



بررسی تغییرات شدت و دوره بازگشت خشکسالی حوضه قره‌سو در دوره‌های آتی تحت تاثیر تغییر اقلیم

مریم گل محمدی^۱ - علیرضا مساح بوانی^{۲*}

تاریخ دریافت: ۸۹/۴/۴

تاریخ پذیرش: ۸۹/۹/۲۸

چکیده

افزایش گازهای گلخانه‌ای باعث تشدید پدیده تغییر اقلیم شده که اثرات منفی آن بر جوامع بشری یکی از دغدغه‌های مهم بشر در قرن ۲۱ به‌شمار می‌رود. پدیده تغییر اقلیم می‌تواند بر سیستم‌های مختلف تأثیرات متفاوتی داشته باشد. که بدلیل نقش حیاتی آب در زندگی انسان، بررسی تأثیرات منفی آن بر شدت و فراوانی وقوع خشکسالی یک منطقه از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در این مقاله به ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر وضعیت خشکسالی حوضه قره‌سو در دوره‌های آتی با استفاده از شاخص خشکسالی بارش استاندارد شده (SPI) پرداخته می‌شود. در این راستا در ابتدا با استفاده از مقادیر بارندگی روزانه ۱۱ ایستگاه داخل و خارج از حوضه، سری زمانی روزانه میانگین بارندگی حوضه طی دوره پایه ۱۹۷۱ تا ۲۰۰۰ میلادی با روش عکس مربع فاصله در محیط ArcGIS محاسبه شد. پس از آن مقدار شاخص SPI برای مقیاس‌های زمانی مختلف ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه حوضه تعیین گردید. در ادامه بارش حاصل از مدل گردش عمومی جو HadCM3-A2 در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ میلادی برای منطقه به روش آماری کوچک مقیاس گردیده و با در نظر گرفتن عدم قطعیت نوسانات اقلیمی منطقه به تولید ۱۰۰ سری زمانی بارش روزانه پرداخته شد. با اعمال سری‌های زمانی بارش کوچک مقیاس شده به شاخص SPI و تجزیه و تحلیل‌های احتمالاتی، وضعیت خشکسالی حوضه قره‌سو در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ برای دوره بازگشت‌های مختلف مشخص گردید. مقایسه نتایج حاکی از این است که حوضه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ میلادی شاهد افزایش بارش و به تبع آن کاهش شدت خشکسالی نسبت به دوره پایه خواهد بود. این کاهش شدت، برای مقیاس‌های زمانی ۶ و ۱۲ ماهه با افزایش دوره بازگشت افزایش می‌یابد. این در حالی است که برای خشکسالی‌های ۲۴ ماهه با افزایش دوره بازگشت، شدت خشکسالی حوضه بیش از دوره پایه خواهد شد.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، خشکسالی، شاخص SPI، حوضه قره‌سو، HadCM3، SDSM

مقدمه

تغییر اقلیم^۱ را موجب می‌شود (۶). بررسی‌ها نشان می‌دهد که این پدیده می‌تواند بر سیستم‌های مختلف شامل منابع آب، کشاورزی، محیط زیست، بهداشت، صنعت و اقتصاد اثرات منفی داشته باشد (۱۹). اهمیت و خطرات تغییر اقلیم در مجامع مختلف جهانی از جمله نشست سران گروه G8 (هشت کشور صنعتی دنیا) مورد توجه و تأکید قرار گرفته و راهکارهای مقابله با آن جهت حفاظت از منابع آب، کشاورزی و منابع زیست محیطی مدنظر قرار گرفته است. با توجه به آن که آب یکی از منابعی است که در معرض خطرات ناشی از تغییرات اقلیم قرار دارد، بررسی تغییرات آن در سال‌های آینده می‌تواند راه‌گشای معضلاتی چون خشکسالی، سیلاب‌های ناگهانی، تبخیر زیاد و غیره باشد.

در حال حاضر اغلب تحقیقات انجام گرفته در زمینه تأثیر

عوامل مختلفی باعث برهم خوردن شرایط حاکم بر اجزاء مختلف سیستم اقلیم کره زمین می‌شود که می‌تواند تأثیراتی را بر اجزاء دیگر بگذارد. در بین این عوامل تنها عاملی که بصورت غیرطبیعی بر سیستم اقلیم کره زمین تأثیر می‌گذارد، افزایش گازهای گلخانه‌ای^۲ می‌باشد (۱۹). این افزایش سبب می‌شود تا امواج مادون قرمز ساطع شده از زمین بیش از پیش توسط گازهای گلخانه‌ای جذب شده و باعث گرمتر شدن جو کره زمین شود. گرمتر شدن جو کره زمین نیز به نوبه خود بر وضعیت اجزاء دیگر سیستم اقلیم تأثیر گذاشته و پدیده

۱-۲- دانش آموخته کارشناسی ارشد و استادیار گروه مهندسی آب، پردیس

ابوریحان، دانشگاه تهران

(*) نویسنده مسئول: Email: armassah@yahoo.com

مشاهداتی محاسبه شده و شاخص خشکسالی برای دوره‌های مختلف تعیین خواهد شد. در ادامه با کوچک مقیاس سازی داده‌های بارش مدل HadCM3-A2 برای منطقه طرح به کمک مدل SDSM^۲ و در نظر گرفتن عدم قطعیت نوسانات اقلیمی سری‌های زمانی بارش روزانه منطقه برای دوره آتی تولید می‌شود. در نهایت با معرفی شاخص شدت خشکسالی تجمعی وزنی سالانه^۳ (مراحل محاسبه آن شرح داده شده است) و معرفی سری‌های زمانی تولید شده به این شاخص، وضعیت خشکسالی حوضه تحت دوره بازگشت‌های مختلف مورد بررسی قرار خواهد گرفت. در ادامه روش‌های بکار گرفته شده در این تحقیق برای انجام گام‌های ذکر شده آورده می‌شود.

منطقه مورد مطالعه و پردازش داده‌ها

منطقه مطالعاتی این تحقیق، زیرحوضه قره‌سو واقع در استان کرمانشاه و در شمال غربی حوضه کرخه می‌باشد. وسعت حوضه مورد نظر ۵۳۵۴ کیلومتر مربع بوده و همچنین متوسط بارش در کل حوضه بین ۳۰۰ تا ۸۰۰ میلیمتر متغیر می‌باشد. ارتفاع این حوضه حداقل ۱۱۸۰ متر و حداکثر به ۳۳۴۶ متر می‌رسد. شکل ۱ نمایش شماتیکی از زیرحوضه قره‌سو در کشور ایران را می‌باشد.

برای این تحقیق از آمار بارش روزانه ۱۱ ایستگاه هواشناسی شامل ۵ ایستگاه در داخل حوضه و ۶ ایستگاه خارج از آن (شکل ۲) طی سال‌های ۱۹۷۱ تا ۲۰۰۰ میلادی استفاده شد. اما به دلیل اینکه اغلب این ایستگاه‌ها در سال‌های مورد نظر دارای داده‌های ناقص بودند در ابتدا مورد تصحیح و تکمیل قرار گرفتند. برای اینکار از ایستگاه کرمانشاه به عنوان ایستگاه مبنا استفاده شد. دلیل این امر این بود که اولاً ایستگاه مذکور طی سال‌های مورد مطالعه دارای داده‌های کامل بوده، ثانیاً دارای ارتفاعی تقریباً برابر با متوسط ارتفاع ایستگاه‌های دیگر می‌باشد. بدین منظور ابتدا داده‌های بارش این ایستگاه تحت آزمون‌های مختلف غیرپارامتریک^۴ قرار گرفت تا از نظر صحت و درستی مورد بررسی قرار گیرد. این آزمون‌ها شامل: آزمون همگنی من-ویتنی^۵، آزمون تصادفی بودن^۶ و آزمون‌های استقلال و روند اسپیرمن^۷ می‌باشند که شرح آن‌ها در (۴) آمده است. پس از انجام آزمون‌های ذکر شده برای داده‌های ایستگاه کرمانشاه، بدلیل موفقیت این ایستگاه در کلیه آزمون‌ها، داده‌های ناقص بارش سایر ایستگاه‌ها بوسیله ایستگاه کرمانشاه و با استفاده از روش نسبت‌ها تکمیل گردید.

تغییر اقلیم بر وقایع متوسط مانند رواناب می‌باشند (۲، ۹، ۱۱، ۲۰، ۲۴ و ۳۲) که در بررسی آنها از خروجی مدل‌های گردش عمومی اقیانوس-اتمسفر (AOGCM)^۱ استفاده شده است. در مقایسه با مطالعات در زمینه خاک، آب و هوا و کاربری اراضی که نیازمند اطلاعات ورودی زیادی برای مدل‌های هواشناسی، هیدرولوژی و مدیریت آب می‌باشند، تحقیقات وقایع حدی با داده‌های ورودی اندکی قابل انجام می‌باشند (۱۴، ۲۲ و ۲۸). با این وجود برخلاف تحقیقات بی شماری که بر رواناب صورت گرفته است تحقیقات اندکی در زمینه وقایع حدی بخصوص خشکسالی در سطح دنیا انجام گرفته است (۸، ۱۲، ۲۶ و ۳۷). دلیل این امر عدم اعتبار خروجی مدل‌های گردش عمومی جو در مقیاس‌های روزانه و از طرف دیگر دشواری کوچک مقیاس سازی خروجی این مدل‌ها برای مطالعات وقایع حدی می‌باشد. باید توجه داشت که در صورت استفاده از روش مناسب و معتبر در کوچک مقیاس سازی خروجی مدل‌های گردش عمومی جو این مدل-ها ابزارهای مناسبی برای پیش بینی وقایع حدی می‌باشند، از سوی دیگر این مدل‌ها قادر به تولید سری‌های زمانی طولانی مدت هستند که می‌توان به کمک آنها به آنالیز تغییرات احتمالی وقایع حدی در دوره‌های آینده نیز پرداخت (۲۶).

گرچه بررسی تاثیر تغییر اقلیم بر خشکسالی تحت یک مدل گردش عمومی می‌تواند نتایج خوبی را منعکس کند ولی وجود نوسانات اقلیمی در دوره‌های آتی می‌تواند محدوده نتایج را تغییر دهد (۱۷). بنابراین **می‌بایست** در مطالعات تاثیر تغییر اقلیم بر وقایع حدی نقش نوسانات اقلیمی را نیز در نظر گرفت. لذا در تحقیق حاضر سعی شده نقص‌های احتمالی حاصل از در نظر نگرفتن عدم قطعیت نوسانات اقلیمی در تحقیقات پیشین (۷، ۱۰، ۲۹، ۳۱ و ۳۵)، برطرف شده و تجزیه و تحلیل‌های نهائی همراه با دوره بازگشت ارائه شود. با توجه به اینکه کشور ما همواره در معرض خطر احتمالی خشکسالی بوده است و همچنین با توجه به تاثیر محسوس تغییرات اقلیمی بر منابع آب، این تحقیق بر روی حوضه قره‌سو از زیرحوضه‌های کرخه (یکی از مهمترین منابع تامین کننده آب کشور) انجام گرفته است. در اینجا تلاش شده است تا با استفاده از داده‌های مشاهداتی بارندگی منطقه در دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) و به کمک نوسانات اقلیمی حاصل از مدل‌های AOGCM تحت سناریوی انتشار A2 به بررسی این موضوع پرداخته شود که آیا مقادیر شدت و فراوانی خشکسالی در دوره آینده نسبت به دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) افزایش خواهد یافت یا خیر؟

مواد و روش‌ها

همانطور که در قبل ذکر گردید، این تحقیق بر حوضه قره‌سو انجام می‌گیرد که مشخصات آن در ادامه خواهد آمد. در این حوضه ابتدا سری زمانی روزانه میانگین منطقه‌ای بارش حوضه در دوره

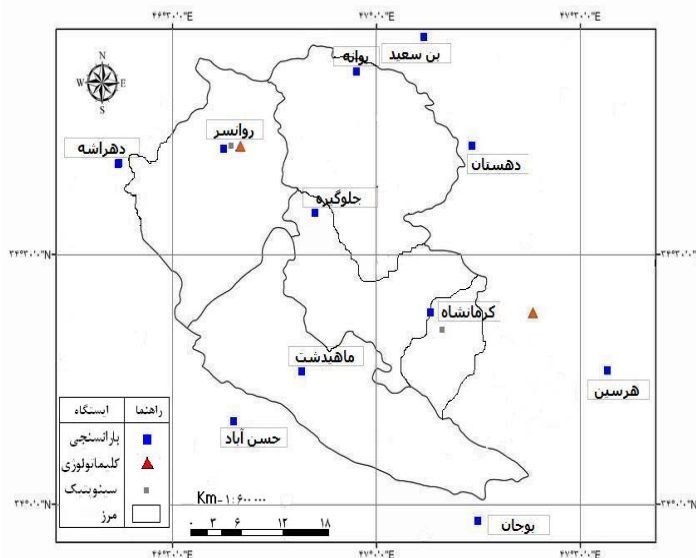
- 2- Statistical Downscaling Model
- 3- Annual Weighted Cumulative Drought Severity
- 4- Non-parametric
- 5- Mann-Whitney U Test
- 6- Run Test
- 7- Spearman Trend and Independence Tests

- 1- Atmosphere-Ocean General Circulation Model



ایران کرخه قره‌سو

شکل ۱- حوضه کرخه و زیرحوضه قره‌سو



شکل ۲- موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی در داخل و خارج حوضه

کو-کریجینگ، اسپیلین و غیره) روش عکس مربع فاصله استفاده شد، این روش در مواقعی که داده‌ها از یک ساختار مکانی خوبی برخوردار نباشند، می‌تواند نسبت به روش‌های زمین آماری مانند کریجینگ، اسپیلین، TPSS و غیره نتایج بهتری را به همراه داشته باشد (۵).

روش عکس مربع فاصله (IDW): یکی از روش‌های مرسوم میانجی‌ابی و محاسبه بارش میانگین منطقه‌ای، روش عکس مربع فاصله می‌باشد. در این روش مقدار متغیر مکانی مورد بررسی براساس مشاهدات محدوده آن و مطابق رابطه زیر تعیین می‌گردد:

محاسبه سری زمانی میانگین منطقه‌ای بارش

از آنجایی که اغلب محققان در بررسی شدت و مقدار خشکسالی، به منظور تسریع در محاسبات به جای بررسی بارندگی ایستگاه‌ها بصورت مجزا، روش میانگین منطقه‌ای را به کار می‌برند (۱۳، ۲۳، ۳۳ و ۳۴)، در تحقیقی که اخیراً در حوضه قره‌سو انجام گرفته است (۱۵) امکان جایگزینی روش میانگین منطقه‌ای با پهنه بندی ایستگاهی بررسی و تایید شده است، بنابراین ادامه بررسی‌های این تحقیق تنها با استفاده از روش میانگین منطقه‌ای انجام می‌گیرد. در این راستا به منظور بکارگیری میانگین منطقه‌ای، نیاز به محاسبه سری زمانی روزانه بارش میانگین حوضه بود. بنابراین برای اینکار از بین روش‌های مختلف محاسبه میانگین منطقه‌ای (مانند: کریجینگ،

اجتماعی در مقیاس منطقه ای استفاده شده است. این سناریوها در واقع به تشریح ارتباط بین عوامل موثر از انتشار گازهای گلخانه ای و گرد و غبار در مقیاس های جهانی و منطقه ای می پردازند بصورتی که هر سناریو بطور مجزا نشان دهنده گسترش عوامل مختلف محیطی، اجتماعی، تکنولوژیکی و اقتصادی موثر از تغییرات این گازها می باشد.

یکی از مشکلات عمده در استفاده از خروجی مدل های AOGCM بزرگ مقیاس بودن سلول محاسباتی آنها، به لحاظ مکانی و زمانی نسبت به منطقه مورد مطالعه می باشد. روش های مختلفی جهت تولید سناریوهای اقلیمی منطقه ای از سناریوهای اقلیمی مدل های AOGCM وجود دارد که به روش های کوچک مقیاس کردن^۳ مشهور می باشند. در این تحقیق برای کوچک مقیاس کردن داده های روزانه بارندگی مدل HadCM3 برای منطقه، از روش آماری مبتنی بر رگرسیون خطی و نرم افزار SDSM^۴ استفاده شده است. این نرم افزار در واقع بین سری زمانی بارش مشاهداتی روزانه منطقه و متغیرهای بزرگ مقیاس مشاهداتی منطقه (NCEP)^۵ رابطه ای با حداکثر مقدار ضریب همبستگی برقرار نموده و سپس با استفاده از پارامترهای بدست آمده از این رابطه، با بکارگیری متغیرهای بزرگ مقیاس حاصل از مدل HadCM3 در دوره آتی سری زمانی بارندگی روزانه منطقه را تولید می کند.

مهمترین مرحله کوچک مقیاس کردن آماری، مرحله واسنجی یا کالیبره کردن مدل^۶ می باشد. برای واسنجی بارش در مدل SDSM، همانطور که گفته شد می بایست از بین متغیرهای بزرگ مقیاس، متغیرهایی را که بیشترین ارتباط و همبستگی آماری را با بارش منطقه دارند انتخاب شوند. پس از تعیین متغیرهای بزرگ مقیاس موثر بر بارش منطقه، دوره های مختلفی از داده های مشاهداتی بزرگ مقیاس و بارش در دوره ۱۹۷۱-۲۰۰۰، برای واسنجی و صحت سنجی مدل مورد آزمون قرار گرفتند. نهایتاً دوره ۱۹۸۰-۱۹۷۱ برای واسنجی و دوره ۲۰۰۰-۱۹۸۱ برای صحت سنجی مدل انتخاب گردید. پس از واسنجی مدل SDSM، با استخراج داده های بزرگ مقیاس از داده های شبیه سازی شده توسط مدل HadCM3 در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ و معرفی آن به مدل SDSM، داده های بارش مدل HadCM3 برای منطقه طرح کوچک مقیاس شدند. در انتها با مقایسه داده های کوچک مقیاس شده با داده های مشاهداتی در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱، توانائی مدل HadCM3 در تولید سناریو برای دوره های آتی مورد ارزیابی قرار گرفت.

$$Z^* = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{d_i^a}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^a}} \quad (1)$$

که در آن d_i فاصله نقطه مجهول تا نقطه مشاهده شده و a توان معادله می باشد. پارامتر a مقدار وزنی است که تعیین کننده اهمیت نقاط نزدیکتر است. هر قدر این مقدار بیشتر باشد بر اهمیت نقاط نزدیکتر افزوده می گردد. در این مقاله از این روش برای بدست آوردن سری زمانی بارش روزانه میانگین حوضه طی سال های ۲۰۰۰-۱۹۷۱ میلادی در محیط نرم افزار GIS^۱ استفاده شد.

شاخص خشکسالی بارش استاندارد شده (SPI)^۲

محاسبه SPI برای هر منطقه بر پایه آمار درازمدت بارندگی برای یک دوره دلخواه ۳، ۶ ماهه و ... می باشد. این آمار درازمدت به توزیع آماری مناسب (گاما) برازش یافته، تابع حاصل برای پیدا کردن احتمال تجمعی بارندگی برای یک ایستگاه و برای ماه معین و مقیاس زمانی گوناگون می تواند استفاده شود. SPI یک مقدار نرمال شده با میانگین صفر و انحراف معیار یک می باشد. از اینرو SPI، مقدار انحرافات استاندارد است که یک حادثه مشخص از شرایط نرمال منحرف می شود. چون SPI نرمال است، اقلیم های خشک و مرطوب را می توان با یک روش نشان داد و دوره های مرطوب نیز با استفاده از SPI می تواند پایش شود (۱). مراحل محاسبه و فرمول های محاسباتی این شاخص بطور کامل در تحقیق (۲۵) آورده شده است. در این تحقیق با استفاده از سری زمانی بارندگی میانگین حوضه، شاخص بارندگی استاندارد شده در مقیاس های زمانی ۶ ماهه (معرف دوره های کوتاه مدت)، ۱۲ و ۲۴ ماهه (معرف دوره های بلند مدت) توسط نرم افزار DIPv.2 (۳) برای دوره ۱۹۷۱-۲۰۰۰ محاسبه گردید.

کوچک مقیاس کردن مقادیر بارندگی

در حال حاضر معتبرترین ابزار جهت تولید سناریوهای اقلیمی، مدل های AOGCM می باشد (۳۰ و ۳۶). بررسی شاخص های عملکرد مدل های مختلف AOGCM در شبیه سازی دما و بارندگی حوضه قره سو نشان می دهد که در مجموع می توان مدل HadCM3 را به عنوان مدلی که مقادیر دما و بارندگی را با شاخص های عملکرد بالا شبیه سازی می کند در نظر داشت (۲). لذا در این تحقیق از خروجی مدل HadCM3 از مرکز تحقیقات و پیش بینی اقلیم Hadley انگلستان استفاده خواهد شد. جدول ۱ مشخصات این مدل را نشان می دهد (۱۸).

در این تحقیق از بین سناریوهای انتشار گروه SRES با نام های A1، A2، B1 و B2، سناریوی انتشار A2 معرف عوامل اقتصادی -

3- Downscaling
4- Statistical Downscaling Model
5- National Centers for Environmental Prediction
6- Calibrate Model

1- Geographical Information System
2- Standardized Precipitation Index

جدول ۱- مشخصات مدل HadCM3

| مرجع | سناریوهای شبیه‌سازی شده SRES | طول دوره شبیه‌سازی (سال) | دوره شبیه‌سازی گازهای گلخانه‌ای و ذرات معلق در گذشته | دقت مکانی OGCM (درجه) (طول × عرض) | دقت مکانی AGCM (درجه) (طول × عرض) |
|-----------------------------|------------------------------------|--|--|---|---|
| Gordon et al. 2000,16 | A2,A2b,A2c,B2 | دوره کنترل: ۲۴۰ سناریوهای SRES: ۱۹۵۰-۲۰۹۹ | CO ₂ : ۱۸۶۰-۱۹۸۹ SO ₄ : ۱۸۶۰-۱۹۸۹ | ۲/۵×۳/۷۵ | ۲/۵×۳/۷۵ |

می‌باشند، مقادیر شدت خشکسالی برای دوره بازگشت‌های مختلف نیز در آن‌ها معرف خشکسالی‌های هواشناسی، هیدرولوژیکی، کشاورزی و غیره می‌باشند که با انتخاب بهترین توزیع احتمال محاسبه می‌شوند. منظور از فاصله زمانی طبیعی، مدت زمانی است که طول می‌کشد تا بارندگی در منطقه به اشکال دیگر منابع آب مانند رواناب یا آب‌های زیرزمینی تبدیل شود.

نتایج

برای واسنجی مدل، پارامترهای ارائه شده در جدول ۲ بهترین همبستگی را با بارندگی روزانه ایستگاه مطالعاتی نشان دادند. این پارامترها با استفاده از تجزیه و تحلیل فصلی و آنالیز بخشی^۲ استنتاج شدند. در شکل ۳ نتایج مربوط به واسنجی مدل SDSM برای بارش منطقه در دوره تنظیم و ارزیابی مدل در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ آورده شده است.

در اینجا منظور از دوره تنظیم مقایسه داده‌های مشاهداتی با متغیرهای بزرگ مقیاس NCEP و منظور از دوره ارزیابی مقایسه داده‌های مشاهداتی با خروجی‌های مدل HadCM3 می‌باشد. در شکل ۳ متوسط دراز مدت ماهانه مقدار بارندگی نشان داده شده است. بیشترین اختلاف بین نتایج مدل و مشاهدات در دوره تنظیم مدل در ماه ژانویه به میزان ۱/۸ میلی‌متر در روز و در دوره ارزیابی مدل در ماه جون به میزان ۲/۵ میلی‌متر در روز می‌باشد. بیشترین شدت بارندگی روزانه در دوره‌های تنظیم و ارزیابی مدل در ماه آوریل به ترتیب ۳/۰۳ میلی‌متر و ۳/۰۸ میلی‌متر در روز است. در کل نتایج نشان می‌دهد که مدل در دوره واسنجی (داده‌های NCEP) و ارزیابی (داده‌های کوچک مقیاس شده مدل HadCM3) با ضریب تعیین ۰/۳۸ و خطای استاندارد ۳/۹ از کارایی مناسبی در کوچک مقیاس کردن مقادیر بارش منطقه برخوردار است.

در این بخش بمنظور شبیه‌سازی محدوده نوسانات اقلیمی بارش منطقه اقدام به تولید ۱۰۰ سری زمانی از این متغیر در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ با استفاده از قابلیت تولید کننده آب و هوای مدل SDSM و متغیرهای بزرگ مقیاس مدل HadCM3 گردید. در مرحله بعد با معرفی این ۱۰۰ سری زمانی به شاخص SPI و تجزیه و تحلیل‌های احتمالاتی مناسب، وضعیت خشکسالی منطقه تحت دوره بازگشت‌های مختلف مورد شبیه‌سازی قرار گرفت.

محاسبه شدت خشکسالی تجمعی وزنی سالانه (AWCDS)

در این تحقیق برای رسم منحنی شدت خشکسالی - مقیاس زمانی SPI - دوره بازگشت^۱، بهتر دیده شد تا عامل شدت خشکسالی تجمعی وزنی سالانه (AWCDS) محاسبه و آنالیز فراوانی بر روی آن انجام گیرد. مراحل محاسبه این شاخص به صورت زیر می‌باشد:

- ۱- ابتدا مقدار SPI ماهانه برای کلیه مقیاس‌های زمانی ۶ و ۱۲ و ۲۴ ماهه در هر سال محاسبه می‌گردد؛
- ۲- مجموع سالانه مقادیر SPI در دوره‌های خشک ماهانه ($SPI < 0$) در هر مقیاس زمانی با فراوانی وقوع خشکسالی در هر سال (فراوانی وقوع خشکسالی از تقسیم تعداد ماه‌هایی که مقدار SPI کمتر از ۱- است بر عدد ۱۲ بدست آمد) ضرب می‌شود (۲۱ و ۲۵)؛
- ۳- این مراحل برای کلیه مقیاس‌های زمانی مورد نظر شاخص SPI و تعداد ۱۰۰ سری SPI محاسبه شده در بخش قبل، محاسبه می‌شود.

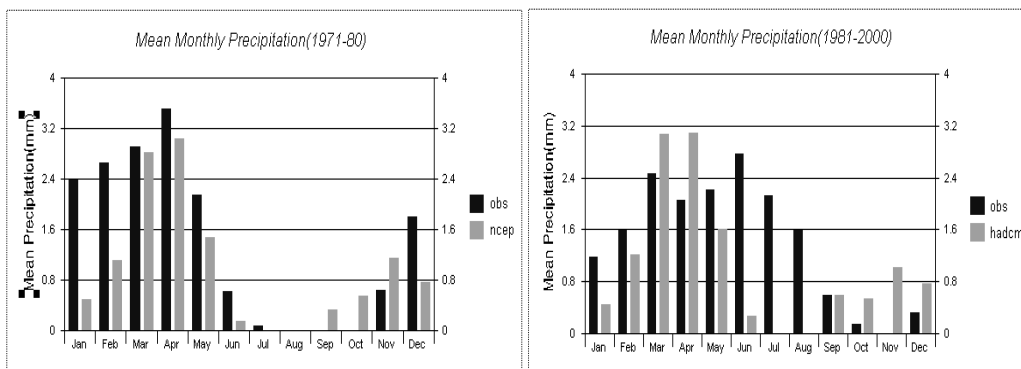
پس از محاسبه AWCDS، آنالیز فراوانی و برازش منحنی‌های احتمالاتی مناسب انجام گردید و سپس نمودارهای شدت خشکسالی تجمعی - مقیاس زمانی SPI - دوره بازگشت برای هر سه مقیاس زمانی SPI در دو دوره پایه (با استفاده از داده‌های مشاهداتی) و آتی (با استفاده از ۱۰۰ سری داده کوچک مقیاس شده) رسم گردید. از آنجایی که این نمودارها نشان‌دهنده فاصله زمانی طبیعی بین بارندگی و منابع آبی دیگر (مانند دبی رودخانه، رطوبت خاک و ذخیره مخازن)

جدول ۲- متغیرهای بزرگ مقیاس غالب در مدل کردن بارش روزانه

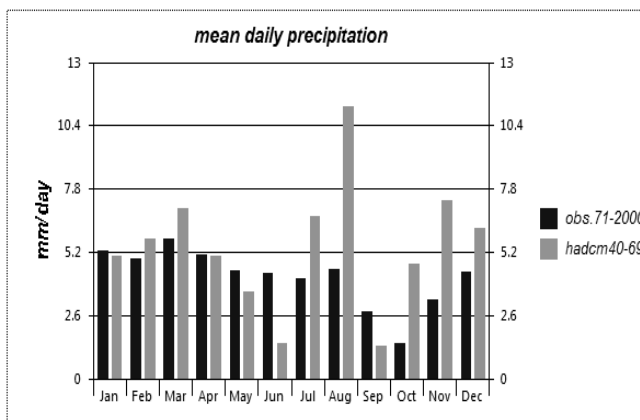
| ردیف | نام اصلی متغیر | معادل فارسی |
|------|--|---|
| ۱ | Surface meridional velocity(ncepp_vaf) | سرعت نصف النهاری در سطح زمین |
| ۲ | 850 hPa airflow strength(ncepp8_faf) | قدرت جریان هوا در تراز ۸۵۰ hPa |
| ۳ | 850 hPa zonal velocity(ncepp8_uaf) | سرعت منطقه ای در تراز ۸۵۰ hPa |
| ۴ | 850 hPa vorticity(ncepp8_zaf) | ورتیسیته یا حالت گردابی در تراز ۸۵۰ hPa |
| ۵ | 850 hPa wind direction(ncepp8thaf) | مسیر حرکت باد در تراز ۸۵۰ hPa |
| ۶ | Near surface relative humidity(ncepprhmaf) | رطوبت نسبی نزدیک سطح زمین |
| ۷ | Mean temperature at 2m(ncepp8tempaf) | میانگین دما در تراز ۲ متری |
| ۸ | Mean sea level pressure(mslp) | میانگین فشار از سطح دریا |

دسامبر بیشتر حائز اهمیت است. همچنین افزایش شدت بارش در ماه‌های جولای و آگوست در فصل تابستان حتی بیشتر از ماه‌های فصل زمستان، نشان‌دهنده مفهوم توزیع زمانی نامناسب بارندگی بوده که در نتیجه بروز اختلالات رژیم آب و هوا به دلیل پدیده تغییرات اقلیمی طی سال‌های آتی می‌باشد. در ماه‌های می، جون و سپتامبر شدت بارش روند نزولی دارد.

پس از ارزیابی مدل، با توجه به متغیرهای بزرگ مقیاس انتخاب شده نوبت به تولید سری زمانی بارش روزانه در دوره آینده می‌رسد. شکل ۴ به مقایسه ۱۰۰ سری میانگین بارش درازمدت ماهانه دوره آتی با دوره پایه می‌پردازد. بر اساس این شکل مشخص است که، میانگین شدت بارش روزانه در اکثر فصول دارای روند افزایشی است. افزایش شدت بارش روزانه در ماه‌های فوریه، مارس، اکتبر، نوامبر و



شکل ۳- مقدار بارندگی متوسط درازمدت ماهانه در دو دوره تنظیم و ارزیابی مدل



شکل ۴- میانگین شدت بارش روزانه در دو دوره مشاهداتی و آتی

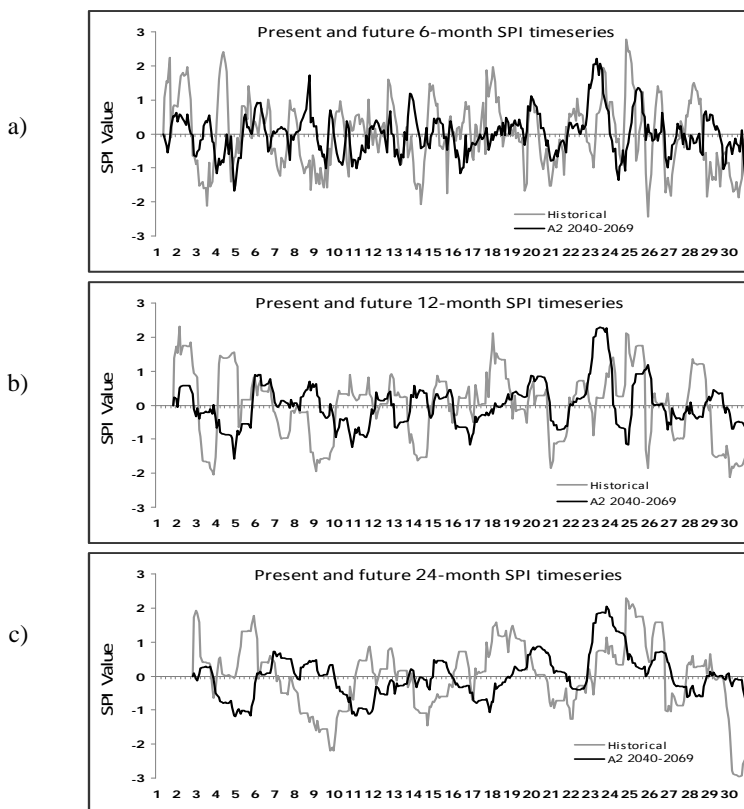
خشکسالی) در دوره آتی بیشتر از دوره مشاهداتی می‌باشد. در نتیجه نمی‌توان اثر افزایش طول دوره خشکی در آینده را بر روی خشکسالی هیدرولوژیکی و کشاورزی نادیده گرفت. با همه این اوصاف مسئله ای که در این تحقیق مهم می‌باشد میانگین مقادیر منفی SPI می‌باشد که در دوره آتی نسبت به دوره مشاهداتی به میزان ۰/۵۱ کاهش یافته است و این امر در نتیجه افزایش بارندگی دوره آینده امری بدیهی به نظر می‌رسد (شکل ۵-ب).

در مقیاس زمانی ۲۴ ماهه (دوسالانه) نیز همچنان دامنه نوسانات شاخص مذکور در دوره آتی کاهش یافته است (شکل ۵-ج).

با توجه به نتایج جدول ۳ تعداد ماه‌های خشک طی دوره زمانی ۳۰ ساله در دوره آتی در مقیاس‌های زمانی ۶ و ۱۲ ماهه کاهش یافته است درحالی‌که در مقیاس ۲۴ ماهه برابر با دوره مشاهداتی می‌باشد که این مسئله به دلیل حساسیت SPI به دوره‌های کوتاه‌تر است.

در مرحله بعد همانطور که قبلاً شرح داده شد با استفاده از سری‌های زمانی بارندگی تولید شده، شاخص خشکسالی موردنظر برای دوره آتی محاسبه شد. شکل ۵ وضعیت شاخص خشکسالی SPI را برای مقیاس‌های زمانی مختلف در دوره مشاهداتی (۲۰۰۰-۱۹۷۱) و میانگین دوره آتی (۲۰۴۰-۲۰۶۹) نشان می‌دهد. قابل ذکر است که در این شکل برای محاسبه SPI در دوره آتی از میانگین ۱۰۰ سری زمانی روزانه بارش منطقه استفاده گردیده است. نتایج نشان می‌دهد که دامنه نوسانات شاخص خشکسالی مذکور در هر سه مقیاس زمانی در حالت آتی نسبت به دوره پایه کاهش یافته و کمتر شاهد تغییر ناگهانی کلاس خشکسالی در آینده خواهیم بود.

همان‌طور که مشاهده می‌شود در مقیاس ۶ ماهه دامنه تغییرات از حالت مرطوب به خشک در دوره آتی کاهش یافته است و در کل منطقه جو آرام‌تری را نسبت به دوره پایه شاهد خواهد بود (شکل ۵-ا). در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه، بطوری که از شکل معلوم است طول دوره‌هایی که مقدار شاخص خشکسالی کمتر از صفر است (طبقات



شکل ۵- مقایسه سری زمانی شاخص خشکسالی بارش استاندارد شده برای دو دوره پایه و میانگین دوره آتی در مقیاس‌های زمانی (a) ۶ ماهه (b) ۱۲ ماهه (c) ۲۴ ماهه

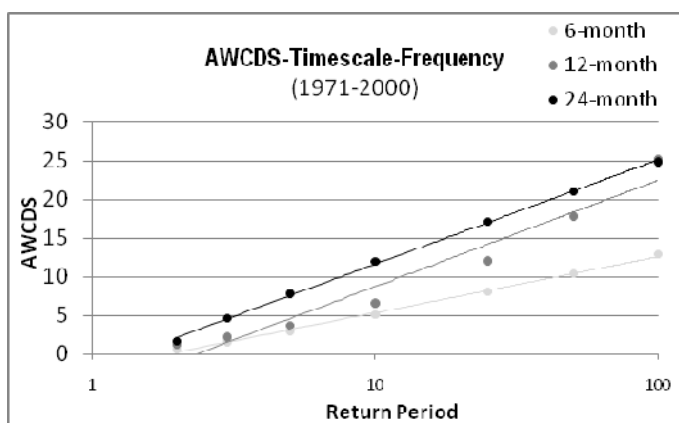
دوره بازگشت برای دوره پایه و آتی رسم شد. این نمودارها مشابه نمودارهای مقدار-مدت- فراوانی بوده که در تحلیل‌های هیدرولوژی به وفور مورد استفاده قرار می‌گیرند (۲۷).

نتایج نشان داد که بهترین توزیع برای مقیاس‌های زمانی ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه برای هر دو دوره مشاهداتی و آتی به ترتیب توزیع پیرسون تیپ ۳، لوگ نرمال ۲ پارامتری و لوگ پیرسون تیپ ۳ می‌باشند. شکل‌های ۶ و ۷ مقادیر شاخص AWCDs را برای مقیاس‌های زمانی ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه طی دوره بازگشت‌های مختلف به ترتیب برای دوره پایه و دوره آتی نشان می‌دهد. شکل ۸ نیز مقایسه شاخص AWCDs در دو دوره پایه و آتی در مقیاس‌های زمانی مختلف را نشان می‌دهد.

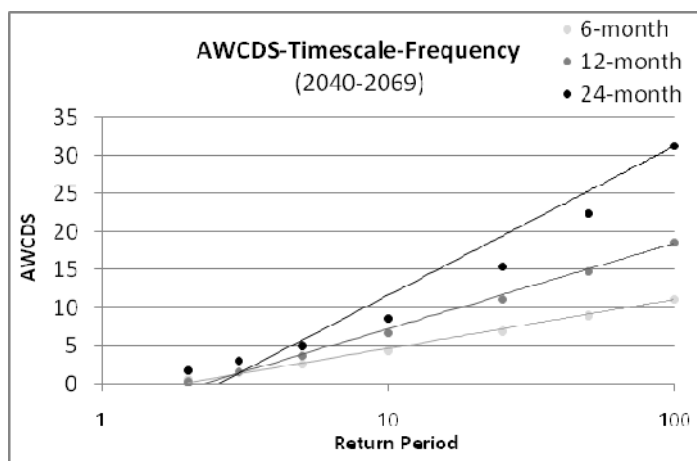
جدول ۳- تعداد ماه‌های خشک دوره ۳۰ ساله مورد مطالعه در دو

| دوره مشاهداتی و آینده | | |
|-----------------------|-----------|-----------------|
| دوره آینده | دوره پایه | مقیاس زمانی SPI |
| ۵۷ | ۶۰ | ۶ ماهه |
| ۵۶ | ۷۱ | ۱۲ ماهه |
| ۵۴ | ۵۴ | ۲۴ ماهه |

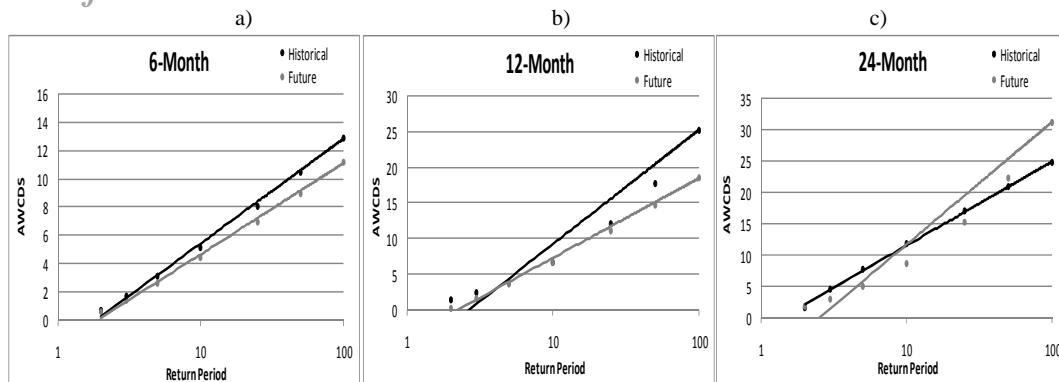
در مرحله بعد مقادیر شدت خشکسالی تجمعی وزنی سالانه (AWCDs) به روشی که در بخش‌های قبل شرح داده شد برای ۱۰۰ سری SPI تولید گردید. و پس از آنالیز فراوانی و برآزش توزیع‌های احتمالاتی نمودارهای AWCDs-مقیاس زمانی SPI-



شکل ۶- نمودار شدت خشکسالی تجمعی-مقیاس زمانی SPI- دوره بازگشت برای دوره پایه (۱۹۷۱-۲۰۰۰)



شکل ۷- نمودار شدت خشکسالی تجمعی-مقیاس زمانی SPI- دوره بازگشت برای دوره آینده (۲۰۴۰-۲۰۶۹)



شکل ۸- نمودار شدت خشکسالی تجمعی - مقیاس زمانی SPI - دوره بازگشت برای (a) دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) و (b) دوره آتی (۲۰۶۹-۲۰۴۰)

برآورد مقادیر بارندگی روزانه در دوره آینده بکار گرفته شد. مقادیر میانگین بارندگی حوضه مورد مطالعه برای محاسبه و برآورد شاخص خشکسالی SPI برای مقیاس‌های زمانی ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه و برای سناریوی انتشار SRES A2 مورد استفاده قرار گرفت. در تحقیق حاضر برای بررسی تاثیر و نقش نوسانات اقلیمی در مبحث تغییر اقلیم و تاثیر آن بر خشکسالی به جای تولید تنها یک سری زمانی بارش در دوره آتی ۱۰۰ سری زمانی تولید شده و سری‌های تولید شده به شاخص خشکسالی معرفی گردید. همچنین روش جدیدی برای رسم نمودارهای شدت خشکسالی تجمعی وزنی سالانه - مقیاس زمانی SPI - دوره بازگشت پیشنهاد گردید که نشان دهنده ارتباط جامع شدت خشکسالی، مقیاس زمانی و فراوانی وقوع طی دوره مورد نظر می‌باشد. بطوری که می‌تواند معرف انواع مختلف خشکسالی طی یک دوره باشد. نتایج حاصل از آنالیز مقادیر پیش بینی شده سری زمانی SPI و نمودارهای AWCDS به وضوح نشان‌دهنده افزایش بارندگی و بهبود وضعیت انواع خشکسالی در حوضه قره‌سو می‌باشد. بطوریکه با توجه به دوره بازگشت‌های مختلف، در مقیاس‌های کوتاه‌مدت شاهد تغییرات اندک در سطح آب‌سدها و کشاورزی دیم، در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه شاهد کاهش احتمال وقوع خشکسالی هیدرولوژی (مانند پایین رفتن سطح آب در چاه‌های کم‌عمق، مخزن‌های کوچک، رودخانه‌های کوچک مانند رودخانه قره‌سو و غیره) و در مقیاس ۲۴ ماهه وقوع خشکسالی کشاورزی تا حدی مطلوب کاهش خواهد یافت. بطور کلی برخلاف اکثر تحقیقات در این زمینه که افزایش شدت خشکسالی در آینده را پیش بینی کرده اند (۲۳، ۲۶ و ۳۳)، در کل وضعیت خشکسالی حوضه قره‌سو در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ مشابه نتایجی که زالود و همکاران (۳۷) در سال ۲۰۰۵ برای چکسلواکی بدست آوردند، نسبت به سال‌های ۱۹۷۱-۲۰۰۰ بهبود یافته و کمتر دچار نوسانات اقلیمی خواهد شد و تغییرات اقلیمی آن چنان که در برخی نقاط جهان تاثیرات مخربی وارد می‌آورد در این

به منظور تفسیر بهتر شکل‌های ۶ و ۷، در این قسمت به مقایسه تفکیکی مقادیر شدت خشکسالی برای هر ۳ مقیاس زمانی ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه دوره پایه و آتی پرداخته می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که بطور کلی مقادیر شدت خشکسالی تجمعی با افزایش دوره بازگشت در همه مقیاس‌های زمانی مورد مطالعه در هر دو دوره افزایش می‌یابد. بطور مثال تغییر کلاس‌های خشکسالی شاخص SPI شش ماهه از حالت خشکسالی شدید به حالت خشکسالی کم (شکل ۸- a)، با افزایش مقدار بارندگی در دوره آتی نسبت به دوره پایه، و کاهش دامنه نوسانات شاخص خشکسالی در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ میلادی، نهایتاً منجر به کاهش مقدار شدت خشکسالی تجمعی شده است. در مقیاس ۱۲ ماهه (شکل ۸- b) بطور کلی مقادیر شدت خشکسالی دوره آتی نسبت به دوره مشاهداتی به جز برای دوره بازگشت ۱۰ سال، در بقیه حالت‌ها کاهش یافته است. در کل میانگین شدت خشکسالی تجمعی سالانه دوره پایه به میزان ۳/۱۱ واحد در دوره آتی کاهش خواهد یافت که این کاهش نسبت به مقیاس زمانی ۶ ماهه، رقم بالاتری را به خود اختصاص داده است. از آنجایی که مقیاس زمانی ۲۴ ماهه مجموع مقادیر مقیاس‌های زمانی کوتاه‌تر شاخص SPI را منعکس می‌کند، روند تغییرات آن نیز با دوره‌های کوتاه‌تر متفاوت می‌باشد، لذا ناپایداری موجود در دوره بازگشت ۱۰ سال به دوره بازگشت‌های طولانی‌تر تغییر مکان داده است (شکل ۸- c). این مسئله به وضوح نمایانگر تأثیر تجمعی مقیاس‌های زمانی کوتاه‌تر بر مقادیر شاخص خشکسالی حاصل از دوره‌های بلندتر می‌باشد.

بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق وضعیت خشکسالی حوضه قره‌سو در دوره ۲۰۶۹ - ۲۰۴۰ میلادی تحت تاثیر تغییر اقلیم و با لحاظ عدم قطعیت نوسانات اقلیمی مورد بررسی قرار گرفت. در این راستا از خروجی مدل HadCM3 از سری مدل‌های AOGCM تحت سناریوی انتشار گازهای گلخانه‌ای A2 طی دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ میلادی به منظور

به مدل‌های گردش عمومی جو و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای بر خشکسالی در این تحقیق مورد بررسی قرار نگرفته که برای تحقیقات بعدی مورد تاکید قرار می‌گیرد.

حوضه از ایران نه تنها اثر کاهشی نداشته بلکه باعث بهبود وضعیت خشکسالی در آینده خواهد شد. باید توجه داشت که نتایج این تحقیق تنها حاصل از یک مدل گردش عمومی جو و یک سناریوی انتشار گازهای گلخانه‌ای بوده است. به عبارت دیگر تاثیر عدم قطعیت مربوط

منابع

- ۱- آسیائی م. ۱۳۸۵. شاخص‌های خشکسالی، انتشارات سخن گستر، مشهد ۱۳۸۵، ص ۸۴-۴۹.
- ۲- صمدی ز. و مساح بوانی ع.ر. ۱۳۸۸. انتخاب متغیر پیش‌بینی‌کننده بمنظور کوچک مقیاس کردن آماری داده‌های دما و بارندگی درحوزه آبریز کرخه. پنجمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری. گرگان.
- ۳- مرید س.، مقدسی م.، ارشد س. و امید م. ۱۳۸۲. بسته نرم افزاری شاخص‌های خشکسالی (DIP)، مرکز امور علمی و تحقیقاتی شرکت مدیریت منابع آب ایران، <http://www.wrm.or.ir.research/>.
- ۴- مقدسی م. ۱۳۸۱. ارزیابی و پایش روزانه خشکسالی در استان تهران، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس.
- 5- Akhtari R., Morid S., Mahdian M.H., and Smakhtin V. 2009. Assessment of areal interpolation methods for spatial analysis of SPI and EDI drought indices. *International Journal of Climatology*. 29:135-145.
- 6- Baede A.P.M., Ahlonsou E., Ding Y., and Schimel D. 2001. The Climate System: an Overview. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge and New York, 525-582.
- 7- Biau G. 2000. Downscaling of precipitation combining kriging and empirical orthogonal function analysis. Montpellier University Report.
- 8- Blenkinsop S., and Fowler H.J. 2007. Changes in drought characteristics for Europe projected by the PRUDENCE regional climate models, *Int. J. Climatol.*, 27, 12, 1595-1610.
- 9- Booij M.J. 2005. Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolutions. *journal of hydrology*, 303:176-198.
- 10- Chamaille-Jammes S., Frits H., and Murindagomo F. 2006. Detecting climate change of concern in highly variable environments: Duantile regressions reveal that drought worsen in Hwange National Park, Zimbabwe, *Journal of Arid Environment* 71:321-326.
- 11- Dibike B.Y., Coulibaly P. 2004. Hydrological impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models. *journal of hydrology*, 307:145-163.
- 12- Dubrovsky M., Svoboda M., Trnka M., Hayes M., Wilhite D., and Zalud Z. 2007. Multi-GCM Projections of Global Conditions With Use of the Palmer Drought Indices, American Geophysical Union Annual Meetings, San Francisco, CA. December.
- 13- Dubrovsky M., Hayes M., Trnka M., Svoboda M., Wilhite D., Zalud Z., and Semeradova D. 2007. EMS7/ECAM8 Abstracts, Vol. 4, EMS2007-A-00355, 7th EMS Annual Meeting / 8th ECAM.
- 14- Fowler H.J., and Kilsby C.G. 2007. Using regional climate model data to simulate historical and future river flows in northwest England, *J. Climate Change*, 80:337-367.
- 15- Golmohammadi M., and Massah A.R. 2010. Assessment of Drought Monitoring Using Two Different Methods; Area Averaging and Station Zoning Procedures, The 3rd International Conference on Current & Future State of Water Resources and Environment (EWRI-IITM 2010), IIT Madras, Chennai, India, January.
- 16- Gordon C., Cooper C., Senior C.A., Banks H., Gregory J.M., Johns T.C., Mitchell J.F.B., and Wood R.A. 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transport in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, *Clim Dyn* 16: 147-168.
- 17- Hisdal H., Stahl K., Tallaksen L.M., and Demuth S. 2001. Have streamflow droughts in Europe more severe or frequent?, *Int. J. Climatol.*, 21, 317-333.
- 18- IPCC-TGCI. 1999. Guidelines on the use of scenario data for climate impact and adaptation assessment. eds. Carter, T.R., Hulme, M. and Lal, M., Version 1, 69pp. Intergovernmental Panel on Climate Change, Task Group on Scenarios for Climate Impact Assessment.
- 19- Intergovernmental Panel on Climate Change, (IPCC), *Climate Change 2007- Synthesis Report of the Forth Assessment Report*, IPCC, 2007.
- 20- Jiang T., Yongqin D.C., Chong-yu Xu., Xiaohong C., Chen Xi., and Singh V. 2007. Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the donjiang Basin South China, *Journal of hydrology*, 336:316-333.

- 21- Kim T.W., Valdes J.B., and Aparicio J. 2002. Frequency and spatial characteristics of droughts in the Conchos River Basin, Mexico, *Water Int.*, 27, 3, 420-430.
- 22- Kothavala Z. 1999. The duration and severity of drought over eastern Australia simulated by a coupled ocean-atmosphere GCM with a transient increase in CO₂, *Envir. Model. Soft*, 14, 243-252.
- 23- Labedzki L. 2006. Estimation of Local Drought Frequency in Central Poland using the Standardized Precipitation Index SPI, *Irrigation and Drainage* 56:67-77.
- 24- Leander R., Bouishand T.A. 2006. Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. *Journal of hydrology*, 332: 487-496.
- 25- Loukas A., and Vasiliades L. 2004. Probabilistic analysis of drought spatiotemporal characteristics in Thessaly region, Greece, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 4, 719-731.
- 26- Loukas A., Vasiliades L., and Tzabiras J. 2008. Climate change effects on drought severity, *Advances in Geosciences*, 17:23-29.
- 27- Maidment D.R. 1993. *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 1424 pp.
- 28- Mavromatis T. 2007. Drought index evaluation for assessing future wheat production in Greece, *Int. J. Climatol.*, 27, 7, 911-924.
- 29- Means L.O., Bogardi I., Giorgi F., Matyasovszky I., Palecki M. 1999. Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling. *Journal of Geophysical Research*, 104:6603-6621.
- 30- Mitchell T.D. 2003. Pattern Scaling: An Examination of Accuracy of the Technique for Describing Future Climates. *Climatic Change* 60: 217-242.
- 31- Mpelasoka F., Hennessy K., Jones R., and Bates B. 2000. Comparison of suitable drought indices for climate change impacts assessment over Australia towards resource management, *International Journal of Climatology* 28: 1283-1292.
- 32- Robera N., Hardenberg J.V., Provenzale A. 2005. Rainfall downscaling and flood forecasting: a case study in the Mediterranean area. *journal of natural hazards and earth system sciences*. 6:611-619.
- 33- Silva Y., Takahashi K., and Chavez R. 2007. Dry and wet seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes), *Advances in Geosciences*, 14:261-264.
- 34- Taminiau C., and J.Haarsma R. 2006. Projected changes in precipitation and the occurrence of severe rainfall deficits in central Australia caused by global warming, *Australian Meteorological Magazine*, 56:167-175.
- 35- Wilby R.L., Conway D., Jones P.D. 2002. Prospects for downscaling seasonal precipitation variability using conditioned weather generator parameters, *hydrological processes*, 16:1215-1234.
- 36- Wilby R.L., and Harris I. 2006. A frame work for assessing uncertainties in climate change impacts: low flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resour. Res.*, 42, W02419, doi: 10.1029/2005WR004065.
- 37- Zalud Z., Trnka M., Dubrovsky M., Svoboda M., Hayes M., Mozny M., Semeradova D., and Hlavinka P. 2005. Methodology for assessment of drought episodes under present and expected climate conditions, In: "Bioklimatologie soucasnosti a budoucnosti", 12-14.9.2005, Krtiny, Czech Republic.

The Perusal of Climate Change Impact on Drought Intensity and Duration

M. Golmohammadi¹- A. Massah Bavani^{2*}

Received: 25-6-2010

Accepted: 19-12-2010

Abstract

This research evaluates climate change effects on drought severity in the region of Gharesoo, Iran. The Standardized Precipitation Index (SPI) has been used for estimation of drought severity. A geographical information system is applied for calculating the mean areal precipitation time series from 11 meteorological stations, in and out of the area for the hydrological period Jan 1971-Dec 2000 using Inverse Distance Weighting method. This precipitation time series have been used for the estimation of Standardized Precipitation Index (SPI) for three timescales, 6, 12 and 24 months, for the region. The outputs of HadCM3-A2 were applied for the assessment of climate change impact on droughts. The HadCM3 outputs were downscaled statistically to the region of Gharesoo using SDSM software to estimate precipitation time series for a future period 2040-2069. A method has been used for the estimation of annual cumulative drought severity-time scale-frequency curves. These curves integrate the drought severity and frequency for various types of drought. The SPI time series were estimated and compared with the respective time series of the historical period 1971-2000. The comparison indicated that the annual drought intensity decreases for the three examined SPI time series. Furthermore, analysis of drought period has shown that value and frequency of drought would be declined in future in the region.

Keywords: Climate Change, Drought, SPI, HadCM3, Gharesoo Basin

1,2- Farmer MSc Student and Assistant Professor, Department of Water Engineering, College of Abureyhan, University of Tehran

(*-Corresponding Author Email :armassah@yahoo.com)