

کاربرد مدل HVB در بررسی اثرات تغییر اقلیم بر خشکسالی هیدرولوژیکی حوضه زاینده رود

شهرام کریمی^۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۹/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۲/۱۷

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 به شمار می‌رود. پدیده تغییر اقلیم می‌تواند بر سیستم‌های مختلف تأثیرات متفاوتی داشته باشد. که به دلیل 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 اثرات تغییر اقلیم بر وضعیت خشکسالی در مقیاس حوضه با استفاده از مدل سه نمونه‌ای آب و هوایی جهانی (GCMs) با خروجی (بارش و دما) اصلاح شده توسط سازمان نظارت بر صحت داده‌ها (WFD)، برای سناریوهای A2 و B1، مورد بررسی قرار گرفته است. متغیرهای هیدرولوژیکی نظیر جریان، رطوبت خاک و کم‌ترین حجم مخزن آب‌های زیرزمینی برای بررسی رژیم هیدرولوژیکی و شناسایی خشکسالی با کمک روش سطح آستانه خشکسالی مورد استفاده قرار گرفت. برای سناریو A2، شاخص رویداد خشکسالی با روند افزایشی ۹۸٪، ۱۰۹٪ و ۸۱٪ به ترتیب در جریان، رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی بدست آمد. سناریو B1 تخمین‌های محافظه کارانه‌تری را، با افزایش شاخص خشکسالی تا ۵۶٪، ۹۲٪ و ۳۴٪ به ترتیب در جریان، رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی، ارائه می‌دهد. اختلاف دوره خشکسالی بین سناریوها تا سال ۲۱۰۰ به ۳۳٪، ۸۹٪ و ۳۴٪ به ترتیب برای جریان، رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی شبیه سازی شده می‌رسد. تغییرات متوسط را می‌توان در خشکسالی‌های با حجم کم با بیش‌ترین میزان افزایش حدود ۱۹٪، ۳۳٪ و ۲۲٪ به ترتیب در جریان، رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی با توجه به سناریو A2 برآورد نمود، در حالی که سناریوی B1 حداکثر افزایش را ۱۰٪، ۲٪ و ۲۶٪ پارامترهای سابق، بیش‌تر پیش بینی می‌کند. ارزیابی پارامترهای هیدرولوژیکی به صورت خطی کاهش بارش و افزایش روند دما را پیش بینی می‌کند.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، خشکسالی، مدل HVB، تغییرات بارش و دما

مقدمه

سطح آب دریاها و تغییر در آستانه‌های آب و هوایی از پیامدهای تغییر اقلیم می‌باشد.

تغییر اقلیم و افزایش گرمایش جهانی باعث گسترش خشکسالی و تداوم آن‌ها شده و همچنین این تغییر باعث نایک‌نواختی توزیع بارش می‌شود و تأثیرات شگرفی بر منابع آب و اکولوژی آب‌های شیرین می‌گذارد. انتظار می‌رود تغییر اقلیم جهانی ناشی از افزایش غلظت‌های گازهای گلخانه‌ای به‌ویژه دی‌اکسیدکربن، باعث تغییراتی در رژیم بارش، سرعت باد، تابش خورشیدی رسیده به سطح و دمای هوا شود. افزایش دما و تغییر اقلیم می‌تواند اثرات زیان‌باری بر روی منابع آبی داشته باشد. چرا که اثر تغییر اقلیم هم بر روی تقاضای آب و هم بر روی عرضه آب می‌باشد. طبق آخرین گزارش هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم، در چند دهه اخیر تغییر اقلیم باعث ایجاد تغییراتی در رژیم هیدرولوژی در سطح جهان شده است. از این رو تطبیق و مقابله با تغییرات اقلیمی در بخش منابع آب به همراه کاهش بازتاب آن‌ها می‌بایستی به عنوان بخشی از یک پاسخ جامع منطبق‌های به آسیب

تغییر اقلیم با تغییرات اقلیمی تفاوت علمی دارا می‌باشد. تغییرات اقلیمی دوره‌ای است و نوسانات انحرافات پارامترهای اقلیمی از میانگین را بیان می‌کند و در دوره‌های زمانی مختلف می‌تواند اتفاق بیفتد، ولی تغییر اقلیم نوسان کلی و گسترده در آب و هوای یک منطقه است که در حال حاضر روند گرم شدن دمای کره زمین را بخشی از تغییر اقلیم قلمداد می‌کنند. افزایش گازهای گلخانه‌ای باعث تشدید پدیده تغییر اقلیم شده که اثرات منفی آن بر جوامع بشری یکی از دغدغه‌های مهم بشر در قرن ۲۱ به شمار می‌رود. یکی از بزرگ‌ترین چالش‌های محیطی که جهان امروز با آن روبروست، افزایش دمای جهان است که الگوهای آب و هوایی را تغییر می‌دهد. بالا آمدن

۱- دانشجوی دکتری آبیاری و زهکشی، گروه مهندسی آب، پردیس بین‌الملل دانشگاه فردوسی مشهد

Email: shkarimi20@yahoo.com

منطقه انجام خواهد شد. این مطالعات می‌تواند شامل بهره‌برداری مخزن از نظر تأمین نیازهای کشاورزی یا برقایی، کنترل سیل و یا اثرات زیست محیطی باشد.

مواد و روش‌ها

مدل HVB

مدل HVB یک مدل مفهومی هیدرولوژی برای شبیه‌سازی جریان خروجی حوضه با استفاده از بارش، دما و برآورد تبخیر بالقوه می‌باشد (Lindstrom et al., 1997; Bergstrom, 1995). این مدل شامل چهار دسته داده‌های ورودی می‌باشد: درجه حرارت روز، جریان روان آب سطحی، رطوبت خاک برای به‌روز رسانی آب موجود در خاک و حداقل رواناب پایه آب-های زیرزمینی.

مدت زمان خشکسالی و میزان کمبود آب به عنوان شاخصی اصلی شدت پدیده خشکسالی استفاده می‌شود. نسخه HBV مورد استفاده در این مطالعه، سیستم مدل‌سازی هیدرولوژیکی یکپارچه (IHMS 5.10.1) که توسط موسسه هواشناسی و هیدرولوژیکی سوئد (SMHI) توسعه یافته می‌باشد.

راندمان شبیه‌سازی مدل به صورت نزدیکی بین جریان‌های مشاهده شده و شبیه‌سازی شده با استفاده از ضریب نش - ساتکلیف (NS) بیان می‌شود (Nash and Sutcliffe, 1970). رنج ضریب NS بین ۱ (کاملاً منطبق) و $-\infty$ می‌باشد. نتایج کم‌تر از صفر نشان می‌دهند که مدل قادر به پیش‌بینی مناسب نمی‌باشد. این مدل پارامترهای هیدرولوژیکی مورد نیاز نظیر جریان، رطوبت خاک و سطح مخزن آب‌های زیرزمینی شبیه‌سازی شده برای ارزیابی خشکسالی فراهم خواهد کرد. این مدل به صورت دستی، برای دوره ۱۹۷۴-۱۹۸۸، بر اساس هر دو معیار NS و $\ln NS$ کالیبره می‌شود. در مرحله اول، مدل هیدرولوژیکی IHMS-HBV با استفاده از هر دو مقیاس محلی و بزرگ داده‌ها (دما و بارش) برای ارزیابی مناسب داده‌های بزرگ مقیاس شده در حوضه زاینده‌رود برای دوره‌ی زمانی بین ۱۹۷۴ تا ۱۹۹۹ کالیبره می‌شود. گام دوم شامل کالیبره کردن داده‌های WFD توسط مدل HBV با ضریب اصلاح خروجی GCM از سال ۲۰۰۱ تا ۲۱۰۰ می‌باشد.

روش سطح آستانه

روش سطح آستانه با استفاده از تئوری عبور که توسط رایس (Rice, 1954) و بسط بیش‌تر آن توسط کرامر و لیدبتر (Cramer and Leadbetter, 1967) بدست آمده است، توسعه یافته است. این روش برای اولین بار توسط یوجویچ برای خشکسالی مورد استفاده واقع شده است. طول مدت خشکسالی و کمبود آب شاخص مناسبی

پذیری ناشی از تغییر اقلیم مورد رسیدگی جدی قرار گیرد. در حال حاضر اغلب تحقیقات انجام گرفته در زمینه تأثیر تغییر اقلیم بر وقایع متوسط مانند رواناب می‌باشند که در بررسی آن‌ها از خروجی مدل‌های گردش عمومی (AOGCM) استفاده شده است. برخلاف تحقیقات بی‌شماری که بر رواناب صورت گرفته است تحقیقات اندکی در زمینه وقایع حدی به‌خصوص خشکسالی در سطح دنیا انجام گرفته است. 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 مدل‌ها ابزارهای مناسبی برای پیش‌بینی 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.

مراحل تحقیقاتی ارزیابی تأثیرات تغییر اقلیم

لیندسترون روش ارزیابی تأثیرات تغییر اقلیم بر منابع آب را ارائه کرد. در فرآیند این بررسی دو گام اصلی وجود دارد: ۱) بررسی تغییرات در دما، بارش و متغیرهای دیگر اقلیم شناسی مانند تبخیر و تعرق و ۲) بررسی تغییرات در رواناب با استفاده از خروجی‌های گام قبل. با مروری بر مطالعات انجام شده و بررسی ساختار آن‌ها و گام‌های اساسی مطرح شده توسط لیندسترون مراحل انجام تحقیق در مورد "تأثیرات تغییر اقلیم بر منابع آب" را می‌توان به شرح زیر تقسیم‌بندی کرد (Lindstrom et al., 1997):

مرحله اول: بررسی داده‌های تاریخی برای آنکه مشخص شود آیا در پارامترهای اقلیمی و هیدرولوژیکی گذشته اثری از تغییر اقلیم مشاهده می‌شود. در صورتی که تغییری در داده‌هایی نظیر بارش، دما و یا رواناب رودخانه مشاهده گردد، می‌توان با بررسی علل و عوامل این تغییرات، سناریوهایی برای وقوع تغییرات در آینده تولید کرد.

مرحله دوم: مدل‌های اقلیمی با فرض شرایط مختلفی که در آینده خواهیم داشت، به پیش‌بینی پارامترهای اقلیمی آینده می‌پردازند. این مدل‌ها دارای تجزیه مکانی پایینی هستند و برای استفاده در مدل‌های هیدرولوژیکی نیاز به کوچک مقیاس کردن داده‌ها دارند.

مرحله سوم: تهیه مدل هیدرولوژیکی که قادر باشد با استفاده از داده‌های اقلیمی مانند بارش و دما، جریان رواناب رودخانه را شبیه‌سازی کند. با استفاده از داده‌های مرحله دوم جریان‌های تغییر یافته در اثر تغییر اقلیم شبیه‌سازی می‌شوند و از نظر مقدار و الگوی تغییرات سالانه مورد بررسی قرار می‌گیرند.

مرحله چهارم: در این مرحله، مطالعات مختلفی با توجه به نیاز

اولین روشی بود که مورد توجه قرار گرفت. در این روش به طور معمول نسبت‌های ماهانه برای سری‌های تاریخی به دست می‌آید. اما با گذر زمان، روش‌های پیچیده‌تری (مانند روش آماری و یا دینامیکی) ترجیح داده شده‌اند. این روش‌ها قادر هستند سری‌های زمانی جدیدی از متغی‌های اقلیمی (نه بر پایه ضرابی برای داده‌های تاریخی) تولید کنند. این روش‌ها امکان تحلیل تغییرات در فراوانی پدیده‌های حدی (مانند سیل و خشکسالی) یا بررسی تغییرات درون سالی را فراهم کرده‌اند.

در روش‌های دینامیکی، مدل‌های اقلیمی GCM شرایط مرزی را برای مدل‌های ترکیبی جو-زمین با قدرت تجزیه مکانی بالا فراهم می‌کنند. این مدل‌ها از نظر تئوری همان روش مدل‌های اقلیمی را دنبال می‌کنند و تنها تفاوت آن‌ها این است که از شبکه‌بندی کوچک-تری استفاده می‌کنند؛ لذا همان پیچیدگی‌های مدل‌های اقلیمی را دارند.

کوچک مقیاس کردن آماری شامل توسعه روابط بین متغیرهای بزرگ مقیاس (پیش‌بینی کننده) و متغیرهای سطحی محلی (پیش-بینی شده‌ها) است. در شکل عمومی، پیش‌بینی شده‌ها به عنوان تابعی از پیش‌بینی کننده‌ها مطرح می‌شوند. اما انواع دیگری مانند رابطه بین پیش‌بینی کننده‌ها و پارامترهای توزیع آماری پیش‌بینی شده‌ها یا فراوانی مقادیر حدی پیش‌بینی شده‌ها نیز به کار رفته‌اند.

مورد مطالعاتی

مورد مطالعاتی، حوضه آبریز زاینده رود در قسمت بالا دست سد می‌باشد. در جدول (۱) مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه ارائه شده است. داده‌های مورد استفاده، میانگین بارش روزانه و دمای حداکثر و حداقل می‌باشند. داده‌های هواشناسی منطقه مورد استفاده برای مدل HBV از ایستگاه هواشناسی واقع در حوضه آبریز زاینده رود به دست آمد (شکل ۱).

برای بیان شدت خشکسالی می‌باشد. بوجویچ خشکسالی را به عنوان دوره‌ای که در طول آن تقاضای آب بیش از عرضه آن می‌باشد تعریف نموده است (Yevjevich, 1967). منابع تأمین آب $S(t)$ و همچنین نیاز آبی $D(t)$ ، به صورت سری‌های زمانی بیان می‌شوند و رویداد خشکسالی به عنوان یک توالی بی‌وقفه از مقادیر منفی در تفریق سری نیاز آبی از سری منابع تأمین آب تعریف می‌شود.

$$Y(t) = S(t) - D(t) \quad (1)$$

به عبارت ساده خشکسالی زمانی رخ می‌دهد که مقدار آب مورد نیاز کم‌تر از سطح آستانه خشکسالی باشد.

در مرحله اول، مدل هیدرولوژیکی IHMS-HBV با استفاده از هر دو مقیاس محلی و بزرگ داده‌ها (دما و بارش) برای ارزیابی مناسب داده‌های بزرگ مقیاس شده در حوضه کوچک پلاتیس برای دوره‌ی زمانی بین ۱۹۷۴ تا ۱۹۹۹ کالیبره می‌شود. گام دوم شامل کالیبره کردن داده‌های WFD توسط مدل HBV با ضریب اصلاح خروجی GCM از سال ۲۰۰۱ تا ۲۱۰۰ می‌باشد.

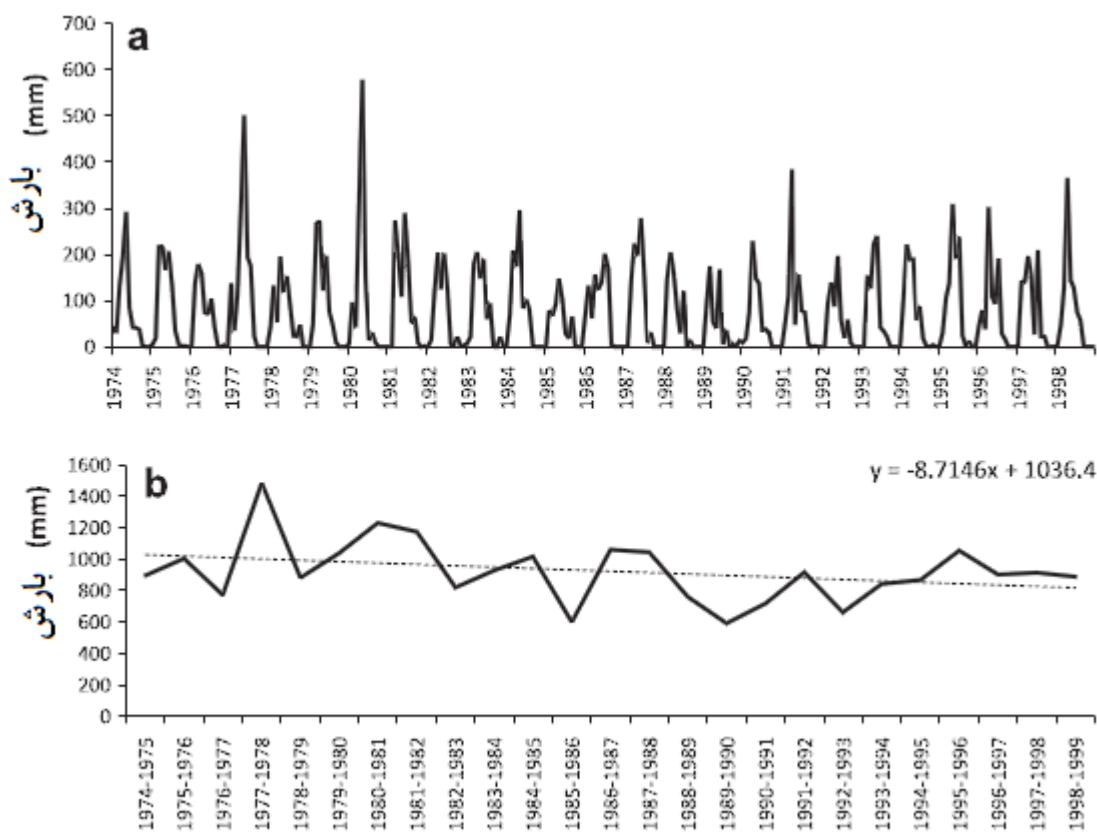
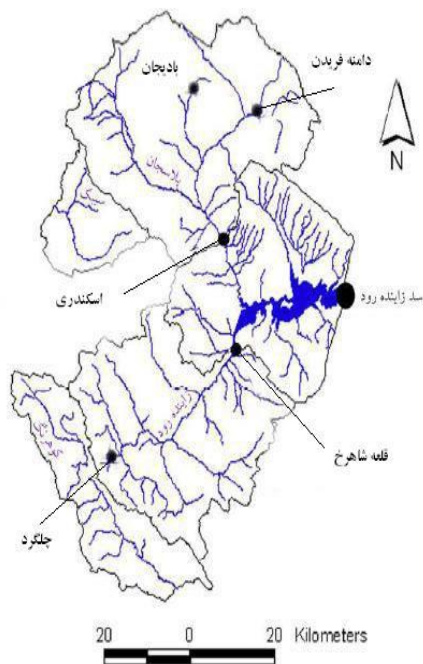
کوچک مقیاس کردن داده‌ها

یکی از محدودیت‌های اصلی استفاده از داده‌های اقلیمی مدل‌های GCM این است که دقت تجزیه مکانی و زمانی آن‌ها با دقت مورد نیاز مدل‌های هیدرولوژیکی مطابقت ندارد. دقت مکانی این مدل‌ها که در حدود ۲۰۰ کیلومتر است، برای بررسی مناطق کوهستانی و مطالعه فرآیندهایی مانند بارش، نامناسب است. چندین روش برای کوچک مقیاس کردن و یا تبدیل خروجی‌های GCM به متغیرهای سطحی در مقیاس حوضه رودخانه توسعه یافته‌اند. بیش-ترین روش‌های به کار رفته عبارت‌اند از: (۱) روش‌های نسبت و تفاوت (۲) کوچک مقیاس (۳) کوچک مقیاس کردن دینامیکی یا مدل کردن آمار Nested.

در مطالعات اولیه به کوچک مقیاس کردن داده‌های GCM توجهی نمی‌شد و از داده‌های خام استفاده می‌کردند. روش نسبت /تفاوت

جدول ۱- مشخصات و موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه بارش	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)
چلگرد	باران سنجی - تماب	۵۰-۰۸	۳۲-۲۷	۲۴۰۰
دامنه فریدن	باران سنجی - تماب	۵۰-۲۹	۳۳-۰۱	۲۳۰۰
قلعه شاهرخ	باران سنجی - تماب	۵۰-۲۸	۳۲-۳۹	۲۱۰۰
اسکندری	باران سنجی - تماب	۵۰-۲۶	۳۲-۴۹	۲۱۳۰
ایستگاه دما	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)
دامنه فریدن	کلیماتولوژی - سازمان هواشناسی	۵۰-۲۹	۳۳-۰۱	۲۳۰۰
بادیجان	کلیماتولوژی - سازمان هواشناسی	۵۰-۲۰	۳۳-۰۵	۲۳۰۰



شکل ۱- سری‌های زمانی بارش برای حوضه زاینده رود در دوره ۱۹۷۴-۱۹۹۹ (a) ماهانه، (b) سالانه

داده‌های مدل سه آب و هوایی جهانی برای مدل‌سازی بارش - رواناب پیوسته انتخاب شدند.

برای برآورد اهداف این مطالعه، سناریوهای A2 و B1 بر اساس شبیه‌سازی هیدرولوژیکی داده‌های WFD، داده‌های مشاهده‌ای و

۱۹۷۴ در شکل ۲ ارائه شده است. تجزیه و تحلیل نتایج مدل هیدرولوژیکی بر اساس داده‌های میانگین روزانه برای هر دو مجموعه داده‌های محلی و WFD، نشان می‌دهد که هیدروگراف (مشاهده شده و شبیه‌سازی شده) یک الگوی فصلی مشخص را دنبال می‌کنند: جریان‌های بالا در طول ژانویه و فوریه رخ می‌دهد، در حالی که در طول دوره تابستان و پاییز (پایان ماه مه تا پایان ماه اکتبر) هیچ جریانی وجود ندارد. مدل HBV این الگو را به خوبی شبیه‌سازی می‌کند. ضریب تبیین برای سری زمانی داده‌های WFD و شبیه‌سازی محلی $R^2=0/89$ می‌باشد.

رابطه منفی بین دما و رطوبت خاک نشان می‌دهد که اثر تبخیر و تعرق بر روی رطوبت خاک می‌باشد. با توجه به شکل ۳ کاملاً مشخص است که بیش‌ترین میزان رطوبت خاک طول ماه‌های زمستان است. شبیه‌سازی مجموعه داده‌های رطوبت خاک محلی و WFD با نتایجی با ضریب تبیین $R^2=0/99$ به دست آمد. هنگامی که درجه حرارت به حدود $20^{\circ}C$ می‌رسد (ژوئن)، افت رطوبت خاک کمتر از ۵۰ میلی‌متر است. در این لحظه ذخیره سازی آب‌های زیرزمینی به صفر می‌رسد (در مورد آب‌های زیرزمینی شبیه‌سازی شده با داده‌های WFD و سری‌های زمانی محلی $R^2=0/98$). رطوبت خاک پس از افزایش بارش (نوامبر تا آوریل) افزایش می‌یابد. به طور کلی، علاوه بر بارش ($R^2=0/7$)، دما یک عامل مهم در رژیم هیدرولوژیکی زاینده‌رود است.

علاوه بر این، وضعیت هیدرولوژیکی دوره‌های گذشته (مشاهده‌ای و مدل‌سازی شده) با میانگین‌های ماهانه طولانی مدت در شکل ۳ نشان داده شده است. داده‌های GCMS، با ۱۰٪ خطا در بارش و $2/2^{\circ}C$ در درجه حرارت نسبت به مجموعه داده‌های مشاهده شده استاندارد شده‌اند. نتایج GCM برای هر دو سناریو از طریق چهار متحنی با دوره‌ی ۲۵ ساله از سال ۲۰۰۱ تا ۲۱۰۰، مورد بررسی قرار گرفته‌اند. شایان ذکر است که هر دو سناریو نمایش گر کاهش بارش و افزایش میانگین دما در مقایسه با داده‌های آب و هوایی گذشته می‌باشند.

خروجی‌های بارش روزانه از مدل GCM، داده‌های ECHAM5، IPSL و CNRM را بین سال‌های ۱۹۶۷ و ۲۱۰۰ برای سناریوهای A2 و B1 تجزیه و تحلیل می‌کند.

نتایج و بحث

واسنجی مدل هیدرولوژیکی، نتایج معتبر و رژیم

مدل هیدرولوژیکی با استفاده از داده‌های مشاهده شده (بارش، دما و جریان) یک دوره‌ی ۱۵ ساله با موفقیت واسنجی شد. سال اول واسنجی $1973/9/1-1974/8/31$ ، برای مقاردهی اولیه مدل مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به معیار NS در واسنجی جریان، مدل IHMS-HBV نتایج رضایت بخشی برای واسنجی جریان شبیه‌سازی شده حاصل کرد.

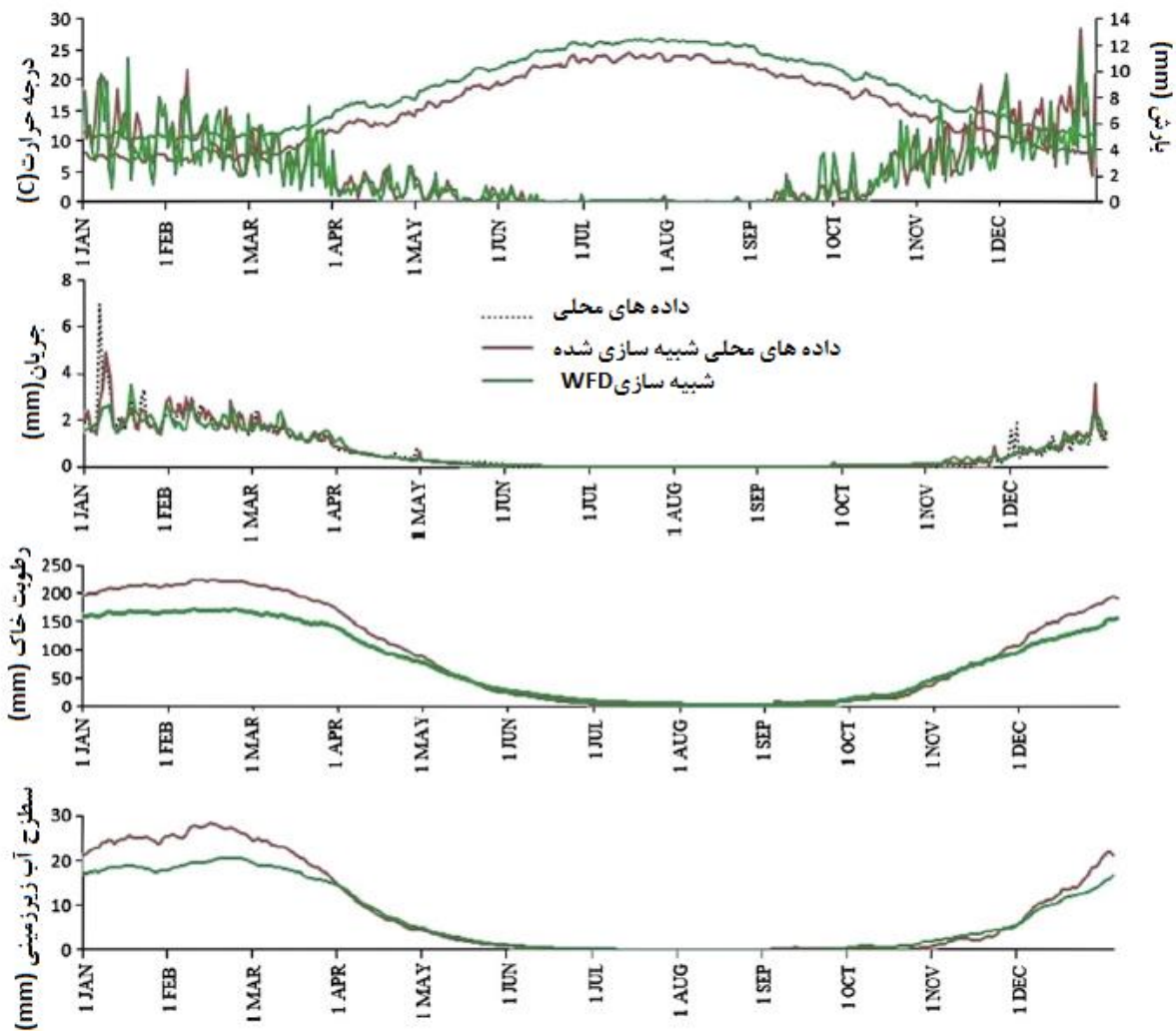
جهت بررسی نتایج، ایستگاه باران سنجی چلگرد برای ارائه نتایج بارش و ایستگاه کلیماتولوژی دامنه فریدن برای ارائه نتایج دما، به عنوان نمونه انتخاب شده‌اند.

ضریب NS برای دوره واسنجی $0/81$ در نظر گرفته شد، در حالی که InNS برای دوره‌های با جریان کم $0/78$ می‌باشد (جدول ۲). مدل HBV با استفاده از داده‌های ورودی بارش، دما و همچنین جریان مشاهده شده کالیبره شد، در نتیجه پارامترهای WFD شبیه‌سازی شده (جریان، رطوبت خاک و مخزن آب زیرزمینی شبیه‌سازی شده) ایجاد گشتند. شبیه‌سازی جریان با استفاده از داده‌های مشاهده‌ای، بهتر از داده‌های WFD کالیبره شده با $NS = 0.53$ و $InNS = 0.68$ می‌باشد. به‌منظور اطمینان از دقت داده‌های واسنجی، مدل برای دوره ۱۰ ساله (۱۹۸۹-۱۹۹۹) برای هر دو مجموعه داده‌ها مورد ارزشیابی قرار گرفت. علاوه بر این عملکرد مدل را از طریق شناسایی خشکسالی جریان حوضه زاینده‌رود با استفاده از روش آستانه، مورد واسنجی و ارزشیابی قرار گرفت (جدول ۲). برای محاسبه خشکسالی، کمبود جریان بیش از ۱ میلی‌متر به حساب گرفته شده است. لازم به ذکر است که مقدار ضریب نش برای داده‌های WFD کمتر از مجموعه داده‌های مشاهده‌ای می‌باشد.

رژیم هیدرولوژیکی حوضه زاینده‌رود از طریق داده‌های میانگین دراز مدت روزانه مربوط به پنج پارامتر برای دوره‌ی زمانی ۱۹۹۹-

جدول ۲- تخمین ضریب NS برای صحت سنجی، واسنجی و ویژگی‌های خشکسالی مربوط به دوره‌های مشاهده‌ای، HBV و WFD

عنوان	واسنجی (۱۹۷۴-۱۹۸۸)			صحت سنجی (۱۹۸۹-۱۹۹۹)			دوره نهائی (۱۹۷۴-۱۹۹۹)		
	WFD	HVB	مشاهده ای	WFD	HVB	مشاهده ای	WFD	HVB	مشاهده ای
ضریب NS	-	۰/۸۱	-	۰/۴۲	۰/۵۹	-	۰/۵۱	۰/۷۷	-
InNS	-	۰/۷۸	-	۰/۶۷	۰/۷	-	۰/۶۸	۰/۷۶	-
عدد خشکسالی	۸	۷	۹	۱۵	۱۳	۱۴	۲۳	۲۰	۲۳
دوره خشکسالی (روز)	۲۱	۲۰	۱۳	۲۳	۱۸	۱۵	۲۳	۲۰	۱۴
حجم کمبود (mm)	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲	۰/۳	۰/۲۸	۰/۲۴	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۲

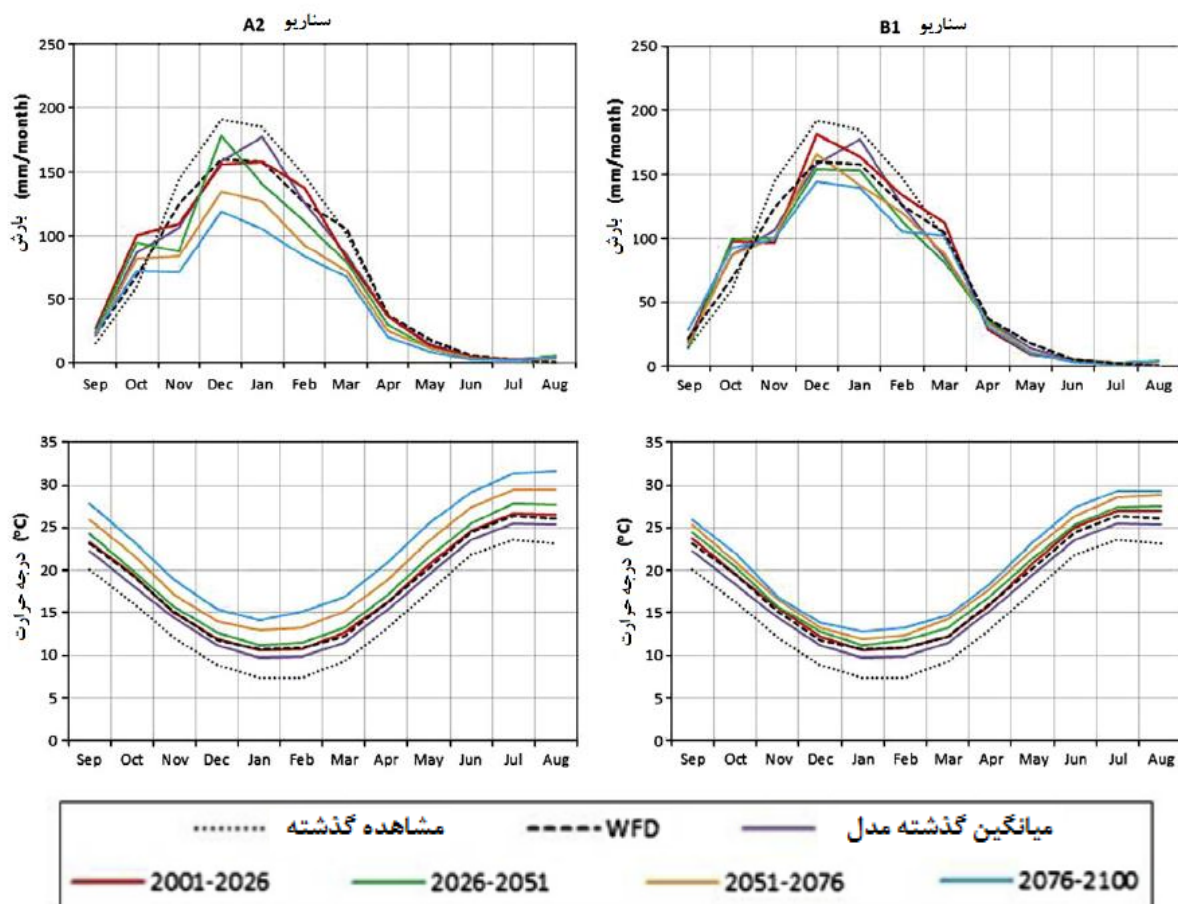


شکل ۲- متوسط دوره طولانی مدت روزانه از مجموعه داده‌های محلی و WFD حوضه زاینده رود برای دوره ۱۹۹۹ - ۱۹۷۴.

می‌دهد، در حالی که سناریوی B1 نمایانگر پیش‌بینی‌های محافظه کارانه‌تری با کاهش برابر ۱۸٪ جریان، ۱۵٪ رطوبت خاک و ۲۲٪ برای آب‌های زیرزمینی است.

برای سناریو A2، افزایش عدد خشکسالی تا ۹۸٪، ۱۰۹٪ و ۸۱٪ به ترتیب برای جریان، رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی پیش‌بینی شده است. سناریو B1 شرایط را معتدل‌تر در نظر گرفته و افزایش عدد خشکسالی را ۵۶٪، ۹۲٪ و ۳۴٪ به ترتیب برای جریان، رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی ارائه می‌دهد. اختلاف مدت خشکسالی بین سناریوها به ۳۳٪، ۸۹٪ و ۳۴٪ به ترتیب برای جریان، رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی شبیه‌سازی شده تا سال ۲۱۰۰ می‌رسد. تغییرات در حجم کسری خشکی برای سناریو A2 با حداکثر افزایش حدود ۱۹٪، ۳۳٪ و ۲۲٪ در جریان، رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی تعریف شده است.

در سناریوی A2، تغییر داده‌های GCM نسبت به گذشته ۳۰٪ برای بارش و $4.5^{\circ}C$ برای دما تا آخرین دوره ۲۵ ساله می‌باشد؛ سناریو B1 تغییرات کم‌تری را نسبت به سناریو A2 بیان می‌دارد که شامل ۸٪ تغییر در بارش و $2/5^{\circ}C$ در درجه حرارت می‌باشد. تنوع فصلی پارامترهای هیدرولوژیکی (جریان، رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی) از سه مدل شبیه‌سازی برای دوره‌های گذشته و آینده در شکل ۵ نشان داده شده است. این مطالعه نشان داد که در جریان شبیه‌سازی شده تطابق قابل قبولی با جریان مشاهده‌ای داشته (۳٪ تفاوت)، در حالی که رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی به ترتیب ۱۷٪ و ۳۱٪ کم‌تر از میزان واقعی شبیه‌سازی شده‌اند. پیش‌بینی مدل GCM از هر دو سناریو، کاهش قابل توجه در جریان، رطوبت خاک و مخزن آب‌های زیرزمینی را نشان می‌دهد. مقایسه میانگین داده‌های WFD برای سناریوی A2، کاهش ۵۶٪ جریان، ۳۴٪ رطوبت خاک و ۶۵٪ درصد آب‌های زیرزمینی در سال‌های ۲۰۷۶ - ۲۱۰۰ را نشان



شکل ۳- تنوع فصلی میان دوره گذشته (مشاهده شده و متوسط سه مدل) و آینده برای جریان، رطوبت خاک و متغیرهای اقلیمی آب‌های زیرزمینی برای سناریو A2 و B1.

در حالی که پیش‌بینی سناریو B1 ۱۰٪، ۲٪ و ۲۶٪ افزایش در پارامترهای ذکر شده می‌باشد. بارش پیش‌بینی شده (۳۰٪ و ۷٪ کاهش برای A2 و B1 به ترتیب) و دما (۳/۵ C و ۳/۴ C افزایش برای A2 و B1 به ترتیب) شده (۳۰٪ و ۷٪ کاهش برای A2 و B1 به ترتیب) و دما (۳/۵ C و ۳/۴ C افزایش برای A2 و B1 به ترتیب) مطابق با تغییرات پارامترهای هیدرولوژیکی می‌باشند.

برای محاسبه خشکسالی، کمبود رطوبت خاک بیش از ۱ میلی-متر، جریان و کمبود آب‌های زیرزمینی پایین تر بیش از ۰٫۱ میلی-متر در نظر گرفته شد. از سری زمانی جریان مشاهده شده و شبیه‌سازی شده، ویژگی‌های خشکسالی مختلفی با استفاده از روش سطح آستانه، یعنی تعداد، مدت زمان متوسط، و متوسط حجم کسری از خشکسالی (جدول ۳) تعیین شد. اختلاف نسبی بین نتایج جریان مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده و برای هر ویژگی نیز مورد بررسی قرار گرفت. با استفاده از مقادیر ضریب NS برای هر دو مجموعه داده‌ها، داده‌های

به‌منظور بررسی خشکسالی و انجام تجزیه و تحلیل همبستگی بین رویدادها و داده‌های بارش بر روی یک سال خاص با حداقل مقدار بارش که نشان دهنده شرایط خشک می‌باشد تمرکز می‌کنیم سال ۱۹۹۰-۱۹۸۹ نشان دهنده سالی با حداقل مقدار بارندگی (۵۹۲ میلی‌متر) با ۹۹ روز بارانی است؛ انتشار خشکی از طریق رطوبت خاک، جریان شبیه‌سازی شده و مشاهده شده، و مخزن آب زیرزمینی در شکل ۴ نشان داده شده است. آب‌های زیرزمینی به عنوان شاخص ذخیره‌سازی آب‌های زیرزمینی حوضه برای کمک به جریان اصلی و منشاء رواناب آرام در نظر گرفته شده است.

جدول ۳- ویژگی های خشکسالی در متغیرهای مختلف هواشناسی و مجموعه داده های مختلف در حوضه زاینده رود برای دوره ۱۹۷۴-۱۹۹۹.

مجموعه داده‌ها	متغیرها	عدد خشکسالی	دوره خشکسالی (روز)	
			متوسط	حجم کمبود (mm)
مشاهده ای	جریان مشاهده ای	۲۳	۱۴	۰/۲۲
	جریان شبیه سازی شده	۲۰	۲۰	۰/۲۷
	رطوبت خاک	۴۵	۱۷	۱۶
	آب زیرزمینی	۳۲	۲۱	۳/۰۸
WFD	جریان شبیه سازی شده	۲۳	۲۳	۰/۲۹
	رطوبت خاک	۴۳	۱۸	۱۳/۹
	آب زیرزمینی	۳۸	۱۹	۲/۵۳
	جریان شبیه سازی شده	۲۰	۲۰	۰/۲۴
CNCM	رطوبت خاک	۴۲	۲۰	۱۴/۵۷
	آب زیرزمینی	۳۱	۲۴	۲/۴۷
	جریان شبیه سازی شده	۲۲	۲۱	۰/۲۳
	رطوبت خاک	۳۷	۲۱	۱۸/۲۵
ECHAMS	آب زیرزمینی	۳۱	۲۷	۲/۲۵
	جریان شبیه سازی شده	۱۷	۲۲	۰/۳۶
	رطوبت خاک	۴۰	۲۳	۱۹/۷۹
	آب زیرزمینی	۲۹	۳۵	۳

کنترل اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب و خشکسالی از طریق سیاست‌های ملی مدیریت منابع می‌تواند صورت پذیرد. نتایج مدل‌های آب و هوایی تصویر کاملی از روند احتمالی هیدرولوژیکی حوضه می-دهند در نتیجه بررسی و امکان توسعه برنامه‌های مدیریت خشکسالی به سادگی میسر می‌باشد.

نتایج به دست آمده از مطالعه حاضر نشان می‌دهد که تغییرات قابل توجهی در پارامترهای هیدرولوژیکی در حوضه زاینده‌رود انتظار می‌رود. تولید جریان، رطوبت خاک و حجم مخزن آب زیرزمینی شبیه‌سازی شده برای دوره ۱۹۷۴-۲۱۰۰ از طریق داده‌های ورودی دما و بارش به مدل HBV، اطلاعات ارزشمندی در زمینه وقوع خشکسالی در اختیار ما قرار می‌دهد. با استفاده از کوچک مقیاس کردن آماری نتایج مدل‌های اقلیمی، سری‌های زمانی جدیدی از متغیرهای اقلیمی تولید می‌شوند که در نتیجه امکان تحلیل تغییرات در فراوانی پدیده‌های حدی (مانند خشکسالی و سیل)، یا تغییرات درون‌سالی، فراهم می‌شود.

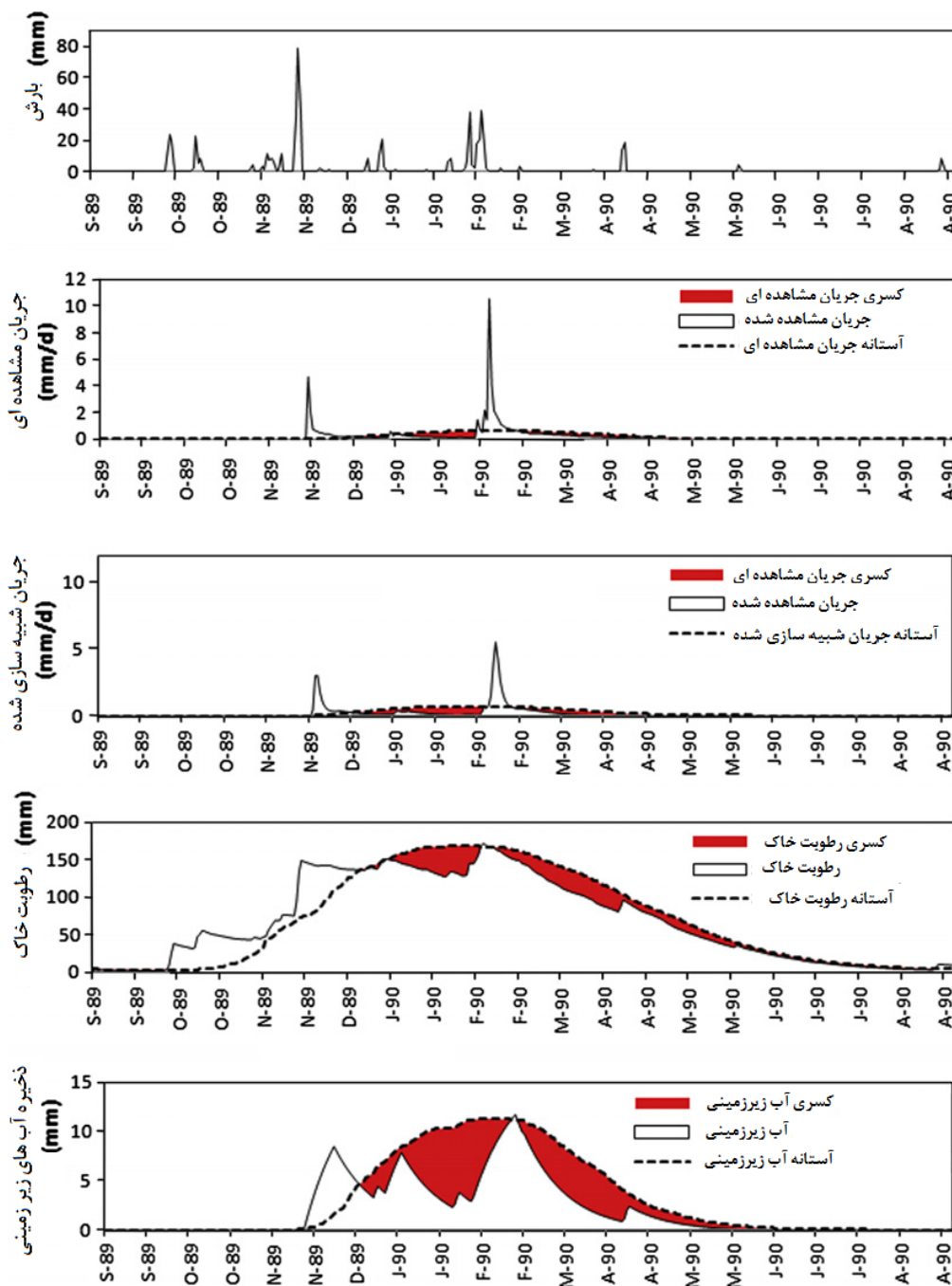
هر دو سناریو کاهش بارش و افزایش متوسط درجه حرارت را نشان می‌دهند. سناریوی A2 کاهش ۵۶٪ برای جریان، ۳۴٪ رطوبت خاک و ۶۵٪ آب‌های زیرزمینی را بیان می‌کند، در حالی که سناریوی B1 کاهش ۱۸٪ برای جریان، ۱۵٪ رطوبت خاک و ۲۲٪ برای آب-های زیرزمینی نشان می‌دهد.

دوره خشکسالی در جریان و آب‌های زیرزمینی تا بارش فوریه ۱۹۹۰ که مجدداً رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی را به حداکثر برساند ادامه خواهد داشت. کمبود بارش پارامترهای دیگر را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهد منجر به رویداد خشکسالی خواهد بود. واضح است که رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی تأثیر بیشتری در توسعه خشکسالی دارند.

توزیع فراوانی تجمعی مدت خشکسالی برای مجموعه داده‌های مشاهده شده و WFD در مورد جریان شبیه‌سازی شده، رطوبت خاک و آب‌های زیرزمینی در طول دوره گذشته ۱۹۷۴-۱۹۹۹، در شکل ۵ نمایش داده می‌شود. برای تمام پارامترها، نتایج، همبستگی بالایی برای هر دو مجموعه داده ارائه می‌دهد. تعداد زیادی خشکسالی‌های کوتاه مدت در نمودار مشهود است. همانطور که پیش‌بینی می‌شد رطوبت خاک و تخلیه آب زیر زمینی هر دو یک توزیع مشابه را نشان می‌دهند.

نتیجه‌گیری

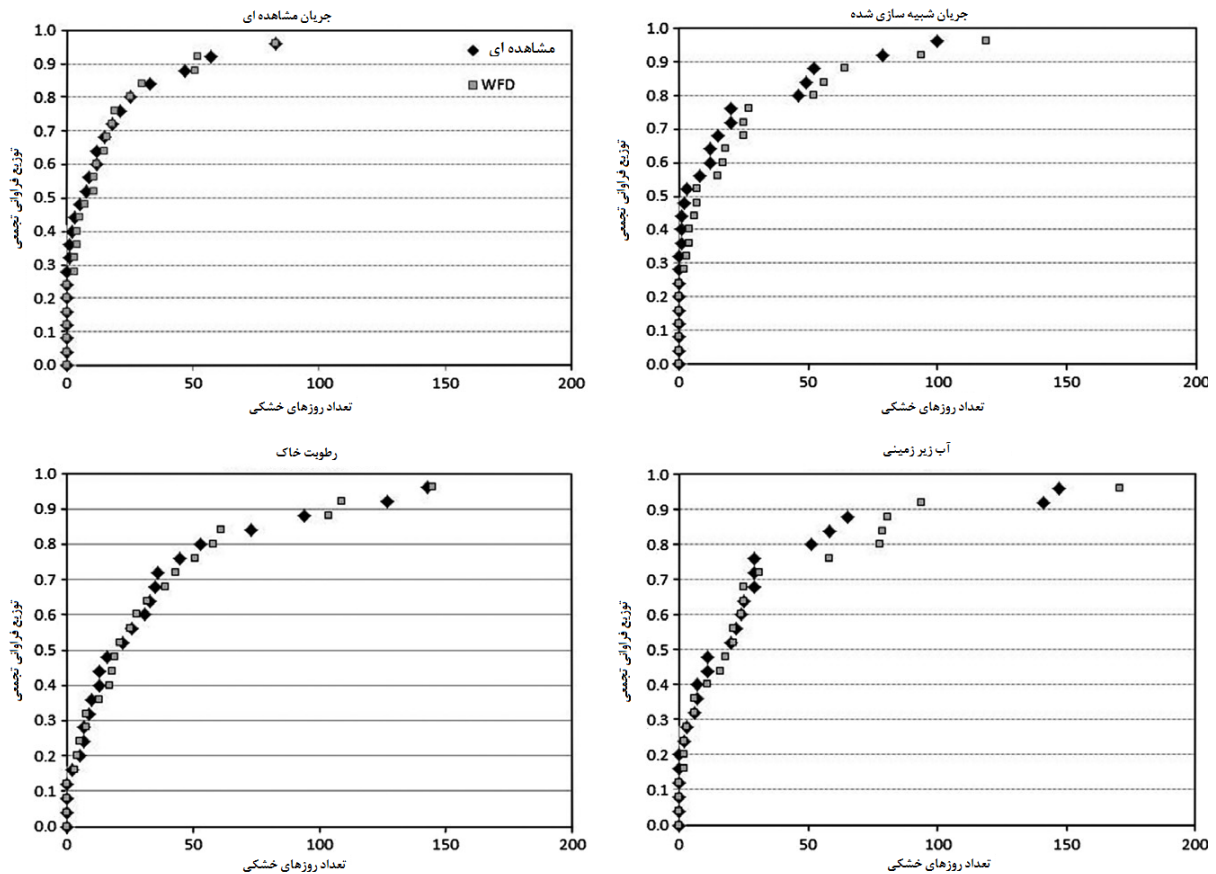
روش ارائه شده در بررسی تنوع پارامترهای مؤثر در مقیاس حوضه و پیش‌بینی خشکسالی کارایی نسبتاً خوبی دارد. همانطور که در این مطالعه نشان داده شده است، تأثیر تغییر متغیرهای هیدرولوژیکی در انتشار خشکسالی در مقیاس حوضه قابل توجه می‌باشد.



شکل ۴- مثالی از انتشار خشکسالی در حوضه آبریز زاینده رود برای سال هیدرولوژیکی ۱۹۸۹-۱۹۹۰.

مدت خشکسالی را بیش تر تخمین می‌زند. نظریه استفاده از مقیاس بزرگ داده‌ها (WFD) برای تجزیه و تحلیل خشکسالی در حوضه‌های در مقیاس کوچک منطقی می‌باشد.

علاوه بر برآورد رژیم هیدرولوژیکی، پیش‌بینی خشکسالی با روش سطح آستانه خشکسالی با کمک مدل سه آب و هوایی نیز انجام گرفته است. نتایج GCM، تعداد رویدادهای خشکسالی را در مقایسه با نتایج مشاهده شده کم‌تر نشان می‌دهد در حالی که میانگین طول



شکل ۵- توزیع فراوانی تجمعی مدت زمان خشکی (روز) برای مجموعه داده‌های مشاهده‌ای و WFD در دوره ۱۹۹۹-۱۹۷۴.

of the distributed HBV-96 hydrological model. J. Hydrol. 201, 272-288.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models. J. Hydrol. 10, 282-290.

Rice, S.O. 1954. Mathematical analysis of random noise. In: Wax, N. (Ed.) Selected Papers on Noise and Stochastic Processes, Dover, New York, pp. 133-294.

Yevjevich, V. 1967. An Objective Approach to Definition and Investigations of Continental Hydrologic Droughts. Hydrology Papers 23, Colorado State University, Fort Collins.

منابع

Bergstrom, S. 1995. The HBV model. In: Singh, V.P. (Ed.), Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., USA. ISBN: 0-918334-91-8.

Bergstrom, S., Carlsson, B., Grahn, G., Johansson, B. 1997. A More Consistent Approach to Catchment Response in the HBV Model. Vannet i Norden, No. 4.

Cramer, H., Leadbetter, M.R. 1967. Stationary and Related Stochastic Processes: Sample Function Properties and their Applications. Wiley, New York.

Lindstrom, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergstrom, S. 1997. Development and test

Application of HVB Model for Studying the Effect of Climate Change on Hydrological Drought in Zayandehrood River Basin

Sh. Karimi¹

Received: Dec.3, 2013

Accepted: May.7, 2014

Abstract

Green house gases extend have caused to intensity the climate change and their negative impact on human communities are one of the main disturbances of human in 21st. century. The climate change phenomenon has different impact on various systems. The vital role of water on human life causes the study of these negative impacts on severity and occurrence of drought events in a region to be very important. In this study, three Global Climate Models (GCMs) output (precipitation and temperature), bias corrected with the WATCH Forcing Data (WFD), for the A2 and B1 scenarios, are used for drought assessment at a basin scale. The produced hydrological variables, flow, soil moisture and lower groundwater reservoir volume were used for the hydrological regime assessment and drought identification with the aid of the threshold level method. For A2 scenario, it was found that the number of drought events could increase up to 98%, 109% and 81% in flow, soil moisture and groundwater respectively. B1 scenario provided more conservative estimates, with an increase of drought events number up to 56%, 92% and 34% in flow, soil moisture and groundwater, respectively. The drought duration difference between scenarios reaches up to 33%, 89% and 34% for simulated flow, soil moisture and groundwater respectively till 2100. Moderate changes can be noticed in drought deficit volume with an estimated maximum increase of 19%, 33% and 22% in flow, soil moisture and groundwater involving A2 scenario, whereas B1 scenario projected 10%, 2% and 26% maximum increase for the former parameters. The evolution of the hydrological parameters is in line with the projected decreasing precipitation and increasing temperature trends.

Key word: Climate change, drought, HVB model, Changes of precipitation and temperature

¹- PhD student in Irrigation and Drainage, Ferdowsi University of Mashhad, International campus
Email: shkarimi20@yahoo.com