

چشم‌انداز تغییرات زمانی-مکانی تبخیر و تعرق در حوضه آبریز کارون طی دوره‌های آبی و تحت سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای

حسین بهزادی کریمی

دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه یزد، ایران

غلامعلی مظفری*

استاد گروه جغرافیای طبیعی (آب و هواشناسی) دانشگاه یزد، ایران

کمال امیدوار

استاد گروه جغرافیای طبیعی (آب و هواشناسی) دانشگاه یزد، ایران

احمد مزیدی

دانشیار گروه جغرافیای طبیعی (آب و هواشناسی) دانشگاه یزد، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۱/۱۲

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۵/۱۸

چکیده

انتشار بیش‌ازحد گازهای گلخانه‌ای در دهه‌های اخیر و تغییرات به وقوع پیوسته در اقلیم، موجب تغییر در پارامترهای هواشناسی مؤثر در تبخیر و تعرق شده است. در این پژوهش، چشم‌انداز تغییرات تبخیر و تعرق حوضه آبریز کارون، با استفاده از روش هارگریوز-سامانی و با به‌کارگیری مدل ریز گردانی LARS-WG6 و خروجی مدل گردش عمومی جو HadGEM2-ES، تحت سناریوهای مختلف RCPs برای سه دوره ۲۰۴۰-۲۰۲۱، ۲۰۶۰-۲۰۴۱ و ۲۰۸۰-۲۰۶۱ نسبت به دوره پایه (۱۹۹۶-۲۰۱۵) بررسی شد. بر اساس نتایج حاصله، متوسط سالانه دمای حداقل در سطح حوضه، بین ۱/۲ تا ۳/۴ و دمای حداکثر بین ۱/۳ تا ۳/۷ درجه سلسیوس در دوره‌های آبی نسبت به دوره پایه، افزایش می‌یابد. مقدار تبخیر و تعرق، در مقیاس‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه در اقلیم آبی، در مقایسه با شرایط فعلی افزایش خواهد یافت؛ به طوری که بیشترین مقدار افزایش تبخیر و تعرق سالانه، در دوره آینده دور و تحت سناریو RCP8.5 برابر با ۱۲/۳ درصد نسبت به دوره پایه خواهد بود. نمودار جعبه‌ای بیست‌ساله در دوره‌های آبی و تحت سناریوهای مختلف نشان داد که بیشترین عدم قطعیت تبخیر و تعرق در دوره ۲۰۸۰-۲۰۶۱ و به ترتیب تحت سناریوهای انتشار RCP8.5 و RCP4.5 است. بر اساس نتایج حاصل از نقشه‌های پهنه‌بندی تغییرات تبخیر و تعرق سطح حوضه، بیشترین میزان تغییرات تبخیر و تعرق، طی دوره ۲۰۸۰-۲۰۶۱ و تحت سناریو RCP8.5 در مناطق غربی حوضه رخ خواهد داد. با توجه به اینکه رودخانه کارون از مناطق کوهستانی شمال حوضه سرچشمه می‌گیرد؛ لذا، افزایش دما و به تبع آن افزایش تبخیر و تعرق در دوره‌های زمانی آینده، موجب کاهش سطح پوشش برف در منطقه مورد مطالعه شده و اثرات منفی زیادی بر روی جریان رودخانه کارون و در نتیجه کاهش منابع آب حوضه خواهد داشت.

واژگان کلیدی: تغییر اقلیم، تبخیر و تعرق، هارگریوز-سامانی، مدل LARS-WG6، حوضه آبریز کارون.

مقدمه

در سامانه‌های آبی، بارش به‌عنوان ورودی و تبخیر و تعرق به‌عنوان خروجی در نظر گرفته می‌شود؛ در نتیجه آب در دسترس از رابطه این دو عامل به دست می‌آید؛ بنابراین تبخیر و تعرق بعد از بارش، اصلی‌ترین جزء چرخه آب‌شناسی به حساب می‌آید و نقش قابل‌ملاحظه‌ای در اقلیم‌های جهانی از طریق سیکل هیدرولوژیکی ایفا می‌کند (Liu and et al. 2014: 2800). روش‌های برآورد تبخیر و تعرق به دو دسته مستقیم و غیرمستقیم تقسیم می‌شوند. در روش مستقیم، بخش کوچکی از مزرعه را جدا کرده و مقدار تبخیر و تعرق در یک دوره زمانی، به‌طور مستقیم اندازه‌گیری می‌شود. معمولی‌ترین روش مستقیم، تعیین تبخیر و تعرق با استفاده از اصل بیلان جرمی در یک حجم کنترل‌شده از خاک (لایسیمتر^۱) است. در روش غیرمستقیم از عوامل اقلیمی و گیاهی استفاده‌شده و با استفاده از ارتباط آن‌ها با تبخیر و تعرق و یا از معادلاتی که قبلاً از روش‌های مستقیم واسنجی شده‌اند، تبخیر و تعرق پوشش گیاهی موردنظر تخمین زده می‌شود (علیزاده و همکاران، ۱۳۸۹: ۸۱۶). عوامل اصلی که بر تبخیر و تعرق مؤثرند، به پارامترهای اقلیمی مانند دما، بارش، رطوبت، سرعت باد و تابش خورشیدی بستگی دارد؛ لذا هر تغییری در پارامترهای اقلیمی بر میزان تبخیر و تعرق و آب موردنیاز گیاه تأثیر خواهد گذاشت (Houerou. 1993: 96). مدل‌های مختلفی برای برآورد تبخیر و تعرق ارائه‌شده است که تفاوت عمده آن‌ها در تعداد پارامترهای هواشناسی موردنیاز می‌باشد و لازم است در هر منطقه با توجه به داده‌های هواشناسی، بهترین روش غیرمستقیم جهت برآورد تبخیر و تعرق انتخاب گردد (پوریزدان خواه و همکاران، ۱۳۹۱: ۹). از بررسی روش‌های مقایسه شده که نیاز به داده‌های کمتری داشته و در شرایط کمبود داده، قابلیت کاربرد دارند؛ می‌توان به عملکرد مطلوب روش هارگریوز-سامانی^۲ به‌ویژه در اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک اشاره نمود. همچنین معادلات بلانی کریدل^۳ اصلاح‌شده فائو و روش‌های تورنت-وایت^۴، مک کینک^۵ و تورک^۶ نیز برای تخمین تبخیر و تعرق در شرایط کمبود داده، نتایج مطلوبی ارائه داده‌اند. در زمینه محاسبه تبخیر و تعرق، مطالعات مختلفی در سطح جهان و ایران انجام‌گرفته است که به چند نمونه از آن اشاره می‌گردد: تراچکوویچ^۷ (۲۰۰۷) به علت اینکه روش فائو-پنمن-مونتیت^۸ نیازمند برخی پارامترهای هواشناسی است که در تمامی مناطق و ایستگاه‌ها در دسترس نیست، استفاده از معادله تجربی هارگریوز-سامانی به‌جای روش مذکور را در مناطق مرطوب امکان‌سنجی نمود و به این نتیجه رسید که استفاده از روش هارگریوز با ضرایب تعدیل‌شده، مقادیر تبخیر و تعرق پتانسیل را فقط یک درصد بیشتر از روش فائو-پنمن-مونتیت برآورد می‌کند و این روش به خاطر اینکه فقط از داده دما استفاده می‌کند، توصیه می‌گردد. دژامان^۹ و همکاران (۲۰۱۵) به بررسی ۱۶ مدل تجربی برآورد تبخیر و تعرق مرجع در

1- Lysimeter

2- Hargreaves-Samani

3- Blaney-Criddle

4- Thornthwaite

5- Makkink

6- Turc

7- Trajkovic

8- FAO-Penman-Monteith

9- Djaman

حوضه رودخانه والی سنگال پرداختند. نتایج آن‌ها نشان داد که مدل‌های هارگریوز، هارگریوز اصلاح‌شده و تراجکویچ، مقدار تبخیر و تعرق را بیشتر از مدل استاندارد برآورد کرده و مدل‌های مککینک، جنسن هیز^۹، اودین^{۱۰} و تورک، مقدار تبخیر و تعرق مرجع را کمتر از مقادیر به‌دست‌آمده از رابطه استاندارد فائو-پنمن-مانتیت برآورد کردند. لئو^{۱۱} و همکاران (۲۰۱۷) به ارزیابی ۱۶ مدل برآورد تبخیر و تعرق با لایسیمتر وزنی در پکن پرداختند که نتایج آن‌ها حاکی از بیش برآوردی همه ۱۶ مدل نسبت به نتایج لایسیمتر بود. قربانی و همکاران (۱۳۹۷) در پژوهشی به ارزیابی دقت ۲۰ مدل تجربی برآورد تبخیر و تعرق مرجع در مناطق ساحلی دریای خزر پرداختند. نتایج نشان داد که در اقلیم‌های مورد مطالعه، مدل‌های روزانی^{۱۲} و همکاران، برتی^{۱۳} و همکاران، هارگریوز-سامانی، ایرماک^{۱۴} و مدل والینتزانس^{۱۵} عملکرد مطلوب‌تری در برآورد تبخیر و تعرق مرجع دارند. ساداتی نژاد و همکاران (۱۳۹۹) به مقایسه روش‌های تجربی تبخیر و تعرق بر اساس داده‌های لایسیمتری در دشت کاشان پرداختند. نتایج ایشان نشان داد که در برآورد تبخیر و تعرق، بعد از روش تورنت وایت، به ترتیب روش‌های جنسن-هیز، بلانی کریدل، هارگریوز-سامانی، تشک تبخیر و فائو-پنمن-مانتیت در رتبه‌های بعدی قرار دارند.

پس از وقوع انقلاب صنعتی، میزان تولید گازهای گلخانه‌ای^{۱۶} در اثر فعالیت‌های انسانی به‌طور فزاینده‌ای افزایش یافته است که با تأثیرگذاری بر روی درجه حرارت اتمسفر کره زمین، سبب به هم خوردن ترازمندی انرژی در سطح جهانی و گرمایش جهانی و وقوع تغییر اقلیم شده است. تغییر اقلیم^{۱۷} یک پدیده پیچیده در مقیاس جهانی است و به مفهوم تغییر در پارامترهای اقلیمی یک منطقه نسبت به رفتار قابل‌انتظار از اطلاعات مشاهده‌شده آن منطقه در یک افق زمانی بلندمدت است (کارآموز و عراقی نژاد، ۱۳۹۳: ۸۳). جهت کسب آگاهی در مورد اثرات تغییر اقلیم به‌طور معمول از مدل‌های اقلیمی استفاده می‌شود. از بین مدل‌های اقلیمی مختلف ارائه‌شده، مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs)^{۱۸} از کاربرد گسترده‌تری برخوردار هستند. این مدل‌ها، سه‌بعدی بوده و قادر به پیش‌بینی تحولات زمانی و مکانی جو می‌باشند (Hourdin and et al. 2006: 788). با توجه به اینکه توان تفکیک مکانی خروجی‌های این مدل‌ها، بسیار بزرگ است؛ برای قابل‌استفاده کردن این خروجی‌ها، نیاز به استفاده از روش‌های ریزمقیاس نمایی^{۱۹} است. پیش‌بینی‌های اقلیم آینده توسط مدل‌های اقلیمی مبتنی بر این است که در آینده چه مقدار گازهای گلخانه‌ای توسط عوامل انسانی وارد اتمسفر زمین خواهد شد و در پی آن، چه تغییراتی در سیستم اقلیمی کره زمین به وجود خواهد آمد. برای بررسی این تغییرات، سناریوهای مختلفی در ارتباط با میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای ارائه‌شده است. هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم (IPCC)^{۲۰} در گزارش پنجم خود در

10- Jensen- Haise

11- Oudin

12- Liu

13- Ravazzani

14- Berti

15- Irmak

16- Valiantzas

17- Greenhouse gas

18- Climate change

19- Global Circulation Model

20- Downscaling

21- Intergovernmental Panel on Climate Change

سال ۲۰۱۰، سناریوهای جدیدی تحت عنوان RCP^{۲۱} را بر اساس میزان واداشت تابشی ارائه کرد. این سناریوهای پیشنهادی معرف مسیره‌های جدیدی از سیر انتشار گازهای گلخانه‌ای و میزان آلودگی‌ها و دارای چهار حالت مختلف شامل RCP2.6، RCP4.5، RCP6 و RCP8.5 هستند (Kharin and et al. 2013: 346). ارزیابی‌های صورت گرفته توسط محققان مختلف حاکی از آن است که وقوع تغییر اقلیم، میزان تبخیر و تعرق و نیاز آبی گیاهان را دستخوش تغییراتی جدی خواهد کرد و به دنبال آن، مدیریت منابع آب در درازمدت تحت تأثیر قرار می‌گیرد (Goyal. 2004: 3). در زمینه اثرات تغییر اقلیم بر مقادیر پارامترهای اقلیمی و به‌ویژه تبخیر و تعرق، مطالعات زیادی در داخل و خارج از کشور انجام شده است. تائو^{۲۲} و همکاران (۲۰۱۵) با بررسی اثر تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق گیاه مرجع در حوضه رودخانه خیابانگ چین، تحت سناریوهای RCP و با به‌کارگیری مدل SDSM^{۲۳} جهت ریزمقیاس‌نمایی نتیجه گرفتند که در دوره‌های آتی، میزان تبخیر و تعرق گیاه مرجع تحت تمامی سناریوها افزایش خواهد یافت و نرخ این افزایش، بسته به منطقه و نوع سناریو متفاوت خواهد بود و بیشترین نرخ افزایشی تحت سناریوی RCP8.5 مشاهده شد. دیمری^{۲۴} و همکاران (۲۰۱۸) به ارزیابی تغییرات احتمالی دمای کمینه و دمای بیشینه، تحت سناریوهای مختلف در هیمالیا پرداختند. بر اساس نتایج حاصله، دمای کمینه و دمای بیشینه در این منطقه بین ۰/۵۴ تا ۰/۲۳ درجه سلسیوس در هر دهه افزایش می‌یابد. همچنین دمای حداقل تا پایان قرن بیست و یکم به ترتیب به مقدار ۳ و ۵/۶ درجه سلسیوس برای سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 افزایش خواهد یافت. حیدری تاشه کبود و خوشخو (۱۳۹۷) به پیش‌بینی تغییرات آبی تبخیر و تعرق مرجع در غرب ایران بر اساس سناریوهای انتشار RCP پرداختند. جهت برآورد تبخیر و تعرق مرجع از روش فائو-پنمن-مانتیت و برای شبیه‌سازی شرایط اقلیمی از مدل گردش عمومی جو CanESM2^{۲۵} و برای ریزمقیاس‌نمایی داده‌های این مدل از روش SDSM استفاده شد. نتایج نشان داد که در تمامی دوره‌های آتی و تحت تمامی سناریوها و برای کل ایستگاه‌ها، میانگین تبخیر و تعرق مرجع در مقیاس‌های سالانه و برای فصول پاییز و زمستان در مقایسه با دوره پایه افزایش معنی‌داری در سطح ۰/۰۱ خواهد داشت. باب‌الحکمی و همکاران (۱۳۹۹) در پژوهشی به بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق مرجع در استان مازندران پرداختند. داده‌های هواشناسی دوره آینده (۲۰۰۶-۲۰۸۰) با استفاده از مدل CanESM2 و تحت سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 برآورد شد و با استفاده از پارامترهای آب و هوایی، تبخیر و تعرق مرجع برای دوره‌های آینده محاسبه گردید. بررسی تبخیر و تعرق مرجع در ایستگاه‌های منتخب نشان داد که درصد تغییرات تبخیر و تعرق در ماه‌های مختلف بین ۱/۱۶- تا ۷/۲۵ درصد متغیر است که بیشترین و کمترین درصد تغییرات تبخیر و تعرق مرجع، به ترتیب در ماه‌های اکتبر و مارس است.

22- Representative Concentration Pathways

23- Tao

24- Statistical Down-Scaling Model

25- Dimri

26- Canadian Earth System Mode

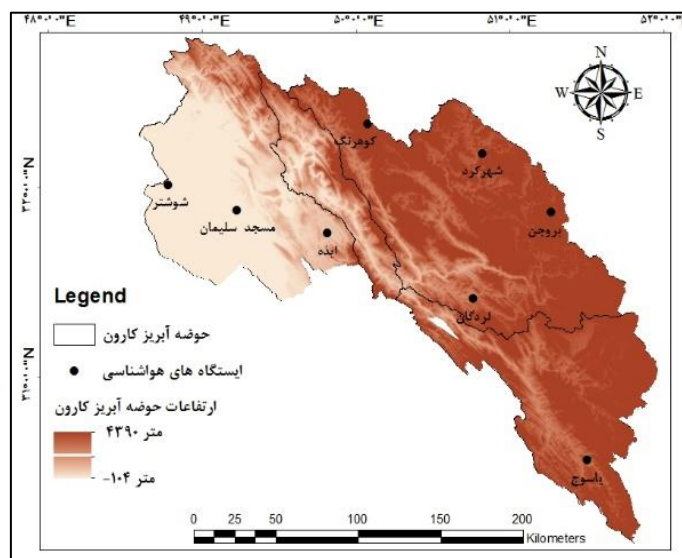
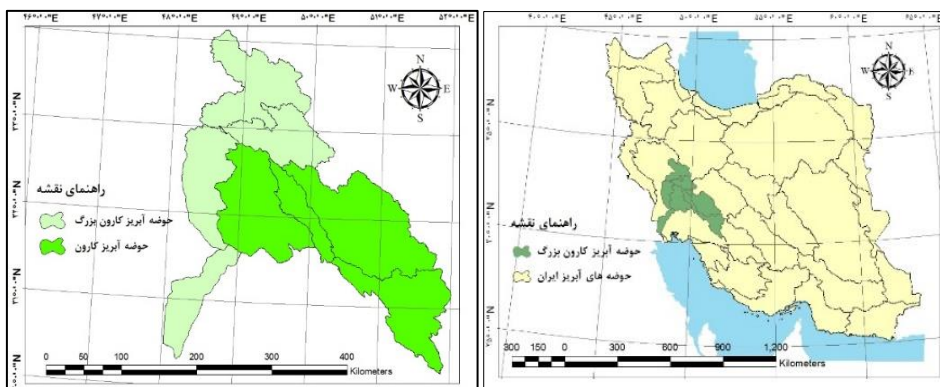
بررسی اثرات احتمالی تغییر اقلیم در حوضه‌های آبریز کشور که نقش قابل توجهی در تأمین منابع آب قابل دسترس و نیز توسعه بخش کشاورزی دارد؛ امری ضروری به نظر می‌رسد. از آنجا که میزان تبخیر و تعرق به‌طور مستقیم با متغیرهای اقلیمی در ارتباط است و انتظار می‌رود با تغییر در پارامترهای اقلیمی به‌ویژه دمای هوا، میزان آن نیز تغییر پیدا کند؛ لذا در این پژوهش، به برآورد مقدار تبخیر و تعرق در ارتباط با تغییرات اقلیمی در سطح حوضه آبریز کارون، با استفاده از روش هارگریوز-سامانی و با به‌کارگیری مدل ریزمقیاس گردانی LARS-WG6^{۲۶} و خروجی مدل گردش عمومی HadGEM2-ES^{۲۷} که یکی از مدل‌های جفت شده CMIP5^{۲۸} است و تحت سناریوهای واداشت تابشی RCP2.6 (خوش‌بینانه)، RCP4.5 (حد وسط) و RCP8.5 (بدبینانه) برای سه دوره زمانی آینده نزدیک (۲۰۲۱-۲۰۴۰)، آینده میانه (۲۰۴۱-۲۰۶۰) و دور (۲۰۶۱-۲۰۸۰) در سطح حوضه آبریز کارون پرداخته شد.

داده‌ها و روش‌ها

موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش تحت عنوان حوضه آبریز کارون (شامل زیر حوضه‌های آبریز کارون بالا، کارون وسط، کارون پایین و خرسان) محدود به مختصات جغرافیایی ۴۸ درجه و ۳۷ دقیقه و ۵۵ ثانیه تا ۵۲ درجه و ۰۴ دقیقه و ۵۰ ثانیه طول شرقی و ۳۰ درجه و ۱۵ دقیقه و ۲۲ ثانیه تا ۳۲ درجه و ۴۹ دقیقه و ۳۵ ثانیه عرض شمالی است. مساحت حوضه آبریز کارون ۳۸۱۰۴ کیلومترمربع بوده که در حدود ۵۷ درصد از سطح حوضه آبریز کارون بزرگ را شامل می‌شود (شکل ۱). با توجه به مساحت حوضه، ۸ ایستگاه به دلیل پراکنش مناسب آن‌ها نسبت به هم و وجود داده‌های تاریخی هواشناسی معتبر و کافی، انتخاب شدند. متغیرهای اقلیمی مورد بررسی شامل آمار روزانه پارامترهای حداقل و حداکثر دما در طول دوره آماری پایه (۱۹۹۶-۲۰۱۵) است. در بین ایستگاه‌های مورد بررسی، ایستگاه کوه‌رنگ با ارتفاع ۲۲۸۵ متر و ایستگاه شوشتر با ارتفاع ۶۷ متر از سطح دریا دارای بیشترین و کمترین ارتفاع در سطح حوضه می‌باشند. جدول (۱)، مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های هم‌دید مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

27- Long Ashton Research Station-Weather Generator
 28- Hadley centre global environment model- version 2
 29- Coupled Model Intercomparison Project Phase 5



مأخذ: نگارندگان

شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌های هم‌دید واقع در حوضه آبریز کارون

جدول ۱: مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های هم‌دید مورد مطالعه

ارتفاع از سطح دریا (متر)	عرض جغرافیایی		طول جغرافیایی		نام ایستگاه	نام اختصاری حوضه
	درجه	دقیقه	درجه	دقیقه		
۲۰۴۸	۳۲	۱۷	۵۰	۵۱	شهرکرد	کارون بالا
۲۲۶۰	۳۱	۵۹	۵۱	۱۸	بروجن	کارون بالا
۲۲۸۵	۳۲	۲۵	۵۰	۰۶	کوه‌رنگ	کارون بالا
۱۵۸۰	۳۱	۳۱	۵۰	۴۹	لردگان	کارون بالا
۱۸۳۱	۳۰	۴۱	۵۱	۳۴	ياسوج	ياسوج (خرسان)
۶۷	۳۲	۰۳	۴۸	۵۰	شوشتر	کارون پایین
۳۲۰	۳۱	۵۶	۴۹	۱۷	مسجد سلیمان	کارون پایین
۸۲۷	۳۱	۵۰	۴۹	۵۲	ایذه	کارون پایین

مأخذ: نگارندگان

با توجه به آمار هواشناسی ایستگاه‌های مورد مطالعه، متوسط بلندمدت دمای حداقل و حداکثر سالانه مشاهده شده در سطح حوضه آبریز کارون، در دوره پایه (۱۹۹۶-۲۰۱۵)، برابر با ۹/۵ و ۲۴/۱ و میانگین دمای سالانه آن ۱۶/۸ درجه

سلسیوس است که کمترین و بیشترین مقدار متوسط دمای سالانه به ترتیب مربوط به ایستگاه هواشناسی کوه‌رنگ با مقدار ۹/۳ و ایستگاه شوشتر با ۲۶/۲ درجه سلسیوس در طول دوره مورد بررسی است. کمترین و بیشترین مقدار میانگین دمای ماهانه حوضه آبریز کارون به ترتیب در ماه ژانویه و اوت (آگوست) به میزان ۳/۵ و ۲۸/۶ درجه سلسیوس مشاهده می‌شود.

روش پژوهش

با توجه به پدیده گرمایش جهانی و تغییرات اقلیمی، معادله‌هایی که بر پایه پارامترهای دمایی باشند، قادر به پیش‌بینی میزان تبخیر و تعرق در دوره‌های آبی خواهند بود؛ لذا در این پژوهش، برای بررسی اثر تغییرات اقلیمی بر تبخیر و تعرق، از روش هارگریوز-سامانی (H-S) استفاده گردید. روش پژوهش به این صورت است که ابتدا، داده‌های اقلیمی مؤثر بر تبخیر و تعرق شامل دمای حداقل و حداکثر روزانه ایستگاه‌های همدید واقع در حوضه آبریز کارون در دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۹۶ از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. سعی بر آن بود که این ایستگاه‌ها در سطح حوضه پراکنده بوده و از توزیع مکانی مناسبی برخوردار باشند. پس از کنترل کیفی داده‌ها (تصادفی بودن، نرمال بودن و همگنی داده‌ها)، میزان تبخیر و تعرق حوضه آبریز کارون با استفاده از روش هارگریوز-سامانی محاسبه گردید. به منظور آشکارسازی روند سری سالانه دمای حداقل، دمای حداکثر و تبخیر و تعرق ایستگاه‌های مورد مطالعه در دوره پایه، از آزمون تعیین روند من-کندال^{۳۰} و آماره شیب سن^{۳۰} استفاده شد. در گام بعد، داده‌های اقلیمی مذکور توسط مدل ریزمقیاس گردانی LARS-WG6 برای دوره پایه، شبیه‌سازی و پس از صحت سنجی مدل با کمک شاخص‌های خطا سنجی (MAE، MSE، RMSE و R²)، داده‌های حداقل و حداکثر دما، برای سه دوره آبی (۲۰۲۱-۲۰۴۰، ۲۰۴۱-۲۰۶۰ و ۲۰۸۰-۲۰۶۱)، با استفاده از خروجی مدل جفت شده جوی-اقیانوسی HadGEM2-ES و تحت سناریوهای انتشار RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 تولید شد. در مرحله بعد، با استفاده از پارامترهای اقلیمی پیش‌بینی شده، میزان تبخیر و تعرق ماهانه، فصلی و سالانه در دوره‌های مذکور با کمک معادله هارگریوز-سامانی محاسبه شد. جهت نمایش عدم قطعیت پارامتر تبخیر و تعرق، از نمودار جعبه‌ای ۲۰ ساله در دوره‌های آینده و تحت سناریوهای مختلف نسبت به دوره پایه استفاده گردید. در پایان، به منظور نمایش بهتر وضعیت تبخیر و تعرق در منطقه مورد مطالعه، نقشه‌های پهنه‌بندی متوسط تغییرات سالانه تبخیر و تعرق طی دوره‌های آبی در محیط ArcGIS نسخه ۱۰/۷ تهیه شد.

روش هارگریوز-سامانی

معادله هارگریوز-سامانی یکی از روش‌های شناخته شده و معتبر جهت محاسبه مقادیر تبخیر و تعرق است. در این روش، لازم است برای دوره مورد نیاز، دمای متوسط هوا (T) و تفاوت متوسط حداکثر و حداقل دما (TR) را در دوره مورد نظر

30- Mann-Kendall

31- Sens estimator of slope

داشته باشیم. سپس با داشتن تابش خورشیدی (R_a)، مقدار تبخیر و تعرق به صورت معادله زیر قابل محاسبه است (Hargreaves- Samani, 1985: 3).

$$ETO = 0.0023R_a(T + 17.8)(TR^{0.5}) \quad \text{رابطه (۱)}$$

که در آن:

TR تفاوت حداکثر و حداقل دما برحسب درجه سلسیوس است.

ETO همان واحدی را خواهد داشت که برای R_a انتخاب خواهیم کرد؛ که می‌توان آن را برحسب میلی‌متر در روز از جدول ویژه به دست آورد (علیزاده، ۲۵۵:۱۳۸۵). مقادیر R_a برای منطقه مورد مطالعه در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۲: مقادیر تابش خورشیدی (R_a) برحسب میلی‌متر در روز برای منطقه مورد مطالعه

Ra	Month	Ra	Month
۱۷/۸	ژوئیه	۷/۶	ژانویه
۱۶/۱	اوت	۹/۶	فوریه
۱۳/۵	سپتامبر	۱۲/۷	مارس
۱۰/۷	اکتبر	۱۵/۳	آوریل
۸/۲	نوامبر	۱۷/۴	مه
۷	دسامبر	۱۸/۲	ژوئن

مأخذ: نگارندگان

تحلیل روند با استفاده از آزمون نا پارامتری من-کندال و تخمین گر شیب سن

آزمون نا پارامتری من-کندال (MK)، برای بررسی تصادفی بودن داده‌ها (عدم وجود روند) در مقابل وجود روند در سری‌های زمانی هیدرولوژیکی و هواشناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Zhang et al. 2000: 398). در این آزمون، H_0 نشان‌دهنده عدم وجود روند و H_1 وجود روند را در سری زمانی داده‌ها نشان می‌دهد (Gocic and Trajkovic. 2013: 174). آماره استاندارد Z در آزمون من-کندال از توزیع نرمال استاندارد با میانگین صفر و واریانس یک پیروی می‌کند و برای اندازه‌گیری روند استفاده می‌شود. در آزمون MK، مقدار مثبت Z ، نشان‌دهنده روند صعودی است؛ در حالی که مقدار منفی آن نشان‌دهنده روند نزولی در سری زمانی است. باید توجه داشت که در این آزمون عدم پذیرش H_0 به این معنا نیست که روند در سری زمانی وجود ندارد؛ در حقیقت نشان می‌دهد که شواهد موجود برای نتیجه‌گیری عدم وجود روند در سری زمانی کافی نیست. همچنین جهت برآورد شیب واقعی روند در سری زمانی، از روش نا پارامتریک سن (Sen) استفاده شد (Sen. 1968: 1381). تخمین گر شیب سن با استفاده از تحلیل تفاوت بین مشاهده‌ای یک سری زمانی، یک شیب میانه را برای سری زمانی داده‌ها محاسبه می‌کند. در روش سن، برای هر دو جفت داده متوالی، یک شیب محاسبه می‌شود. شیب‌های محاسبه‌شده، تشکیل یک سری زمانی می‌دهند که میانه آن‌ها، شیب خط روند را نشان می‌دهد. در این پژوهش، برای انجام آزمون‌های روند یابی از نرم‌افزار MAKESENS2.0 تحت نرم‌افزار Excel که توسط سالمی^{۳۱} و همکاران (۲۰۰۲) به منظور

کشف و برآورد روند در سری‌های زمانی بارندگی و آلودگی اتمسفر در مؤسسه هواشناسی فنلاند توسعه یافته است؛ استفاده شد.

مدل‌های گردش عمومی جو (GCM)

در خصوص مدل‌سازی اقلیمی دوره‌های آینده، روش‌های مختلفی وجود دارد که جامع‌ترین این روش‌ها، مدل‌های گردش عمومی (GCM) هستند. مدل‌های GCM، می‌توانند برای شبیه‌سازی جو-اقیانوس با مقیاس‌های گوناگون به کار گرفته شوند. یکی از چالش‌های مهم در مطالعات مربوط به مدل‌های گردش عمومی جو، بزرگ‌مقیاس بودن مکانی متغیرهای شبیه‌سازی شده است؛ بنابراین خروجی‌های حاصل از این مدل‌ها در مقیاس ایستگاهی و حتی حوضه آبخیز قابل استفاده نیستند؛ لذا باید خروجی‌های این مدل‌ها، ریزمقیاس شوند. ریزمقیاس‌نمایی داده‌های حاصل از مدل‌های گردش عمومی جو معمولاً به دو روش آماری و دینامیکی صورت می‌گیرد. در این پژوهش، برای ریزمقیاس‌گردانی مدل‌های گردش عمومی، از مولد آب و هوایی LARS-WG ابداع شده توسط راسکو^{۳۲} و همکاران (۱۹۹۱) و سمنوف و بارو^{۳۳} (۱۹۹۷) استفاده شده است.

مدل ریزمقیاس‌گردانی LARS-WG6

مدل LARS-WG یکی از مشهورترین مدل‌های مولد داده‌های تصادفی آب و هوایی است که برای تولید مقادیر بارش، تابش، دماهای بیشینه و کمینه روزانه در یک ایستگاه، تحت شرایط اقلیم حاضر و آینده به کار می‌رود. مبنای مدل LARS-WG برای مدل‌سازی، طول دوره‌های خشک و تر، بارش روزانه و سری‌های تابش توزیع نیمه تجربی هست. در این مدل، سری‌های فوریه، دما را تخمین می‌زنند. دماهای کمینه و بیشینه روزانه به صورت فرآیندهای تصادفی با میانگین و انحراف معیارهای روزانه که وابسته به وضعیت تر یا خشک بودن روز موردنظر هستند؛ مدل‌سازی می‌شوند. سری فوریه، مرتبه سوم برای شبیه‌سازی میانگین دمای فصلی به کار می‌رود. مقادیر باقی‌مانده‌ها که از تفریق مقادیر میانگین از مقدار مشاهداتی به دست می‌آیند، در تحلیل خودهمبستگی زمانی داده‌های کمینه و بیشینه مورد استفاده قرار می‌گیرند. نسخه ۶ این مدل (LARS-WG6) در سال ۲۰۱۸، جهت ریزمقیاس‌گردانی داده‌های گزارش پنجم (CIMP5) به روز و منتشر گردید که در این پژوهش جهت ریزگردانی از داده‌های خروجی مدل جهانی HadGEM2 تحت سه سناریوی واداشت تابشی (RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5) استفاده شد. مدل HadGEM2 از نوع مدل‌های گردش عمومی جفت شده جوی-اقیانوسی است و در مرکز هادلی سازمان هواشناسی انگلیس طراحی و توسعه یافته است که دارای قدرت تفکیک مکانی ۱/۲۵ درجه عرض جغرافیایی در ۱/۸۷۵ درجه طول جغرافیایی است و داده‌های آن، برای دوره پایه ۲۰۰۵-۱۸۵۰ و ۲۰۰۶-۲۱۰۰ برای دوره آینده، موجود است.

33- Racsco

34- Semenov and Barrow

روش کار به این صورت است که مدل، داده‌های دیده‌بانی شده دوره پایه را دریافت کرده، با بررسی آن‌ها، مشخصه‌های آماری داده‌ها استخراج می‌شوند؛ سپس به منظور صحت سنجی و اطمینان از توانمندی مدل، برای دوره آماری پایه، مدل را اجرا کرده تا یک سری داده‌های مصنوعی در دوره پایه مجدداً ایجاد شود؛ سپس این خروجی‌ها، به منظور ارزیابی عملکرد مدل در بازسازی داده‌ها، با مشخصات آماری مشاهداتی مقایسه می‌شوند. تطابق مشخصات آماری داده‌های مشاهداتی و داده‌های بازتولیدی، نشان می‌دهد که می‌توان از مدل LARS-WG به منظور ریزمقیاس کاهی (در مقیاس ایستگاهی) خروجی مدل‌های اقلیمی GCM و برآورد تغییرات پارامترهای دما و بارش برای دوره آتی استفاده کرد. (آقا شاهی و همکاران، ۱۳۹۱).

معیارهای ارزیابی کارایی مدل

در این پژوهش، جهت بررسی عملکرد مدل LARS-WG6 از شاخص‌های ضریب تبیین^{۳۴} (R^2)، میانگین مربعات خطا^{۳۵} (MSE)، مجذور میانگین مربعات خطا^{۳۶} (RMSE) و میانگین مطلق خطا^{۳۷} (MAE) استفاده شد؛ که روابط مربوط به آن‌ها در ادامه آورده شده است.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^o - Q_i^m)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^o - Q_i^o)^2} \quad \text{رابطه (۲)}$$

$$MSE = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^o - Q_i^m)^2}{n} \quad \text{رابطه (۳)}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^o - Q_i^m)^2}{n}} \quad \text{رابطه (۴)}$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |Q_i^o - Q_i^m|}{n} \quad \text{رابطه (۵)}$$

در این روابط، Q_i^o داده‌های مشاهداتی، Q_i^m داده‌های شبیه‌سازی شده و n تعداد داده‌هاست.

نتایج و بحث

تحلیل روند سالانه متغیرهای دمای حداقل، دمای حداکثر و تبخیر و تعرق در ایستگاه‌های مورد مطالعه
به منظور آشکارسازی روند سالانه در سری‌های مشاهداتی دمای حداقل، دمای حداکثر و تبخیر و تعرق، آزمون تعیین روند من-کندال با استفاده از نرم‌افزار MAKESENS2.0 به اجرا درآمد. این آزمون برای سری زمانی ۲۰ ساله دوره پایه (۲۰۱۵-۱۹۹۶)، برای ایستگاه‌های همدید یاسوج، ایذه، بروجن، شهرکرد، شوشتر، کوهرنگ، لردگان و مسجدسلیمان صورت گرفت؛ که نتایج حاصل از آن در جدول (۳) آمده است. بر اساس نتایج حاصله، روند دمای حداقل سالانه در تمامی

35- Coefficient of Determination

36- Mean Squared Error

37- Root Mean Square Error

38- Mean Absolute Error

ایستگاه‌های واقع در حوضه آبریز کارون به جز ایستگاه بروجن (۰/۰۳-)، افزایشی است و این روند افزایشی در ایستگاه ایذه در سطح ۹۵٪ و در ایستگاه‌های شوشتر و مسجدسلیمان در سطح ۹۹٪ سطح معنی‌دار شده است. دمای حداکثر در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه، دارای روند افزایشی است و این روند افزایشی در ایستگاه‌های بروجن و شوشتر در سطح ۹۵٪ و در ایستگاه‌های ایذه و مسجدسلیمان در سطح ۹۹٪ معنی‌دار است. همچنین، روند تبخیر و تعرق در تمامی ایستگاه‌های واقع در حوضه آبریز کارون، دارای روند افزایشی است و این روند افزایشی در ایستگاه‌های شهرکرد، مسجدسلیمان، لردگان و کوهرنگ در سطح ۹۵٪ و برای ایستگاه‌های ایذه و بروجن در سطح ۹۹٪ معنی‌دار شده است. مطابق ضریب آماره شیب سن، کمترین مقدار افزایش تبخیر و تعرق در ایستگاه یاسوج با ضریب ۲/۵۶۶ و بیشترین مقدار افزایش آن مربوط به ایستگاه ایذه و به مقدار ۷/۳۰۸ است.

جدول ۳: نتایج حاصل از تحلیل روند سالانه دمای حداقل، حداکثر و تبخیر و تعرق در دوره پایه (۱۹۹۶-۲۰۱۵)

ایستگاه				آماره	پارامتر
شهرکرد	بروجن	ایذه	یاسوج		
۰/۵۵	-۰/۰۳	۲/۴۳*	۰/۲۳	من کندهال	دمای حداقل (°C)
۰/۰۲۷	-۰/۰۰۳	۰/۰۵۰	۰/۰۰۸	شیب سن	
افزایشی	کاهشی	افزایشی	افزایشی	روند	
۱/۲۰	۲/۱۷*	۲/۹۵**	۰/۷۵	من کندهال	دمای حداکثر (°C)
۰/۰۳۹	-۰/۰۶۵	۰/۰۷۹	-۰/۰۲۷	شیب سن	
افزایشی	افزایشی	افزایشی	افزایشی	روند	
۲/۰۴*	۲/۸۹**	۲/۶۹**	۱/۲۰	من کندهال	تبخیر و تعرق (mm)
۴/۰۰۱	۶/۴۴۵	۷/۳۰۸	۲/۵۶۶	شیب سن	
افزایشی	افزایشی	افزایشی	افزایشی	روند	
ایستگاه				آماره	پارامتر
مسجدسلیمان	لردگان	کوهرنگ	شوشتر		
۳/۵۴**	۰/۶۸	۰/۵۵	۳/۲۱**	من کندهال	دمای حداقل (°C)
۰/۰۷۲	-۰/۰۲۶	۰/۰۲۷	۰/۰۸۸	شیب سن	
افزایشی	افزایشی	افزایشی	افزایشی	روند	
۲/۸۲**	۱/۴۶	۱/۵۹	۲/۴۳*	من کندهال	دمای حداکثر (°C)
۰/۰۸۲	-۰/۰۴۸	۰/۰۳۹	-۰/۰۸۰	شیب سن	
افزایشی	افزایشی	افزایشی	افزایشی	روند	
۲/۱۱*	۲/۵۰*	۲/۵۶*	۱/۴۰	من کندهال	تبخیر و تعرق (mm)
۶/۸۸۷	۴/۸۸۸	۴/۰۷۶	۳/۰۷۹	شیب سن	
افزایشی	افزایشی	افزایشی	افزایشی	روند	

* در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار است. ** در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است.

مأخذ: نگارندگان

نتایج ارزیابی عملکرد مدل LARS-WG6 در شبیه‌سازی تغییرات پارامترهای اقلیمی

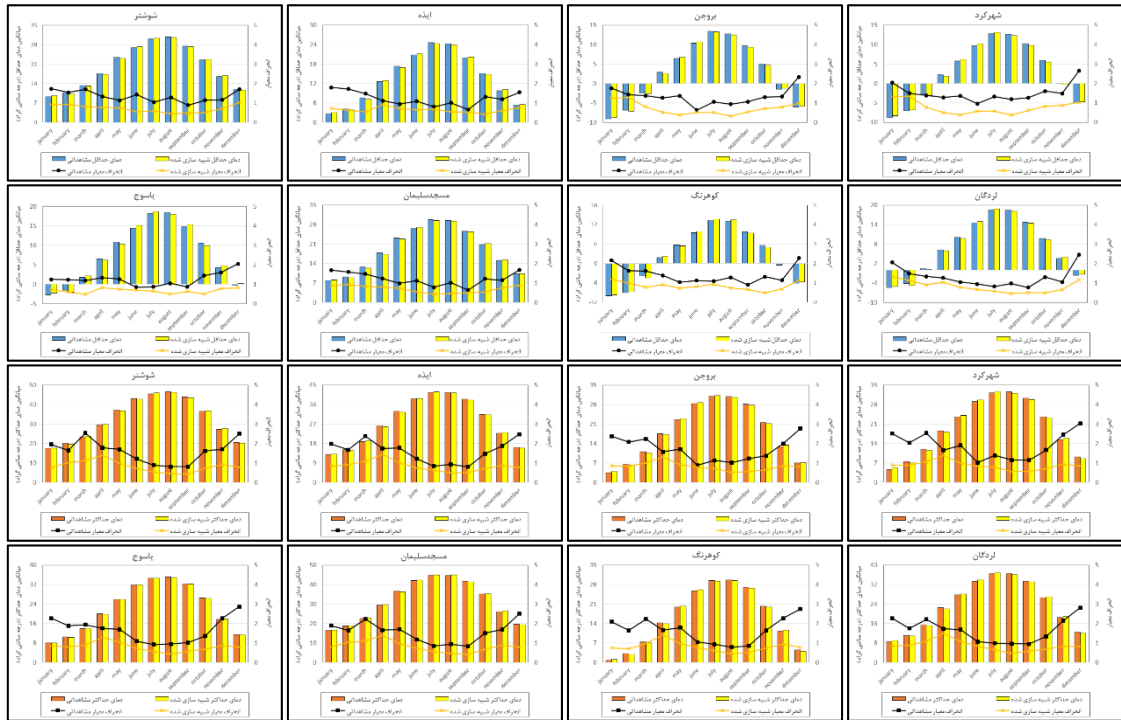
به‌منظور کالیبره کردن و اطمینان از صحت مدل LARS-WG6، ابتدا مدل برای دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۹۶ اجرا شد؛ سپس خروجی‌های مدل که شامل میانگین ماهانه دمای حداقل و دمای حداکثر و انحراف معیار آن‌ها است با داده‌های مشاهداتی و همچنین با استفاده از آزمون t مقایسه گردید؛ که نتایج حاصل از آن‌ها در جدول ۴ و شکل ۲ آورده شده است. در آزمون آماری t، هنگامی که مقدار P-Value بزرگ‌تر از ۰/۰۵ به دست آید، عملکرد مدل در سطح معنی‌داری ۵ درصد قابل قبول است (Semenov and Stratonovitch, 2010: 3). نتایج آزمون t بیانگر آن است که اختلاف معنی‌داری بین مقادیر مدل‌سازی شده و مقادیر مشاهداتی آن‌ها برای پارامترهای موردبررسی با خطای بحرانی ۰/۰۵ وجود ندارد؛ بنابراین عملکرد مدل LARS-WG6 برای شبیه‌سازی داده‌های موردبررسی در ایستگاه‌های مورد مطالعه، مناسب و قابل قبول است.

جدول ۴: نتایج آزمون t (P-Value) برای میانگین ماهانه مقادیر دمای حداقل و حداکثر شبیه‌سازی شده و مشاهداتی در سطح اطمینان ۹۵٪

ماه (میلادی)												P-Value	ایستگاه‌های هواشناسی
دسامبر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر	اوت	ژوئیه	ژوئن	مئ	آوریل	مارس	فوریه	ژانویه		
-۰/۷۷۹	-۰/۶۴۱	-۰/۳۹۴	-۰/۶۳۵	-۰/۵۴۷	-۰/۸۱۴	-۰/۳۹۱	-۰/۷۹۶	-۰/۸۹۷	-۰/۸۵۴	-۰/۷۲۱	-۰/۶۴۷	دمای حداقل	یاسوج
-۰/۸۲۹	-۰/۷۷۷	-۰/۷۲۵	-۰/۶۷۳	-۰/۴۳۶	-۰/۸۱۵	-۰/۶۹۳	-۰/۸۶۱	-۰/۸۸۴	-۰/۸۹۴	-۰/۵۲۷	-۰/۸۴۱	دمای حداکثر	
-۰/۹۱۰	-۰/۷۲۴	-۰/۵۵۴	-۰/۸۳۷	-۰/۷۶۶	-۰/۹۰۸	-۰/۵۴۷	-۰/۸۲۶	-۰/۷۹۱	-۰/۶۸۵	-۰/۶۳۵	-۰/۹۰۷	دمای حداقل	لردگان
-۰/۶۸۱	-۰/۶۷۳	-۰/۹۱۱	-۰/۷۹۴	-۰/۶۸۳	-۰/۶۹۴	-۰/۴۸۹	-۰/۸۰۰	-۰/۷۴۹	-۰/۸۲۸	-۰/۸۵۴	-۰/۷۰۷	دمای حداکثر	
-۰/۸۱۴	-۰/۹۰۲	-۰/۷۵۴	-۰/۵۱۴	-۰/۶۹۱	-۰/۸۷۴	-۰/۵۸۷	-۰/۷۲۴	-۰/۷۲۰	-۰/۸۵۷	-۰/۹۱۴	-۰/۷۶۳	دمای حداقل	شهرکرد
-۰/۶۱۸	-۰/۷۲۹	-۰/۹۰۶	-۰/۵۰۸	-۰/۵۲۵	-۰/۸۴۵	-۰/۵۲۶	-۰/۸۴۸	-۰/۸۱۰	-۰/۷۳۴	-۰/۸۱۵	-۰/۷۳۶	دمای حداکثر	
-۰/۸۰۷	-۰/۸۱۲	-۰/۷۷۸	-۰/۶۰۱	-۰/۵۸۰	-۰/۸۷۳	-۰/۵۵۱	-۰/۸۲۸	-۰/۶۶۵	-۰/۸۳۱	-۰/۸۶۱	-۰/۷۵۳	دمای حداقل	بروجن
-۰/۷۴۶	-۰/۵۹۲	-۰/۸۶۲	-۰/۷۳۱	-۰/۵۵۴	-۰/۸۱۴	-۰/۶۲۶	-۰/۷۸۸	-۰/۸۴۲	-۰/۷۵۳	-۰/۷۷۰	-۰/۷۴۲	دمای حداکثر	
-۰/۸۲۸	-۰/۶۴۰	-۰/۴۰۱	-۰/۸۰۶	-۰/۶۹۸	-۰/۹۱۳	-۰/۶۷۱	-۰/۸۲۳	-۰/۷۴۸	-۰/۵۸۰	-۰/۹۱۴	-۰/۹۱۲	دمای حداقل	کوه‌رنگ
-۰/۷۰۵	-۰/۷۴۰	-۰/۸۷۷	-۰/۲۴۸	-۰/۶۳۵	-۰/۸۷۲	-۰/۶۵۶	-۰/۸۷۷	-۰/۷۸۴	-۰/۷۸۳	-۰/۷۸۲	-۰/۶۷۷	دمای حداکثر	
-۰/۸۶۴	-۰/۸۰۵	-۰/۶۸۲	-۰/۷۷۶	-۰/۸۶۵	-۰/۶۳۰	-۰/۴۱۴	-۰/۶۴۰	-۰/۶۰۲	-۰/۷۹۳	-۰/۸۶۱	-۰/۸۹۶	دمای حداقل	مسجد سلیمان
-۰/۷۶۶	-۰/۷۰۰	-۰/۸۳۲	-۰/۵۰۶	-۰/۷۱۹	-۰/۸۰۰	-۰/۷۹۷	-۰/۷۳۴	-۰/۸۴۸	-۰/۷۵۷	-۰/۸۶۲	-۰/۸۸۲	دمای حداکثر	
-۰/۸۹۰	-۰/۸۰۶	-۰/۹۰۱	-۰/۷۱۹	-۰/۷۱۷	-۰/۷۷۶	-۰/۵۴۹	-۰/۶۳۸	-۰/۸۲۹	-۰/۷۱۷	-۰/۸۳۸	-۰/۷۹۹	دمای حداقل	ایذه
-۰/۷۷۵	-۰/۶۹۸	-۰/۸۵۳	-۰/۲۲۴	-۰/۸۶۶	-۰/۹۰۹	-۰/۸۱۲	-۰/۶۷۹	-۰/۹۲۰	-۰/۷۹۱	-۰/۸۸۰	-۰/۸۷۳	دمای حداکثر	
-۰/۷۶۷	-۰/۶۵۰	-۰/۶۸۹	-۰/۶۲۰	-۰/۷۳۲	-۰/۵۰۳	-۰/۵۰۲	-۰/۶۳۰	-۰/۷۵۹	-۰/۹۲۱	-۰/۶۸۸	-۰/۸۱۶	دمای حداقل	شوشتر
-۰/۷۶۰	-۰/۸۲۲	-۰/۷۱۸	-۰/۱۰۶۲	-۰/۷۲۴	-۰/۵۴۰	-۰/۸۲۴	-۰/۷۳۰	-۰/۷۰۶	-۰/۸۴۰	-۰/۶۸۹	-۰/۸۵۰	دمای حداکثر	

مأخذ: نگارندگان

شکل ۳، نشان می‌دهد که میانگین مقادیر مشاهداتی و شبیه‌سازی شده و همچنین انحراف معیار آن‌ها به هم نزدیک بوده و اختلاف چندانی با یکدیگر ندارند که حاکی از عملکرد مناسب مدل LARS-WG6 جهت شبیه‌سازی و پیش‌بینی پارامترهای حداقل و حداکثر دما در منطقه مورد مطالعه است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بیشترین تطابق و کمترین انحراف معیار مربوط به ماه‌های گرم سال است. مدل، در ایستگاه‌های شوشتر، مسجد سلیمان و ایذه واقع در غرب حوضه از عملکرد مناسب‌تری نسبت به سایر ایستگاه‌ها، برخوردار است.



مأخذ: نگارندگان

شکل ۲: مقایسه میانگین و انحراف معیار دمای حداقل و حداکثر مشاهداتی و شبیه‌سازی شده در ایستگاه‌های مورد مطالعه

همچنین جهت اطمینان از صحت سنجی مدل، از شاخص‌های خطا سنجی $RMSE$ ، MSE ، MAE و R^2 نیز استفاده شد جدول (۵). نتایج حاصل نشان داد که مقدار ضریب تبیین در پارامترهای حداقل و حداکثر دما در همه ایستگاه‌ها، بین ۰/۹۸ تا ۰/۹۹ متغیر می‌باشد؛ بنابراین، مدل LARS-WG6، در شبیه‌سازی داده‌های مذکور در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه، از دقت زیادی برخوردار است.

جدول ۵: نتایج حاصل از ارزیابی عملکرد مدل LARS-WG6 با استفاده از معیارهای خطا سنجی

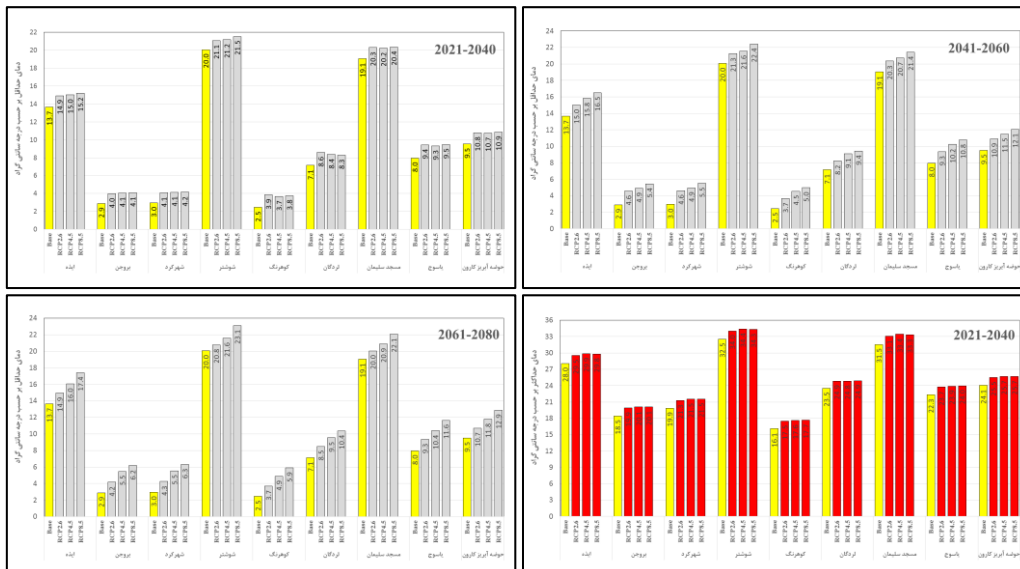
ایستگاه‌های هواشناسی	پارامتر	شاخص		
		R^2	RMSE	MSE
ياسوج	دمای حداقل (°C)	۰/۹۹	۰/۰۶۶	۰/۰۰۴
	دمای حداکثر (°C)	۰/۹۹	۰/۲۰۷	۰/۰۴۳
لردگان	دمای حداقل (°C)	۰/۹۸	۰/۱۷۵	۰/۰۳۱
	دمای حداکثر (°C)	۰/۹۹	۰/۰۷۹	۰/۰۰۶
شهرکرد	دمای حداقل (°C)	۰/۹۸	۰/۱۵۲	۰/۰۲۳
	دمای حداکثر (°C)	۰/۹۹	۰/۱۵۸	۰/۰۲۵
بروجن	دمای حداقل (°C)	۰/۹۸	۰/۱۳۵	۰/۰۱۸
	دمای حداکثر (°C)	۰/۹۹	۰/۱۹۷	۰/۰۳۹
کوه‌رنگ	دمای حداقل (°C)	۰/۹۸	۰/۱۳۲	۰/۰۱۷
	دمای حداکثر (°C)	۰/۹۹	۰/۲۳۵	۰/۰۵۵
مسجد سلیمان	دمای حداقل (°C)	۰/۹۹	۰/۰۸۴	۰/۰۰۷
	دمای حداکثر (°C)	۰/۹۹	۰/۱۳۶	۰/۰۱۹

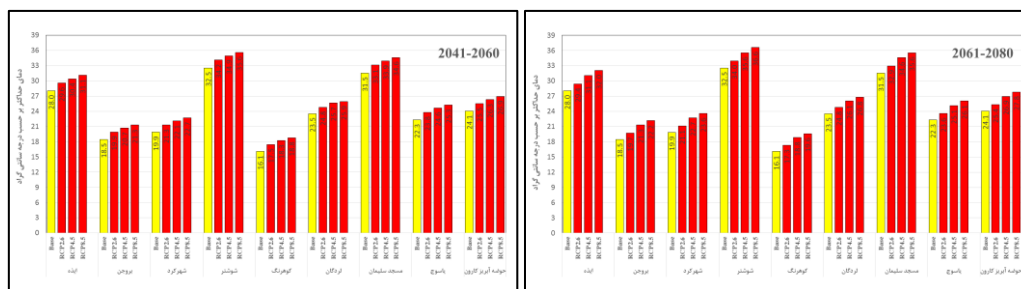
ایده	دمای حداقل (°C)	۰/۰۷۴	۰/۰۰۹	۰/۰۹۳	۰/۹۹
	دمای حداکثر (°C)	۰/۱۵۴	۰/۰۳۵	۰/۱۸۸	۰/۹۹
شوشتر	دمای حداقل (°C)	۰/۰۸۹	۰/۰۱۱	۰/۱۰۷	۰/۹۹
	دمای حداکثر (°C)	۰/۱۲۰	۰/۰۲۱	۰/۱۴۵	۰/۹۹

مأخذ: نگارندگان

پیش‌نگری دمای حداقل و حداکثر سالانه در دوره‌های آبی و تحت سناریوهای RCPs

در شکل (۳)، مقادیر متوسط بلندمدت سالانه دمای حداقل و حداکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه در دوره‌های آبی و تحت الگوهای مختلف واداشت تابشی، با استفاده از مدل ریزمقیاس گردانی LARS-WG6 و خروجی مدل جهانی HadGEM2-ES نسبت به دوره پایه، آورده شده است. بر اساس نتایج حاصله، در هر سه دوره زمانی آینده و تحت هر سه سناریو، مقدار دمای حداقل و حداکثر نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت. برای حداقل دما، این میزان افزایش در دوره آینده نزدیک (۲۰۲۱-۲۰۴۰)، به‌طور متوسط ۱/۳ و برای حداکثر دما، ۱/۵ درجه سلسیوس خواهد بود. در دوره آینده میانه (۲۰۴۱-۲۰۶۰)، برای حداقل و حداکثر دما، این افزایش به ترتیب ۲ و ۲/۱ درجه سلسیوس نسبت به دوره پایه خواهد بود. همچنین در دوره آینده دور (۲۰۶۱-۲۰۸۰)، مقدار افزایش دمای حداقل و حداکثر به ترتیب برابر با ۲/۳ و ۲/۶ درجه سلسیوس است؛ بنابراین، متوسط بلندمدت سالانه دمای حداقل در سطح حوضه، بین ۱/۲ تا ۳/۴ و دمای حداکثر بین ۱/۳ تا ۳/۷ درجه سلسیوس در دوره‌های آبی نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت. از نظر ایستگاهی، بیشترین مقدار افزایش دمای حداقل در دوره آینده دور و تحت سناریوی RCP8.5، مربوط به ایستگاه ایده با مقدار ۳/۷ درجه سلسیوس و بیشترین مقدار افزایش دمای حداکثر در دوره آینده دور و تحت سناریوی RCP8.5، مربوط به دو ایستگاه شوشتر و مسجدسلیمان با مقدار ۴/۱ درجه سلسیوس می‌باشد.



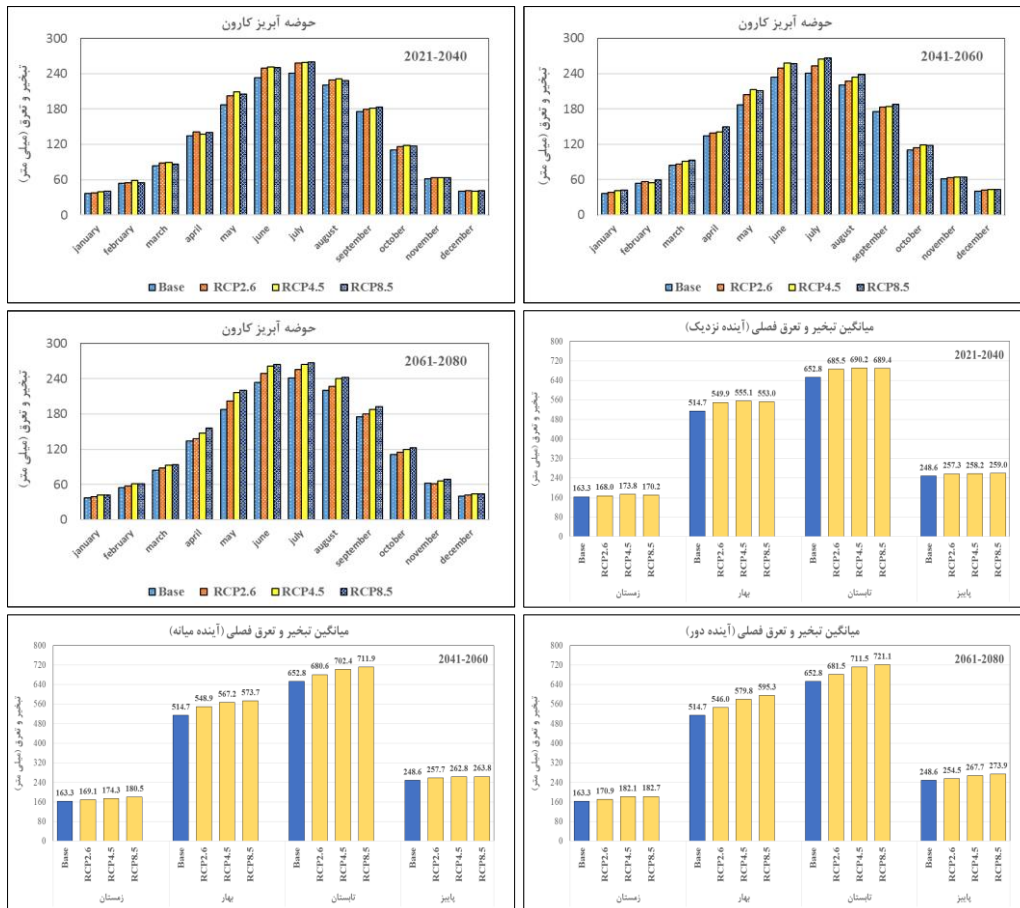


مأخذ: نگارندگان

شکل ۳: مقادیر متوسط بلندمدت سالانه دمای حداقل و حداکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه در دوره‌های آبی و تحت سناریوهای مختلف RCPs نسبت به دوره پایه

پیش‌نگری تغییرات ماهانه، فصلی و سالانه تبخیر و تعرق در دوره‌های آبی و تحت سناریوهای RCPs

با استفاده از پارامترهای اقلیمی پیش‌بینی‌شده (حداقل و حداکثر دما)، میزان تبخیر و تعرق ماهانه، فصلی و سالانه در دوره‌های مذکور با کمک معادله هارگریوز-سامانی محاسبه گردید. در شکل (۴)، مقادیر متوسط بلندمدت ماهانه و فصلی تبخیر و تعرق حوضه آبریز کارون در دوره‌های آبی و تحت سناریوهای مختلف RCPs نسبت به دوره پایه آورده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود در دوره آینده نزدیک (۲۰۲۱-۲۰۴۰) به‌جز ماه دسامبر و تحت سناریو RCP4.5، میزان تبخیر و تعرق در دیگر ماه‌های سال نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت. تحت سناریوهای RCP2.6 و RCP8.5، بیشترین میزان افزایش ماهانه تبخیر و تعرق مربوط به ماه جولای و در سناریوی RCP4.5، مربوط به ماه می است. در دوره آینده میانه (۲۰۴۱-۲۰۶۰) و تحت هر سه سناریو، مقدار تبخیر و تعرق در تمامی ماه‌های سال نسبت به دوره پایه، افزایش خواهد یافت؛ به‌طوری‌که تحت الگوهای واداشت تابشی RCP2.6 و RCP4.5، بیشترین میزان افزایش ماهانه تبخیر و تعرق مربوط به ماه می و در سناریوی انتشار RCP8.5، مربوط به ماه جولای است. همچنین در دوره آینده دور (۲۰۶۱-۲۰۸۰) به‌جز ماه نوامبر و تحت سناریوی RCP2.6، مقدار تبخیر و تعرق در دیگر ماه‌های سال نسبت به دوره پایه، افزایش خواهد یافت. در دوره آینده دور و تحت الگوی واداشت RCP2.6، بیشترین میزان افزایش ماهانه تبخیر و تعرق در ماه ژوئن و بر اساس سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 در ماه می رخ خواهد داد. بیشترین میزان تغییرات تبخیر و تعرق در دوره آینده دور (۲۰۶۱-۲۰۸۰) و تحت سناریو RCP8.5 در ماه می و به مقدار ۳۲/۶ میلی‌متر مشاهده می‌شود. همچنین متوسط فصلی تبخیر و تعرق در سطح حوضه حاکی از افزایش میزان تبخیر و تعرق در دوره‌های زمانی آینده و تحت هر سه سناریوی واداشت تابشی نسبت به دوره پایه در همه فصول سال می‌باشد؛ که بیشترین میزان افزایش آن به ترتیب مربوط به فصول بهار و تابستان است. مطابق پیش‌بینی صورت گرفته، کمینه نابهنجاری تبخیر و تعرق در دوره آینده نزدیک (۲۰۲۱-۲۰۴۰) و تحت سناریوی خوش‌بینانه (RCP2.6)، در زمستان و به مقدار ۴/۷ میلی‌متر (برابر ۲/۹ درصد) و بیشینه نابهنجاری تبخیر و تعرق در دوره آینده دور (۲۰۶۱-۲۰۸۰) و تحت سناریوی بدبینانه (RCP8.5)، در بهار و به مقدار ۸۰/۶ میلی‌متر (برابر ۱۵/۷ درصد) نسبت به دوره پایه رخ خواهد داد.



مأخذ: نگارندگان

شکل ۴: مقادیر متوسط بلندمدت ماهانه و فصلی تبخیر و تعرق حوضه آبریز کارون در دوره‌های آبی و تحت سناریوهای مختلف RCPs نسبت به دوره پایه

خلاصه نتایج حاصل از تغییرات سالانه تبخیر و تعرق بر اساس روش هارگریوز-سامانی تحت هر سه سناریو و هر سه دوره موردبررسی با استفاده از مدل ریزمقیاس گردانی LARS-WG6 و خروجی مدل جهانی HadGEM2-ES نسبت به دوره پایه در جدول (۶) به تفکیک ایستگاه‌های واقع در سطح حوضه آورده شده است. بر اساس نتایج حاصله، در سطح حوضه آبریز کارون و برای هر سه دوره آبی، مقدار تبخیر و تعرق سالانه نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت که به‌طور متوسط این افزایش در دوره آینده نزدیک (۲۰۲۱-۲۰۴۰)، برای سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 به ترتیب برابر ۵/۱، ۶/۲ و ۵/۸ درصد و در دوره آینده میانه (۲۰۴۱-۲۰۶۰)، این افزایش به ترتیب به میزان ۴/۹، ۸/۱ و ۹/۵ درصد نسبت به دوره پایه خواهد بود. در دوره آینده دور (۲۰۶۱-۲۰۸۰)، مقدار افزایش تبخیر و تعرق به ترتیب برابر ۴/۷، ۱۰/۲ و ۱۲/۳ درصد برای سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 است. از نظر ایستگاهی، بیشترین درصد تغییرات تبخیر و تعرق سالانه نسبت به دوره پایه، در هر سه دوره آینده نزدیک، میانه و دور مربوط به ایستگاه بروجن می‌باشد؛ به‌طوری‌که در دوره آینده نزدیک و تحت سناریوهای انتشار ۴/۵ و ۸/۵ مقدار تبخیر و تعرق، ۷/۱ درصد و در دوره‌های آینده میانه و دور، تحت سناریو RCP8.5 به ترتیب ۱۰/۷ و ۱۳/۹ درصد نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت. پس از ایستگاه بروجن،

بیشترین درصد تغییرات تبخیر و تعرق سالانه طی دوره ۲۰۸۰-۲۰۶۱ و تحت الگوی واداشت تابشی RCP8.5 در ایستگاه‌های کوه‌رنگ و شهرکرد، به ترتیب با مقدار ۱۳/۴ و ۱۳/۳ درصد نسبت به دوره پایه مشاهده می‌شود؛ لذا می‌توان نتیجه گرفت که نواحی سردسیر و کوهستانی شمال و شرق حوضه بیش از دیگر مناطق، متأثر از تغییر اقلیم آینده خواهد بود.

جدول ۶: درصد تغییرات تبخیر و تعرق سالانه در دوره‌های آتی و تحت سناریوهای مختلف RCPs نسبت به دوره پایه

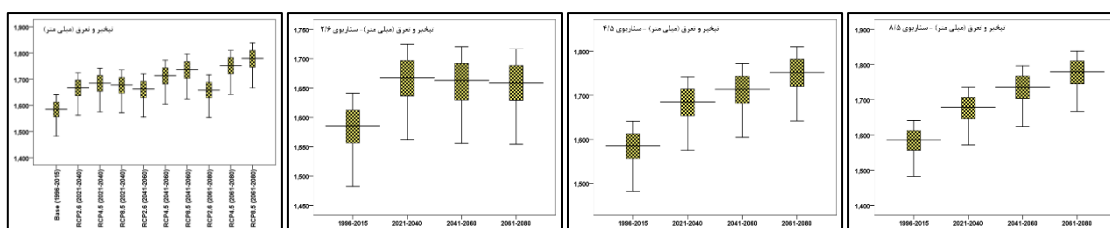
ایستگاه‌های هواشناسی	ایذه	بروجن	شهرکرد	شوشتر	کوه‌رنگ	لردگان	مسجد سلیمان	ياسوج	حوضه
میانگین تبخیر و تعرق سالانه دوره پایه (۱۹۹۶-۲۰۱۵)	۱۷۶۶/۵	۱۳۷۳/۴	۱۴۷۵/۳	۱۸۸۱/۵	۱۲۵۴/۵	۱۵۹۶/۱	۱۸۲۹/۷	۱۴۵۹/۴	۱۵۷۹/۶
درصد تغییرات تبخیر و تعرق آینده نزدیک (۲۰۲۱-۲۰۴۰)	RCP2.6	۴/۹	۶/۳	۵/۹	۵/۳	۵/۷	۴/۸	۴/۴	۵/۱
	RCP4.5	۵/۹	۷/۱	۶/۸	۶/۷	۶/۶	۶/۹	۵/۴	۶/۲
	RCP8.5	۵/۳	۷/۱	۶/۷	۵/۴	۶/۵	۴/۷	۵/۶	۵/۸
درصد تغییرات تبخیر و تعرق آینده میانه (۲۰۴۱-۲۰۶۰)	RCP2.6	۴/۵	۵/۱	۵	۵	۶	۴/۴	۴/۸	۴/۹
	RCP4.5	۷/۱	۹/۱	۸/۷	۸/۵	۸/۹	۸/۱	۷/۴	۸/۱
	RCP8.5	۹	۱۰/۷	۱۰/۳	۹/۶	۱۰/۶	۷/۵	۹/۶	۹/۵
درصد تغییرات تبخیر و تعرق آینده دور (۲۰۶۱-۲۰۸۰)	RCP2.6	۴/۳	۴/۹	۴/۷	۵/۶	۵	۴/۸	۳/۸	۴/۷
	RCP4.5	۹/۵	۱۰/۸	۱۰/۴	۱۱/۳	۱۱/۱	۱۰/۹	۹/۵	۱۰/۲
	RCP8.5	۱۱/۱	۱۳/۹	۱۳/۳	۱۲/۶	۱۳/۴	۱۰/۳	۱۲/۴	۱۲/۳

مأخذ: نگارندگان

بررسی عدم قطعیت تبخیر و تعرق در دوره‌های آتی و تحت سناریوهای واداشت تابشی RCPs

در این پژوهش، به منظور نمایش عدم قطعیت پارامتر تبخیر و تعرق در منطقه مورد مطالعه از نمودار جعبه‌ای بیست‌ساله در دوره‌های آینده و تحت سناریوهای مختلف نسبت به دوره پایه استفاده شد (شکل ۵). مدل مورد استفاده، افزایش مقدار تبخیر و تعرق را برای هر سه دوره آتی و تحت هر سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 پیش‌بینی می‌کند. با

توجه به نتایج به‌دست‌آمده، بیشترین عدم قطعیت مربوط به دوره بیست‌ساله آینده دور (۲۰۶۱-۲۰۸۰) و به ترتیب تحت سناریوهای انتشار RCP8.5 و RCP4.5 مشاهده می‌شود. این بدان معناست که تغییرات اقلیمی در دوره آینده دور و تحت سناریوهای مذکور زیاد خواهد بود. کمترین عدم قطعیت نیز مربوط به دوره آینده نزدیک (۲۰۲۱-۲۰۴۰) و تحت هر سه سناریوی واداشت تابشی است. همچنین الگوی واداشت تابشی RCP2.6 در دوره‌های میانه و دور، دارای عدم قطعیت پایینی می‌باشد و نشان‌دهنده آن است که تغییرات اقلیمی در این سناریو چندان زیاد نیست. در نتیجه با توجه به فواصل خطوط میانه و عدم هم‌پوشانی فاصله میان چارکی، تفاوت تبخیر و تعرق طی سه دوره آتی با دوره پایه، معنی‌دار است.

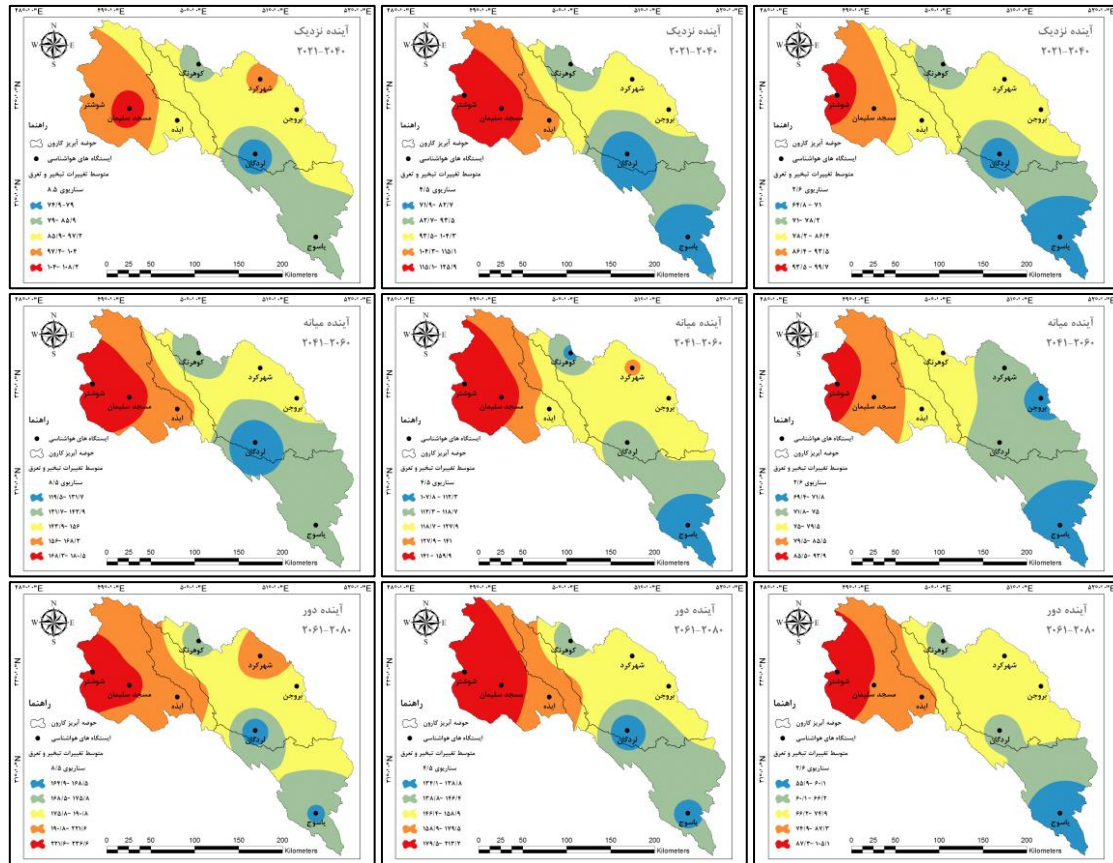


مأخذ: نگارندگان

شکل ۵: نمودار جعبه‌ای بیست‌ساله تبخیر و تعرق حوضه آبریز کارون در دوره‌های آتی و تحت سناریوهای مختلف RCPs نسبت به دوره پایه

پهنه‌بندی متوسط تغییرات سالانه تبخیر و تعرق حوضه آبریز کارون در دوره‌های آتی و تحت سناریوهای RCPs

شکل (۶)، توزیع مکانی متوسط تغییرات سالانه تبخیر و تعرق حوضه آبریز کارون در دوره‌های آتی، بر اساس خروجی مدل HadGEM2-ES و تحت الگوهای واداشت تابشی RCPs که با استفاده از روش وزن دهی فاصله معکوس (IDW)^{۳۸} در محیط نرم‌افزار ArcGIS10.7 ترسیم گردید را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود میزان تبخیر و تعرق طی دوره‌های آتی و در همه پهنه‌های موردنظر نسبت به دوره پایه، افزایش چشمگیری خواهد داشت. کمترین میزان تغییرات تبخیر و تعرق به ترتیب طی دوره‌های آینده دور، نزدیک و میانه و تحت سناریوی RCP2.6، در مناطق جنوبی (شامل ایستگاه‌های یاسوج و لردگان) و شمالی حوضه (ایستگاه کوه‌رنگ) مشاهده می‌شود. بیشترین مقدار تغییرات تبخیر و تعرق نیز در دوره آینده دور و تحت سناریو RCP8.5 (از ۲۳۶/۶ تا ۱۹۰/۸ میلی‌متر) در مناطق کم ارتفاع و گرمسیر غرب حوضه آبریز کارون شامل ایستگاه‌های ایزه، مسجدسلیمان و شوشتر رخ خواهد داد.



مأخذ: نگارندگان

شکل ۶: پهنه‌بندی متوسط تغییرات سالانه تبخیر و تعرق حوضه آبریز کارون در دوره‌های آتی و تحت سناریوهای مختلف RCPCs

نتیجه‌گیری

انتشار بیش از حد گازهای گلخانه‌ای در دهه‌های اخیر و تغییرات به وقوع پیوسته در اقلیم، موجب تغییر در پارامترهای هواشناسی مؤثر در تبخیر و تعرق گردیده است. در این پژوهش، اثرات احتمالی تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق حوضه آبریز کارون مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس نتایج به دست آمده از پژوهش، در هر سه دوره آتی و تحت هر سه سناریوی مورد بررسی، متوسط بلندمدت سالانه دمای حداقل در سطح حوضه، بین $1/2$ تا $3/4$ و دمای حداکثر بین $1/3$ تا $3/7$ درجه سلسیوس در دوره‌های آتی نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت. مقدار تبخیر و تعرق، در مقیاس‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه در اقلیم آتی، در مقایسه با شرایط کنونی افزایش خواهد یافت؛ به طوری که بیشترین میزان تغییرات تبخیر و تعرق ماهانه در دوره آینده دور (۲۰۶۱-۲۰۸۰) و تحت سناریو RCP8.5 در ماه می و به مقدار $32/6$ میلی‌متر مشاهده می‌شود. نتایج حاصل از پیش‌نگری متوسط تغییرات فصلی تبخیر و تعرق در سطح حوضه حاکی از افزایش میزان تبخیر و تعرق در دوره‌های زمانی آینده و تحت هر سه سناریوی واداشت تابشی نسبت به دوره پایه در همه فصول سال می‌باشد؛ که بیشترین میزان افزایش آن به ترتیب مربوط به فصول بهار و تابستان است. همچنین، در هر سه دوره آتی، میزان تبخیر و تعرق سالانه در سطح حوضه، نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت؛ به طوری که بیشترین مقدار افزایش آن در دوره

آینده دور (۲۰۶۱-۲۰۸۰) و تحت سناریوی بدبینانه (RCP8.5) برابر با ۱۲/۳ درصد نسبت به دوره پایه خواهد بود. از نظر ایستگاهی نیز بیشترین درصد تغییرات تبخیر و تعرق سالانه نسبت به دوره پایه، در هر سه دوره آتی مربوط به ایستگاه بروجن است؛ به طوری که در دوره آینده نزدیک دور و تحت الگوی واداشت تابشی RCP8.5 مقدار تبخیر و تعرق سالانه، ۱۳/۹ درصد نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت. نمودار جعبه‌ای بیست‌ساله در دوره‌های آتی و تحت سناریوهای مختلف نیز نشان داد که تغییرات اقلیمی در دوره آینده دور و تحت سناریوهای انتشار RCP8.5 و RCP4.5 زیاد می‌باشد. بر اساس نتایج حاصل از نقشه‌های پهنه‌بندی تغییرات تبخیر و تعرق سطح حوضه، میزان تبخیر و تعرق طی دوره‌های آتی و در همه پهنه‌های موردنظر نسبت به دوره پایه، افزایش چشمگیری خواهد داشت که بیشترین مقدار تغییرات تبخیر و تعرق در دوره آینده دور و تحت سناریو RCP8.5، در مناطق غربی حوضه رخ خواهد داد.

در خصوص بررسی اثرات تغییر اقلیم بر پارامترهای اقلیمی دما و تبخیر و تعرق، مطالعات مختلفی در کشور انجام گرفته است. نتایج این پژوهش، با مطالعات علیزاده و همکاران (۱۳۸۹) در حوضه آبریز رودخانه کشف رود، دانش فراز و رزاق پور (۱۳۹۳) در استان آذربایجان غربی، گودرزی و همکاران (۱۳۹۵) در حوضه آبخیز دریاچه ارومیه، حیدری تاشه کبود و خوش‌خو (۱۳۹۸) در غرب ایران، باب‌الحکمی و همکاران (۱۳۹۹) در استان مازندران، فاضلی و همکاران (۱۳۹۹) در دشت مغان و خاشعی سیوکی و همکاران (۱۳۹۹) در جنوب و جنوب شرق کشور مبنی بر افزایش تبخیر و تعرق طی دوره‌های آتی و در مناطق مورد مطالعه مطابقت دارد. با توجه به اینکه رودخانه‌های دائمی مانند کارون و خراسان که عمدتاً از کوه‌های زاگرس شمالی و جنوبی حوضه (محدوده زرد کوه بختیاری و دنا) سرچشمه می‌گیرند؛ لذا، افزایش دما و به تبع آن افزایش تبخیر و تعرق در دوره‌های آینده، موجب کاهش سطح پوشش برف در منطقه مورد مطالعه شده و اثرات منفی زیادی بر روی جریان رودخانه کارون و در نتیجه کاهش منابع آب حوضه خواهد داشت. نتایج حاصل از این پژوهش می‌تواند در مطالعات مربوط به مدیریت منابع آب و حوضه‌های آبریز، برنامه‌ریزی‌های توسعه آبیاری، طراحی و مدیریت سامانه‌های آبیاری، زهکشی و آبخیزداری و ذخیره‌سازی آب‌های سطحی استفاده گردد؛ بنابراین مدیریت بهینه منابع آب جهت به حداقل رساندن اثرات ناشی از پدیده تغییر اقلیم، نه تنها در سطح حوضه آبریز کارون، بلکه در کل حوضه‌های آبریز کشور ضروری به نظر می‌رسد.

منابع

- ۱- آقاشاهی، محسن؛ اردستانی، مجتبی؛ نیک سخن، محمدحسین و طهماسبی، بهشته (۱۳۹۱): معرفی و مقایسه مدل‌های LARS-WG و SDSM به منظور ریزمقیاس سازی پارامترهای زیست‌محیطی در مطالعات تغییر اقلیم، ششمین همایش ملی و نمایشگاه تخصصی مهندسی محیط‌زیست، تهران.

- ۲- باب الحکمی، علی؛ غلامی، محمدعلی و عمادی، علیرضا (۱۳۹۹): اثر تغییر اقلیم بر تبخیر-تعرق مرجع در استان مازندران، مجله تحقیقات آب و خاک ایران، دوره ۵۱، شماره ۲، صص ۳۸۸-۴۰۱.
- ۳- پوریزدان خواه، هدیه؛ رضوی پور، تیمور؛ خالدیان، محمدرضا و رضایی، مجتبی (۱۳۹۱): تعیین روش‌های مناسب جهت برآورد تبخیر و تعرق در منطقه رشت، سومین همایش ملی مدیریت جامع منابع آب، ساری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع آب.
- ۴- حیدری تاشه کیود و خوش‌خو، یونس (۱۳۹۷): پیش‌بینی تغییرات آبی تبخیر و تعرق مرجع در غرب ایران بر اساس سناریوهای انتشار RCP، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال نوزدهم، شماره ۵۳، صص ۱۷۶-۱۵۷.
- ۵- خاشعی سیوکی، عباس؛ ارفع، عاطفه و حمیدیان پور، محسن (۱۳۹۹): تأثیر تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق در شرایط گرم و مرطوب (مطالعه موردی: جنوب و جنوب شرق ایران)، نشریه سامانه‌های سطوح آبگیر ایران، دوره هشتم، جلد ۲۷، صص ۳۷-۵۰.
- ۶- دانش فراز، رسول و رزاق پور، هادی (۱۳۹۳): ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق پتانسیل در استان آذربایجان غربی، فصل‌نامه علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، سال چهاردهم، شماره ۴۶، صص ۲۱۱-۱۹۹.
- ۷- ساداتی نژاد، سید جواد؛ نظری، لیلیا؛ قاسمیه، هدی و عارف‌خانه کلاته، سلمان (۱۳۹۹): مقایسه روش‌های تجربی برآورد تبخیر و تعرق بر اساس داده‌های لایسیمیتری (مطالعه موردی: دشت کاشان)، مجله علمی پژوهشی مهندسی اکوسیستم بیابان، شماره ۲۷، صص ۱۰۶-۹۳.
- ۸- علیزاده، امین (۱۳۸۵): اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه امام رضا (ع).
- ۹- علیزاده، امین؛ سیاری، نسرین؛ حسامی کرمانی، مسعود رضا؛ بنایان اول، محمد و فرید حسینی، علی (۱۳۸۹): بررسی پتانسیل تغییر اقلیمی بر منابع و مصارف آب کشاورزی (مطالعه موردی: حوضه آبریز رودخانه کشف رود)، نشریه آب و خاک، جلد ۲۴، شماره ۴، صص ۸۳۵-۸۱۵.
- ۱۰- فاضلی، عبدالرحیم؛ صلاحی، برومند و گودرزی، مسعود (۱۳۹۹): ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر تغییرات تبخیر و تعرق پتانسیل در دشت مغان با سناریوهای RCPs، نشریه مهندسی و مدیریت آبخیز، شماره ۴، صص ۹۹۳-۹۷۷.
- ۱۱- قربانی، خلیل؛ علیقلی نیا، توحید و رسولی مجد، نگار (۱۳۹۷): ارزیابی دقت بیست مدل برآورد تبخیر-تعرق مرجع مناطق ساحلی در اقلیم‌های مختلف، نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، شماره ۴، صص ۳۲۰-۳۰۷.
- ۱۲- کارآموز، محمد و عراقی نژاد، شهاب (۱۳۹۳): هیدرولوژی پیشرفته، انتشارات دانشگاه امیرکبیر.
- ۱۳- گودرزی، مسعود؛ صلاحی، برومند و حسینی، سید اسعد (۱۳۹۷): برآورد میزان تبخیر و تعرق در ارتباط با تغییرات اقلیمی در حوضه آبخیز دریاچه ارومیه، نشریه علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، شماره ۴۱، صص ۱۳-۱.

14- Dimri. A.P. Kumar, D. Choudhary, A. And Maharana, P. (2018): Future Changes Over The Himalayas, Maximum And Minimum Temperature. *Global And Planetary Change*, 162: 212-234.

15- Djaman, K. Balde, A.B. Sow, A. Muller, B. Irmak, S. N'Diaye, M.K. Manneh, B. Moukoumbi, Y.D. Futakuchi, K. And Saito, K. (2015): Evaluation Of Sixteen Reference Evapotranspiration Methods Under Sahelian Conditions In The Senegal River Valley. *J. Hydrol. Region. Stud.* 3: 139-159.

16- Gocic, M. And Trajkovic, S. (2013): Analysis Mann-Kendall And Of Changes In Meteorological Variables Usin Sen's Slope Estimator Statistical Tests In Serbia. *Global And Planetary Change*, 100: 172-182.

17- Goyal, R.K. (2004): Sensitivity Of Evapotranspiration To Global Warming: A Case Study Of Arid Zone Of Rajasthan (India). *Agriculture Water Management*, 69 (12): 1-11.

18- Hargreaves, G.H. And Samani, Z. (1985): Reference Crop Evapotranspiration From Ambient Air Tempraturer. Meeting American Society Of Agricultural Engineers, Chicago. 12p.

19- Houerou, H N.Le. And Le Houerou, H.N. (1993): Climatic Changes And Desertfication. *Secheresse*, 4 (2): 95-111.

20- Hourdin, F. Musat, I. Bony, S. Braconnot, P. Codron, F. Dufresne, J.L. And Krinner, G. (2006): The LMDZ4 General Circulation Model: Climate Performance And Sensitivity To Parametrized Physics With Emphasis On Tropical Convection. *Climate Dynamics*, 27 (8): 787-813.

- 21- Kharin, V.V. Zwiers, F.W. Zhang, X. And Wehner, M. (2013): Changes In Temperature And Precipitation Extremes In The CMIP5 Ensemble. *Climatic Change*, 119(2):345-357.
- 22- Liu, H. Zhang, R. Li, Y. (2014): Sensitivity Analysis Of Reference Evapotranspiration (Eto) To Climate Change In Beijing China. *Journal Of Desalination And Water Treatment*, 52 (13-15): 2799-2804.
- 23- Liu, X. Xu, C. Zhong, X. Li, Y. Yuan, X. And Cao, J. (2017): Comparison Of 16 Models For Reference Crop Evapotranspiration Against Weighing Lysimeter Measurement. *Agricultural Water Management*, 184: 145-155.
- 24- Racsco, P. Szeidl, L. And Semenov, M.A. (1991): Serial Approach To Local Stochastic Weather Models. *Ecol Model*, 57: 27-41.
- 25- Salmi, T. Määttä, 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 MAKESENS. Finnish Meteorological Institut.
- 26- Semenov, M.A. And Barrow, E.M. (1997): Use Of A Stochastic Weather Generator In The Development Of Climate Change Scenarios. *Clim Change*, 35: 397- 414.
- 27- Semenov, M.A. And Stratonovitch, P. (2010): Use Of Multi-Model Ensembles From Global Climate Model Assessment Of Climate Change Impacts. *Climate Research*, 41: 1-14.
- 28- Sen, P.K. (1968): Estimates Of The Regression Coefficient Based On Kendall's Tau. *Journal Of The American Statistical Association*, 63: 1379-1389.
- 29- Tao, X. Chena, H. Xua, C. Houa, Y. And Jiea, M. (2015): Analysis And Prediction Of Reference Evapotranspiration With Climate Change In Xiangjiang River Basin China. *Water Science And Engineering*, 8 (4): 273- 281.
- 30- Trajkovic, S. (2007): Hargreaves Versus Penman-Monteith Under Humid Conditions. *Journal Of Irrigation And Drainage Engineering-ASCE*, 133 (1): 38-42.
- 31- Zhang, X. Vincent, L.A. Hogg, W.D. & Niitsoo, A. (2000). Temperature And Precipitation Trends In Canada During The 20th Century. *Atmosphere - Ocean*, 38 (3): 395-42.