

## بررسی عدم قطعیت اثر تغییر اقلیم بر جریان‌های حدی زاینده‌رود با استفاده از روش میانگین‌گیری بیزی

علی‌نژاد<sup>۱</sup>، علیرضا گوهری<sup>۱\*</sup>، سعید اسلامیان<sup>۱</sup> و زهرا صابری<sup>۲</sup>

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۲/۱۷؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۴/۱۸)

### چکیده

ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر چرخه هیدرولوژی با عدم قطعیت همراه است. این مطالعه، به ارزیابی عدم قطعیت در برآورد اثر تغییر اقلیم بر جریان ورودی به سد زاینده‌رود برای دوره آتی ۲۰۲۰-۲۰۴۹ پرداخته است. بدین منظور، خروجی ۲۲ مدل GCM تحت سناریوهای انتشار RCP۲/۶، RCP۴/۵ و RCP۸/۵ استخراج شده و به منظور کاهش عدم قطعیت بین خروجی‌های مدل‌های GCM، از روش میانگین‌گیری بیزی برای وزندهی به خروجی‌های مدل‌های منتخب با توجه به عملکرد آنها در دوره پایه استفاده شد. نتایج نشان داد مدل‌های مختلف GCM توانایی‌های متفاوتی در برآورد متغیرهای اقلیمی و هیدرولوژی منطقه‌ای داشته و استفاده از تحلیل عدم قطعیت در مطالعات تغییر اقلیم ضروری است. نتایج این مطالعه نشان داد پارامتر درجه حرارت ماهانه در بالادست سد زاینده‌رود، به اندازه ۰/۸۵ تا ۱ درجه سانتی‌گراد و بارش سالانه نیز دو تا سه درصد افزایش خواهند یافت. دبی جریان‌های حداکثر طی ماه‌های فصل زمستان افزایش چشمگیری تحت تأثیر تغییر اقلیم خواهد داشت، درحالی که کاهش در دبی جریان‌های کم در فصول بهار و پاییز نسبت به دوره پایه پیش‌بینی شده است. در نتیجه کاهش یک تا هشت درصد جریان ورودی به سد در مقیاس سالانه لزوم بازنگری در نحوه بهره‌برداری از سد زاینده‌رود را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، عدم قطعیت، میانگین‌گیری بیزی، سد زاینده‌رود

۱. گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

۲. گروه آمار، دانشکده علوم ریاضی، دانشگاه صنعتی اصفهان

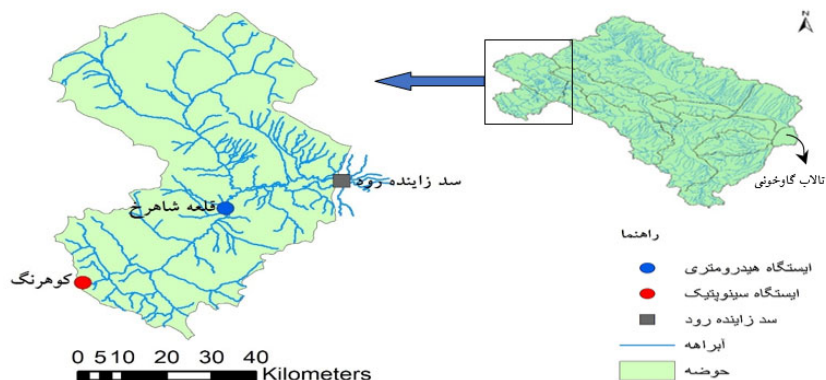
\*: مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: ar.gohari@ iut.ac.ir

## مقدمه

گرمایش جهانی به‌عنوان مهم‌ترین نمود تغییر اقلیم در قرن حاضر مورد توجه قرار گرفته است. متوسط دمای کره زمین طی ۲۰ قرن گذشته در حدود ۰/۶ درجه سانتی‌گراد افزایش یافته است (۱۳). افزایش متوسط دمای کره زمین منجر به بالا رفتن مقادیر تبخیر و تعرق شده و اتمسفر را قادر می‌سازد تا مقادیر بیشتری از بخار آب را جابه‌جا کند. در نتیجه گرمایش زمین، چرخه هیدرولوژی تسریع شده و منابع آب جهانی دوباره توزیع می‌شود که این امر موجب تغییر در سایر متغیرهای اقلیمی نیز می‌شود. چالش‌هایی که به‌واسطه وقایع شدید مرتبط با تغییر اقلیم در حوضه آبریز اتفاق می‌افتد، متنوع و گوناگون است. یکی از مهم‌ترین آثار این وقایع، کمبود آب و خشک شدن رودخانه است. هم‌اکنون این پدیده در تعدادی از رودخانه‌های مهم جهان قابل مشاهده است. از این‌رو افرادی که در پایین‌دست سرشاخه‌های این رودخانه‌ها زندگی می‌کنند، با کمبود شدید آب در تمام یا بخشی از سال مواجه هستند. در سال‌های اخیر این پدیده در تعدادی از رودخانه‌های ایران از جمله رودخانه زاینده‌رود مشهود بوده است. با توجه به اهمیت تأثیرات تغییر اقلیم بر جنبه‌های مختلف هواشناسی و هیدرولوژی کره زمین، تلاش‌های زیادی برای شناسایی و کمی کردن این اثرات صورت گرفته است. در حال حاضر مدل‌های گردش عمومی جو (Global Climate Models, GCMs)، معتبرترین ابزار برای کمی کردن اثر تغییر اقلیم بر متغیرهای هواشناسی هستند. منابع مختلف عدم قطعیت در پیش‌بینی‌های اقلیمی وجود دارد که مدل‌های GCM به‌عنوان یکی از مهم‌ترین منابع عدم قطعیت در مطالعات تغییر اقلیم به‌شمار می‌روند (۱۱). عده‌ای از پژوهشگران برای برآورد پارامترهای اقلیمی در آینده، اقدام به استفاده از تک‌مدل GCM کرده‌اند که این خود باعث بروز عدم قطعیت‌های فراوان در پیش‌بینی تغییر اقلیم می‌شود (۳، ۴ و ۱۲). استفاده از نتایج یک مدل GCM به‌صورت جداگانه، تخمین چندان مناسبی از وضعیت متغیرهای اقلیمی در دوره‌های آتی نخواهد داد (۱۰). ناهماهنگی در نتایج مدل‌های

GCM و افزایش اهمیت در برآورد عدم قطعیت در پیش‌بینی‌ها، ما را به سمت فراهم کردن شرایطی که بتوان ضمن کاهش عدم قطعیت، سطح اطمینان پیش‌بینی‌ها را افزایش داد، سوق می‌دهد. در دسته‌ای دیگر از مطالعات، از مجموعه چندگانه مدل‌های اقلیمی استفاده می‌شود که در حقیقت روشی برای در نظر گرفتن عدم قطعیت‌های مربوط به مدل‌های اقلیمی است. فرج‌زاده و همکاران، به بررسی تغییرات بارش و دما برای افق زمانی ۲۰۵۰ با استفاده از ۱۵ مدل GCM و چند سناریوی انتشار گازهای گلخانه‌ای در حوضه آبریز کرخه پرداختند. آنها برای تحلیل عدم قطعیت، از روش خوشه‌بندی سلسله مراتبی استفاده کردند و ۳۵ سری آبدی را به پنج خوشه گروه‌بندی و از هر خوشه یک نماینده انتخاب کردند (۸). زارعیان و همکاران، به منظور بررسی اثرات تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق و تعادل آن با منابع آب حوضه زاینده‌رود، اقدام به میانگین‌گیری وزنی از ۱۵ مدل GCM کرده و الگوهای محتمل تغییر اقلیم را تعریف کردند. سپس تأثیر تغییر اقلیم روی دما و تبخیر و تعرق در ایستگاه اصفهان و بارندگی ایستگاه چلگرد واقع در بالادست سد زاینده‌رود را مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که دمای سالانه شرق حوضه بین ۰/۶۳ تا ۱/۱۳ درجه سانتی‌گراد افزایش، بارندگی غرب حوضه بین ۶/۵ تا ۳۰ درصد کاهش و تبخیر و تعرق پتانسیل در حوضه بین ۳/۱ تا ۴/۸ درصد افزایش پیدا می‌کند (۲۰). گوهری و همکاران، به بررسی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب حوضه آبریز زاینده‌رود با استفاده از الگوی وزن‌دهی احتمالی مدل‌های چندگانه به‌منظور کاهش عدم قطعیت پرداختند. بررسی اثرات تغییر اقلیم طی دوره مطالعاتی (۲۰۴۴-۲۰۱۵)، حاکی از افزایش ۱/۱ تا ۱/۵ درجه سانتی‌گراد دمای متوسط ماهانه و کاهش ۱۱ تا ۳۱ درصدی بارندگی سالانه در حوضه آبریز زاینده‌رود بود که منجر به کاهش طول دوره رشد گیاه و افزایش نیاز آبی گیاه می‌شود (۱۰).

احمد علیپور و همکاران به بررسی اثرات تغییر اقلیم در حوضه آبریز کلمبیا در کشور آمریکا با استفاده از روش میانگین‌گیری بیزی (Bayesian Model Averaging, BMA) روی خروجی‌های ۱۰ مدل GCM مختلف تحت سناریوهای



شکل ۱. نقشه حوضه آبریز بالادست سد زاینده‌رود و موقعیت قرارگیری ایستگاه‌های منتخب

تصمیم‌گیران، تدوین قوانین تخصیص آب در دوره زمانی بلندمدت را تسهیل کند.

### مواد و روش‌ها

#### منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد بررسی زیرحوضه بالادست سد زاینده‌رود است که با مساحت ۴۲۶۲ کیلومترمربع در منطقه‌ای با مختصات  $۵۴^{\circ} ۴۹'$  تا  $۴۵^{\circ} ۵۰'$  طول شرقی و  $۱۸^{\circ} ۳۲'$  تا  $۱۲^{\circ} ۳۳'$  عرض شمالی قرار گرفته است. توزیع مکانی بارش در حوضه آبریز زاینده‌رود غیرهمگن بوده به طوری که از ۱۴۰۰ میلی‌متر در غرب حوضه تا ۱۰۰ میلی‌متر در غرب حوضه متغیر است. بنابراین، زیرحوضه بالادست سد زاینده‌رود نقش مهمی در تأمین منابع آب پایین‌دست حوضه ایفا می‌کند. از آنجا که بخش اعظم آب ورودی به دریاچه سد زاینده‌رود از شاخه اصلی رودخانه زاینده‌رود (زیرحوضه قلعه شاهرخ) تأمین می‌شود، در این پژوهش اثرات تغییر اقلیم بر دبی این شاخه اصلی رودخانه بررسی شد. آمار و اطلاعات هواشناسی لازم در این پژوهش از ایستگاه سینوپتیک کوه‌رنگ با طول جغرافیایی  $۵۰^{\circ} ۷'$  عرض جغرافیایی  $۲۷^{\circ} ۳۲'$  و ارتفاع ۲۳۷۲ متر از سطح دریا تهیه شد. همچنین اطلاعات هیدرولوژی لازم از ایستگاه هیدرومتری قلعه شاهرخ با طول جغرافیایی  $۲۷^{\circ} ۵۰'$  عرض جغرافیایی  $۳۹^{\circ} ۳۳'$  و ارتفاع ۲۰۸۱ متر از سطح دریا مورد استفاده قرار گرفت. شکل (۱) محل قرارگیری ایستگاه‌های مورد استفاده در حوضه آبریز

انتشار RCP۸/۵ و RCP۲/۶ پرداختند. آنها نشان دادند که روش BMA عملکرد قابل قبولی در برآورد متغیرهای اقلیمی در دوره پایه داشته و نتایج حاکی از افزایش بارش و دما برای هر ۱۰ زیرحوضه کلمبیا در دوره آتی است (۱). مددگار و مرادخانی، از روش ترکیبی بیزی - کوپلا (Cop-BMA) برای توابع چگالی احتمال (Probability Density Functions, PDFs) رواناب به‌دست‌آمده از مدل‌های هیدرولوژی بارش - رواناب در ۱۰ حوضه آبریز با رژیم‌های اقلیمی مختلف واقع در جنوب شرقی آمریکا استفاده کردند و نتیجه گرفتند که این روش از توانایی بالایی در پیش‌بینی رواناب و کاهش عدم قطعیت برخوردار است (۱۵).

مدیریت بحران آب در مناطق خشک و نیمه‌خشک از جمله حوضه آبریز زاینده‌رود که اتکای زیادی به سدها و ذخیره‌سازی آب‌های سطحی دارند، از اهمیت بسزایی برخوردار است. برآورد صحیح حجم آب ورودی به سد مخزنی زاینده‌رود، نقش اساسی در مدیریت منابع آب و تخصیص آب به بخش‌های مختلف مصرف در افق زمانی بلندمدت دارد. از آنجایی که بیشتر پیش‌بینی‌ها با منابع مختلف عدم قطعیت همراه است، بنابراین تحلیل عدم قطعیت در تخمین حجم آب ورودی به سد الزامی به نظر می‌رسد. این مطالعه ضمن بررسی عدم قطعیت در پیش‌بینی‌های اقلیمی و هیدرولوژی، به ارائه یک الگوی احتمالی به‌منظور تحلیل و کاهش این عدم قطعیت‌ها می‌پردازد تا ضمن ارزیابی صحیح‌تر امکان تأمین آب در شرایط مختلف برای

جدول ۱. مدل‌های گردش عمومی منتخب تحت پنجمین گزارش IPCC

شماره	مدل	دقت تفکیک (درجه)	شماره	مدل	دقت تفکیک (درجه)
۱	BCC-CSM1.1	۲/۸۱۵°×۲/۸۱۵°	۱۲	GFDL-ESM2G	۲/۵°×۲/۰°
۲	BCC-CSM1.1(m)	۱/۱۲۵°×۱/۱۲۵°	۱۳	GFDL-ESM2M	۲/۵°×۲/۰°
۳	BNU-ESM	۲/۸۱۵°×۲/۸۱۵°	۱۴	GISS-E2-H	۲/۵°×۲/۰°
۴	CCSM4	۱/۲۵°×۰/۹۴°	۱۵	GISS-E2-R	۲/۵°×۲/۰°
۵	CESM1-CAM5	۱/۲۵°×۰/۹۴°	۱۶	HadGEM2-AO	۱/۱۲۵°×۱/۸۷۵°
۶	CNRM-CM5	۱/۴°×۱/۴°	۱۷	HadGEM2-ES	۱/۱۲۵°×۱/۸۷۵°
۷	CanESM2	۲/۸°×۲/۸°	۱۸	IPSL-CM5A-MR	۲/۵°×۱/۲۵°
۸	EC-EARTH	۱/۱۲۵°×۱/۱۲۵°	۱۹	MIROC5	۱/۴°×۱/۴°
۹	FGOALS-g2	۲/۸۱۵°×۳/۰°	۲۰	MIROC-ESM	۲/۸۱۵°×۲/۸۱۵°
۱۰	FIO-ESM	۲/۸°×۲/۸°	۲۱	MIROC-ESM-CHEM	۲/۸۱۵°×۲/۸۱۵°
۱۱	GFDL-CM3	۲/۵°×۲/۰°	۲۲	MRI-CGCM3	۱/۱۲۵°×۱/۱۲۵°

بالادست سد زاینده‌رود را نشان می‌دهد.

محاسبه شود:

$$\Delta P = P_{\text{future}} / P_{\text{base}} \quad (۱)$$

$$\Delta T = T_{\text{future}} - T_{\text{base}} \quad (۲)$$

در روابط فوق، پارامترهای  $T_{\text{base}}$  و  $T_{\text{future}}$  مقادیر دما به ترتیب مربوط به دوره آبی و پایه (که برای دمای بیشینه و کمینه به صورت جداگانه محاسبه می‌شوند)، پارامترهای  $P_{\text{base}}$  و  $P_{\text{future}}$  به ترتیب مقادیر بارش برای دوره آبی و پایه هستند.

#### ریز مقیاس‌نمایی

یکی از محدودیت‌های اصلی استفاده از خروجی‌های مدل‌های GCM در مطالعات ارزیابی تأثیر تغییر اقلیم در سطوح منطقه‌ای، بزرگ‌مقیاس بودن آنها نسبت به منطقه مورد مطالعه است (۱۰). با استفاده از تکنیک ریزمقیاس‌نمایی می‌توان خروجی مدل‌های GCM را به متغیرهای سطحی در مقیاس حوضه مورد مطالعه تبدیل کرد. یکی از این تکنیک‌ها استفاده از مولدهای تصادفی آب‌وهوایی است. مولدهای تصادفی آب‌وهوا در حقیقت مدل‌های احتمالاتی هستند که داده‌های تاریخی آب‌وهوایی روزانه در یک منطقه خاص را تحلیل کرده و در نهایت سری

در این مطالعه برای بررسی تأثیر تغییر اقلیم برآورد ورودی به سد زاینده‌رود، از خروجی‌های ۲۲ مدل GCM تحت پنجمین گزارش IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) منطبق با منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. مشخصات مدل‌های GCM مورد استفاده در جدول (۱) ارائه شده است. خروجی‌های مدل‌های GCM تحت سناریوهای انتشار RCP۲/۶، RCP۴/۵ و RCP۸/۵ استخراج شد. دوره پایه مورد مطالعه سال‌های ۱۹۹۰-۲۰۰۵ و سال‌های ۲۰۲۰-۲۰۴۹ به عنوان دوره مورد مطالعه آینده نزدیک انتخاب شده است.

به منظور بررسی اثرات تغییر اقلیم در دوره آبی، نیاز به توسعه سناریوهای تغییر اقلیم است. برای تولید سناریوهای تغییر اقلیم می‌بایست نسبت تغییرات درازمدت بارش ماهانه دوره آبی نسبت به دوره پایه و تغییرات مطلق میانگین درازمدت دمای کمینه و بیشینه ماهانه دوره آبی نسبت به دوره پایه از خروجی مدل‌های GCM محاسبه شود (۲). برای هر مدل GCM می‌بایست مقادیر اختلاف برای متغیر دما ( $\Delta T$ ) و مقادیر نسبت برای بارندگی ( $\Delta P$ ) را طبق معادله‌های (۱) و (۲)

پیش‌بینی حاصل از مدل  $M_i$  در طول دوره تاریخی  $Y$  است. به بیان دیگر،  $P(y|M_i, Y)$  تابع چگالی احتمال به‌دست‌آمده برای متغیر اقلیمی  $y$  با استفاده از مدل  $M_i$  است.  $P(M_i|Y)$  بیانگر میزان درست‌نمایی پیش‌بینی مدل  $M_i$  برای داده‌های مشاهداتی در طول دوره تاریخی  $Y$  است که در اصل بیانگر عملکرد مدل  $M_i$  برای پیش‌بینی متغیر اقلیمی موردنظر در طول دوره تاریخی است. بنابراین داریم:

$$\sum_{i=1}^k P(M_i|Y) = 1 \quad (4)$$

از آنجایی که احتمال حاصل از پیش‌بینی مدل‌های مختلف همگرا به یک است، بنابراین  $P(M_i|Y)$  توصیف‌کننده وزن مدل  $M_i$  است؛ از این‌رو، روش BMA را می‌توان به‌عنوان میانگین‌گیری وزنی PDFهای خروجی از هر مدل نیز بیان کرد. درحالی‌که معادله (۳) شکل کلی پیش‌بینی به‌دست‌آمده از روش BMA است، اما می‌توان گفت که پیش‌بینی حاصل از هر مدل  $M_i$  نسبت به زمان تغییر خواهد کرد، بنابراین  $y$  و  $M_i$  به ترتیب با  $y^t$  و  $M_i^t$  جایگزین می‌شود. بنابراین می‌توان معادله (۳) را به‌صورت زیر بازنویسی کرد:

$$P(y^t|M_1^t, M_2^t, \dots, M_k^t, Y^t) = \sum_{i=1}^k w_i P(y^t|M_i^t, Y) \quad (5)$$

از آنجایی که  $w$  از عملکرد مدل در پیش‌بینی متغیر اقلیمی موردنظر در طول دوره پایه به‌دست آمده است، بنابراین برای هر مدل مقدار آن ثابت خواهد ماند. هنگام استفاده از روش BMA، لازم است پیش‌بینی حاصل از مدل  $M_i$  تصحیح اریب شود. بدین‌منظور لازم است روش‌های مختلف تصحیح اریب مانند رگرسیون خطی، قبل از اعمال روش BMA، به‌کار برده شود و پیش‌بینی تصحیح شده ( $f_i^t$ ) با پیش‌بینی اولیه حاصل از مدل ( $M_i^t$ ) جایگزین شود (۱۷). بدین‌منظور مدل رگرسیون خطی زیر را در نظر می‌گیریم:

$$f_i^t = a_i + b_i M_i^t \quad (6)$$

در این رابطه،  $f_i^t$  پیش‌بینی پس از تصحیح اریب و  $a_i$  و  $b_i$  ضرایب رگرسیون خطی مدل است. به‌دست آوردن توزیع پسین در رابطه (۵) مشکل اصلی در مدل‌سازی قطعی متغیرهای

زمانی متغیرهای آب‌وهوایی با ویژگی‌های آماری مشابه با داده‌های تاریخی را تولید می‌کنند (۲). یکی از معروف‌ترین این مولدها، مولد آب‌وهوایی LARS-WG است (۱۶). این مولد به‌طور گسترده برای تولید مقادیر بارش، تابش و دمای روزانه در یک ایستگاه، تحت شرایط تغییر اقلیم مورد استفاده قرار گرفته است (۹، ۱۸، ۱۹ و ۲۰). به این صورت که مدل LARS-WG با دریافت فایل داده‌های دماهای بیشینه و کمینه و بارش مشاهداتی دوره پایه و در مقیاس روزانه و در نتیجه مقادیر  $\Delta P$  و  $\Delta T$  به‌دست‌آمده از روابط (۱ و ۲)، اقدام به تولید سری زمانی داده‌های هواشناسی براساس سناریوی تغییر اقلیم برای دوره آتی (۲۰۴۹-۲۰۲۰) می‌کند.

### شبیه‌سازی بارش - رواناب

در این مطالعه برای شبیه‌سازی بارش - رواناب از مدل مفهومی IHACRES استفاده شده است (۱۴). اساس این روش از یک مدول غیرخطی کاهش (برای تبدیل بارش به بارندگی مؤثر) و مدول خطی هیدروگراف (برای تبدیل بارندگی مؤثر به رواناب) تشکیل می‌شود (۷ و ۱۴). در مدل هیدرولوژی IHACRES، دوره ۱۰ ساله (۱ ژانویه ۲۰۰۴ تا ۳۱ دسامبر ۲۰۱۳) برای واسنجی و دوره سه ساله (۱ ژانویه ۲۰۱۴ تا ۳۱ دسامبر ۲۰۱۶) برای صحت‌سنجی در نظر گرفته شد.

### روش میانگین‌گیری بیزی (Bayesian Model Averaging, BMA)

روش میانگین‌گیری بیزی، شیوه‌ای برای ترکیب پیش‌بینی‌های به‌دست‌آمده از مدل‌های گوناگون است که یک تابع چگالی احتمال (PDF) جدید برای پیش‌بینی متغیر اقلیمی مورد نظر در دوره آتی ایجاد می‌کند. براساس این روش، تابع چگالی احتمال متغیر اقلیمی  $y$ ، حاصل از  $k$  مدل مستقل  $M_1, M_2, \dots, M_k$  با استفاده از داده‌های مشاهداتی در طول دوره تاریخی  $Y$ ، توسط قانون کلی احتمال به‌صورت زیر بیان می‌شود (۱۷):

$$P(y|M_1, M_2, \dots, M_k, Y) = \sum_{i=1}^k P(M_i|Y)P(y|M_i, Y) \quad (3)$$

در معادله (۳)،  $P(y|M_i, Y)$ ، توزیع پسین متغیر اقلیمی  $y$  توسط

$$\sigma_{i,Iter}^2 = \frac{1}{k} \sum_{t=1}^T \frac{\sum_{i=1}^k (y^t - f_i^t)^2}{T} \quad (10)$$

سپس با پیشروی الگوریتم EM، مقادیر  $w_i$  و  $\sigma^2$  به صورت مجموعه روابط (۱۱) به روزرسانی می‌شوند:

$$w_{i,Iter} = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T z_{i,Iter}^t$$

$$\sigma_{i,Iter}^2 = \frac{\sum_{t=1}^T z_{i,Iter}^t (y^t - f_i^t)^2}{\sum_{t=1}^T z_{i,Iter}^t} \quad (11)$$

$$z_{i,Iter}^t = \frac{w_{i,Iter-1} \cdot g(y^t | f_i^t, \sigma_{i,Iter-1}^2)}{\sum_{i=1}^k w_{i,Iter-1} \cdot g(y^t | f_i^t, \sigma_{i,Iter-1}^2)}$$

$$l(\theta_{Iter}) = \log \left( \sum_{i=1}^k w_{i,Iter} \cdot \sum_{t=1}^T g(y^t | f_i^t, \sigma_{i,Iter}^2) \right)$$

در روابط بالا  $T$ ، طول دوره تاریخی و  $Z$  متغیر مجهول است.

تخمین رواناب ورودی به سد زاینده‌رود تحت تأثیر تغییر اقلیم با منابع مختلف عدم قطعیت همراه است. در این پژوهش از روش میانگین‌گیری بیزی به منظور کاهش عدم قطعیت در تخمین‌آورد ورودی به سد برای مدیریت صحیح منابع آب استفاده شده است.

## نتایج

شکل (۲) ارزیابی کارایی مدل هیدرولوژی را طی مراحل واسنجی و صحت‌سنجی نشان می‌دهد. طبق این شکل، مدل IHACRES توانایی قابل‌قبولی در برآورد مقادیر جریان متوسط و کم داشته اما مقادیر دبی ماکزیمم را تا حدودی کمتر از مقادیر واقعی برآورد می‌کند. به‌طور کلی نتایج حاصل از عملکرد مدل IHACRES نشان می‌دهد که ضریب تبیین ( $R^2$ ) در مرحله واسنجی ۰/۶۷۹ و در مرحله صحت‌سنجی ۰/۷۹۴ بوده است. از آنجایی‌که در مناطق خشک و نیمه‌خشک، مقادیر جریان کم و متوسط از اهمیت بالاتری در برآورد ورودی به سد زاینده‌رود برخوردار است، بنابراین مدل واسنجی‌شده دارای دقت قابل‌قبولی در برآورد جریان ورودی به سد زاینده‌رود است.

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، مدل‌های GCM از منابع مهم عدم قطعیت هستند که توانایی‌های متفاوتی در شبیه‌سازی

هیدرولوژی است، تا جایی‌که دستیابی به پیش‌بینی درست اساساً با تخمین مدل به‌دست نمی‌آید. به‌منظور تخمین پیش‌بینی احتمالی، در عمل مرسوم است که توزیع پسین را برابر توزیع گوسین با میانگین  $f_i^t$  و واریانس  $\sigma^2$  فرض می‌کنیم. در این صورت داریم:

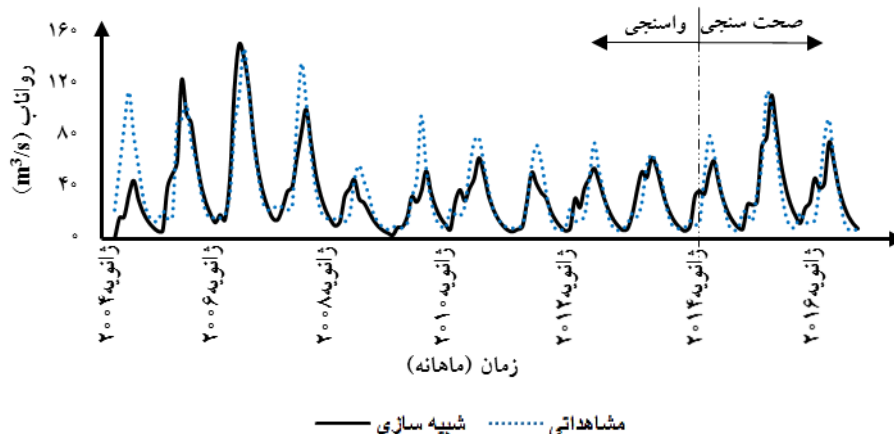
$$P(y^t | f_i^t, Y) \sim g(y^t | f_i^t, \sigma^2) \quad (7)$$

که واریانس  $\sigma^2$ ، عدم قطعیت مدل  $\lambda$ ام را نسبت به میانگین منعکس می‌کند. با وجود اطمینان محاسباتی بالا در استفاده از توزیع گوسین، فرض گوسین برای انواع مختلف متغیرهای اقلیمی معتبر نیست. برای متغیرهایی که از توزیع گوسین پیروی نمی‌کنند استفاده از تبدیل توانی برای نگاشت متغیرها از فضای اصلی خود به فضای گوسین، لازم است. باکس و کاکس، تبدیل باکس - کاکس را به صورت فرم کلی از تبدیل توانی پیشنهاد دادند (۵). تبدیل باکس - کاکس برای داده‌های مشاهداتی و پیش‌بینی غیراریب هر مدل به کار برده می‌شود. واریانس  $\sigma^2$  و وزن  $w_i$  برای هر مدل پیش‌بینی توسط تابع درست‌نمایی لگاریتمی تخمین زده می‌شوند. با تشکیل بردار پارامتری  $\theta = \{w_i, \sigma_i^2, i=1, 2, \dots, k\}$ ، تابع درست‌نمایی لگاریتمی  $\theta$  به صورت زیر تخمین زده می‌شود:

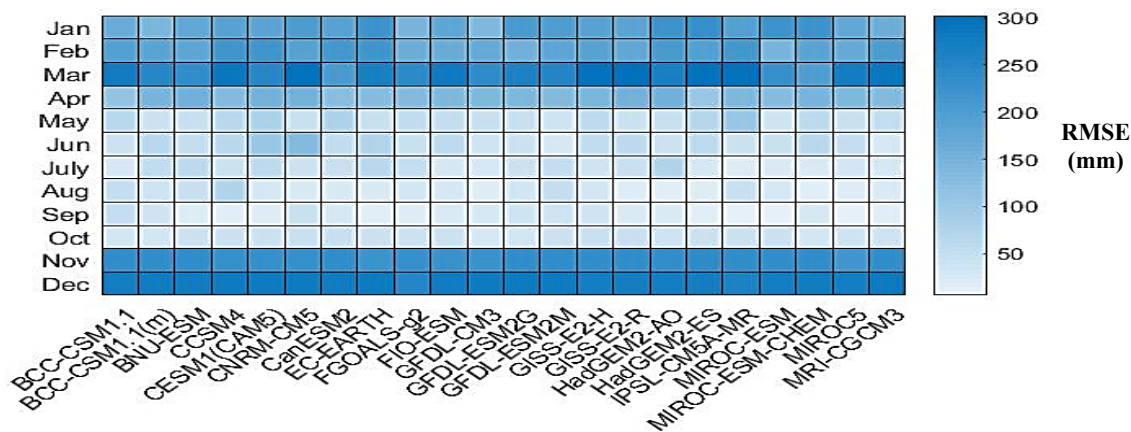
$$l(\theta) = \log \left( \sum_{i=1}^k w_i p(y | f_i, Y) \right) \quad (8)$$

به‌دلیل پیچیده بودن حل تحلیلی برای بیشینه‌سازی تابع درست‌نمایی لگاریتمی، رفتی، روش الگوریتم بیشینه‌سازی امید ریاضی (Expectation-Maximization, EM) را پیشنهاد داد (۱۷). الگوریتم EM، یک الگوریتم تکرار با استفاده از ترکیب بهینه‌سازی به‌منظور بروزرسانی مقادیر وزن‌ها و واریانس‌های توابع پسین است و تا جایی ادامه می‌یابد که معیار خاتمه بهینه‌سازی  $(|l(\theta_{Iter}) - l(\theta_{Iter-1})| < \epsilon)$  حاصل شود. در تکرار اول ( $Iter = 1$ )، وزن و واریانس اولیه به صورت روابط زیر در نظر گرفته می‌شود:

$$w_{i,Iter} = \frac{1}{k} \quad (9)$$



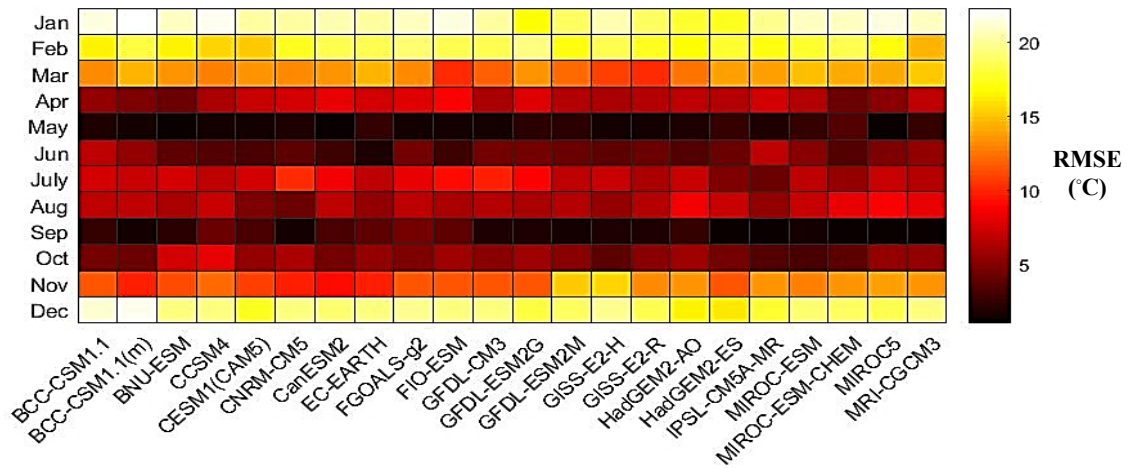
شکل ۲. رواناب ماهانه مشاهداتی و شبیه‌سازی شده مدل IHACRES در دوره‌های واسنجی و صحت‌سنجی



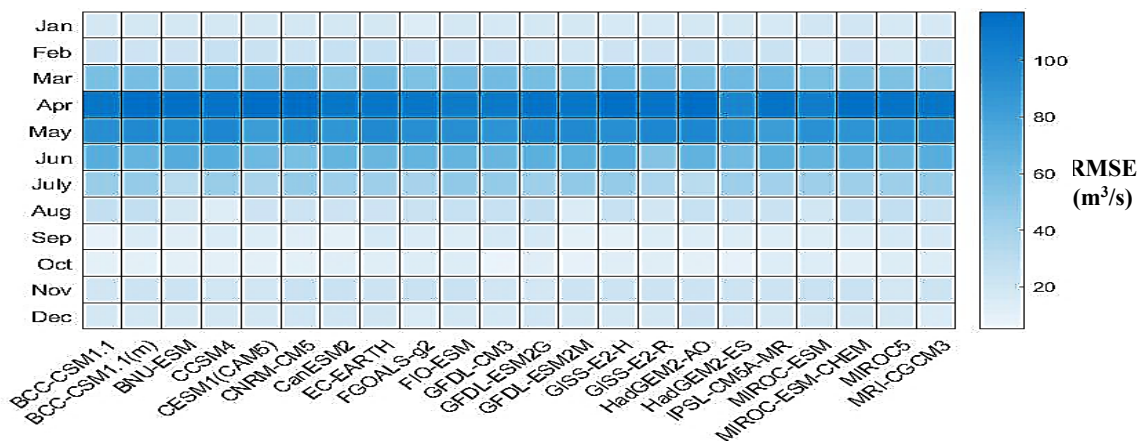
شکل ۳. نقشه حرارتی مقادیر RMSE مدل‌های GCM در پیش‌بینی متغیر بارش در دوره پایه

متغیرهای اقلیمی طی دوره‌های گذشته دارند. در شکل‌های (۳) تا (۵) از پارامتر آماری جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) به‌منظور بررسی و مقایسه توانایی ۲۲ مدل GCM منتخب به‌ترتیب برای شبیه‌سازی متغیرهای بارش، دما و رواناب در دوره پایه (۲۰۰۵-۱۹۹۰) استفاده شده است. همان‌طورکه در شکل (۳) مشاهده می‌شود، بیشتر مدل‌ها برای ماه‌های فصل‌های زمستان و پاییز RMSE بالایی در تخمین بارش در منطقه مورد مطالعه داشته اما مدل‌هایی مانند FGOALS-g2، CanESM2 و MIROC5 عملکرد بهتری نسبت به سایر مدل‌ها در این فصل‌ها دارند. درحالی‌که بیشتر مدل‌ها برای فصل‌های بهار و تابستان RMSE پایینی در تخمین دما دارند اما برای فصل‌های زمستان و پاییز خطای بیشتری مشاهده شد (شکل ۴). مدل‌هایی مانند CESM(CAM5) و HadGEM2-AO عملکرد بهتری در برآورد دما در مقایسه با سایر مدل‌ها در فصل‌های سرد سال داشتند. در نتیجه مطابق شکل (۵)، بیشتر مدل‌ها برای ماه‌های مارس، آوریل و مه از RMSE بالایی برای تخمین رواناب در دوره پایه برخوردار بود ولی مدل‌های HadGEM2-ES، GISS-E2-R و FGOALS-g2 خطای کمتری نسبت به بقیه داشتند. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که حذف برخی مدل‌ها و استفاده از تعداد محدودی از آنها نمی‌تواند تخمین قابل‌اعتمادی از آینده ارائه دهد. به‌همین منظور، در این مطالعه از روش میانگین‌گیری بیزی (BMA) برای حفظ تمام مدل‌ها و کاهش عدم‌قطعیت ناشی از کاربرد همه آنها استفاده شده است. روش میانگین‌گیری بیزی شیوه‌ای برای میانگین‌گیری وزنی بین PDFهای مدل‌های GCM

متغیرهای اقلیمی طی دوره‌های گذشته دارند. در شکل‌های (۳) تا (۵) از پارامتر آماری جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) به‌منظور بررسی و مقایسه توانایی ۲۲ مدل GCM منتخب به‌ترتیب برای شبیه‌سازی متغیرهای بارش، دما و رواناب در دوره پایه (۲۰۰۵-۱۹۹۰) استفاده شده است. همان‌طورکه در شکل (۳) مشاهده می‌شود، بیشتر مدل‌ها برای ماه‌های فصل‌های زمستان و پاییز RMSE بالایی در تخمین بارش در منطقه مورد مطالعه داشته اما مدل‌هایی مانند FGOALS-g2، CanESM2 و MIROC5 عملکرد بهتری نسبت به سایر مدل‌ها در این فصل‌ها دارند. درحالی‌که بیشتر مدل‌ها برای فصل‌های بهار و تابستان RMSE پایینی در تخمین دما دارند اما برای فصل‌های زمستان و پاییز خطای بیشتری مشاهده شد (شکل ۴). مدل‌هایی مانند



شکل ۴. نقشه حرارتی مقادیر RMSE مدل‌های GCM در پیش‌بینی متغیر دما در دوره پایه



شکل ۵. نقشه حرارتی مقادیر RMSE مدل‌های GCM در پیش‌بینی متغیر رواناب در دوره پایه

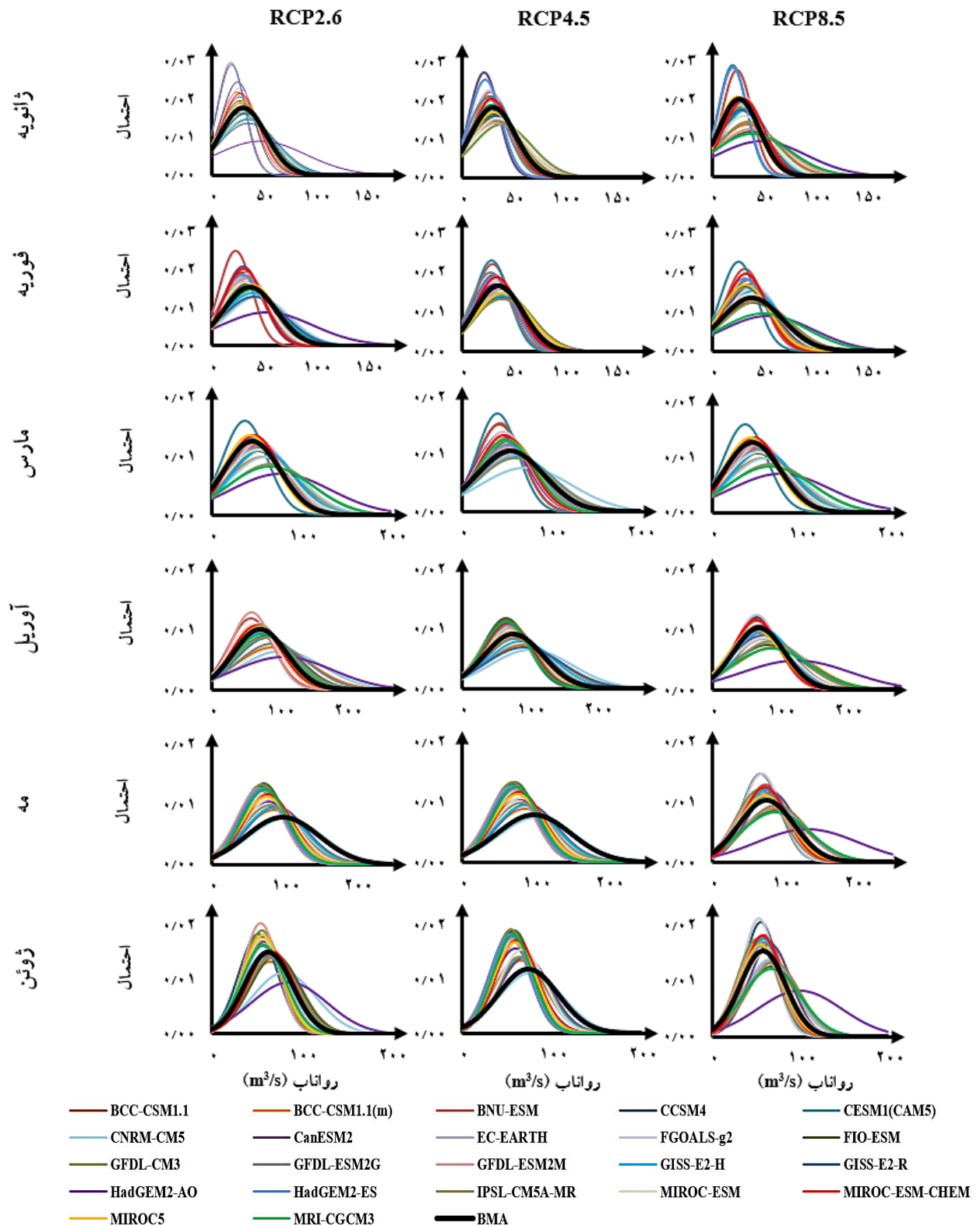
شده است. مطابق این شکل، دبی حداکثر برای ماه‌های فصل زمستان به‌ویژه ژانویه و فوریه، تحت هر سه سناریو نسبت به دوره پایه افزایش چشمگیری خواهد یافت. در ماه‌های مارس تا مه و در نتیجه اکتبر و نوامبر، کاهش دبی جریان‌های کم و در نتیجه کاهش در مقدار جریان تحت تمامی سناریوهای انتشار نسبت به دوره پایه پیش‌بینی شده است. برای سایر ماه‌های سال نیز، نمودارهای FDC دوره آبی روندی مشابه با دوره پایه از خود نشان داده است.

جدول (۲) میانگین تغییرات دمای متوسط، بارش و رواناب ماهانه را در دوره آبی نسبت به دوره پایه تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم نشان می‌دهد. بیشترین افزایش بارش در

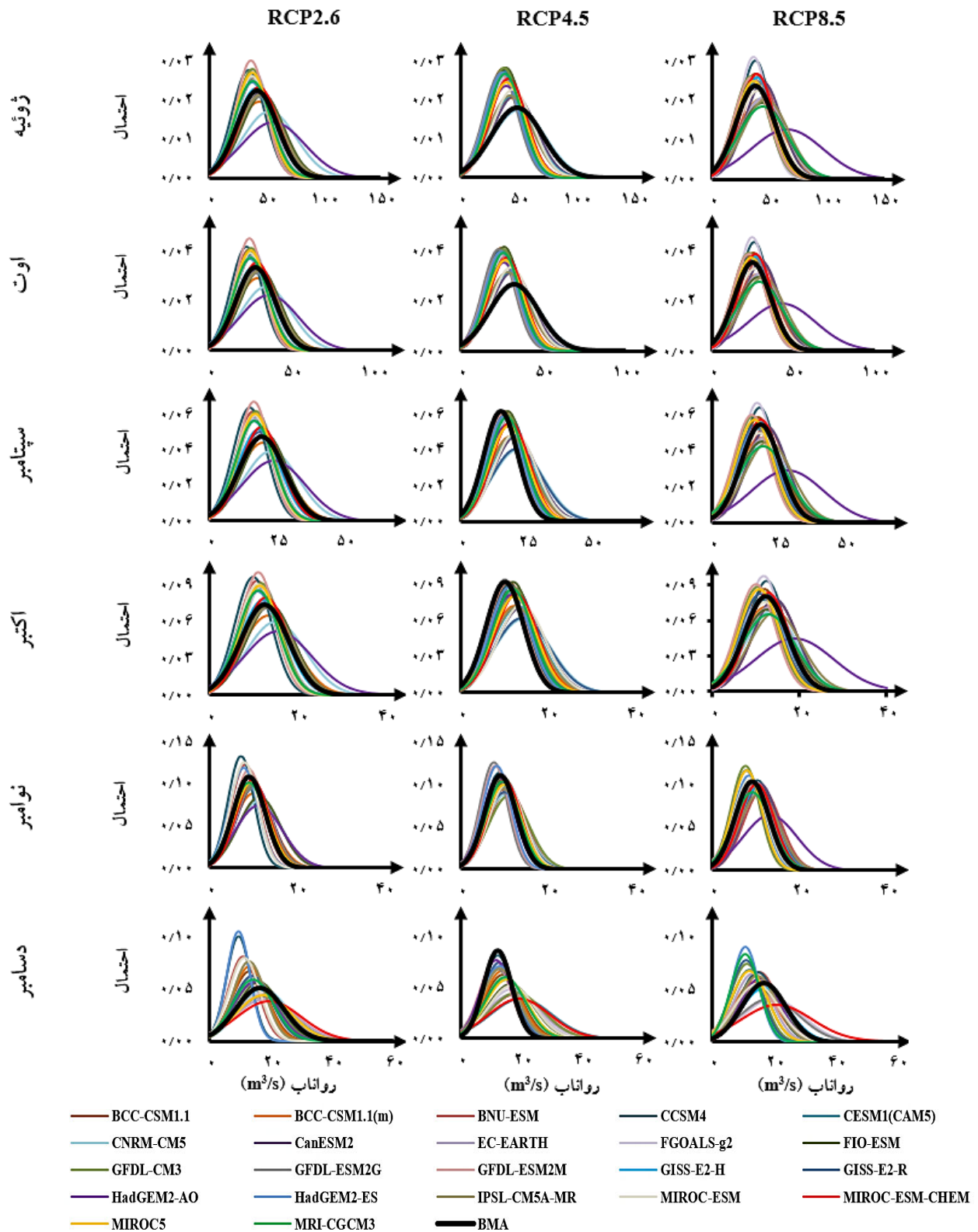
مختلف و تبدیل آنها به یک PDF معادل است. شکل‌های (۶) و (۷)، منحنی‌های PDF حاصل از روش BMA به همراه PDFهای مدل‌های GCM گوناگون را برای رواناب ماهانه تحت سناریوهای مختلف در دوره آبی نشان می‌دهد. اما در این مطالعه، به‌منظور تحلیل آسان‌تر تغییرات رواناب ورودی به سد زاینده‌رود در دوره آبی نسبت به دوره پایه از منحنی‌های تداوم - جریان استفاده شد.

منحنی‌های تداوم - جریان (Flow-Duration Curve, FDC) مربوط به رواناب مشاهداتی (در دوره پایه) و رواناب حاصل از BMA (در دوره آبی) تحت سناریوهای مختلف گازهای گلخانه‌ای برای ماه‌های مختلف سال در شکل (۸) نشان داده

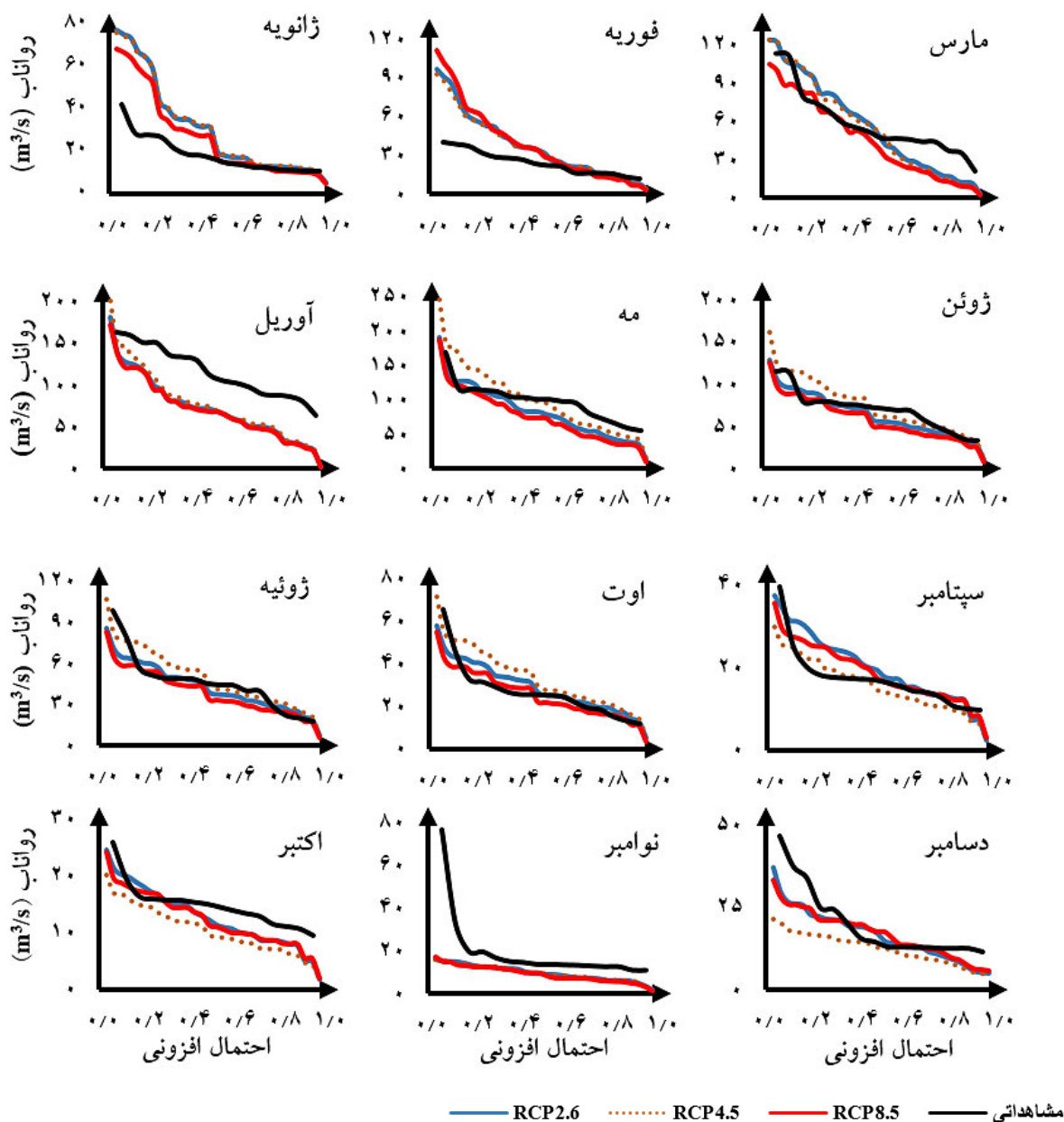




شکل ۶. منحنی‌های چگالی احتمال مدل‌های GCM مختلف به همراه PDF حاصل از روش BMA در فصول زمستان و بهار برای دوره آینده نزدیک (۲۰۲۰-۲۰۴۹)



شکل ۷. منحنی‌های چگالی احتمالی مدل‌های GCM مختلف به همراه PDF حاصل از روش BMA در فصول تابستان و پاییز برای دوره آینده نزدیک (۲۰۲۰-۲۰۴۹)



شکل ۸. منحنی‌های تداوم جریان رواناب مشاهداتی ماهانه دوره پایه و سناریوهای مختلف تغییر اقلیم در دوره آبی

سانتی‌گراد تخمین زده شده است. در نتیجه بیشترین افزایش دما در طول سال در ماه سپتامبر برابر ۱ و ۱/۳ درجه سانتی‌گراد تحت سناریوهای RCP۴/۵ و RCP۸/۵ رخ خواهد داد. نتایج حاکی از افزایش دما طی ماه‌های زمستان و بهار (از ژانویه تا می) بوده است که کمترین آنها برابر ۰/۷ در ماه آوریل تحت سناریو RCP۲/۶ بوده است.

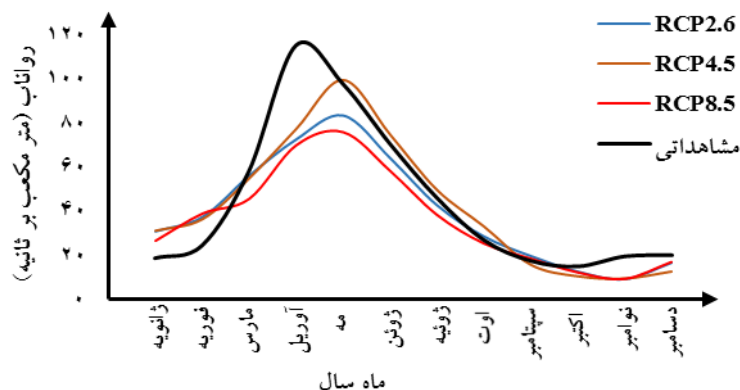
دوره آبی مربوط به ماه مارس تحت سناریو RCP۲/۶ و ماه دسامبر تحت سناریوهای RCP۴/۵ و RCP۸/۵ است. در نتیجه بیشترین کاهش بارش مربوط به ماه نوامبر تحت سناریوهای RCP۲/۶ و RCP۴/۵ و ماه ژوئن در سناریوی RCP۸/۵ است. در رابطه با پارامتر دما، بیشترین افزایش تحت سناریوی RCP۲/۶ مختص ماه‌های اوت و سپتامبر برابر ۱/۰۶ درجه

جدول ۲. متوسط تغییرات دمای متوسط، بارش و رواناب ماه‌های مختلف سال در دوره آبی تحت سناریوهای انتشار مختلف

تغییرات متغیر	$\Delta T$			$\Delta P$			$\Delta R$		
	سناریو	RCP۲/۶	RCP۴/۵	RCP۸/۵	RCP۲/۶	RCP۴/۵	RCP۸/۵	RCP۲/۶	RCP۴/۵
ژانویه	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۵	۱/۱۱	۱/۰۷	۱/۰۷	۱/۰۳	۰/۸۵	۱/۴۳
فوریه	۰/۷۵	۰/۷۸	۰/۷۸	۱/۰۶	۱/۰۷	۱/۰۲	۰/۹۸	۱/۴۹	۱/۶
مارس	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۷۴	۱/۰۳	۱/۰۳	۱/۱۰	۰/۹۲	۰/۹۴	۰/۷۹
آوریل	۰/۷۰	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۹۸	۱/۰۲	۱/۰۱	۰/۹۱	۰/۶۷	۰/۶۱
مه	۰/۷۱	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۱	۱/۰۲	۰/۷۸
ژوئن	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۹۵	۱/۰۲	۱/۰۳	۱/۰۰	۱/۰۶	۰/۸۳
ژوئیه	۰/۹۹	۰/۹۴	۰/۹۴	۱/۰۳	۱/۰۳	۱/۰۱	۱/۱۶	۱/۰۸	۰/۸۴
اوت	۱/۰۶	۰/۹۸	۰/۹۸	۱/۰۳	۱/۰۵	۱/۰۰	۱/۲۶	۱/۲۳	۰/۹۵
سپتامبر	۱/۰۶	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۱۰	۱/۰۲	۱/۰۰	۱/۳۰	۰/۹	۱/۰۷
اکتبر	۱/۰۰	۰/۹۱	۰/۹۱	۱/۰۴	۰/۹۸	۱/۰۵	۱/۲۰	۰/۷	۰/۸۲
نوامبر	۰/۸۷	۰/۸۴	۰/۸۴	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۹۶	۱/۰۷	۰/۴۸	۰/۴۸
دسامبر	۰/۸۶	۰/۸۵	۰/۸۵	۱/۱۳	۱/۰۸	۱/۰۹	۱/۰۷	۰/۶۳	۰/۸۵
سالانه	۰/۸۷	۰/۸۵	۰/۸۵	۱/۰۳	۱/۰۲	۱/۰۳	۱/۰۷	۰/۹۹	۰/۹۲

شکل (۹) مقادیر دبی متوسط ماهانه برای دوره پایه در منطقه مطالعاتی و در نتیجه داده‌های به‌دست‌آمده از روش BMA را تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم نشان می‌دهد. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، حجم رواناب طی ماه‌های ژانویه و فوریه تحت تأثیر تغییر اقلیم به‌میزان ۴۳ تا ۶۶ درصد افزایش می‌یابد. اما رواناب ماه‌های مارس تا مه کاهش چشمگیری به‌میزان ۲۸ تا ۶۴ درصد نسبت به دوره پایه از خود نشان می‌دهد. در نتیجه زمان وقوع حداکثر جریان تحت تأثیر تغییر اقلیم تقریباً یک ماه به تأخیر می‌افتد. از آنجایی که در این مطالعه پارامترهای دما و بارش متغیرهای ورودی به مدل هیدرولوژی برای تولید رواناب بودند، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که برآیند تغییرات این دو پارامتر در دوره آبی منجر به تأخیر دبی اوج شد. به‌طور کلی در مقیاس سالانه آورد ورودی به سد زاینده‌رود تحت تأثیر تغییر اقلیم یک تا هشت درصد نسبت به دوره پایه کاهش می‌یابد. در نتیجه رواناب طی ماه‌های اکتبر تا

به‌طور کلی بارش طی ماه‌های ژانویه تا مارس در دوره آبی به‌اندازه ۲ تا ۱۰ درصد تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم افزایش خواهد داشت. از آنجا که بیشتر بارش‌ها در این فصل سال به‌صورت برفی هستند، این تغییرات در مدیریت منابع آب حوضه زاینده‌رود از اهمیت زیادی برخوردار است. بر اساس یافته‌های این پژوهش، دمای متوسط در ماه‌های مارس تا مه به‌طور متوسط ۰/۷۲ سانتی‌گراد تحت سناریوهای RCP۲/۶ و RCP۴/۵ و ۰/۹۱ سانتی‌گراد تحت RCP۸/۵ افزایش نشان داد. از آنجا که ماه‌های مارس تا مه زمان ذوب شدن ذخیره توده‌های برف در این منطقه محسوب می‌شوند، بنابراین افزایش دما نیز اثر چشمگیری بر مدیریت منابع آب حوضه آبریز زاینده‌رود خواهد داشت. بیشترین افزایش رواناب تحت هر سه سناریو در ماه ژانویه به‌اندازه ۴۳ تا ۶۸ درصد به‌دست آمد. در نتیجه بیشترین کاهش رواناب تحت هر سه سناریو، در ماه نوامبر به‌میزان ۵۲ درصد رخ داد.



شکل ۹. منحنی رواناب ماهانه برای داده‌های مشاهداتی دوره پایه و سناریوهای مختلف در دوره آتی

پارامتر دما، نشان‌دهنده بیشترین افزایش در ماه‌های اوت و سپتامبر به میزان ۰/۹۸ تا ۱/۳ درجه سانتی‌گراد تحت تأثیر سناریوهای مختلف تغییر اقلیم بود. در مورد پارامتر بارش نیز، بیشترین کاهش بارش در ماه‌های نوامبر و ژوئن به میزان چهار تا پنج درصد به دست آمد. می‌توان گفت که در مقیاس سالانه، دمای حوضه زاینده‌رود به اندازه ۰/۸۵ تا ۱/۷ درجه سانتی‌گراد و بارش به میزان دو تا سه درصد در دوره آتی تحت اثر سناریوهای تغییر اقلیم افزایش خواهد یافت. نتایج به دست آمده در خصوص افزایش دمای سالانه حوضه آبریز زاینده‌رود با نتایج پژوهشگرانی همچون گوهری و همکاران (۱۰) و زارعیان و همکاران (۲۰) همخوانی دارد. در نتیجه نتایج به دست آمده در مورد پارامتر رواناب تحت سناریوهای مختلف گازهای گلخانه‌ای، حاکی از بیشترین افزایش در ماه‌های ژانویه و فوریه از ۶۰ تا ۶۸ درصد و بیشترین کاهش در ماه نوامبر به میزان ۵۲ درصد نسبت به دوره پایه بود. به طور کلی در مقیاس سالانه، آورد ورودی به سد زاینده‌رود تحت اثر تغییر اقلیم به اندازه یک تا هشت درصد کاهش خواهد یافت که در فصل بهار ۱۱/۷-۲۷/۶ درصد و در فصل پاییز ۲۸-۴۰ درصد کاهش نسبت به دوره گذشته تحت سناریوهای مختلف پیش‌بینی شده است. در نتیجه زمان وقوع حداکثر جریان ورودی به سد زاینده‌رود تقریباً یک ماه در اثر تغییر اقلیم به تأخیر می‌افتد که لزوم تغییر در منحنی فرمان سد زاینده‌رود و بازنگری در بهره‌برداری از منابع آب حوضه آبریز زاینده‌رود در دوره آتی را نشان می‌دهد.

دسامبر نسبت به دوره پایه به میزان ۱۸ تا ۵۲ درصد تحت تأثیر تغییر اقلیم کاهش خواهد یافت.

### نتیجه‌گیری

به طور کلی برآورد متغیرهای هیدرولوژی و اقلیمی با منابع مختلف عدم قطعیت همراه است که یکی از مهم‌ترین این منابع مدل‌های GCM هستند. در این پژوهش خروجی‌های دما و بارش حاصل از ۲۲ مدل GCM منتخب تحت سناریوهای انتشار RCP۲/۶، RCP۴/۵، و RCP۸/۵ توسط مولد آب‌وهوایی LARS-WG ریزمقیاس‌نمایی شد. سپس پارامترهای دما و بارش ریزمقیاس‌شده به عنوان ورودی به مدل بارش - رواناب IHACRES معرفی و رواناب حاصله برای دوره آتی (۲۰۲۰-۲۰۴۹) محاسبه شد. در نتیجه با استفاده از رویکرد احتمالی بیزی، PDF واحدی به عنوان معیار برای هر ماه مشخص شد. مدل‌های GCM توانایی‌های متفاوتی در شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره‌های گذشته دارند. بنابراین، حذف برخی مدل‌ها و به‌کارگیری تعداد محدودی از آنها، سطح اطمینان پیش‌بینی‌ها را کاهش خواهد داد. نتایج این مطالعه نشان داد که مجموعه‌ای از مدل‌های GCM می‌تواند برآورد قابل‌قبولی از متغیرهای اقلیمی منطقه را به شرط کاهش عدم قطعیت ذاتی آنها در بر داشته باشد. بدین منظور در این مطالعه از روش میانگین‌گیری بیزی به منظور کاهش عدم قطعیت و افزایش سطح اطمینان پیش‌بینی‌ها استفاده شد. نتایج به دست آمده در خصوص

## منابع مورد استفاده

1. Ahmadalipour, A., H. Moradkhani and A. Rana. 2018. Accounting for Downscaling and Model Uncertainty in Fine-Resolution Seasonal Climate Projections over the Columbia River Basin. *Climate Dynamics* 50(2): 717-733.
2. Amini, M. A. 2017. The Effects of climate change on the flow regime of the Zayandeh-Rud river using SWAT hydrologic model. MSc. Thesis. Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran.
3. Ansari, S., A. R. Massah Bavani and A. Roozbahani. 2015. Effects of Climate change on groundwater recharge (Case Study: Sefid Dasht Plain). *Journal of Water and Soil Science* 30(2): 416-431 (In Farsi).
4. Banihabib, M. E., K. Hasani, A. R. Massah Bavani and K. Asgari. 2016. A Framework for the assessment of reservoir operation adaption to climate change in an arid region. *International Journal of Global Warming* 9(3): 286-305.
5. Box, G. E. and D. R. Cox. 1964. An analysis of transformation. *Journal of the Royal Statistical Society* 2(26): 211-252.
6. Brouyere, S. and V. Dassargues. 2004. Spatially distributed, physically-based modelling for simulating the impact of climate change on groundwater reserves. *Proceeding of British Hydrological Society* 1(2): 9-14.
7. Dye, P. J. and B. F. W. Croke. 2003. Evaluation of streamflow predictions by the IHACRES rainfall-runoff model in two south african catchments. *Environmental Modelling & Software* 18(8): 705-712.
8. Farajzadeh, M., K. Madani, A. R. Massah Bavani and R. Davtalab. 2014. Climate change effects on reliability of water delivery in downstream of karkkeh river basin and its adaptation strategies. *Journal of Water and Soil Resources Conservation* 3(3): 49-62. (In Farsi).
9. Firoozi, F., A. Roozbahani and A. R. Massah Bavani. 2018. Evaluation of climate change effects on thermal stratification of latian dam reservoir. *Iran Water Resources Research* 14(3): 345-351. (In Farsi).
10. Gohari, A. R., S. Eslamian, J. Abedi-Koupaei, A. R. Massah Bavani, D. Wang and K. Madani. 2013. Climate change impacts on crop production in Iran's Zayandeh-Rud river basin. *Science of the Total Environment* 442: 405-419.
11. Gohari, A. R., M. J. Zareian and S. Eslamian. 2015. A Multi-Model Framework for Climate Change Impact Assessment. PP. 17-35. In: Leal Filho W. (Eds), Handbook of Climate Change Adaptation, Springer, Berlin, Heidelberg.
12. Goodarzi, E., M. Dastorani, A. R. Massah Bavani and A. Talebi. 2015. Evaluation of the change-factor and LARS-wg methods of downscaling for simulation of climatic variables in the future. *Ecopersia* 3(1): 833-846.
13. IPCC. 2007. The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Summary for Policymakers): Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
14. Jakeman, A. J. and G. M. Hornberger. 1993. How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model? *Water Resources Research* 29(8): 2637-2649.
15. Madadgar, S. and H. Moradkhani. 2014. Improved bayesian multimodeling: integration of copulas and bayesian model averaging. *Water Resources Research* 52(12): 9586-9603.
16. Racsco, P., L. Szeidl and M. Semenov. 1991. A serial approach to local stochastic weather models. *Ecological Modelling* 57(2): 27-41.
17. Raftery, A. E., T. Gneiting, F. Balabdaoui and M. Palakowski. 2005. Using bayesian model averaging to calibrate forecast ensembles. *Monthly Weather Review* 133(5): 1155-1174.
18. Semenov, M. A. and E. M Barrow. 1997. Use of astochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climatic Change* 35(4): 397-414.
19. Yaghobi, M. and A. R. Massah Bavani. 2016. Comparison and evaluation of different sources of uncertainty in the study of climate change impact on runoff in semi-arid basins (case study: Azam Harat River Basin). *Iran Water Resources Research* 11(3): 113-130. (In Farsi).
20. Zareian, M. J., S. Eslamian and H. R. Safavi. 2015. Investigating the Effects of sustainability of climate change on the agriculture water consumption in the Zayandeh-Rud River basin. *Journal of Water and Soil Science* 20(75): 113-128. (In Farsi).

## Uncertainty Analysis of Climate Change Impacts on Streamflow Extremes in Zayandeh-Rud River by Bayesian Model Averaging

A. Alinezhad<sup>1</sup>, A. Gohari<sup>1\*</sup>, S. Eslamian<sup>1</sup> and Z. Saberi<sup>2</sup>

(Received: May 7-2019; Accepted: July 9-2019)

### Abstract

The evaluation of climate change impact on hydrological cycle includes uncertainty. This study aimed to evaluate the uncertainty of climate change impact on the Zayandeh-Rud Reservoir inflow during the future period of 2020-2049. The outputs of 22 GCM models were used under the three emission scenarios including RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5. The Bayesian Model Averaging (BMA) was used as the uncertainty analysis for weighting the 22 GCM models based on their ability to simulate the baseline 1990-2005 period. Results showed that different GCM models had different abilities in estimating climatic and hydrological variables and the application of uncertainty analysis in climate change studies could be necessary. The monthly temperature in the upstream of Zayandeh-Rud reservoir could be raised by 0.85 to 1 °C; also, the precipitation might be increased by 2 to 3 percent. The high flow during winter season will increase under climate change, while the spring and autumn seasons' low flows are expected to reduce. Additionally, the annual reservoir inflow may decrease by 1 to 8 percent, showing the necessity for change in Zayandeh-Rud reservoir's rule curve and allocation of water resources.

**Keywords:** Climate change, Uncertainty, Bayesian Model Averaging, Zayandeh-Rud reservoir

---

1. Department of Water Engineering, College of Agriculture, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran.

2. Department of Mathematics, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran.

\*: Corresponding Author, Email: ar.gohari@iut.ac.ir