

تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب با رویکرد عدم قطعیت مدل های گردش عمومی جو

الهه قاسمی*، کارشناس ارشد اقلیم شناسی

ابراهیم فتاحی، عضو هیئت علمی پژوهشکده هواشناسی

ام السمله بابائی، استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور

چکیده

یکی از اثرات پدیده تغییر اقلیم، تأثیر بر رواناب حوضه ها می باشد. در این تحقیق تأثیر پدیده تغییر اقلیم بر رژیم رواناب حوضه شهرچای ارومیه در دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ میلادی (2020s) با در نظر گرفتن عدم قطعیت مربوط به مدل های AOGCM مورد بررسی قرار گرفته است. ابتدا مقادیر دما و بارش ماهانه پنج مدل AOGCM در دوره پایه ۱۹۹۰-۱۹۶۱ و دوره آتی ۲۰۱۰-۲۰۳۹ میلادی تحت سناریوی انتشار A2، برای منطقه مورد مطالعه تهیه گردید. سپس این مقادیر به وسیله روش کوچک مقیاس کردن مکانی تناسبی و روش کوچک مقیاس کردن زمانی عامل تغییر، برای منطقه کوچک مقیاس شدند. نتایج در مجموع نشان داد مدل های AOGCM در تخمین میانگین بلند مدت دما و بارش ماهانه منطقه با یکدیگر تطابق نداشته که خود بیانگر وجود عدم قطعیت در خروجی این مدل هاست. بنابراین، به منظور مشخص کردن محدوده تغییرات رژیم دما و بارش از رویکرد بیز استفاده گردید. در این راستا در ابتدا توزیع های احتمالاتی PDF ماهانه دما و بارش منطقه برای دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ به وسیله وزن دهی مدل های AOGCM با استفاده از روش Mean Observed Temperature Precipitation تولید گردید. در ادامه به منظور شبیه سازی رواناب روزانه از مدل IHACRES استفاده شد. با معرفی سری دما و بارش تولید شده به مدل IHACRES، سری رواناب ماهانه برای حوضه در دوره آتی شبیه سازی گردید.

واژگان کلیدی

تغییر اقلیم، عدم قطعیت، مونت کارلو، رواناب، شهرچای

۱ - مقدمه

اقلیم جهانی در حال تغییر می باشد. تغییرات بیشتر، فارغ از تلاش‌ها به منظور کاهش انتشار گازهای گلخانه‌ای، اجتناب‌ناپذیر است (IPCC, 2007).¹ زیرا چنان چه هم اکنون انتشار گازهای گلخانه‌ای متوقف شود، تغییر اقلیم تا اواخر قرن بیست و یکم ادامه خواهد یافت. این امر به دلیل عمر ماندگاری ۱۵۰ ساله دی اکسید کربن به عنوان مهم ترین گاز گلخانه‌ای در جو کره زمین می باشد (IPCC, 2007; کمال، ۱۳۸۹، ۹۲۰). برای بررسی اثرات تغییر اقلیم بر سیستم های مختلف در دوره های آتی، باید در ابتدا مقدار متغیرهای اقلیمی در آینده مورد شبیه سازی قرار گیرد. روش های مختلفی برای شبیه سازی متغیرهای اقلیمی در دوره های آتی وجود دارد که معتبرترین آنها استفاده از خروجی های مدل های گردش عمومی اتمسفر-اقیانوس^۱ می باشد (Xu, 1999; 230 Error! Reference source not found., Ghosh, 2008; 133).

در اکثر مطالعات انجام شده در زمینه تغییر اقلیم غالباً از تعداد محدودی از مدل های گردش عمومی به عنوان سناریوهای اقلیمی استفاده شده است که نتایج قابل قبولی را به همراه داشته اند. ولیکن، عدم قطعیت در نتایج این مدل ها در بیشتر مطالعات نادیده گرفته شده و به تحلیل نتایج با استفاده از یک یا دو مدل گردش عمومی اکتفا شده است. اما، در سال های اخیر محققان منابع عدم قطعیت مربوط به مدل های گردش عمومی جو^۲، روش های کوچک مقیاس کردن، سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای و مدل های مختلف بارش رواناب را در مطالعات خود مورد توجه قرار داده اند. از طرف دیگر در اکثر مطالعاتی که عدم قطعیت مد نظر بوده است تمامی مدل ها و یا روش های مورد ارزیابی با وزن یکسان اعمال شده اند. بنابراین، لازم است در مطالعات آینده این نقیصه از سوی محققان بیشتر مورد توجه قرار گیرد. در ادامه به منظور شاکت بیشتر به تاریخچه این مطالعات پرداخته می شود. در تحقیقی نیو^۳ و هلم^۴ (۲۰۰۰) از مدل مونت کارلو در بررسی عدم قطعیت نتایج خروجی از مدل های تغییر اقلیم بر رواناب استفاده کردند. در مطالعه دیگری روش قابل اطمینان میانگین گیری تجمعی بر اساس گروهایی از شبیه سازی های متفاوت مدل ها توسط جارجی^۵ و ممز^۶ (۲۰۰۳) ارائه شد در این روش به هر یک از مدل های گردش عمومی جو بر اساس مقدار بیز^۷ با توجه به مقادیر مشاهده شده و همگرایی تغییرات شبیه سازی شده، وزن مشخصی اختصاص داده شد. این روش در ادامه توسط تبادی^۸ و همکارانش تعدیل شد (Tebaldi et al., 2004; 24213). در ادامه مطالعات در زمینه عدم قطعیت خروجی های مدل های گردش عمومی جو و یا تأثیر تغییر و نوسانات اقلیمی بر رواناب حوضه ها با دخالت عدم قطعیت مدل های هیدرولوژیکی و یا دخالت عدم قطعیت سناریوهای انتشار، مینول^۹ و همکاران (۲۰۰۸) عدم قطعیت ۵ مدل گردش عمومی جو و ۲ سناریوی انتشار را به صورت هم وزن بر متغیرهای هیدرولوژیکی آینده در حوضه شوت دایبل^{۱۰} در کانادا مورد بررسی قرار داده اند (Minville et al., 2008, 70).

¹) Atmospheric-Ocean General Circulation Models

²) GCM

³) New

⁴) Hulme

⁵) Giorgi

⁶) Mearns

⁷) BIAS

⁸) Tebaldi

⁹) Minville

¹⁰) Chute-du-Diable

تن^۱ و همکاران (۲۰۱۲؛ ۱۲۲) به مقایسه عدم قطعیت مدل های گردش عمومی جو و مدل های بارش و رواناب بر نتایج حاصل از تاثیر تغییر اقلیم بر رواناب در استرالیا پرداختند و بدین منظور از خروجی ۱۵ مدل گردش عمومی و ۵ مدل مفهومی بارش-رواناب استفاده کردند. اکثر نتایج حاصل از مدل های گردش عمومی جو، خشکی را به ویژه در جنوبی ترین بخش منطقه مورد بررسی پیش بینی کرده که کاهش قابل ملاحظه ای را در حجم رواناب نشان داد. نتایج این بررسی عدم قطعیت ناشی از مدل های گردش عمومی جو را به مراتب بزرگ تر از عدم قطعیت مدل های بارش-رواناب نشان داد. به طوری که برای بررسی چگونگی تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب از نتایج ۱۵ مدل گردش عمومی جو برای تنها یک مدل بارش-رواناب استفاده شد و در حدود ۲۸ تا ۳۵ درصد اختلاف بین حداقل و حداکثر نتایج برای مقادیر میانگین، حداقل و حداکثر رواناب فصلی و دبی حداکثر به دست آمد. در صورتی که این اختلاف با کاربرد نتایج یک مدل گردش عمومی جو برای شبیه سازی رواناب با استفاده از ۵ مدل بارش-رواناب به مراتب کم تر و در حدود ۷ درصد بوده است. در کشور ما نیز در چند سال اخیر بحث عدم قطعیت در مطالعات تغییر اقلیم و منابع آب مورد توجه قرار گرفته است. مساح (۱۳۸۵) اثر عدم قطعیت مربوط به پارامترهای روش مونت کارلو بر روی توزیع تجمعی احتمالاتی رواناب ورودی به سد زاینده رود در دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰ را مورد بررسی قرار داده است. نتایج نشان داده است که تغییر در تعداد نمونه های تولید شده از توزیع های احتمالاتی سناریوهای تغییر اقلیم دما و بارندگی، روش تولید نمونه و در نظر گرفتن همبستگی بین سناریوهای تغییر اقلیم دما و بارندگی، تأثیر خاصی بر روی توزیع تجمعی احتمالاتی رواناب در فصول مختلف ندارد. اما، توزیع های احتمالاتی یکنواخت و نرمال تغییرات زیادی در توزیع تجمعی احتمالاتی رواناب ورودی به سد خواهد داشت.

آشفتة و همکار (۱۳۸۷) تأثیر پدیده تغییر اقلیم بر رژیم سیلاب حوضه آیدوغموش در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ با در نظر گرفتن عدم قطعیت مربوط به مدل های گردش عمومی جو را بررسی کردند. در این مطالعه پس از فراهم سازی داده های دما و بارش در دوره آتی، تابع توزیع احتمالی^۲ این داده ها برای دوره مذکور به وسیله وزن دهی مدل های گردش عمومی جو با استفاده از روش میانگین مشاهداتی دما و بارش تولید گردید و با استفاده از روش مونت کارلو تعداد ۲۰۰۰ سری نمونه از توزیع احتمالی دما و بارش کوچک مقیاس شده به مدل بارش-رواناب معرفی شده و تعداد ۲۰۰۰ سری رواناب روزانه شبیه سازی شده است. در همین راستا تأثیر تغییر و نوسانات اقلیمی بر رواناب حوضه قره سو با دخالت عدم قطعیت دو مدل هیدرولوژی با استفاده از خروجی های مدل HadCM3-A2 و روش کوچک مقیاس کردن آماری، با توجه به نوسانات و مقادیر متوسط متغیرهای دما و بارش توسط کمال و همکار (۱۳۸۹، ۹۲۰) مورد بررسی قرار گرفته است و برای لحاظ عدم قطعیت نوسانات اقلیمی در محاسبات اقدام به شبیه سازی ۱۰۰ سری زمانی از متغیرهای دما و بارش منطقه برای دوره مورد بررسی نمودند. نتایج نشان داد که محدوده عدم قطعیت مربوط به نوسانات بین ۰/۵ تا درجه سانتی گراد افزایش برای دمای هر ماه و بین ۱۰- تا ۲۰ میلی متر تغییر برای بارش خواهد بود. در ادامه وضعیت رواناب منطقه تحت تأثیر عدم قطعیت نوسانات اقلیمی مورد بررسی قرار گرفت و برای لحاظ کردن عدم قطعیت مدل های هیدرولوژی از دو مدل بارش-رواناب IHACRES و SIMHYD استفاده شد. هر دو مدل کاهش رواناب را برای فصل پاییز و افزایش رواناب را برای فصل های دیگر تخمین می زنند. در نهایت

^۱) Teng

^۲) PDF

یافته‌های این تحقیق نشان از تأثیر قابل توجه عدم قطعیت مدل‌های هیدرولوژی و تأثیر کم‌تر نوسانات اقلیمی دربرآورد رواناب یک حوضه تحت تأثیر تغییر اقلیم داشت. بلوک آذری (۱۳۹۰) اثرات تغییر اقلیم بر آورد رودخانه و نیاز آبی گیاهان دشت هشتگرد در برنامه ریزی منابع آب مورد بررسی قرار داده است و با در نظر گرفتن عدم قطعیت برای خروبیگی‌های ۹ مدل گردش عمومی جو نیاز کشاورزی سالانه را از مقدار فعلی ۱۴۴، به مقادیر ۱۴۸-۱۵۲، ۱۵۵-۱۵۰ و ۱۵۴-۱۶۰ میلیون مترمکعب در سال در دوره‌های ۲۰۲۰، ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰ پیش‌بینی کرد. در حالی که، آب موجود برای این بخش از مقدار ۱۰۶ میلیون متر مکعب در سال پایه، ۶۲-۱۰۲ در دوره ۲۰۲۰ و ۵۳-۱۰۰ و ۵۲-۹۹ میلیون متر مکعب در دوره ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰ می‌رسد. در این مطالعه سعی شده است عدم قطعیت خروجی ۵ مدل گردش عمومی جو به عنوان ورودی مدل‌های بارش- رواناب در حوضه آبریز شهر چای ارومیه تحت سناریوی A۲، وزن دهی مدل‌ها و شبیه‌سازی مونت کارلو مورد ارزیابی قرارگیرد.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه مورد مطالعه

حوزه آبریز پایاب شهرچای از نظر موقعیت جغرافیایی بین طول ۴۹۰۲۸۰ تا ۵۲۴۰۷۶ و عرض ۴۱۴۰۸۵۷ تا ۴۱۶۴۲۹۷ متر زون ۳۸ شمالی قرار گرفته است. در شکل شماره (۱) موقعیت منطقه و ایستگاه سینوپتیک ارومیه نشان داده شده است. لازم به ذکر است دوره آماری ۱۹۶۱-۱۹۹۰ به عنوان دوره پایه انتخاب شده است و داده‌های مورد استفاده دمای میانگین و بارش ماهانه ایستگاه سینوپتیک ارومیه و آبدهی ماهانه ایستگاه آبسنجی بندارومیه برای دوره پایه می‌باشد.



شکل شماره (۱) موقعیت منطقه و ایستگاه‌های مورد مطالعه

۲-۲- سناریوهای اقلیمی و سناریوهای انتشار

هرگونه تغییر در میزان غلظت گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر زمین، باعث برهم خوردن تعادل بین اجزای سیستم اقلیم کره زمین می‌گردد. اما، این که در آینده چه مقدار از گازهای گلخانه‌ای توسط جوامع بشری وارد اتمسفر زمین شده و به تبع آن چه وضعیتی برای سیستم اقلیم کره زمین رخ خواهد داد، معین و قطعی نیست و تحت سناریوهای مختلفی ارایه شده است. این سناریوها در دو بخش مجزای سناریوهای غیراقلیمی و سناریوهای اقلیمی قابل تفکیک هستند. یک سناریوی غیر اقلیمی حاوی اطلاعاتی از وضعیت اقتصادی-اجتماعی و میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر کره زمین است (سناریوهای انتشار^۱). در این سناریوها مقادیر گازهای گلخانه‌ای با نرخی ثابت تا سال ۲۱۰۰ افزایش می‌یابد. هر کدام از این سناریوها مربوط به یکی از خانواده‌های A1، B1، A2 و B2 می‌باشند (IPCC, 2000,9). از طرفی چون پیش‌بینی وضعیت اقلیم مشکل می‌باشد، راه جایگزین، مشخص کردن وضعیت‌های ممکن آینده است که سناریوهای اقلیمی نامیده می‌شوند. اما، باید توجه داشت که یک سناریوی اقلیمی، یک پیش‌بینی کننده آب و هوا نیست.

در حال حاضر معتبرترین ابزار جهت تولید سناریوهای اقلیمی مدل‌های سه‌بعدی گردش عمومی اتمسفر-اقیانوس می‌باشد که بر پایه قوانین فیزیکی (که به وسیله روابط ریاضی ارایه می‌شوند) استوار می‌باشند. (IPCC, 2007, IPCC-TGICA, 1999, Wilby and Harris, 2006). در این تحقیق از ۵ خروجی مدل‌های گردش عمومی جو شامل ECHAM5OM, ECHO, HADCM3, HADGEM1, NCARPCM تحت سناریوی A2 که حاکی از انتشار بیشتر گازهای گلخانه‌ای به دلیل تأکید بر رسوم خانوادگی، رشد زیاد جمعیت و وابستگی کم تر به پیشرفت اقتصادی می‌باشد، استفاده شده است (IPCC, 2000,9). جدول شماره (۱) مشخصات این مدل‌ها را نشان می‌دهد و در جدول شماره (۲) خلاصه‌ای از سناریوهای انتشار ارایه شده است.

جدول شماره (۱) نام و مشخصات مدل‌های گردش عمومی جو

مدل	موسسه	سناریوهای شبیه سازی	قدرت تفکیک
ECHAM5OM	Max Planck Institute für Meteorologie	1PTO2X, 1PTO4X, SR-A1B, SR-A2, SR-B1	(1.9° lat x 1.9° long)
ECHO-G	Meteorological Institute, University of Bonn Meteorological Research Institute of KMA Model and Data Groupe at MPI-M	1PTO2X	(3.9° lat x 3.9° long)
HADCM3	UK Met. Office	SR-A1B, SR-A2, SR-B1	(2.5° lat x 3.75° long)
HADGEM1	UK Met. Office	SR-A1B, SR-A2	(1.3° lat x 1.9° long)
NCARPCM	National Center for Atmospheric Research (NCAR), USA	COMMIT, SR-A1B, SR-A2, SR-B1	(2.8° lat x 2.8° long)

¹ IPCC Emission scenarios

جدول شماره (۲) خلاصه ای از سناریوهای SRES در سال ۲۱۰۰ (نسبت به دوره مبنای (۱۹۹۰-۱۹۶۱): IPCC, 2007 Error! Reference source not found.:

B2	B1	A2	A1	۱۹۹۰ (مبنا)	سناریو
۱۰/۴	۷	۱۵/۱	۷/۱	۵/۲۵۲	جمعیت (بیلیون نفر)
۶۱۵	۵۳۸	۸۵۷	۵۶۹ - ۹۷۶	۳۵۴	غلظت CO ₂ (ppmv)
۲/۷	۲	۳/۸	۲/۵ - ۴/۵	---	تغییر متوسط دمای میانگین کره زمین (°C)
۳۶	۳۱	۴۲	۳۷ - ۴۹	---	افزایش جهانی سطح آب دریاها (cm)
۲۳۵	۳۲۸	۲۴۳	۵۲۵ - ۵۵۰	۲۱	تولید ناخالص جهانی (۱۰ ^{۱۲} \$)

۲-۳- تولید سناریوهای تغییر اقلیم

با توجه به بزرگ مقیاس بودن سلول های محاسباتی مدل های گردش عمومی جو (جدول شماره ۱) و حذف اغتشاش در شبیه سازی نوسانات اقلیمی معمولاً به جای استفاده مستقیم از داده های سناریوهای اقلیمی در محاسبات تغییر اقلیم، از میانگین دوره های دراز مدت این مدل ها استفاده می شود (Jones et al, 1996, 361). در این روش برای محاسبه سناریوی تغییر اقلیم در هر مدل مقادیر اختلاف برای دما (رابطه ۱) و نسبت برای بارندگی (رابطه ۲) بین متوسط دراز مدت هر ماه در دوره آتی و دوره شبیه سازی شده پایه توسط همان مدل ۱۹۶۱-۱۹۹۰ محاسبه می گردد (Jones et al, 1996, 362, 363):

$$\Delta T_i = (\bar{T}_{GCM, fut, i} - \bar{T}_{GCM, base, i}) \quad (1)$$

$$\Delta P_i = \left(\frac{\bar{P}_{GCM, fut, i}}{\bar{P}_{GCM, base, i}} \right)$$

در روابط فوق ΔT_i به ترتیب بیانگر سناریوی تغییر اقلیم مربوط به دما برای میانگین دراز مدت ۳۰ ساله برای هر ماه (۱ ≤ i ≤ ۱۲)، $\bar{T}_{GCM, fut, i}$ میانگین ۳۰ ساله دمای شبیه سازی شده توسط مدل های گردش عمومی جو در دوره آتی برای هر ماه (در اینجا ۲۰۳۹-۲۰۱۰)، $\bar{T}_{GCM, base, i}$ میانگین ۳۰ ساله دمای شبیه سازی شده توسط مدل های گردش عمومی جو در دوره مشابه با دوره مشاهداتی ۱۹۶۱-۱۹۹۰ برای هر ماه می باشد. برای بارندگی نیز موارد ذکر شده برقرار می باشد.

۲-۴- کوچک مقیاس نمایی

به منظور کوچک مقیاس نمایی مکانی داده های منطقه مورد مطالعه، متغیرهای اقلیمی شبیه سازی شده توسط مدل های گردش عمومی جو از سلولی استخراج می شود که منطقه مورد مطالعه در آن قرار می گیرد. این روش، به روش تناسبی موسوم است و به منظور کوچک مقیاس کردن زمانی داده ها از روش عامل تغییر^۱ استفاده می شود. در این روش برای به دست آوردن سری زمانی سناریوی اقلیمی در آینده، سناریوهای تغییر اقلیم به مقادیر مشاهداتی (۱۹۶۱-۱۹۹۰) افزوده می شود (Wilby and Harris, 2006, 2420):

$$T = T_{obs} + \Delta T \quad (3)$$

^۱) Change factor

$$P = P_{obs} + \Delta P \quad (۴)$$

در رابطه (۳) T_{obs} بیانگر سری زمانی دمای مشاهداتی در دوره پایه (۱۹۹۰-۱۹۶۱)، T سری زمانی حاصل از سناریوی اقلیمی دما در دوره آتی (۲۰۱۰-۲۰۳۹) و ΔT سناریوی تغییر اقلیم کوچک مقیاس شده می‌باشد. در رابطه (۴) برای بارندگی نیز موارد ذکر شده برقرار می‌باشد.

۲-۵- آنالیز عدم قطعیت

عدم قطعیت در معنای لغوی مترادف با واژگان شک و تردید می‌باشد. اما، در مباحث علمی به معنای دامنه ای از تغییرات می‌باشد که می‌توان برای یک پارامتر در نظر گرفت (دلور، ۱۳۸۴؛ ۲۴ و Aditya, 2004, 390). بنابراین، در مطالعات منابع آب و مباحث تغییر اقلیم نتایج نهایی می‌تواند از منابع مختلف عدم قطعیت نظیر عدم قطعیت خروجی های مدل های مدل های گردش عمومی جو، عدم قطعیت روش های کوچک مقیاس کردن، عدم قطعیت سناریوهای انتشار و یا عدم قطعیت مدل های هیدرولوژیکی متأثر شود. برای بیان عدم قطعیت روش های متفاوتی وجود دارد که یکی از آنها تابع چگالی احتمال است. از آن جا که در این تحقیق در نظر است تا تأثیر عدم قطعیت مدل های گردش عمومی جو بر روان آب حوضه مورد مطالعه قرار گیرد. لذا، پس از تعیین محدوده سناریوهای تغییر اقلیم دما و بارندگی ماهانه، هر یک از سناریو ها بر اساس روش میانگین مشاهداتی دما (رابطه ۵) وزن دهی شده اند. این روش، روش میانگین مشاهداتی دما و بارندگی نام دارد که توسط مساح و همکاران (۱۳۸۵) ارائه شده است (آشسته و مساح، ۱۳۸۷، ۵؛ بلوک آذری و همکاران، ۱۳۹۰).

$$R_i = \frac{1}{\sum_{j=1}^N \frac{1}{B_{xj}}} \quad (۵)$$

در این رابطه B_{xi} انحراف میانگین دما یا بارندگی شبیه سازی شده توسط هر یک از مدل های گردش عمومی جو در دوره پایه در ماه x از میانگین داده های مشاهداتی، N تعداد مدل های گردش عمومی جو و R_i وزن داده شده به هر یک از این مدل ها می‌باشد (مساح بوانی، ۱۳۸۵).

پس از محاسبه PDF های ماهانه سناریوهای تغییر اقلیم دما و بارش می‌توان با استفاده از شبیه سازی مونت کارلو و نرم افزار simlab 2.2.1، تعداد نمونه‌های زیاد از هر PDF تولید کرد.

۲-۶- مدل بارش - روان آب

IHACREC یک روش مدلسازی بارش-روان آب در مقیاس حوضه، می‌باشد که با همکاری "مؤسسه هیدرولوژی (IH) در بریتانیای کبیر با مرکز مطالعات منابع و محیط زیست^۱ و دانشگاه ملی استرالیا^۲ (ANU و CRES) در کانبرا، به وجود آمده است. هدف آن، کمک در تشخیص و شناسایی رابطه دینامیک میان بارندگی حوضه و روان آب است (Littewood, et al., 2003; 5). این مدل از دو مدول تشکیل شده است. یک بخش غیر خطی کاهش ۳ که در آن بارش مؤثر، U^k ، برای گام زمانی k ، آن بخشی از بارندگی r^k است

¹ Centre for Resource and Environmental Studies

² Australian National University

³ Non-linear loss module

که سرانجام از حوضه به صورت رواناب، X_k خارج می‌شود. اساس مفهوم سازی نهفته در این بخش از مدل، آن است که میزان تری حوضه، با آخرین بارش روی داده و تبخیر تعرق، تغییر می‌کند. نمایه تری حوضه S_k (که به طور ایده آل میان ۰ و ۱ تغییر می‌کند) در هر گام زمانی بر اساس بارندگی و درجه حرارت اخیر محاسبه می‌شود. بخش دیگر از مدل خطی هیدروگراف^۱ تشکیل می‌شود که بارندگی مؤثر را در هر گام زمانی به هیدروگراف واحد تبدیل می‌کند (Littewood, et al., 2003, 9,10).

این مدل جهت واسنجی و صحت سنجی به سری های زمانی بارش، رواناب و دما نیازمند است. برای این منظور از داده های مشاهداتی دما و بارش و دبی روزانه حوضه شهرچای در دوره پایه استفاده شده است. پس از این مراحل و با توجه به نتایج حاصل از واسنجی و صحت سنجی مدل رواناب روزانه با معرفی سری های زمانی دما و بارش تولید شده برای دوره ۲۰۳۹-۲۰۱۰ به مدل تعداد ۲۰۰۰ سری زمانی رواناب ماهانه تولید می‌گردد.

۲-۷- تجزیه و تحلیل رواناب

برای بررسی رواناب در ایستگاه مورد مطالعه در دوره ۲۰۳۹-۲۰۱۰ و تحت سناریوی A2، متوسط رواناب ماهانه دراز مدت (۳۰ ساله) برای ۲۰۰۰ نمونه در دوره آینده با متوسط رواناب رودخانه در دوره مشاهداتی مقایسه شده است.

۳- نتایج

بررسی عملکرد مدل های AOGCM در شبیه سازی دما و بارندگی حوضه در دوره مشاهداتی

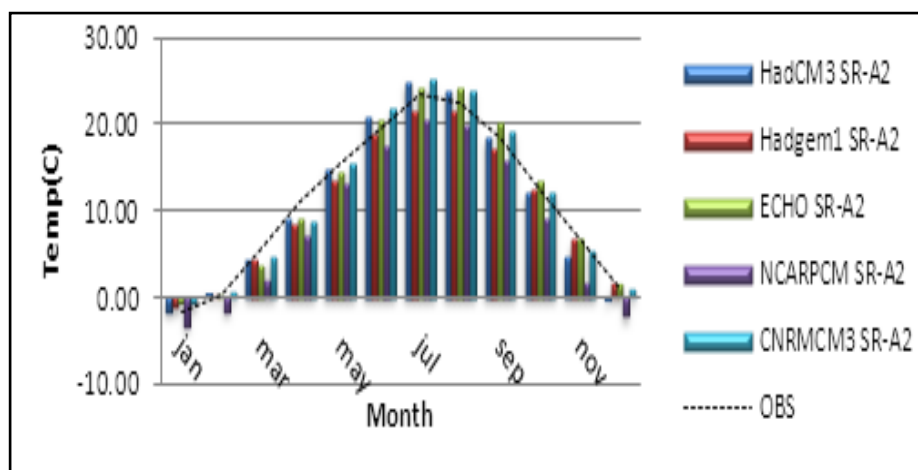
به منظور بررسی وضعیت متغیرهای اقلیمی دما و بارش در حوضه مورد مطالعه در ابتدا لازم بود تا سری زمانی مقادیر دما و بارش برای دوره مشاهداتی ۱۹۹۰-۱۹۶۱ از ایستگاه موجود در منطقه (ایستگاه سینوپتیک ارومیه) استخراج گردد. همچنین برای دستیابی به سری زمانی داده های دما و بارش مدل های گردش عمومی جو در دوره پایه از پایگاه داده های www.cccsn.ec.gc.ca/?page=dd-gcm استفاده شد. در ادامه سری زمانی مقادیر دما و بارندگی ماهانه شبیه سازی شده توسط مدل های گردش عمومی جو در دوره پایه به صورت ماهانه از سلولی که منطقه مورد نظر در آن واقع بود از آدرس فوق استخراج شد. پس از آن میانگین ۳۰ ساله دما و بارش سلول مذکور محاسبه گردید. در نهایت این مقادیر با میانگین ۳۰ ساله دما و بارش در دوره پایه مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج آن در شکل های شماره (۲) و (۳) ارائه شده است. همان طور که ملاحظه می‌شود این مدل ها در تخمین میانگین بلند مدت دما و بارش ماهانه منطقه با یکدیگر تطابق نداشته که خود بیانگر وجود عدم قطعیت در خروجی این مدل هاست که این امر در مطالعات دیگری نیز به اثبات رسیده است برای بررسی عملکرد هر یک از مدل ها از معیارهای عملکرد ضریب هم بستگی^۲، جذر میانگین مربعات خطا^۳ و متوسط خطای مطلق^۴ استفاده شد (جدول شماره (۳)).

^۱) Linear unit hydrograph module

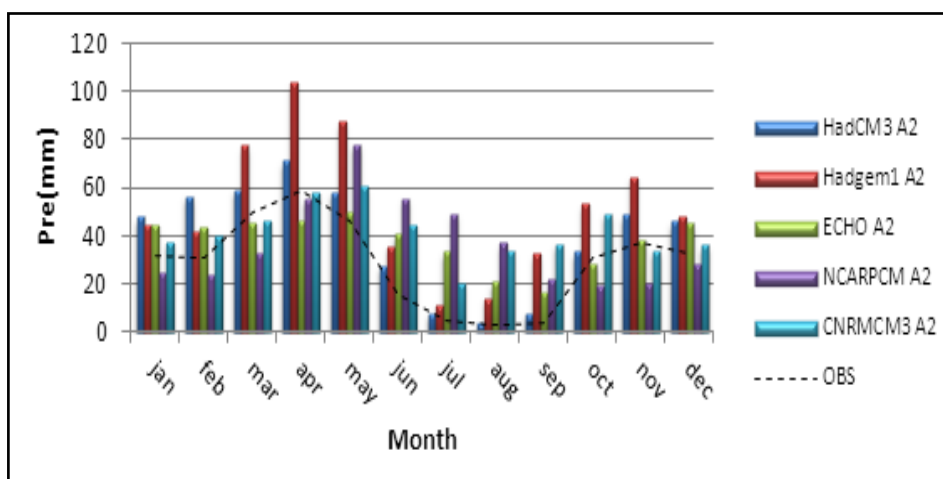
^۲) Correlation Coefficient, ρ

^۳) Root Mean Square Error, RMSE

^۴) Mean Absolute Error, MAE



شکل شماره (۲) میانگین دمای ماهانه مشاهداتی و مدل های AOGCM در دوره پایه



شکل شماره (۳) میانگین بارش ماهانه مشاهداتی و مدل های AOGCM در دوره پایه

جدول شماره (۳) شاخص عملکرد مدل های AOGCM نسبت به داده های دوره مشاهداتی

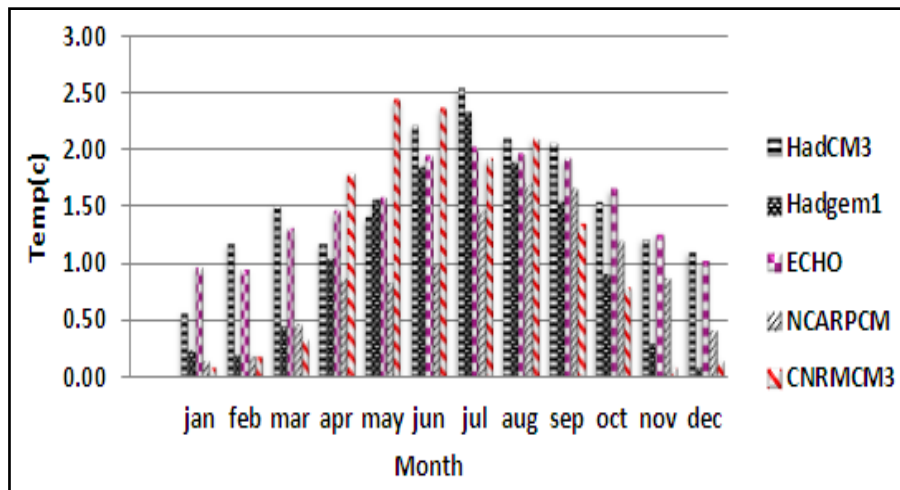
بارندگی			دما			متغیر اقلیمی
MAE	PRMS	R	MAE	PRMS	R	مدل
4.68	163.42	75.1	0.04	1.37	76.1	HadCM3
7.82	238.19	68.6	0.04	1.57	63.7	Hadgem1
4.27	137.66	80.0	0.03	1.47	65.9	ECHO
4.25	131.11	65.7	0.09	2.92	68.4	NCARPCM
5.73	185.41	61.2	0.04	1.41	77.0	CNRMCM3

جدول شماره (۳) عملکرد مدل ها گردش عمومی جو را در شبیه سازی مقادیر دما و بارش ماهانه برای منطقه مورد مطالعه نشان می دهد. در خصوص دما مدل های HadCM3 و CNRMCM3 از عملکرد مناسب تری در شبیه سازی برخوردار بودند و HadGEM1 و NCARPCM از کم ترین میزان همبستگی بین داده های مشاهداتی و شبیه سازی شده میانگین دمای ماهانه برخوردار می باشند. در مورد بارش مدل

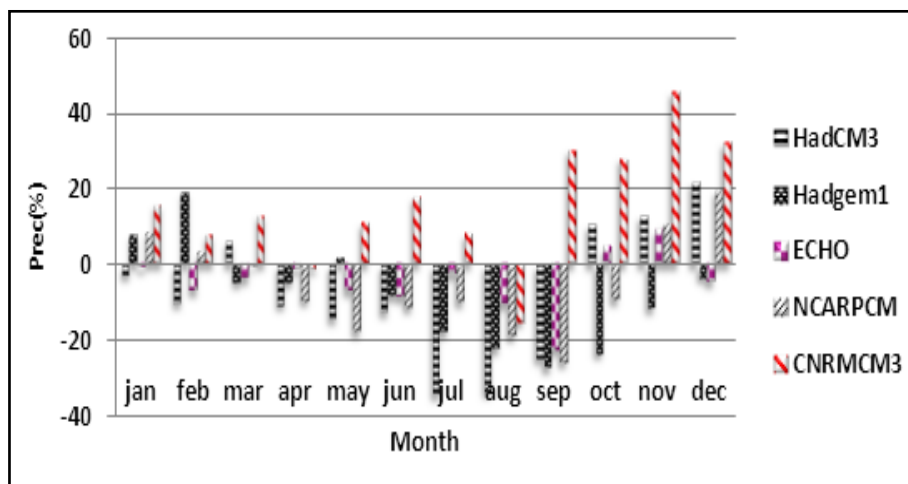
ECHO و HadCM3 از توانایی بیش از ۷۵ درصد در شبیه سازی بارش ماهانه برخوردارند و مدل های HadGEM1 و NCARPCM، CNRMCM3 همبستگی بین ۶۰ تا ۷۰ درصد در شبیه سازی بارش ماهانه دارا می باشند. بنابراین، با توجه به اصل عدم قطعیت و در نظر گرفتن مقادیر همبستگی دما و بارش شبیه سازی شده توسط مدل های مذکور و داده های مشاهداتی علیرغم همبستگی پائین در مجموع می توان از مدل های فوق الذکر در پیش بینی مقادیر دما و بارش منطقه مطالعاتی در دوره های آتی استفاده کرد.

محاسبه سناریوهای تغییر اقلیم دما و بارندگی مدل های AOGCM دوره آتی

ابتدا سری زمانی دما و بارش ۵ مدل گردش عمومی جو (جدول ۱) تحت سناریوی A2 از پایگاه اطلاعاتی ذکر شده برای دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ برای منطقه مورد مطالعه به صورت ماهانه استخراج و کوچک مقیاس شدند. سپس متوسط بلند مدت دما و بارش شبیه سازی شده برای دوره آتی محاسبه شده و با استفاده از مقادیر میانگین بلند مدت دما و بارش تهیه شده برای هر یک از مدل ها در دوره پایه با استفاده از روابط (۱ و ۲) سناریوهای تغییر اقلیم دما و بارش منطقه تهیه و در شکل های شماره (۴) و (۵) ارایه شده است.



شکل شماره (۴) سناریوهای تغییر اقلیم دمای ماهانه حاصل از مدل های AOGCM در دوره آتی

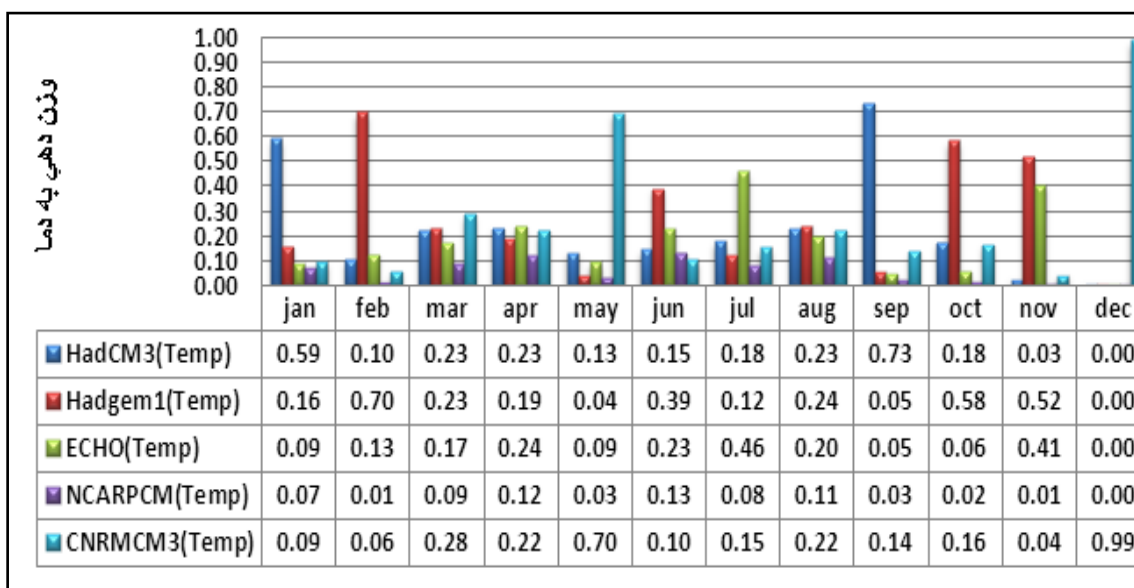


شکل شماره (۵) سناریوهای تغییر اقلیم بارش ماهانه حاصل از مدل های AOGCM در دوره آتی

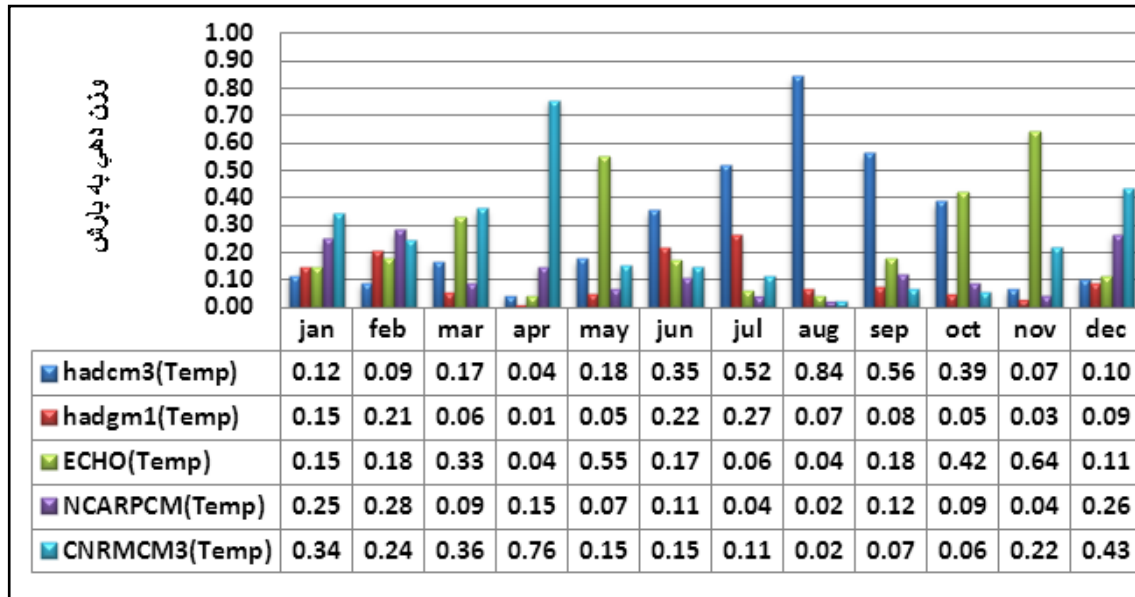
همان طور که در شکل شماره (۴) ملاحظه می شود، انتظار می رود دمای حوضه بین ۰/۱ تا ۲/۵۴ درجه سانتی گراد در دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ نسبت به دوره پایه افزایش یابد. بر اساس نتایج حاصل مدل HadCM3 بیشترین افزایش دما را در اکثر ماه های سال نسبت به دوره پایه در مقایسه با سایر مدل ها نشان داده است و مدل NCARPCM نسبت به سایر مدل ها افزایش دمای کم تری را برای منطقه مورد مطالعه به همراه داشته است. در مجموع تمامی مدل ها افزایش دما را طی سال های آتی در منطقه مورد مطالعه نشان داده اند. اما، بر خلاف سناریوی تغییر اقلیم دما، سناریوی تغییر اقلیم بارش برای مدل های مذکور از الگوی منظمی تبعیت نکرده و برخی مدل ها افزایش و بعضی دیگر کاهش در میزان بارش ماهانه را نشان داده اند. به طوری که بیشترین میزان کاهش بارش در نتایج حاصل از مدل HadCM3 و بیشترین میزان در افزایش بارش را مدل ECHO در دوره شبیه سازی نشان داده اند. لازم به توضیح است مدل ECHO در دوره پایه از همبستگی نسبتاً مناسبی با مشاهداتی نشان می دهد. اما، در دوره پیش بینی برای اکثر ماه های سال افزایش بارش را در بر داشته است. همچنین با توجه به شکل شماره (۵) می توان دریافت که وجه مشترک تمامی مدل ها افزایش بارندگی در فصل پاییز و کاهش بارش در فصل های بهار و تابستان می باشد.

۳-۱. تحلیل عدم قطعیت

بعد از تعیین محدوده های سناریوهای تغییر اقلیم دما و بارندگی ماهانه، لازم است هر یک از سناریوها بر اساس میانگین مشاهداتی دما و بارندگی رابطه (۵) وزن دهی شده و PDF های ماهانه این متغیرها محاسبه شود. شکل های (۶ و ۷).



شکل شماره (۶) وزن دهی به مدل های AOGCM برای متغیر دما



شکل شماره (۷) وزن دهی به مدل های AOGCM برای متغیر بارش

پس از مشخص شدن PDF های سناریوهای تغییر اقلیم، با استفاده از روش مونت کارلو به تعداد مناسب (۲۰۰۰ عدد) سناریوی تغییر اقلیم دما و بارندگی از هر PDF انتخاب شد. سپس با استفاده از روابط (۳) و (۴) ۲۰۰۰ سری زمانی دما و بارش برای حوضه محاسبه شده است. سپس میانگین تغییرات دما و بارش حوضه محاسبه و نتایج آن در جدول شماره (۴) ارائه شده است.

جدول شماره (۴) تغییرات دما و بارش با توجه به عدم قطعیت مدل های AOGCM و وزن دهی انجام شده

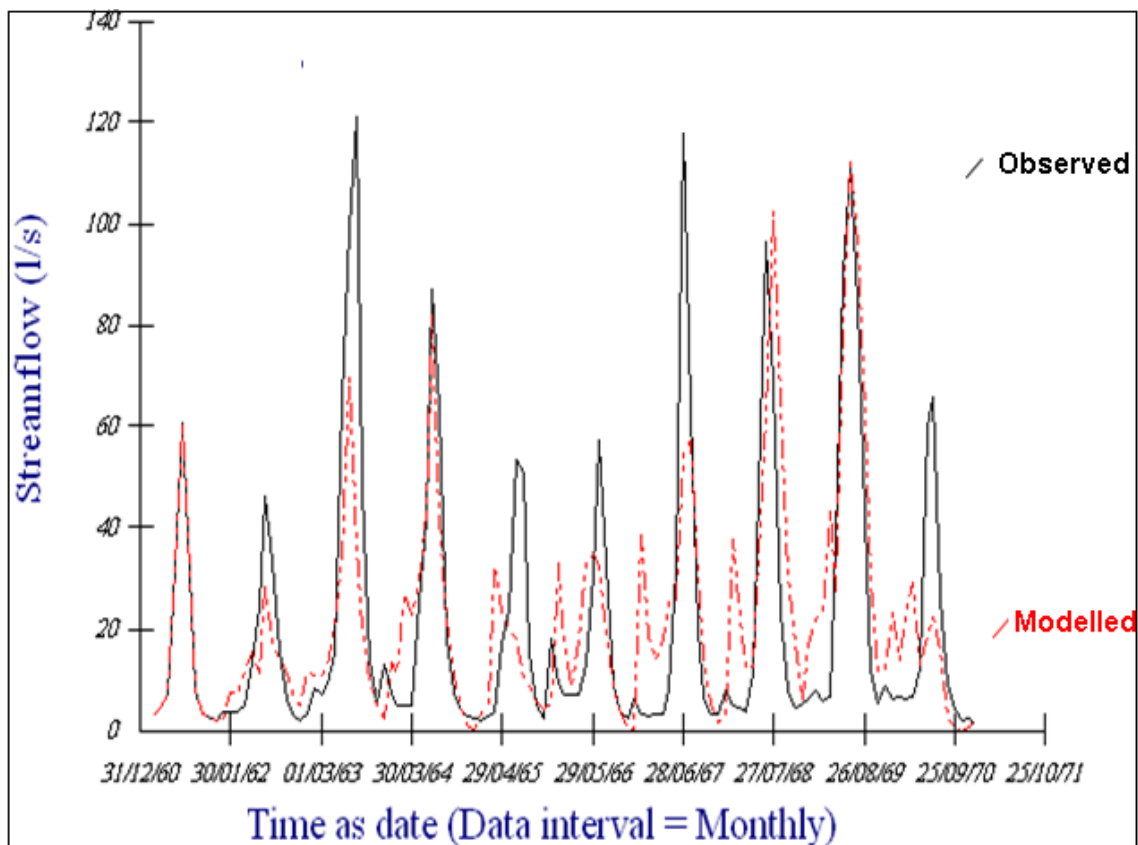
متغیر	ماه	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
دما (درجه سانتی گراد)		0.47	0.40	0.81	1.32	2.15	1.88	2.09	1.98	1.93	1.07	0.71	0.16
بارش %		8.1	5.1	4.2	-2.8	-6.1	-6.5	-22.2	-30.7	-21.7	5.4	17.0	20.8

همان طور که ملاحظه می شود بیشترین افزایش دمای ماهانه برای دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ با اعمال عدم قطعیت، معادل ۲/۱۵ درجه سانتی گراد برای ماه می و کم ترین آن به میزان ۰/۱۶ درجه سانتی گراد در ماه دسامبر می باشد. همچنین تغییرات فصلی دما نشان می دهد بیشترین افزایش دما در فصل های تابستان و بهار و کم ترین در ماه های زمستان و پاییز رخ خواهد داد. در خصوص بارش نتایج به دست آمده افزایش در بارش فصل های پاییز و زمستان و کاهش بارش در فصل های تابستان و بهار را نشان می دهند. نتایج حاصل

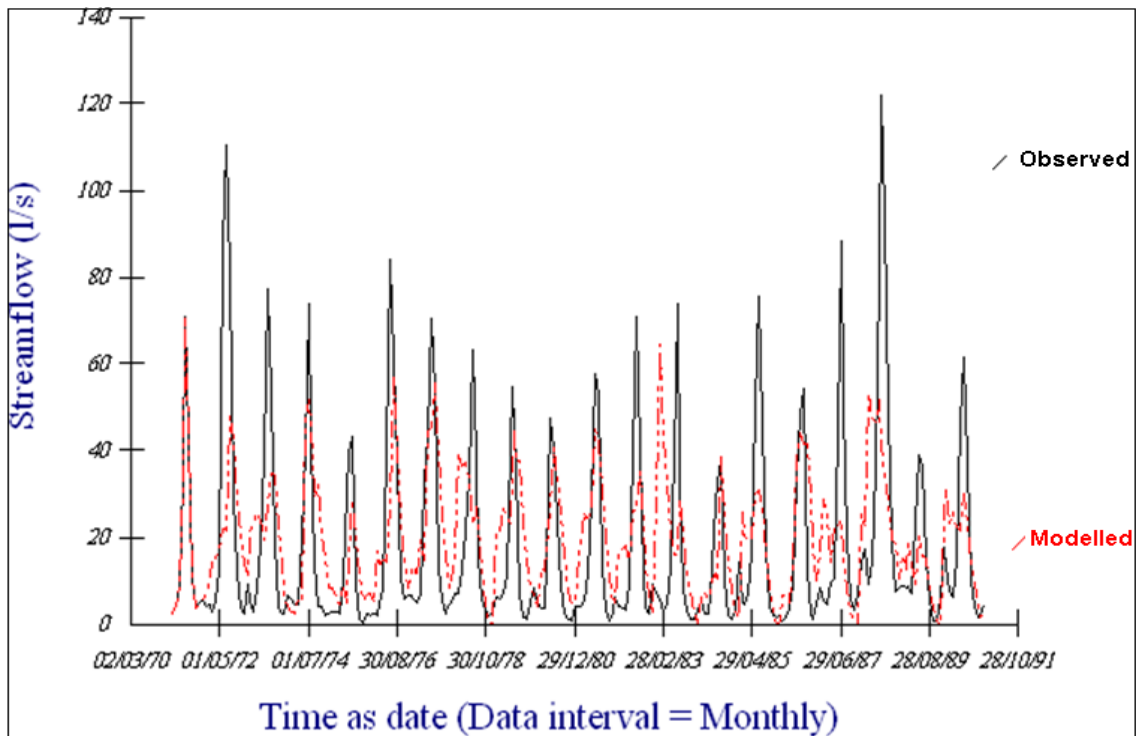
از محاسبه سناریوهای تغییر اقلیم برای بارش را در منطقه مورد مطالعه، مورد تأیید قرار می دهد. شایان ذکر است بیشترین بارش پیش بینی شده برای ماه دسامبر و کم ترین در ماه آگوست پیش بینی شده است.

۳-۲. شبیه سازی بارش - رواناب

به منظور واسنجی و صحت یابی مدل، از آمار ماهانه دما و بارش متوسط حوضه و دبی ماهانه ایستگاه بند ارومیه در دوره ۱۹۶۱-۱۹۹۰ استفاده شده است. در این دوره سال های مختلف برای واسنجی مدل مورد آزمون قرار گرفت. نتایج شکل شماره (۸) نشان داد که دوره ۱۹۶۱-۱۹۷۰ (اول ژانویه ۱۹۶۱ تا اول دسامبر ۱۹۷۰) با ضریب همبستگی بیش از ۷۵ درصد و معیار خطای ۱۶/۳ بهترین عملکرد را داشته است. پس از واسنجی مدل دوره ۱۹۷۱-۱۹۹۰ (اول ژانویه ۱۹۷۱ تا اول دسامبر ۱۹۹۰) برای صحت یابی استفاده گردید. نتایج (شکل شماره ۹) نشان از عملکرد قابل قبول مدل در شبیه سازی رواناب دارد.



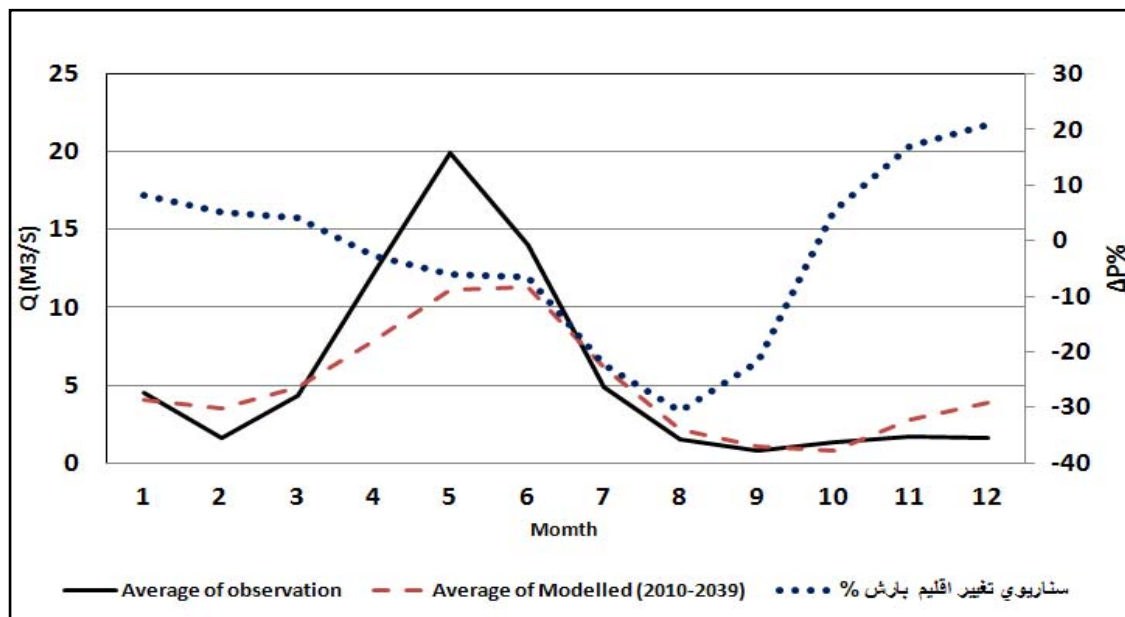
شکل شماره (۸) دوره واسنجی مدل (۱۹۶۱-۱۹۷۰)



شکل شماره (۹) دوره صحت یابی (۱۹۷۱-۱۹۹۰)

۳-۳. بررسی رواناب حوضه در دوره آتی

پس از واسنجی مدل تعداد ۲۰۰۰ سری رواناب ماهانه حوضه برای دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ برای نمونه های دما و بارش در مرحله قبل شبیه سازی گردید. سپس متوسط رواناب ماهانه دراز مدت (۳۰ ساله) برای ۲۰۰۰ نمونه در دوره آتی با متوسط رواناب ماهانه دوره مشاهداتی مقایسه شد که نتایج آن در شکل شماره (۱۰) ارائه شده است.



شکل شماره (۱۰) میانگین دراز مدت ماهانه رواناب دوره مشاهداتی و دوره تغییرات اقلیمی

همان طور که در شکل مشاهده می‌گردد روند تغییرات میانگین دبی در دوره آتی از روند تغییرات بارش به دست آمده از خروجی های مدل های گردش عمومی جو تبعیت می‌کند. به طوری که در ماه هایی که روند تغییرات بارش افزایشی است میانگین دبی شبیه سازی شده نیز از سیر صعودی برخوردار می‌باشد. با مقایسه میانگین دبی ماهانه در دوره پایه به میزان $5/7$ (M3/s) با میانگین دبی شبیه سازی برای دوره آتی به میزان $5/1$ (M3/s) می‌توان نتیجه گرفت که با توجه به روند افزایش دما در دوره آتی و همچنین کوهستانی بودن منطقه و مسأله رواناب حاصل از ذوب برف میانگین دبی دوره شبیه سازی شده برای دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ نسبت به دوره پایه از اختلاف زیادی برخوردار نخواهد بود. همچنین مقایسه روند تغییرات بارش ماهانه در ماه های فصل تابستان با دبی شبیه سازی شده دوره آتی نشان می‌دهد که مدل در پیش بینی دبی در ماه های فصل تابستان چندان موفق عمل نکرده است.

نتیجه گیری

در این بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر رژیم رواناب ماهانه حوضه پایاب شهرچای ارومیه در دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ با در نظر گرفتن عدم قطعیت های مربوط به مدل های مختلف گردش عمومی جو تحت سناریوی A2 مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. بررسی سناریوهای تغییر اقلیم دما و بارندگی به دست آمده از مدل های گردش عمومی جو نشان داد که دمای حوضه در دوره آتی بین $0/1$ تا $2/53$ درجه سانتی گراد نسبت به دوره پایه افزایش خواهد داشت و نوسانات بارش بین $34-$ تا 46 درصد خواهد بود. با توجه به عدم قطعیت در سناریوهای تغییر اقلیم حاصل از مدل ها، توزیع احتمالی ماهانه دما و بارش برای دوره آتی به وسیله وزن دهی مدل های مذکور و با استفاده از روش میانگین مشاهداتی دما و بارش تولید گردید و با استفاده از روش مونت کارلو ۲۰۰۰ نمونه از (PDF) های ماهانه دما و بارش برای منطقه به دست آمد. با معرفی سری دما و بارش تولید شده به مدل IHACRES، سری رواناب ماهانه برای حوضه در دوره آتی شبیه سازی گردید. نتایج مقایسه دبی شبیه سازی شده با دبی مشاهداتی در دوره پایه نشان می‌دهد در ماه های فصل پاییز و زمستان با توجه به افزایشی بودن مقدار بارش دبی شبیه سازی شده برای دوره آتی نسبت به دوره پایه افزایشی است. و این تغییرات در فصل بهار با توجه به سناریوهای تغییر اقلیم بارش، دارای روند کاهشی است. لازم است با توجه به شرایط اقلیمی منطقه مورد مطالعه و نقش ذوب برف در تشکیل دبی پایه، این مهم در نتایج حاصل از شبیه سازی بخصوص در فصل ذوب مورد توجه قرار گیرد، همچنین با توجه به این که زهاب های کشاورزی، برداشت ها و چشمه های فصلی و دائمی در میزان دبی رودخانه ها مؤثر خواهند بود لازم است به منظور حصول نتیجه دقیق تر سهم بارش در آبدهی رودخانه مشخص و به منظور پیش بینی رواناب با توجه به تغییرات دما و بارش در دوره های آتی مورد ارزیابی قرار گیرد.

منابع

- ۱- آشفته، پریسا و علیرضا مساح بوانی (۱۳۸۷)، تأثیر عدم قطعیت تغییر اقلیم بر شدت سیلاب در دوره های آتی مطالعه موردی حوضه آیدوغموش، آذربایجان شرقی، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تبریز.
- ۲- آشفته، پریسا و علیرضا مساح بوانی (۱۳۸۹)، تأثیر تغییر اقلیم بر دبی های حداکثر مطالعه موردی، حوضه آیدوغموش، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، شماره پنجاه و سوم، صص ۲۵-۳۹.
- ۳- بلوک آذری، سارا، علیرضا مساح بوانی، مریم سادات میرصانع و سونیا زبردست (۱۳۹۰)، پهنه بندی تغییرات نیاز آبی گیاهان زراعی در دوره های آتی تحت تأثیر تغییر اقلیم با در نظر گرفتن عدم قطعیت مدل های اقلیمی (دشت هشتگرد). اولین همایش ملی مباحث نوین در کشاورزی. دانشگاه آزاد اسلامی واحد ساوه-آبان ۱۳۹۰
- ۴- دلاور، مجید (۱۳۸۴)، تحلیل و ارائه مدل نوسانات تراز آب دریاچه ارومیه و آنالیز ریسک مناطق ساحلی، پایانامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس ۱-۱۰۶.
- ۵- کمال، علیرضا و علیرضا مساح بوانی (۱۳۸۹)، تأثیر تغییر و نوسانات اقلیمی بر رواناب حوضه با دخالت عدم قطعیت دو مدل هیدرولوژی، مجله آب و خاک، جلد بیست و چهارم، ۹۲۰-۹۳۱.
- ۶- مساح بوانی، علیرضا (۱۳۸۵)، ارزیابی ریسک تغییر اقلیم و تأثیر آن بر منابع آب، مطالعه موردی حوضه زاینده رود اصفهان، گزارش نهایی رساله دکتری، پژوهشکده مهندسی آب دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- 7- Aditya T., (2004), *Probabilistic Methods For Uncertainty_ Risk And Reliability Analysis, Statistical Methods In Hydrology_ PP.: 390-394.*
- 8- Elmahdi, A., Shahkarami, N., Morid, S and. Massah Bavani , A.R (2009). *Assessing the impact of AOGCMs uncertainty on the risk of agricultural water demand caused by climate change , 18th World IMACS / MODSIM Congress, Cairns, Australia 13-17 July 2009, 3921-3927, <http://mssanz.org.au/modsim09>*
- 9- IPCC, (1999), *General guidelines on the use of scenario data for climate impact and adaptation assessment, Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Assessment (TGICA).*
- 10- IPCC ,(2000), *SPECIAL REPORT:EMISSIONS SCENARIOS, A Special Report of IPCC Working Group III, Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change.*
- 11- IPCC, (2007), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Edited by M. Parry et al., Cambridge University Press, UK.*
- 12- Ghosh, S. and Mujumdar, P.P (2008), *Statistical downscaling of GCM simulations to stream flow using relevance vector machine, Advances in Water Resources 31: PP.: 132-146.*
- 13- Giorgi, F. and Mearns, L.O (2003), *Probability of regional climate change calculated using the reliability ensemble averaging (REA) method, Geophysic. Res. Lett., 30(12), 1629, doi:10.1029/2003GL017130.*
- 14- Jones, P.D. and Hulme, M (1996), *Calculating regional climatic times series for temperature and precipitation: methods and illustrations. International journal of climatology, 16: PP.: 361-377.*
- 15- Littewood, I.G., Down, K., Parker, J,R. and Post, D,A (2003), *IHACRES userguid. V 1.O3.*
- 16- Minville, M., Brissette, F. and Leconte, R (2008), *Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed, Journal of Hydrology, vol 358, n1-2, 2008, PP.: 70-83.*

- 17- New, M. and Hulme, M (2000), **Representing uncertainty in climate, change scenarios: A Mont Carlo approach**, 1,203_213,doi:10.1023/A:1019144202120.
- 18- Teng, J., Vaze, J., Chiew, F.H.S., Wangand, B. and Perraud, J.M (2012), **Estimating the Relative Uncertainties Sourced from GCMs and Hydrological Models in Modeling Climate Change Impact on Runoff**, *Journal of Hydrometeorology*, February 2012, Vol. 13, No. 1 : PP.: 122-139.
- 19- Tebaldi, C., Mearns, L. O., Nychka, D. and Smith, R. L (2003), **Regional probabilities of precipitation change: A Bayesian analysis of multimodel simulations**, *Geophysical research letters*, Vol.31, L24213, doi:10.1029/2004GL021276, 2004
- 20- Wilby, R.L. and Harris, I (2006), **A frame woke for assessing uncertainties in climate change impact. Low flow scenarios for the River Thames, UK**, *Water resources research*, Vol.42, W02419, 10 PP.
- 21- Xu, C.Y (1999), **From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches**. *Progress in Physical Geography* 23,2 (1999) PP.: 229-249.

