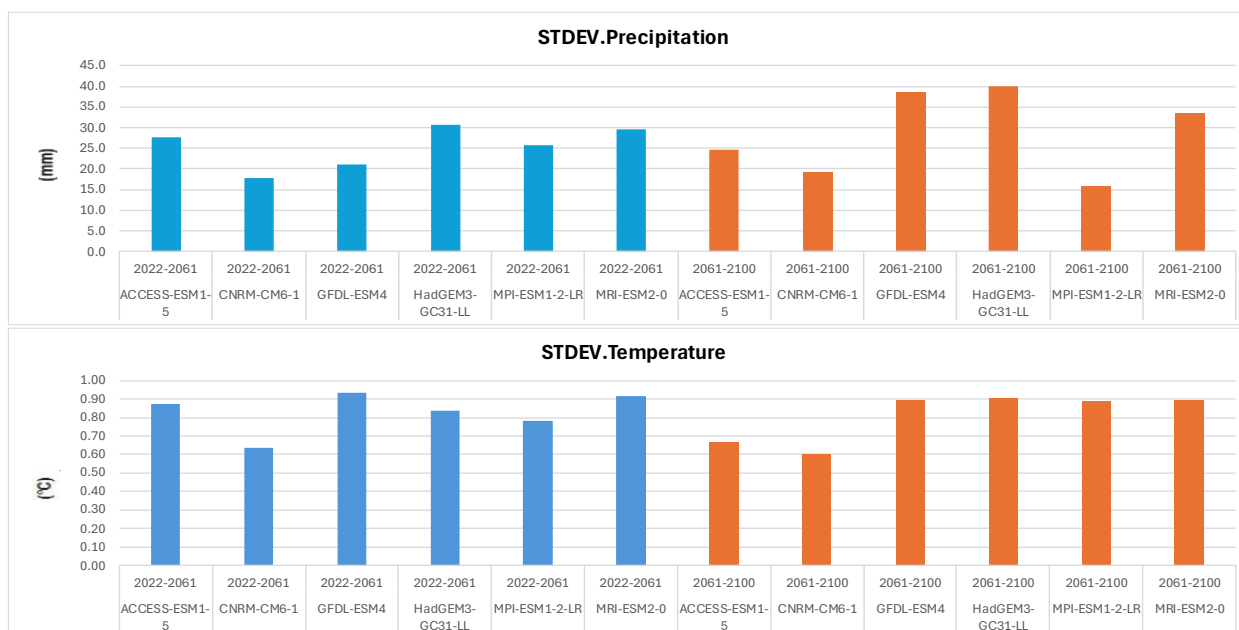
با برای بررسی روند زمانی داده های اقلیمی توسط آزمون غیرپارامتری من-کندال در سری زمانی تمامی ایستگاههای دما و بارش مشاهده شد که در ۷۵ درصد ایستگاهها داده های بارش فاقد روند معنی دار ولی داده های دما دارای روند صعودی معنی داری است. در مابقی ایستگاهها بارش دارای روند نزولی و دما دارای روند صعودی است. جدول محاسبات مربوط به جزئیات این تحلیل در بخش ضمایم ارائه شده است. در این روش ابتدا آماره S بر اساس مقایسه های زوجی بین داده ها محاسبه شد و سپس با استفاده از واریانس آن، آماره استاندارد شده Z و مقدار p -value به دست آمد تا معنی داری روند مشخص شود. شایان ذکر است در صورتی که در داده ها خودهمبستگی وجود داشته باشد، ممکن است نتایج آزمون دچار خطا شوند؛ در این شرایط از آزمون من-کندال اصلاح شده استفاده شد که با اصلاح واریانس آماره آزمون اثر خودهمبستگی را در نظر می گیرد و نتیجه قابل اعتمادتری ارائه می دهد. لذا می توان نتیجه گیری نمود در بیشتر ایستگاههای مورد بررسی، دما عامل وقوع خشکسالی بوده است. این وضعیت در شاخص های هیدرولوژیکی قابل مشاهده نیست. از سال ۲۰۱۰ این ارتباط دوباره



شکل ۲. سری زمانی تغییرات خشکسالی بر اساس شاخص‌های مورد بررسی در دوره پایه (۱۹۸۳-۲۰۲۲)

شکل ۳ انحراف معیار متغیرهای اقلیمی بارش و دما مربوط به مدل‌های گردش عمومی جو مختلف توسط نمودار میله‌ای را به عنوان نماینده ای از میزان عدم قطعیت ارائه می‌دهد. شایان ذکر است که منظور از عدم قطعیت مورد بحث این است که هرکدام از مدل‌های گردش عمومی چقدر پراکندگی حول میانگین دارند. بر اساس این شکل مشاهده می‌شود که کمترین انحراف معیار برای متغیر بارش در آینده نزدیک (رنگ آبی) مربوط به مدل CNRM-CM6-1 و در آینده دور (رنگ نارنجی) مربوط به مدل MPI-ESM1-2 و CNRM-CM6-1 می باشد. همچنین کمترین انحراف معیار برای متغیر دما در آینده نزدیک (رنگ آبی) مربوط به مدل CNRM-CM6-1 و در آینده دور (رنگ نارنجی) مربوط به مدل ACCESS- و CNRM-CM6-1 می باشد.

بررسی عملکرد مدل LARS-WG با استفاده از سنج‌های خطاسنجی R^2 و $RMSE$ ، MSE ، MAE و نشان داد که این مدل در شبیه‌سازی دمای حداقل و حداکثر با دقت بسیار بالا، میانگین $R^2 > 0.99$ و $RMSE < 0.7^\circ C$ عمل کرده است، در حالی که در شبیه‌سازی بارش، عملکرد آن متغیر بوده و در برخی ایستگاه‌ها (مانند بیتاس و بابارود) خطاهای قابل توجهی داشته است. با این حال، با استفاده از روش همادی کردن و اعتبارسنجی جامع، خروجی‌های این مدل برای سناریوهای آینده قابل استناد ارزیابی شدند و نتایج حاصل از سنج‌های خطاسنجی نشان داد که مدل مقیاس کاهی LARS-WG در غالب ماه‌های سال و بیشتر ایستگاه‌های هواشناسی مورد بررسی از توانایی مناسبی جهت مقیاس کاهی متغیرهای دما و بارش در حوضه مورد مطالعه برخوردار است (جدول ۳).



شکل ۳. انحراف معیار بارش و دما در آینده نزدیک و دور برای مدل‌های گردش عمومی جو مختلف

جدول ۳. ارزیابی عملکرد مدل LARS-WG با استفاده از سنجه‌های مختلف در شبیه‌سازی دما و بارش

ایستگاه	بارش				دمای حداکثر				دمای حداقل			
	R2	MSE	RMSE	MAE	R2	MSE	RMSE	MAE	R2	MSE	RMSE	MAE
AbajaloSofla	0.97	5.51	2.35	1.97	1	1.90	1.38	1.27	1	0.70	0.84	0.76
BabaRod	0.92	338.09	18.39	14.78	1	0.11	0.34	0.27	1	0.07	0.26	0.21
Bitas	0.76	3751.44	61.25	46.88	1	0.24	0.49	0.33	1	0.31	0.55	0.39
ChaparAbad	0.88	75.78	8.71	6.82	1	0.48	0.69	0.54	1	1.91	1.38	1.27
ChehrigOlia	0.95	28.81	5.37	4.55	1	5.59	2.36	2.21	1	1.41	1.19	1.07
Dizaj	0.94	23.57	4.85	3.47	1	0.19	0.43	0.34	1	0.16	0.40	0.33
Gasemlo	0.94	24.62	4.96	4.28	1	0.11	0.33	0.24	1	0.03	0.17	0.15
HashemAbad	0.93	62.97	7.94	6.09	1	0.04	0.19	0.13	1	0.05	0.21	0.18
Kalhor	0.90	35.05	5.92	4.95	1	0.05	0.22	0.17	1	0.07	0.27	0.20
KarimAbad	0.97	22.15	4.71	3.85	1	0.06	0.24	0.20	1	0.12	0.34	0.25
Kotar	0.94	27.85	5.28	4.39	1	0.07	0.26	0.22	1	0.05	0.23	0.20
Marzesero	0.89	42.70	6.53	4.56	1	0.09	0.30	0.25	1	0.10	0.31	0.24
Nagadeh	0.93	26.28	5.13	4.15	1	0.66	0.81	0.72	1	0.13	0.36	0.26
NazarAbad	0.92	37.96	6.16	4.14	1	0.06	0.24	0.18	1	0.10	0.31	0.23
Orban	0.92	246.41	15.70	12.81	1	1.61	1.27	1.16	1	1.01	1.01	0.91
PayGaleh	0.98	18.82	4.34	3.40	1	0.18	0.43	0.37	1	0.09	0.30	0.26
Pejak	0.97	15.79	3.97	3.31	1	0.18	0.43	0.30	1	0.18	0.43	0.36
PolehBahramlo	0.94	40.56	6.37	5.23	1	3.54	1.88	1.58	1	0.49	0.70	0.57
Tapik	0.95	18.34	4.28	2.82	1	0.13	0.37	0.29	1	0.47	0.69	0.58
YalgozAghaj	0.94	6.85	2.62	2.07	1	0.06	0.24	0.17	1	0.02	0.16	0.13

برای واسنجی مدل هیدرولوژی نیز ابتدا از بهینه‌ساز نرم‌افزار HEC-HMS در بازه زمانی سپتامبر ۲۰۲۰ تا ۲۲ سپتامبر ۲۰۲۱ استفاده شد. سپس با اعمال تغییرات سعی شد نتایج به بهترین و واقعی‌ترین شرایط خود برسند. این کار برای چهار ایستگاه هیدرومتری اصلی حوضه که تقریباً تمام حوضه را در بر می‌گیرند انجام شد. میانگین نتایج بدست آمده برای پارامترهای حوضه آبریز در جدول (۴) ارائه شده است. همچنین میانگین پارامترهای تلفات که از طریق روش Soil Moisture Accounting محاسبه شد که نتایج آن به شرح جدول (۵) است.

پیش‌نمایی‌های اقلیمی بر اساس سناریوی SSP5-8.5 حاکی از روند گرمایشی پیوسته و کاهش بارش در حوضه مورد مطالعه است. بر اساس نتایج در دوره آینده نزدیک (۲۰۶۱-۲۰۲۲)، دمای حداکثر به‌طور متوسط ۲/۱ درجه سلسیوس و دمای حداقل ۱/۶ درجه سلسیوس افزایش می‌یابد، در حالی که بارش به‌طور متوسط ۳/۳ درصد کاهش پیدا می‌کند. در دوره آینده دور (۲۱۰۰-۲۰۶۱)، این روند شدیدتر می‌شود به طوری که میانگین افزایش دما به ۲/۴ درجه سلسیوس (حداکثر) و ۱/۸ درجه سلسیوس (حداقل) و کاهش بارش به ۲/۹ درصد خواهد رسید.

جدول ۴. نتایج بدست آمده برای پارامترهای حوضه آبریز در مرحله واسنجی مدل HEC-HMS

Routing (Muskingum method)		Transform (Clark Unit Hydrograph method)	
Muskingum X	Muskingum K (HR)	Storage Coefficient (HR)	Time of Concentration (HR)
0.1	80	42	35

جدول ۵. میانگین پارامترهای تلفات در مرحله واسنجی مدل HEC-HMS

Soil Percolation mm/hr	Groundwater1 storage mm	Groundwater1 Percolation Mm/hr	GW1 Coefficient Hr	Groundwater2 storage mm	Groundwater2 Percolation Mm/hr	GW2 Coefficient Hr
0.05	85.29	0.1	0.01	370.58	0.01	0.001

مربوط به ایستگاه پل بهرام‌لو با مقدار ۰/۸ است که نشان‌دهنده دقت بالای مدل در این ایستگاه می‌باشد. در مقابل، کمترین مقدار NSE مربوط به ایستگاه یالقوز آغاج با مقدار ۰/۶۲ است که نشان‌دهنده کاهش نسبی دقت مدل در این بخش از حوضه است. همچنین مقادیر Percent Bias در تمام ایستگاه‌ها منفی است که نشان می‌دهد مدل در اغلب موارد تمایل به بیش‌برآوردی جریان نسبت به داده‌های مشاهده‌ای دارد. با این حال مقادیر RMSE نسبتاً پایین نشان‌دهنده آن است که اختلاف بین داده‌های مشاهده‌ای و شبیه‌سازی‌شده در محدوده قابل قبول قرار دارد. بر اساس نتایج کمترین خطا در این مرحله نیز مربوط به ایستگاه پل بهرام‌لو با RMSE برابر با ۰/۴ و NSE برابر با ۰/۸ است.

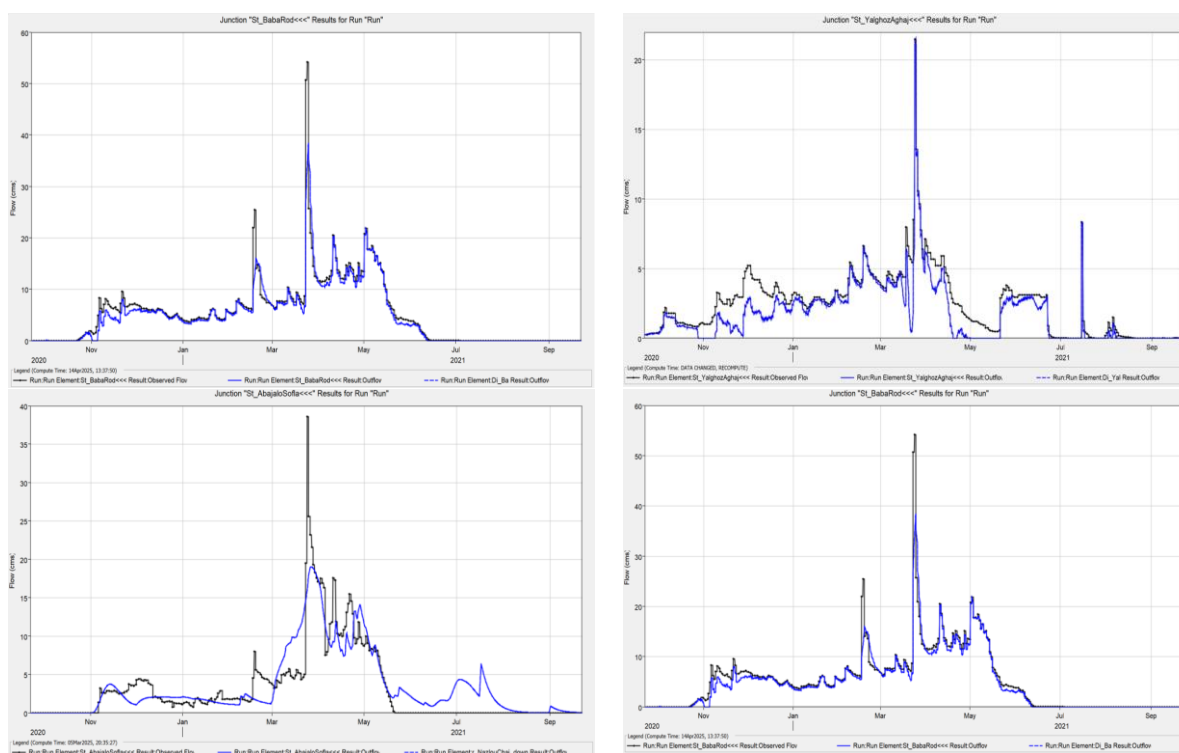
لازم به ذکر است که در فرایند واسنجی سعی شده تا حد ممکن مقادیر منطقی برای پارامترهای حوضه در نظر گرفته شود. همچنین پس از واسنجی مدل در بازه زمانی ۱۹۸۳ الی ۲۰۰۴، داده‌های جریان رودخانه در بازه زمانی ۲۰۰۴ الی ۲۰۲۲ صحت سنجی شده است. نتایج بدست آمده از شاخص‌های مذکور در مراحل واسنجی و صحت سنجی برای ایستگاه‌های هیدرومتری منتخب در جدول (۶) ارائه شده است. ارزیابی عملکرد مدل HEC-HMS در حوضه آبخیز مورد مطالعه نیز نشان داد که در طول دوره واسنجی مقادیر NSE ایستگاه‌های هیدرومتری منتخب مورد مطالعه بین ۰/۷۳ تا ۰/۹۳ و مقادیر RMSE نیز بین ۰/۲ تا ۰/۵ می‌باشند که دقت بالایی را نشان می‌دهند. همچنین در مرحله صحت سنجی، بیشترین مقدار NSE

جدول ۶. ارزیابی عملکردی مدل HEC-HMS در شبیه‌سازی جریان در مرحله واسنجی و صحت سنجی

Percent Bias		NSE		RMSE		ایستگاه هیدرومتری
صحت سنجی	واسنجی	صحت سنجی	واسنجی	صحت سنجی	واسنجی	
-۳۱/۲	-۲۸	۰/۶۲	۰/۷۹	۰/۷	۰/۵	یالقوز آغاج
-۳۰/۱	۱۱/۵	۰/۷۱	۰/۷۳	۰/۷	۰/۵	آباجالوسفلی
-۲۷/۵	-۹	۰/۷۹	۰/۹۱	۰/۶	۰/۳	بابا رود
-۱۱/۶	-۵	۰/۸۰	۰/۹۳	۰/۴	۰/۲	پل بهرام‌لو

و مقادیر رواناب در دو هیدروگراف نیز با یکدیگر تطابق خوبی دارند. بر این اساس دقت و کارایی این مدل در شبیه‌سازی رواناب حوضه مورد بررسی مناسب ارزیابی می‌گردد (شکل ۴).

بررسی شکل ظاهری هیدروگراف‌های مشاهداتی و بهترین شبیه‌سازی و شاخص‌های ارزیابی کارایی مدل نشان می‌دهد که به طور کلی تطابق زمانی نقاط اوج و فرود هیدروگراف نسبتاً خوب بوده



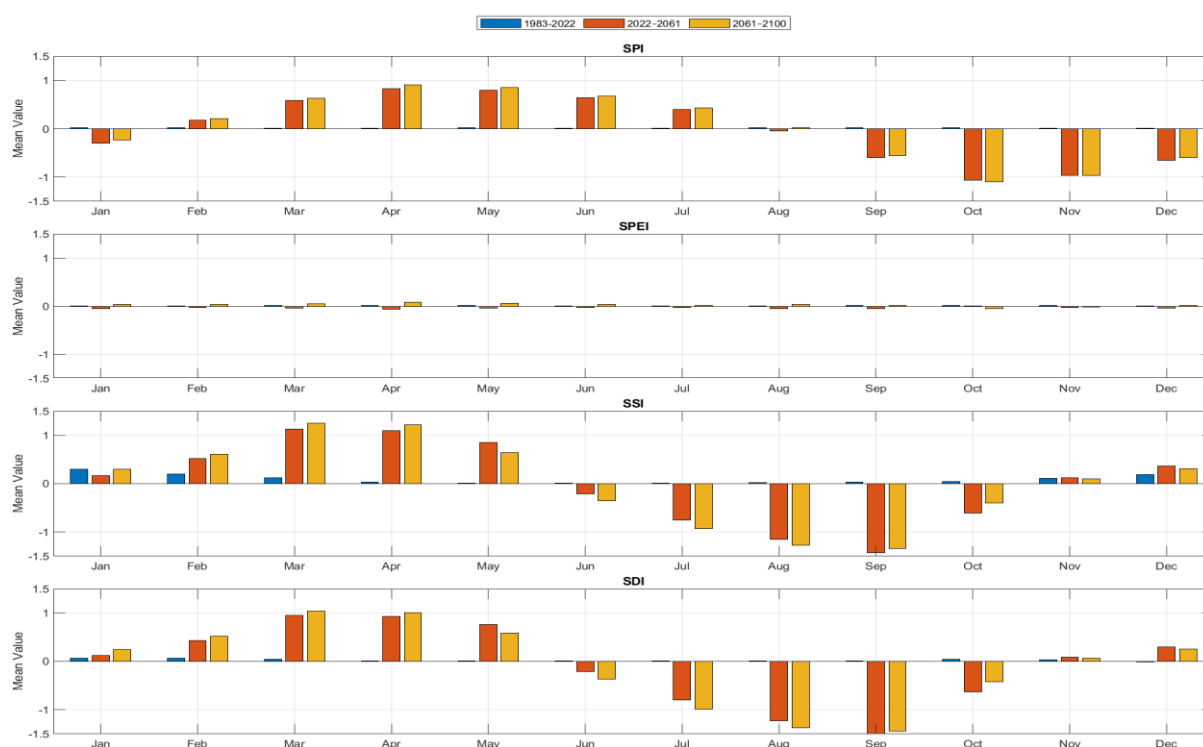
شکل ۴. مقادیر رواناب مشاهداتی و شبیه‌سازی در مرحله واسنجی مدل HEC-HMS در ایستگاه‌های منتخب

منتخب در سطح حوضه به‌عنوان ورودی مدل HEC-HMS جهت محاسبه تغییرات رواناب سطحی در دوره‌های آینده مورد استفاده قرار

پس از پیش‌نمایی پارامترهای اقلیمی، خروجی‌های حاصل از بخش تغییرات اقلیمی و میزان رواناب مشاهداتی در ایستگاه هیدرومتری

دور، به‌جز در مهر و آبان، تمام سال شرایط خشک را نشان می‌دهد که بیانگر نقش افزایش دما و تبخیر و ترقق در تشدید خشکسالی است. شاخص‌های SSI و SDI که وضعیت رطوبت خاک و جریان‌های سطحی را بازتاب می‌دهند، بیشترین حساسیت را در دوره‌های گرم سال (خرداد تا مهر) نشان داده‌اند و کاهش بارش، افزایش دما، ساعات آفتابی و فعالیت‌های کشاورزی منجر به افت شدید رطوبت خاک و جریان‌های سطحی شده است. در این شاخص‌ها، در ماه‌های تابستانی به‌ویژه مرداد و شهریور بیشینه خشکسالی و در زمستان بیشترین رطوبت ثبت شده است. مقایسه سه دوره زمانی نشان می‌دهد که شدت خشکی در آینده افزایش یافته و شاخص‌های هیدرولوژیکی تغییرات بیشتری نسبت به شاخص‌های هواشناسی دارند. همچنین، در برخی ماه‌ها (خرداد، تیر، مرداد و آبان تا دی) اختلاف رفتار میان شاخص‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی مشاهده می‌شود که می‌تواند ناشی از تأثیر فعالیت‌های انسانی نظیر برداشت آب و مدیریت منابع باشد.

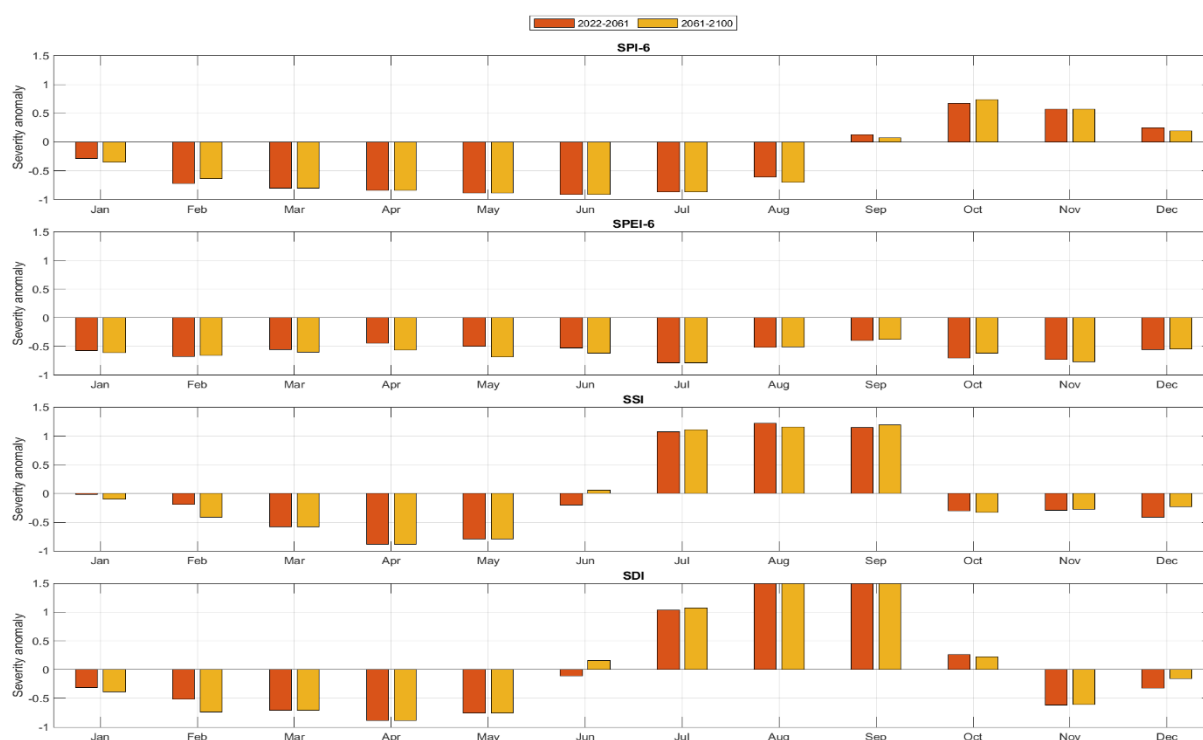
گرفت. نتایج حاصل نشان داد که رواناب سطحی در دوره آینده نزدیک، ۸/۱ درصد و در دوره آینده دور، ۱۱/۲ درصد نسبت به دوره پایه کاهش خواهد یافت. این کاهش، عمدتاً در ماه‌های فروردین تا خرداد که بیشترین سهم را در تأمین آب سالانه دارند مشاهده می‌شود و می‌تواند پیامدهای جدی برای کشاورزی، اکوسیستم‌های آبی و تأمین آب شهری داشته باشد. از نتایج این مدل برای محاسبه شاخص‌های خشکسالی هیدرولوژیکی استفاده شده است. شکل ۵ تغییرات ماهانه شاخص‌های خشکسالی هواشناسی SPI و SPEI و هیدرولوژیکی SSI و SDI را در دوره پایه، آینده نزدیک و آینده دور نشان می‌دهد. در همه شاخص‌ها، الگوی کلی به‌گونه‌ای است که از آذر تا اردیبهشت دوره‌های مرطوب و از خرداد تا آبان دوره‌های خشک بر منطقه حاکم است. شاخص SPI در دوره پایه در نیمه اول سال شرایط مرطوب و در نیمه دوم سال مقادیر منفی و نشانه خشکسالی را نشان می‌دهد، در حالی که در دوره‌های آینده شدت این خشکسالی به‌ویژه در ماه‌های پاییز افزایش یافته است. شاخص SPEI نیز در دوره پایه و آینده نزدیک روندی نسبتاً پایدار و مرطوب دارد اما در آینده



شکل ۵. وضعیت خشکسالی بر اساس شاخص‌های مورد بررسی بصورت ماهانه در دوره‌های آینده نسبت به دوره پایه در غرب حوضه آبخیز دریاچه ارومیه

۰/۱۵ تا ۱/۶) را در ماه‌های خرداد تا مهر ثبت کرده که نمایانگر افت جریان‌های سطحی و تداوم خشکسالی در دوره‌های آینده است. این تغییرات بیانگر آن است که در دوره‌های آینده، شدت خشکسالی در شاخص‌های هواشناسی در اواخر تابستان و پاییز و در شاخص‌های هیدرولوژیکی در ماه‌های گرم سال بیشینه خواهد داشت. مهم‌ترین عوامل مؤثر در این روند شامل افزایش دمای هوا، کاهش بارش‌های مؤثر، افزایش تبخیر و تعرق و فعالیت‌های انسانی مانند توسعه اراضی کشاورزی و برداشت بی‌رویه از منابع آب سطحی و زیرزمینی هستند. افزایش دما علاوه بر تشدید تبخیر و کاهش رطوبت خاک، موجب کاهش ذخایر برفی و روان‌آب‌های فصلی نیز می‌شود که این امر در ماه‌های خرداد تا مهر بیشترین تأثیر را دارد. در نتیجه، حوضه با افزایش خشکسالی هیدرولوژیکی در ماه‌های گرم و افزایش خشکسالی هواشناسی در پاییز روبه‌روست؛ وضعیتی که در صورت تداوم، می‌تواند تعادل چرخه آب منطقه و پایداری منابع آبی را به‌طور جدی تهدید کند.

شکل ۶ آنومالی شدت خشکسالی در دوره‌های آینده نسبت به دوره پایه را بر اساس چهار شاخص SPI، SPEI، SSI و SDI نشان می‌دهد. آنومالی شدت خشکسالی، تفاوت شدت خشکسالی در دوره آینده نسبت به دوره پایه است. مقادیر مثبت آن نشان‌دهنده کاهش شدت خشکسالی و مقادیر منفی نشان‌دهنده افزایش شدت خشکسالی در آینده می‌باشند. نتایج شاخص SPI-6 بیانگر افزایش آنومالی مثبت خشکسالی در ماه‌های شهریور تا دی (حدود ۰/۱۳ تا ۰/۸) است که نشان‌دهنده تشدید خشکسالی هواشناسی در پاییز می‌باشد؛ در حالی که در سایر ماه‌ها روندی کاهشی مشاهده می‌شود. شاخص SPEI-6، با در نظر گرفتن تبخیر و تعرق بالقوه، کاهش آنومالی در تمامی ماه‌ها را نشان می‌دهد که حاکی از تأثیر خنثی‌کننده میان کاهش بارش و افزایش تبخیر است. در شاخص‌های هیدرولوژیکی، SSI بیشترین افزایش آنومالی را در ماه‌های تیر تا شهریور دارد که بیانگر کاهش شدید رطوبت خاک در فصل گرم است و SDI نیز آنومالی مثبت قابل‌توجهی (در حدود



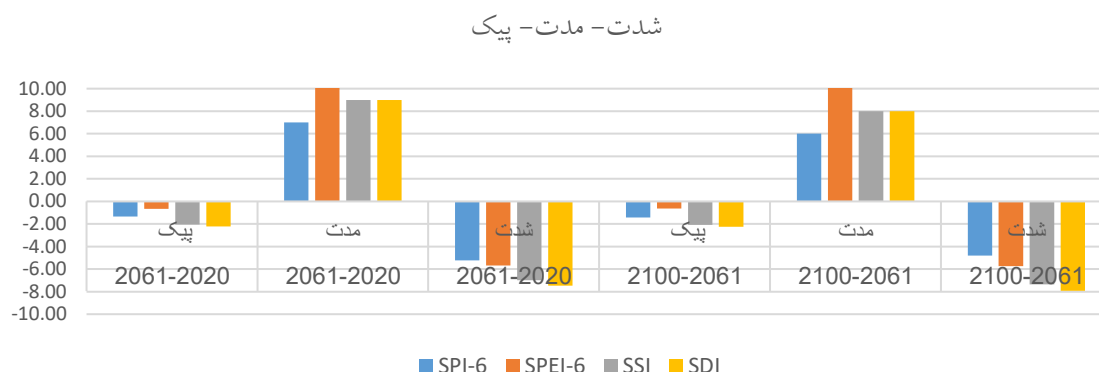
شکل ۶. آنومالی شدت خشکسالی بر اساس شاخص‌های مورد بررسی بصورت ماهانه در دو دوره آینده نسبت به دوره پایه در غرب حوضه آبخیز دریاچه ارومیه

شاخص‌های هیدرولوژیکی SSI و SDI، تداوم خشکسالی به‌ویژه در دوره آینده دور تشدید شده است. هر دو شاخص افزایش معنی‌دار آنومالی مثبت در ماه‌های خرداد تا مهر (بیش از ۳۰ ماه) و آنومالی منفی در ماه آذر تا اردیبهشت (بیش از ۵ ماه) را نشان می‌دهند. این روند گویای طولانی‌تر شدن دوره‌های خشک در فصل گرم و افت محسوس رولناب، جریان‌های سطحی و تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی است. مقایسه دو دوره زمانی نیز نشان می‌دهد که دامنه تغییرات در آینده دور شدت بیشتری دارد. در مجموع، نتایج بیانگر افزایش تداوم خشکسالی‌های هیدرولوژیکی در ماه‌های گرم سال و افزایش مدت خشکسالی‌های هواشناسی در پاییز و زمستان است؛ پدیده‌ای که می‌تواند فشار مضاعفی بر منابع آب، اکوسیستم‌های آبی و فعالیت‌های کشاورزی غرب حوضه دریاچه ارومیه وارد کند.

شکل ۷ آنومالی مدت خشکسالی در دو دوره آینده نزدیک و دور (۲۰۲۲-۲۰۶۱ و ۲۰۶۱-۲۱۰۰) را نسبت به دوره پایه (۱۹۸۳-۲۰۲۲) بر اساس شاخص‌های SPI-6، SPEI-6 و SSI و SDI نشان می‌دهد. بر پایه شاخص SPI-6، بیشترین افزایش مدت خشکسالی با آنومالی مثبت حدود ۳۵ ماه در ماه‌های شهریور تا دی ثبت شده است که بیانگر گسترش زمانی و تداوم دوره‌های خشک در فصل پاییز و امتداد آن به تابستان است. در مقابل، شاخص SPEI-6 نوسانات خفیف‌تری داشته و بیشینه آنومالی مثبت را در فروردین و اردیبهشت (۲ تا ۳ ماه) و کمینه را در تیر و مهر (حدود منفی ۲ ماه) نشان می‌دهد. این تفاوت رفتاری ناشی از اثرات تبخیر و تعرق است که بخشی از کاهش بارش را جبران کرده و موجب تعدیل دامنه خشکسالی اقلیمی می‌شود.



شکل ۷. آنومالی مدت خشکسالی بر اساس شاخص‌های مورد بررسی بصورت ماهانه در دو دوره آینده نسبت به دوره پایه در غرب حوضه آبخیز دریاچه ارومیه



شکل ۸. مقایسه کمی حداکثر مشخصه های خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در آینده نزدیک و دور

در فصل گرم، زمینه ساز تشدید خشکسالی های هیدرولوژیکی خواهد بود. نتایج حاصل از مدل HEC-HMS نشان داد که رواناب سطحی در دوره آینده نزدیک، ۸/۱ درصد و در دوره آینده دور، ۱۱/۲ درصد نسبت به دوره پایه کاهش خواهد یافت. این کاهش، عمدتاً مربوط به ماه های فروردین تا خرداد که بیشترین سهم را در تأمین آب سالانه دارند است. نتایج حاصل از شاخص های خشکسالی مورد بررسی در دوره پایه نشان داد که از دهه ۲۰۰۰ به بعد، فراوانی و شدت خشکسالی ها افزایش یافته است، با تفاوت های چشمگیر بین شاخص های هواشناسی SPI و SPEI و هیدرولوژیکی SSI و SDI نتایج حاکی از آن است که خشکسالی های هیدرولوژیکی شدیدتر و ماندگارتر از نوع هواشناسی هستند، که این امر عمدتاً به اثرات تجمعی عوامل انسانی مانند برداشت بیش از حد منابع آب سطحی و زیرزمینی، توسعه کشاورزی و مدیریت ناپایدار نسبت داده می شود. آنومالی شدت خشکسالی در شاخص های هیدرولوژیکی در ماه های گرم سال (خرداد تا مهر) تا ۱/۶ واحد افزایش یافته، در حالی که در شاخص های هواشناسی تشدید عمدتاً در پاییز مشاهده شد. همچنین، مدت خشکسالی در آینده دور (۲۰۶۱-۲۱۰۰) تحت سناریوی SSP5-8.5 تا ۳۵ ماه طولانی تر شده است، که این روند با افزایش دما و کاهش بارش پیش نمایی شده توسط مدل های اقلیمی همخوانی دارد و پایداری منابع آبی منطقه را تهدید می کند. این یافته ها با نتایج پژوهش های خیروری و همکاران [۴۵] در ایران، مبنی بر افزایش شدت خشکسالی در غرب کشور با استفاده از شاخص های هواشناسی SPI و SPEI مطابقت دارد. همچنین،

شکل ۸ مشخصه های خشکسالی شامل حداکثر شدت، مدت و پیک برای شاخص های بررسی شده خشکسالی را در آینده نزدیک و آینده دور نشان می دهد. در این شکل مشاهده می شود مشخصه های خشکسالی هیدرولوژیکی در مقایسه با SPI-6 برای حداکثر پیک و شدت خشکسالی افزایش یافته و برای حداکثر مدت خشکسالی در آینده نزدیک کاهش یافته ولی در آینده دور افزایش یافته است. به عنوان مثال در آینده دور، حداکثر شدت خشکسالی از ۴- (در SPI-6) تا ۸- (در SDI) افزایش یافت است. به طور کلی می توان گفت در اکثر مشخصه های خشکسالی، خشکسالی در آینده تشدید خواهد شد. همچنین، در این شکل افزایش مشخصه های خشکسالی هیدرولوژیکی نسبت به SPEI-6 به صورت مشهودتری نشان داده شده است.

۴. نتیجه گیری

این پژوهش با بهره گیری از مدل های LARS-WG و HEC-HMS بر پایه خروجی های CMIP6، به بررسی و پیش بینی خشکسالی های هواشناسی و هیدرولوژیکی در غرب حوزه آبخیز دریاچه ارومیه پرداخته است. پیش نمایی های اقلیمی بر اساس مدل های CMIP6 با کاربست مدل LARS-WG نشان داد که در دوره های آینده مورد بررسی دمای حداکثر بین ۲/۱ تا ۲/۴ درجه سلسیوس و دمای حداقل بین ۱/۶ تا ۱/۸ درجه سلسیوس افزایش می یابد ولی بارش به طور متوسط ۲/۹ تا ۳/۳ درصد کاهش پیدا می کند. این تغییرات اقلیمی، به ویژه افزایش دما و کاهش بارش موثر

کاهش زمان تأخیر انتشار خشکسالی تأکید دارد. نتایج این پژوهش می‌تواند مبنایی برای برنامه‌ریزی یکپارچه مدیریت منابع آب در برابر تغییرات اقلیمی فراهم می‌آورد. پیشنهاد می‌گردد بررسی جامع عدم قطعیت مدل‌های GCM و کمی سازی نقش انسان در مطالعات آبی مورد توجه قرار گیرد.

Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change,” Cambridge University Press, 2021.

- [9] H. Kreibich, K. Schröter, and B. Merz, “The challenge of unprecedented floods and droughts in risk management,” *Nature*, vol. 608, no. 7923, pp. 295–301, 2022.
- [10 a] S. Sadeghfam, H. Tabari, and S. Aghaie, “Increasing risk of meteorological drought in the Lake Urmia basin under climate change,” *Journal of Hydrology*, vol. 592, pp. 125846, 2021a.
- [10 b] S. Sadeghfam, N. Fazel, and Y. Komi, “Climate change impacts on the shrinkage of Lake Urmia,” *Journal of Water and Climate Change*, vol. 13, no. 2, pp. 1–15, 2021b.
- [11] S. Jani, M. Farajzadeh, and O. Alizadeh-Choobari, “Projecting climate zones to future: A study of climate change at the basin of Lake Urmia and its vicinity,” *Journal of Water and Climate Change*, vol. 14, no. 1, pp. 1–15, 2023.
- [12] M. Ouria, and H. Sevinc, “The role of dams in drying up Lake Urmia and its environmental impacts on Azerbaijani districts of Iran,” *Saussurea*, vol. 6, no. 33, pp. 1–10, 2016.
- [13] R. Mohammadpourian, F. Javadian, and M. A. Behrang, “A comprehensive assessment of climate change and anthropogenic impacts on Lake Urmia using remote sensing,” **Remote Sensing**, vol. 16, no. 11, pp. 1960, 2024.
- [14] A. Abbasi, R. Modarres, and S. Eslamian, “Future drought over Urmia Lake Basin under SSP scenarios. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*,” Advance online publication, 2024.
- [15] S. Toumpaniari, V. Karimi, and M. S. Mesgari, “Drought and environmental transformations of Lake Urmia: An integrated analysis using machine learning and GIS,” *Environmental Monitoring and Assessment*, vol. 196, no. 11, pp. 1023, 2024.

مدرس و همکاران [۱۶] با مدل‌های CMIP6، کاهش بارش تا ۱۸.۷ درصد و افزایش رویدادهای خشکسالی در حوضه ارومیه را پیش‌بینی کردند، که نتایج این پژوهش را در خصوص تشدید خشکسالی در آینده دور تقویت می‌کند. زارعی و همکاران [۲۰] نیز با رویکرد ریزمقیاس‌نمایی مبتنی بر LSTM، افزایش فراوانی خشکسالی در بازه ۲۰۴۰–۲۰۱۱ را نشان دادند، که با روند نزولی شاخص‌های هیدرولوژیکی در مطالعه ما همسو بوده و بر تأثیر عوامل انسانی در

References

- [1] A. P. M. A. Cunha, R. C. Alvalá, J. A. Marengo, and C. L. D. Chalegre, “Brazilian experience on the development of drought monitoring and impact assessment systems,” *Weather and Climate Extremes*, vol. 27, pp. 100266, 2019.
- [2] T. V. Prabha, V. Sridhar, and M. Riyazuddin, “Drought characteristics over the Western Cape Province, South Africa,” *Water*, vol. 9, no. 11, pp. 876, 2017.
- [3] S. Huang, J. Chang, Q. Huang, Y. Chen, and Y. Xie, “Spatio-temporal variation and propagation characteristics of meteorological and hydrological droughts in the Huang-Huai-Hai River basin, China,” *Water Resources Management*, vol. 30, no. 8, pp. 2991–3006, 2016.
- [4] A. F. Van Loon, and G. Laaha, “Hydrological drought severity explained by climate and catchment characteristics,” *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 19, no. 1, pp. 15–39, 2015.
- [5] E. Kesgin, S. G. Yaldız, and Y. S. Güçlü, “Spatiotemporal variability and trends of droughts in the Mediterranean coastal region of Türkiye,” *International Journal of Climatology*, vol. 44, no. 5, pp. 1482–1500, 2024.
- [6] D. A. Wilhite, Ed., “Drought: A global assessment,” *Routledge*, vol. 1, 2000.
- [7] S. Bachmair, K. Stahl, K. Collins, J. Hannaford, M. Acreman, M. Svoboda, C. Knutson, K. H. Smith, N. Wall, B. Fuchs, N. D. Crossman, and I. C. Overton, “Drought indicators revisited: The need for a wider consideration of environment and society,” *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, vol. 3, no. 4, pp. 516–536, 2016.
- [8] IPCC, “Climate change: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth

- SSP scenarios in Urmia Lake basin, Iran,” *Journal of Hydrology: Regional Studies*, vol. 42, pp. 101189, 2022.
- [27] S. Sadeghfam, N. Fazel, and Y. Komi, “Investigating meteorological/groundwater droughts by copula to determine the appropriate strategy for sustainable groundwater management in Lake Urmia basin, Iran,” *Scientific Reports*, vol. 12, pp. 8305, 2022.
- [28] M. Yuce, E. Albek, and T. S. Albek, “Hydrological drought analysis of Yeşilırmak Basin of Turkey by Streamflow Drought Index (SDI),” *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 154, no. 1–2, pp. 1–15, 2023.
- [29] Y. Xu, Q. Zhang, and V. P. Singh, “Propagation from meteorological drought to hydrological drought under the impact of human activities: A case study in Northern China,” *Journal of Hydrology*, vol. 579, pp. 124211, 2019.
- [30] L. Zhao, Y. Li, and Q. Zhang, “Robust response of streamflow drought to different timescales of meteorological drought in Xiangjiang River Basin of China,” *Advances in Meteorology*, pp. 1634787, 2016.
- [31] Z. Zhou, S. Guo, and L. Xiong, “Investigating the propagation from meteorological to hydrological drought by introducing the nonlinear dependence with directed information transfer index,” *Water Resources Research*, vol. 57, no. 8, p. e2021WR030028, 2021.
- [32] C. P. Cetinkaya, and M. C. Gunacti, “Meteorological and agricultural drought risk assessment via Kaplan–Meier survivability estimator,” *Agriculture*, vol. 14, no. 3, pp. 503, 2024.
- [33] S. Huang, Q. Huang, J. Chang, Y. Zhu, G. Leng, and L. Xing, “The propagation from meteorological to hydrological drought and its potential influence factors,” *Journal of Hydrology*, vol. 547, pp. 184–195, 2017.
- [34] S. Sadeghfam, N. Fazel, and Y. Komi, “A formulation for assessing the risk of anthropogenic drought based on meteorological and hydrological drought indices,” *Vadose Zone Journal*, vol. 24, no. 1, p. e70014, 2025.
- [35] A. Zahraei, and S. A. Hosseini, “Climate change and effects on water resources, Havar Publications, first edition, Ilam,” 2020.
- [16] R. Modarres, A. Sarhadi, and M. Bourguignon, “Projection of future meteorological droughts in Lake Urmia Basin, Iran,” *Water*, vol. 15, no. 8, pp. 1558, 2023.
- [17] M. Farajzadeh, R. Oji, and H. Etemadi, “The effects of dam construction on the water level of Lake Urmia,” *Journal of Water and Climate Change*, vol. 5, no. 4, pp. 569–579, 2014.
- [18] B. Salahi, M. Goudarzi, S.A. Hosseini, “Predicting the temperature and precipitation changes during the 2050s in Urmia Lake Basin,” *WATERSHED ENGINEERING AND MANAGEMENT*, vol. 8, no. 4, pp. 425–438, 2017.
- [19] O. Schulz, L. Botha, and A. Lüttger, “Climate change and anthropogenic impacts on Lake Urmia,” *Environmental Science & Policy*, vol. 112, pp. 1–10, 2020.
- [20] G. H. Zarei, S. Soltani, and S. Chavoshi, “Climate projection and drought assessment in the Lake Urmia Basin using LSTM-based downscaling of GCM models under SSP scenarios,” *Water Resources Management*, Advance online publication, 2025.
- [21] M. Goudarzi, and S.A. Hosseini, “Drought (Assessment, Vulnerability) Salam Sepahan Publication, Isfahan, Iran,” 2018.
- [22] A. Danandeh Mehr, A. U. Sorman, E. Kahya, and M. Hesami Afshar, “Climate change impacts on meteorological drought using SPI and SPEI: Case study of Ankara, Turkey,” *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 141, no. 3–4, pp. 937–950, 2020.
- [23] F. D. Kartika, and P. Wijayanti, “Drought disaster modeling using drought index: A systematic literature review,” *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, vol. 1190, Article 012026, 2023.
- [24] S. M. Vicente-Serrano, S. Beguería, and J. I. López-Moreno, “A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index,” *Journal of Climate*, vol. 23, no. 7, pp. 1696–1718, 2010.
- [25] S. Shamshirband, A. Mosavi, M. Dikmenli, and D. Hernandez, “Predicting standardized streamflow index for hydrological drought using machine learning models,” *Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics*, vol. 14, no. 1, pp. 323–339, 2020.
- [26] F. Radmanesh, N. Fazel, M. Moradian, and R. Modarres, “Future drought projection under CMIP6

- sub-selection of CMIP6 models for impact assessments in Europe,” *Earth System Dynamics*, vol. 14, no. 3, pp. 457–483, 2023.
- [45] M. Kheyri, R. Modarres, and S. Eslamian, “Spatial and temporal variations of drought characteristics in Iran using SPI and SPEI,” *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 152, no. 1–2, pp. 1–15, 2023.
- [46] J. T. Shiau, and H. W. Shen, “Recurrence analysis of hydrologic droughts of differing severity,” *Journal of Water Resources Planning and Management*, vol. 127, no. 1, pp. 30–40, 2001.
- [47] S. Shukla and A. W. Wood, “Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought,” *Geophysical Research Letters*, vol. 35, no. 2, p. L02405, 2008.
- [48] A. Swanson, B. L. Lipphardt, and J. C. McWilliams, “Using the Sector Skill Intensity (SSI) index to identify anomalies in observed surface currents,” *Journal of Geophysical Research Oceans*, vol. 122, no. 8, pp. 6789–6803, 2017.
- [49] S. M. Vicente-Serrano, S. Beguería, and J. I. López-Moreno, “Performance of drought indices for ecological, agricultural, and hydrological applications,” *Earth Interactions*, vol. 16, no. 10, pp. 1–27, 2012.
- [50] World Meteorological Organization (WMO) and Global Water Partnership (GWP), *Handbook of Drought Indicators and Indices*. Geneva, Switzerland: WMO, 2016.
- [51] L. J. Barker, J. Hannaford, A. Chiverton, and C. Svensson, “From meteorological to hydrological drought using standardised indicators,” *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 20, no. 6, pp. 2483–2505, 2016.
- [52] P. R. Van Oel, E. S. Martins, A. C. Costa, and N. Wanders, “Review: Drought indicators revisited: the need for a wider consideration of environment and society,” *WIREs Water*, vol. 5, no. 6, p. e1307, 2018.
- [53] S. Koshki, O. Mazdiyasni, and A. AghaKouchak, “A comparison of hydrological and meteorological drought indices in assessing drought conditions: A case study of the California drought (2012–2016),” *Journal of Hydrometeorology*, vol. 18, no. 8, pp. 2117–2129, 2017.
- [54] I. Nalbantis, and G. Tsakiris, “Assessment of hydrological drought revisited,” *Water Resources Management*, vol. 23, no. 5, pp. 881–897, 2009.
- [36] J. Helali, Sh. Asaadi, T. Jafarie, M. Habibi, S. Salimi, S.E. Momenpour, S. Shahmoradi, S. A. Hosseini, B. Hessari, and V. Saeidi, “Drought monitoring and its effects on vegetation and water extent changes using remote sensing data in Urmia Lake watershed, Iran,” *Journal of Water and Climate Change*, vol. 13, no. 5, pp. 2107–2128, 2022.
- [37] A. L. Kay, H. N. Davies, V. A. Bell, and R. G. Jones, “Comparison of uncertainty sources for climate change impact on flood frequency in England,” *Climatic Change*, vol. 92, no. 1–2, pp. 41–63, 2009.
- [38] Z. Hejazizadeh, S. A. Hosseini, A. Karbalaee, R. Poorkarim, and S. M. Mousavi, “Spatiotemporal variations in precipitation extremes based on CMIP6 models and Shared Socioeconomic Pathway (SSP) scenarios over MENA,” *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 15, no. 12, pp. 1601, 2022.
- [39] A. Saberi, S. Soltanigordfaramarzi, and M. H. Miryaghoubzadeh, “Study of drought using meteorological and remote sensing data (Azarbaijan province),” *Journal of Earth and Space Physics*, vol. 44, no. 2, pp. 439–461, 2018.
- [40] J. Zhang, J. Ding, and P. Wu, “Assessing arid inland lake watershed area and vegetation response to multiple temporal scales of drought across the Ebinur Lake Watershed,” *Scientific Reports*, vol. 10, no. 11, pp. 1354, 2020.
- [41] J. Qin, B. Su, H. Tao, Y. Wang, J. Huang, and T. Jiang, “Projection of temperature and precipitation under SSPs-RCPs scenarios over northwest China,” *Frontiers of Earth Science*, vol. 15, no. 1, pp. 23–37, 2021.
- [42] F. Majdi, S. A. Hosseini, A. Karbalaee, M. Kaseri, and S. Marjanian, “Future projection of precipitation and temperature changes in the Middle East and North Africa (MENA) region based on CMIP6,” *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 147, no. 3–4, pp. 1249–1262, 2022.
- [43] E. Mesgari, S. A. Hosseini, M. S. Hemmesi, M. Houshyar, and L. Golzari Partoo, “Assessment of CMIP6 models’ performances and projection of precipitation based on SSP scenarios over the MENAP region,” *Journal of Water and Climate Change*, vol. 13, no. 10, pp. 3607–3619, 2022.
- [44] T. E. Palmer, C. F. McSweeney, B. B. Booth, M. D. K. Priestley, P. Davini, L. Brunner, L. Borchert, and M. B. Menary, “Performance-based

- [55] A. F. Van Loon, "Hydrological drought explained," WIREs Water, vol. 2, no. 4, pp. 359–392, 2015.
- [56] D.S. Wilks and R.L. Wilby, "The weather generation game: a review of stochastic weather models," Progress in Physical Geography, vol. 23, pp. 329-357, 1999.
- [57] P. Racsco, L. Szeidl and M. Semenov, "A serial approach to local stochastic weather models," Ecological Modeling, vol. 57, pp. 27-41, 1991.
- [58] M. Semenov, R. Brooks, E. Barrow and C. Richardson, "Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates," Clim. Res., vol. 10, pp. 95-107, 1998.
- [59] M.A. Semonov, and P. Stratonovitch, "Use of multi-model ensembles from global climate models for assessment of climate change impacts," Climate Research, vol. 41, pp. 1-14, 2010.
- [60] S. K. Mishra, and V. P. Singh, "Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology," Springer Dordrecht, 2003.
- [61] B. Salahi, A. Nohegar, and M. Behrouzi, "Performance evaluation of hydrological drought indices using R2, MSE, RMSE, and MAE: A case study of the Zarrinehrud Basin, Iran," Journal of Water and Climate Change, vol. 11, no. 4, pp. 1505–1519, 2020.
- [62] S. Szalai, C. Szinell, and J. Zoboki, "Drought monitoring in Hungary," in Early Warning Systems for Drought Preparedness and Drought Management, Geneva: World Meteorological Organization (WMO), pp. 182–199, 2000.
- [63] S. M. Vicente-Serrano, and J. I. López-Moreno, "Hydrological response to different time scales of climatological drought: an evaluation of the Standardized Precipitation Index in a mountainous Mediterranean basin," Hydrology and earth system sciences, vol. 9, no. 5, pp. 523-533, 2005.
- [64] Z. W. Kundzewicz, and E. Z. Stakhiv, "Are climate models ready for prime time in water resources management applications, or is more research needed?," Hydrological Sciences Journal, vol. 55, no. 7, pp. 1085–1089, 2010.