

تأثیر تغییر و نوسانات اقلیمی بر رواناب حوضه با دخالت عدم قطعیت دو مدل هیدرولوژی

علیرضا کمال^{۱*} - علیرضا مساح بوانی^۲

تاریخ دریافت: ۸۸/۱۰/۲۳

تاریخ پذیرش: ۸۹/۴/۲۷

چکیده

افزایش گازهای گلخانه‌ای در دوره‌های آبی نه تنها باعث تغییر در مقادیر متوسط متغیرهای اقلیمی می‌شود بلکه نوسانات این متغیرها را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهد. بدیهی است در نظر گرفتن تغییرات توأم نوسانات متغیرهای اقلیمی و مقادیر متوسط آن در تأثیر بر رواناب، نتایج واقعی‌تری را در پی خواهد داشت. در این تحقیق در ابتدا نوسانات و مقادیر متوسط متغیرهای دما و بارش حوضه قره‌سو در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ میلادی با استفاده از مدل HadCM3-A2 و روش کوچک مقیاس کردن آماری، مورد شبیه‌سازی قرار گرفت. همچنین بمنظور لحاظ عدم قطعیت نوسانات اقلیمی در محاسبات، اقدام به شبیه‌سازی ۱۰۰ سری زمانی از متغیرهای دما و بارش منطقه برای دوره آبی شد. نتایج نشان داد که محدوده عدم قطعیت مربوط به نوسانات اقلیمی منطقه در ماه‌های مختلف سال بین ۰/۵ تا ۲ درجه سانتیگراد افزایش برای دما و بین ۱۰- تا ۲۰ میلیمتر تغییر برای بارش خواهد بود. در ادامه وضعیت رواناب منطقه تحت تأثیر عدم قطعیت نوسانات اقلیمی مورد بررسی قرار گرفت. در این راستا و بمنظور لحاظ کردن عدم قطعیت مدل‌های هیدرولوژی، از دو مدل بارش - رواناب SIMHYD و IHACRES استفاده شد. واسنجی این دو مدل برای دوره پایه و معرفی ۱۰۰ سری زمانی از متغیرهای دما و بارش تولید شده در مرحله قبل به هر دو مدل، محدوده تغییرات رواناب حوضه را برای دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ مشخص ساخت. نتایج نشان از هماهنگی دو مدل در شبیه‌سازی تغییرات رواناب منطقه دارد. بگونه‌ای که هر دو مدل کاهش رواناب را برای فصل پاییز و افزایش رواناب را برای فصل‌های دیگر تخمین می‌زنند. نهایتاً یافته‌های این تحقیق نشان از تأثیر قابل توجه عدم قطعیت مدل‌های هیدرولوژی و تأثیر کمتر نوسانات اقلیمی در برآورد رواناب یک حوضه تحت تأثیر تغییر اقلیم دارد.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، نوسانات اقلیمی، بارش - رواناب، HadCM3

مقدمه

پدیده تغییر اقلیم مقام اول را به خود اختصاص داده است (۵). گرچه کاهش گازهای گلخانه‌ای می‌تواند از تشدید پدیده تغییر اقلیم در دوره‌های آبی بکاهد، ولی باید توجه داشت که حتی اگر در حال حاضر انتشار تمامی گازهای گلخانه‌ای در سطح کره زمین متوقف شود، پدیده تغییر اقلیم تا اواخر قرن بیست و یکم ادامه خواهد یافت. این امر بدلیل عمر ماندگاری^۳ ۱۵۰ ساله دی اکسید کربن (به عنوان مهمترین گاز گلخانه‌ای) در جو کره زمین می‌باشد (۵). از اینرو مهمترین وظیفه جوامع علمی کشورها در برخورد با این پدیده بررسی اثرات تغییر اقلیم بر سیستم‌های مختلف و ارائه راه‌کارهای تطبیقی در مقابله با تبعات منفی این پدیده در دوره‌های آبی می‌باشد.

برای بررسی اثرات تغییر اقلیم بر سیستم‌های مختلف در دوره‌های آبی، می‌بایست در ابتدا مقدار متغیرهای اقلیمی در آینده مورد شبیه‌سازی قرار گیرد. روش‌های مختلفی برای شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره‌های آبی وجود دارد که معتبرترین آن‌ها

صنعتی شدن جوامع و افزایش گازهای گلخانه‌ای در دهه‌های گذشته باعث افزایش دمای کره زمین و تغییر در دیگر پارامترهای اقلیمی شده است که در نوشته‌های علمی به آن پدیده تغییر اقلیم اطلاق می‌شود (۷). افزایش گازهای گلخانه‌ای در دوره‌های آبی و در نتیجه تشدید تغییرات پارامترهای اقلیمی، می‌تواند تأثیرات منفی زیادی را بر سیستم‌های مختلف از جمله منابع آب، محیط زیست، صنعت، بهداشت، کشاورزی و کلیه سیستم‌هایی که در کنش با سیستم اقلیم می‌باشند، بگذارد (۵ و ۶). تبعات منفی این پدیده برای بشر تا آنجا می‌تواند مخرب باشد که در بین ده عامل تهدید آمیز بشر در قرن بیست و یکم، مانند فقر، سلاح‌های هسته‌ای، کمبود غذا و ...

۱ و ۲- به ترتیب دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب و استادیار گروه مهندسی آب، پردیس ابوریحان، دانشگاه تهران

(* - نویسنده مسئول: Email: alireza.kamal@yahoo.com)

سری‌های زمانی مختلف از متغیر اقلیمی مورد نظر که بیانگر محدوده تغییرات نوسانات اقلیمی آن متغیر می‌باشد، شبیه‌سازی شده و به مدل بارش-رواناب معرفی شود. با این‌کار رواناب شبیه‌سازی شده، در برگزیده عدم قطعیت نوسانات متغیرهای اقلیمی منطقه در دوره‌های آتی خواهد بود. از طرف دیگر گرچه اعمال نوسانات مختلف اقلیمی در مدل بارش-رواناب باعث ارائه بهتر رواناب منطقه می‌گردد، ولی باید توجه داشت که بدلیل وجود عدم قطعیت در مدل‌های بارش-رواناب (که ناشی از تفاوت در ساختار فیزیکی آن‌هاست)، کاربرد مدل‌های مختلف در یک منطقه می‌تواند نتایج متفاوتی را برای رواناب آن منطقه در بر داشته باشد (۱۲). این امر می‌تواند باعث ایجاد ابهام برای تصمیم‌گیرندگان، برای اتخاذ تصمیم مناسب جهت مقابله با آثار منفی تغییرات رواناب گردد. این موارد هدف این مقاله را رقم می‌زند که در آن در نظر است تا تأثیر عدم قطعیت نوسانات اقلیمی و مدل‌های هیدرولوژی بر رواناب یک حوضه بصورت توأم در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ میلادی مشخص گردد. در این تحقیق حوضه قره‌سو (از زیر حوضه‌های کرخه) بعنوان منطقه مطالعاتی انتخاب شده است.

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی و مدل اقلیمی

زیرحوضه قره سو در شمال غربی حوضه کرخه و در غرب ایران واقع شده است. مساحت آن برابر ۵۳۵۴ کیلومتر مربع بوده و حداکثر و حداقل ارتفاع آن به ترتیب ۳۳۴۶ و ۱۱۸۰ متر می‌باشد. متوسط بارندگی سالیانه آن بین ۳۰۰ تا ۸۰۰ میلی‌متر متغیر است. در این تحقیق داده‌های پایه مورد استفاده شامل داده‌های مشاهداتی دما، بارش و رواناب در دوره ۱۹۷۱ تا ۲۰۰۰ میلادی از ایستگاه‌های منتخب منطقه می‌باشد. برای متغیر دما داده‌های روزانه ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه بدلیل دارا بودن داده‌های کامل و ارتفاعی برابر متوسط ارتفاع سایر ایستگاه‌ها به عنوان مبنا انتخاب گردید. برای متغیر بارش از میانگین منطقه ای داده‌های روزانه ۱۱ ایستگاه بارانسنجی استفاده شد. همچنین ایستگاه هیدرومتری قره‌باغستان واقع در خروجی حوضه قره‌سو به عنوان ایستگاه مبنا برای مشاهده تغییرات رواناب حوضه انتخاب گردید (جدول ۱ و شکل ۱). همچنین برای شبیه‌سازی‌های آینده (۲۰۴۰-۲۰۶۹) از خروجی‌های مدل اقلیمی HadCM3 با قدرت تفکیک اتمسفری $2/5^{\circ} \times 3/75^{\circ}$ ، تحت سناریوی انتشار A2 از مجموع سناریوهای SRES^۴ استفاده می‌شود. در این سناریو از رشد زیاد جمعیت و وابستگی کمتر به پیشرفت سریع اقتصادی با دیدگاه منطقه‌ای در جهت تعیین میزان گازهای گلخانه‌ای استفاده شده است (۵).

استفاده از خروجی مدل‌های اتمسفر-اقیانوس گردش عمومی جو (AOGCM^۱) می‌باشد (۷، ۹، ۱۰ و ۱۳). این مدل‌ها شامل تمامی روابط حاکم بر سیستم اقلیم کره زمین بوده که برای حل آن‌ها، کره زمین سلول‌بندی شده و مقادیر متغیرهای اقلیمی برای دوره‌های ۱۸۶۰ تا ۲۱۰۰ میلادی در هر سلول مورد شبیه‌سازی قرار می‌گیرد. باید توجه داشت که معمولاً در مطالعات هیدرولوژی، سلول‌های محاسباتی مدل‌های AOGCM (مثلاً $2/5^{\circ} \times 3/75^{\circ}$) (طول جغرافیایی \times عرض جغرافیایی)) بزرگتر از وسعت منطقه مطالعاتی است. بنابر این در این‌گونه مطالعات نیاز به کوچک مقیاس نمودن خروجی این مدل‌ها می‌باشد (۴).

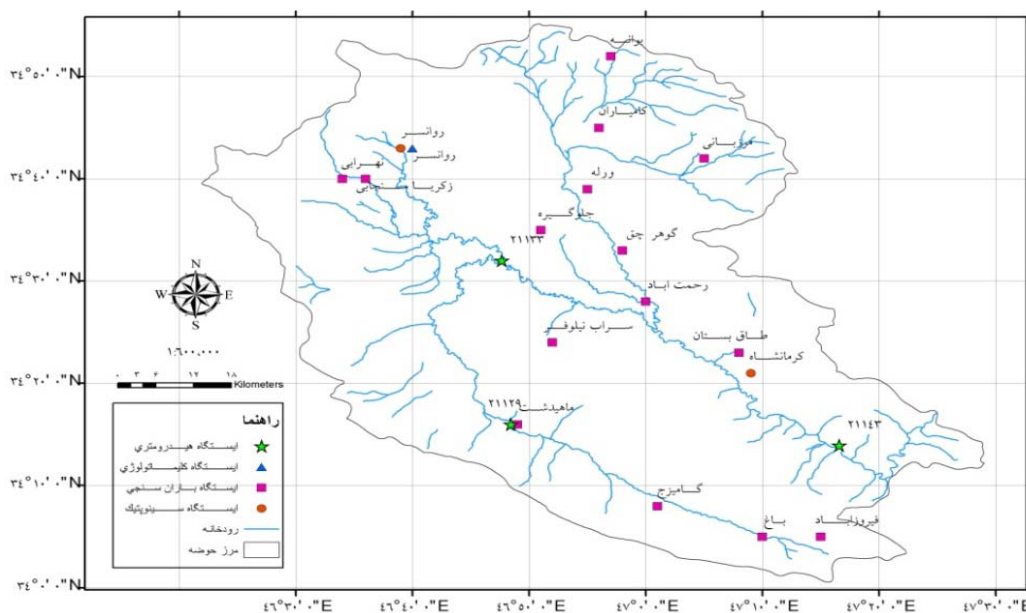
تکنیک‌های کوچک مقیاس کردن مختلفی در برگرداندن خروجی‌های بزرگ مقیاس GCM به مقیاس‌های کوچکتر توسعه یافته است. این روش‌های عبارتند از: روش استفاده از سلول اصلی یا روش تناسبی، روش‌های آماری و روش دینامیکی (۴). بطور کلی روش استفاده از داده سلول اصلی بسیار ساده بوده بگونه‌ای که عیناً خروجی مربوط به سلول بزرگ مقیاس مدل AOGCM برای تمامی ایستگاه‌های مطالعاتی درون این سلول استفاده می‌شود. در این روش بدلیل عدم استفاده مستقیم از سری زمانی شبیه‌سازی شده توسط مدل AOGCM، عملاً نوسانات اقلیمی نادیده گرفته شده و تنها تغییر در متوسط متغیرهای اقلیمی در محاسبات وارد می‌شود (۳). روش دینامیکی سلول بزرگ مقیاس را به سلول‌های کوچکتر تقسیم کرده و با بکار بردن مدل‌های اقلیمی منطقه‌ای (RCM) داده‌های مدل AOGCM را کوچک مقیاس می‌کند. باید توجه داشت که اولاً مدل‌های RCM برای تمامی کشورها موجود نمی‌باشد. و ثانیاً می‌بایست داده‌های این مدل‌ها نیز دوباره بصورت آماری کوچک مقیاس شوند (۴). بر این اساس روش آماری از معمول‌ترین روش‌های کوچک مقیاس کردن به شمار می‌رود بگونه‌ای که در آن با ایجاد همبستگی بین متغیرهای بزرگ مقیاس منطقه (مثلاً فشار متوسط سطح دریا) و داده‌های مشاهداتی ایستگاهی، داده‌های بزرگ مقیاس مدل AOGCM مستقیماً به داده‌های ایستگاهی کوچک مقیاس می‌گردد (۴ و ۱۱ و ۱۳ و ۱۵).

معرفی متغیرهای اقلیمی کوچک مقیاس شده به یک مدل شبیه‌سازی بارش-رواناب می‌تواند، مقدار رواناب منطقه را در دوره‌های آتی تخمین بزند. نکته‌ای که باید توجه داشت این است که استفاده تنها از یک سری زمانی متغیر اقلیمی شبیه‌سازی شده توسط روش کوچک مقیاس کردن آماری در مدل بارش رواناب، نمی‌تواند بیانگر محدوده تغییرات در نوسانات اقلیمی رواناب منطقه باشد (۱۲). لذا لازم است تا

- 1- Atmospheric-Ocean General Circulation Model
- 2- Regional Circulation Model
- 3- Mean Sea Level Pressure

جدول ۱- نام، نوع ایستگاه‌ها و مختصات جغرافیایی آنها در محدوده حوضه قره‌سو

ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)
بوانه	بارانسنجی	۴۶-۵۸	۳۴-۵۲	۱۸۵۰
بان سعید	بارانسنجی	۴۷-۰۷	۳۴-۵۶	۱۵۰۰
دهستان	بارانسنجی	۴۷-۱۴	۳۴-۴۳	۱۶۸۰
جلوگیره	بارانسنجی	۴۶-۵۱	۳۴-۳۵	۱۳۸۰
کرمانشاه	بارانسنجی	۴۷-۰۹	۳۴-۲۱	۱۳۱۸
هرسین	بارانسنجی	۴۷-۳۴	۳۴-۱۶	۱۵۵۰
گوهرچغا	بارانسنجی	۴۷-۰۰	۳۴-۳۳	۱۴۰۰
ماهیدشت	بارانسنجی	۴۶-۴۸	۳۴-۱۶	۱۳۵۰
حسن آباد	بارانسنجی	۴۶-۳۹	۳۴-۱۰	۱۵۰۰
دهراشه	بارانسنجی	۴۶-۲۲	۳۴-۴۱	۱۵۰۰
روانسر	بارانسنجی	۴۶-۴۰	۳۴-۴۳	۱۴۰۰
کرمانشاه	سینوپتیک	۴۷-۰۹	۳۴-۲۱	۱۳۱۸
قره‌باغستان	هیدرومتری	۴۷-۱۵	۳۴-۱۴	۱۲۸۰



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های منتخب

کوچک مقیاس کردن آماری

در این تحقیق از مدل $SDSM^1$ برای کوچک مقیاس کردن داده‌های مدل HadCM3 استفاده می‌شود که اساس آن استفاده از ترکیبی از روشهای رگرسیونی و تولید داده‌های آب و هوای مصنوعی برای کوچک مقیاس سازی می‌باشد. مدل SDSM در سال ۲۰۰۲ در انگلستان تهیه شده است. در این مدل اقلیم محلی توسط اقلیم بزرگ مقیاس منطقه در فرم $R = F(X)$ بیان می‌شود. که در اینجا R نشان

دهنده متغیر اقلیم محلی است که کوچک مقیاس شده است، X مجموعه‌ای از متغیرهای اقلیمی بزرگ مقیاس است و F یک تابع تعیین مشروط به X است که بر اساس آموزش و اعتبارسنجی داده‌های تاریخی بدست می‌آید. در این تحقیق در ابتدا به منظور واسنجی و صحت‌یابی مدل SDSM، متغیرهای بزرگ مقیاس مشاهداتی منطقه مطالعاتی در مقیاس روزانه در دوره ۱۹۷۱-۲۰۰۰ (متغیرهای استخراج شده از NCEP) به عنوان متغیرهای مستقل، و

2- National Center for Environment Prediction

1- Statistical Down Scaling Model

جدول ۲- متغیرهای بزرگ مقیاس غالب در مدل کردن میانگین دمای روزانه

۱	فشار متوسط سطح دریا (Pressure Mean Sea Level)
۲	حالت گردابی در سطح زمین (Vorticity Surface)
۳	ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ hpa (500hPa geopotential height)

این متغیرها با استفاده از نمودارهای پراکنش و ضریب همبستگی جزئی استنتاج شدند. در مدل بارندگی نسبت به مدل دمایی، متغیر بیشتری انتخاب شده است. این امر نشان از پیچیدگی پدیده بارندگی و تعداد عناصر مؤثر بر آن دارد. همچنین پس از آزمون دوره‌های مختلف برای واسنجی مدل SDSM، دوره ۱۹۸۵-۱۹۷۱ برای واسنجی و دوره ۲۰۰۰-۱۹۸۶ برای صحت سنجی مناسب تشخیص داده شد. سرانجام با معرفی داده‌های بزرگ مقیاس مدل HadCM3 (داده‌های جدول ۴) در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ به مدل SDSM (واسنجی شده از مرحله قبل) مقادیر بارش روزانه مدل HadCM3 برای منطقه طرح کوچک مقیاس گردید. مقایسه داده‌های کوچک مقیاس شده با داده‌های مشاهداتی بارش در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱، توانایی مدل HadCM3 در تولید سناریوی بارش روزانه را برای دوره‌های آتی منعکس می‌کند.

پس از واسنجی و صحت سنجی مدل SDSM برای دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ و ارزیابی مدل HadCM3 در کوچک مقیاس کردن دما و بارش منطقه در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱، متغیرهای بزرگ مقیاس حاصل از مدل HadCM3 در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ (متغیرهای جدول ۲ و ۳) به مدل SDSM معرفی شده و سری زمانی دما و بارش روزانه منطقه برای دوره آتی شبیه‌سازی گردید. همچنین بمنظور شبیه‌سازی محدوده نوسانات اقلیمی متغیرهای دما و بارش منطقه اقدام به تولید ۱۰۰ سری زمانی از این دو متغیر در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ با استفاده از قابلیت تولید کننده آب و هوای مدل SDSM و متغیرهای بزرگ مقیاس مدل HadCM3 گردید. با استفاده از داده‌های این ۱۰۰ سری زمانی، تغییرات دما و بارش منطقه در دوره آتی مشخص می‌گردد.

مدلهای هیدرولوژی

به منظور ارزیابی اثر عدم قطعیت مربوط به نوسانات اقلیمی در رواناب حوضه قره‌سو، نیاز به تهیه مدل‌های بارش - رواناب با قابلیت انجام محاسبات در حجم زیاد می‌باشد. بدین منظور و بمنظور بررسی عدم قطعیت مدل‌های هیدرولوژی از دو مدل بارش - رواناب IHACRES و SIMHYD در این تحقیق استفاده شد که در زیر به شرح مختصری از آن‌ها می‌پردازیم.

بارندگی و میانگین دمای روزانه مشاهداتی منطقه در همین دوره، به عنوان متغیرهای وابسته بطور جداگانه وارد مدل شدند. سپس نتایج بدست آمده از مدل با مقادیر مشاهده شده مقایسه و نحوه عملکرد مدل ارزیابی شد. پس از واسنجی مدل SDSM، در ادامه بمنظور بررسی توانایی مدل HadCM3 در شبیه‌سازی متغیرهای دما و بارش منطقه، متغیرهای بزرگ مقیاس شبیه‌سازی شده توسط مدل HadCM3 در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ به مدل SDSM (واسنجی شده در مرحله قبل) وارد گردید و متغیرهای دما و بارش منطقه برای این دوره کوچک مقیاس شد. در نهایت متغیرهای کوچک مقیاس شده منطقه با متغیرهای مشاهداتی مورد مقایسه قرار گرفت. پس از کسب اطمینان از توانایی مدل HadCM3 در کوچک مقیاس کردن متغیرهای دما و بارش منطقه، سری زمانی روزانه این دو متغیر با معرفی متغیرهای بزرگ مقیاس مدل HadCM3 در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ به مدل SDSM (واسنجی شده از مرحله قبل) برای دوره آتی شبیه‌سازی شدند. در ادامه با بکار بردن قابلیت تولید کننده آب و هوای مدل SDSM و به‌منظور شبیه‌سازی نوسانات اقلیمی متغیرهای دما و بارش منطقه در دوره آتی، اقدام به تولید ۱۰۰ سری زمانی از این دو متغیر برای دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ میلادی شد.

برای واسنجی دما در مدل SDSM، در ابتدا لازم است تا از بین متغیرهای بزرگ مقیاس، متغیرهایی را که بیشترین ارتباط با دمای منطقه دارند انتخاب شوند. با توجه به بررسی‌های مختلف و بهترین همبستگی آماری با دما، متغیرهای مشخص شده در جدول ۲ بعنوان متغیرهای غالب، برای مدل کردن میانگین درجه حرارت روزانه در ایستگاه کرمانشاه، شناخته شدند. پس از تعیین متغیرهای بزرگ مقیاس مؤثر بر دمای ایستگاه کرمانشاه، دوره‌های مختلفی از داده‌های مشاهداتی بزرگ مقیاس و دما در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱، برای واسنجی و صحت سنجی مدل مورد آزمون قرار گرفتند. در نهایت دوره ۱۹۸۵-۱۹۷۱ برای واسنجی و دوره ۲۰۰۰-۱۹۸۶ برای صحت‌سنجی مدل انتخاب گردید. پس از واسنجی مدل SDSM، با استخراج داده‌های بزرگ مقیاس جدول ۲ از داده‌های شبیه‌سازی شده توسط مدل HadCM3 در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ و معرفی آن به مدل SDSM، داده‌های دمای مدل HadCM3 برای منطقه طرح کوچک مقیاس شدند. نهایتاً با مقایسه داده‌های کوچک مقیاس شده با داده‌های مشاهداتی در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱، توانایی مدل HadCM3 در تولید سناریو برای دوره‌های آتی مورد ارزیابی قرار گرفت.

برای واسنجی بارش در مدل SDSM نیز مراحل ذکر شده برای دما انجام شد. در این راستا متغیرهای پیشگویی کننده‌ی ارائه شده در جدول ۳ بهترین همبستگی را با بارندگی روزانه ایستگاه مطالعاتی نشان دادند.

جدول ۳- متغیرهای بزرگ مقیاس غالب در مدل کردن بارش روزانه

۱	فشار متوسط سطح دریا (Mean Sea Level Pressure)
۲	میانگین دما (Mean temperature)
۳	ارتفاع ژئوپتانسیل در ارتفاع ۸۵۰ (850 hPa geopotential height)
۴	سرعت نصف النهاری (meridional velocity)
۵	سرعت وزش هوا (Geostrophic airflow velocity)
۶	مولفه سرعت مداری در ارتفاع ۸۵۰ (zonal velocity component at 850 hPa height)
۷	حالت گردابی در سطح زمین (Vorticity Surface)
۸	جهت باد (Wind direction)
۹	رطوبت نسبی سطح زمین (Near surface relative humidity)

مدل بارش - رواناب IHACRES

مدل بارش رواناب روزانه IHACRES توسط جکمن و هورنبرگر در سال ۱۹۹۳ ارائه شد (۸). اساس این روش از دو مدول غیر خطی کاهش و مدول خطی هیدروگراف تشکیل می‌شود. به این منظور در ابتدا بارندگی (r_k) و دما (t_k) در هر گام زمانی k توسط مدول غیر خطی، به بارندگی موثر u_k تبدیل شده و سپس به وسیله مدول خطی هیدروگراف واحد به رواناب سطحی در همان گام زمانی تبدیل می‌شود (شکل ۲).
روابط بکار رفته در مدول غیر خطی کاهش به منظور تبدیل بارش به بارندگی موثر در حوضه به شرح زیر می‌باشد:

$$u_k = s_k * r_k \quad (1)$$

$$s_k = C \times r_k + \left(1 + \frac{1}{\tau_w(t_k)} \right) s_{k-1} \quad s_0 = 0 \quad (2)$$

$$\tau_w(t_k) = \tau_w e^{0.062 f(R-t_k)} \quad \tau_w(t_k) > 1 \quad (3)$$

$$x_k = a^t x_{k-1} + b^t u_{k-1} + a^s x_{k-1} + b^s u_{k-1} \quad (4)$$

در روابط بالا s_k ضریب رطوبتی حوضه است که تابعی از تبخیر و تعرق در حوضه بوده و با روابط (۲) و (۳) بیان می‌گردد. در رابطه (۳)، $\tau_w(t_k)$ مقدار شاخص s_k را در رابطه (۲) در هنگامی که بارش رخ نمی‌دهد کنترل می‌کند که در آن: R برابر دمای مرجع، τ_w ثابت زمانی خشک شدن حوضه و f فاکتور تعدیل دما است. در رابطه (۳) پارامتر C بگونه‌ای تعیین می‌شود که حجم بارندگی موثر و رواناب مشاهداتی در دوره واسنجی یکسان گردد. سپس بارندگی موثر توسط مدول خطی هیدروگراف (رابطه ۴) به رواناب سطحی تبدیل خواهد شد. در رابطه (۴) پارامترهای q و s پارامترهای مربوط به تفکیک هیدروگراف حوضه به دو قسمت هیدروگراف سریع (q) و هیدروگراف

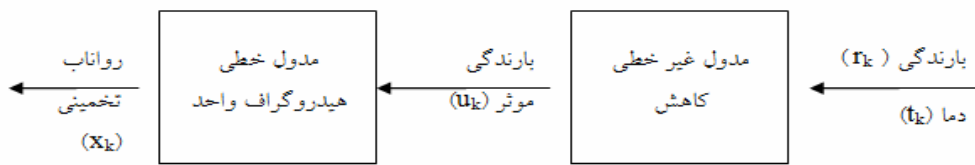
کند (s) می‌باشند. بطور کلی در این روش سه پارامتر f ، τ_w و C از مدول غیر خطی کاهش (روابط ۱، ۲ و ۳) و سه پارامتر از چهار پارامتر a^s ، a^t ، b^s و b^t از مدول خطی هیدروگراف (رابطه ۴) می‌بایست بر اساس داده‌های مشاهداتی برای حوضه مورد مطالعه کالیبره گردند. در مدل IHACRES از آمار روزانه دما، بارش میانگین حوضه و رواناب مشاهداتی ایستگاه قره‌باغستان استفاده شد. پس از بررسی عملکرد مدل برای دوره‌های مختلف، دوره (۱۹۸۰/۱/۱) - (۱۹۸۳/۱۲/۳۱) برای واسنجی و دوره (۱۹۸۵/۱/۱) - (۱۹۸۸/۱۲/۳۱) برای صحت‌سنجی انتخاب شدند.

مدل بارش - رواناب SIMHYD

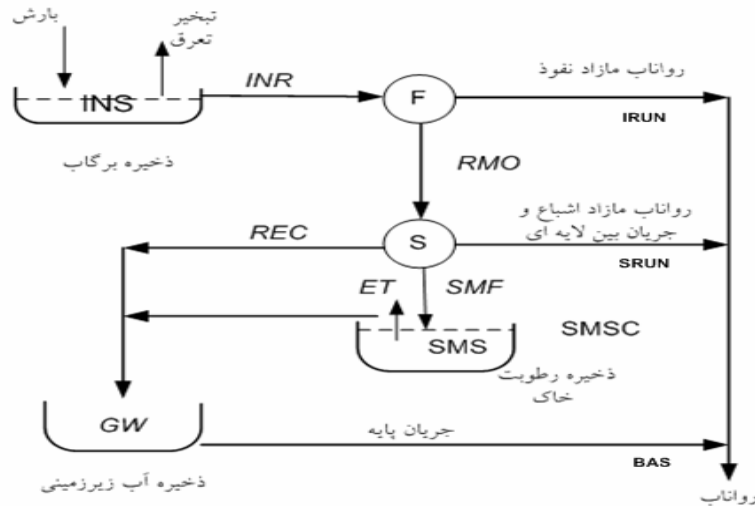
مدل SIMHYD یک مدل مفهومی^۵ بارش- رواناب است که جریان روزانه را با استفاده از داده‌های بارش و تبخیر تعرق پتانسیل روزانه شبیه سازی می‌کند. SIMHYD نسخه ساده شده‌ی مدل مفهومی بارش- رواناب HYDROLOG در سال ۱۹۷۲ و MODHYDROLOG در سال ۱۹۹۱ است (۱). در مدل SIMHYD از هفت پارامتر استفاده می‌شود که شامل: ضریب جریان پایه، ضریب نفوذ، ضریب رواناب سطحی، کسر نفوذ، ظرفیت ذخیره قطع بارش، ضریب تغذیه و ظرفیت ذخیره رطوبت خاک می‌باشند. این پارامترها بوسیله معادلات مختلفی به یکدیگر مربوط می‌شوند و از طریق واسنجی بدست می‌آیند. روابط حاکم بر این مدل در مرجع یک موجود می‌باشد. که بدلیل حجم زیاد از ذکر آن خودداری می‌گردد. شکل ۳ ساختار این مدل بارش- رواناب را نشان می‌دهد.

در مدل SIMHYD از آمار روزانه بارش میانگین حوضه، رواناب مشاهداتی ایستگاه قره‌باغستان و تبخیر تعرق پتانسیل بدست آمده از معادله هارگریوز- سامانی، برای شبیه سازی استفاده شد. پس از بررسی عملکرد مدل برای دوره‌های مختلف، دوره (۱۹۷۹/۱/۱) - (۱۹۸۳/۱۲/۳۱) برای واسنجی و دوره (۱۹۸۴/۱/۱) - (۱۹۸۸/۱۲/۳۱) برای صحت‌سنجی شبیه‌سازی انتخاب شدند.

- 1- Non- linear loss module
- 2- Linear unit hydrograph module
- 3- Catchment drying time constant
- 4- Temperature modulation factor



شکل ۲- چگونگی شبیه‌سازی بارش- رواناب همراه با مدول‌های خطی و غیرخطی در روش ارائه شده توسط جکمن و هورنبرگر (۸)



شکل ۳- ساختار مدل SIMHYD در شبیه‌سازی روزانه بارش-رواناب

در شکل ۴ نتایج مربوط به واسنجی مدل در دوره ۱۹۸۵-۱۹۷۱ و ارزیابی مدل در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ آورده شده است (نتایج مربوط به صحت سنجی مدل در دوره ۲۰۰۰-۱۹۸۶ نشان داده نشده است). نتایج نشان داد که مدل در دوره واسنجی (داده‌های NCEP) و ارزیابی (داده‌های کوچک مقیاس شده مدل HadCM3) با ضریب تعیین ۰/۹۹ و خطای استاندارد ۰/۱۵ از کارایی بالایی در کوچک مقیاس کردن مقادیر دمای منطقه برخوردار است.

برای بارندگی نیز عملکرد مدل SDSM در مرحله واسنجی و همچنین در مرحله کوچک مقیاس کردن داده‌های مدل HadCM3 مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج این بخش در شکل ۵ نشان داده شده است (در این شکل دوره صحت سنجی نشان داده نشده است). ضریب تعیین بین مقادیر مشاهداتی و مدل شده در دوره واسنجی ۰/۸۹ و خطای استاندارد ۰/۴ می باشد. این مقادیر برای دوره ارزیابی (مقایسه نتایج بین داده‌های مشاهداتی و کوچک مقیاس شده) بترتیب ۰/۸۶ و ۰/۴۷ است. که نشان دهنده عملکرد قابل قبول مدل در کوچک مقیاس سازی بارش منطقه دارد.

تغییرات دما و بارش

محدوده تغییرات دما و بارش منطقه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ نسبت

در شبیه‌سازی بارش- رواناب روزانه‌ی حوضه قره‌سو برای هر دو مدل IHACRES و SIMHYD در دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱)، بهترین دوره‌ی واسنجی و صحت سنجی برای به حداقل رساندن خطای شبیه‌سازی انتخاب شدند. این انتخاب در هر دو مدل بر اساس بالاترین مقادیر ضریب تعیین (R^2) و پایین‌ترین مقادیر شاخص‌های خطا (Bias, RMSE) بین رواناب مشاهداتی و شبیه‌سازی شده صورت گرفت.

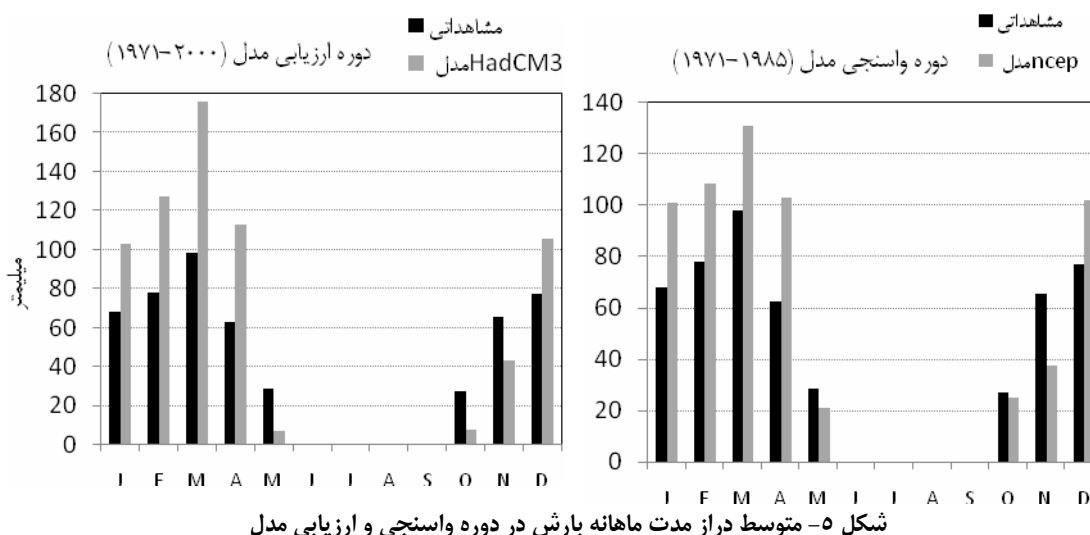
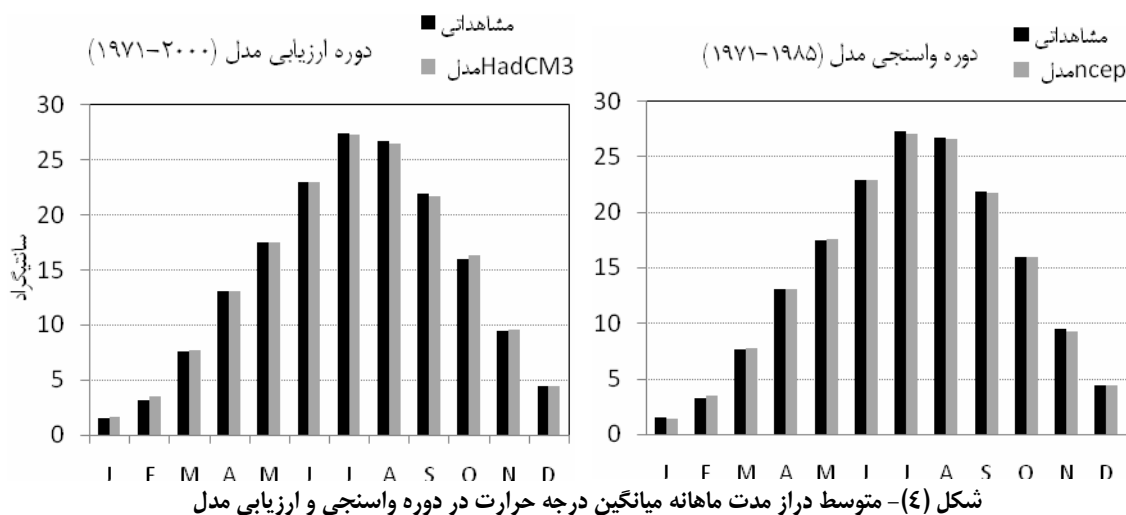
نتایج و بحث

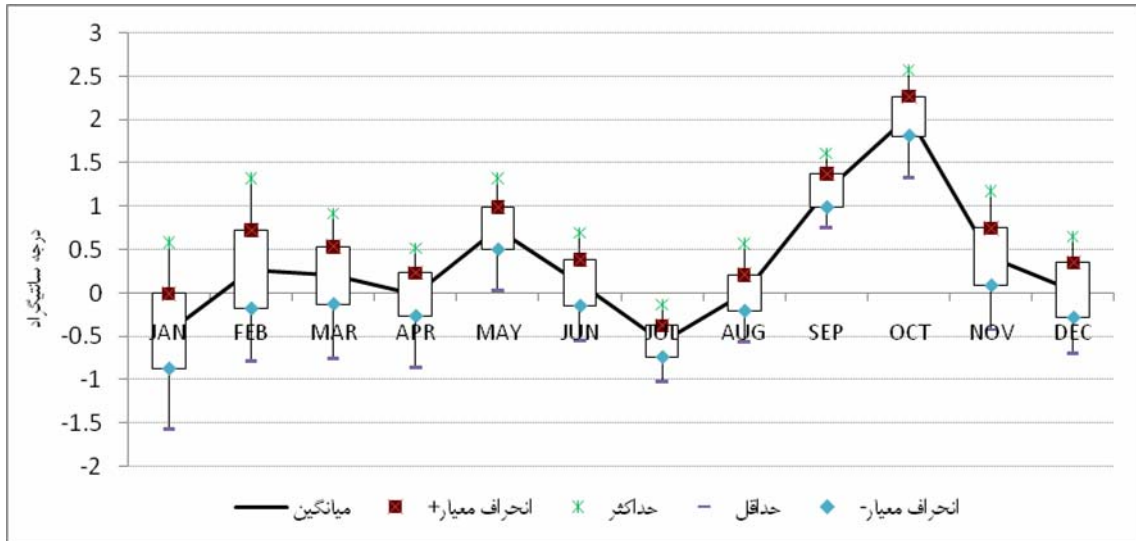
نتایج کوچک مقیاس کردن

پس از واسنجی و صحت‌سنجی مدل SDSM برای دما و بارش در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱، داده‌های دما و بارش مدل HadCM3 برای دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ کوچک مقیاس شدند. سپس عملکرد داده‌های کوچک مقیاس شده و مشاهداتی دما و بارش مورد ارزیابی قرار گرفتند. در مجموع نتایج این ارزیابی نشان دهنده قابلیت مدل در کوچک مقیاس نمودن داده‌های اقلیمی دما و بارش منطقه در دوره‌های آتی را دارد.

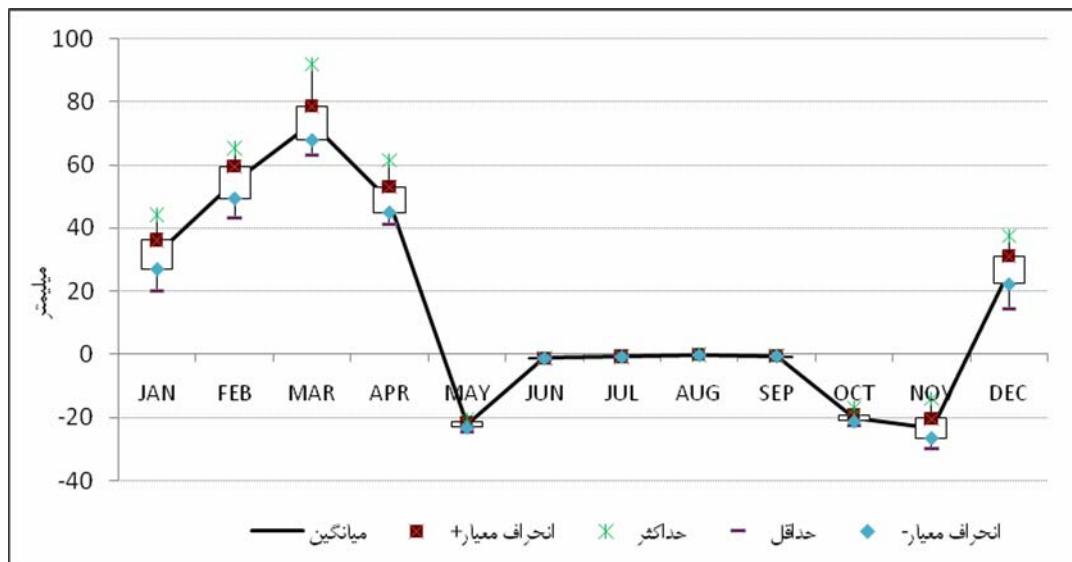
شکل ۷ تغییرات متوسط دراز مدت ماهانه ۱۰۰ سری زمانی بارش مدل شده در دوره آتی را نسبت به دوره‌ی پایه نشان می‌دهد. همانطور که از شکل مشخص است بارش در طول سال بطور متوسط ۱۳ میلیمتر افزایش می‌یابد و انحراف معیار نوسانات آن نیز ۷ میلیمتر می‌باشد. فصل زمستان بیشترین مقدار افزایش را در بین فصول دیگر با ۳۸ میلیمتر و انحراف معیار ۹ میلیمتر دارد. فصل پاییز نیز کاهش ۱۴ میلیمتر را با انحراف معیار ۳ میلیمتر خواهد داشت. همچنین در ماه‌های پر بارش مانند مارس افزایش بارش در یک روز ممکن است به بیش از ۹۰ میلیمتر برسد. بیشترین انحراف معیار حاصل از نوسانات اقلیمی نیز در ماه‌های فوریه و مارس با مقدار ۱۱ میلیمتر بدست آمده است.

به دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) توسط میانگین، انحراف از معیار، حداکثر و حداقل تغییرات در شکل‌های ۶ و ۷ نمایش داده شده است. شکل ۶ مقدار تغییرات متوسط دراز مدت ماهانه ۱۰۰ سری زمانی دمایی کوچک مقیاس شده را در دوره آتی نسبت به دوره‌ی پایه نشان می‌دهد. طبق این شکل دمایی منطقه بطور متوسط $0/33^{\circ}\text{C}$ در روز با انحراف معیار $0/6^{\circ}\text{C}$ افزایش می‌یابد. همانطور که ملاحظه می‌شود عدم قطعیت نوسانات اقلیمی دمایی دراز مدت منطقه زیاد می‌باشد. بطوریکه ماه‌های ژانویه و فوریه بیشترین انحراف معیار را با 1°C در روز دارند، در حالی که کمترین تغییرات در ماه ژوئیه $0/4^{\circ}\text{C}$ است. در بین فصول نیز فصل پاییز بیشترین افزایش متوسط دما را با $1/2^{\circ}\text{C}$ و فصل زمستان بیشترین انحراف معیار را با $0/8^{\circ}\text{C}$ نشان می‌دهد.





شکل ۶- تغییرات متوسط دراز مدت ماهانه ۱۰۰ سری زمانی دما در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ نسبت به دوره پایه



شکل ۷- تغییرات دراز مدت ماهانه ۱۰۰ سری زمانی بارش در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ نسبت به دوره پایه

نتایج شکل ۸ مدل توانایی کمتری در شبیه‌سازی دبی‌های حداکثر دارد. بطوری‌که مدل دبی‌های کمتری را نسبت به دبی‌های حداکثر مشاهداتی شبیه‌سازی کرده است.

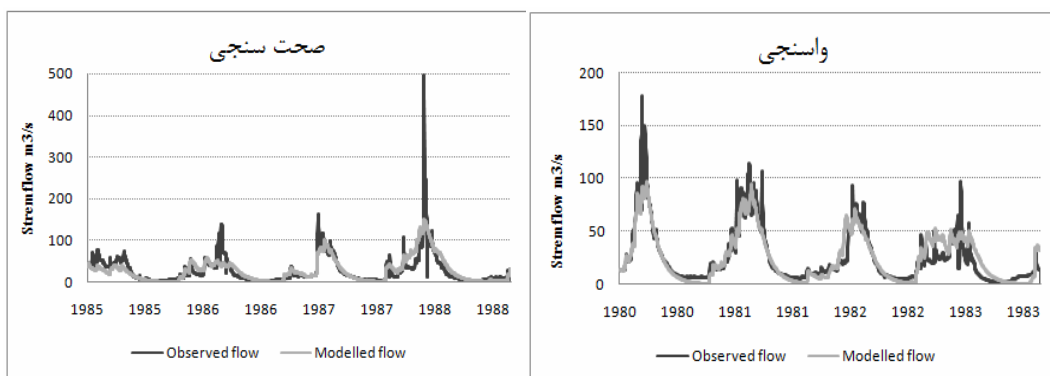
جدول ۴- مقادیر پارامترهای واسنجی شده در مدل IHACRES

f	τ_w	a^q	b^q	a^s	b^s	C
۱/۷	۱۰	-۱۹/۹	۱/۱	۰/۹۷	۱/۵	۰/۰۰۳

مقادیر پارامترهای واسنجی شده در مدل SIMHYD در جدول ۵ آورده شده است. شکل ۹ و جدول ۶ نیز عملکرد مدل SIMHYD را در شبیه‌سازی رواناب منطقه نشان می‌دهد.

شبیه‌سازی بارش- رواناب

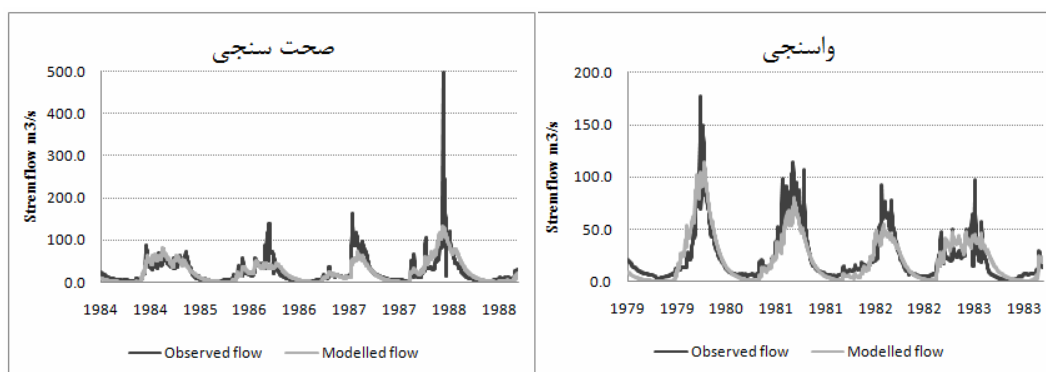
مقادیر پارامترهای واسنجی شده مدل IHACRES در جدول ۴ آمده است. شکل ۸ و جدول ۶ وضعیت عملکرد مدل IHACRES را در دو دوره واسنجی و صحت سنجی نشان می‌دهد. بر اساس نتایج بدست آمده، مدل IHACRES با ضریب تعیین ۰/۸۱ در دوره واسنجی و ۰/۶۱ در دوره صحت سنجی بخوبی توانسته است الگوی تغییرات رواناب منطقه مورد مطالعه را شبیه‌سازی کند. از طرف دیگر وجود خطای کم در شبیه‌سازی‌های این مدل در دوره واسنجی (RMSE برابر ۰/۲۹ متر مکعب بر ثانیه) و صحت سنجی (RMSE برابر ۰/۵۴ متر مکعب بر ثانیه) نیز از توانایی مدل در شبیه‌سازی‌های مقادیر روزانه دبی حوضه قره‌سو دارد. باید توجه داشت که بر اساس



شکل ۸- سری زمانی رواناب مشاهداتی و مدل شده توسط IHACRES در دوره واسنجی و صحت سنجی

جدول ۵- مقادیر پارامترهای واسنجی شده در مدل SIMHYD

کسر نفوذ	ضریب جریان پایه	ضریب نفوذ	ضریب رواناب سطحی	ظرفیت ذخیره قطع بارش	ضریب تغذیه	ظرفیت ذخیره رطوبت خاک
۰/۹۹	۰/۰۲۴	۳۹۶	۰/۰۰۲	۰	۱	۳۱۸/۵۲



شکل ۹- سری زمانی رواناب مشاهداتی و مدل شده SIMHYD در دوره واسنجی و صحت سنجی

می‌توان عملکرد هر دو مدل را قابل قبول دانست.

جدول ۶- مقایسه شاخص‌های عملکرد دو مدل IHACRES و SIMHYD در دو دوره شبیه‌سازی

مدل	R ²	RMSE	Bias
واسنجی IHACRES	/	/	/
۱۹۸۰-۱۹۸۳ SIMHYD	/	/	/
صحت سنجی IHACRES	/	/	/
۱۹۸۵-۱۹۸۸ SIMHYD	/	/	/

تغییرات در رواناب

با معرفی ۱۰۰ سری زمانی دما و بارش کوچک مقیاس شده از

با توجه به نتایج عملکرد مدل SIMHYD، این مدل با ضرایب تعیین ۰/۷۹ و ۰/۶۲ به ترتیب برای دوره‌های واسنجی و صحت سنجی توانسته است الگوی تغییرات رواناب حوضه را بخوبی شبیه‌سازی کند. همچنین مقادیر RMSE برابر ۰/۳۱ و ۰/۵۷ به ترتیب برای دوره‌های واسنجی و صحت سنجی، توانایی مدل در شبیه‌سازی دبی‌های روزانه حوضه را نشان می‌دهد. باید توجه داشت که این مدل همانند مدل IHACRES توانایی کمتری در شبیه‌سازی دبی‌های حداکثر روزانه داشته و مقادیر کمتری را برای این دبی‌ها شبیه‌سازی کرده‌است.

باید توجه داشت که بر اساس مقایسه‌ی شکل‌های ۸ و ۹ و معیارهای عملکرد در جدول ۶ هرچند مدل IHACRES عملکرد بهتری را نسبت به مدل SIMHYD از خود نشان می‌دهد، اما اختلاف بین ضرایب عملکرد دو مدل تفاوت معنی داری نداشته و

متغیرهای دما و بارش در این منطقه به حدود ۲ درجه برای دما و حدود ۳۰ میلی‌متر برای بارش می‌رسد. که این امر می‌تواند بر وقایع حادی در منطقه (مانند خشکسالی، گرما زدگی، سیلاب و ...) تأثیرات قابل توجهی را بگذارد.

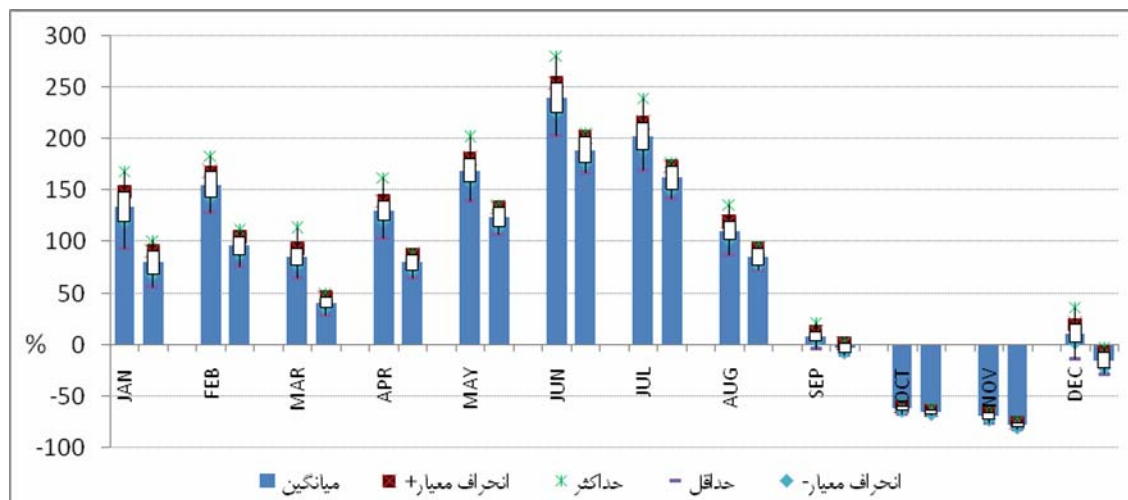
در ادامه، دو مدل بارش-رواناب مختلف برای منطقه طرح واسنجی شدند. نتایج نشان داد که علیرغم وجود عدم قطعیت در ساختار مدل‌های بارش-رواناب مختلف، می‌توان این مدل‌ها را برای هر منطقه واسنجی کرده و برای شبیه‌سازی‌های مختلف از آن‌ها استفاده کرد. با معرفی ۱۰۰ سناریوی تولید شده (۱۰۰ سری زمانی روزانه) دما و بارش منطقه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ به این دو مدل بارش-رواناب، رواناب حوضه در دوره آتی با در نظر گرفتن عدم قطعیت نوسانات اقلیمی و عدم قطعیت ساختار مدل‌های بارش-رواناب شبیه‌سازی گردید. نتایج نشان داد که دو مدل بارش-رواناب تغییرات متفاوتی را برای رواناب منطقه در دوره آتی در تمامی ماه‌های سال شبیه‌سازی کردند. بطوری که بیشترین اختلاف بین مقادیر رواناب شبیه‌سازی شده بین دو مدل در ماه فوریه و به میزان ۶۰ درصد قابل مشاهده می‌باشد. این امر نشان از تأثیر قابل توجه عدم قطعیت مدل‌های بارش-رواناب بر رواناب شبیه‌سازی شده منطقه دارد. از طرف دیگر نتایج نشان می‌دهد که عدم قطعیت نوسانات اقلیمی منطقه نیز بر تغییرات رواناب موثر می‌باشد بگونه‌ای که انحراف معیار تغییرات رواناب حدود ۱۷ درصد مقدار برای اکثر ماه‌ها قابل استنتاج است. نکته قابل توجه در این خصوص این است که هر دو مدل بارش-رواناب بطور یکسان تأثیر عدم قطعیت نوسانات اقلیمی منطقه بر رواناب را شبیه‌سازی کرده‌اند. که این امر نشان می‌دهد که ساختار هر دو مدل بارش-رواناب بکار گرفته شده، بطور یکسان نسبت به تغییرات نوسانات اقلیمی منطقه پاسخ می‌دهد. نهایتاً با مقایسه نتایج می‌توان دریافت که اختلاف بین رواناب شبیه‌سازی شده توسط دو مدل بارش-رواناب بیش از اختلاف رواناب شبیه‌سازی شده ناشی از بکارگیری عدم قطعیت نوسانات اقلیمی منطقه در محاسبات می‌باشد. بطور کلی یافته‌های این تحقیق نشان می‌دهد که لحاظ نکردن عدم قطعیت‌های مختلف در محاسبات تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب یک منطقه و اکتفا به تنها یک سناریو و یک مدل بارش-رواناب می‌تواند نتایج غیر کاربردی را در پی داشته باشد. همچنین در لحاظ عدم قطعیت‌ها می‌بایست توجه بیشتری را به عدم قطعیت مربوط به مدل‌های بارش-رواناب نسبت به عدم قطعیت نوسانات اقلیمی یک منطقه معطوف داشت. ذکر این نکته دارای اهمیت است که عدم قطعیت‌های دیگری نظیر؛ عدم قطعیت در مدل‌های AOGCM، عدم قطعیت در سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای، عدم قطعیت در روش‌های کوچک مقیاس سازی، عدم قطعیت در پارامترهای مدل‌های بارش-رواناب و عدم قطعیت در دوره‌های واسنجی و صحت‌سنجی مدل‌ها بر نتایج مطالعات تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب یک

مدل HadCM3 به دو مدل IHACRES و SIMHYD بطور جداگانه، ۱۰۰ سری زمانی رواناب روزانه حوضه قره‌سو در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ تولید گردید. شکل ۱۰ تغییرات بلند مدت ماهانه رواناب شبیه‌سازی شده توسط دو مدل را در دوره‌ی آتی نسبت به دوره‌ی مشاهداتی با چهار معیار میانگین، انحراف معیار، حداکثر و حداقل نشان می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌شود در همه ماه‌ها مقدار افزایش رواناب حاصل از مدل IHACRES بیشتر از مدل SIMHYD است. از طرف دیگر نتایج نشان می‌دهد که تأثیر تغییرات حاصل از نوسانات اقلیمی منطقه بر رواناب حوضه کم بوده (بطور متوسط ۱۵ درصد) و این تغییرات توسط هر دو مدل بطور یکسان شبیه‌سازی شده است. بطوریکه متوسط انحراف معیار حاصل از مدل IHACRES ۱۸ درصد و برای مدل SIMHYD ۱۵ درصد است. در مدل IHACRES فصل بهار بیشترین مقدار افزایش رواناب را با ۱۲۰٪ در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ دارد. و فصل پاییز کاهش ۴۰٪ در رواناب را خواهد داشت. که در این میان ماه نوامبر بیشترین کاهش (۷۰٪-) و ماه مه بیشترین افزایش (۱۷۰٪) را خواهند داشت. مدل SIMHYD روندی مشابه مدل IHACRES دارد با این تفاوت که در همه ماه‌ها بطور متوسط ۳۵ درصد کمتر از مدل IHACRES برآورد کرده است.

نتیجه‌گیری

در این مقاله به تأثیر عدم قطعیت موجود در نوسانات اقلیمی و دو مدل هیدرولوژی بر رواناب حوضه قره‌سو تحت اثر تغییر اقلیم در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ میلادی پرداخته شده است. در این راستا با ایجاد رابطه بین متغیرهای اقلیمی بزرگ مقیاس با متغیرهای دما و بارش اقلیم محلی در دوره مشاهداتی و استفاده از متغیرهای بزرگ مقیاس مدل HadCM3-A2 در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹، اقدام به تولید ۱۰۰ سناریوی دما و ۱۰۰ سناریوی بارش گردید. نتایج این بخش نشان داد که مدل SDSM از توانایی قابل قبولی در کوچک مقیاس کردن داده‌های دما و بارش مدل HadCM3 در منطقه دارد. از طرف دیگر بدلیل تأثیرپذیری متغیر بارش از تعداد بیشتر متغیرهای بزرگ مقیاس، کوچک مقیاس سازی این متغیر با دشواری بیشتری نسبت به متغیر دما همراه می‌باشد. این امر معمولاً به پایین‌تر شدن شاخص‌های عملکرد کوچک مقیاس سازی بارش نسبت به دما منجر می‌شود. از نتایج دیگر این بخش می‌توان به تأثیر قابل توجه نوسانات اقلیمی بر تغییرات دما و بارش منطقه در دوره‌های آتی اشاره کرد. چراکه این نوسانات باعث ایجاد انحراف معیاری حدود ۰/۶ درجه سانتی‌گراد در دمای اکثر ماه‌های سال و انحراف معیاری حدود ۱۰ میلی‌متر در ماه‌های پر بارش می‌گردد. البته باید توجه داشت که تأثیر عدم قطعیت نوسانات اقلیمی بر انحراف معیار (تفاوت متغیر پیشینه و متغیر کمینه)

منطقه موثر می‌باشند که محققین این مقاله در حال تحقیق بر روی آنها هستند.



شکل ۱۰- مقایسه درصد تغییرات میانگین ۱۰۰ سری زمانی رواناب شبیه سازی شده تحت خروجی مدل HadCM3-A2 توسط دو مدل بارش - رواناب IHACRES (چپ) و SIMHYD (راست) در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ نسبت به دوره ی پایه

منابع

- Chiew F. H. S., Peel M. C. and Western A.W. 2002. Application and testing of the simple rainfall-runoff model SIMHYD. In: Mathematical Models of Watershed Hydrology, Water Resources Publication, Littleton. Colorado, USA, pp. 335-367.
- Fowler H. J, Blenkinsopa S. and Tebaldib C. 2007. Review Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *Int. J. Climatol.* 27: 1547-1578
- Hay L., Wilby R. L. and Leavesley G. H. 2000. 'A comparison of delta change and downscaled GCM scenarios for three mountainous basins in the United States', *J. Am. Water Res. Assoc.* 362, 387-397.
- Hewitson B. C. and Crane R. G. 1996. 'Climate downscaling: Techniques and application', *Clim. Res.* 7, 85-95.
- IPCC. 2007. Summary for Policymakers, in: *Climate Change 2007*. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.) (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental*
- IPCC. 2001. In: Watson, R.T., Zinyowera, M.C., Moss, R.H., Dokken, D.J. (Eds.), *Special Report on The Regional Impacts of Climate Change, An Assessment of Vulnerability*. Cambridge University Press, UK.
- IPCC. 1995. In: Watson, R.T., Zinyowera, M.C., Moss, R.H. (Eds.), *Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses*. Cambridge University Press, UK p. 878.
- Jakeman.A. J. , Hornberger.G. M, 1993. How Much Complexity Is Warranted in a Rainfall-Runoff Model? *Water resources research.*, 29(8): 2637-2649.
- Lane, M. E., Kirshen, P. H. and Vogel, R. M, 1999. Indicators of impact of global climate change on U.S. water resources. *ASCE, Journal of Water Resource Planning and Management.* 125(4): 194-204.
- Mitchell T. D. 2003. Pattern Scaling: An Examination of Accuracy of the Technique for Describing Future Climates. *Climatic Change* 60: 217-242.
- Weichert, A. and B"urger, G. 1998. 'Linear versus nonlinear techniques in downscaling', *Clim. Res.* 10, 83-93.
- 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 Resources Research* , 42, W02419, doi:10.1029/2005WR004065.
- Wilby R. L., Wigley T. M. L., Conway D., Jones, P. D., Hewitson B. C., Main J. and Wilks D. S. 1998. 'Statistical downscaling of General Circulation Model output: A comparison of methods', *Water Resources Res.* 34, 2995-3008.
- Yonas B. Dibike, and Coulibaly P. 2004. Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models. *Journal of Hydrology* 307 (2005) 145-163 .
- Zorita E. and Von Storch, H. 1999. 'The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods', *J. Clim.* 12, 2474-2489.

Climate Change and Variability Impact in Basin's Runoff with Interference of Two Hydrology Models Uncertainty

A.R. Kamal^{1*} - A.R. Massah Bavani²

Received:

Accepted:

Abstract

Development of greenhouse gases in future periods not only causes change in average amounts of climate variables but also makes variables of this variability affected. Then for sure concerning alternations followed with climate variables' fluctuations and its average amounts in effecting on runoff would make more reliable results. In this inquiry initially fluctuations and average amounts of climate variables of Ghareso basin were simulated by HadCM3-A2 model and Statistical Downscaling method in 2040-2069 periods. Although to mention climate fluctuation's uncertainty in calculations, they acted to simulate 100 time series of temperature and precipitation variables for future period. Results showed that uncertainty confine of region's climate fluctuations has increased 0.5 to 2C° in temperature and 10 to 20mm changing in precipitation in different months of year. After that and to mention Hydrology model's uncertainty, two rainfall-runoff models of SIMHYD and IHACRES are used. These two models calibration for base period and introducing 100 time series of climate variables produced in last level into both models specified the basin runoff's changing confine for 2040-2069 period. Results declare the coordination of two models in region's runoff changes. As both models estimate runoff abatement for fall season and enlargement for other seasons. Finally the results of this inquiry estate the effect of hydrology model's uncertainty and less effect of climate variability in estimating a basin's runoff under impact of climate change.

Keywords: Climate Change, Climate Variability, Rainfall-Runoff, HadCM3

1,2- MSc. Student and Assistant Professor, Dept. of Water Resources Engineering, Faculty of Water Engineering, University of Tehran, respectively

(*- Corresponding author Email: alireza.kamal@yahoo.com)