

پایش خشکسالی‌های دوره آینده دشت رفسنجان تحت تأثیر تغییر اقلیم

بهناز برائی نژاد^۱، نسرين سياري^{۲*}، محمد باقر رهنما^۲، سودابه گلستانی کرمانی^۴

۱- دانش آموخته مقطع کارشناسی ارشد، گرایش منابع آب، گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

۲ و ۴- استادیار و عضو هیئت علمی گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

۳- دانشیار و عضو هیئت علمی گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان.

(تاریخ دریافت: ۹۸/۰۶/۲۴، تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۲/۰۷)

چکیده

در چند دهه اخیر افزایش دمای هوای زمین موجب برهم خوردن تعادل اقلیمی و تغییرات گسترده‌ای در بیشتر نقاط کره زمین شده است که از آن به‌عنوان تغییر اقلیم یاد می‌شود. در این بین، خشکسالی پدیده‌ای غیر قابل اجتناب است که به شدت از تغییر اقلیم تأثیر می‌پذیرد و توجه به روند تغییرات خشکسالی و پیش‌نگری آن می‌تواند در برنامه‌ریزی جهت کنترل و کاهش اثرات آن مؤثر باشد. در این پژوهش با استفاده از مدل جفت شده جوی- اقیانوسی HadCM3 و مدل ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG، تحت سناریوهای مختلف انتشار گازهای گلخانه‌ای A1B، BI و A2، تغییرات بارش و دمای روزانه ایستگاه همدیدی رفسنجان در دوره زمانی ۲۰۱۸-۲۰۴۲ مورد بررسی قرار گرفت. در مرحله اول، مقدار زیاد ضریب تعیین (R^2) و وجود همبستگی معنی‌دار بین داده‌های شبیه‌سازی شده توسط مدل LARS-WG و داده‌های مشاهداتی بیانگر توانایی مدل در شبیه‌سازی داده‌هاست. در مرحله دوم شاخص‌های RDI و EDI برای دوره پایه ۱۹۹۲-۲۰۱۶ و دوره آینده ۲۰۱۸-۲۰۴۲ محاسبه شدند. نتایج بدست آمده نشان داد که سناریوی انتشار A2 وضعیت خشکسالی‌های آینده منطقه را شدیدتر پیش‌نگری می‌کند. همچنین نتایج حاصله نشان داد که به‌طور کلی سال‌های ۲۰۱۸-۲۰۱۹، ۲۰۲۰-۲۰۲۱، ۲۰۲۰-۲۰۲۹ و ۲۰۲۸-۲۰۴۰ و ۲۰۳۹-۲۰۴۰ در هر سه سناریو به صورت مشترک درگیر خشکسالی آب شناختی خواهند بود و فراوانی خشکسالی نسبت به دوره پایه افزایش خواهند داشت.

کلمات کلیدی: شاخص RDI، شاخص EDI، مدل ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG، مدل جفت شده جوی اقیانوسی HadCM3

مقدمه

دارند (کیوایولیر^۱، ۲۰۱۱). در سال‌های اخیر خشکسالی در کشور خسارات زیادی را به‌بار آورده است. از این رو بررسی این پدیده برای مقابله، برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب در دوره‌های آینده از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. امروزه در بیشتر تحقیقات مربوط به پیش‌نگری شرایط آینده اقلیم از خروجی مدل‌های گردش عمومی جو (GCM) تحت سناریوهای مختلف انتشار گازهای گلخانه‌ای استفاده می‌شود. اگرچه عدم قطعیت‌های زیادی در مدل‌های GCM وجود دارد، اما فعلاً این روش‌ها بهترین روش برای دستیابی به اقلیم آینده محسوب می‌شوند (چو^۲ و همکاران، ۲۰۱۰). مشکل عمده مدل‌های GCM ضعیف بودن تفکیک مکانی آنهاست (قدرت تفکیک آن‌ها به صدها کیلومتر می‌رسد) که سبب می‌شود نتوان به‌طور مستقیم از خروجی آن‌ها در مقیاس محلی

افزایش گازهای گلخانه‌ای در چند دهه اخیر و افزایش دمای ناشی از آن باعث برهم خوردن تعادل سامانه اقلیمی کره زمین شده و تغییرات اقلیمی گسترده‌ای را در اغلب نواحی کره زمین موجب شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهند که این پدیده می‌تواند اثرات منفی بر بخش‌های مختلف اعم از منابع آب، کشاورزی، محیط‌زیست، بهداشت، صنعت و اقتصاد داشته باشد. به طوری که کمترین تغییر در میزان بارش و دما خسارات شدیدی به بخش‌های کشاورزی و اقتصادی می‌زند (شفیعی و مظفری، ۱۳۹۴). اثرات منفی پدیده تغییر اقلیم قدری است که در بین ده عامل تهدیدآمیز بشر در قرن ۲۱ مانند فقر، سلاح‌های هسته‌ای، کمبود غذا و ...، پدیده تغییر اقلیم مرتبه اول را دارد (کمال و مساح باوانی، ۲۰۱۰). پدیده‌های حدی مانند سیل و خشکسالی بیش از سایر پدیده‌ها تحت تأثیر تغییر اقلیم قرار

¹ Quevauviller

² Chu et al,

خوانی این دو شاخص، نشان داد که طی سی سال آینده شرایط خشکسالی در کشور رو به افزایش خواهد بود که این مسأله وقوع تغییر اقلیم در منطقه را تأیید می‌کند. صالح‌نیا (۲۰۱۱) با استفاده از خروجی مدل جفت شده جوی اقیانوسی HadCM3 و روش ریزمقیاس‌نمایی آماری با استفاده از مدل LARS-WG به پیش‌نگری خشکسالی طی سی سال آینده (۲۰۱۰-۲۰۴۰) با استفاده از شاخص PDSI در منطقه نیشابور پرداخت. نتایج بدست آمده نشان داد که بارش در دوره سی سال آتی در دشت نیشابور افزایش خواهد و خشکسالی کاهش می‌یابد. رجیبی و شعبانلو (۲۰۱۲) تغییر اقلیم در استان کرمانشاه را در دوره آتی ۲۰۹۹-۲۰۱۱ با استفاده از مدل ریزمقیاس‌نمایی SDSM و خروجی مدل جفت شده جوی اقیانوسی HadCM3 تحت سناریوهای انتشار A2 و B1، مورد بررسی قرار دادند. ایشان از داده‌های بارش روزانه، کمینه و بیشینه دما ایستگاه همدیدی کرمانشاه استفاده کردند. نتایج بدست آمده نشان داد که تغییر در پارامترهای اقلیمی در دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰ تحت سناریوی انتشار A2 بیشتر است. عباسی و اثمیری (۱۳۹۰) با بررسی تغییرات دما و بارش آتی ایران در سال‌های ۲۱۰۰-۲۰۰۰ با استفاده از دو مدل HadCM2 و ECHAM4 و تحت ۱۸ سناریوی انتشار نشان دادند که نتایج حاصل از الگوی HadCM2 بیان‌کننده کاهش بارش ایران تا دهه ۲۱۰۰ به میزان ۲/۵ درصد است. گل محمدی و مساح بوانی (۱۳۹۰) تغییرات شدت و دوره بازگشت خشکسالی حوضه قره‌سو تحت تأثیر تغییر اقلیم را با کاربرد مدل HadCM3 و شاخص SPI در دوره ۲۰۶۰-۲۰۴۰ بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان‌دهنده کاهش فراوانی و نیز شدت خشکسالی نسبت به دوره پایه ۲۰۰۰-۱۹۷۱ بود که علت آن را افزایش بارش آتی منطقه بیان کردند. رستمی و همکاران (۲۰۱۶) روند خشکسالی آب‌شناختی ۵۰ ایستگاه همدیدی ایران را در دوره آماری ۲۰۰۵-۱۹۷۵ در مقیاس فصلی و سالانه با استفاده از شاخص RDI و آزمون غیرپارامتری من-کندال در سطح اطمینان ۹۰ و ۹۵ درصد بررسی کردند. نتایج ایشان نشان داد که در میان ایستگاه‌های مورد مطالعه که در آنها شاخص RDI محاسبه شده است، ۸۹ درصد روند صعودی داشته و براساس نتایج آزمون غیر

استفاده کرد. برای حل این مشکل، روش‌هایی ابداع شده‌اند که قادرند خروجی مدل‌های گردش عمومی جو را به مقیاس محلی تبدیل نمایند و اصطلاحاً روش‌های ریزمقیاس‌نمایی نامیده می‌شوند (فولر و ویلی، ۲۰۰۷). روش‌های ریزمقیاس‌نمایی به طور کلی به دو دسته دینامیکی و آماری تقسیم می‌شوند. در روش‌های دینامیکی، خروجی مدل گردش عمومی جو به عنوان شرایط مرزی برای مدل‌های اقلیم منطقه‌ای محسوب شده و اطلاعات اقلیمی برای سلول‌هایی با ابعاد کوچکتر بدست می‌آید. مشکل این روش‌ها، هزینه بالای محاسبات و اتکا بر شرایط مرزی تعیین شده توسط مدل‌های GCM است (ونگ و همکاران، ۲۰۰۴). در مقابل، روش‌های آماری می‌توانند با برقراری یک رابطه همبستگی بین سری زمانی متغیر مورد بررسی در سطح ایستگاه و متغیرهای بزرگ مقیاس جوی، خروجی مدل‌های گردش عمومی جو را تحت سناریوهای مختلف انتشار شبیه‌سازی کنند. این روش‌ها بسیار ارزان هستند و دقت آن‌ها می‌تواند با روش‌های دینامیکی رقابت کند. تنها نقص آن‌ها مشکل دسترسی به سری‌های زمانی تاریخی طولانی مدت است که ممکن است در برخی ایستگاه‌ها وجود نداشته باشد. با این حال، امروزه بیشتر از روش‌های آماری استفاده می‌شود (ژو، ۱۹۹۹). امروزه تحقیقات زیادی در زمینه بررسی تغییر اقلیم و اثرات آن بر خشکسالی با استفاده از مدل‌های مختلف در ایران و جهان انجام شده است که در ادامه به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود. باباییان و همکاران (۱۳۸۸) با بهره‌گیری از مدل ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG و خروجی مدل گردش عمومی جو ECHO-G اقلیم کشور ایران را در دهه ۲۰۲۰ مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج ایشان نشان داد که مقدار بارش کشور ۹ درصد کاهش و میانگین دمای کشور به مقدار ۰/۵ درجه سلسیوس افزایش می‌یابد. خزانه‌داری و همکاران (۱۳۸۸) نیز با استفاده از خروجی مدل جفت شده جوی اقیانوسی AOGCM و ریزمقیاس‌نمایی با استفاده از مدل LARS-WG، به بررسی وضعیت خشکسالی با استفاده از دو شاخص دهک‌ها (DI) و بارش استاندارد شده بارش (SPI) در کشور طی دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ پرداختند. نتایج بدست آمده ضمن تأیید هم-

در استرالیا با استفاده از مدل MK2 و CCCma1 تحت دو سناریوی B1 و A1F1 برای دوره سی ساله ۲۰۳۰-۲۰۷۰ استفاده کردند. نتایج مطالعه حاکی از افزایش عمده در فراوانی خشکسالی‌ها در منطقه مورد بررسی بود. ویدال و وید (۲۰۰۹) خشکسالی بریتانیا در قرن ۲۱ را با استفاده از شاخص بارش استاندارد شده، تحت تأثیر تغییر اقلیم، با استفاده از ۶ مدل گردش عمومی جو HadCM3، CGCM2، CSIRO-mk2، GFDL-R30، CCSR/NIES و ECHAM4/OPYC3 و دو سناریوی انتشار A2 و B1 بررسی کردند. نتایج بدست آمده نشان داد که در آینده تعداد خشکسالی‌های بسیار شدید با تداوم کم افزایش و در مقابل تعداد خشکسالی‌های بلند مدت کاهش می‌یابد. کیم و آستین (۲۰۱۳) با مطالعه دوره زمانی ۲۰۳۲-۲۰۱۱ نشان دادند که احتمال افزایش شدت، فراوانی و تداوم خشکسالی‌ها در منطقه ویکتوریا در استرالیا در دوره آتی تحت تأثیر تغییر اقلیم وجود دارد. آن‌ها در مطالعه خود به بررسی تأثیر این پدیده بر مسائل اجتماعی و اقتصادی جوامع شهری پرداختند. وچیدو و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند که تعداد وقایع خشکسالی در دوره آتی در حوضه‌ای در یونان تحت سناریوی A2 بیش از ۹۸ درصد و تحت سناریوی B1 بیش از ۵۶ درصد افزایش خواهد یافت. همچنین تداوم خشکسالی‌ها تحت هر دو سناریو بیش از ۳۳ درصد افزایش خواهد یافت. کوثری و همکاران (۲۰۱۴) به ارزیابی شدت خشکسالی ایران و اجرای آزمون غیر پارامتری من-کندال برای بررسی روند در سری‌های زمانی مختلف با استفاده از شاخص RDI پرداخته و نشان دادند که در دوره‌های زمانی بلند مدت (۱۲، ۱۸ و ۴۸ ماهه) نسبت به دوره‌های زمانی کوتاه مدت روند خشکسالی رو به افزایش است. رایان و فارست (۲۰۱۶) شاخص خشکسالی پالمر برای ایالات متحده طی دوره آماری ۲۰۱۶-۱۸۹۵ مورد بررسی قرار دادند. نتایج آن‌ها نشان داد که روند خشکسالی برای کل ایالات متحده افزایش پیدا کرده است. با توجه به مطالب ذکر شده بررسی روند تغییر اقلیم در مدیریت برنامه ریزی جهت استفاده بهینه از منابع آبی به ویژه در مناطقی که با خشکسالی مواجه هستند، امری ضروری است. بنابراین، در پژوهش حاضر به پایش خشکسالی‌های دوره آتی در

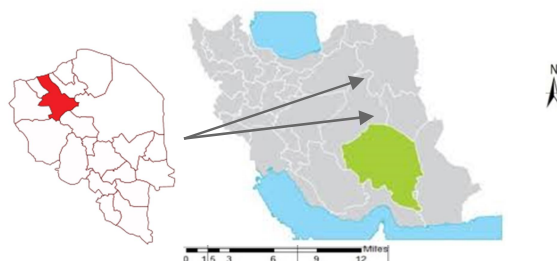
پارامتری من-کندال ۷۶ درصد ایستگاه‌ها روند منفی و ۲۴ درصد روند مثبت داشته است و به طور کلی روند خشکسالی افزایشی است. حمیدیان پور و همکاران (۲۰۱۶) تغییرات بارش و دمای ماهانه جنوب شرق کشور در دوره ۲۰۱۱-۲۰۹۹ را با استفاده از مدل ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG بر اساس خروجی چهار مدل جفت شده جوی اقیانوسی HadCM3، INCM3، NCCCM3 و IPCM4 با سه سناریوی انتشار A2، B1 و A1B بررسی کردند. برای این پژوهش از داده‌های بارش، تابش خورشیدی و دمای کمینه و بیشینه دوره پایه ۲۰۰۷-۱۹۸۳ استفاده شد. نتایج ایشان نشان داد که افزایش دما در ایستگاه‌های واقع در خشکی از ایستگاه‌های ساحلی بیشتر است. همچنین نتایج تحلیل عدم قطعیت‌ها نشان داد که مدل HadCM3 بهترین عملکرد در شبیه‌سازی مقدار دمای ماهانه و مدل INCM3 ضعیف‌ترین عملکرد در شبیه‌سازی بارش ماهانه نسبت به سایر مدل‌ها و سناریوها داشت. سلاجقه و همکاران (۱۳۹۵) به پیش‌نگری متغیرهای اقلیمی برای دو دوره ۲۰۴۰-۲۰۱۵ و ۲۰۶۵-۲۰۴۰ توسط مدل چندگانه خطی SDSM و مدل جفت شده جوی اقیانوسی HadCM3 پرداختند. آن‌ها از داده‌های بارش روزانه، دمای کمینه و بیشینه ایستگاه همدیدی کرمانشاه استفاده کردند. نتایج بدست آمده نشان داد که در دوره‌های آتی نسبت به دوره پایه مقدار میانگین سالانه بارش، کاهش و متوسط دمای کمینه و بیشینه نسبت به دوره پایه افزایش و در نتیجه این تغییرات روند بیابان‌زایی افزایش می‌یابد. لوکاس و همکاران (۲۰۰۸) اثرات تغییر اقلیم بر شدت خشکسالی در منطقه تسالی را مورد ارزیابی قرار دادند. در این تحقیق خروجی مدل گردش جهانی CGCM2 تحت دو سناریوی انتشار A2 و B1 ریزمقیاس شدند و از شاخص SPI برای برآورد شدت خشکسالی استفاده شد. آنها سری‌های زمانی بارش را برای دوره‌های ۲۰۲۰-۲۰۵۰ و ۲۰۷۰-۲۱۰۰ پیش‌نگری نمودند. نتایج حاصله نشان دهنده تأثیرگذاری تغییرات اقلیمی به میزان زیاد بر شدت خشکسالی و در نهایت بر طراحی پروژه‌های منابع آب در آینده بود. ملاسوکا و همکاران (۲۰۰۸) از شاخص دهک‌های بارندگی و شاخص دهک‌های رطوبت خاک برای ارزیابی خشکسالی‌های آینده

شده و ارتفاع متوسط آن از سطح دریا ۱۵۸۰/۲ متر می‌باشد. این شهرستان با ۷۶۷۸ کیلومتر مربع مساحت در شمال‌غربی استان کرمان و در حاشیه کویر ایران قرار دارد (شکل ۱). آب و هوای این شهرستان با توجه به طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن در اقلیم خشک قرار می‌گیرد (علیزاده، ۱۳۸۹) و متوسط بارندگی سالانه آن حدود ۷۵/۶ میلیمتر در سال است.

ایستگاه رفسنجان تحت تأثیر تغییر اقلیم پرداخته شده است که نتایج آن می‌تواند در انجام برنامه‌ریزی‌های صحیح بلند مدت، مؤثر باشد.

مواد و روش‌ها منطقه مطالعاتی

شهرستان رفسنجان از نظر جغرافیایی در موقعیت ۵۵ درجه و ۵۴ دقیقه طول شرقی و ۳۰ درجه و ۲۵ دقیقه عرض شمالی واقع



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی شهرستان رفسنجان در کشور ایران و استان کرمان

برای شبیه‌سازی میانگین و انحراف معیار دما فصلی بکار می‌رود. مقادیر مانده‌ها که از تفاوت مقادیر میانگین از مقدار دیده‌بانی شده بدست می‌آیند، در تحلیل خود همبستگی زمانی داده‌های کمینه و بیشینه مورد استفاده قرار می‌گیرند (ویلی و همکاران، ۲۰۰۱). تولید داده توسط مدل طی سه مرحله واسنجی، ارزیابی و در نهایت ایجاد داده‌های هواشناسی انجام می‌شود. برای اجرای مدل LARS-WG علاوه بر سناریوی تدوین شده برای هر شبکه محاسباتی، به فایل مشخصه رفتار اقلیم گذشته ایستگاه‌های واقع در داخل آن شبکه نیز نیاز است. سپس این مدل با دریافت فایل محتوی رفتار اقلیم گذشته ایستگاه و فایل سناریوی تولید داده، مقادیر روزانه دمای کمینه، بیشینه، بارش و تابش روزانه را در آینده محاسبه می‌کند. مدل HadCM3 یکی از مدل‌های جفت‌شده اقیانوسی-جوی است که توسط مرکز تحقیقات و پیش‌بینی اقلیمی هادلی در بریتانیا طراحی شده است (مرکز هادلی، ۲۰۰۶). قدرت تفکیک جوی این مدل، شبکه‌ای با ابعاد ۲/۵ در ۳/۷۵ درجه طول در عرض جغرافیایی است. سناریوهای انتشار تغییر اقلیم مورد تأیید IPCC سناریوهای A2، A1B و B1 هستند که به ترتیب بدینانه، حد

برای انجام این پژوهش از داده‌های بارش، ساعت آفتابی، کمینه و بیشینه دمای روزانه ایستگاه همدیدی رفسنجان در یک دوره‌ی پایه‌ی ۲۵ ساله (۱۹۹۲-۲۰۱۶) به صورت روزانه به عنوان ورودی مدل LARS-WG استفاده شد. متوسط بیشینه و کمینه دما در دوره پایه بترتیب برابر با ۲۰/۷۸ و ۶/۶۴ درجه سلسیوس می‌باشند.

مدل LARS-WG و شبیه‌سازی پارامترهای اقلیمی

LARS-WG یکی از معروف‌ترین مدل‌های مولد داده‌های تصادفی وضع هوا است که برای تولید مقادیر بارش، تابش، دماهای بیشینه و کمینه روزانه در یک ایستگاه برای اقلیم حاضر و آینده استفاده می‌شود. LARS-WG برای مدل‌سازی متغیرهای هواشناسی توزیع‌های آماری پیچیده‌ای را استفاده می‌کند و مبنای آن برای مدل‌سازی طول دوره‌های خشک و تر، بارش روزانه و سری‌های تابش، توزیع نیمه تجربی می‌باشد. 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 مورد نظر هستند، مدل‌سازی می‌شوند. سری فوریه مرتبه سوم

$$\alpha_0^i = \frac{\sum_{j=1}^{12} P_{ij}}{\sum_{j=1}^{12} PET_{ij}} \quad J = 1:12 \quad \text{و} \quad i = 1:N \quad (4)$$

در رابطه P_{ij} و PET_{ij} (۴) به ترتیب مقادیر باران و تبخیر- تعرق پتانسیل ماه زام سال i ام و پارامتر N تعداد سال‌های آماری می‌باشند. همچنین برای محاسبه ET با توجه به داده‌های موجود و شرایط منطقه، از روش هارگریوز و سامانی (۱۹۸۵) استفاده شد. در گام دوم برای محاسبه‌ی مقادیر RDI نرمال شده (RDI_n) در مقیاس زمانی مورد نظر، از رابطه (۵) استفاده شد:

$$RDI_n^i = \frac{\alpha_0^i}{\bar{\alpha}_0} - 1 \quad (5)$$

در این رابطه $\bar{\alpha}_0$ میانگین حسابی مقادیر α_0^i در سال‌های مورد بررسی است که برابر با نسبت شاخص خشکی ارائه شده از سوی سازمان خوار و بار کشاورزی می‌باشد. در گام سوم، RDI استاندارد شده (RDI_{st}) محاسبه شد. بدین منظور فرض بر این است که α_0^i از توزیع گاما پیروی می‌کند. برای محاسبه این پارامتر از روابط (۶) و (۷) استفاده شد:

$$RDI_{st}^i = \frac{y_i - \bar{y}}{\hat{\sigma}_y} \quad (6)$$

$$y_i = \ln(\alpha_0^i) \quad (7)$$

در روابط بالا \bar{y} و $\hat{\sigma}_y$ به ترتیب میانگین حسابی و انحراف معیار مقادیر y_i هستند. از آنجا که در توسعه شاخص RDI استاندارد شده (RDI_{st}) از مفاهیم شاخص SPI استفاده شده است، بنابراین مقادیر طبقه‌های مختلف خشکسالی در شاخص RDI مشابه شاخص SPI است که در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱- طبقه بندی خشکسالی براساس شاخص RDI (تاکیریس، ۲۰۰۴)

مقدار RDI	طبقه بندی خشکسالی
۲ یا بیشتر	ترسالی بسیار شدید
۱/۵۰ تا ۱/۹۹	ترسالی شدید
۱ تا ۱/۴۹	ترسالی متوسط
۰/۹۹ تا ۰/۹۹	نرمال
-۱ تا -۱/۴۹	خشکسالی متوسط
-۱/۹۹ تا -۱/۵۰	خشکسالی شدید
-۲ یا کمتر	خشکسالی بسیار شدید

واسط و خوش‌بینانه‌اند. AIB توصیفی از جهانی با رشد سریع اقتصادی و جمعیتی است، به طوری که بیشینه رشد جمعیت در نیمه قرن رخ داده و پس از آن روند افزایش جمعیت، کاهش خواهد بود. سناریو $A2$ توصیفی از جهان بسیار ناهمگن است که بطور مداوم با افزایش جمعیت جهانی و منطقه‌ای و با محور رشد اقتصادی همراه می‌باشد. سناریو $B1$ جهانی همگرا با جمعیت جهانی را توصیف می‌کند که با تغییرات سریع در ساختارهای اقتصادی نسبت به خدمات و اطلاعات اقتصادی و کاهش در شدت مادی و معرفی فناوری‌های پاک و منابع مؤثر همراه است (هیئت بین‌المللی تغییر اقلیم، ۲۰۰۷). در این مطالعه برای پیش‌نگری اقلیم آینده دشت رفسنجان از هر سه سناریو انتشار $A2$ ، $B1$ و $A1B$ استفاده شد. سپس در مرحله ارزیابی مدل $LARS-WG$ ، با استفاده از آماره‌های ضریب تعیین (R^2)، میانگین خطای مطلق (MAE) و میانگین انحراف خطا (MBE) که معادلات آن‌ها به ترتیب در روابط ۲ و ۳ ارائه شده است، داده‌های شبیه‌سازی شده توسط مدل مورد ارزیابی قرار گرفتند.

$$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (1)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |x_i - y_i|}{n} \quad (2)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)}{n} \quad (3)$$

در معادلات بالا X_i و Y_i به ترتیب داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده، \bar{X} و \bar{Y} به ترتیب میانگین نرمال داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده و n تعداد داده‌ها می‌باشد.

شاخص خشکسالی RDI

این شاخص نخستین بار در سال ۲۰۰۴ توسط تاکیریس ارائه شد (تاکیریس، ۲۰۰۴). مزیت این شاخص در مقایسه با دیگر شاخص‌ها این است که در محاسبه‌ی شدت خشکسالی علاوه بر بارندگی به تبخیر- تعرق نیز توجه شده است. در محاسبه این شاخص نخست با استفاده از نسبت بارندگی (P) به تبخیر- تعرق پتانسیل (ET_0)، مقادیر اولیه‌ی α_0^i برای بازه زمانی دلخواه براساس رابطه‌ی (۴) محاسبه شد:

شاخص EDI

۳۶۵×۲۹ مقدار EP به دست خواهد آمد (بین و ویلهایت، ۱۹۹۹).

ب) محاسبه میانگین بارش مؤثر روزانه (MEP)
MEP در حقیقت نرمال EP برای هر روز تقویمی است که ویژگی‌های اقلیمی در یک مکان و زمان معین را نشان می‌دهد. برای محاسبه MEP یک روز، بایستی EP‌های همان روز را در طول دوره مورد نظر با هم جمع و میانگین گرفت. به عنوان مثال چنانچه قبلاً اشاره شد طی سی سال آمار، ۲۹ مورد EP برای اول فروردین محاسبه و به همین ترتیب برای سایر ۳۶۴ روز نیز عملیات تکرار می‌شود. از آنجایی که تغییرات MEP تا حدودی زیاد می‌باشد، بین و ویلهایت توصیه کردند تا از میانگین متحرک پنج روزه MEP‌ها استفاده شود (بین و ویلهایت، ۱۹۹۹).

ج) محاسبه انحراف EP از MEP (DEP)

برآورد انحراف از EP، مرحله بعدی محاسبات است که برای کل روزهای دوره آماری محاسبه می‌شود:

$$DEP = EP - MEP \quad (10)$$

مقدار مثبت DEP، نشان‌دهنده ذخیره آب در همان تاریخ و مکان بوده و مقدار منفی آن معنی عکس دارد.

د) محاسبه مقدار استاندارد شده DEP (SEP)

به منظور امکان مقایسه نتایج قبل بین مناطق مختلف بدون توجه به شرایط آب و هوایی، ارقام حاصل از مرحله قبل با استفاده از رابطه (۱۱) استاندارد می‌شوند:

$$SEP = \frac{DEP}{ST(EP)} \quad (11)$$

در رابطه بالا ST(EP) انحراف معیار EP برای هر روز می‌باشد.

ه) تعریف دوره خشک و تداوم واقعی

چون مقادیر منفی DEP و SEP حاکی از بارندگی زیر حد نرمال می‌باشد، بنابراین دوره‌های خشک را می‌توان دوره‌هایی با مقادیر منفی متوالی این پارامترها تلقی نمود. تداوم واقعی از جمع تداوم فرضی دوره خشک یا تر به دست می‌آید. برای مثال

شاخص خشکسالی مؤثر، شاخصی است که علاوه بر شدت خشکسالی، اطلاعات دیگری مانند شروع، خاتمه، تداوم و کمبود واقعی آب در طول دوره خشکسالی را ارائه می‌دهد که این موارد با مجموعه‌ای از عملیات ریاضی پیچیده و طولانی انجام می‌شود. مراحل محاسباتی این شاخص با انتخاب دوره فرضی کمبود آب آغاز و در ادامه محاسبات، دوره واقعی آن تعیین خواهد شد. این دوره فرضی می‌تواند ۳۶۵ روز (نماینده مقدار کل منابع آب ذخیره شده) برای یک دوره طولانی و یا ۱۵ روز برای یک دوره کوتاه مدت باشد. بعد از انتخاب تداوم فرضی می‌توان محاسبات را مطابق مراحل زیر ادامه داد (بین و ویلهایت، ۱۹۹۹).

الف) محاسبه بارش مؤثر روزانه (EP)

اصلی‌ترین مفهوم در EDI، مفهوم جدید بارش مؤثر (EP) است. EP به معنای جمع مقادیر بارش روزانه با یک تابع کاهش و وابسته به زمان می‌باشد. به عبارت دیگر EP هر روز، تابعی از بارندگی همان روز و یک دوره ما قبل خود است که در آن بارش‌های اخیر نسبت به بارش‌های قدیمی‌تر وزن بیشتری دارند. محاسبه EP با استفاده از رابطه (۸) انجام می‌شود:

$$EP_i = \sum_{n=1}^i [(\sum_{m=1}^n P_m) / n] \quad (8)$$

در رابطه (۸) i ، تداوم فرضی و P_m ، بارندگی $m-1$ روز قبل (مثلاً P_1 بارندگی همان روزی که بایستی بارش مؤثر محاسبه شود و P_2 بارندگی یک روز قبل) می‌باشد. به عنوان مثال اگر i برابر ۳ روز باشد، EP مطابق زیر برآورد خواهد شد:

$$EP_3 = P_1/1 + (P_1 + P_2)/2 + (P_1 + P_2 + P_3)/3 \quad (9)$$

این رابطه به خوبی تأثیر بیشتر بارش‌های اخیر نسبت به بارش‌های قدیمی‌تر و اینکه هر روز در طی دوره آماری به طور مجزا یک EP خواهد داشت را نشان می‌دهد. لذا برای هر دوره که هدف بررسی خشکسالی باشد، بایستی EP هر روز دوره را با در نظر گرفتن تداوم مورد نظر (رابطه ۶ برای i برابر ۳۶۵) به دست آورد. بدیهی است که این محاسبات برای سال اول دوره آماری قابل انجام نخواهد بود و از سال دوم به بعد قابل انجام است (به عنوان مثال اگر ۳۰ سال آمار وجود داشته باشد،

در رابطه بالا (ST(PRN)) نشان‌دهنده انحراف معیار PRN می‌باشد (مطابق با منطقی که برای SEP ارائه گردید). بدین ترتیب این شاخص قابلیت آن را دارد تا مستقل از شرایط آب و هوایی، وضعیت خشکسالی را در مناطق مختلف براساس طبقه‌بندی خاصی که برای آن تعریف شده (جدول ۲) محاسبه و با هم مقایسه نمود (بین، ۲۰۰۲).

جدول ۲- طبقه بندی شاخص خشکسالی مؤثر EDI (بین، ۲۰۰۲)

مقدار EDI	طبقه بندی خشکسالی
کوچکتر از ۱/۵	ذخیره بالای از آب
کوچکتر از ۰/۷	ذخیره کم آب
بزرگتر از ۰/۷-	خشک
بزرگتر از ۱/۵-	خشکسالی ملایم
بزرگتر از ۲/۵-	خشکسالی شدید
کوچکتر از ۲/۵-	خشکسالی بسیار شدید

نتایج و بحث

در این پژوهش برای بررسی خشکسالی‌های دوره آینده ایستگاه رفسنجان (۲۰۴۲-۲۰۱۸) از خروجی مدل جفت شده جوی اقیانوسی HadCM3 و روش ریزمقیاس نمایی LARS-WG تحت سه سناریوی A1B، A2 و B1 استفاده شد. داده‌های ورودی مدل شامل کمینه و بیشینه دما، بارش و ساعت آفتابی دوره پایه‌ی ۲۰۱۶-۱۹۹۲ در مقیاس روزانه می‌باشد. ارزیابی مدل بر مبنای ضریب تعیین (R^2)، میانگین انحراف خطا (MBE) و میانگین خطای مطلق (MAE) انجام گرفت (جدول ۳). چنانچه مشاهده می‌شود مقادیر ضریب تعیین بسیار بالاست و شاخص‌های خطاسنجی مقادیر پایینی را نشان می‌دهند و این نتایج نشان‌دهنده قابلیت مناسب مدل برای شبیه‌سازی داده‌های روزانه بارش، کمینه و بیشینه دما در دوره‌های مشاهداتی است.

جدول ۳- نتایج بررسی دقت مدل LARS-WG در شبیه‌سازی داده‌های

مشاهداتی

متغیر	R^2	MAE	MBE
کمینه دما	۰/۹۹	۰/۲۱	-۰/۰۳
بیشینه دما	۰/۹۹	۰/۲۴	۰/۱۶
بارش	۰/۹۵	۰/۹۹	۰/۰۳

اگر از دوم فروردین ماه تا تاریخ پنجم اردیبهشت ماه به مدت ۳۵ روز مقدار DEP یا SEP منفی باشد (دوم فروردین تا پنجم اردیبهشت) تداوم واقعی برای این تاریخ، ۳۵ روز (دوره خشک) به‌علاوه تداوم فرضی اولیه خواهد بود (روز ۳۹۹=۱-۳۶۵+۳۵). حال می‌توان برای هر روز در دوره آماری یک تداوم واقعی محاسبه کرد (بین و ویلهایت، ۱۹۹۹).

(و محاسبه بارندگی مورد نیاز برای برگشت به شرایط نرمال روزانه (PRN))

محاسبه این قسمت با تکرار مراحل قبل با توجه به دوره تداوم واقعی حاصل از مرحله بالا آغاز می‌گردد. به عنوان مثال چنانچه پنجم اردیبهشت سال دهم تداوم واقعی ۳۹۹ روز را داشته باشد، لازم خواهد بود تا برای پنجم اردیبهشت کلیه سال‌ها، ابتدا EP ۳۹۹ روز، سپس MEP و DEP مربوط محاسبه گردد. به همین ترتیب برای کلیه پنجم اردیبهشت‌ها با توجه به تداوم واقعی محاسبه شده آن (۳۹۹ روز)، عملیات مجدداً (برای سال‌های قبل و بعد) تکرار می‌شود. کلیه این مراحل برای تمامی روزها به همین ترتیب انجام خواهد گرفت. پس از محاسبه DEP هر روز با توجه به تداوم واقعی، PRN مربوط مطابق رابطه (۱۲) محاسبه می‌گردد که اندیس‌ز در آن اشاره به تداوم واقعی دارد:

$$PRN_j = \frac{DEP}{\sum_{n=1}^j \left(\frac{1}{PRN}\right)} \quad (12)$$

در رابطه فوق PRN در حقیقت مقدار بارندگی لازم برای برگشت به شرایط نرمال از حالت کمبود را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه مقدار کمبود بارندگی نشان‌دهنده شدت خشکسالی است، لذا می‌توان با PRN شدت خشکسالی را ارزیابی کرد. اما به شرایط آب و هوایی وابسته بوده و لازم است تا مانند SEP (رابطه ۱۱) استاندارد گردد (بین و ویلهایت، ۱۹۹۹).

محاسبه شاخص خشکسالی مؤثر (EDI)

EDI در واقع شکل استاندارد شده PRN می‌باشد و با استفاده از رابطه (۱۳) برآورد می‌گردد:

$$EDI_j = \frac{PRN_j}{ST(PRN_j)} \quad (13)$$

همچنین از مقایسه میانگین داده‌های دوره پایه و پیش‌نگری دوره آتی درصد افزایش یا کاهش متغیرهای مورد مطالعه محاسبه شد (جدول ۴). بر اساس پیش‌نگری انجام شده توسط مدل LARS-WG در ۲۵ سال آینده افزایش دما، بارش و ساعت آفتابی در همه سناریوها به جز سناریو A2 (۱/۳ درصد کاهش بارش) دیده شد.

جدول ۴- پیش‌نگری درصد تغییرات براساس میانگین دوره پایه

متغیر	سناریو A1B	سناریو A2	سناریو B1
کمینه دما	۲/۲	۲/۸	۱/۳
بیشینه دما	۱/۵	۱/۷	۱/۰۳
بارش	-۵/۴۶	-۱/۳۳	-۱/۲۳
ساعت آفتابی	۱/۱۴	۰/۵	۱/۲

خواهد بود. اما در هر سناریو مقدار، طول دوره خشک و خشک‌ترین روزهای سال متفاوتند که نتایج آن در جداول (۶- الف الی ج) ارائه شده است.

بررسی نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که براساس سناریو حد واسط A1B که در آن فرض شده تقاضا نسبت به عرضه بهبود یافته است، ایستگاه رفسنجان در نه دوره زمانی دچار خشکسالی‌های متوسط و شدید خواهد شد. با توجه به سناریوی خوش‌بینانه B1 که توصیفی از جهان همگرا با جامعه‌ی مشابه می‌باشد و بر پایداری اقتصادی، اجتماعی و زیست محیطی بر اساس عدالت تأکید دارد، در چهار دوره زمانی خشکسالی‌های متوسط و شدیدی در منطقه رخ خواهد داد. همچنین سناریوی بدبینانه A2 که جهان ناهمگون را به تصویر می‌کشد، نه دوره خشکسالی متوسط، شدید و بسیار شدید را پیش‌نگری می‌کند که جزئیات دقیق‌تر مربوط به این خشکسالی‌ها در جداول (۶- الف الی ج) ارائه شده است.

برای بررسی خشکسالی از شاخص خشکسالی مؤثر (EDI) و شاخص شناسایی خشکسالی (RDI) به دلیل اینکه از دو عامل مؤثر P و PET استفاده می‌کند و برآورد دقیق‌تری از خشکسالی را بدست می‌دهد، برای دوره پایه از سالهای ۲۰۱۶-۱۹۹۲ و دوره آینده از سالهای ۲۰۴۲-۲۰۱۸ استفاده شد. با توجه به محاسبات انجام شده توسط شاخص EDI در دوره پایه، خشکسالی بسیار شدیدی در سال نوعی آبی ۲۰۱۰-۲۰۰۹ به میزان ۲/۰۳- رخ داده است که براساس شاخص EDI روز ۱۲۶م خشک‌ترین روز سال به میزان ۱/۲۳- بوده است و خشکسالی‌های دیگری نیز در دوره‌ی پایه رخ داده است که اطلاعات مربوط به آن‌ها در جدول ۵ ارائه شده است. بنا به پیش‌نگری‌های انجام شده برای دوره آینده و محاسبه شاخص‌های RDI و EDI در سال‌های نوعی ۲۰۱۹-۲۰۱۸، ۲۰۲۱-۲۰۲۰ و ۲۰۴۰-۲۰۳۹ در هر سه سناریوی انتشار A1B، A2 و B1، منطقه درگیر وضعیت خشکسالی آب شناختی

جدول ۵- نتایج خشکسالی دوره پایه براساس شاخص RDI و EDI

سال نوعی	وضعیت و مقدار RDI	طول دوره خشکی	خشکترین روز سال	کمینه مقدار EDI (روز)
۲۰۰۰-۱۹۹۹	خشکسالی بسیار شدید (۲/۳۵-)	۳۶۵-۴۰	۳۶۵-۲۱۰	-۱/۸۹(۲۱۹)
۲۰۰۸-۲۰۰۷	خشکسالی شدید (۱/۹-)	۳۶۵-۱	۳۶۵-۲۰۹	-۱/۹۷(۲۱۹)
۲۰۱۰-۲۰۰۹	خشکسالی بسیار شدید (۲/۰۳-)	۶۷-۳۲ ۳۶۵-۸۶	۱۵۰-۱۱۰ ۲۵۴-۱۶۴	-۱/۲۳(۱۲۶)

جدول ۶- الف. نتایج پیش‌نگری خشکسالی براساس شاخص RDI و EDI تحت سناریوی انتشار A1B

سال نوعی	وضعیت و مقدار RDI	طول دوره خشکی	خشکترین روز سال	کمینه مقدار EDI (روز)
۲۰۲۱-۲۰۲۰	خشکسالی متوسط (-۱/۴۸)	۳۶۵-۱	۷۰-۱ ۳۶۵-۱۰۳	(۲۱۶)-۱/۴۸
۲۰۲۸-۲۰۲۷	خشکسالی متوسط (-۱/۳۸)	۳۶۵-۱	۸۴-۴۴ ۱۱۸-۹۷ ۱۵۸-۱۳۳ ۲۱۰-۱۶۴ ۳۶۵-۲۱۵	(۲۰۸)-۱/۲۳
۲۰۳۷-۲۰۳۶	خشکسالی متوسط (-۱/۴۷)	۳۶۵-۷۰	۱۶۶-۱۲۴ ۳۶۵-۱۹۰	(۳۴۲)-۱/۱۵
۲۰۴۰-۲۰۳۹	خشکسالی متوسط (-۱/۴۴)	۳۶۵-۱	۱۲۴-۱۲۰	(۱۲۳)-۱/۶۷
۲۰۴۱-۲۰۴۰	خشکسالی متوسط (-۱/۱۶)	۳۶۵-۱	۳۱-۲۳ ۷۶-۴۱ ۱۰۸-۸۲ ۱۲۱-۱۱۷	(۱۰۳)-۱/۸۵
۲۰۱۹-۲۰۱۸	خشکسالی شدید (-۱/۵۶)	27-365	۹۷۰۹۸ ۱۱۹-۱۱۳ ۱۲۹-۱۲۵	(۱۱۹)-۱/۷۵
۲۰۲۳-۲۰۲۲	خشکسالی شدید (-۱/۹۳)	۳۶۵-۱	۸۸-۸۶ ۱۹۱-۱۴۰ ۱۸۴-۱۶۵ ۲۱۶-۲۰۰ ۳۶۵-۲۲۲	(۳۴۲)-۱/۴۱
۲۰۲۶-۲۰۲۵	خشکسالی شدید (-۱/۹۴)	۳۶۵-۹۴	۱۲۸-۱۲۷ ۳۶۵-۱۴۹	(۳۴۲)-۱/۴۱

جدول ۶- ب. نتایج پیش‌نگری خشکسالی براساس شاخص RDI و EDI تحت سناریوی انتشار B1

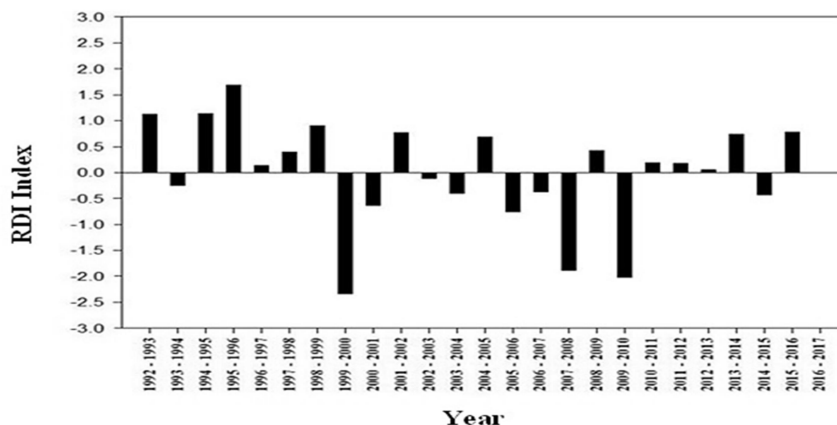
سال نوعی	وضعیت و مقدار RDI	طول دوره خشکی	خشکترین روز سال	کمینه مقدار EDI (روز)
۲۰۲۱-۲۰۲۰	خشکسالی متوسط (-۱/۴۲)	۳۶۵-۱	۸۹-۸۰ ۱۲۸-۹۷ ۲۱۴-۱۳۹	(۲۱۹)-۲/۰۹
۲۰۴۰-۲۰۳۹	خشکسالی متوسط (-۱/۴۴)	۳۶۵-۲	۵۸-۵۵ ۳۵۷-۶۹	(۱۴۸)-۱/۳۸
۲۰۱۹-۲۰۱۸	خشکسالی شدید (-۱/۵۱)	۳۶۵-۱	۱۱۹-۱۱۴	(۱۱۸)-۱/۶۱
۲۰۲۹-۲۰۲۸	خشکسالی شدید (-۱/۶۴)	۴۸-۴۵ ۳۶۵-۵۴	۹۸-۸۰ ۳۶۵-۱۳۶	(۱۷۷)-۱/۲۸

جدول ۶- ج. نتایج پیش‌نگری خشکسالی براساس شاخص RDI و EDI تحت سناریوی انتشار A2

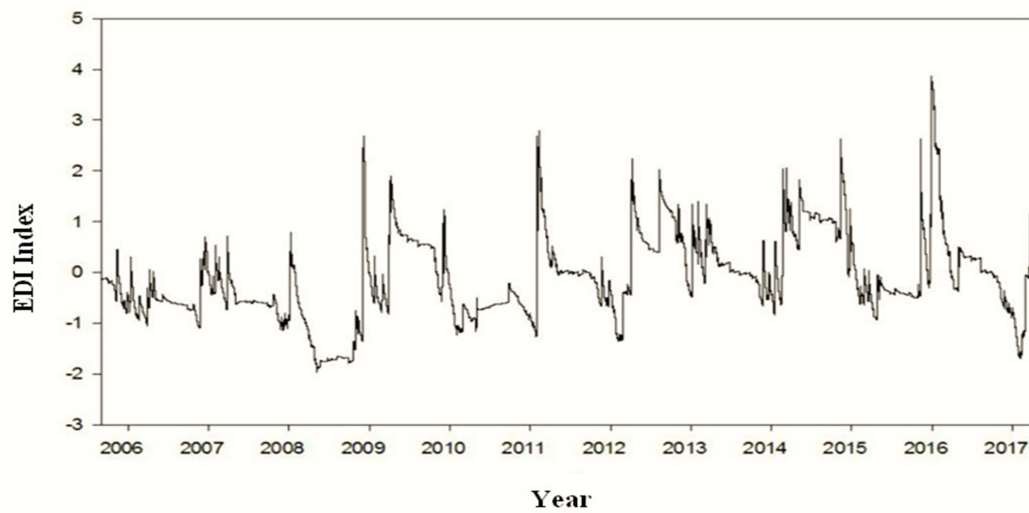
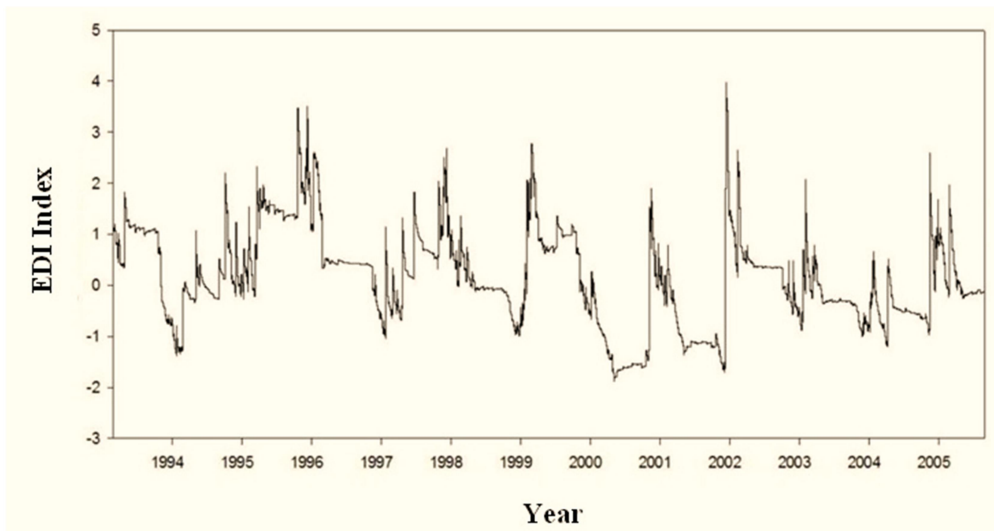
سال نوعی	وضعیت و مقدار RDI	طول دوره خشکی	خشکترین روز سال	کمینه مقدار EDI (روز)
۲۰۱۹-۲۰۱۸	خشکسالی متوسط (-۱/۱۴)	۳۶۵-۶	۱۱۹-۱۱۸	(۱۱۹)-۱/۵۸
۲۰۲۱-۲۰۲۰	خشکسالی متوسط (-۱/۳۵)	۳۶۵-۱	۲۲۱،۲۱۶	(۲۱۶)-۱/۵۳
۲۹۲۸-۲۰۲۷	خشکسالی متوسط (-۱/۱۶)	۳۶۵-۱	۱۱۹-۳۵ ۳۶۵-۱۳۲	(۷۱)-۱/۳۳
۲۰۳۷-۲۰۳۶	خشکسالی متوسط (-۱/۴۴)	۴۷-۴۴ ۳۶۵-۶۸	۳۶۵-۱۲۳،۹۴	(۳۶۴)-۱/۲۷
۲۰۴۰-۲۰۳۹	خشکسالی متوسط (-۱/۴۱)	۳۶۵-۱	۱۲۴-۱۱۹	(۱۲۴)-۱/۷۱
۲۰۴۱-۲۰۴۰	خشکسالی متوسط (-۱/۱۴)	۳۶۵-۱	۱۲۱-۱۹ ۱۷۴-۱۶۶ ۳۶۵-۳۴۲	(۱۰۳)-۱/۹۵
۲۰۲۶-۲۰۲۵	خشکسالی شدید (-۱/۸۶)	۳۶۵-۸۹	۳۶۵-۲۸،۱۵۰	(۳۶۴)-۱/۴۵
۲۹۴۷-۲۰۴۶	خشکسالی شدید (-۱/۵۸)	۱۷۳-۱ ۲۱۸-۱۸۹	۷۹-۴۵ ۱۰۷-۹۵ ۱۱۵-۱۱۱	(۷۱)-۱/۱۶
۲۰۲۳-۲۰۲۲	خشکسالی بسیار شدید (-۲/۲۲) ()	۳۶۵-۱	۳۶۵-۸۵،۷۱	(۱۲۵)-۲/۳۱

سناریوها در پیش‌نگری خشکسالی‌های آینده منطقه تصویر می‌نماید. سناریوی A1B نیز دوره‌های خشکسالی را در بعضی از سال‌ها همانند سناریوی A2 پیش‌نگری می‌کند. به طوری که می‌توان نتیجه گرفت در شرایط نرمال و حدواسط، باز هم منطقه در معرض خطر جدی خشکسالی است. اوج خشکسالی-های دوره مورد نظر هم در سال ۲۰۲۲-۲۰۲۳ می‌باشد که بیش‌ترین میزان EDI نیز در همین سال است.

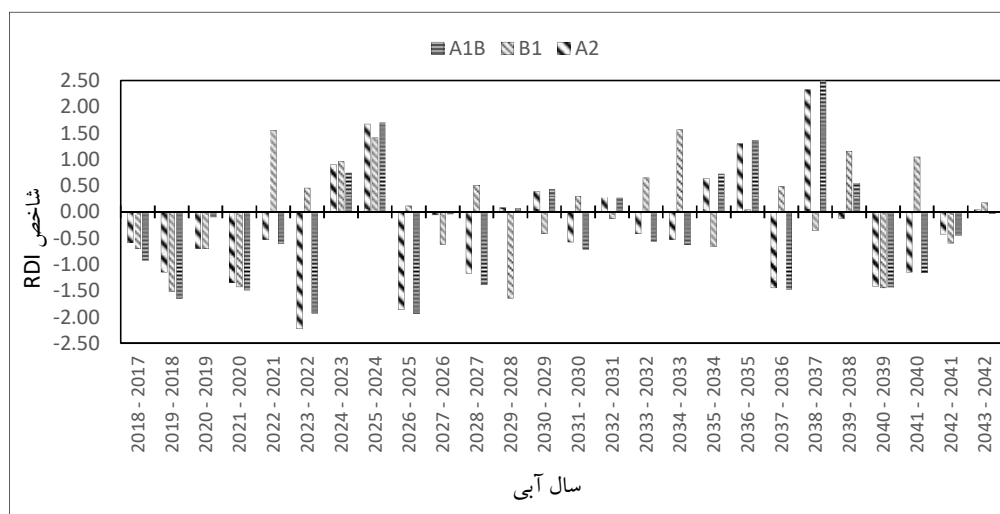
همچنین با توجه به شکل ۲ که شاخص RDI در دوره پایه را نشان می‌دهد، منطقه در سه دوره زمانی (سال‌های نوعی) ۲۰۰۰-۱۹۹۹، ۲۰۰۸-۲۰۰۷ و ۲۰۱۱-۲۰۱۰ دچار خشکسالی‌های شدید و بسیار شدید بوده است که در شکل ۳ میزان خشکسالی روزانه با توجه به شاخص EDI قابل مشاهده است و نشان می‌دهد که اکثر روزها در سال‌های مذکور درگیر خشکسالی بوده‌اند. همچنین با توجه به شکل‌های ۴ و ۵ سناریوی انتشار A2 وضعیت وخیم‌تری را نسبت به سایر



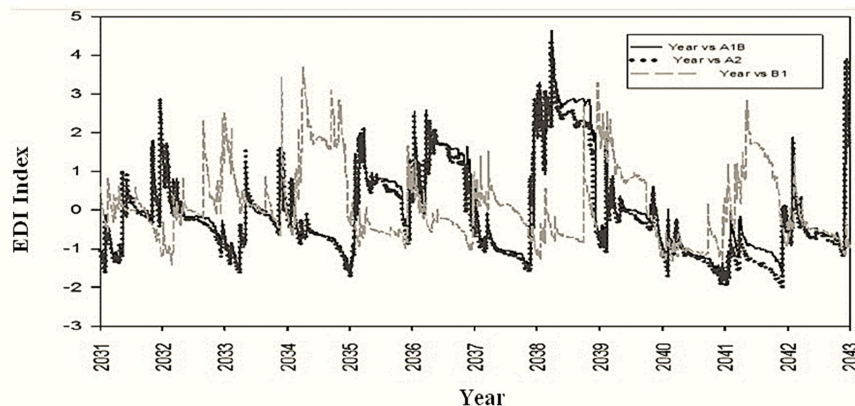
شکل ۲- شاخص RDI برای دوره پایه



شکل ۳- شاخص EDI برای دوره پایه



شکل ۴- شاخص RDI دوره ۲۰۱۸-۲۰۴۳



شکل ۵- شاخص EDI دوره ۲۰۲۱-۲۰۴۳

نتیجه‌گیری

پژوهش زاینده‌رودی و همکاران (۱۳۹۲) در شهر کرمان نیز حاصل شده است. با توجه به نمودارهای شاخص RDI در آینده تعداد سال‌هایی که در آن‌ها خشکسالی رخ می‌دهد نسبت به دوره پایه بیشتر است و در این میان، سناریوی A2 وضعیت خشکسالی‌های آینده را به صورت وخیم‌تری تصویر می‌کند. با توجه به نمودارهای شاخص EDI، شدیدترین روزهای خشک نیز در سال‌هایی است که خشکسالی در آن‌ها رخ داده است. بهشتی‌راد (۱۳۹۴) نیز با بررسی تغییرات مکانی خشکسالی ۴۴ ایستگاه هواشناسی با پایه زمانی مشترک در سطح استان کرمان با استفاده از شاخص SPI نشان داد که در سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۷۹ شدیدترین خشکسالی در استان رخ داده است. در پژوهش ما نیز شدیدترین خشکسالی توسط شاخص RDI در همین سال‌ها مشاهده شد. با توجه به نتایج حاصل از سناریوهای نرمال و حد واسطه نیز منطقه در معرض خشکسالی‌های شدید در دوره آینده به ویژه در سال‌های نوعی ۲۰۲۳-۲۰۲۲ قرار دارد که این مطلب با توجه به توسعه کشاورزی در دشت رفسنجان، لزوم برنامه‌ریزی‌های دور اندیشانه برای مدیریت صحیح منابع آبی در دوره‌های آینده را بیش از پیش نشان می‌دهد.

منابع

۱. حمیدیان‌پور، م.، ع. مفیدی و م. سلیقه، ۱۳۹۵، ارزیابی تغییرات دما و بارش جنوب شرق ایران با استفاده از ریزمقیاس‌نمایی خروجی مدل‌های مختلف گردش عمومی

این پژوهش به منظور پایش و مقایسه‌ی خشکسالی‌های آینده دشت رفسنجان تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 با استفاده از شاخص‌های شناسایی خشکسالی RDI و شاخص خشکسالی مؤثر EDI صورت گرفت. برای ریزمقیاس‌نمایی داده‌های مدل جفت شده جوی اقیانوسی HadCM3، از مدل LARS-WG استفاده شد که با توجه به نتایج صحت‌سنجی مدل LARS-WG که در قسمت بحث و نتایج ارائه شده است، مقادیر ضریب تعیین برای هر سه پارامتر بالاست. بنابراین همبستگی معناداری بین داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده توسط مدل وجود دارد. پایین بودن شاخص‌های خط‌سنجی نیز این نتیجه را تأیید می‌کند. در این مطالعه افزایش دما در دوره‌های آتی پیش‌نگری شد. در مطالعه‌ای که توسط نشاط و همکاران (۱۳۹۵) انجام شد نیز افزایش دما در شهر کرمان با استفاده از مدل جفت شده جوی - اقیانوسی HadCM3 و روش ریزمقیاس‌نمایی آماری SDSM براساس سناریوهای انتشار A2 و B2 در دوره زمانی ۲۰۹۹-۲۰۱۱ پیش‌نگری شد. چوبین و همکاران (۱۳۹۵) نیز با ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر دشت کرمان- باغین با استفاده از مدل جفت شده جوی- اقیانوسی HadCM3 و روش ریزمقیاس‌نمایی آماری LARS-WG تحت سناریوی انتشار A2 کاهش سالانه بارش و افزایش دما را در دوره ۲۰۶۵-۲۰۴۶ نشان دادند. همچنین بر اساس نتایج حاصله می‌توان انتظار داشت تغییر اقلیم سبب انتقال بارش از فصل سرد سال به فصل گرم سال شود که این مطلب در

10. Byun, HR., and Wilhite, DA., 1992, Objective quantification of drought severity and duration, *Journal of Climate*, 12:2747-2756.
11. Byun, HR., Personal communications, 2002.
12. Chu, JT., Xia, J., Xu, CY., and Sing, VP., Statistical downscaling of daily mean temperature, pan evaporation and precipitation for climate change scenarios in Haihe river, 2010, China. *Theoretical and Applied Climatology*, 99:149-161.
13. Fowler, HJ., and Wilby, RL., 2007, Beyond the downscaling comparison study. *International Journal of Climatology*, 27(12):1543-1545.
14. Hadley center, 2006, Effect of climate change in the developing countries. UK Meteorological Office.
15. IPCC, 2007, Summary for policy maker's climate change: The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report. Cambridge University Press, 881pp.
16. Kiem, AS., and Austin, EK., Drought and the future of rural communities: Opportunities and challenges for climate change adaptation in regional Victoria, Australia. *Journal of Global Environmental Change*, 23(5):1307-1316.
17. Kousari, MR., Dastorani, MT., Niazi, Y., Soheili, E., Hayatzadeh, M., and Chezgi, J., Trend, 2014, Detection of Drought in Arid and Semi-Arid Regions of Iran Based on Implementation of Reconnaissance Drought Index (RDI) and Application of Non-Parametrical Statistical Method, *Journal of Water Resources Management*, 28(7):1857-1872.
18. Loukas, A., Vasiladias, L., and Tzabiras, J., 2008, Climate change effects on drought severity, *Journal of Advances in Geosciences*, 17: 23-29.
19. Mpelasoka, F., Hennessy, K., Jones, R., and Bates, B., 2008, Comparison of suitable drought indices for climate change impacts assessment over Australia towards resource management. *International Journal of Climatology*, 28(10):1283-1292.
20. Quevauviller, P., 2011, Adapting to climate change: reducing water-related risks in Europe – EU policy and research considerations, *Environmental Science and Policy Journal*, 14(7):722-729.
21. Rajabi, A., and Shabanlou, S., 2012, Climate index changes in future by using SDSM in Kermanshah, Iran, *Journal of Environmental Research and Development*, 7(1):37-40.
22. Rostami, N., Shafizadeh, F., and Sadrabadi, AR., 2016, Assessing Spatiotemporal Variability of drought trend in Iran using RDI index, *Journal of Natural Environment Change*, 2(1):67-77.
23. Saleh Nia, N., 2011, The prediction of drought by using the data from the General Circulation of Barley model and the methods of statistics Microscale view (subjective study: Neishabour جو در دوره ۲۰۹۹-۲۰۱۱، مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۸، شماره ۱، صفحات ۱۰۷ تا ۱۲۳.
۲. خزانهداری، ل.، ف. زابل عباسی، ش. قندهاری، م. کوهی و ش. ملبوسی، ۱۳۸۸، دورنمایی از وضعیت خشکسالی ایران طی سی سال آینده، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۲، صفحات ۸۳ تا ۹۹.
۳. سلاجقه، ع.، الف. رفیعی ساردویی، ع. مقدم نیا، ع. آ. ملکیان، ش. عراقی نژاد، ش. خلیقی سیگارودی و الف. صالح پورجم، ۱۳۹۵، پیش‌بینی متغیرهای اقلیمی توسط مدل چندگانه خطی SDSM در دوره آینده برپایه سناریو A2. نشریه مدیریت بیابان، دوره ۴، شماره ۷، صفحات ۱۲ تا ۲۵.
۴. شفیع، ش. و غ. مظفری، ۱۳۹۴، پیش‌بینی و تحلیل فضایی خشکسالی استان یزد در دوره ۲۰۳۰-۲۰۱۱ میلادی با استفاده از مدل‌های گردش عمومی جو. کنفرانس بین‌المللی معماری، شهرسازی، مهندسی عمران، هنر، محیط زیست، افق‌های آینده، نگاه به گذشته، تهران.
۵. عباسی، ف. و م. اثمیری، ۳۹۰. پیش‌بینی و ارزیابی تغییرات دما و بارش طی دهه‌های اخیر با الگوی MAGIC-SCENGEN، مجله آب و خاک. شماره ۲۵. صفحات ۷۰ تا ۸۳.
۶. علیزاده، ا. ۱۳۸۹، اقلیم و هواشناسی کشاورزی، انتشارات آستان قدس رضوی، ۵۰۲ صفحه.
۷. کمال، ع.، و مساح بوانی، ع. ر.، ۱۳۸۹، تأثیر تغییر و نوسانات اقلیمی بر رواناب حوضه با دخالت عدم قطعیت دو مدل هیدرولوژی، نشریه آب و خاک، شماره ۵، صفحات ۲۰ تا ۳۱.
۸. گل محمدی، م. و ع. مساح بوانی، ۱۳۹۰، بررسی تغییرات شدت و دوره بازگشت خشکسالی حوضه قره سو در دوره‌های آتی تحت تأثیر تغییر اقلیم. ۱۳۹۰. دوره ۲۵- شماره ۲، صفحات ۳۱۵ تا ۳۲۶.
9. Babaeian, I., Najafi, Nik Z., Zabol Abassi, F., Habibi Nokhandan, M., Adab, H., and Malbusi, S., 2009, Climate change assessment over Iran during 2010-2039 by using statistical downscaling of ECHO-G data, *Journal of Geography and Development*, 7(16):135-152.

27. Wang YQ., Leung, LR., McGregor, L., Wang, YC., Ding, YH., and Kimura, F., 2004, Regional climate modeling: progress, challenges, and prospects, *Journal of Meteorological Society of Japan*, 82(6):1599-1628.
28. Willby, RL, Dawson, CW., Barrow, EM., 2001, SDSM Version 3.1 –A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts, *Environmental Modelling and Software Journal* 17: 147-159.
29. Xu, CY., 1999, From GCMs to river flow: A review of downscaling methods and hydrologic modeling approaches. *Progress in Physical Geography*, 23(3):229-249.
- district), M.S.C thesis, Ferdowsi university of Mashhad.
24. Tsakiris, G., 2004, Meteorological Drought Assessment, Paper prepared for the needs of the European Research Program MEDROPLAN (Mediterranean Drought Preparedness and Mitigation Planning) Zaragoza, Spain.
25. Vidal, JP., and Wade, S., 2009, A multi model assessment of future climatological droughts in the United Kingdom, *International Journal of Climatology*, 29(14):2056-2071.
26. Vrochidou, AEK., Tsanis, IK., Grillakis, MG., and Koutroulis, AG., 2013, The impact of climate change on hydro meteorological droughts at a basin scale, *Journal of Hydrology*, 476:290-301.