

چشم‌انداز اثرات تغییر اقلیم بر خشکسالی بر اساس گزارش پنجم IPCC (مطالعه موردی شهر ایلام)

هادی رضانی اعتدالی^{۱*}، فریبا خدابخش^۲ و الهه کنعانی^۳

(۱) دانشیار گروه علوم مهندسی آب، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران.
(۲) دانشجوی دکتری علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران.
(۳) دانشجوی دکتری علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران.
* ایمیل نویسنده مسئول: ramezani@eng.ikiu.ac.ir



شاپا چاپی: ۲۲۵۱-۷۴۸۰
شاپا الکترونیکی: ۲۲۵۰-۷۴۰۰

نشریه حفاظت منابع آب و خاک

آدرس تارنما:

<https://wsrj.srbiau.ac.ir>

پست الکترونیک:

iawwsrj@srbiau.ac.ir

iawwsrj@gmail.com

سال دوازدهم
شماره یک (۴۵)
پاییز ۱۴۰۱

تاریخ دریافت:

۱۴۰۱/۰۲/۲۵

تاریخ پذیرش:

۱۴۰۱/۰۵/۰۶

صفحات: ۱۰۷-۸۷



چکیده:
زمینه و هدف: فرایند تغییر اقلیم به‌ویژه تغییرات دما و بارش و تأثیر آن‌ها بر پدیده خشکسالی یکی از مهم‌ترین مسائل مطرح در قلمرو علوم محیطی است. مطالعه تغییرات اقلیمی و تأثیر آن بر شدت و تواتر خشکسالی‌های دهه‌های آتی می‌تواند به برنامه‌ریزی جهت استفاده صحیح منابع آب و سازگاری با آثار مخرب پدیده خشکسالی کمک شایانی نماید. هدف از این مطالعه، بررسی اثرات تغییر اقلیم بر خشکسالی هواشناسی است. بدین منظور در پژوهش حاضر بر اساس روش کار ریزمقیاس گردانی SDSM بارش و دما طی دوره زمانی ۲۰۲۰-۲۱۰۰ با مدل بزرگ‌مقیاس CanESM2، پیش‌بینی و اثرات تغییر اقلیم بر خشکسالی هواشناسی استان ایلام با استفاده از دو شاخص RDI و SPI مورد بررسی قرار گرفت.

روش پژوهش: در این مطالعه، ابتدا داده‌های اقلیمی مورد نیاز از طریق یکی از سایت‌های تولید داده گزارش پنجم به دست می‌آید. از ۲۱ مدل CMIP5 جهت پیش‌بینی پارامترهای بارندگی و دمای متوسط در دوره آتی استفاده شده است. برای بررسی میزان عدم قطعیت ناشی از به‌کارگیری مدل‌های مورد بررسی از روش وزن‌دهی میانگین‌های مشاهداتی استفاده شد. در ادامه با استفاده از مدل ریزمقیاس گردانی SDSM داده‌های هواشناسی تحت سه سناریوی RCP 4.5، RCP 2.6 و RCP 8.5 مدل جفت شده‌ی جوی- اقیانوسی CanESM2 تولید می‌شود. داده‌های تاریخی مدل از سال ۱۹۹۳ تا سال ۲۰۰۵ با به‌کارگیری داده‌های باز تحلیل NCEP برای واسنجی و طراحی روابط ریزمقیاس گردانی مورد استفاده قرار می‌گیرند و داده‌های سال ۲۰۰۶ تا ۲۱۰۰ نیز برای برآورد چشم‌انداز تغییرات اقلیمی دهه‌های آتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. سری‌های زمانی SPI و RDI در سه مقیاس ۳، ۶ و ۱۲ ماهه برای دوره تاریخی و آینده محاسبه شدند. مشخصه‌های شدت، مدت و فراوانی خشکسالی طبق تئوری ران با انتخاب سطح آستانه برای سری‌های زمانی SPI و RDI در مقیاس ۳، ۶ و ۱۲ ماهه به دست آمد.

یافته‌ها: بر طبق نتایج حاصل از بررسی عدم قطعیت مدل CanESM2 نسبت به سایر مدل‌ها بیشترین وزن را برای هردو متغیر دما و بارش به خود اختصاص داد. آنالیز وجود روند در داده‌های بارش و دما با آزمون نا پارامتری من - کندال نشان داد که دما در سناریو RCP8.5 دارای روند معنادار و مثبت (افزایشی) در سطح معناداری ۰/۰۱ است و بارش دارای روند کاهش‌ی است. نتایج پایش خشکسالی نشان داد در دو شاخص SPI و RDI با افزایش مقیاس زمانی فراوانی دوره‌های خشک کاهش می‌یابد که این کاهش با افزایش شدت و مدت خشکسالی توأم است. شاخص RDI به دلیل در نظر گرفتن دمای متوسط در محاسبه دوره‌های خشک، مشخصه‌های خشکسالی را نسبت به SPI بالاتر نشان می‌دهد. بزرگ‌ترین خشکسالی در دوره تاریخی طبق شاخص SPI در مقیاس ۱۲ ماهه دارای شدت ۲۲/۳۸- و مدت ۲۶ ماه می‌باشد. بزرگ‌ترین خشکسالی در شاخص RDI در مقیاس ۱۲ ماهه دارای شدت ۱۴/۳۹- و مدت ۲۶ ماه می‌باشد. منطقه مطالعاتی خشکسالی‌های شدیدتر و طولانی‌تری را در آینده طبق هر سه سناریو مدل گردش عمومی جو نسبت به دوره تاریخی تجربه خواهد کرد، به طوری که شدت خشکسالی‌های تولیدشده توسط سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 بر اساس SPI ۱۲ ماهه به ترتیب ۱۱، ۵۲ و ۶۵ درصد می‌باشد.

نتایج: نتایج بررسی مدل SDSM و شاخص‌های خشکسالی SPI و RDI نشان داد که در شرایط اقلیمی آینده برای دوره زمانی ۲۰۲۰-۲۱۰۰ افزایش دما و کاهش بارندگی متحمل است. به طوری که دما ۳/۷۹۸ درجه سانتی‌گراد افزایش و بارش ۶/۸ درصد کاهش می‌یابد. همچنین نتایج نشان داد منطقه مطالعاتی در آینده خشکسالی‌های شدیدتر و طولانی‌تری را نسبت به دوره تاریخی تحت هر سه سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 تجربه می‌کند. با افزایش مقیاس زمانی SPI شدت و مدت خشکسالی افزایش می‌یابد. شاخص RDI از مشابهت رفتاری بالایی با SPI برخوردار بوده، اما شاخص RDI حساس به تغییرات محیطی است و نتایج بهتری را ارائه می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: خشکسالی هواشناسی، سناریوهای RCP، مدل SDSM

سه مدل گردش عمومی جو (دما و بارش) با داده‌های "WFD" را مورد اصلاح اریبی قراردادند. سپس بر پایه سناریوی A2 و B خشکسالی در مقیاس حوضه مورد ارزیابی قراردادند. نتایج نشان داد طبق هر دو سناریو تعداد وقایع خشکسالی (سیلاب، افت آب زیرزمینی و رطوبت خاک) در دهه‌های آینده افزایش خواهد یافت. همچنین لی و همکاران (۲۰۱۷)^۳ تأثیر تغییر اقلیم بر مشخصه‌های خشکسالی را توسط سری‌های زمانی SPI و SPEI^۴ در دوره آماری ۱۹۸۱ تا ۲۱۰۰ با استفاده از مدل HadGEM2 A0 از سری مدل‌های CMIP5 در دشت وانگا کره شمالی بررسی کردند. نتایج این مطالعه نشان داد احتمالاً خشکسالی‌های شدیدتری در منطقه تحت شرایط تغییر اقلیم رخ خواهد داد. استگ و همکاران (۲۰۱۵)^۵ خشکسالی هواشناسی را با استفاده مدل‌های گزارش پنجم ارزیابی تغییر اقلیم با تفکیک مکانی ۱۱/۰ درجه تحت سه سناریو RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 در اروپا و بر اساس شاخص SPI تحلیل کردند. نتایج حاصل پیش‌بینی مدل‌های تغییر اقلیم نشان داد منطقه مطالعاتی در شمال و مرکز اروپا در آینده بارندگی بیشتری را تجربه می‌کند و خشکسالی هواشناسی روند کاهشی خواهد داشت. در مطالعه دیگری توسط سیلاکاراس و سریدار (۲۰۱۷)^۶ تغییرات آینده خشکسالی هواشناسی در دو دوره آینده نزدیک (۲۰۱۶-۲۰۵۷) و آینده دور (۲۰۵۸-۲۰۹۹) بر اساس شاخص SPI و ۱۵ مدل گردش عمومی جو حاصل از گزارش پنجم تغییر اقلیم در حوزه رودخانه میکانگ مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به این که خشکسالی یک پدیده تصادفی چند متغیره است در این مطالعه در کنار تحلیل تک متغیره، تحلیل دومتغیره برای مقایسه خشکسالی در دوره تاریخی (۱۹۶۴-۲۰۰۵) و آینده انجام شد. نتایج نشان داد طبق تمام سناریوهای مدل‌های گردش عمومی و منطقه مطالعاتی خشکسالی‌های شدیدتری را در آینده تجربه خواهد کرد. همچنین تحلیل چند متغیره،

پدیده تغییر اقلیم که یکی از دلایل وقوع آن افزایش گازهای گلخانه‌ای است، تأثیر بسزایی بر پدیده‌های حدی همچون سیل و خشکسالی دارد (Van Pelt and Swart, 2011). لذا بررسی پدیده‌های حدی جهت مقابله، برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب در دوره‌های آتی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. خشکسالی به‌عنوان پدیده‌ای طبیعی و اجتناب‌ناپذیر، در مناطق مختلف اقلیمی، به‌ویژه مناطق خشک به فراوانی رخ می‌دهد. خشکسالی‌ها گرچه زیان‌های اقتصادی، خسارات محیطی و اجتماعی زیادی را باعث می‌شوند، اما نسبت به سایر پدیده‌های هواشناسی کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند، زیرا تعریف، تعیین و ارزیابی آن‌ها مشکل است. با توجه به اینکه میزان درجه حرارت در ۱۰۰ سال اخیر حدود ۰/۷۴ درجه سانتی‌گراد افزایش داشته و مدل‌های تغییر اقلیم گواه بر این حقیقت است (Jones et al, 2012). لذا تأثیر دما برافزایش خشکسالی قابل‌انکار نیست. SPI^۱ بنا به دلایلی از جمله سادگی، قابلیت توصیف مکانی و انعطاف زمانی و بالاخره امکان استفاده در مدیریت ریسک و تصمیم‌گیری (به علت دارا بودن قابلیت تحلیل احتمالاتی) برای بسیاری از محققین در سراسر دنیا جایگاه ویژه‌ای را به خود اختصاص داده است (Edossa et al, 2010). بر این اساس می‌توان گفت که SPI از زمانی که توسط McKee در سال ۱۹۹۳ معرفی شد، تاکنون به یکی از پرکاربردترین شاخص‌ها برای تحلیل خشکسالی در سراسر دنیا تبدیل شده و هم‌اکنون نیز توسط مراکز مدیریت خشکسالی در کشور در وزارتخانه‌های نیرو و جهاد کشاورزی برای پایش خشکسالی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Shokoohi et al, 2011). پیش‌بینی شرایط اقلیم آینده به‌وسیله مدل‌های گردش کلی جو مورد استفاده تحقیقات متعددی به هدف تدقیق محلی نتایج قرار گرفته است. وروچیدو و همکاران (۲۰۱۳)^۲ به بررسی اثر تغییر اقلیم بر خشکسالی هیدرولوژیکی پرداختند. آن‌ها خروجی

³ Lee et al., (2017)

⁴ Standardized Precipitation Evapotranspiration Index

⁵ Stagge et al., (2015)

⁶ Thilakarathne and Sridhar (2015)

¹ Standardized Precipitation Index

² Vrochidou et al., (2013)

قرار گرفته است. استان ایلام از جنوب با خوزستان، از شرق با لرستان، از شمال با کرمانشاه و از سمت غرب با کشور عراق هم‌جوار است. پهنه استان بر اساس آخرین تقسیمات سیاسی کشور در سال ۱۳۹۶ مشتمل بر شهرستان‌های چرداول، آبدانان، ایوان، سیروان، ایلام، دره شهر، ملکشاهی، دهلران، مهران و به دره است. ارتفاعات زاگرس مهم‌ترین نقش را در شکل‌گیری اقلیم استان به عهده‌دارند. به‌طوری‌که نواحی شمالی استان ایلام کوهستانی و نواحی جنوب غرب و غرب استان از اراضی پست و کم ارتفاع تشکیل یافته است؛ که دشت‌های وسیع گرمسیر منطقه مهران، دهلران و موسیان را دربر می‌گیرد. به‌عبارتی دیگر بلندترین نقطه استان ارتفاعات کبیر کوه با ۲۷۹۰ متر و پست‌ترین نقطه استان کمتر از ۱۰۰ متر بوده که اختلاف ارتفاع آن‌ها را به ۲۶۹۰ متر می‌رساند. استان ایلام در فصول سرد سال متأثر از سامانه‌های شمالی و شمال غربی و غربی به‌ویژه جنوب غربی بوده و ریزش‌های آن متأثر از فعالیت این سامانه‌ها می‌باشد. توزیع فصلی بارندگی‌های این منطقه از ماه آبان آغاز و تا اواسط اردیبهشت‌ماه ادامه می‌یابد. لازم به ذکر است که اقلیم بخش اعظمی از استان ایلام متأثر از سامانه‌های غربی است. از نظر اقلیمی نیز دارای تنوع زیادی است، به‌گونه‌ای که از اقلیم بیابانی در قسمت‌های جنوبی شروع و تا اقلیم‌های مدیترانه‌ای و مرطوب در قسمت‌های شمالی ادامه پیدا می‌کند. با توجه به موقعیت عمومی استان می‌توان بیان نمود که شدیدترین تضاد آب و هوایی بین شمال و جنوب استان مشهود است؛ یعنی اقلیم مرطوب و مدیترانه‌ای مرطوب در شمال و در مقابل، اقلیم نیمه‌خشک و خشک در جنوب غرب استان دیده می‌شود.

در این تحقیق از آمار و اطلاعات ایستگاه سینوپتیک شهر ایلام (فرودگاه ایلام) استفاده شده است. این ایستگاه در سال ۱۳۶۳ تأسیس گردیده و در ارتفاع ۱۳۲۶ متری از سطح دریا و طول جغرافیایی ۴۶/۴ و عرض جغرافیایی ۳۳/۶ واقع شده است. در این ایستگاه سینوپتیک ماه‌هایی وجود دارند که

افزایش خطر خشکسالی را در آینده نشان می‌دهد. بررسی منابع نشان می‌دهد که مطالعات اندکی بر روی تأثیر تغییر اقلیم بر خشکسالی هواشناسی در منطقه مطالعاتی صورت گرفته و در تمام مطالعات از داده‌های گزارش چهارم (سناریوهای اقلیمی تحت عنوان SRES) جهت بررسی روند تغییرات اقلیمی و پیامدهای ناشی از آن استفاده شده است. لذا در این مطالعه جهت کاهش عدم قطعیت مدل‌سازی تغییر اقلیم از داده‌های گزارش پنجم ارزیابی تغییر اقلیم برای پیش‌بینی تغییرات خشکسالی هواشناسی استفاده شده است. از آنجایی که برای محاسبه شاخص RDI^۱ باید مقادیر تبخیر و تعرق نیز محاسبه گردد، بنابراین دو پارامتر بارش و دمای متوسط پیش‌بینی گردید. به دلیل بزرگ‌مقیاس بودن خروجی مدل گردش عمومی جو از روش آماری SDSM^۲ برای ریزمقیاس‌نمایی داده‌های بارندگی و دمای متوسط استفاده شد. روند پارامترهای اقلیمی دما و بارش با استفاده از آزمون نا پارامتری من-کندال و شیب سن با استفاده از برنامه Xistat بررسی شد. دوره‌های خشکسالی توسط SPI و RDI به‌عنوان پرکاربردترین شاخص‌های تحلیل خشکسالی هواشناسی در دوره تاریخی (۱۹۹۳ تا ۲۰۱۸) و آینده (۲۰۲۰ تا ۲۱۰۰) استخراج شدند و در نهایت با استفاده از تئوری ران مشخصه‌های خشکسالی در دوره تاریخی و آینده محاسبه و میزان افزایش دوره‌های خشک نسبت به دوره حال بررسی شد.

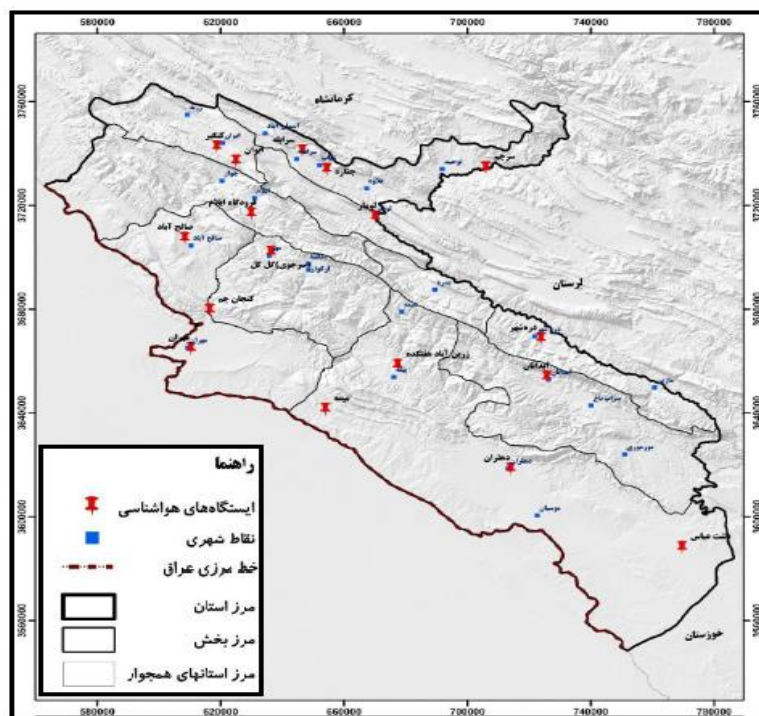
مواد و روش‌ها

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

استان ایلام با ۲۰۱۰۵/۷ کیلومتر مربع حدود ۱۲ درصد مساحت کل کشور را تشکیل می‌دهد. استان در غرب سلسله جبال زاگرس بین ۳۱ درجه و ۵۸ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۱۵ دقیقه عرض شمالی و ۴۵ درجه و ۲۴ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۱۰ دقیقه طول شرقی در گوشه غربی کشور

¹ Reconnaissance Drought Index

² Statistical Downscaling Model



شکل ۱. نقشه منطقه مورد مطالعه و پراکندگی ایستگاه‌های هواشناسی

توسط مرکز مدل‌سازی و آنالیز اقلیم کانادا طراحی شده، دارای شبکه‌بندی سطحی (شبکه‌های با ابعاد حدود ۲/۸۱ درجه‌ی طول و عرض جغرافیایی) است در این مدل کل زمین به صورت 64×128 سلول شبکه‌بندی شده است. داده‌های مدل مذکور به صورت آنومالی هستند که نسبت به دوره (۲۰۰۵-۱۹۶۱) آنومالی آن‌ها محاسبه شده است، داده‌های تاریخی مدل تا سال ۲۰۰۵ با به‌کارگیری داده‌های باز تحلیل NCEP برای واسنجی و طراحی روابط ریزمقیاس گردانی مورد استفاده قرار می‌گیرند و داده‌های سال ۲۰۰۶ تا ۲۱۰۰ نیز برای برآورد چشم‌انداز تغییرات اقلیمی دهه‌های آتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. سپس داده‌های مشاهده‌ای ایستگاه مورد مطالعه پس از دریافت از سازمان هواشناسی به صورت فرمت نرم‌افزار SDSM (هریک از متغیرها در مقیاس روزانه و به ترتیب در یک ستون جداگانه و به صورت فایل متنی) آماده گردید (Wilby et al, 2002). در سال ۱۹۹۲، هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم (IPCC) اولین مجموعه از سناریوهای اقلیمی را تحت عنوان SRES منتشر کرد. در سال ۲۰۱۴، این سناریوها به‌روزرسانی و در قالب چهار سناریو بانام RCP ارائه شده است. در سناریوی

آماربرداری نشده‌اند. برای پر کردن خلأ آماری مزبور از همبستگی درون ایستگاهی و استفاده از نسبت موجود برای پارامترهای گرایش به مرکز نظیر میانه و میانگین استفاده به عمل آمده است. این کار سبب حفظ واریانس در حد مشاهدات موجود شده و بر دقت کار می‌افزاید.

مدل اقلیمی و سناریوهای انتشار RCP

روش‌های مختلفی برای شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره‌های آتی وجود دارد که یکی از معتبرترین آن‌ها، استفاده از مدل‌های گردش عمومی جو یا GCM هست. این مدل‌ها قادرند تا تمامی فرآیندهای اقلیمی را در ابعاد جهانی و یا قاره‌ای به‌طور نسبتاً دقیقی شبیه‌سازی نمایند. در این مطالعه جهت تولید داده‌های بارندگی و دمای متوسط برای دوره آینده از مدل CanESM2 با ریزمقیاس نمایی توسط روش SDSM استفاده شده است داده‌های بارش و دما ایستگاه سینوپتیک ایلام، داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی متغیرهای محیطی کانادا و داده‌های مدل جهانی CanESM2 تحت سه سناریوی واداشت تابشی RCP 2.6, RCP 4.5, RCP8.5 مورد استفاده قرار گرفت. مدل CanESM2 که

جدول ۱. طبقه‌بندی خشکسالی با استفاده از شاخص SPI و

شاخص RDI	
طبقه خشکسالی	مقدار SPI
Extremely wet ترسالی خیلی شدید	$SPI \geq +2.00$
Severely wet ترسالی شدید	$1.50 \leq SPI \leq 1.99$
Moderately wet ترسالی متوسط	$1.00 \leq SPI \leq 1.49$
Mildly wet ترسالی ملایم	$0.50 \leq SPI \leq 0.99$
Normal نرمال	$-0.49 \leq SPI \leq 0.49$
Mild drought خشکسالی ملایم	$-0.99 \leq SPI \leq 0.00$
Moderate drought خشکسالی متوسط	$-1.49 \leq SPI \leq -1.00$
Severe drought خشکسالی شدید	$-1.99 \leq SPI \leq -1.5$
Extreme drought خشکسالی خیلی شدید	$SPI \leq -2.00$

شاخص خشکسالی هواشناسی RDI

شاخص RDI را نیز می‌توان یک شاخص خشکسالی هواشناسی دانست. این شاخص را می‌توان به سه صورت بیان نمود: مقدار اولیه شاخص (α_k) ، RDI نرمال شده (RDI_{st}) و (RDI_{ln}) و RDI استاندارد شده (RDI_{st}) . در این تحقیق به منظور مقایسه با SPI از شکل استاندارد شده این شاخص استفاده به عمل آمده است.

مقدار اولیه شاخص (α_k) به صورت تجمیعی و برای هر بازه زمانی قابل تعریف است، مقدار این شاخص برای سال i و زمان پایه k (ماه) از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\alpha_k^{(i)} = \frac{\sum_{j=1}^k P_{ij}}{\sum_{j=1}^k PET_{ij}}, \quad i = 1, 2, 3, \dots, N \quad (3)$$

که در آن P_{ij} و PET_{ij} بارندگی و تبخیر و تعرق بالقوه در ماه j از سال i (که معمولاً برای یک سال آبی از مهرماه یعنی اکتبر آغاز می‌شود) و N تعداد سال آماری در دسترس می‌باشند.

شکل اولیه RDI_{st} با این فرض که مقادیر α_k به از توزیع لوگ نرمال تبعیت می‌کنند از رابطه (۵) به دست می‌آید. (Tsakiris and Vangelis, 2005)

$$RDI_{st}^{(i)} = \frac{y^{(i)} - \bar{y}}{\sigma_y} \quad (4)$$

RCP8.5 فرض شده است که هیچ‌گونه فعالیتی در راستای کاهش گازهای گلخانه‌ای صورت نگیرد و جمعیت جهان تا پایان سال ۲۱۰۰ به ۱۲ میلیارد نفر برسد. بر این اساس، غلظت دی‌اکسید کربن به ۱۹۶۰ قسمت در میلیون می‌رسد. در سناریوی RCP4.5 جمعیت جهان در انتهای قرن اخیر کمتر از هفت میلیارد برآورد شده و غلظت دی‌اکسید کربن به ۷۵۰ قسمت در میلیون خواهد رسید (IPCC2013).

شاخص خشکسالی هواشناسی SPI

SPI توسط مک‌کی^۱ و همکاران (۱۹۹۳) در دانشگاه ایالتی کلرادو ابداع شد. داده‌های بارش در دوره‌های آماری طولانی مدت به یک توزیع احتمالی برازش و سپس به توزیع نرمال تغییر شکل داده می‌شوند، به طوری که میانگین SPI در مکان و زمان صفر باشد (Mohamadian et al., 2010 و Quiring and Papakryiakou 2003). این شاخص در مقیاس‌های زمانی مختلف قابل محاسبه است. توزیع‌های احتمالاتی زیادی برای محاسبه این شاخص مورد استفاده قرار گرفته است، اما با توجه به پژوهش‌های پیشین مشخص شد که توزیع احتمالی بارش یک ایستگاه معمولاً از توزیع گاما پیروی می‌کند. تابع چگالی احتمال توزیع گاما در رابطه (۱) نمایش داده شده است:

$$f(x) = \frac{1}{\beta \alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad x > 0 \quad (1)$$

که در آن x متغیر بارش، α و β به ترتیب پارامتر شکل و مقیاس توزیع هستند. برای تعیین این شاخص، ابتدا توزیع آماری مناسب، بر آمار بلندمدت بارندگی‌ها برازش داده شده، سپس تابع تجمعی توزیع با استفاده از احتمالات مساوی به توزیع نرمال تبدیل می‌شود که رابطه آن به صورت زیر است:

$$SPI = z = \frac{x - \mu}{\sigma} \quad (2)$$

که در آن μ و σ به ترتیب تخمین میانگین و انحراف از معیار جامعه می‌باشند.

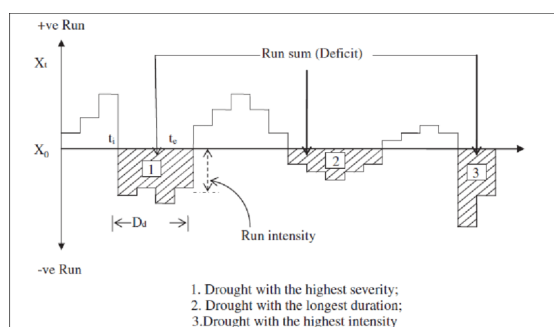
¹ Mckee et al., (1993)

۲۴ ایستگاه از سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۴ نشان داد که تفاوت معناداری بین نتایج سه روش ذکر شده با روش مینا فائو-پنمن-مانتیث وجود ندارد. لذا شاخص RDI شاخص قوی برای ارزیابی شدت خشکسالی است و حتی اگر حداقل اطلاعات در دسترس (بارش و دما) وجود داشته باشند، با محاسبه‌ی خشکسالی به کمک شاخص RDI می‌توان نتایج قابل‌اعتمادی را به دست آورد.

نتایج و بحث

ارزیابی وضعیت خشکسالی در دوره پایه (۱۹۹۳-۲۰۱۸)

بر طبق تعریف، خشکسالی هواشناسی عبارت است از افت بارندگی نسبت به یک سطح برش معین در یک دوره طولانی و در مکان مشخص. اغلب، سطح برش را میانگین درازمدت سری زمانی بارندگی در نظر می‌گیرند، ولی ممکن است هر سطح دیگری علاوه بر آن انتخاب شود (Yevejevich, 1967). با استفاده از تئوری RUN می‌توان برخی از مشخصات خشکسالی نظیر شدت، تداوم و بزرگی وقایع خشک را تعیین کرد. طول توالی منفی، تداوم یک دوره خشکسالی Drought Duration را تعیین می‌کند. مجموع انحرافات منفی در هر توالی، شدت خشکسالی (Drought Severity) را می‌سنجد و بزرگی خشکسالی (Drought Intensity) مقدار میانگین کسری بارش را در یک دوره ویژه از خشکسالی بیان می‌کند. همان‌طور که در شکل ۲ دیده می‌شود، انتخاب سطح برش X به تولید دنباله‌های منفی (خشکسالی) و مثبت (ترسالی) منجر می‌شود. (Khalili & Bazr Afshan, 2007)



شکل ۲. تعیین مشخصات خشکسالی با استفاده از تئوری RUN (Mishra & Singh, 2011)

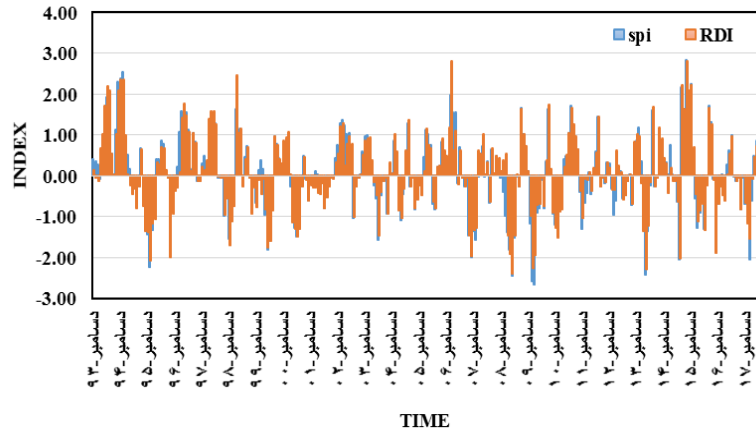
که در آن y_i در واقع $\ln(\alpha_k^{(i)})$ و σ_y انحراف از معیار می‌باشد. در برخی از تحقیقات نشان داده شده است که α_k می‌تواند از توزیع گاما نیز تبعیت کند که در چنین صورتی می‌توان از همان معادلات آبرامویتز - استگان برای نرمالیزه کرده و استاندارد کردن RDI استفاده نمود (Angledis et al, 2012) به نقل از (Shokoohi, 2012). RDI استاندارد شده از همان رفتار SPI برخوردار بوده و لذا می‌توان برای تحلیل شرایط خشکسالی با استفاده از مقادیر RDist، از همان آستانه‌های مورد استفاده برای SPI یعنی جدول شماره ۱ استفاده نمود. همان‌طوری که در رابطه شماره ۴ دیده می‌شود برای محاسبه RDI نیاز است که تبخیر و تعرق محاسبه گردد. برای محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل راه‌های زیادی موجود است که در این تحقیق از همان روش پیشنهادی Tsakiris و Vangelis یعنی روش تورنویت که تنها از عامل حرارت متوسط ماهانه بهره می‌گیرد استفاده به عمل می‌آید. بر این اساس مشخص است که برای محاسبه RDI به‌غیر از بارندگی تنها به حرارت ماهانه نیاز خواهد بود.

لازم به ذکر است ترابی طباطبایی (۲۰۱۹)^۱ در مطالعه‌ی از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی در استان تهران استفاده شده که نماینده آب و هوایی اقلیم‌های مختلف هستند. نتایج نشان دادند که روش‌های مختلف محاسبه PET تأثیر قابل‌توجه بر نتایج RDI ندارند. در میان روش‌های مختلف تبخیر - تعرق بالقوه، در اکثر ایستگاه‌های هواشناسی مطالعه شده، روش بلاتی-کریدل نزدیک‌ترین نتایج را با روش مرجع داشته و نسبتاً مناسب‌تر است. این امر نشان می‌دهد که RDI شاخصی قوی برای ارزیابی شدت خشکسالی بوده و شدت‌های خشکسالی محاسبه شده به کاربرد روش‌های مختلف محاسبه تبخیر - تعرق بستگی ندارد. همچنین تحقیق Koochi (2016) در بررسی اثر روش‌های برآورد تبخیر- تعرق بر محاسبه شاخص RDI در اقلیم‌های مختلف ایران و نیز ارزیابی سه روش تورنت وایت، هارگریوز-سامانی و بلاتی-کریدل در

¹ Torabi Tabatabai (2019)

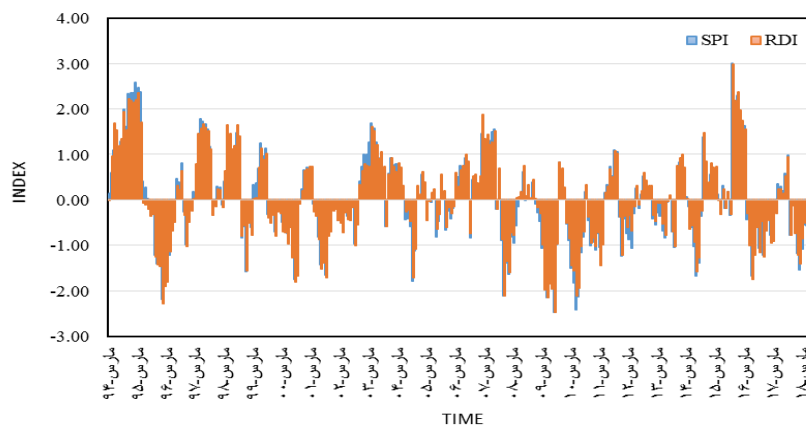
بر همین اساس ابتدا، با استفاده از مقادیر بارندگی و دما دوره پایه شاخص‌های خشکسالی SPI و RDI در ایستگاه ایلام برای سری‌های زمانی ۳، ۶ و ۱۲ ماهه شماره ۹ در ستون دوره پایه آمده است. محاسبه شد که نمودارهای آن در شکل‌های زیر و نتایج کمی مانند شدت بزرگی و مدت خشکسالی در جدول

SPI& RDI 3 Month



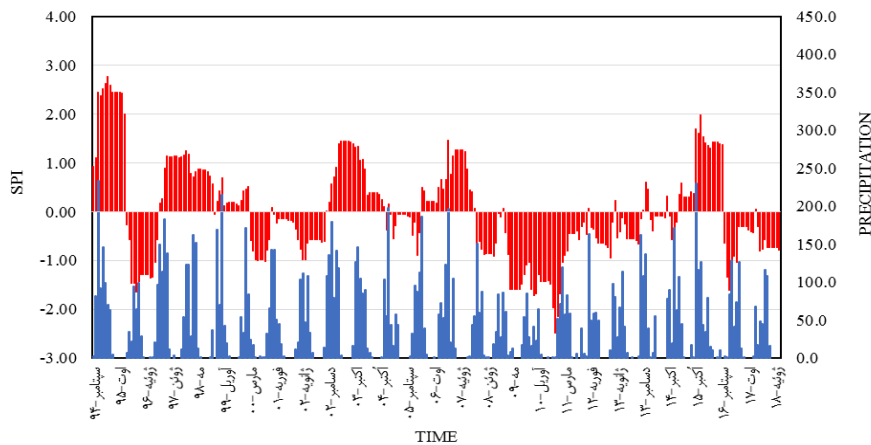
شکل ۳. نمودار مقادیر میانگین شاخص سه‌ماهه خشکسالی SPI و RDI در دوره پایه (۱۹۹۳-۲۰۱۸) در ایستگاه ایلام

SPI&RDI 6 Month

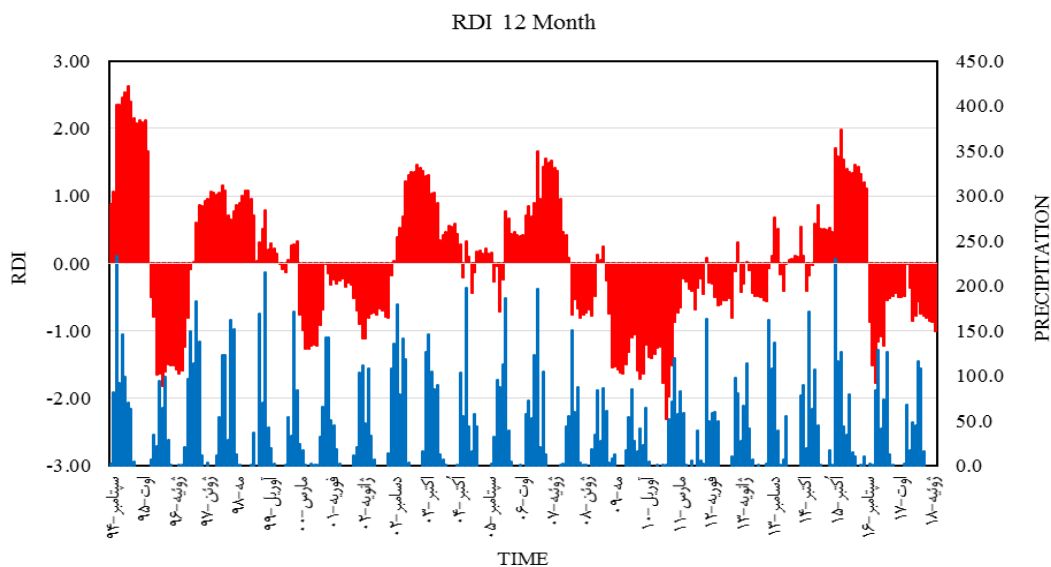


شکل ۴. نمودار مقادیر میانگین شاخص شش‌ماهه خشکسالی SPI و RDI در دوره پایه (۱۹۹۳-۲۰۱۸) در ایستگاه ایلام

SPI 12 Month



شکل ۵. نمودار مقادیر میانگین بارش و شاخص دوازده‌ماهه خشکسالی SPI در دوره پایه (۱۹۹۳-۲۰۱۸) در ایستگاه ایلام



شکل ۶. نمودار مقادیر میانگین بارش و شاخص دوازده ماهه خشکسالی RDI در دوره پایه (۱۹۹۳-۲۰۱۸) در ایستگاه ایلام

در این پژوهش از ۲۱ مدل CMIP5 جهت پیش‌بینی پارامترهای بارندگی و دمای متوسط در دوره آتی استفاده شده است. در مرحله اول داده‌های اقلیمی مورد نیاز از طریق یکی از سایت‌های تولید داده گزارش پنجم به دست می‌آید. داده‌ها که با فرمت NC هستند برای منطقه ایلام با استفاده از کد نویسی در نرم‌افزار متلب و استفاده از چهار گرید مجاور به دست می‌آیند. با استفاده از این داده‌ها که به صورت روزانه هستند میانگین دوره پایه ۲۰ ساله از مدل‌های مختلف محاسبه می‌شوند. در مرحله دوم با داده‌های بارش و درجه حرارت دوره پایه که از ایستگاه سینوپتیک ایلام اخذ شده، مقایسه می‌شود.

برای اطمینان از نتایج مدل‌ها برای دوره آتی و اجتناب از حجیم شدن پژوهش، ابتدا از بین مدل‌ها هشت مدلی که بین داده‌های شبیه‌سازی شده برای دوره پایه و داده‌های ایستگاه سینوپتیک ایلام بیشترین شباهت وجود دارد انتخاب شد (جدول ۲). به دلیل اهمیت بیشتر شاخص RMSE مدل‌هایی که کمترین مقدار RMSE داشتند انتخاب شد. در جدول شماره ۲ مدل‌های که بهترین تطابق را با داده‌های سینوپتیک داشته به صورت پررنگ نشان داده شده است.

آنالیز عدم قطعیت مدل‌های گزارش پنجم تغییر اقلیم در برآورد دما و بارش

یکی از مباحث مهم در ارزیابی تغییر اقلیم با استفاده از خروجی مدل‌های GCM، بررسی میزان عدم قطعیت آن‌ها است، به طوری که ممکن است خروجی‌های یک مدل در یک منطقه با مدل دیگر در همان منطقه متفاوت باشد. نادیده گرفتن عدم قطعیت این مدل‌ها موجب کاهش دقت خروجی نهایی می‌شود. هدف از تحلیل عدم قطعیت ارزیابی عملکرد مدل در بازتولید مقادیر میانگین و تغییرپذیری متغیرهای هواشناسی مشاهداتی که توسط مدل برای دوره پایه تولید می‌شوند، می‌باشد.

برای تحلیل و کاهش میزان عدم قطعیت روش‌های مختلفی ابداع شده است. از جمله روش‌هایی که برای بررسی عدم قطعیت خروجی مدل‌های تغییر اقلیم استفاده شد می‌توان به وزن‌دهی میانگین‌های مشاهداتی در قالب رویکرد بیزین، آزمون طبقه‌بندی ویلکاکسون، فاصله‌های اطمینان ساخته شده با استفاده از نمونه‌برداری مجدد بوت استرپ، نمودار جعبه‌ای و تابع توزیع احتمالات جمعی اشاره کرد.

جدول ۲. تعیین بهترین مدل GCM برای متغیرهای هواشناسی با استفاده از شاخص‌های ارزیابی خطا

Variable	Model	MAD	MSE	RMSE	R(XY)	Variable	Model	MAD	MSE	RMSE	R(XY)
Temperature	GFDL-ESM2M	3.533	77.295	8.792	0.76	precipitation	MIROC-ESM	3.241	28.240	4.946	0.93
	IPSL-CM5A-LR	3.447	76.318	8.736	0.76		CESM1-BGC	3.514	63.995	8.000	0.81
	CanESM2	3.143	16.845	4.104	0.93		CanESM2	3.165	28.851	5.089	0.91
	GFDL-ESM2G	3.586	77.774	8.819	0.76		inmcm4	3.441	56.142	7.493	0.81
	MIROC5	3.503	76.313	8.736	0.76		MPI-ESM-LR	3.247	29.905	5.364	0.92
	BNU-ESM	3.453	76.287	8.734	0.76		BNU-ESM	3.454	51.350	7.166	0.87
	bcc-csm1-1	3.436	75.631	8.697	0.76		CSIRO-Mk3-6-0	3.462	58.414	7.643	0.88
	CNRM-CM5	3.396	19.772	4.447	0.92		bcc-csm1-1	3.248	28.729	5.381	0.92
	inmcm4	3.566	77.743	8.817	0.76		CCSM4	3.416	62.951	7.934	0.87
	CCSM4	3.646	78.012	8.832	0.75		CNRM-CM5	3.436	57.900	7.609	0.88
	IPSL-CM5A-MR	3.558	77.626	8.811	0.76		GFDL-ESM2M	3.438	52.742	7.262	0.89
	ACCESS1-0	3.404	17.813	4.307	0.91		GFDL-CM3	3.262	29.142	5.281	0.92
	MPI-ESM-LR	3.301	17.989	4.241	0.92		NorESM1-M	3.494	59.070	7.686	0.88
	CSIRO-Mk3-6-0	3.416	76.076	8.722	0.76		MIROC5	3.510	63.251	7.953	0.87
	MIROC-ESM-CHEM	3.199	17.277	4.157	0.92		IPSL-CM5A-MR	3.559	52.679	7.258	0.87
	NorESM1-M	3.459	76.452	8.744	0.76		IPSL-CM5A-LR	3.194	29.507	5.407	0.91
	MRI-CGCM3	3.321	19.252	4.388	0.92		ACCESS1-0	3.483	59.596	7.720	0.85
	GFDL-CM3	3.493	76.567	8.750	0.76		MPI-ESM-MR	3.463	55.718	7.464	0.87
	MIROC-ESM	3.228	17.510	4.185	0.92		MRI-CGCM3	3.433	55.567	7.454	0.87
	MPI-ESM-MR	3.283	18.177	4.263	0.92		GFDL-ESM2G	3.199	29.420	5.430	0.92
CESM1-BGC	3.516	76.775	8.762	0.76	MIROC-ESM-CHEM	3.245	28.761	5.483	0.91		

است، برای ارزیابی مدل، میانگین ماهانه متغیرهای دما و بارش در ایستگاه‌های موجود در داخل هر شبکه در دوره آماری با داده‌های ماهانه شبیه‌سازی شده همان شبکه در دوره آتی مقایسه شدند، هرچه مقدار $w_{i,j}$ بیشتر (نزدیک‌تر به ۱) باشد، ۱ نشان‌دهنده مناسب‌تر بودن مدل در شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی است، به این معنی که متغیر اقلیمی برآورد شده توسط مدل به مقدار واقعی آن نزدیک‌تر است.

همان‌طور که در جدول شماره ۳ ملاحظه می‌شود در مجموع مدل CanESM2 نسبت به سایر مدل‌ها بیشترین وزن را برای هردو متغیر دما و بارش به خود اختصاص داده است. همچنین مدل MPI-ESM-LR کمترین وزن را برای دما و مدل MIROC-ESM کمترین وزن را برای بارش اختیار کرده است. در ادامه با استفاده از مدل ریزمقیاس گردانی SDSM به تولید داده‌های هواشناسی

در این پژوهش برای بررسی میزان عدم قطعیت ناشی از به‌کارگیری مدل‌های موردبررسی از روش وزن‌دهی میانگین‌های مشاهداتی در روش وزن‌دهی میانگین‌های مشاهداتی مطابق رابطه (۵) مدل‌های GCM بر اساس مقدار انحراف میانگین دما با بارش شبیه‌سازی شده در دوره پایه از میانگین داده‌های مشاهداتی وزن دهی می‌شوند (Ashofteh and Massah; 2010; 2012)

$$w_{i,j} = \frac{1}{\Delta T_{i,j}^n} \quad (5)$$

$$\sum_{j=1}^n \left(\frac{1}{\Delta T_{i,j}^n} \right)$$

که در رابطه بالا $\Delta T_{i,j}$ نشان‌دهنده اختلاف مقدار میانگین طولانی‌مدت متغیر شبیه‌سازی شده در مدل GCM موردبررسی از میانگین مقدار دیدبانی شده آن در همان دوره است. I معرف شماره ماه، z معرف شماره مدل موردنظر، n معرف تعداد مدل‌های موردبررسی و $w_{i,j}$ وزن مدل موردنظر در صحت برآورد متغیر دما یا بارش

جدول ۳. وزن‌های به‌دست‌آمده برای شبیه‌سازی بارش و دما در مدل‌های GCM

month	Precipitation								temperature							
	Model								Model							
	ACCESSI-0	CNRM-CM5	CanESM2	MIROC-ESM	MIROC-ESM-CHEM	MRI-CGCM3	MPI-ESM-LR	MPI-ESM-MR	ACCESSI-0	CNRM-CM5	CanESM2	MPI-ESM-LR	MIROC-ESM-CHEM	MRI-CGCM3	MIROC-ESM	MPI-ESM-MR
january	0.11	0.10	0.16	0.10	0.12	0.12	0.15	0.16	0.12	0.07	0.11	0.31	0.12	0.07	0.12	0.10
february	0.31	0.29	0.67	0.36	0.46	0.32	0.39	0.53	0.18	0.16	0.29	0.10	0.09	0.09	0.33	0.12
march	0.12	0.17	0.18	0.13	0.12	0.11	0.11	0.13	0.21	0.45	0.66	0.09	0.12	0.13	0.27	0.11
april	0.35	0.55	0.56	0.26	0.53	0.05	0.20	0.09	0.26	0.36	0.37	0.27	0.27	0.28	0.10	0.51
may	0.45	0.34	0.81	0.41	0.86	0.62	0.76	0.76	0.13	0.11	0.58	0.10	0.16	0.10	0.12	0.25
june	0.35	0.73	0.91	0.36	0.43	0.86	0.33	0.35	0.15	0.21	0.40	0.21	0.24	0.14	0.32	0.12
july	0.51	0.45	0.58	0.35	0.25	0.36	0.56	0.36	0.23	0.24	0.37	0.10	0.23	0.13	0.29	0.13
august	0.17	0.12	0.17	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.14	0.16	0.11	0.15	0.12	0.17	0.51
september	0.12	0.11	0.14	0.13	0.12	0.11	0.13	0.14	0.11	0.15	0.19	0.11	0.14	0.31	0.15	0.13
october	0.14	0.15	0.16	0.13	0.15	0.14	0.15	0.16	0.11	0.15	0.12	0.10	0.12	0.26	0.15	0.12
november	0.12	0.11	0.15	0.14	0.11	0.15	0.11	0.11	0.07	0.07	0.09	0.15	0.12	0.11	0.15	0.13
december	0.16	0.17	0.22	0.14	0.15	0.11	0.16	0.09	0.15	0.08	0.13	0.13	0.12	0.15	0.10	0.14

ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال، ارتفاع ژئوپتانسیل ۸۵۰ هکتوپاسکال و متوسط دما در ارتفاع دو متری بیشترین ارتباط را با دما و همچنین متغیرهای متوسط فشار در سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال، جهت باد سطحی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال، متوسط دما در ارتفاع دو متری و رطوبت سطحی ویژه بیشترین ارتباط را با بارش در منطقه مطالعاتی دارند.

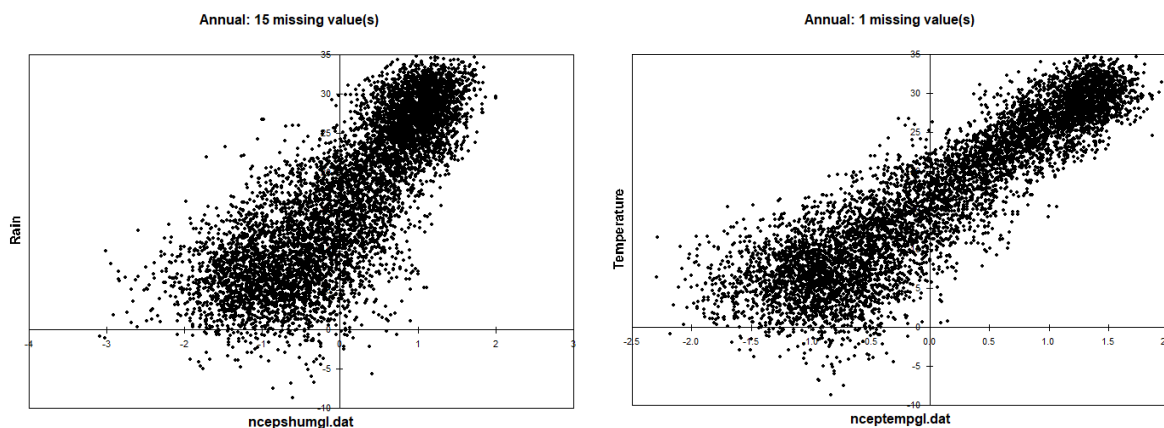
تحت سه سناریوی RCP 4.5, RCP2.6 و RCP8.5 مدل جفت شده‌ی جوی- اقیانوسی CanESM2 می‌باشند. در مدل ریزمقیاس گردانی SDSM قبل از کالیبره کردن مدل لازم است متغیرهای مستقل جوی (NCEP) که بیشترین میزان همبستگی را با پارامترهای اقلیمی مشاهداتی دارند تعیین گردند. جدول شماره ۴ متغیرهای مورد استفاده جهت کالیبره نمودن مدل را نشان می‌دهد، بر اساس این جدول متغیرهای متوسط فشار در سطح دریا، ارتفاع

جدول ۴. فهرست متغیرهای NCEP

ردیف	متغیر پیش‌بینی کننده	ردیف	متغیر پیش‌بینی کننده
۱	فشار سطح صفر	۱۴	میانگین دما در ارتفاع دو متری
۲	سرعت مداری سطحی	۱۵	رطوبت ویژه سطحی
۳	قدرت جریان هوای سطحی	۱۶	رطوبت نسبی سطحی
۴	حالت گردابی سطحی	۱۷	رطوبت نسبی در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۵	سرعت نصف‌النهاری سطحی	۱۸	رطوبت نسبی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال
۶	واگرایی سطحی	۱۹	واگرایی در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۷	جهت باد سطحی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۰	جهت باد در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۸	سرعت مداری در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۱	ژئوپتانسیل در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۹	قدرت جریان هوا در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۲	حالت گردابی در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۱۰	حالت گردابی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۳	سرعت نصف‌النهاری در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۱۱	سرعت نصف‌النهاری در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۴	سرعت مداری در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۱۲	جهت باد در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۵	قدرت جریان هوا در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۱۳	ژئوپتانسیل در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۶	واگرایی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال

جدول ۵. متغیرهای مستقل مورداستفاده جهت کالیبره نمودن مدل

ردیف	متغیر	متغیر پیش‌بینی کننده	NCEP	ضریب همبستگی	ضریب همبستگی جزئی	سطح معنی‌داری
۱	متوسط فشار سطح دریا	ncepmslpgl	-۰/۷۸	-۰/۱۴	۰/۰۵	
۲	دما	ژئوپتانسیل در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	ncepp500gl	۰/۸۱	۰/۱۱۵	۰/۰۵
۳		ژئوپتانسیل در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال	Nceps850gl	۰/۶۹	۰/۱۶۷	۰/۰۵
۴	میانگین دما در ارتفاع دو متری	nceptempgl	۰/۹۲	۰/۲۶	۰/۰۵	
۵	متوسط فشار سطح دریا	ncepmslpgl	۰/۷۶	۰/۱۶	۰/۰۵	
۶	ژئوپتانسیل در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	ncepp500gl	-۰/۶۹	-۰/۱۲۴	۰/۰۵	
۷	بارش	nceptempgl	-۰/۸۴	-۰/۲۴	۰/۰۵	
۸	جهت باد سطحی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	ncepp5thgl	۰/۷۱	۰/۱۸	۰/۰۵	
۹	رطوبت سطحی ویژه	ncepshumgl	۰/۸۹	۰/۲۱	۰/۰۵	



شکل ۷. پراکندگی دما و بارش مشاهداتی ایستگاه ایلام در مقابل متغیرهای NCEP

NCEP بیانگر آن است که اختلاف معناداری بین مقادیر شبیه‌سازی‌شده و مقادیر مشاهداتی آن‌ها با خطای بحرانی ۰/۰۵ وجود ندارد و مقادیر همبستگی بین داده‌های شبیه‌سازی‌شده و واقعی در سطح معناداری ۰/۰۱ قابل قبول می‌باشند. برای اطمینان از صحت واسنجی مدل از شاخص‌های خطا سنجی RMSE و MAE نیز استفاده شد. در مجموع نتایج حاصل از شاخص‌های خطا سنجی با استفاده از داده‌های NCEP بیانگر آن است که مدل ریز گردانی SDSM از کار آیی خوبی جهت ریز گردانی پارامتر دما و بارش در ایستگاه سینوپتیک ایلام برخوردار است.

بر اساس نتایج حاصل، همان‌طور که در شکل شماره ۷ نشان داده شده است. متغیر مستقل متوسط دما در ارتفاع دو متری سطح زمین بالاترین ضریب را با دما متوسط و متغیر رطوبت سطحی ویژه بالاترین ضریب را با بارش در منطقه موردبررسی دارد.

به‌منظور اطمینان از صحت مدل، به ارزیابی پارامترهای مدل شده با استفاده از متغیرهای NCEP و داده‌های واقعی برای دوره آماری ۱۹۸۷-۲۰۰۵ پرداخته شد که نتایج ارزیابی داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی‌شده توسط مدل با استفاده شاخص‌های آماری مختلف در جدول (۶) آورده شده است. نتایج حاصل با استفاده از داده‌های

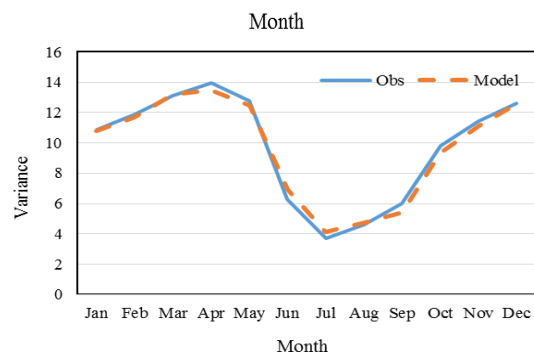
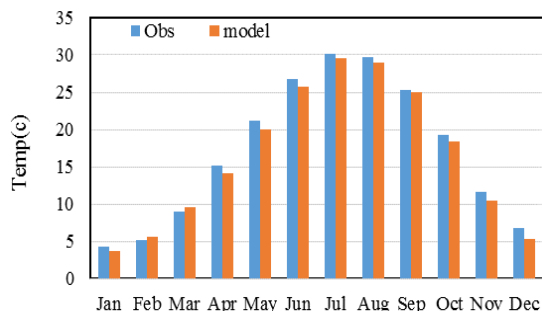
جدول ۶. ارزیابی عملکرد مدل در دوره پایه با استفاده از

معیارهای مختلف	معیارهای مختلف		
	R2	MAE	RMSE
Temperature	۰/۹۹	۰/۱۹	۰/۲۲
Precipitation	۰/۹۶	۰/۱۹	۰/۲۰

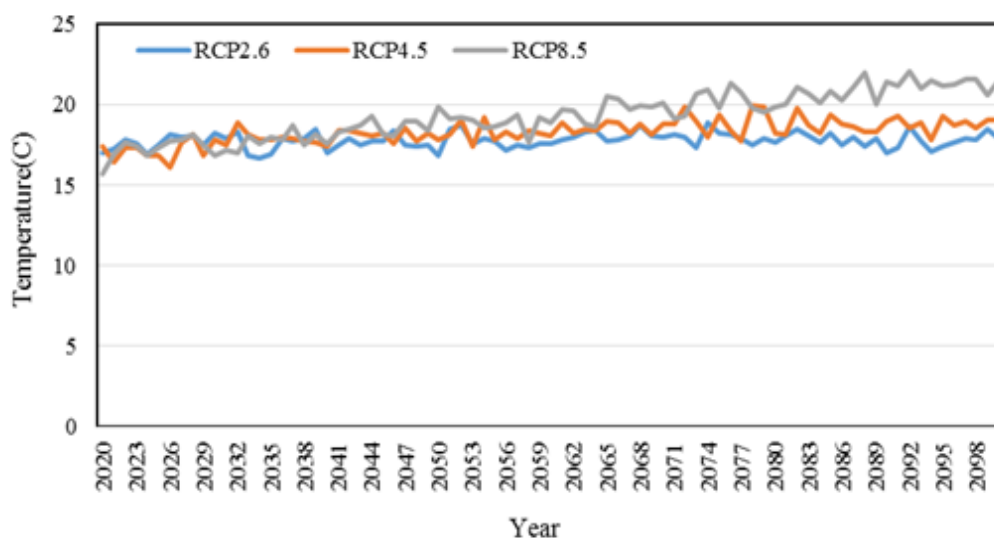
جهت نمایش بهتر و اطمینان از صحت پیش‌بینی به مقایسه مقادیر دما و بارش مدل شده و مقادیر مشاهداتی با استفاده از نمودارهای مقایسه‌ای در دوره پایه پرداخته شد. همچنین جهت مقایسه بهتر به تحلیل واریانس بین مقادیر مذکور در ماه‌های مختلف سال پرداخته شد که نتایج حاکی از اختلاف کم مقادیر مشاهداتی و مدل شده توسط مدل SDSM است. (شکل شماره ۸)

پس از ارزیابی مدل و اطمینان از مناسب بودن آن به بررسی داده‌های تولیدشده مدل CanESM2 برای دوره (۲۰۲۰-۲۱۰۰) تحت سه سناریوی واداشت تابشی پرداخته‌شده نتایج حاصل از بررسی دمای ماهانه در شکل (۹) نشان می‌دهد که متوسط دمای متوسط بر طبق هر سه سناریوی موردبررسی در همه سناریوها نسبت به دوره پایه افزایش داشته است.

بر طبق نتایج حاصل از آزمون نا پارامتری من - کندال که نتایج آن در جدول ۷ و شکل ۱۰ نشان داده‌شده است، روند دما متوسط در سناریوی RCP2.6 فقط در ماه‌های مارس، آوریل و دسامبر معنی‌دار (که به رنگ قرمز مشخص شده است) و دارای روند افزایشی است و در ماه‌های دیگر مقدار P-Value بیشتر بوده و نمی‌توان فرض



شکل ۸. مقایسه واریانس و میانگین دما مقادیر مشاهده‌شده و مدل شده در دوره پایه



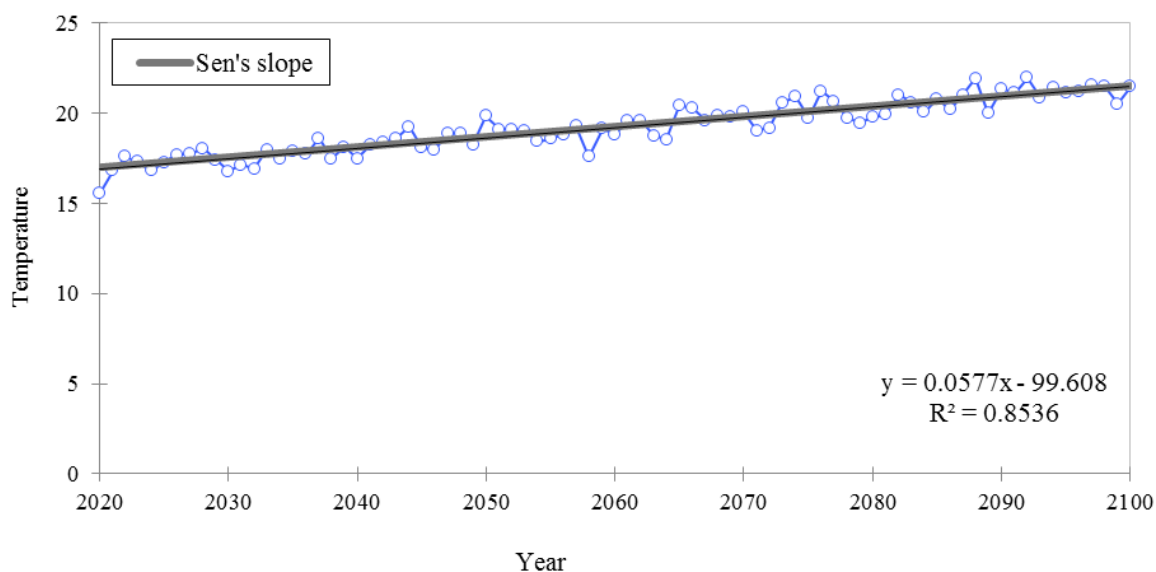
شکل ۹. مقایسه سناریوهای مختلف در پیش‌بینی میزان دمای متوسط در دوره زمانی (۲۰۲۰-۲۱۰۰)

بررسی روند پارامترهای اقلیمی

صفر که مبنی بر عدم وجود روند است را رد کرد. در سناریو RCP4.5 روند تغییرات دما تنها در ماه‌های فوریه و می معنادار نیست اما در سناریو RCP8.5 دما دارای روند معنادار و مثبت (افزایشی) در سطح معناداری ۰/۰۱ است. از مقایسه مقدار دما شبیه‌سازی‌شده توسط مدل در سناریو RCP8.5 با مقدار دما در دوره پایه برای هر ماه بیشترین مقدار اختلاف در ماه جولای با افزایش ۳/۷۹۸ سانتی‌گراد در طی این دوره هشتادساله (۲۰۲۰-۲۱۰۰) خواهد بود.

جدول ۷. مقدار آماره من-کندال و شیب سن برای پارامتر دما در سه سناریو در طی سال‌های آتی (۲۰۲۰-۲۱۰۰)

Series\Test	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
	Kendall's tau	p-value	Sen's slope	Kendall's tau	p-value	Sen's slope	Kendall's tau	p-value	Sen's slope
January	۰/۰۵۴	۰/۴۸۰	۰/۰۰۴	۰/۲۰۲	۰/۰۰۸	۰/۰۲۱	۰/۴۰۵	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۴۱
February	۰/۰۵۵	۰/۴۷۰	۰/۰۰۴	۰/۱۳۸	۰/۰۷۰	۰/۰۱۳	۰/۴۱۴	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۴۷
march	۰/۲۲۳	۰/۰۰۳	۰/۰۱۷	۰/۲۸۶	۰/۰۰۰	۰/۰۳۰	۰/۴۰۲	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۴۷
April	۰/۲۲۷	۰/۰۰۳	۰/۰۲۵	۰/۱۶۲	۰/۰۳۳	۰/۰۲۰	۰/۵۰۰	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۶۴
May	-۰/۰۲۶	۰/۷۳۵	-۰/۰۰۳	-۰/۰۲۶	۰/۷۳۵	-۰/۰۰۳	۰/۴۱۹	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۷۲
June	۰/۰۰۰	۱/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۲۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۲۲	۰/۵۰۱	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۷۴
July	۰/۰۰۲	۰/۹۷۷	۰/۰۰۰	۰/۲۳۱	۰/۰۰۲	۰/۰۱۸	۰/۴۸۱	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۵۱
August	-۰/۰۰۲	۰/۹۷۷	۰/۰۰۰	۰/۲۴۸	۰/۰۰۱	۰/۰۱۷	۰/۴۸۷	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۵۵
September	-۰/۰۳۵	۰/۶۴۵	-۰/۰۰۳	۰/۳۰۵	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۳۱	۰/۵۳۳	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۶۶
October	-۰/۰۳۶	۰/۶۳۳	-۰/۰۰۳	۰/۲۵۳	۰/۰۰۱	۰/۰۲۴	۰/۵۱۲	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۶۲
November	۰/۰۹۰	۰/۲۳۵	۰/۰۰۶	۰/۲۸۲	۰/۰۰۰	۰/۰۲۲	۰/۵۹۶	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۶۹
December	۰/۱۵۶	۰/۰۴۰	۰/۰۱۱	۰/۱۶۹	۰/۰۲۶	۰/۰۱۲	۰/۵۰۴	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۵۰
Annual	۰/۱۳۱	۰/۰۸۳	۰/۰۴۹	۰/۴۹۷	<۰/۰۰۰۱	۰/۲۱۱	۰/۷۶۹	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۵۷



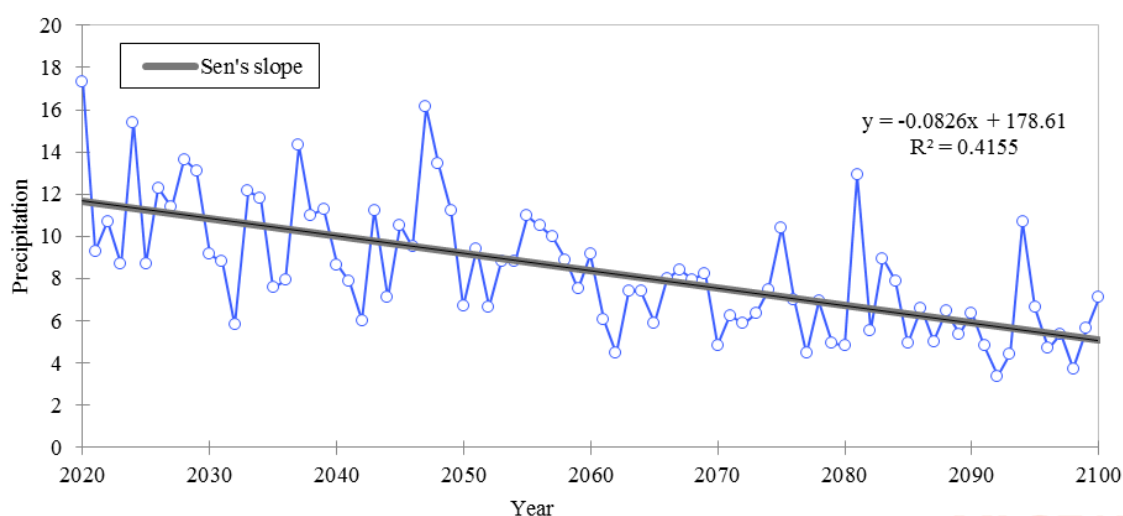
شکل ۱۰. نمودار روند دما در سناریو RCP8.5 طی سال‌های آتی ۲۰۲۰-۲۱۰۰

در رابطه با عنصر بارش در سناریوی خوش بینانه RCP2.6 تنها در ماه‌های آوریل و ژوئن در سطح ۱ درصد روند معنادار است. در سناریو RCP 4.5 تعداد ماه‌های با روند معنی‌دار بیشتر می‌شود اما در سناریوی بدبینانه RCP8.5 تمامی ماه‌ها به جز ماه سپتامبر دارای مقدار P-Value کمتر از ۰/۰۵ می‌باشند بنابراین نمی‌توان فرض

صفر مبنی بر عدم وجود روند را نپذیرفت. همان‌طور که در شکل نشان داده شده است روند بارش کاهشی است. گفتنی است در ماه‌های جولای و آگوست به دلیل اینکه مقدار بارندگی صفر می‌باشد آماره من-کندال حساب نشده است. (جدول ۸ و شکل ۱۱)

جدول ۸. مقدار آماره من-کندال و شیب سن برای پارامتر بارش در سه سناریو در طی سال‌های آتی (۲۰۲۰-۲۱۰۰)

Series/Test	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
	Kendall's tau	p-value	Sen's slope	Kendall's tau	p-value	Sen's slope	Kendall's tau	p-value	Sen's slope
January	۰/۰۸۵	۰/۲۶۶	۰/۰۰۵	-۰/۲۳۷	۰/۰۰۲	-۰/۰۱۸	-۰/۲۱۶	۰/۰۰۴	-۰/۰۱۲
February	۰/۰۳۳	۰/۶۶۸	۰/۰۰۲	۰/۰۲۳	۰/۷۶۰	۰/۰۰۱	-۰/۱۹۲	۰/۰۱۱	-۰/۰۱۲
march	-۰/۱۰۹	۰/۱۵۲	-۰/۰۰۶	-۰/۰۶۶	۰/۳۸۵	-۰/۰۰۴	-۰/۲۴۳	۰/۰۰۱	-۰/۰۱۱
April	-۰/۱۹۰	۰/۰۱۲	-۰/۰۰۷	-۰/۱۶۶	۰/۰۲۹	-۰/۰۰۶	-۰/۲۹۴	۰/۰۰۰	-۰/۰۱۰
May	-۰/۱۲۵	۰/۱۰۵	-۰/۰۰۲	-۰/۱۳۱	۰/۰۹۱	-۰/۰۰۲	-۰/۲۹۹	۰/۰۰۰	-۰/۰۰۵
June	۰/۱۷۰	۰/۰۴۹	۰/۰۰۰	-۰/۰۱۰	۰/۹۱۳	۰/۰۰۰	-۰/۳۸۳	<۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰
July			۰/۰۰۰			۰/۰۰۰			۰/۰۰۰
August			۰/۰۰۰			۰/۰۰۰			۰/۰۰۰
September	۰/۰۹۸	۰/۲۶۶	۰/۰۰۰	-۰/۰۹۹	۰/۲۷۱	۰/۰۰۰	-۰/۱۱۴	۰/۲۰۹	۰/۰۰۰
October	۰/۰۹۵	۰/۲۲۲	۰/۰۰۰	-۰/۱۷۴	۰/۰۲۹	۰/۰۰۰	-۰/۳۰۷	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
November	-۰/۰۴۲	۰/۵۸۵	-۰/۰۰۲	-۰/۱۵۶	۰/۰۴۰	-۰/۰۰۴	-۰/۳۱۱	<۰/۰۰۰۱	-۰/۰۰۹
December	-۰/۰۴۵	۰/۵۵۴	-۰/۰۰۲	-۰/۰۳۱	۰/۶۸۰	-۰/۰۰۲	-۰/۲۴۶	۰/۰۰۱	-۰/۰۱۴
Annual	-۰/۰۳۵	۰/۶۴۵	-۰/۰۰۴	-۰/۲۹۹	<۰/۰۰۰۱	-۰/۰۳۹	-۰/۴۹۰	<۰/۰۰۰۱	-۰/۰۸۲



شکل ۱۱. نمودار روند بارش در سناریو RCP8.5 طی سال‌های آتی ۲۰۲۰-۲۱۰۰

(۱۴۰۱) نشان دادند که در RCP8.5 مدل MIROC بارندگی‌های منطقه از فصول پاییز و زمستان بیشتر به سمت اواخر فصول تابستان و اوایل پاییز منتقل خواهد شد. لذا وقوع بارندگی و افزایش آن در زمان‌های یادشده امکان وقوع سیلاب‌های پرخطر فزونی خواهد یافت.

ارزیابی وضعیت خشکسالی در دوره آتی (۲۰۲۰-۲۱۰۰)

سری‌های زمانی SPI و RDI در سه مقیاس ۳، ۶ و ۱۲ ماهه برای دوره تاریخی و آینده محاسبه شدند. (شکل شماره ۱۲) مشخصه‌های شدت، مدت و فراوانی خشکسالی طبق تئوری ران با انتخاب سطح آستانه برای سری‌های زمانی SPI و RDI در مقیاس ۳، ۶ و ۱۲ ماهه به دست آمد. مقادیر منفی SPI بیانگر دوره‌ای است که بارندگی ماهانه از میانگین طولانی‌مدت آن کمتر و SPI مثبت، بارندگی ماهانه بیشتر از میانگین طولانی است. نتایج نشان داد بزرگ‌ترین خشکسالی در دوره تاریخی طبق شاخص SPI در مقیاس ۱۲ ماهه دارای شدت ۳۸/۲۲- و مدت ۲۶ ماه است. با افزایش مقیاس زمانی SPI شدت و مدت خشکسالی افزایش یافته به‌طوری‌که بر اساس SPI6 شدیدترین خشکسالی دارای شدت ۱۱/۲۲- و مدت ۸ ماه و طبق SPI3 دارای شدت ۸- و مدت ۶ ماه است؛ بنابراین با افزایش مقیاس زمانی SPI فراوانی دوره‌های خشک کاهش می‌یابد که این کاهش با افزایش شدت و مدت خشکسالی توأم می‌باشد (جدول ۹). مقادیر RDI نشان داد این شاخص به دلیل در نظر گرفتن دمای متوسط در محاسبه دوره‌های خشک، مشخصه‌های خشکسالی را نسبت به SPI بالاتر نشان می‌دهد. به‌طوری‌که بر طبق این شاخص بزرگ‌ترین خشکسالی در مقیاس ۶ ماهه دارای شدت ۱۵،۱۸- و مدت ۸ ماه می‌باشد. همچنین بزرگ‌ترین خشکسالی در مقیاس ۳ و ۱۲ ماهه به ترتیب دارای شدت ۷/۹۹- و ۳۹/۱۴- و مدت ۶ و ۲۶ ماه می‌باشد. فراوانی خشکسالی نیز همانند SPI با افزایش مقیاس زمانی کاهش و شدت و مدت افزایش می‌یابد (جدول ۹).

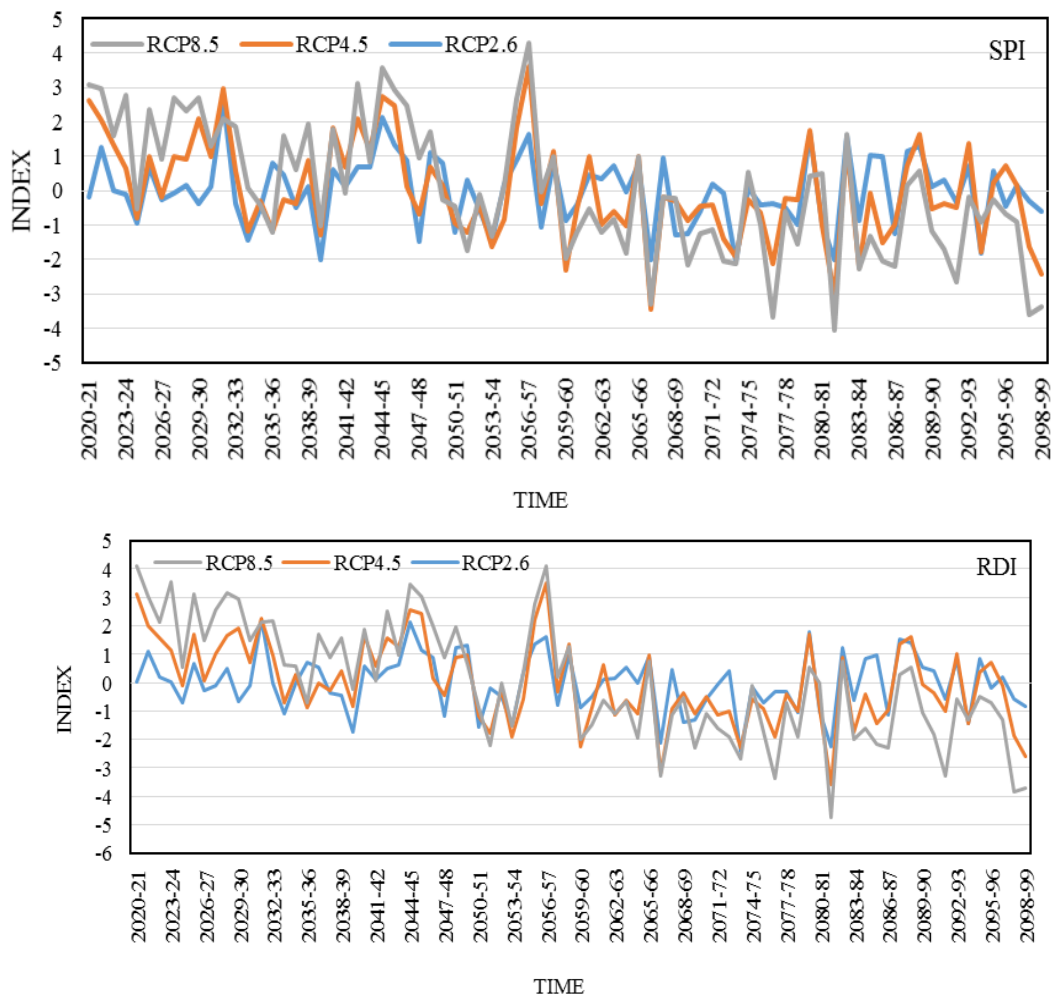
داده‌های دما همبستگی بهتری با داده‌های مشاهدات در مقایسه با داده‌های بارندگی داشته‌اند، این بدان علت است که دما یک عنصر با توزیع احتمالی نرمال است و تغییرپذیری کمتری نسبت به عنصر بارش دارد. این در حالی است که بارش عنصری گسسته است؛ و تحت تأثیر عوامل مختلفی قرار دارد. این نتایج با نتایج سجاد خان و همکاران (۲۰۰۶)، باهک (۱۳۹۲)، طایی سمیرمی و همکاران (۱۳۹۳)، رضایی و همکاران (۱۳۹۳) و سلاجقه و همکاران (۱۳۹۵) همخوانی دارد. همچنین، نتایج این تحقیق با نتایج محققانی چون لویز و همکاران (۲۰۰۸)، سجاد خان و همکاران (۲۰۰۶)، عزیزی آبادی فراهانی و همکاران (۱۳۹۵) و احمدوند کهریزی و روحانی (۱۳۹۵) در اینکه مدل SDSM توانایی مناسبی در کوچک‌مقیاس کردن داده‌های دما و بارش دارد همسوست. جهانگیر و همکاران (۱۳۹۹) با اجرای مدل CanESM2 تحت سناریوهای RCP نشان دادند تغییرات دما در همه فصول روند افزایشی داشته است که نشان از گرم‌تر شدن ایستگاه سینوپتیک تهران در دهه‌های آتی است؛ اما مقادیر بارش تغییرات کاهشی و افزایشی در فصول مختلف داشته است. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده، مشخص شد که در طول قرن ۲۱ دما رو به افزایش و بارش رو به کاهش است. به‌طورکلی، در همه سناریوها هر چه به سمت سال‌های انتهایی قرن ۲۱ برویم از میانگین بارش کاسته خواهد شد و این مقدار کاهش در سناریوی RCP ۸،۵ بیش از دو سناریوی دیگر است. این نتیجه منطبق بر نتایج حاصل از کار خورشید دوست و همکاران (۱۳۹۶) است. زهیری و همکاران (۱۳۹۹) برای پیش‌بینی تغییرات دما و بارش تحت سناریوهای RCP از دو مدل ریزمقیاس‌نمایی SDSM و LARS-WG بهره گرفتند نتیجه تحقیقات ایشان حاکی از کارایی مناسب هر دو مدل در شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی است؛ اما خروجی مدل SDSM تغییرات بیش‌تری را در بارش و خروجی مدل LARS-WG تغییرات بیش‌تری را در دمای حداقل و دمای حداکثر نسبت به دوره‌ی پایه نشان می‌دهد. شیخ ربیعی و همکاران

بر اساس شاخص SPI منطقه مطالعاتی خشکسالی‌های شدیدتر و طولانی‌تری را در آینده طبق هر سه سناریو مدل گردش عمومی جو نسبت به دوره تاریخی تجربه خواهد کرد (جدول ۹). به طوری که شدت خشکسالی‌های تولیدشده توسط سناریوهای RCP2.6 و RCP4.5 و RCP8.5 بر اساس SPI ۳ ماهه به ترتیب ۱۴، ۹۶ و ۵۴ درصد نسبت به دوره تاریخی افزایش یافته است. این افزایش در مقیاس ۶ ماهه برای تمام سناریوها به ترتیب ۲۷، ۳۳ و ۸۸ درصد و برای مقیاس ۱۲ ماهه به ترتیب ۱۱، ۵۲ و ۶۵ درصد می‌باشد. همان‌طور که مشخص است مشخصه‌های شدت و مدت خشکسالی حاصل از سناریو RCP8.5 نسبت به سناریوهای RCP2.6 و RCP4.5 بالاتر

می‌باشد. مشخصه‌های خشکسالی حاصل از شاخص RDI تولیدشده توسط سناریوهای RCP متفاوت از SPI می‌باشد. به طوری که بر اساس سناریوهای RCP2.6 و RCP4.5 منطقه مطالعاتی خشکسالی‌های با شدت و مدت کمتری را در آینده نسبت به دوره تاریخی تجربه می‌کند در حالی که بر طبق سناریو RCP8.5 خشکسالی‌ها با شدت و مدت بالاتری در منطقه مطالعاتی وقوع می‌یابد. مقادیر RDI تولیدشده توسط سناریو RCP8.5 نشان داد شدت خشکسالی در مقیاس سه‌ماهه ۱۰۸ درصد و در مقیاس شش‌ماهه ۲۱۲ درصد و ۱۲ ماهه ۱۰۲ درصد نسبت به دوره تاریخی افزایش داشته است.

جدول ۹. مشخصه‌های خشکسالی در دوره تاریخی و آینده بر اساس SPI و RDI

ردیف	شاخص	مشخصه خشکسالی	دوره پایه (۱۹۹۳-۲۰۱۷)			دوره آتی (۲۰۲۰-۲۱۰۰)		
			۲۰۱۷	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5		
۱		شدت	-۸	-۹/۱۲	-۱۵/۶۹	-۱۲/۳۴		
۲		بزرگی	-۱/۳	-۱/۳	-۲/۲	-۱/۴		
۳	SPI3	مدت	۶	۷	۷	۹		
۴		فراوانی	۱۰۲	۲۷۲	۲۸۲	۳۱۹		
۵		شدت	-۱۱/۲۷	-۱۴/۳۴	-۱۴/۹۴	-۲۱/۱۴		
۶		بزرگی	-۱/۴۱	-۱/۴۳	-۱/۰۷	-۰/۸۸		
۷	SPI6	مدت	۸	۱۰	۱۴	۲۴		
۸		فراوانی	۹۰	۲۵۵	۲۷۹	۳۰۱		
۹		شدت	-۳۸/۲۲	-۴۲/۲۹	۵۸/۰۴	-۶۳/۰۸		
۱۰		بزرگی	-۱/۴۷	-۱/۶۹	-۱/۴۹	-۱/۴۰		
۱۱	SPI12	مدت	۲۶	۲۵	۳۹	۰/۴۵		
۱۲		فراوانی	۷۶	۲۳۶	۲۱۲	۲۲۳		
۱۳		شدت	-۷/۹۹	-۸/۶	-۱۴/۲۱	-۱۶/۶۱		
۱۴		بزرگی	-۱/۳۳	-۱/۰۸	-۲/۰۳	-۱/۸۵		
۱۵	RDI3	مدت	۶	۸	۷	۹		
۱۶		فراوانی	۹۸	۲۹۴	۲۸۲	۳۰۴		
۱۷		شدت	-۱۵/۱۴	-۱۸/۹۵	-۱۹/۰۵	-۴۷/۲		
۱۸		بزرگی	-۱/۸۹	-۱/۹۰	-۱/۳۶	-۱/۵۲		
۱۹	RDI6	مدت	۸	۱۰	۱۴	۳۱		
۲۰		فراوانی	۹۲	۲۷۵	۲۵۶	۲۹۸		
۲۱		شدت	-۳۹/۱۴	-۴۱/۵۳	-۵۸/۲۵	-۷۹/۲۵		
۲۲		بزرگی	-۱/۵۱	-۱/۴۸	-۱/۴۹	-۱/۸۰		
۲۳	RDI12	مدت	۲۶	۲۸	۳۹	۴۴		
۲۴		فراوانی	۷۵	۲۵۱	۲۴۱	۲۷۱		



شکل ۱۲. نمودار مقادیر ۱۲ ماهه شاخص خشکسالی SPI و RDI بر اساس سناریوهای RCP برای دوره آبی (۲۰۲۰-۲۱۰۰)

وقوع خشکسالی در اقلیم سرد دانست. در نتیجه شاخص SPI با در نظر گرفتن بارندگی به‌تنهایی توان لازم برای پایش خشکسالی را دارد در اقلیم فراخشک معتدل، فراخشک گرم، نیمه‌خشک معتدل، فراخشک فراگرم و گرم و خشک، (با اقلیمی مشابه منطقه ایلام) میزان همبستگی بین SPI-RDI بسیار کم (با مقدار ۰/۳۲) است.

نتیجه‌گیری

خشکسالی هواشناسی را می‌توان سیگنال ظهور دیگر انواع خشکسالی تعریف نمود. از نظر اقلیم‌شناسی، تمامی مناطق اقلیمی دنیا در معرض خطر وقوع خشکسالی می‌باشند. در تحقیق حاضر به بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر خشکسالی اقدام شد در ابتدا شبیه‌سازی پارامترهای اقلیمی

شاخص RDI از مشابهت رفتاری بالایی با SPI برخوردار بوده، اما شاخص RDI حساس به تغییرات محیطی است و نتایج بهتری را ارائه می‌دهد. ضعف عمده RDI این است که نسبت بارش به تبخیر و تعرق وقتی مقدار تبخیر و تعرق برابر صفر شود (در ماه‌های فصل زمستان در مناطق مختلف دنیا) تعریف نشده است و دامنه‌ی مقادیر نسبت به‌کاررفته به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای کوچک است که نمی‌تواند نقش دما را منعکس سازد. بذرافشان و همکاران (۱۳۹۸) در تحقیقی به این نتیجه رسیدند که در اقلیم سرد و خشک، سرد و نیمه‌خشک و فراخشک فراسرد بین زوج شاخص SPI-RDI همبستگی بالایی (با مقدار ۰/۹۹) وجود دارد، عدم اختلاف بین RDI و SPI را می‌توان تعیین‌کننده نبودن تبخیر و تعرق در

RDI بهتر نشان داده می‌شود RDI به دلیل در نظر گرفتن پارامتر دما علاوه بر بارندگی، تأثیر تبخیر را در کاهش رطوبت حاصل از بارش لحاظ کرده و خشکسالی را بهتر برآورد می‌کند. نتایج حاصل از شاخص SPI نشان داد منطقه مطالعاتی در آینده خشکسالی‌های شدیدتر و طولانی‌تری را نسبت به دوره تاریخی تحت هر سه سناریو تجربه می‌کند؛ و در شاخص خشکسالی RDI بر اساس سناریو RCP8.5 شدت و مدت خشکسالی در تمام مقیاس‌های زمانی نسبت به دوره تاریخی افزایش می‌یابد. تغییر اقلیم موضوعی جدی و البته جهانی است؛ افزایش گازهای گلخانه‌ای به‌طور قابل‌توجهی شرایط گرمایش و خشکی مناطق مختلف اقلیمی را تغییر داده که منجر به افزایش کلان خشکسالی‌ها در سراسر جهان شده است. با توجه به روند افزایش دما، کاهش بارندگی که موجب سیکل‌های مکرر خشکسالی و ترسالی و همچنین عدم توزیع مناسب مکانی و زمانی بارش‌ها در استان ایلام چاره‌ای جز ایجاد سازگاری با منابع موجود و کم‌آبی نداریم. با ادامه روند تغییرات اقلیم نمی‌توان به استحصال منابع آبی جدید فکر کرد بنابراین باید خود را با وضعیت موجود سازگار کنیم و سراغ استفاده بهینه از منابع شیوه‌های نوین کشاورزی و آبیاری و استفاده از الگوهای اقتصادی‌تر در کشاورزی برویم؛ در مصرف آب شرب نیز باید سراغ کاهنده‌های مصرف و فرهنگ‌سازی برای کاهش مصرف برویم و در صنعت نیز باید استفاده چندباره از پساب‌ها و تصفیه آن‌ها را در برنامه داشته باشیم چون منابع آبی جدید برای استحصال وجود ندارد.

Reference:

- Ahmadvand Kahrizi M, Rouhani H. 2016. Assessing the conservation impacts of climate change based on temperature projected on 21 century (Case study: Arazkoseh and Nodeh stations). Journal of Echo Hydrology. 3 (4): 597-609. [In Persian].
- Angledis, P.; F. Maris; N. Kotsovinos.; V. Hrisanthou. 2012. Computation of drought index SPI with alternative distribution functions. Water resources management.
- Ashofteh, P.S. and Massah, A.R., 2010. Impact of climate change uncertainty on temperature and precipitation of Aidoghmosh basin in 2040-2069 period. Soil and Water Science, 19.1(20), pp.85-98. [In Persian].
- Ashofteh, P.S. and Massah, A.R., 2012. Investigation of AOGCM model uncertainty and emission scenarios of greenhouse gases impact on the basin runoff under climate change, case study: Gharanghu Basin, East Azerbaijan. Iran-Water Resources Research, 8(2), pp.36-47. [In Persian].

دما و بارش با استفاده از مدل چندگانه خط SDSM و مدل‌های گردش عمومی جو در شهر ایلام و سپس پایش خشکسالی بر اساس شاخص‌های SPI و RDI انجام شد. از خروجی مدل CanESM2 تحت سناریوهای RCP2.6, RCP4.5 و RCP8.5 برای دوره‌های آتی در قرن ۲۱ شبیه‌سازی شد و مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که داده‌های دما همبستگی بهتری با داده‌های مشاهدات در مقایسه با داده‌های بارندگی داشته‌اند، این بدان علت است که دما یک عنصر با توزیع احتمالی نرمال است و تغییرپذیری کمتری نسبت به عنصر بارش دارد. این در حالی است که بارش عنصری گسسته است؛ و تحت تأثیر عوامل مختلفی قرار دارد. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده، مشخص شد که در طول قرن ۲۱ دما رو به افزایش و بارش رو به کاهش است. به‌طور کلی، در همه سناریوها هر چه به سمت سال‌های انتهایی قرن ۲۱ برویم از میانگین بارش کاسته خواهد شد و این مقدار کاهش در سناریوی RCP 8.5 بیش از دو سناریوی دیگر است. داده‌های تاریخی و شبیه‌سازی‌شده تحت سه سناریو، برای تخمین سری‌های زمانی خشکسالی توسط SPI و RDI در سه مقیاس زمانی ۳ و ۶ و ۱۲ استفاده شدند و مشخصه‌های خشکسالی بر طبق تئوری ران در دوره تاریخی و آینده استخراج شدند. نتایج حاصل از این بررسی نشان داد دو شاخص SPI و RDI در منطقه مطالعاتی متفاوت عمل می‌کنند. به‌طوری‌که خشکسالی‌های حاصل از RDI در مقایسه با SPI از مقادیر شدت و مدت بالاتری برخوردار هستند. هم‌چنین RDI طبقات خشکسالی را بهتر توصیف می‌کند. به‌طوری‌که فراوانی طبقات شدید توسط شاخص

- Aziziabadi Farahani M, Bakhtiari B, Ghaderi K, Rezapour M. 2016. Investigating the Impact of Climate Change on Hardness-Drought Frequency Curves of Qarahsoo Basin Using Detailed Functions, Iranian Soil and Water Research. 4: 743-754. [In Persian].
- Bahak, B. 2013. Investigating the likelihood of climate change in Kerman province using the Man Kendall method (A case study of Kerman station), Geographical Quarterly of the Territory, Year 10, No. 39. pp. 72-65.
- Bazrafshan, A., and Mahmoudzadeh, F., and Asgarinejad, A., and Bazrafshan, J. 2019. Comparative comparison of SPI, RDI and SPEI indices in analyzing the trend of severity, duration and frequency of drought in arid and semi-arid regions of Iran. Engineering and Irrigation Sciences (Scientific Journal of Agriculture), 42 (3), 117-131. [In Persian].
- Edossa, D.; M. Babel; A. Gupta. 2010. Drought analysis in the awash river basin, Ethiopia. Waterresources management, 24:1441-1460.
- IPCC. 2013. Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the 5th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jahangir, M., & amrai, n., & Norozi, E. (2020). Predicting Variables Climate, Temperature and Precipitation by Multiple Linear the Model SDSM (Case Study: Tehran Synoptic Station) (Technical Report). JOURNAL OF WATERSHED MANAGEMENT RESEARCH, 11(21), 303-311. [In Persian].
- Khalili A, Bazr Afshan J.2007. Evaluation of return period and drought duration risk using annual secular precipitation data in ancient stations of Iran. 2th conference on water resources management. Isfahan University of Technology. Science and natural resources. 15: 176-182. [In Persian].
- Khan, M.S.; Coulibaly, P. and Dibike, Y. 2006. Uncertainty analysis of statistical downscaling methods, Journal of Hydrology, 6: 357-382.
- Khorshiddoust A, sarraf B, ghermez cheshmeh B, jafarzadeh F.2017. Estimation and Analysis of Caspian Region's Future Rainfalls by Using General Atmospheric Circulation Models. Researches in Geographical Sciences. 17 (47): 213-226. [In Persian].
- Koohi, M., Sanaeinejad, Sarh. And Amini, M. 2016. The effect of different methods for estimating reference evapotranspiration on the calculation of drought identification index in several climatic samples of Iran. Journal of Climatological Research, 25: 47-65. [In Persian].
- Lee, S. H, Yoo, S. H., Choi, J. Y., Bae, S. 2017. Assessment of the Impact of Climate Change on Drought Characteristics in the Hwanghae Plain, North Korea Using Time Series SPI and SPEI: 1981-2100. MDPI 9(579): 1-19.
- Lopes, P.M.D.A.G. 2008. Assessment of climate change statistical downscaling methods: Application and comparison of two statistical methods to a single site in Lisbon (Doctoral dissertation, FCTUNL).
- McKee, T.B.; N.J. Doesken; J. Kliest. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. Proc. of the 8th Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Boston, 179-184.
- Mishra, A. K., & Singh, V. P. (2011, April 6). A review of drought concepts. Journal of Hydrology.
- Mohamadian, A., M. Kuohi, A. Adineh Baigi, S. J. Rasouli and B. Bazrafshan 2010. Comparison of monitoring of drought using SPI, DI and PNI and Zoning Them (Case study: Northern Khorasan Province). Journal of Water and Soil Conservation 17(1): 177-184. [In Persian].
- Quiring, S. M. and T. N. Papakryiakou. 2003. An evaluation of agricultural drought indices for the Canadian prairies. Journal of Agricultural and Forest Meteorology 118(1-2): 49-62.
- Raziei, T., Shokoohi, A., Ebadi, F. 2011. Identification of the best fitted probability distribution function on precipitation data in different climate regimes of Iran, to calculate Standardized precipitation index (SPI) at different time scales. The first National Conference on Drought and Climate Change [In Persian].
- Rezaei M, Nehtani M, Abkar A, Rezaei M, Mirkazhi Rigi M. Performance Evaluation of Statistical Downscaling Model (SDSM) in Forecasting Temperature Indexes in Two Arid and Hyper Arid Regions (Case Study: Kerman and Bam). Journal of Watershed Management Research. 2015; 5 (10): 117-131. [In Persian].
- Sheykh Rabiee, M., Peyrowan, H., Daneshkar Arasteh, P., Akbary, M., Motamedvaziri, B. (2022). Evaluating the efficiency of climate change models in simulating temperature and precipitation components (Case study of Karganrood watershed). Journal of Geography and Environmental Studies, 11(41), 123-142. [In Persian].
- Shokoohi, A. (2012). Comparison of SPI and RDI in drought analysis in local scale with emphasizing on agricultural drought (Case study: Qazvin and Takestan). Irrigation and Water Engineering Volume 3, Issue 1 -Serial Number 9 Pages 111-122. [In Persian].
- Stage, J. H., Tallaksen, L. M., Gudmundsson, L. Van Loon, A. F. and Stahl, K. 2015a. Candidate distributions for climatological drought indices (SPI and SPEI). International Journal Climatology 35: 4027-4040

- Tai S, Moradi S, Khodaghohi M. 2014 Simulation and Prediction of Some Climatic Elements by SDSM Multiple Linear Model and Atmospheric Circulation Models (Case Study: Neishabour Watershed), *Journal of Human and Environment*. 28: 15-1. [In Persian].
- Thilakarathne, M. and Sridhar, V. 2017. Characterization of future drought conditions in the Lower Mekong River Basin. *Weather and Climate Extremes* 17:47-58.
- Torabi Tabatabai, F., and Shamsnia, S. 2019. Comparison of different methods for estimating potential evapotranspiration on the results of Drought Identification Index (RDI) in Tehran province. *Water Resources Engineering*, 12 (41), 31-48. [In Persian].
- Tsakiris, G.; D. Pangalou; H. Vangelis. (2007). Regional drought assessment based on Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water resources management*, 21:821-833.
- Vrochidou, A.-E.K., Tsanis, I.K., Grillakis, M.G., Koutroulis, A.G., (2013), The impact of climate change on hydrometeorological droughts at a basin scale, *Journal of Hydrology*, Vol. 476 .290-301.
- Wilby, R.L., Dawson, C.W., and Barrow, E.M. (2002). SDSM-A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling & Software* 17 (2):147-159.
- Yevejevich V. (1967) an objective approach to definition and investigation of continental hydrologic droughts. *Hydrology paper 23*. Colorado University Press. Fort Collins.
- zoheyri Z, ghazavi R,omidvar E, Davudi_rad A. (2020) Comparison of LARS-WG and SDSM Downscaling Models for Prediction Temperature and Precipitation Changes under RCP Scenarios. *Arid Regions Geographic Studies*. 10 (40):39-52. [In Persian].



Print ISSN: 2251-7480
Online ISSN: 2251-7400

Journal of
**Water and Soil
Resources Conservation
(WSRCJ)**

Web site:

<https://wsrcj.srbiau.ac.ir>

Email:

iawwsrj@srbiau.ac.ir
iawwsrj@gmail.com

**Vol. 12
No. 1 (45)
Autumn 2022**

Received:
2022-05-15

Accepted:
2022-07-28

Pages: 87-107



Effects of climate change on drought according to IPCC AR5 (case study: Ilam)

Hadi Ramezani Etedali^{1*}, Fariba Khodabakhshi² and Elahe Kanani³

- 1) Department of Water Sciences and Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran.
- 2) Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture and Natural Resources, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran.
- 3) Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture and Natural Resources, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran.

*Corresponding author email: ramezani@eng.ikiu.ac.ir

Abstract:

Background and Aim: The process of climate change, especially the change in temperature and precipitation, and its effect on the drought phenomenon constitute the most important topic of discussion in environmental sciences. Studying climate change and its effect on the severity and frequency of droughts in the coming decades can considerably contribute to the planning for the proper use of water resources and adapting to the destructive effects of droughts. To this end, based on the SDSM microscale method, precipitation and temperature during the 2020-2100 period were predicted in the present study using the large-scale CanESM2 model, and the effects of climate change on the meteorological drought in Ilam Province were studied using the SPI and RDI indices.

Method: In this study, the required climatic data are obtained through one of the data reporting sites of the IPCC AR5. Twenty one CMIP5 models have been used to predict Precipitation and temperature parameters in the future. The weighting method of observational means was used to investigate the uncertainty caused by using the studied models. Then, using the SDSM model, meteorological data are generated under three scenarios: RCP 2.6, RCP4.5 and RCP8.5 of the CanESM2 model. Model historical data from 1993 to 2005 will be used to analyze the SDSM model using NCEP re-analysis data, and data from 2006 to 2100 will be used to estimate future climate change. The SPI and RDI time series were calculated in three scales of 3, 6 and 12 months for the historical and future period. The intensity, duration and frequency of the drought, according to the run theory for the spi and RDI on scale 3, 6 and 12 months.

Results: According to the results of the uncertainty analysis, the CanESM2 model had the highest weight compared to other models for both temperature and precipitation variables. Analysis of trend in precipitation and temperature data by non - parametric mann - kendall test showed that temperature in scenario rcp8.5 has a significant positive trend (increasing) at 0.01 and precipitation has decreasing trend. The results of drought monitoring showed that in both SPI and RDI indices, the frequency of dry period's decreases with increasing time scale, which is accompanied by an increase in the severity and duration of drought. The RDI index shows higher drought characteristics than SPI due to considering the average temperature in calculating dry periods. The greatest drought in the historical period according to the SPI index on a 12-month scale has an intensity of 38.22 and duration of 26 months. RDI index on a 12-month scale has an intensity of 39.14 and a duration of 26 months. The study area will experience more severe and longer droughts in the future according to all three scenarios than in the historical period. The severity of droughts produced by RCP4.5 RCP2.6 and RCP8.5 scenarios based on 12-month SPI is 11%, 52% and 65%.

Conclusion: The results of the analysis with the SDSM model and the SPI and RDI drought indices indicated that in the future climatic conditions in the 2020-2100 period, an increase in temperature and a decrease in precipitation are probable. To wit, temperature rises by 3.798 C and precipitation decreases by 6.8%. The results also revealed that the study area will experience more severe and longer droughts in the future than in the historical period under all three RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 scenarios. As the time scale of the drought index increases, the severity and duration of the drought increases. The RDI index has a high behavioral similarity to the SPI, but the RDI index is sensitive to environmental changes and provides better results.

Keywords: Meteorological drought, RCP scenarios, SDSM model