

Projections of Extreme Precipitation Indices under Climate Change Scenarios in Tehran

Masoumeh Moghbel^{1*}, Mahshid Keshavarz², Faeze Shoja³

¹ Associate Professor, Department of physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran, Iran, Email: Moghbel@ut.ac.ir, ORCID: 0000-0001-9393-9954

² PhD candidate, Department of physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran, Iran, Email: md.keshavarz@ut.ac.ir

³ Postdoc researcher, Department of physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran, Iran, Email: Faeze.shoja@yahoo.com, ORCID: 0000-0001-5495-7009

Article Info

Article type:
Research Full Paper

Article history:

Received: 2025-9-6

Accepted: 2025-11-14

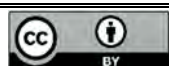
Keywords:

Climate change
Extreme precipitation
indices
CMIP6 models
SSP scenarios
Statistical downscaling
Tehran

ABSTRACT

This study aimed to analyze changes in extreme precipitation indices in Tehran under various climate change scenarios. To this end, daily precipitation and temperature data from three synoptic stations—Abali, Doshan Tappeh, and Mehrabad—during the period 1985–2015, along with outputs from five selected climate models of the CMIP6 ensemble (CAN-ESM2-0, FGOALS-G3, IPSL-CM6A-LR, MIROC6, and MRI-ESM2-0), were used under three scenarios: SSP1-2.6, SSP2-4.5, and SSP5-8.5. The data were statistically downscaled and bias-corrected using the Linear Scaling method. Six extreme precipitation indices (CDD, CWD, PRCPTOT, R20mm, R99p, and SDII) were calculated using the RCLimDex software, and their trends were analyzed through the Mann–Kendall test and Sen’s slope estimator. The results indicated that while the models performed well in simulating temperature, their performance in reproducing precipitation was limited. Among them, the FGOALS-G3 and IPSL-CM6A-LR models showed the highest accuracy. Trend analyses revealed that at the Abali station, annual precipitation and heavy rainfall indices decreased under the optimistic SSP1-2.6 scenario but increased under the pessimistic SSP5-8.5 scenario. Conversely, the Doshan Tappeh and Mehrabad stations exhibited mostly stable or slightly increasing trends under high-emission scenarios. These findings highlight both the spatial variability and strong scenario dependency of extreme precipitation changes. Overall, the results suggest that the projected increase in the intensity and frequency of heavy precipitation under high-emission scenarios may heighten the risk of urban flooding, while reduced precipitation under low-emission pathways could intensify drought risk in mountainous areas. These outcomes underscore the importance of detailed assessments of climatic extremes for effective water resource management and urban adaptation planning in Tehran.

Cite this article: Moghbel, M., Keshavarz, M., Shoja, F. (2026). Projections of Extreme Precipitation Indices under Climate Change Scenarios in Tehran. *Journal of the Climate Change research*, 7 (25), 1-26.



©The author(s)

Publisher: Golestan University

DOI: [10.30488/ccr.2025.545724.1302](https://doi.org/10.30488/ccr.2025.545724.1302)



پیش‌نگری شاخص‌های بارش حدی تحت سناریوهای تغییر اقلیم در تهران

معصومه مقبل^{۱*}، مهشید کشاورز^۲، فائزه شجاع^۳

^۱ دانشیار، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران، رایانامه: Moghbel@ut.ac.ir

^۲ دانشجوی دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران، رایانامه: md.keshavarz@ut.ac.ir

^۳ محقق پسادکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران، رایانامه: Faeze.shoja@yahoo.com

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله کامل علمی تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۶/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۸/۲۴ واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم شاخص‌های حدی بارش CMIP6 سناریوهای SSP ریزمقیاس‌نمایی آماری تهران	این پژوهش با هدف تحلیل تغییرات شاخص‌های بارش حدی در تهران تحت تأثیر سناریوهای مختلف تغییر اقلیم انجام شد. برای این منظور داده‌های روزانه بارش و دما از سه ایستگاه سینوپتیک آبدلی، دوشان تپه و مهرآباد طی دوره‌ی ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵ و خروجی پنج مدل منتخب از مجموعه مدل‌های اقلیمی CMIP6 شامل MRI-ESM2-0 و MIROC6، LR، SSP1-2.6، SSP2-4.5 و SSP5-8.5 مورد استفاده قرار گرفت. داده‌ها پس از ریزمقیاس‌نمایی و تصحیح بایاس با روش Linear Scaling، برای محاسبه شش شاخص حدی بارش (SDII و R99p، R20mm، PRCPTOT، CWD، CDD) در نرم‌افزار RCLimDex و تحلیل روند با آزمون‌های Mann-Kendall و شیب سن به کار گرفته شدند. نتایج نشان داد که عملکرد مدل‌ها در شبیه‌سازی دما مطلوب اما در بازسازی بارش محدود است و در میان آن‌ها، مدل‌های FGOALS-G3 و IPSL-CM6A-LR دقت بالاتری دارند. تحلیل روندها نشان داد که در ایستگاه آبدلی، بارش سالانه و شاخص‌های شدید بارش در سناریوی خوش‌بینانه SSP1-2.6 کاهش و در سناریوی بدبینانه SSP5-8.5 افزایش می‌یابند؛ در حالی که دو ایستگاه دوشان تپه و مهرآباد عمده‌تأ روندهای پایدار یا افزایشی خفیف را در سناریوهای با انتشار بالا تجربه می‌کنند. این یافته‌ها بیانگر تفاوت مکانی و وابستگی شدید تغییرات بارش‌های حدی به نوع سناریو است. به طور کلی، نتایج حاکی از آن است که افزایش شدت و فراوانی بارش‌های سنگین در سناریوهای پراشتار می‌تواند خطر وقوع سیلاب‌های شهری را افزایش دهد، در حالی که کاهش بارش در سناریوهای کم‌انتشار، ریسک خشکسالی در مناطق کوهستانی را تقویت می‌کند. این نتایج اهمیت بررسی تفصیلی تغییرات حدی اقلیمی را در مدیریت منابع آب و برنامه‌ریزی سازگاری شهری تهران برجسته می‌سازد.

استناد: مقبل، معصومه؛ کشاورز، مهشید؛ شجاع، فائزه (۱۴۰۵). پیش‌نگری شاخص‌های بارش حدی تحت سناریوهای تغییر اقلیم در تهران. نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی، ۷ (۲۵)، ۲۶-۱.



مقدمه

در طبقه بندی مخاطرات محیطی، تغییر اقلیم به عنوان یکی از مخاطرات مفهومی شناخته می‌شود؛ بدین معنا که تأثیرات آن هنوز به میزانی نیست که به عنوان دغدغه‌ای اصلی در سطح جامعه مطرح گردد. با این حال، پژوهش‌های متعدد نشان می‌دهند که تغییر اقلیم می‌تواند منجر به تشدید مخاطرات طبیعی، به ویژه مخاطرات اقلیمی شود (کریمی و همکاران، ۱۳۹۷؛ ذوالفقاری و فتاحی، ۱۳۹۰). افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای تغییرات قابل توجهی در متغیرهای اقلیمی، از جمله بارش، در مقیاس‌های جهانی و منطقه‌ای — به ویژه در خاورمیانه و ایران — ایجاد کرده است که موجب اختلال در الگوهای بارش و تغییر در رژیم بارندگی شده است. در دهه‌های اخیر، میانگین دمای جهانی حدود ۱/۱ درجه سانتی گراد افزایش یافته و به تبع آن ظرفیت رطوبتی جو نیز رشد کرده است؛ امری که به تشدید چرخه هیدرولوژیکی و افزایش احتمال رخدادهای بارش شدید منجر شده است (Donat et al., 2016). گزارش ششم ارزیابی هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم (IPCC AR6) نیز تأکید می‌کند که میانگین دمای سطح زمین تا پایان قرن بیست و یکم بین ۱/۵ تا ۴/۴ درجه سانتی گراد افزایش خواهد یافت که شدت و جهت تغییرات آن به مسیرهای انتشار گازهای گلخانه‌ای وابسته است. گرمایش جهانی منجر به افزایش شدت و فراوانی رویدادهای اقلیمی شدید، از جمله بارش‌های سنگین، خشکسالی‌ها و امواج گرمایی شده است. افزایش محتوای بخار آب در جو، ناشی از بالا رفتن دما، به تشدید بارش‌های شدید و تغییرات در الگوهای آب‌وهوایی منطقه‌ای و جهانی منجر شده است. این گزارش بر ضرورت کاهش فوری و قابل توجه انتشار گازهای گلخانه‌ای برای محدودسازی تأثیرات مخرب تغییرات اقلیمی تأکید می‌ورزد (IPCC, 2021). نمایه‌های حدی اقلیمی، تعریف شده توسط سازمان جهانی هواشناسی (WMO)، معیارهایی برای شناسایی پدیده‌های اقلیمی و هواشناسی نادر هستند که فراتر از یک حد آستانه مشخص قرار

می‌گیرند (IPCC, 1995). مطالعات متعدد نشان می‌دهند که الگوهای اقلیمی و بارش در حال تغییر است و این تغییرات نیازمند توجه ویژه و تحقیقات بیشتر در مناطق مورد مطالعه است. علاقه‌مندی گسترده‌ای برای ارزیابی اثرات تغییرات اقلیمی تحت سناریوهای مختلف آینده ایجاد شده است؛ سناریوهای ابزارهایی کلیدی برای تحلیل مسیرهای احتمالی توسعه در شرایط فرضی هستند و نقش مهمی در سیاست‌گذاری‌های جهانی و منطقه‌ای ایفا می‌کنند (O'Neill et al., 2020). در این چارچوب، مجموعه شاخص‌های حدی مانند CDD (روزهای خشک متوالی)، CWD (روزهای مرطوب متوالی)، R20mm (روزهای با بارش سنگین)، R99p (بارش‌های فرین)، PRCPTOT (مجموع بارش سالانه) و SDII (شدت ساده بارش روزانه) به عنوان ابزارهای کمی برای سنجش شدت و تداوم رخدادهای بارشی مورد استفاده قرار می‌گیرند (Sillmann et al., 2013). مدل سازی مبتنی بر سناریو، ابزاری مؤثر برای بررسی آینده‌های بدیل در سیستم‌های پیچیده اجتماعی-محیطی است که تعاملات چندوجهی عوامل اجتماعی و زیست‌محیطی را در نظر می‌گیرد. مسیرهای اجتماعی-اقتصادی مشترک (SSPs) مجموعه‌ای از سناریوهای مبتنی بر جامعه هستند که مسیرهای احتمالی توسعه اجتماعی-اقتصادی، تغییرات سیستم انرژی، فعالیت‌های کشاورزی و مصرف منابع آب را تحلیل می‌کنند (Riahi et al., 2017). مدل‌های ارزیابی یکپارچه متعددی برای اجرای SSPها توسعه یافته‌اند (Alizadeh et al., 2022). در نسل جدید مدل‌های اقلیمی (CMIP6)، ساختار فیزیکی و دینامیکی مدل‌ها نسبت به نسخه‌های پیشین (CMIP5) بهبود یافته و توانایی بیشتری در شبیه سازی فرآیندهای بارش، دما و بخار آب دارند (Eyring et al., 2016). استفاده از داده‌های این مدل‌ها به پژوهشگران اجازه می‌دهد تا تغییرات اقلیمی را با وضوح مکانی و زمانی بالاتر و عدم قطعیت کمتر پیش‌بینی کنند.

را تحت سناریوهای مختلف انتشار ارائه می‌دهد (Peng et al., 2023).

مرور پژوهش‌های پیشین

تحلیل رخدادهای حدی اقلیمی یکی از محورهای اصلی پژوهش‌های اقلیم‌شناسی در دو دهه اخیر بوده است (Karl & Knight, 1997). با استفاده از مدل‌های اقلیمی آماری و دینامیکی نشان دادند که تغییرات دما و الگوهای بارش می‌تواند شدت و فراوانی رخدادهای حدی را افزایش دهد (Aguilar et al., 2005). روندهای دمایی و بارشی را در آمریکای لاتین بررسی کردند و افزایش روزهای گرم را گزارش دادند. در مطالعات جدیدتر نیز از شاخص‌های استاندارد WMO برای تحلیل هم‌زمان تغییرات دما و بارش استفاده شده است (Donat et al., 2016). نتایج جهانی CMIP6 نیز نشان می‌دهد که مناطق نیمه‌خشک در آینده مستعد افزایش شدت بارش‌های سنگین و کاهش طول دوره‌های مرطوب خواهند بود (Feng et al., 2023). (Im et al., 2011) در کره جنوبی با ترکیب شاخص‌های گرمایی و داده‌های بارش روزانه، تغییرات شاخص‌های اقلیمی و بارش‌های شدید را بررسی کردند. آن‌ها از روش مدل‌های آماری و شبیه‌سازی روندهای هیدرولوژیکی استفاده کردند و نشان دادند که تشدید چرخه‌های هیدرولوژیکی و گرمایش منطقه‌ای به افزایش شدت بارش‌ها منجر شده است. (Mondal et al., 2012) با تحلیل داده‌های ماهانه اوراسیا، افزایش بارش در برخی ماه‌های سال را مستند کردند و نشان دادند که الگوهای بارش فصلی تغییر یافته و تنوع زمانی بیشتری دارد. مطالعات اخیر با استفاده از داده‌های CMIP6 و سناریوهای SSP نیز افزایش قابل توجه فراوانی و شدت رخدادهای حدی بارش را در سطح جهانی پیش‌بینی کرده‌اند (Sen et al., 2013) با استفاده از داده‌های مشاهداتی در ترکیه و آزمون Mann-Kendall، افزایش روزهای گرم و کاهش روزهای سرد را گزارش کردند که با گرمایش جهانی همخوانی دارد (Guo et al., 2023) با مدل‌سازی شاخص‌های بارش حدی در سطح جهانی، افزایش

ایران، به عنوان کشوری وسیع در غرب آسیا با تنوع اقلیمی گسترده از مناطق مرطوب شمالی تا بیابان‌های خشک مرکزی، عمدتاً در کمربند خشک و نیمه خشک قرار دارد و بارندگی سالانه متوسط آن بین ۲۰۰ تا ۲۵۰ میلی‌متر است. تغییرات اقلیمی، از جمله افزایش دما، کاهش بارندگی در برخی نواحی و افزایش رویدادهای حدی مانند خشکسالی و بارش‌های شدید، بر منابع آب، کشاورزی و اکوسیستم‌ها تأثیر گذاشته و نیاز به تحلیل‌های منطقه‌ای را برجسته می‌سازد. در این میان، شاخص‌های حدی اقلیمی به دلیل قابلیت تفسیر مستقیم در مدیریت منابع آب و طراحی زیرساخت‌های شهری، اهمیت ویژه‌ای یافته‌اند (Herath & Behera, 2020). تهران، پایتخت ایران، اقلیمی نیمه خشک با بارندگی سالانه حدود ۲۳۰ میلی‌متر دارد که بخش عمده آن در فصول سرد رخ می‌دهد. این شهر به دلیل تراکم جمعیتی بالا، توسعه فیزیکی گسترده و افت شدید منابع آب زیرزمینی، در برابر مخاطراتی مانند سیلاب‌های ناگهانی، امواج گرما و کمبود آب آسیب پذیر است. تفاوت ارتفاعی میان مناطق شمالی و جنوبی شهر بیش از ۱۲۰۰ متر است که خود عامل مهمی در تفاوت مکانی بارش محسوب می‌شود. تغییر در شدت و تداوم بارش در این مناطق، مستقیماً بر سیستم زهکشی و خطر سیلاب اثر می‌گذارد (Rahimpour et al., 2022).

بررسی شاخص‌های حدی اقلیمی در تهران با استفاده از مدل‌های CMIP6 و سناریوهای SSP برای پیش‌بینی تغییرات بارش شدید و متغیرهای اقلیمی آتی ضروری است؛ زیرا این تحلیل‌ها به مدیریت مخاطرات، برنامه‌ریزی سازگاری، پر کردن محدودیت‌های داده‌های تاریخی و حمایت از تصمیم‌گیری‌های راهبردی برای توسعه پایدار شهری کمک می‌کنند. پروژه مقایسه متقابل مدل‌های جفت‌شده (CMIP) در چارچوب برنامه تحقیقات اقلیمی جهانی (WCRP) از پیشرفته‌ترین ابزارهای شبیه‌سازی فرآیندهای فیزیکی جو، اقیانوس، زمین و کرایوسفر بهره می‌برد و بازخوردهای تغییرات اقلیمی

خشکسالی را تحت تأثیر قرار دهد. رضائی و همکاران (۱۴۰۳) نیز تغییرات دما و بارش در ایران را با استفاده از مدل های CMIP6 و سناریوهای SSP ارزیابی کردند و نشان دادند که برخی مدل ها عملکرد بهتری در شبیه‌سازی دما و بارش دارند و نتایج می‌تواند برای پیش‌بینی آینده اقلیمی و برنامه‌ریزی منابع آب کشور مورد استفاده قرار گیرد. مطالعه جمالی و همکاران (۱۴۰۳) نیز نشان داد که بیشینه بارش سه و ۲۴ ساعته در برخی ایستگاه‌ها روند افزایشی و در برخی دیگر روند کاهشی دارد و افزایش دما تأثیر متفاوتی بر مجموع بارش سالانه دارد. پژوهش «واکاوی تغییرات زمانی و مکانی شاخص‌های حدی بارش تحت تأثیر تغییر اقلیم در ایران» (چوبه و همکاران، ۱۴۰۴) با استفاده از داده‌های ۴۷ ایستگاه و شبیه‌سازی با نرم‌افزار LARS-WG تحت سناریوهای SSP، تغییرات سالانه و مکانی بارش‌های سنگین را بررسی کرد و نشان داد که بیشترین تغییرات در شمال و غرب کشور رخ داده و شدت تغییرات در سناریوی SSP5-8.5 بیشتر است.

بیشتر این مطالعات از داده‌های نسل‌های پیشین مدل‌های اقلیمی استفاده کرده و به ریزمقیاس‌نمایی دقیق مکانی نپرداخته‌اند، در حالی‌که شرایط توپوگرافیک تهران ایجاب می‌کند از روش‌های دقیق‌تر مانند Linear Scaling برای اصلاح بایاس مدل‌های GCM بهره گرفته شود. و نیز همان‌طور که مرور پژوهش‌ها نشان می‌دهد، اجماع علمی جهانی بر تشدید رخدادهای حدی اقلیمی در پاسخ به گرمایش جهانی استوار است. با وجود این، شکاف‌های پژوهشی مهمی، به ویژه در مقیاس کلان شهری مانند تهران، همچنان باقی است. اغلب مطالعات پیشین بر تغییرات میانگین متغیرهای اقلیمی تمرکز داشته‌اند، در حالی که چالش اصلی مدیریت منابع آب در تهران، توزیع زمانی و شدت رویدادهای حدی است.

شکاف پژوهشی و ضرورت پژوهش

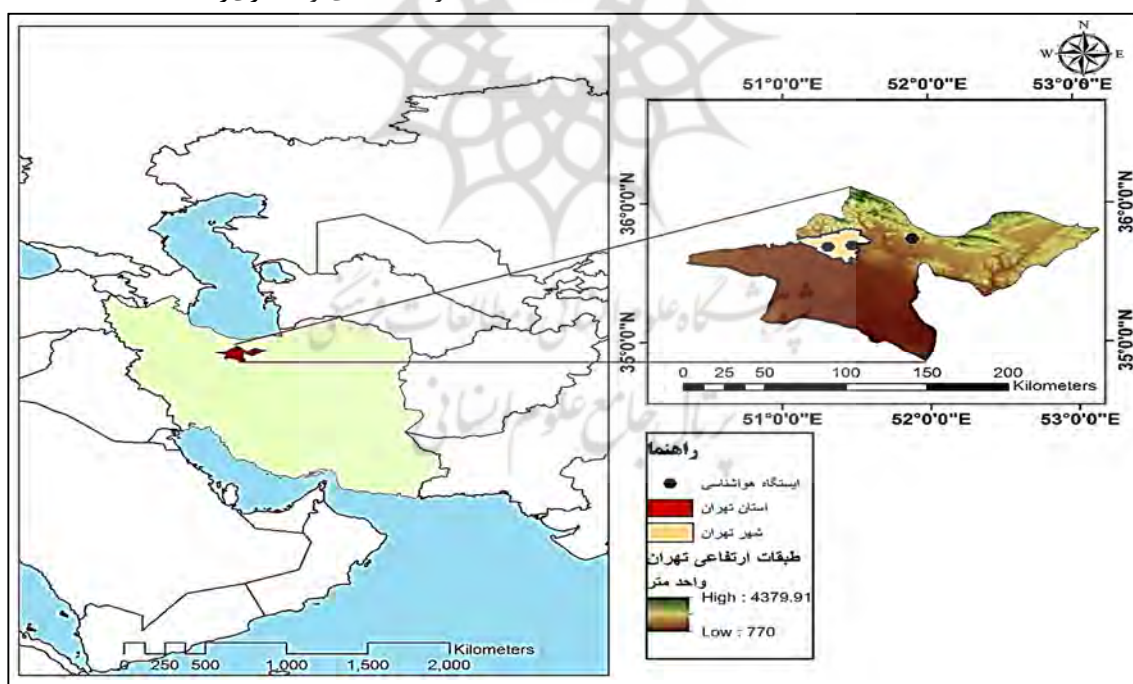
با توجه به این خلأ، مسئله‌ی محوری پژوهش حاضر، ارزیابی شاخص‌های حدی بارش است که به‌طور

فراوانی بارش‌های شدید را پیش‌بینی کردند؛ (Zhao, et al., 2023) و (Pierce et al., 2023) افزایش بارش‌های شدید در آمریکای شمالی را تحت سناریوهای SSP گزارش کردند و از مدل‌های دینامیکی GCM برای شبیه‌سازی استفاده کردند (Feng et al., 2023) با استفاده از داده‌های CMIP6 روند افزایشی بارش‌های شدید را در سطح جهانی بررسی کردند؛ (Kim et al., 2025) با تحلیل شاخص‌های بارش حدی در کره جنوبی نشان دادند که بارش‌های شدید در ماه‌های گرم‌تر افزایش خواهند یافت؛ (Mirzaei et al., 2025) در چین و (Dogiso et al., 2025) در اتیوپی شدت و فراوانی بارش‌های شدید را پیش‌بینی کردند؛ (Schoof et al., 2025) اثرات ترمودینامیکی و دینامیکی بر بارش‌های شدید در بلژیک را تحلیل کردند. در ایران، پژوهش‌های متعددی به بررسی شاخص‌های حدی اقلیمی پرداخته‌اند. کوزه‌گران و موسوی (۱۳۹۳) با تحلیل شاخص‌های اقلیمی در خراسان، گرمایش منطقه‌ای و کاهش بارش را گزارش کردند. زواره و همکاران (۱۳۹۸) با استفاده از RClimDex کاهش تعداد روزهای بارانی در شمال کشور را نشان دادند. فرزانه و همکاران (۱۴۰۰) افزایش دما و کاهش بارش را با مدل HadCM2 پیش‌بینی کردند. مطالعات دیگر نیز با تمرکز بر شاخص‌های حدی اقلیمی، دیدگاه‌های منطقه‌ای متفاوتی ارائه داده‌اند: عساکره و همکاران (۱۴۰۱) تغییرات شاخص‌های حدی اقلیمی در مناطق مختلف ایران را بررسی کردند و نشان دادند که شدت و فراوانی رویدادهای حدی، مانند دماهای بسیار بالا و بارش‌های شدید، در مناطق خشک‌تر افزایش و در برخی مناطق مرطوب تغییرات کمتری داشته است. عبدالعلی‌زاده و همکاران (۱۴۰۲) با استفاده از مدل های CMIP6 و سناریوهای SSP، پیش‌بینی دما و بارش آینده حوضه آبریز دریاچه ارومیه را انجام دادند و دریافتند که دمای متوسط سالانه افزایش خواهد یافت و بارش تغییرات مکانی و زمانی قابل توجهی خواهد داشت، که می‌تواند مدیریت منابع آب و بحران

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی: استان تهران در گستره جغرافیایی بین ۳۵ درجه و ۱۴ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۱۷ دقیقه عرض شمالی و ۵۰ درجه و ۱۴ دقیقه تا ۵۳ درجه و ۶ دقیقه طول شرقی واقع شده و از شمال به رشته کوه‌های البرز محدود می‌شود که با جهت شرقی-غربی خود، آن را از استان‌های شمالی جدا می‌کند. شکل شماره (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده را نشان می‌دهد. بر اساس طبقه‌بندی اقلیمی کوپن، اقلیم تهران نیمه گرم و نیمه خشک است و میانگین بارش سالانه حدود ۲۳۰ میلی‌متر و دمای متوسط ۱۶ درجه سلسیوس گزارش شده است. مطالعات اخیر نشان داده اند که تغییرات اقلیمی و تغییر الگوهای جوی، به‌ویژه کاهش فراوانی سامانه‌های مدیترانه‌ای و سودانی، می‌تواند موجب کاهش میزان بارش سالانه و افزایش احتمال وقوع خشکسالی و کم‌آبی در این منطقه شود (محمدی و حجازی‌زاده، ۱۴۰۳).

مستقیم با دو چالش مدیریت ریسک خشکسالی و سیلاب در تهران ارتباط دارند. از این رو، نوآوری این مطالعه در تمرکز بر تحلیل ریزمقیاس رویدادهای حادی بارش و پیامدهای آن برای مدیریت شهری نهفته است. در حالی که مطالعات قبلی عمدتاً به روندهای کلی پرداخته‌اند، این تحقیق با ارزیابی مستقیم شاخص‌هایی نظیر روزهای خشک متوالی (CDD)، روزهای مرطوب متوالی (CWD) و روزهای با بارش سنگین (R20mm)، اطلاعات عملیاتی و دقیقی را برای سیاست‌گذاری‌های مبتنی بر شواهد در حوزه مدیریت منابع آب و زیرساخت‌های شهری فراهم می‌آورد. این رویکرد هدفمند، نه تنها درک عمیق‌تری از آسیب‌پذیری تهران در برابر تغییرات الگوی بارش ارائه می‌دهد، بلکه شکاف علمی موجود در زمینه تحلیل حادی بارش در مقیاس شهری را پر کرده و مبنای علمی لازم برای تدوین راهبردهای سازگاری مؤثر را فراهم می‌سازد.



شکل ۱. محدوده مطالعاتی

زمینی با سوابق بلندمدت حداقل سی ساله و کیفیت بالا استفاده شد. این داده‌ها امکان کالیبراسیون و اعتبارسنجی دقیق مدل‌ها را فراهم کردند. مشخصات

برای ارزیابی دقت مدل‌های اقلیمی CMIP6 و برآورد خطای پیش‌بینی‌ها در تحلیل تغییرات پارامترهای اقلیمی، از داده‌های سه ایستگاه هواشناسی

ایستگاه‌های مورد استفاده در این مطالعه در جدول پژوهش در شکل (۲) نمایش داده شده است. شماره (۱) ارائه شده است. روند شماتیک انجام این

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های انتخابی

نام ایستگاه	نوع	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)
آبعلی	سینوپتیک	۵۱° ۵۳' E	۳۵° ۴۵' N	۲۴۶۵
فرودگاه مهرآباد	سینوپتیک	۵۱° ۱۹' E	۳۵° ۴۱' N	۱۱۹۱
دوشان تپه	سینوپتیک	۵۱° ۴۷' E	۳۵° ۷۰' N	۱۲۰۹



شکل ۲. چارچوب کلی روش پژوهش

جمع‌آوری داده‌ها

در این پژوهش، مجموعه‌ای جامع از داده‌های بارش و دمای روزانه برای شهر تهران گردآوری شد. این داده‌ها از منابع معتبر، از جمله سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های تحت نظارت آن، استخراج شده‌اند. داده‌های مشاهداتی شامل بارش و دمای حداقل و حداکثر روزانه از سه ایستگاه آب‌علی، دوشان تپه و مهرآباد است که دوره زمانی ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵ را پوشش می‌دهد. این داده‌ها مبنای ارزیابی عملکرد مدل‌های اقلیمی و اجرای روش‌های اصلاح بایاس قرار گرفتند. منابع داده به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند: ۱. اندازه‌گیری‌های مشاهداتی بارش و دما ۲. پیش‌بینی‌های مدل‌های اقلیمی برگرفته از فاز ششم پروژه مقایسه مدل‌های جفت‌شده (CMIP6). هر دو مجموعه داده در مقیاس زمانی روزانه بررسی شدند. داده‌های CMIP6 شامل شبیه‌سازی‌های تاریخی (۱۹۸۵-۲۰۱۵) و پیش‌بینی‌های آینده (۲۰۳۰-۲۰۱۵)

(۲۰۱۰) برای بارش و دمای روزانه در سه سناریو است: SSP126 (SSP1-2.6): سناریوی کاهش بلندپروازانه انتشار، SSP245 (SSP2-4.5): مسیر میانی انتشار و SSP585 (SSP5-8.5): توسعه شدید مبتنی بر سوخت‌های فسیلی. این سناریوها طیف گسترده‌ای از آینده‌های ممکن را بازنمایی می‌کنند و امکان بررسی واکنش بارش در شرایط مختلف نیروی تابشی را فراهم می‌کنند. برای هر سناریو، چندین مدل گردش عمومی جو (GCM) انتخاب شد تا عدم قطعیت مدل کاهش یابد و پیش‌بینی‌ها برای شرایط اقلیمی و جغرافیایی خاص تهران دقیق‌تر باشد. داده‌های این مدل‌ها از بایگانی CMIP6 که توسط فدراسیون شبکه سیستم زمین (ESGF) وابسته به WCRP میزبانی می‌شود، از طریق نشانی (<https://esgfnode.llnl.gov/projects/cmip6>) دریافت شد. در این تحقیق، داده‌های روزانه یک تحقق واحد با کد r1i1p1f1 استفاده شد.

جدول ۲. اطلاعات پنج مدل اقلیمی CMIP6 مورد استفاده (Wang et al, 2025)

نام مدل GCM	مؤسسات	کشور	تفکیک افقی (عرض*طول جغرافیایی)	بازه زمانی شبیه سازی (سال)	بازه زمانی SSP (سال)
CAN-ESM2-0	مرکز کانادایی مدل‌سازی و تحلیل آب و هوا، محیط زیست و تغییرات اقلیمی کانادا	کانادا	۶۴ * ۱۲۸	۱۸۵۰-۲۰۱۵	۲۰۱۵-۲۱۰۰
FGOALS-G3	آکادمی علوم چین	چین	۸۰ * ۱۸۰	۱۸۵۰-۲۰۱۵	۲۰۱۵-۲۱۰۰
IPSL-CM6A-LR	مؤسسه پیر سیمون لاپلاس	فرانسه	۱۴۳ * ۱۴۴	۱۸۵۰-۲۰۱۵	۲۰۱۵-۲۱۰۰
MIROC6	آژانس علوم و فناوری دریایی- زمینی	ژاپن	۱۲۸ * ۲۵۶	۱۸۵۰-۲۰۱۵	۲۰۱۵-۲۱۰۰
MRI-ESM2-0	پژوهشکده هواشناسی ژاپن	ژاپن	۱۶۰ * ۳۲۰	۱۸۵۰-۲۰۱۵	۲۰۱۵-۲۱۰۰

پروژه CMIP6 ادامه و توسعه CMIP5 است (Humphries et al., 2024). مدل‌های اقلیمی پیشین، مانند CMIP3 و CMIP5، محدودیت‌هایی داشتند (Orlowsky & Seneviratne, 2012; Su et al., 2021) و در بازنمایی کامل فرآیندهای اقلیمی جوی ناکافی بودند. این محدودیت‌ها باعث افزایش عدم قطعیت و

حساسیت نتایج می‌شد (Benedict et al., 2019). فاز ششم (CMIP6) با هدف بهبود سناریوهای انتشار و افزایش وضوح افقی توسعه یافت و پیش‌بینی‌های آینده را واقع‌بینانه‌تر کرد (O'Neil, 2020). در این مطالعه، پنج مدل اقلیمی از مؤسسات مختلف انتخاب شد که عبارتند از: CAN-ESM2-0، FGOALS-G3،

بارش اعمال می‌شود تا فرکانس رخدادها حفظ گردد. این رویکرد موجب می‌شود ویژگی‌های آماری داده‌های مشاهداتی حفظ شده و در عین حال سیگنال تغییر اقلیم موجود در پیش‌بینی‌های مدل باقی بماند (Gudmundsson et al., 2012).

روش LS به عنوان رویکرد ترجیحی برای حذف بایاس در مدل‌های GCM شناخته می‌شود. ارزیابی دقیق این مدل‌ها پیش از کاربرد در هیدرولوژی یا مدیریت کشاورزی می‌تواند اعتماد ذی‌نفعان را به نتایج آن‌ها افزایش دهد (Perez et al., 2014). در نتیجه، استفاده از رویکردهای آماری ریزمقیاس‌نمایی برای ایجاد شرایط اقلیمی روزانه در مقیاس محلی ضروری است. ریزمقیاس‌نمایی آماری به استراتژی اصلی برای استخراج اطلاعات محلی از خروجی مدل‌های GCM با تفکیک پایین تبدیل شده و نقش یک «پل» ارتباطی بین مقیاس‌های بزرگ و محلی را ایفا می‌کند (Wood et al., 2004). این رویکرد حتی با وجود پیشرفت مدل‌های GCM نسل جدید با وضوح بالاتر، همچنان اطلاعاتی ارائه می‌دهد که روش‌های ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی قادر به تأمین آن نیستند (Schoof, 2013).

در این مطالعه، داده‌های روزانه بارش و دمای مدل‌های CMIP6 (شامل داده‌های تاریخی ۱۹۸۵-۲۰۱۵ و پیش‌بینی‌های آینده ۲۰۳۰-۲۱۰۰) با داده‌های مشاهداتی اقلیمی تهران مقایسه و ارزیابی شدند. سپس این داده‌ها با استفاده از روش آماری Linear Scaling در محیط ماکرو اکسل برای ایستگاه‌های منتخب کوچک مقیاس گردیدند. روش مقیاس‌گذاری خطی (Ines & Hansen, 2014; Teutschbein & Seibert, 2012) برای اصلاح بایاس‌های داده‌های SSP و GCM استفاده شد. این روش تفاوت بین مقادیر ماهانه مشاهده‌شده و شبیه‌سازی شده را محاسبه کرده و همان ضرایب اصلاح را بر داده‌های شبیه‌سازی شده اعمال می‌کند. برای دما از تصحیح افزایشی استفاده شد تا تغییرات مطلق دما دست نخورده باقی بماند و تنها سطح مرجع با مقادیر مشاهده‌شده تطبیق یابد. برای بارش، از

MRI-ESM2-0 و MIROC6, IPSL-CM6A-LR انتخاب این مدل‌ها بر اساس سه معیار اصلی صورت گرفت: ۱. تنوع نهادی و رویکردهای مدل‌سازی (Kamruzzaman et al., 2021, 2022). ۲. استفاده گسترده در پژوهش‌های اقلیمی و نقش مهم در درک دینامیک اقلیم (Luo et al., 2022; Yazdandoost et al., 2021). ۳. در دسترس بودن داده‌های روزانه تاریخی و آینده برای هر سه سناریوی SSP126, SSP245 و SSP585 در دو متغیر بارش و دما. مشخصات این مدل‌ها در جدول ۲ ارائه شده است. در فرآیند انتخاب همچنین به دسترسی داده‌ها در بایگانی CMIP6 و سازگاری آن‌ها با اهداف پژوهش توجه شده است (Humphries et al., 2024).

روش پژوهش

پردازش داده‌ها و تصحیح بایاس: به منظور رفع محدودیت‌های تفکیک‌پذیری مکانی مدل‌های گردش عمومی جو (GCM) که معمولاً بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ کیلومتر است و هنگام اعمال بر توپوگرافی پیچیده تهران منجر به ایجاد عدم قطعیت‌های قابل توجه می‌شود، یک رویکرد دو مرحله‌ای پردازش داده پیاده‌سازی گردید. در گام نخست، داده‌های استخراج‌شده از پایگاه ECMWF-Kopernicus با استفاده از تکنیک‌های آماری ریزمقیاس‌نمایی شده و مقادیر مختص هر ایستگاه محاسبه گردید. این فرآیند خروجی‌های با وضوح پایین GCM را به مقیاس‌های دقیق‌تر و مناسب برای تحلیل منطقه‌ای تبدیل می‌کند. پس از تفکیک مکانی، در این پژوهش از روش مقیاس‌گذاری خطی^۱ به منظور اصلاح سوگیری‌های سیستماتیک در خروجی مدل‌های منتخب CMIP6 استفاده شد. این روش متغیرهای شبیه‌سازی شده را بر اساس تفاوت یا نسبت بین میانگین‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده تعدیل می‌کند (معادلات ۱ تا ۳). تصحیح افزایشی^۲ معمولاً برای متغیرهای نامحدود مانند دما و تصحیح ضربی^۳ برای متغیرهایی مانند

^۱ Linear Scaling, LS

^۲ Additive Correction

^۳ Multiplicative Correction

این‌رو، نیاز مبرمی به تجزیه و تحلیل هر GCM انتخاب‌شده برای به حداقل رساندن عدم قطعیت‌ها هنگام اعمال آن‌ها در مناطق خاص وجود دارد. هنگام ارزیابی GCM‌ها، مقایسه خروجی‌های GCM با داده‌های مشاهده‌شده بسیار حیاتی است؛ در غیر این صورت، حتی پیش‌بینی‌های قوی قبلی نیز ممکن است پیش‌بینی‌های دقیقی از آینده ارائه ندهند (Knutti, 2008). برای این منظور، محققان از ضرایب گوناگون استفاده کرده‌اند. در این پژوهش، شبیه‌سازی‌ها (مدل) با اندازه‌گیری‌ها با استفاده از ضریب همبستگی، اختلاف جذر میانگین مربعات و انحرافات استاندارد مقایسه شد تا این ویژگی‌ها به صورت گرافیکی ارزیابی شوند (Taylor, 2001). همبستگی بالا و خطاهای کم نشان می‌دهد که مدل‌های گردش عمومی جو (GCM) انتخاب‌شده برای سیستم آب و هوای محلی مناسب هستند.

بنابراین، جدول ۳ برای مقایسه خروجی‌های CMIP6 با داده‌های منطقه‌ای و همچنین شناسایی بهترین مدل‌های گردش عمومی جو CMIP6 برای مدل‌سازی دما و بارش در سه ایستگاه سطح شهر تهران استفاده شد. متغیرهای اقلیمی تاریخی مشاهده‌شده با مجموعه داده‌های مدل‌سازی‌شده حاصل از پنج GCM در آزمایش‌های «تاریخی» در طول سال‌های ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵، همان‌طور که در جدول نشان داده شده است، مقایسه شدند. در این مطالعه، بازه زمانی مذکور به عنوان مرحله اعتبارسنجی در نظر گرفته شد که توسط حداکثر دمای هوا (tasmax)، حداقل دمای هوا (tasmin) و همچنین بارندگی (pr) در مقیاس ماهانه در سه ایستگاه ارائه شده‌اند. GCM‌هایی با همبستگی بالا و خطاهای کم، اثرات شبیه‌سازی بهتری را در مقایسه با مقادیر مشاهده‌شده نشان دادند. همچنین نمودار شکل ۲ نیز برای درک بهتر جدول و صحت نتایج به دست آمده ارائه شده است.

تصحیح ضریب بهره گرفته شد تا داده‌های اصلاح‌شده غیرمنفیی باقی‌بمانند (Shrestha & Babel, 2015; Hempel et al., 2013). سری‌های زمانی آینده نیز با استفاده از همین ضرایب، تصحیح و کوچک‌مقیاس گردیدند. معادلات زیر برای روش ضریب مقیاس‌بندی خطی استفاده می‌شوند:

معادله (۱)

$$T_{corr(t)} = T_{sim(t)} + (\overline{T_{obs,ref}} - \overline{T_{sim,ref}})$$

که در آن، $T_{corr(t)}$ دمای تصحیح‌شده، $T_{sim(t)}$ دمای شبیه‌سازی‌شده و $\overline{T_{obs,ref}}$ و $\overline{T_{sim,ref}}$ به ترتیب میانگین دماهای مشاهداتی و شبیه‌سازی‌شده در دوره مرجع هستند.

$$P_{corr(t)} = P_{sim(t)} \times \frac{\overline{P_{obs,ref}}}{\overline{P_{sim,ref}}} \quad \text{معادله (۲)}$$

که در آن $P_{corr(t)}$ و $P_{sim(t)}$ به ترتیب بارش تصحیح‌شده و شبیه‌سازی‌شده در زمان t هستند. برای پیش‌بینی‌های آینده همان عامل اصلاح استخراج‌شده از دوره مرجع، بر داده‌های شبیه‌سازی‌شده آینده اعمال می‌شود:

$$X_{corr,fut(t)} = X_{sim,fut(t)} \times \frac{\overline{X_{obs,ref}}}{\overline{X_{sim,ref}}} \quad \text{معادله (۳)}$$

که در آن X نمایانگر یک متغیر اقلیمی عمومی (مثلاً دما یا بارش) است. روش مقیاس‌بندی خطی به طور مؤثری مقادیر میانگین خروجی‌های مدل را با اقلیم مشاهده‌شده تطبیق می‌دهد و در عین حال تغییرپذیری شبیه‌سازی‌شده را حفظ می‌کند (Shrestha & Babel, 2015).

انتخاب مدل: مدل‌های گردش عمومی جو (GCM) به طور گسترده برای شبیه‌سازی آب و هوای گذشته و تولید متغیرهای اقلیمی آینده استفاده می‌شوند (Maraun et al., 2010). با این حال، به دلیل تفاوت در هر GCM، مانند وضوح (ریز یا درشت)، مکانیسم پاسخ اقلیمی (آئروسول‌ها، گردش‌های خشکی، اقیانوس و جو) و مقیاس‌های مکانی-زمانی (Jain et al., 2019)، عدم قطعیت قابل توجهی در تخمین کاربردهای منطقه‌ای GCM‌ها وجود دارد. از

جدول ۳. معیارهای ارزیابی انتخاب مدل‌های GCM (ماخذ: نگارندگان)

نام مدل	نام ایستگاه	RMSE(PR)	R(XY) (PR)	NS (PR)	R2 (PR)	RMSE(Tmax)	R(XY) (Tmax)	NS (Tmax)	R2 (Tmax)	RMSE(Tmin)	R(XY) (Tmin)	NS (Tmin)	R2 (Tmin)
CAN-ESM2-0	آبعلی	۱/۹۶۳	۰/۳۳	-۰/۷۲۷	۰/۱۱	۳/۱۲۳	۰/۹۵	۰/۸۹۳	۰/۹۰	۲/۳۸۳	۰/۹۶	۰/۹۱۹	۰/۹۲
	دوشان تپه	۰/۹۹۰	۰/۳۸	-۰/۴۴۵	۰/۱۴	۳/۰۹۱	۰/۹۵	۰/۹۰۴	۰/۹۱	۲/۳۹۰	۰/۹۶	۰/۹۲۵	۰/۹۳
	مهرآباد	۰/۹۴۳	۰/۳۸	-۰/۴۲۲	۰/۱۵	۳/۱۲۰	۰/۹۵	۰/۹۰۶	۰/۹۱	۲/۴۳۸	۰/۹۶	۰/۹۱۹	۰/۹۲
FGOALS-G3	آبعلی	۱/۳۳۴	۰/۵۴	-۰/۲۰۱	۰/۲۹	۲/۳۶۶	۰/۹۷	۰/۹۳۸	۰/۹۴	۱/۹۸۲	۰/۹۷	۰/۹۴۴	۰/۹۴
	دوشان تپه	۱/۰۰۸	۰/۴۸	-۰/۴۹۷	۰/۲۳	۲/۱۵۹	۰/۹۸	۰/۹۵۳	۰/۹۵	۱/۷۸۵	۰/۹۸	۰/۹۵۸	۰/۹۶
	مهرآباد	۰/۷۶۴	۰/۵۴	۰/۰۶۴	۰/۲۹	۲/۲۰۰	۰/۹۸	۰/۹۵۳	۰/۹۵	۱/۸۰۳	۰/۹۸	۰/۹۵۶	۰/۹۶
IPSL-CM6A-LR	آبعلی	۱/۵۵۵	۰/۴۲	-۰/۰۸۶	۰/۱۷	۲/۵۹۴	۰/۹۶	۰/۹۲۶	۰/۹۳	۲/۲۲۵	۰/۹۶	۰/۹۲۹	۰/۹۳
	دوشان تپه	۰/۷۹۵	۰/۴۸	۰/۰۶۸	۰/۲۳	۲/۵۴۵	۰/۹۷	۰/۹۳۵	۰/۹۴	۲/۲۱۴	۰/۹۷	۰/۹۳۶	۰/۹۴
	مهرآباد	۰/۷۵۴	۰/۴۹	۰/۰۸۹	۰/۲۴	۲/۶۱۶	۰/۹۷	۰/۹۳۴	۰/۹۳	۲/۲۳۵	۰/۹۷	۰/۹۳۲	۰/۹۳
MIROC6	آبعلی	۱/۵۸۷	۰/۴۰	-۰/۱۳۲	۰/۱۶	۳/۳۱۲	۰/۹۴	۰/۸۷۹	۰/۸۹	۱/۹۴۷	۰/۹۷	۰/۹۴۶	۰/۹۵
	دوشان تپه	۰/۸۴۵	۰/۴۳	-۰/۰۵۴	۰/۱۸	۳/۲۴۴	۰/۹۵	۰/۸۹۴	۰/۹۰	۱/۹۳۵	۰/۹۸	۰/۹۵۱	۰/۹۵
	مهرآباد	۰/۸۱۰	۰/۴۲	-۰/۰۵۱	۰/۱۸	۳/۲۷۴	۰/۹۵	۰/۸۹۷	۰/۹۰	۱/۹۳۷	۰/۹۷	۰/۹۴۹	۰/۹۵
MRI-ESM2-0	آبعلی	۱/۴۵۵	۰/۴۸	۰/۰۴۹	۰/۲۳	۲/۹۲۹	۰/۹۵	۰/۹۰۶	۰/۹۱	۲/۲۰۷	۰/۹۷	۰/۹۳۰	۰/۹۳
	دوشان تپه	۰/۷۹۲	۰/۴۸	۰/۰۷۴	۰/۲۳	۲/۹۳۶	۰/۹۶	۰/۹۱۳	۰/۹۲	۲/۲۲۵	۰/۹۷	۰/۹۳۵	۰/۹۴
	مهرآباد	۰/۷۵۶	۰/۴۸	۰/۰۸۵	۰/۲۳	۲/۹۳۴	۰/۹۶	۰/۹۱۷	۰/۹۲	۲/۲۳۱	۰/۹۷	۰/۹۳۲	۰/۹۳

که در آن O_i : مقدار مشاهده شده^۲ برای داده نام، که نشان‌دهنده داده‌های واقعی ثبت‌شده توسط ایستگاه‌های هواشناسی است (مثلاً دما یا بارش). P_i : مقدار پیش‌بینی شده^۳ توسط مدل برای داده i نام، که خروجی مدل‌های اقلیمی (GCM) است. O^- : میانگین مقادیر مشاهده شده، که به عنوان مرجع برای مقایسه عملکرد مدل استفاده می‌شود. P^- : میانگین مقادیر پیش‌بینی شده، که در محاسبه ضریب همبستگی پیرسون به کار می‌رود. n : تعداد کل مشاهدات یا داده‌ها، که در محاسبه RMSE برای نرمال‌سازی خطا استفاده می‌شود.

بر اساس نتایج جدول ۳، همه مدل‌های گردش عمومی جو (GCM) در شبیه‌سازی بارش عملکرد مطلوبی نداشتند و ضریب همبستگی (R) بارش در

جدول ۳ مقادیر معیارهای ارزیابی شامل ضریب تعیین (R^2)، شاخص رضایت مدل^۱ (NSE)، ضریب همبستگی پیرسون (R) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) را برای سه ایستگاه هواشناسی (آبعلی، دوشان تپه و مهرآباد) در مرحله اعتبارسنجی دمای حداقل (tasmin)، دمای حداکثر (tasmax) و بارش (PR) در مقیاس ماهانه نشان می‌دهد. معادلات معیارهای ارزیابی به صورت زیر است:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (O_i - P_i)^2}{\sum (O_i - \bar{O})^2} \quad \text{معادله (۴)}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum (O_i - P_i)^2}{\sum (O_i - \bar{O})^2} \quad \text{معادله (۵)}$$

$$R = \frac{\sum (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum (O_i - \bar{O})^2 \sum (P_i - \bar{P})^2}} \quad \text{معادله (۶)}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (O_i - P_i)^2}{n}} \quad \text{معادله (۷)}$$

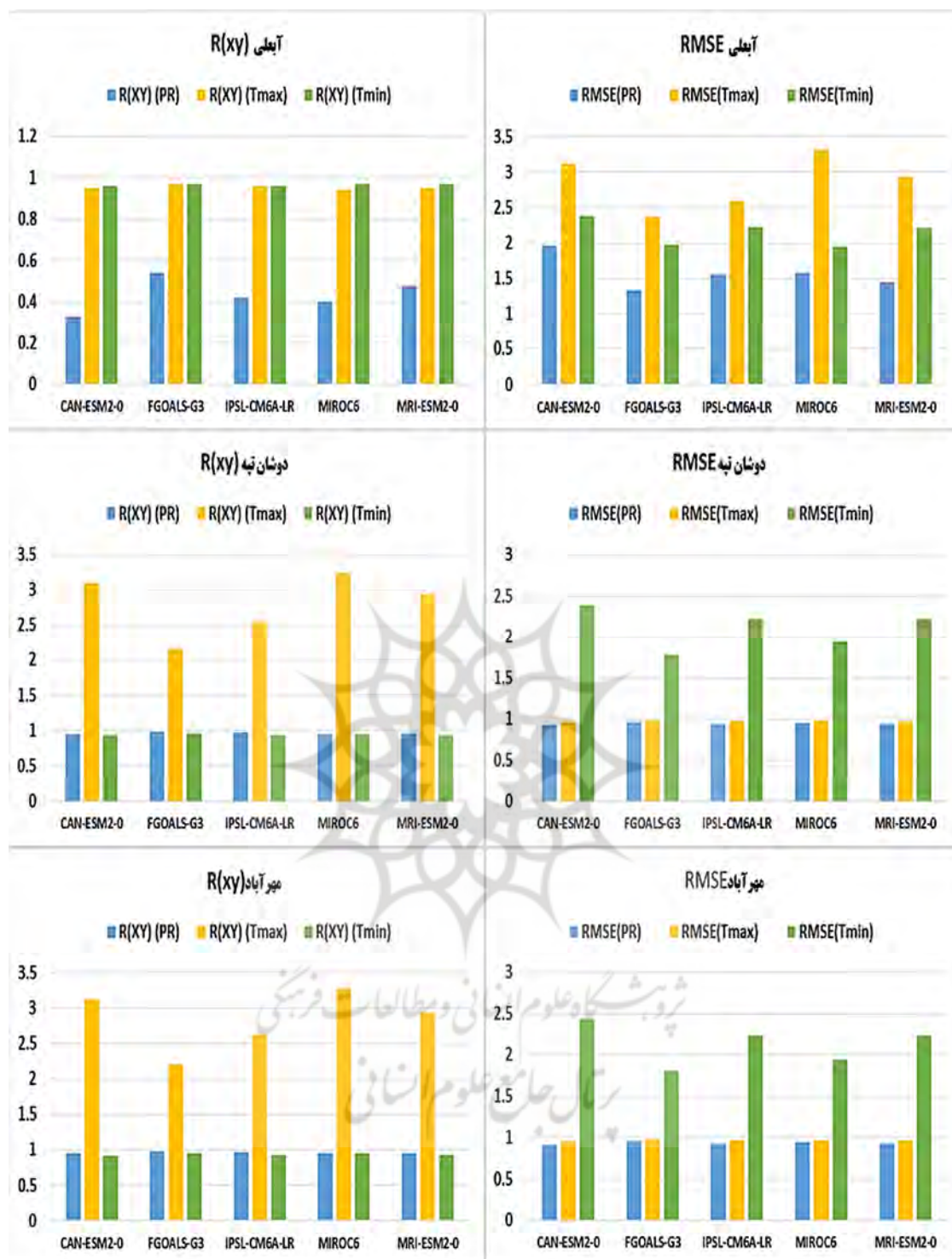
^۲ Observed value^۳ Predicted value^۱ Nash-Sutcliffe Efficiency

تحلیلی مکمل شاخص‌های مختلف عمل کرد و تفسیر مدل را انجام داد.

پیش‌نگری شاخص‌های حدی بارش بر اساس سناریوهای SSP: با توجه به محدودیت دسترسی به برخی پارامترهای اقلیمی لازم برای دانلود داده‌ها، برای تحلیل تغییرات بارش در آینده از ترکیبی از دو مدل اقلیمی بهره گرفته شد (FGOALS-G3 و IPSL-CM6A-LR). داده‌های بارش ۲۴ ساعته و دمای پیشینه و کمینه مربوط به سه سناریوی تغییر اقلیم SSP1-2.6 (خوش بینانه)، SSP2-4.5 (میانه) و SSP5-8.5 (بدبینانه) از پایگاه USGS کوپرنیکس برای بازه‌ی زمانی ۲۰۳۰ تا ۲۱۰۰ استخراج شدند (IPCC AR6, ۲۰۲۱). برای کاهش خطاهای سیستماتیک مدل‌ها، اصلاح بایاس بر روی داده‌ها اعمال شد که موجب افزایش دقت نتایج گردید (Huang et al., 2020). داده‌ها به صورت روزانه وارد نرم‌افزار RCLimDex شدند تا شاخص‌های حدی اقلیمی بارش تحلیل و پیش‌بینی شوند (Zhang et al., 2009). داده‌ها در سه بازه‌ی زمانی آینده‌ی نزدیک (۲۰۳۰-۲۰۵۰)، آینده‌ی میانی (۲۰۷۰-۲۰۹۰) و آینده‌ی دور (۲۱۰۰-۲۱۵۰) مورد بررسی قرار گرفتند. تحلیل روند شاخص‌ها در سه ایستگاه آبدلی، دوشان تپه و مهرآباد انجام شد و نتایج با دوره‌ی مشاهداتی گذشته مقایسه گردید تا اعتبار پیش‌بینی‌ها ارزیابی شود. پیش‌نگری شاخص‌های حدی بارش برای این سه سناریو در نرم افزار مذکور انجام شد و سپس با روند این شاخص‌های حدی در دوره‌ی مشاهداتی ایستگاهی مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج برای سه ایستگاه آبدلی، دوشان تپه و مهرآباد به شرح زیر به دست آمد. برای ارزیابی بارش، از شاخص‌های شامل CDD, CWD, R99mm, R20mm, SDII و PRCPTOT استفاده گردید (جدول ۴).

همه ایستگاه‌ها پایین و حتی منفی گزارش شده است. ضعف مدل‌های گردش عمومی جو (GCM) در بازسازی بارش به دلیل وضوح پایین مقیاس فضایی و ناتوانی در شبیه‌سازی فرآیندهای محلی مانند همرفت و بارش‌های حدی است، که به‌ویژه در مناطق نیمه‌خشک مانند تهران با توپوگرافی متنوع چالش‌برانگیز می‌شود (Eden et al., 2012). با این حال، در مطالعاتی با استفاده از روش ریزمقیاس‌نمایی آماری و با میانگین‌گیری چند مدلی (Ahmadalipour, 2014; Moradkhani, 2023; Smith & Johnson, 2014)، این ضعف جبران شده و پیش‌بینی‌های بارش بهبود یافته‌اند. نتایج ارزیابی مدل پس از انجام تصحیح بایاس نشان داد که افزایش دقت مکانی یا زمانی همواره موجب کاهش خطا نمی‌شود. شاخص‌هایی مانند ضریب تعیین R^2 و همبستگی پیرسون (R) تنها بیانگر تطابق الگوی تغییرات بین داده‌های شبیه‌سازی‌شده و مشاهده‌شده هستند، در حالی که شاخص‌هایی نظیر RMSE و کارایی نش-ساتکلیف (NS) میزان انحراف واقعی مقادیر را نشان می‌دهند. از این رو ممکن است مدلی با R^2 بالا همچنان دارای RMSE زیاد باشد. مقادیر منفی NS نیز بیانگر آن است که پراکندگی خطاهای مدل از واریانس داده‌های مشاهده‌ای بیشتر بوده و مدل در بازتولید شدت و وقوع رویدادها با محدودیت مواجه است، هرچند روند کلی تغییرات به درستی شناسایی شده است. در مجموع، نتایج نشان می‌دهد که حتی پس از تصحیح بایاس، بخشی از خطاها به دلیل تفاوت مقیاس‌های زمانی و مکانی بین مدل و داده‌های مشاهده‌ای طبیعی و اجتناب‌ناپذیر است (Nash & Sutcliffe, 1970; Teutschbein & Seibert, 2012; Maraun et al., 2017). و باید با





شکل ۲. نمودار ارزیابی و مقایسه پنج مدل GCM بر اساس معیارهای R , R^2 , NSE, RMSE برای سه ایستگاه آبلی، دوشان تپه و مهرآباد

جدول ۴. شاخص‌های بارش حدی انتخاب شده در منطقه مورد مطالعه (Gu and et al, 2024)

واحد	تعریف شاخص	نام شاخص	نام اختصاری
D	حداکثر تعداد روزهای بارندگی روزانه > 1 میلی‌متر در روز	روزهای خشک مداوم	CDD
D	حداکثر تعداد روزهای بارندگی روزانه < 1 میلی‌متر در روز	روزهای مرطوب مداوم	CWD
Mm	مجموع بارش در یک سال	بارش سالانه	PRCPTOT T
D	تعداد روزهایی که بارش روزانه ≤ 20 میلی‌متر است	تعداد روزهای بارانی شدید	R20mm
Mm	بارش انباشته سالانه (میلی‌متر) از بارش روزانه $< 99\%$ (میلی‌متر)	بارش بسیار شدید	R99p
Mm/d	نسبت کل بارندگی سالانه به بارندگی روزانه $\leq$ تعداد روزهایی که بارندگی آنها 1 میلی‌متر است	شدت بارش	SDII

$$Z = \begin{cases} \frac{(S - 1)}{\sqrt{\text{Var}(s)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{(S + 1)}{\sqrt{\text{Var}(s)}}, & S < 0 \end{cases}$$

در این روش، $Z > 0$ نشان دهنده روند افزایشی و $Z < 0$ بیانگر روند کاهشی است. اگر مقدار $|Z|$ بزرگ‌تر از $Z_{1-\alpha/2}$ باشد، فرضیه صفر رد شده و روند در سطح $\alpha/2$ اطمینان انتخاب شده (a) معنادار تلقی می‌شود. در این مطالعه، سطح اطمینان 95% ($\alpha=0.05$) در نظر گرفته شد. برای برآورد بزرگی روند، از روش ناپارامتری شیب سن استفاده شد. این روش ابتدا شیب تمامی جفت‌های داده‌ای (x_j, x_k) که $j > k$ را محاسبه کرده و سپس میانه این شیب‌ها را به‌عنوان تخمین‌گر روند ارائه می‌دهد:

$$\beta_i = \frac{x_j - x_k}{j - k}$$

در این معادله، $\beta_i > 0$ بیانگر روند افزایشی و $\beta_i < 0$ نشان دهنده روند کاهشی در طول زمان است. در صورتی که تعداد جفت‌ها n زوج باشد، شیب نهایی به‌صورت میانگین دو مقدار میانه محاسبه می‌شود (Khaing et al., 2025). این روش به دلیل مقاومت در برابر داده‌های پرت و عدم نیاز به فروض پارامتری، به‌طور گسترده در تحلیل سری‌های زمانی اقلیمی و هیدرولوژیکی کاربرد دارد.

یافته‌ها

بر اساس اطلاعات جدول (۳) و نمودار شکل (۲)، برای شبیه‌سازی دمای حداقل، مدل CAN-ESM2-0 عملکرد قابل قبولی در ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان

آزمون من-کندال و شیب سن: روند شاخص‌های بارش با بهره‌گیری از آزمون ناپارامتری من-کندال (Mann-Kendall, MK) و روش تخمین‌گر شیب سن (Sen's slope estimator) مورد تحلیل قرار گرفت. آزمون MK برای شناسایی روندهای یکنواخت معنادار (اعم از افزایشی یا کاهشی) در داده‌های سری زمانی به‌کار می‌رود، در حالی که روش شیب سن، با استفاده از یک مدل خطی ناپارامتری، بزرگی روند را برآورد می‌کند (Subba & Ma, 2002; Salmi et al., 2019). در این پژوهش، هر دو آزمون با استفاده از نرم‌افزار R اجرا شدند. آزمون MK زمانی مناسب است که داده‌های سری زمانی (X_i) فاقد توزیع مشخص بوده یا نتوان آن‌ها را به‌طور دقیق با یک مدل پارامتری توصیف کرد. فرضیه صفر (H_0) بیانگر عدم وجود روند معنادار در سری زمانی است، در حالی که فرضیه جایگزین (H_1) نشان دهنده وجود روند صعودی یا نزولی می‌باشد. این آزمون بر اساس آماره‌های S و Z انجام می‌شود؛ برای سری‌های زمانی با کمتر از ۱۰ نقطه داده از آماره S و برای سری‌های با ۱۰ نقطه یا بیشتر از آماره Z استفاده می‌شود. در حالت استفاده از تقریب نرمال، ابتدا واریانس آماره S بر اساس فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{Var}(s) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5)}{18}$$

سپس مقدار Z به‌صورت زیر به‌دست می‌آید:

داده است؛ با ضریب تعیین و شاخص کارایی نش-ساتکلیف در محدوده‌ای مناسب و ضریب همبستگی بالا، در حالی که خطای میانگین مربعات ریشه‌ای در سطح نسبتاً پایینی قرار دارد. مدل FGOALS-G3 بهترین عملکرد را در شبیه‌سازی دمای حداقل داشته است؛ با بالاترین مقادیر ضریب تعیین، شاخص کارایی نش-ساتکلیف و ضریب همبستگی و کمترین میزان خطای میانگین مربعات ریشه‌ای، که نشان‌دهنده برتری این مدل در بازسازی دقیق دمای حداقل است. مدل IPSL-CM6A-LR نیز عملکرد مطلوبی ارائه داده است؛ با مقادیر ضریب تعیین و شاخص کارایی نش-ساتکلیف نزدیک به مدل برتر و خطای میانگین مربعات ریشه‌ای در محدوده‌ای قابل قبول. مدل‌های MIROC6 و MRI-ESM2-0 نیز عملکرد مناسبی داشته‌اند، اما در مقایسه با FGOALS-G3 و IPSL-CM6A-LR دقت کمتری نشان داده‌اند. در شبیه‌سازی دمای حداکثر، مدل CAN-ESM2-0 عملکرد متوسطی داشته است؛ با مقادیر ضریب تعیین و شاخص کارایی نش-ساتکلیف در سطح قابل قبول و ضریب همبستگی بالا، اما با خطای میانگین مربعات ریشه‌ای نسبتاً بالاتر. مدل FGOALS-G3 بار دیگر بهترین عملکرد را نشان داده است؛ با مقادیر بالای ضریب تعیین، شاخص کارایی نش-ساتکلیف و ضریب همبستگی، و خطای میانگین مربعات ریشه‌ای در پایین‌ترین سطح. مدل IPSL-CM6A-LR در شبیه‌سازی دمای حداکثر نیز عملکرد خوبی داشته است، اما مدل MIROC6 با ضریب تعیین پایین‌تر و خطای بالاتر و MRI-ESM2-0 با عملکرد متوسط، در رتبه‌های بعدی قرار گرفته‌اند. در مقابل، شبیه‌سازی بارش در تمامی مدل‌ها با چالش‌های جدی مواجه بوده است. مدل‌های FGOALS-G3 و IPSL-CM6A-LR به دلیل دقت

بالاتر در شبیه‌سازی دما، به ویژه مدل FGOALS-G3 که در اکثر معیارها برتری داشته است، به عنوان مدل‌های برتر شناسایی شده‌اند. مدل‌های MIROC6 و MRI-ESM2-0 نیز عملکرد قابل قبولی ارائه داده‌اند، اما در مقایسه با دو مدل برتر، دقت کمتری داشته‌اند. به طور کلی، توانایی مدل‌های انتخابی در بازسازی تغییرات دمایی محلی در حوضه‌ی مورد مطالعه قابل قبول بوده است، اما شبیه‌سازی بارش به دلیل پیچیدگی‌های دینامیکی و محدودیت‌های بازتحلیل‌ها همچنان چالشی جدی باقی مانده است. این یافته‌ها با نتایج پژوهش‌های پیشین (Fenta Mekonnen & Disse, 2014; Hassan et al., 2018) هم‌راستا است و نشان می‌دهد که بارش، به دلیل ویژگی‌های فضایی و زمانی پیچیده‌اش، به مراتب سخت‌تر از دما قابل پیش‌بینی است.

تحلیل روند معناداری شاخص‌های بارش: جدول (۵) مربوط به ایستگاه‌های آبعلی، دوشان تپه و مهرآباد است و شاخص‌های اقلیمی CDD، CWD، R99، R20mm، PRCPTOT و SDII را تحت سه سناریوی اقلیمی SSP1-2/6، SSP2-4/5 و SSP5-8/5 در سه بازه‌ی زمانی (۲۰۳۰-۲۰۵۰، ۲۰۵۱-۲۰۷۰ و ۲۰۷۱-۲۱۰۰) ارائه می‌دهد. برای هر شاخص، دو پارامتر آماری محاسبه شده است: P-value، بیانگر سطح معناداری آماری، که مقادیر کمتر یا مساوی ۰/۰۵ نشان‌دهنده‌ی روند معنادار در سطح اطمینان ۹۵٪ و مقادیر بین ۰/۰۵ تا ۰/۱ بیانگر روند معنادار در سطح اطمینان ۹۰٪ هستند؛ مقادیر بالاتر از ۰/۱ غیرمعنادار محسوب می‌شوند. Sen's Slope، تخمین‌گر بزرگی و جهت روند است که مقادیر مثبت نشان‌دهنده‌ی روند افزایشی، مقادیر منفی بیانگر روند کاهشی، و مقدار صفر بیانگر عدم وجود روند است.

جدول ۵- روند شاخص‌های حدی بارش در سه ایستگاه آبدلی، دوشان تپه و مهرآباد (**معناداری در سطح ۰/۱ و ***معناداری در سطح ۰/۰۵)

نام ایستگاه	نام شاخص	سناریو	دوره	P-Value	Sen-Slope	سطح معناداری
آبدلی	CWD	SSP126	۳۰-۵۰	۰/۶	-۰/۱۴	*
		SSP245	۵۱-۷۰	۰/۱	۰/۰۶	*
	PRCPTOT	SSP126	۳۰-۵۰	۰/۰۸	-۷/۱۹	*
		SSP126	۷۱-۱۰۰	۰/۰۰۰۴	-۱۸/۶۸	**
		SSP585	۳۰-۵۰	۰/۰۳	۱۱/۴۲	**
		SSP585	۷۱-۱۰۰	۰/۰۸	۵/۵۴	*
	R20mm	SSP126	۷۱-۱۰۰	۰/۰۰۰۱	-۳/۲۲	**
	R99	SSP126	۷۱-۱۰۰	۰/۰۰۰۳	-۳/۰۶	**
	SDII	SSP126	۳۰-۵۰	۰/۰۹	-۰/۰۵	*
		SSP126	۵۱-۷۰	۰/۰۸	۰/۰۷	*
		SSP585	۳۰-۵۰	۰/۰۷	۰/۰۹	*
	CWD	SSP245	۷۱-۱۰۰	۰/۰۳	۰/۰۹	**
دوشان تپه	PRCPTOT	SSP585	۷۱-۱۰۰	۰/۰۳	۴/۵۲	**
	PRCPTOT	SSP585	۷۱-۱۰۰	۰/۰۰۹	۳/۳۰	**
مهرآباد	R20mm	SSP585	۵۱-۷۰	۰/۰۳	-۰/۰۹	**
	SDII	SSP585	۷۱-۱۰۰	۰/۰۹	۰/۰۲۱	*

بلندمدت است. در مقابل، سناریوی بدبینانه SSP5-8/5 در دوره‌ی نزدیک (۲۰۳۰-۲۰۵۰) افزایش معناداری در PRCPTOT ($p=0/03$)، شیب $=11/42$ و تمایل به افزایش شدت روزانه SDII ($p=0/07$)، شیب $=9/09$ نشان داد که بیانگر احتمال افزایش بارش‌های سنگین و خطر سیلاب ناگهانی است. همچنین، در دوره‌ی بلندمدت، افزایش بارش سالانه (به طور کلی روندهای صعودی بیشتری (۳ مورد) نسبت به SSP1-2/6 داشت. سناریوی میانی SSP2-4/5 کمترین تغییرات معنادار را نشان داد (تنها یک روند صعودی معنادار در CWD طی دوره‌ی میانی)، که حاکی از ثبات نسبی در الگوهای بارش است. از نظر شاخص‌ها، بیشترین تغییرات معنادار مربوط به PRCPTOT و SDII بود، در حالی که شاخص‌های CDD و R99 کمترین تعداد روند معنادار را داشتند. به‌طورکلی، ۱۱ روند معنادار شناسایی شد (۷ در سطح اطمینان ۹۵٪ و ۴ در سطح ۹۰٪) که عمدتاً در SSP1-2/6 (۸ مورد) و SSP5-8/5 (۳ مورد) متمرکز بودند. مقایسه‌ی بین دوره‌ها نشان داد که آینده‌ی دور

تحلیل روند شاخص‌های حدی بارش ایستگاه آبدلی با استفاده از مدل RCLIMDEX در دوره‌ی ۲۰۳۰ تا ۲۱۰۰، طبق نتایج جدول (۵)، نشان داد که آینده‌ی بارش در این منطقه به شدت وابسته به سناریوی انتشار است و الگوهای متضادی بین مسیرهای کم انتشار و پرانتشار وجود دارد. در سناریوی خوش‌بینانه SSP1-2/6، به‌ویژه در دوره‌ی بلندمدت (۲۰۷۱-۲۱۰۰)، کاهش چشمگیری در شاخص کل بارش سالانه PRCPTOT ($p=0/0004$)، شیب $=-18/68$ مشاهده شد که با کاهش معنادار در شاخص‌های رویدادهای بارشی سنگین R20mm ($p=0/0001$)، شیب $=-0/22$ و روزهای بسیار مرطوب R99 ($p=0/0003$)، شیب $=-3/06$ همراه بود. در همین سناریو، روندهای نزولی ملایم‌تری نیز در شاخص‌های شدت روزانه SDII ($p=0/09$)، شیب $=-0/05$ و دوره‌های مرطوب متوالی CWD ($p=0/06$)، شیب $=-0/14$ در دوره‌ی نزدیک (۲۰۳۰-۲۰۵۰) ثبت شد. در مجموع، این سناریو بیشترین تعداد روندهای نزولی معنادار (۶ مورد) را داشت که بیانگر کاهش قابل توجه حجم، شدت و فراوانی رویدادهای بارشی در

(۲۰۷۱-۲۱۰۰) بیشترین تعداد روندهای معنادار را دارد (۴ مورد، عمدتاً نزولی در SSP1-2/6)، در حالی که آینده‌ی نزدیک و میانی روندهای کمتری ثبت کردند. این الگو نشان‌دهنده‌ی تشدید تغییرات در بلندمدت است. مقایسه‌ی بین ایستگاه‌ها نشان داد که آبعلی، به عنوان یک ایستگاه کوهستانی، حساسیت بیشتری به کاهش بارش تحت سناریوهای کم انتشار دارد، در حالی که ایستگاه‌های دشت و شهری مانند دوشان تپه و مهرآباد روندهای پایداری و عمدتاً صعودی تحت SSP5-8/5 را تجربه می‌کنند. این تفاوت‌ها با یافته‌های مطالعات پیشین درباره‌ی افزایش خطر خشکسالی در مناطق مرتفع ایران هم‌خوانی دارد.

تحلیل روند شاخص‌های حدی بارش و دما در ایستگاه دوشان تپه طی دوره‌ی ۲۰۳۰ تا ۲۱۰۰، بر اساس سه سناریوی اقلیمی SSP1-2/6، SSP2-4/5 و SSP5-8/5، طبق نتایج جدول (۵) نشان داد که بیشتر شاخص‌ها فاقد تغییرات آماری معنادار هستند و الگوهای مشاهده‌شده غالباً دارای شیب‌های کوچک و غیرپایدارند. شاخص‌های بدون روند معنادار شامل چهار شاخص CDD (روزهای خشک متوالی)، R20mm (روزهای با بارش ≤ 20 میلی‌متر)، R99 (رویدادهای بارشی بسیار شدید) و SDII (شاخص شدت ساده‌ی روزانه‌ی بارش) در تمام سناریوها و بازه‌ها فاقد روند معنادار بودند ($p > 0.1$). تغییرات در این شاخص‌ها عمدتاً به صورت نوسانات کوچک و تصادفی بوده و نشان‌دهنده‌ی ثبات نسبی در طولانی‌ترین دوره‌های خشک، فراوانی و شدت بارش‌های سنگین و میانگین شدت روزانه‌ی بارش است. شاخص‌های با روند معنادار محدود شامل دو شاخص بارشی در بازه‌ی بلندمدت (۲۰۷۱-۲۱۰۰) بودند که روند افزایشی معنادار در سطح اطمینان ۹۵٪ نشان دادند: CWD در SSP2-4/5 با شیب $+0.09$ و $p=0.03$ ، بیانگر افزایش روزهای مرطوب متوالی، و PRCPTOT در SSP5-8/5 با شیب $+4/52$ و $p=0.03$ ، بیانگر افزایش بارش سالانه. سایر بازه‌ها و سناریوها برای این شاخص‌ها گرایش‌های مثبت یا منفی داشتند اما فاقد معناداری آماری بودند. الگوی کلی تغییرات در

سناریوی کم انتشار (SSP1-2/6) با تغییرات بسیار محدود و فاقد معناداری مشاهده شد. در SSP2-4/5 تنها یک روند افزایشی معنادار در CWD در آینده‌ی دور دیده شد که می‌تواند نشانه‌ی افزایش تداوم بارش‌ها باشد. در SSP5-8/5 نیز افزایش معنادار بارش سالانه در آینده‌ی دور مشاهده شد که ممکن است با تغییرات هیدرولوژیکی و ریسک بالاتر سیلاب همراه باشد. عدم معناداری در شاخص‌های بارش شدید (R20mm و R99) نشان می‌دهد که افزایش بارش کلی الزاماً به افزایش رخدادهای حدی منجر نمی‌شود. در مجموع از شش شاخص بررسی شده، چهار شاخص در تمام سناریوها پایدار باقی ماندند و تنها دو شاخص (CWD و PRCPTOT) در دوره‌ی بلندمدت و در سناریوهای متوسط تا بالا افزایش معنادار داشتند. این نتایج بیانگر آن است که اثرات تغییر اقلیم در این ایستگاه عمدتاً در سناریوهای با انتشار بیشتر و در بازه‌ی زمانی پایانی قرن بیست و یکم آشکار می‌شوند. بررسی شاخص‌های اقلیمی در سه سناریوی انتشار SSP1-2/6، SSP2-4/5 و SSP5-8/5 طی بازه‌های زمانی مختلف در ایستگاه مهرآباد (جدول ۵) نشان داد که بیشتر روندها از نظر آماری معنادار نیستند و تغییرات عمدتاً در محدوده‌ی نوسانات طبیعی قرار دارند. شاخص CDD (روزهای متوالی خشک) در SSP1-2/6 و SSP2-4/5 گرایش افزایشی کوتاه‌مدت دارد (برای نمونه در SSP1-2/6، بازه‌ی ۳۰-۵۰ سال: $p=0.065$ ، شیب $=+0.06$) و کاهش غیرمعنادار بلندمدت دارد. در SSP5-8/5 روند کاهشی دیده می‌شود (بازه‌ی ۳۰-۵۰ سال: $P=0.33$ ، شیب $=-0.87$) که همگی غیرمعنادار است. این الگو می‌تواند بیانگر کاهش شدت خشکسالی در آینده‌ی دور باشد، هرچند از نظر آماری معنادار نیست. این نتایج با الگوهای منطقه‌ای ایران از افزایش خشکسالی در غرب و شمال غرب و نوسانات بیشتر در مناطق مرکزی مطابقت دارد. شاخص CWD (روزهای مرطوب متوالی) عمدتاً پایدار و فاقد روند معنادار است، هرچند در SSP2-4/5 تمایل افزایشی ضعیف دیده می‌شود (برای نمونه در بازه‌ی ۳۰-۵۰ سال: $p=0.297$).

بحث

یافته‌های این پژوهش تصویری چندبعدی از تغییرات آینده‌ی شاخص‌های حدی بارش در تهران ارائه می‌دهد که در آن، پاسخ اقلیمی نه تنها تابع سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای، بلکه به شدت تحت تأثیر ناهمگونی‌های مکانی و توپوگرافی منطقه است. اختلاف چشمگیر بین روندهای ایستگاه کوهستانی آبلعی، که در حوضه آبریز بالادست و منبع تأمین آب قرار دارد، و ایستگاه‌های دشتی دوشان‌تپه و مهرآباد بیانگر این است که واکنش اقلیم تهران به گرمایش جهانی، ساختاری محلی و ناهمگن دارد. در آبلعی، سناریوی خوش‌بینانه (SSP1-2.6) به سمت کاهش معنادار حجم کل بارش (PRCPTOT) و فراوانی رویدادهای حدی (R99p و R20mm) گرایش دارد، در حالی که سناریوی بدبینانه (SSP5-8.5) دقیقاً روندی معکوس و افزایشی را نشان می‌دهد. این در حالی است که ایستگاه‌های واقع در پهنه شهری، عمدتاً تحت سناریوهای پراتشار، افزایش شدت بارش را تجربه خواهند کرد. این واگرایی مکانی نشان‌دهنده آسیب‌پذیری‌های متفاوت در بخش‌های مختلف سیستم حیاتی کلان‌شهر تهران است: تهدید منابع آب در بالادست در مقابل تهدید زیرساخت‌های شهری در پایین‌دست. به طوری که کاهش سامانه‌های باران‌زا در ارتفاعات شمالی تهران (محمدی و حجازی‌زاده، ۱۴۰۳) و افزایش دمای میانگین منجر به افت فراوانی بارش‌های گسترده اما افزایش احتمال بارش‌های کوتاه‌مدت شدید می‌شود. در مقابل، در ایستگاه‌های دشتی مانند دوشان‌تپه و مهرآباد، روندی نسبتاً پایدار یا اندکی افزایشی در شاخص‌های بارش سنگین و شدت روزانه (SDII) تحت سناریوهای پراتشار مشاهده شد که می‌تواند نتیجه‌ی تشدید جزیره‌ی حرارتی شهری و افزایش همرفت محلی باشد. این نتایج با الگوی مطالعات داخلی نیز سازگار است. پژوهش زواره و همکاران (۱۳۹۸) کاهش تعداد روزهای بارانی را در شمال کشور گزارش کردند، در حالی که عبدالعلی‌زاده و همکاران (۱۴۰۲) در حوضه‌ی دریاچه ارومیه افزایش دما و تغییر مکانی بارش را

شیب $(+0.7\%)$ در ایران، افزایش CWD در غرب و ثبات آن در مناطق مرکزی می‌تواند بیانگر تفاوت مکانی در اثرات تغییر اقلیم باشد. در شاخص PRCPTOT (کل بارش سالانه)، تنها روند معنادار در بلندمدت SSP5-8/5 (بازه‌ی ۷۱-۱۰۰ سال: $p=0.09$ ، شیب $=+3/30$) مشاهده شد که افزایش بارش را نشان می‌دهد. سایر بازه‌ها تغییرات غیرمعنادار داشتند. این افزایش بلندمدت می‌تواند به بهبود منابع آب کمک کند، اما در عین حال ریسک سیلاب را نیز افزایش می‌دهد. شاخص R20mm (روزهای بارش ≥ 20 میلی‌متر) در SSP5-8/5 میان مدت روند کاهشی معنادار دارد ($p=0.03$ ، شیب $=-0.9$) که نمایانگر کاهش بارش‌های سنگین متوسط و احتمال افزایش خطر خشکسالی است، اما سایر دوره‌ها فاقد روند هستند. برای شاخص R99 (رویدادهای بارشی بسیار شدید)، هیچ روند معناداری در هیچ یک از سناریوها و بازه‌های زمانی ثبت نشد و این شاخص در بیشتر مناطق ایران نسبتاً پایدار است. شاخص SDII در بلندمدت SSP5-8/5 روند افزایشی معنادار در سطح ۹۰٪ ($p=0.09$ ، شیب $=+0.21$) اطمینان داشت که نشان‌دهنده‌ی افزایش شدت بارش‌ها است. این تغییر می‌تواند به تشدید فرسایش خاک و افزایش آسیب‌پذیری زیرساخت‌ها منجر شود. می‌توان نتیجه گرفت که تنها روندهای معنادار شامل افزایش بارش کل در بلندمدت SSP5-8/5، کاهش روزهای بارش متوسط سنگین در میان مدت SSP5-8/5 و افزایش شدت بارش روزانه در بلندمدت SSP5-8/5 است. سایر شاخص‌ها تغییرات قابل توجهی ندارند. سناریوی انتشار بالا (SSP5-8/5) بیشترین تأثیر را بر الگوهای بارش و خشکسالی دارد و مدیریت منابع آب و برنامه‌ریزی مقابله با خشکسالی و سیلاب در این چارچوب ضروری است. داده‌های مهرآباد نشان‌دهنده‌ی تأثیر محدود تغییرات اقلیمی بر اکثر شاخص‌هاست، با تمرکز بر بارش در SSP5-8/5. این نتایج با روند کلی مطالعات ایران (افزایش خشکسالی و کاهش بارش) هم‌خوانی دارد.

شدت رویدادهای حدی افزایش پیدا کند—پدیده‌ای که در اقلیم‌شناسی به نام «پارادوکس هیدرولوژیکی» شناخته می‌شود. از سوی دیگر، روند کاهش رویدادهای حدی در آبعلی تحت SSP1-2.6 با نتایج Sen و همکاران (۲۰۱۶) و Aguilar و همکاران (۲۰۰۵) مطابقت دارد.

از منظر فیزیکی، افزایش دمای سطح زمین و ظرفیت رطوبتی جو باعث تشدید ناپایداری همرفتی و تقویت چرخه‌ی هیدرولوژیکی می‌شود (Donat et al., 2016) و همکاران (۲۰۲۱) نشان دادند که در مناطق خشک و نیمه‌خشک، این تشدید هم‌زمان منجر به افزایش فراوانی بارش‌های شدید و افزایش فاصله‌ی زمانی میان دو رویداد بارش (افزایش CDD) می‌شود—رفتاری که در نتایج مطالعه حاضر در شهر تهران نیز قابل مشاهده است.

به‌طور کلی، این تحلیل‌ها نشان می‌دهد که در سناریوهای انتشار بالا (SSP5-8.5)، بارش‌های شدید کوتاه‌مدت جایگزین بارش‌های پیوسته و کم‌شدت می‌شوند، در حالی که در سناریوهای کم‌انتشار (SSP1-2.6)، کاهش حجم کلی بارش به‌ویژه در ارتفاعات شمالی تهران محتمل‌تر است. این الگوها تهدیدی دوگانه برای کلان‌شهر تهران ایجاد می‌کنند: افزایش خطر سیلاب‌های ناگهانی در مناطق شهری پایین دست و افزایش ریسک خشکسالی در مناطق کوهستانی بالادست. بنابراین این نتایج، راهبردهای سازگاری در تهران نمی‌توانند تک‌بعدی باشند و باید به‌طور هم‌زمان بر مدیریت هوشمندانه کمبود آب و تاب‌آوری در برابر سیلاب متمرکز شوند.

نتیجه‌گیری و پیشنهادهای پژوهشی آتی

این پژوهش با هدف پیش‌نگری شاخص‌های حدی بارش در تهران تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم انجام شد. تحلیل‌ها نشان داد که آینده بارش‌های حدی در این کلان‌شهر، الگویی متفاوت از روندهای افزایشی و کاهش‌ی را دنبال می‌کند که هم به مسیر انتشار گازهای گلخانه‌ای و هم به موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها بستگی دارد. در واقع نتایج به‌دست آمده از

تأیید کردند. یافته‌ی مشابهی در پژوهش رضائی و همکاران (۱۴۰۳) در خصوص تفاوت عملکرد مدل‌ها در شبیه‌سازی بارش در مناطق مرکزی کشور دیده می‌شود. افزون بر این، چوبه و همکاران (۱۴۰۴) نشان دادند که شدت تغییرات بارش‌های حدی در سناریوی SSP5-8.5 بیش از سایر سناریوها است که این نتایج با الگوی افزایشی PRCPTOT و SDII در تهران در همین سناریو کاملاً هم‌خوانی دارد. جمالی و همکاران (۱۴۰۳) افزایش بارش‌های سه‌ساعته در برخی ایستگاه‌ها و کاهش در برخی دیگر را گزارش کردند که بیانگر رفتار ناهمگن بارش‌های شدید در کشور است؛ پدیده‌ای که در تفاوت میان ایستگاه‌های آبعلی و مهرآباد در پژوهش حاضر نیز دیده می‌شود. همچنین، پژوهش شجاع و شمسی پور (۱۴۰۲) با تمرکز بر میانگین‌های فصلی، روندهای متضادی را برای حوضه‌های آبریز تهران پیش‌بینی کرد. مطالعه حاضر با تمرکز بر شاخص‌های حدی، پژوهش ایشان را تکمیل کرده و نشان می‌دهد که حتی اگر میانگین بارش یک فصل تغییر نکند، تغییر در توزیع و شدت آن می‌تواند پیامدهای بسیار جدی‌تری برای مدیریت بحران داشته باشد.

در مقیاس جهانی نیز یافته‌های این پژوهش با مطالعات اخیر همسو است. Gründemann و همکاران (۲۰۲۲) و Guo و همکاران (۲۰۲۳) با استفاده از مدل‌های CMIP6 گزارش کردند که در مناطق نیمه خشک، رویدادهای بارشی نادرتر شدت بیشتری در آینده خواهند یافت. Feng و همکاران (۲۰۲۳) و Kim و همکاران (۲۰۲۵) نیز در شرق آسیا افزایش چشمگیر شدت بارش‌های روزانه را تحت SSP5-8.5 گزارش کردند، مشابه آنچه در دوشان تپه و مهرآباد مشاهده شد.

تفاوت مکانی آشکار بین ایستگاه آبعلی و ایستگاه‌های شهری اهمیت تأثیر اوروگرافی را بر پاسخ اقلیمی تقویت می‌کند و نتایج حاضر با یافته‌های Beranová و Kyselý (۲۰۰۹) و Schoof و همکاران (۲۰۲۵) هم‌خوانی دارد که نشان دادند در نواحی کوهستانی ممکن است میانگین بارش کاهش یابد اما

- سیاست‌گذاری اقلیمی: ترکیب داده‌های اقلیمی با طرح‌های توسعه شهری می‌تواند چارچوبی برای «شهر سازگار با اقلیم» فراهم کند.

در مجموع، نتایج این تحقیق پایه‌ای علمی برای تدوین برنامه‌های سازگاری اقلیمی در مقیاس شهری و منطقه‌ای فراهم می‌سازد و اهمیت یکپارچگی میان علم اقلیم‌شناسی و مدیریت شهری را برجسته می‌کند.

برای تعمیق درک و کاهش عدم قطعیت‌ها، پژوهش‌های آتی می‌توانند بر محورهای زیر متمرکز شوند:

- به کارگیری رویکرد همادی چند مدلی: همانطور که Meresa و همکاران (۲۰۲۲) نشان دادند، مدل‌های اقلیمی منبع اصلی عدم قطعیت هستند. به جای انتخاب چند مدل، استفاده از یک رویکرد چند مدلی که در آن به مدل‌های با عملکرد بهتر وزن بیشتری داده می‌شود، می‌تواند پیش‌بینی‌های قوی‌تری ارائه دهد.

- از ترکیب ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی و داده‌های ماهواره‌ای با وضوح بالا * استفاده شود تا تغییرات زمانی و مکانی بارش با دقت بیشتری بازنمایی شود.

- توسعه مدل‌های یکپارچه اقلیمی-هیدرولوژیکی: برای ترجمه نتایج اقلیمی به پیامدهای ملموس، پیشنهاد می‌شود خروجی‌های این پژوهش به عنوان ورودی برای مدل‌های شبیه‌سازی رواناب استفاده شود تا نقشه پهنه‌بندی خطر سیلاب شهری تحت سناریوهای مختلف تهیه گردد.

- تحلیل بارش‌های زیر-روزانه (Sub-daily) و اثرات آن: از آنجا که سیلاب‌های ناگهانی شهری (Flash Floods) اغلب محصول بارش‌های بسیار شدید در بازه‌های زمانی کوتاه (مثلاً ۱ ساعت یا ۳ ساعت) هستند، ریزمقیاس‌نمایی زمانی و تحلیل داده‌های با تفکیک زمانی بالاتر می‌تواند درک دقیق‌تری از ریسک واقعی ارائه دهد.

- ارزیابی آسیب‌پذیری اجتماعی-اقتصادی: پیشنهاد می‌شود نتایج این پژوهش با داده‌های اجتماعی-

این مطالعه نشان می‌دهد که آینده بارش‌های حدی در تهران یک روایت خطی و قابل پیش‌بینی نیست، بلکه داستانی پیچیده است که در تقاطع مسیرهای جهانی انتشار گازهای گلخانه‌ای و ویژگی‌های منحصربه‌فرد جغرافیای محلی نوشته می‌شود. سیاست‌گذاری اقلیمی مؤثر برای تهران نمی‌تواند صرفاً بر اساس روندهای گذشته یا میانگین‌های کلی بنا شود. یافته‌های این مطالعه بیانگر آن است که حتی در خوش‌بینانه‌ترین سناریوهای جهانی مهار انتشار، مناطق حیاتی تأمین آب تهران ممکن است با تهدید خشکسالی مواجه شوند. در مقابل، ادامه مسیرهای توسعه مبتنی بر سوخت‌های فسیلی، پایتخت را در معرض بارش‌های سهمگین و بی‌سابقه‌ای قرار خواهد داد که زیرساخت‌های فعلی توانایی مدیریت آن را ندارند. این دانش، یک مبنای علمی ضروری برای گذار از رویکردهای سنتی و واکنشی به سمت یک برنامه‌ریزی شهری تطبیقی، آینده‌نگر و مبتنی بر سناریو در حوزه مدیریت آب و زیرساخت‌های تاب‌آور فراهم می‌کند.

محدودیت‌های این پژوهش عبارتند از: ۱. محدود بودن داده‌ها به پنج مدل CMIP6 که هرکدام دارای عدم قطعیت در شبیه‌سازی فرآیندهای محلی هستند. ۲. استفاده از روش آماری Linear Scaling که اگرچه برای تصحیح بایاس مناسب است، اما قادر به بازنمایی دقیق تغییرات در توزیع فراوانی بارش‌های شدید نیست. ۳. پوشش مکانی محدود ایستگاه‌های زمینی که امکان تحلیل خرداقلیمی دقیق‌تر را کاهش می‌دهد.

در صورت کاربرد پیامدهای احتمالی موارد زیر را در پی خواهد داشت:

- مدیریت شهری: افزایش شاخص‌های R20mm و SDII در سناریوهای پراشتشار را باید به‌عنوان هشدار برای سیستم فاضلاب و زهکشی تهران در نظر گرفت.

- مدیریت منابع آب: کاهش PRCPTOT در مناطق کوهستانی، لزوم تقویت تغذیه مصنوعی آب‌های زیرزمینی را گوشزد می‌کند.

اقتصادی (مانند تراکم جمعیت، کاربری اراضی و کدما مناطق و کدما گروه‌های اجتماعی در برابر کیفیت بافت شهری) تلفیق شود تا مشخص گردد این تغییرات حدی بارش آسیب‌پذیرتر هستند.

منابع

۱. جمالی، محمد، گوهری، سید علیرضا، اخوان صراف، غزل. (۱۴۰۳). تحلیل روندهای زمانی و مکانی شاخص‌های حدی دما و بارش در ایـران. مدیریت آب و آبیاری، دوره ۱۴، شماره ۳، صفحه ۷۵۲-۷۴۳.
<https://doi.org/10.22059/JWIM.2024.374814.1156>
۲. چوبه، سپیده، فرخ زاده، بهنوش، بذرافشان، ام البنین، حسن وند، هانیه. (۱۴۰۴). واکاوی تغییرات زمانی و مکانی شاخص‌های حدی بارش تحت تأثیر تغییر اقلیم در ایران. پژوهش‌های آبخیزداری، دوره ۳۷، شماره ۴ - شماره پیاپی ۱۴۵، صفحه ۵۳-۳۴.
<https://doi.org/10.22092/wmrj.2024.364521.1565>
۳. حسنی، محمد رضا، نیک سخن، محمد حسین، اردستانی، مجتبی، موسوی جنبه‌سرای، سید. فرید. (۱۴۰۱). ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر رواناب شهری بر اساس مدل‌های CMIP6. (مطالعه موردی: منطقه ۱۰ شهرداری تهران). مدل‌سازی و مدیریت آب و خاک، ۳(۲)، ۲۶۹-۲۸۵.
<https://doi.org/10.22098/mmws.2022.11849.1176>
۴. ذوالفقاری، حسن، و فتاحی، ابراهیم. (۱۳۹۰). تحلیل فضایی مخاطرات محیطی. فصلنامه جغرافیا و مخاطرات محیط طبیعی، ۳(۳)، ۱-۲۲.
<https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=40391>
۵. روشنی، ادیب، حمیدی، مهدی. (۱۴۰۰). پیش‌بینی اثرات سناریوهای تغییر اقلیم بر دما و بارش بر اساس مدل‌های CMIP6 (مطالعه موردی: ایستگاه ساری). مجله مدیریت آب و آبیاری، دوره ۱۱، شماره ۴، صفحه ۷۹۵-۷۸۱.
<https://doi.org/10.22059/jwim.2022.330603.920>
۶. رضائی، حسن، پاشاپور، حجت‌الله، و صادقی، فرشید. (۱۴۰۳). ارزیابی عملکرد مدل‌های CMIP6 و پیش‌نگری تغییرات دما و بارش تحت سناریوهای خط سیر اجتماعی-اقتصادی مشترک (SSP) در ایران. فصلنامه آینده‌پژوهی راهبردی، ۳(۱۰)، ۷-۳۰.
https://jsfs.sndu.ac.ir/article_2944.html
۷. شجاع، فائزه و شمسی پور، علی اکبر. (۱۴۰۲). پیش‌نمایی تغییرات بارش‌های آبی حوضه‌های آبخیز تأمین‌کننده آب شهر تهران. مخاطرات محیط طبیعی، ۱۲(۳۶)، ۱۵۱-۱۸۰. doi: 10.22111/jneh.2022.42622.1908
۸. عبدالعلی‌زاده، علی، خورشیددوست، علی محمد، و جهانبخش‌اصل، سعید. (۱۴۰۲). پیش‌نگری و ارزیابی روند دما، بارش و خشکسالی حوضه آبریز دریاچه ارومیه. مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۱۵۵(۱)، ۹۵-۱۱۲.
<https://doi.org/10.22034/hyd.2023.56103.1687>
۹. عساکره، حسین، لیونلو، پیرو، میرموسوی، سید حسین، صدرافشاری، سحر، ۱۴۰۱، شبیه‌سازی تغییرات دما در نیمه غربی ایران طی دوره (۱۹۶۰-۲۱۰۰) با استفاده از مدل‌های واکاوی شده و خروجی مدل RCP8.5، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۶۶، صص ۱-۱۷.
<https://doi.org/10.52547/jgs.22.66.1>
۱۰. فرزانه، مهسا، اربابی سبزواری، آزاده، دریاباری، سیدجمال‌الدین، اسدیان، فریده، ۱۴۰۰، پیش‌نگری متغیرهای اقلیمی دهه‌های آینده در پهنه جنوب شرق ایران، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ش ۴۵، صص ۹۷-۱۱۲.
۱۱. کریمی، حسین بهزادی. (۱۳۹۷). واکاوی پهنه‌های اقلیمی و خطر بیابان‌زایی حوضه آبریز کارون تحت شرایط تغییر اقلیم آینده با استفاده از شاخص UNEP. فصلنامه جغرافیا و مخاطرات محیط طبیعی، ۱۲(۲)، ۱-۲۷.
https://geoeh.um.ac.ir/article_77881.html
۱۲. کوزه‌گران، سعیده، موسوی بایگی، محمد، ۱۳۹۳، بررسی روند رویدادهای حدی اقلیمی در شمال شرق ایران، نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۷۵۰-دوره ۲۹، شماره ۳، صص ۷۶۴-۷۵۰.
<https://doi.org/10.22067/jsw.v0i0.40845>
۱۳. طلائی، محسن، عزیزیان، ابوالفضل، پورمحمدی، سمانه، یرمی، نجمه، ۱۴۰۱، اثر تغییر اقلیم بر بارش، دما و کیفیت آب سطحی در حوزه اسکندری اصفهان، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ش ۵۰، صص ۱۳۴-۱۲۱.
https://clima.irimo.ir/article_156453.html?utm_source=chatgpt.com

۱۴. محمدی، نیلوفر، و حجازی‌زاده، زهرا. (۱۴۰۳). اثرات تغییر اقلیم بر افزایش ریسک مخاطره خشکسالی در تهران با بهره‌گیری از سناریوهای CMIP6. *مدل‌سازی و مدیریت آب و خاک*, ۴(۲), ۱۳۳-۱۴۸.
(<https://doi.org/10.22098/mmws.2023.12563.1252>)
۱۵. نساجی زواره، مجتبی، قرمز چشمه، باقر، ۱۳۹۸، بررسی روند تغییرات شاخص‌های بارش و فرصت‌های مناسب برای استحصال آب باران (مطالعه موردی ناحیه خزر)، *مجله سامانه‌های سطوح آبگیر باران*. ۱۰ (۱): ۲۷-۴۰.
(<https://dor.isc.ac/dor/20.1001.1.24235970.1401.10.1.2.1>)
16. Aguilar, E., Peterson, T. C., Obando, P. R., Frutos, R., Retana, J. A., Solera, M. Mayorga, R. (2005). Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research*, 110, D23107. (<https://doi.org/10.1029/2005JD006119>)
17. Ahmadelipour, A., & Moradkhani, H. (2023). Evaluation of CMIP6 GCMs for precipitation simulation in arid and semi-arid regions. *Journal of Hydrometeorology*, 24(5), 123–135. (<https://doi.org/10.1175/JHM-D-22-0194.1>)
18. Alizadeh, M. R., Adamowski, J., & Manzoor, Q. (2022). Multi-scenario multi-objective analysis of downscaled shared socioeconomic pathways (SSPs) for robust policy development in coupled human-water systems. *Hydrology and Earth System Sciences*. (<https://doi.org/10.5194/hess-2022-297>)
19. Benedict, I., Heerwaarden, C. C. V., Weerts, A. H., & Hazeleger, W. (2019). The benefits of spatial resolution increase in global simulations of the hydrological cycle evaluated for the Rhine and Mississippi basins. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 23, 1779–1800. (<https://doi.org/10.5194/hess-23-1779-2019>)
20. Chaparinia, F., Hadei, M., Yaghmaeian, K., Hadi, M., & Naddafi, K. (2025). Evaluation of climate indices related to water resources in Iran over the past 3 decades. *Scientific Reports*, 15, 11846 (<https://doi.org/10.1038/s41598-025-95370-7>)
21. Dogiso, G., et al. (2025). Spatio-temporal patterns of extreme rainfall under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios in Ethiopia. *Scientific Reports*, 15, 3456. (<https://www.nature.com/articles/s41598-025-02408-x>)
22. Donat, M. G., Lowry, A. L., Alexander, L. V., O’Gorman, P. A., & Maher, N. (2016). More extreme precipitation in the world’s dry and wet regions. *Nature Climate Change*, 6, 508–513. (<http://dx.doi.org/10.1038/nclimate2941>)
23. Eden, J. M., Widmann, M., Grawe, D., & Rast, S. (2012). Skill, correction, and downscaling of GCM-simulated precipitation. *Journal of Climate*, 25(11), 3970–3984. (<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00254.1>)
24. 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, 1937–1958. (<https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>)
25. Feng, L., Zhou, T., Wu, B., & Dong, L. (2023). Future changes in extreme precipitation characteristics based on CMIP6 simulations. *Journal of Climate*, 36(5), 1551–1570. (<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0312.1>)
26. Feng, X., Huang, R., & Zhang, L. (2023). Historical and future assessment of extreme precipitation using CMIP6 datasets. *International Journal of Climatology*, 43(9), 4920–4938. (<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.8077>)
27. Feng, Z., Dong, L., & Zhao, Y. (2023). Global projections of extreme precipitation based on CMIP6 models under different SSP scenarios. *Climate Dynamics*, 60(4), 3211–3230
28. FentaMekonnen, D., & Disse, M. (2018). Analyzing the future climate change of Upper Blue Nile River basin using statistical downscaling techniques. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 2391–2408. (<https://doi.org/10.5194/hess-22-2391-2018>)
29. Gründemann, G. J., van de Giesen, N., Brunner, L., & van der Ent, R. (2022). Rarest rainfall events will see the greatest relative increase in magnitude under future climate change. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 235. (<https://doi.org/10.1038/s43247-022-00558-8>)
30. Gründemann, G. J., van der Schrier, G., & Tank, A. M. G. K. (2022). Projected changes in global precipitation extremes based on CMIP6 models. *Climate Dynamics*, 59(1–2), 423–442. (<https://doi.org/10.1007/s00382-021-05998-5>)

31. Gudmundsson, L.; Bremnes, J.B.; Haugen, J.E.; Engen-Skaugen, T. Technical Note: 2012, Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations—A comparison of methods. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3383–3390. (<https://doi.org/10.5194/hess-16-3383-2012>)
32. Gu, Z., Li, Y., Qin, M., Ji, K., Yi, Q., Li, P., & Feng, D. (2024). Spatiotemporal variation characteristics of extreme precipitation in Henan Province based on RClimDex model. *Atmosphere*, 15, 1399. (<https://doi.org/10.3390/atmos15111399>)
33. Guo, Y., Chen, H., Xu, Y., & Zhou, T. (2023). Projected intensification of heavy precipitation under CMIP6 scenarios. *Environmental Research Letters*, 18(2), 024036. (<https://doi.org/10.1088/1748-9326/acb44f>)
34. Guo, Y., Li, X., & Wang, J. (2023). Global projections of extreme precipitation under CMIP6 and SSP scenarios. *Earth System Science Data*, 15, 2235–2256. (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2589004223002560>)
35. Hassan, Z., Shamsudin, S., & Harun, S. (2014). Application of SDSM and LARS-WG for simulating and downscaling of rainfall and temperature. *Theor. Appl. Climatol.*, 116, 243–257. (<https://doi.org/10.1007/s00704-013-1010-7>)
36. Hempel, S., Frieler, L., Schewe, J., & Piontek, F. (2013). A trend-preserving bias correction—the ISI-MIP approach. *Earth Syst Dyn*, 4, 219–236. (<https://doi.org/10.5194/esd-4-219-2013>)
37. Herath, S., & Behera, S. K. (2020). Changing rainfall extremes over South Asia and their impacts on water resources. *Environmental Research Letters*, 15(6), 064015
38. Huang, H., Cui, H., & Ge, Q. (2021). Assessment of potential risks induced by increasing extreme precipitation under climate change. *Natural Hazards*, 108(2), 2059–2079.
39. Huang, J., et al. (2020). Bias correction of climate model outputs for hydrological modeling: a review. *Environmental Research Letters*, 15(8), 083001. (<https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab88b0>)
40. Huang, J., Li, Y., Zhang, Z., Zhang, W., & Chen, X. (2021). Hydroclimatic risks in arid and semi-arid regions under global warming. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(9), 600–614. (<https://doi.org/10.1038/s43017-021-00209-y>)
41. Humphries, U. W., Waqas, M., Hlaing, P. T., Dechpichai, P., & Wangwongchai, A. (2024). Assessment of CMIP6 GCMs for selecting a suitable climate model for precipitation projections in Southern Thailand. *Results in Engineering*, 23, 102417. (<https://doi.org/10.1016/j.rineng.2024.102417>)
42. Im, E. S., Jung, I. W., & Bae, D. H. (2011). The temporal and spatial structures of recent and future trends in extreme indices over Korea from a regional climate projection. *International Journal of Climatology*, 31(1), 72–86. (<https://doi.org/10.1002/joc.2017>)
43. IPCC. (1995). *Climate Change 1994*. Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Bruce, J. P., Lee, H., Callender, B. T., & Haites, E. F.
44. IPCC AR6. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
45. Jain, S., Salunke, P., Mishra, S. K., & Sahany, S. (2019). Performance of CMIP5 models in the simulation of Indian summer monsoon. *Theor. Appl. Climatol.*, 137, 1429–1447. (<https://doi.org/10.1007/s00704-018-2542-3>)
46. Kamruzzaman, M., et al. (2021). Comparison of CMIP6 and CMIP5 model performance in simulating historical precipitation and temperature in Bangladesh: A preliminary study. *Theor. Appl. Climatol.*, 145, 1385–1406. (<https://doi.org/10.1007/s00704-021-03500-9>)
47. Kamruzzaman, M., et al. (2022). Assessment of CMIP6 global climate models in reconstructing rainfall climatology of Bangladesh. *Int. J. Climatol.*, 42(7), 3928–3953. (<https://doi.org/10.1002/joc.7404>)
48. Karl, T. R., & Knight, R. W. (1997). The 1995 Chicago heat wave: How likely is a recurrence. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 1107–1119. (<https://doi.org/10.1175/1520-0477%281997%29078%2C1107:TCHWHL%2D2.0.CO;2>)
49. Khaing, M., Zin, W. W., San, Z. M. L. T., Thiha, S., & Shrestha, M. (2025). Analysis of trends and variability in frequency and intensity indices of precipitation over Myanmar during 1985–2020. *Innovation in Engineering*, 2(1), 73–90. (<https://doi.org/10.58712/ie.v2i1.33>)
50. Kim, S., Shin, J.-Y., Lee, G., Park, J., & Sung, K. (2025). Future changes in precipitation extremes over South Korea based on observations and CMIP6 SSP scenarios. *Water*, 17, 1702. (<https://doi.org/10.3390/w17111702>)
51. Knutti, R. (2008). Why are climate models reproducing the observed global surface warming so well? *Geophys. Res. Lett.*, 35(18), L18704. (<https://doi.org/10.1029/2008GL034932>)

52. Kysely, J., & Beranová, R. (2009). Climate-change effects on extreme precipitation in central Europe: uncertainties of scenarios based on regional climate models. *Theoretical and Applied Climatology*, 95(3), 361-374. (<https://doi.org/10.1007/s00704-008-0014-8>)
53. Luo, N., et al. (2022). Added value of CMIP6 models over CMIP5 models in simulating the climatological precipitation extremes in China. *Int. J. Climatol.*, 42(2), 1148–1164. (<https://doi.org/10.1002/joc.7250>)
54. Maraun, D., et al. (2010). Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Rev. Geophys.*, 48(3), RG3003. (<https://doi.org/10.1029/2009RG000314>)
55. Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A. M., Chandler, R. E., Kendon, E. J., Widmann, M. Brienens, S. (2017). Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 55(3), 500–536. (<https://doi.org/10.1002/2016RG000548>)
56. Meresa, H., Tischbein, B., & Mekonnen, T. (2022). Climate change impact on extreme precipitation and peak flood magnitude and frequency: observations from CMIP6 and hydrological models. *Natural Hazards*, 111(3), 2649-2679. (<http://link.springer.com/10.1007/s11069-021-05152-3>)
57. Min, K., Win, W. Z., Tin San, Z. M. L., Soe, T., & Shresth, M. (2025). Analysis of trends and variability in frequency and intensity indices of precipitation over Myanmar during 1985–2020. *Innovation in Engineering*, 2(2), 73–90. (<https://doi.org/10.58712/ie.v2i1.33>)
58. Mirzaei, M., et al. (2025). Regional analysis of extreme rainfall using CMIP6 and SSP pathways. *Journal of Climate Research*, 28, 101–120. (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2212095525000987>)
59. Mondal, A., Kundu, S., & Mukhopadhyay, A. (2012). Rainfall trend analysis by Mann-Kendall test: A case study of north-eastern part of Cuttack District, Orassia. *International Journal of Geology, Earth and Environmental Sciences*, 2(1), 70–78. (<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.21849.36963>)
60. Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. ([https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6))
61. O'Neill, B. C., et al. (2020). Achievements and needs for the climate change scenario framework. *Nat. Clim. Chang.*, 10, 1074–1084. (<https://doi.org/10.1038/s41558-020-0901-2>)
62. Orłowsky, B., & Seneviratne, S. I. (2012). Global changes in extreme events: Regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110, 669–696. (<https://doi.org/10.1007/s10584-011-0122-9>)
63. Peng, S., Wang, C., Zhan, L., Mihara, K., Kuramochi, K., Toma, Y., & Hatano, R. (2023). Climate change multi-model projections in CMIP6 scenarios in Central Hokkaido, Japan. *Scientific Reports*. (<https://doi.org/10.1038/s41598-022-27357-7>)
64. Perez, J., Menendez, M., Mendez, F. J., & Losada, I. J. (2014). Evaluating the performance of CMIP3 and CMIP5 global climate models over the north-east Atlantic region. *Clim. Dyn.*, 43, 2663–2680. (<https://doi.org/10.1007/s00382-014-2083-6>)
65. Pierce David, Cayan. Daniel R, Feldman. Daniel R, Risser. Mark.D., (2023). Updated projections of extreme precipitation in North America from CMIP6. *Journal of Hydrometeorology*, 24(5), 1146–1167. (<https://doi.org/10.1175/JHM-D-22-0194.1>)
66. Rahimpour, A., Mirzaei, M., & Hosseini, Z. (2022). Assessment of urban flood risk under climate change scenarios using extreme precipitation indices: A case study of Tehran. *Iranian Journal of Hydrology and Climate Change*, 9(2), 45–63.
67. Riahi, K., van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Crespo Cuaresma, J., Samir, K. C., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Hasegawa, T., Havlik, P., Humpenöder, F., Da Silva, L. A., Smith, S., Stehfest, E., Bosetti, V., Eom, J., Gernaat, D., Masui, T., Rogelj, J., Strefler, J., Drouet, L., Krey, V., Luderer, G., Harmsen, M., Takahashi, K., Baumstark, L., Doelman, J., Kainuma, M., Klimont, Z., Marangoni, G., Lotze-Campen, H., Obersteiner, M., Tabeau, A., & Tavoni, M. (2017). The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, 42, 153–168. (<https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>)
68. Salmi, T., Maatta, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T., & Amnell, T. (2002). Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates—The Excel template application MAKESSENS. Helsinki. (<https://www.researchgate.net/publication/259356944>)

69. Sillmann, J., Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X., & Bronaugh, D. (2013). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(4), 1716–1733. (<https://doi.org/10.1002/jgrd.50203>)
70. Shrestha, S., Shrestha, M., & Babel, M. S. (2015). Modelling the potential impacts of climate change on hydrology of Indrawati River Basin in Nepal. *Environmental Earth Science*. (<https://doi.org/10.1007/s12665-015-5150-8>)
71. Schoof, J. T. (2013). Statistical downscaling in climatology. *Geol. Compass*, 7, 249–265. (<https://doi.org/10.1111/gec3.12032>)
72. Schoof, J. T., Van de Vyver, H., & Berckmans, J. (2025). Thermodynamic and dynamic contributions to heavy precipitation changes in Europe. *Climate Dynamics*, 64(3), 1347–1362
73. Schoofs, J., Vandelanotte, K., Van de Vyver, H., Van Der Sichel, L., Vandersteene, M., Serras, F., ... Van Schaeybroeck, B. (2025). Dynamic and thermodynamic contributions to future extreme-rainfall intensification: a case study for Belgium. *Physics and Astronomy*. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2502.02436>
74. Sensoy, S., Turkoglu, N., Akcakaya, A., Ekikici, M., Ulupinar, Y., Atay, H., & Tuvan, A., Demirbas, H. (2013). Trends in Turkey climate indices from 1960 to 2010. *6th Atmospheric Science Symposium – ATMOS 2013, Istanbul*. (<https://www.researchgate.net/publication/289520845>)
75. Smith, J., & Johnson, K. (2024). Challenges in rainfall prediction using GCMs: A review. *Climate Dynamics*, 62(3), 567–580. (<https://doi.org/10.1007/s00382-023-07261-4>)
76. Subba, S., Ma, Y., & Ma, W. (2019). Spatial and temporal analysis of precipitation extremities of Eastern Nepal in the last two decades (1997–2016). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(14), 7523–7539. (<https://doi.org/10.1029/2019JD030639>)
77. Su, B., et al. (2021). Insight from CMIP6 SSP-RCP scenarios for future drought characteristics in China. *Atmos. Res.*, 250, 105375. (<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105375>)
78. Sun, W., Li, J., Yu, R., Li, N., & Zhang, Y. (2024). Exploring changes of precipitation extremes under climate change through global variable-resolution modeling. *Science Bulletin*, 69(2), 237–247.
79. Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 106, 7183–7192. (<https://doi.org/10.1029/2000JD900719>)
80. Teutschbein, C., & Seibert, J. (2012). Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 456–457, 12–29. (<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.052>)
81. Wang, C., Yang, W., Vecchi, G. A., Zhang, B., Soden, B. J., & Chan, D. (2025). Diagnosing the factors that contribute to the intermodel spread of climate feedback in CMIP6. *Journal of Climate*, 38(3), 663–674. (<https://doi.org/10.1175/jcli-d-23-0528.1>)
82. Wood, A. W., Leung, L. R., Sridhar, V., & Lettenmaier, D. (2004). Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Clim. Change*, 62, 189–216. (<https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000013685.09478.24>)
83. Yazdandoost, F., et al. (2021). Evaluation of CMIP6 precipitation simulations across different climatic zones: Uncertainty and model intercomparison. *Atmos. Res.*, 250, 105369. (<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105369>)
84. Yuanlan Wang, Bai, X., Lei, Y., Ding, W., & Wu, S. (2025). The projection of extreme heat and precipitation events in China response to global warming under the SSP1-2.6 and SSP5-8.5 scenarios. *International Journal of Climatology*, 0, e8807. (<https://doi.org/10.1002/joc.8807>)
85. Zhang, X., Zwiers, F. W., & Hegerl, G. C. (2009). The use of indices to characterize extreme events. In *Climate Extremes and Their Implications* (pp. 77–104). Springer. (https://doi.org/10.1007/978-3-540-69391-2_5)
86. Zhao, L., Chen, H., & Liu, Y. (2023). Future changes in extreme precipitation over North America using CMIP6 SSP scenarios. *Journal of Hydrometeorology*, 24(5), 1123–1145. (<https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/24/5/JHM-D-22-0194.1.xml>)