

هیدروژنومورفولوژی، شماره ۷، تابستان ۱۳۹۵، صص ۱۲۲-۱۰۷

وصول مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۲۱ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۵/۰۴/۱۵

تأثیر تغییر اقلیم بر دما و بارش با در نظر گرفتن عدم قطعیت مدل‌ها و سناریوهای اقلیمی (مطالعه‌ی موردی: حوضه‌ی شهرچای ارومیه)

سعید جهانبخش اصل^۱

علی محمد خورشید دوست^۲

محمد حسین عالی نژاد^{۳*}

فرناز پوراصغر^۴

چکیده

دو پارامتر مهم در هیدرولوژی و منابع آب، دما و بارش هستند. تأثیر تغییر اقلیم بر روی این دو پارامتر موضوع بسیاری از مطالعات بوده است که مدل‌های گردش عمومی جو یکی از بهترین روش‌ها برای برآورد این تأثیرات به شمار می‌روند. در مطالعات تغییر اقلیم لحاظ نکردن عدم قطعیت‌های موجود در مراحل مختلف ارزیابی اثرات تغییر اقلیم سبب کاهش قطعیت و اطمینان به خروجی‌های نهایی سیستم خواهد شد. در این مطالعه به منظور بررسی و تحلیل اثرات تغییر اقلیم بر روی دما و بارش حوضه‌ی شهرچای ارومیه و همچنین لحاظ کردن عدم قطعیت مربوط به مدل‌های گردش عمومی جو و سناریوهای موجود ابتدا خروجی شش مدل گردش عمومی جو تحت سه سناریوی A_1B ، A_2 و B_1 با مدل آماری LARS-WG ریزمقیاس شدند، سپس برای بررسی عدم قطعیت مدل‌ها و سناریوها، از طریق مقایسه‌ی خروجی مدل‌ها در دوره‌ی آتی با دوره‌ی پایه به صورت ماهانه توسط شاخص‌های آماری ضریب تعیین (R^2) و خطای جذر میانگین مربعات (RMSE)، بهترین مدل و سناریو برای تولید داده‌های دما و بارش دوره ۲۰۳۰-۲۰۱۱ انتخاب شد. در نتیجه برای تولید بارش از مدل HADCM3، تحت سناریوی A_1B و برای تولید دما نیز از مدل MPEH5، تحت سناریوی A_2 استفاده شد. نتایج این مطالعه نشان داد که بارش دوره‌ی آتی ۹ میلی‌متر کاهش خواهد یافت و این در حالی است که دمای حداقل ۱/۰۵ و دمای حداکثر ۰/۸۷ درجه‌ی سانتی‌گراد افزایش خواهد یافت. نکته‌ی قابل توجه بر هم خوردن توزیع زمانی بارش و افزایش دما است که احتمالاً تبعات منفی آن بیش از کاهش بارش خواهد بود.

کلمات کلیدی: تغییر اقلیم، سناریوهای اقلیمی، عدم قطعیت، LARS-WG، شهرچای.

۱- استاد گروه آب و هواشناسی دانشگاه تبریز.

۲- استاد آب و هواشناسی دانشگاه تبریز.

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد رشته آب‌وهواشناسی دانشگاه تبریز.

۴- رئیس کارگروه تحقیقات هواشناسی کاربردی استان آذربایجان شرقی.

مقدمه

بنا بر گزارش پنجم هیئت بین دول تغییرات آب و هوایی^۱ (IPCC, 2013)، این تغییرات که در سراسر جهان مشاهده می‌شوند، به احتمال خیلی زیاد ناشی از عوامل انسانی است. تغییر اقلیم^۲ به سبب افزایش گازهای گلخانه‌ای در چند دهه‌ی اخیر باعث بر هم خوردن تعادل آب و هوایی کره‌ی زمین شده است. تأثیرات منفی این پدیده بر سیستم‌های مختلف مانند منابع آب، کشاورزی، صنعت و... موجب نگرانی‌هایی برای جوامع بشری شده است. دما و بارش دو متغیر مهم در تعیین آب و هوای یک منطقه می‌باشند و تغییرات این دو متغیر نیز در سیستم‌های مختلف به طور مستقیم و غیرمستقیم تأثیرگذار هستند. به همین دلیل مطالعات در زمینه‌ی تغییر اقلیم عمدتاً روی این دو متغیر صورت گرفته است. چپو و همکاران^۳ (۱۹۹۵) به بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر روی رواناب و رطوبت خاک در ۲۸ حوضه از کشور استرالیا پرداختند. سمنوف^۴ و همکاران (۱۹۹۸) عملکرد دو مولد^۵ معروف LARS-WG و WGEN را در ۱۸ ایستگاه واقع در ایالات متحده آمریکا، اروپا و آسیا مورد مقایسه قرار داده و عنوان کردند که مولد LARS-WG از عملکرد مناسب‌تری برخوردار است. کریستنسن و همکاران^۶ (۲۰۰۴) در مطالعه‌ای بر روی حوضه‌ی رودخانه‌ی کلرادو اثر تغییر اقلیم را بر روی دما، بارش و رواناب رودخانه در دوره‌ی پایه و سه دوره‌ی آتی بررسی نمودند. نتایج برای دوره‌ی پایه و سه دوره‌ی آتی حاکی از کاهش بارش و رواناب و افزایش دما بود. مینویل و همکاران^۷ (۲۰۰۸) با هدف بررسی عدم قطعیت در تأثیرات تغییر اقلیم در هیدرولوژی، بر روی حوضه‌ای در کبک کانادا از ۵ مدل گردش عمومی جو (GCM)^۸ و دو سناریوی تغییر اقلیم استفاده کردند. آنها نشان دادند که همه‌ی مدل‌ها افزایش دما را برای کل حوضه در تمام طول سال پیش‌بینی می‌کنند و این در حالی بود که نتایج تغییرات بارش با هم اختلاف داشتند. با این وجود بیشتر نتایج کاهش بارش، کاهش در دبی اوج از یک طرف و ذوب زود هنگام برف از طرف دیگر بود. دارن و همکاران^۹ (۲۰۱۳) اثرات تغییر اقلیم را بر حوضه‌ی دریاچه‌ی مونو در کالیفرنیا با استفاده از ۱۶ مدل جهانی گردش عمومی جو (GCMs) و با استفاده از دو سناریوی B₁ و A₂ بررسی کردند، خروجی GCMها افزایش قابل توجه دمای سالانه (به طور متوسط ۱/۴ تا ۲/۵ درجه سانتی‌گراد) و کاهش یک تا سه درصدی بارش را تا پایان قرن پیش‌بینی کردند. در پژوهش دیگری که توسط پاسکال و همکاران^{۱۰}

1- Intergovernmental Panel of Climate Change

2- Climate Change

3-Chiew et al.,

4- Semenov et al.,

5- Generator

6- Christians et al.,

7- Minville et al.,

8- General Circulation Mode

9- Daren et al.,

10- Pascual et al.,

(۲۰۱۴) انجام شد، تأثیر تغییرات آب و هوا بر روی منابع آب در شمال شرقی منطقه‌ی مدیترانه برای دوره (۲۰۷۶-۲۱۰۰) در سه حوضه با شرایط آب و هوایی متوسط تحت دو سناریوی A_2 و B_1 مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که بیشترین کاهش جریان به مقدار ۳۴ درصد و کمترین آن به میزان ۲۵ درصد پیش بینی شده است. مساح بوانی و مرید (۱۳۸۴) به بررسی اثرات تغییر اقلیم روی دما، بارندگی و رواناب در حوضه‌ی رودخانه‌ی زاینده‌رود اصفهان تحت دو سناریوی اقلیمی و برای دو دوره‌ی زمانی پرداختند. نتایج پژوهش آنها نشان از کاهش بارندگی به میزان ۱۰ و ۱۶ درصد و افزایش دما به میزان ۶/۴ و ۲/۳ درجه سانتی‌گراد و همچنین کاهش رواناب تا ۸/۵ درصد برای اواسط و اواخر قرن داشت. آشفته و مساح بوانی (۱۳۸۶) اثرات تغییر اقلیم را با استفاده از مدل HADCM3 و سناریوی A_2 بر رژیم سیلاب حوضه‌ی آیدوغموش آذربایجان شرقی بررسی کرده و به این نتیجه رسیدند که تغییر اقلیم با افزایش دما و تغییر در مقدار بارندگی بر رژیم سیلاب این منطقه تأثیرگذار است. نامبردگان در پژوهش دیگری در سال ۱۳۸۸ مبحث عدم قطعیت مدل‌های گردش عمومی جو در این حوضه را نیز بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که مدل HADCM3 بهترین برآورد را برای بارش و دما دارد. صمدی و همکاران (۱۳۸۶)، روش‌های مختلف ریزمقیاس نمودن خروجی مدل‌های گردش عمومی جو را بررسی کرده و نشان دادند که در ریزمقیاس نمایی آماری دمای حوضه بهتر پیش‌بینی می‌شود. ایشان همچنین نتیجه گرفتند که مدل HADCM3 نسبت به مدل‌های دیگر برآورد بهتری از پارامترهای آب و هوایی منطقه ایران را ارائه می‌دهد. بابائیان و همکاران (۱۳۸۸)، به ارزیابی تغییر اقلیم کشور با استفاده از ریزمقیاس نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو ECHO-G در دوره‌ی (۲۰۱۰-۲۰۳۹) پرداختند. نتایج پژوهش آنها که بر روی ۴۳ ایستگاه سینوپتیک کشور انجام شد کاهش ۹ درصدی بارش در کل کشور، افزایش آستانه‌ی بارش‌های سنگین و خیلی سنگین به ترتیب ۱۳ و ۳۹ درصد و افزایش میانگین سالانه ۰/۵ درجه‌ای دما را پیش‌بینی کرد. کمال و مساح بوانی (۱۳۹۰) در مطالعه‌ی عدم قطعیت مدل‌های گردش عمومی جو و مدل‌های هیدرولوژی را در تخمین دما، بارش و رواناب حوضه‌ی قره‌سو بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که در نظر گرفتن عدم قطعیت موجب دقت نتایج مطالعه‌ی آنها شده است. روشن و همکاران (۱۳۹۱) به منظور آزمایش و یافتن بهترین مدل گردش عمومی جو جهت انطباق با تغییرات دما و بارش در ایران از ۲۰ مدل GCM و سناریوی واحدی به نام P50 استفاده کردند. از جمله نتایج مهم پژوهش مذکور این است که، هیچ کدام از مدل‌های گردش عمومی جو، به خوبی نمی‌توانند تغییرات دما و بارش کشور را شبیه‌سازی کند. آن‌ها برای شبیه‌سازی بارش ترکیبی از دو مدل GISS-EH و CNRM-CM3 را برای بارش و مدل INMCM-30 را برای شبیه‌سازی دما پیشنهاد کردند. ثانی‌خانی و همکاران (۱۳۹۲) در پژوهشی تأثیر تغییر اقلیم را بر روی رواناب حوضه‌ی آجی‌چای در آذربایجان شرقی با

استفاده از داده‌های مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs) و ریزمقیاس‌نمایی آن توسط مدل LARS-WG پرداختند. نتایج پژوهش حاکی از کاهش قابل توجه مقدار رواناب رودخانه‌ی آجی‌چای در آینده بود.

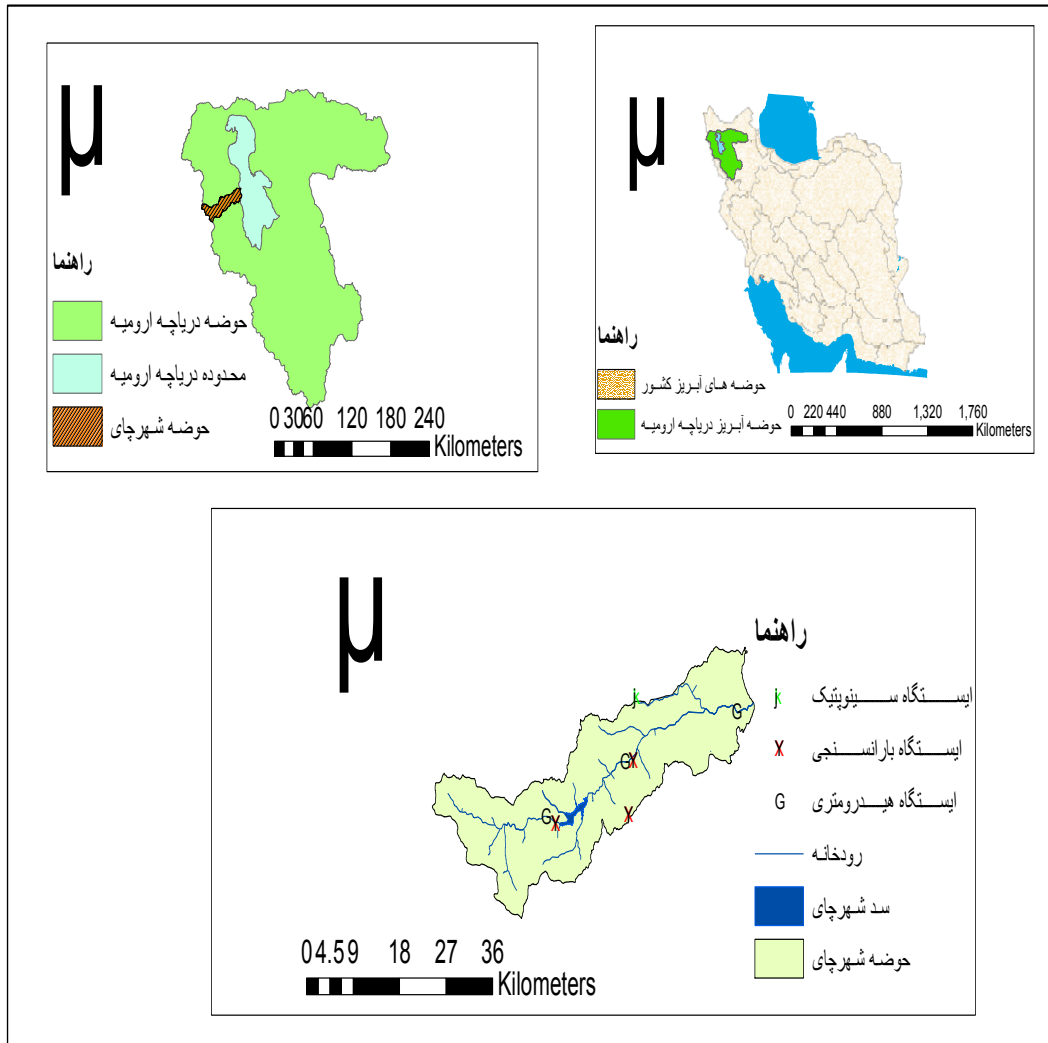
هدف از این مطالعه تجزیه و تحلیل تأثیر تغییر اقلیم بر روی بارش و دمای حوضه‌ی شهرچای در افق ۲۰۲۰ (۲۰۱۱-۲۰۳۰) می‌باشد، با توجه به اینکه در مطالعات تغییر اقلیم با رویکرد عدم قطعیت عمدتاً عدم قطعیت مدل‌های گردش عمومی در نظر گرفته می‌شود در این مطالعه برآنیم علاوه بر عدم قطعیت مربوط به مدل‌های گردش عمومی جو؛ عدم قطعیت مربوط به سناریوهای موجود را نیز برای دوره‌ی ۲۰۱۱-۲۰۳۰ در حوضه‌ی شهرچای بررسی کنیم.

مواد و روش

منطقه‌ی مورد مطالعه

رودخانه‌ی شهرچای در استان آذربایجان غربی قرار دارد. این رود مهم‌ترین منبع تأمین آب شهرستان ارومیه به شمار می‌رود. سد شهرچای در ۱۲ کیلومتری بالادست این شهر و بر روی این رودخانه‌ی احداث شده و نقش مهمی در تأمین آب مورد نیاز در بخش تأمین آب شهری، کشاورزی و صنعت منطقه ایفا می‌کند. حوضه‌ی این حوضه از شمال به حوضه‌ی آبریز نالوچای، از جنوب به حوضه‌ی آبریز باراندوزچای، از غرب به کشور ترکیه و از شرق به دریاچه‌ی ارومیه محصور می‌گردد. مساحت تقریبی آن ۷۱۱ کیلومتر مربع است، موقعیت جغرافیایی آن بین ۳۵° ۴۴' تا ۲۸' ۴۵° طول شرقی و ۳۲' ۳۷° تا ۶۲' ۳۷° عرض شمالی واقع شده است. ارتفاع منطقه از ۱۵۱۳ متر از سطح دریا در خروجی حوضه واقع در ایستگاه کشتیبان، تا ۳۵۷۴ متر در مرز ایران و ترکیه، متغیر است و متوسط بارش سالانه حوضه ۶۱۴/۹ میلی‌متر می‌باشد. بخشی از آب رودخانه برای مصرف آب آشامیدنی شهرستان ارومیه توسط سد شهرچای تأمین و مابقی پس از آبیاری باغ‌ها و زمین‌های کشاورزی از داخل ارومیه می‌گذرد و سپس در محلی به نام دماغه‌ی حصار وارد دریاچه‌ی ارومیه می‌گردد. شکل (۱) موقعیت حوضه‌ی شهرچای را در میان حوضه‌های آبریز کشور و حوضه‌ی آبریز دریاچه‌ی ارومیه نشان می‌دهد.

اطلاعات مورد استفاده در این مطالعه از اداره‌ی کل هواشناسی استان آذربایجان غربی (برای اخذ داده‌های ایستگاه سینوپتیک ارومیه) و سازمان آب منطقه‌ای استان مذکور (برای اخذ اطلاعات ایستگاه‌های بارانسنجی) دریافت شد. این داده‌ها شامل اطلاعات دما و بارش روزانه و ماهانه، ساعات آفتابی می‌باشند. در جدول (۱) مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های مذکور ارائه شده است.



شکل (۱) موقعیت جغرافیایی حوضه شهرچای در میان حوضه‌های آبریز کشور در محل ایستگاه کشتیبا

جدول (۱) مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه

نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی		عرض جغرافیایی		ارتفاع (متر)
		درجه	دقیقه	درجه	دقیقه	
ارومیه	سینوپتیک	۳۷	۴۰	۴۵	۰۳	۱۳۲۸
میرآباد	بارانسنجی	۳۷	۴۰	۴۴	۵۹	۱۵۷۲
بند	بارانسنجی	۳۷	۴۹	۴۵	۰۲	۱۴۱۰
مرکز پژوهشی	بارانسنجی	۳۷	۴۸	۴۴	۵۸	۱۳۹۵

مدل‌های گردش عمومی جو

در نسخه 5.5 مدل LARS-WG تعداد ۱۵ مدل گردش عمومی جو مورد استفاده در گزارش چهارم IPCC(AR4) وجود دارد (سمنوف و همکاران^۱، ۲۰۱۰: ۲) و چون در این مطالعه از تأثیر منابع عدم قطعیت شده است لذا ابتدا از میان مدل‌ها تعداد شش مورد انتخاب شد. دلیل این انتخاب، وجود سه سناریو در این مدل‌ها است و این در حالی است که در بعضی از مدل‌ها کمتر از سه سناریو موجود است. جدول (۲) مشخصات این مدل‌ها را نشان می‌دهد.

جدول (۲) مشخصات مدل‌های به کار رفته در این مطالعه (سمنوف و همکاران، ۲۰۱۰: ۳)

ردیف	نام مدل	کشور سازنده	تفکیک مکانی (درجه)	منبع
۱	GFCM21	آمریکا	۲*۲/۵	Wang et al. 2004.
۲	HADCM3	انگلستان	۲/۵*۳/۷۵	Gordon et al. 2000.
۳	INCM3	روسیه	۴*۵	Galim et al. 2003.
۴	IPCM4	فرانسه	۲/۵*۳/۷۵	Hourdin et al. 2006.
۵	MPEH5	آلمان	۱/۹*۱/۹	Roeckner et al. 1996
۶	NCCCS	آمریکا	۱/۴*۱/۴	Collins et al. 2000.

مدل ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG

مدل ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG توسط راسکو^۲ و همکاران (۱۹۹۷) و سمنوف و بارو^۳ (۱۹۹۸) ارائه گردید. LARS-WG یکی از مشهورترین مدل‌های مولد داده‌های تصادفی وضع هواست که برای تولید مقادیر بارش، تابش، دماهای بیشینه و کمینه‌ی روزانه در یک ایستگاه تحت شرایط آب و هوای پایه و آینده بکار می‌رود (بابائیان و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۳۸). در این مدل از روش زنجیره مارکف برای مدل‌سازی رخداد بارش استفاده می‌شود. LARS-WG برای مدل‌سازی متغیرهای هواشناسی، توزیع‌های آماری پیچیده‌ای را بکار می‌برد. مبنای این مدل برای طول دوره‌های خشک و تر، بارش روزانه و سری‌های تابش توزیع نیمه‌تجربی می‌باشد. در توزیع نیمه تجربی فاصله‌ها به طور مساوی بین مقادیر بیشینه و کمینه‌ی سری زمانی ماهانه تقسیم می‌شوند:

$$\text{رابطه‌ی (۱)} \quad \text{EMP} = \{a_0, a_i, h_i, \dots, i = 0, 1, 2, \dots, 10\}$$

در رابطه‌ی (۱) EMP یک هیستوگرام با ده بازه‌ی متمایز (با شدت‌های مختلف بارش) است. طوری که بازه‌ها

1- Semenov et al.,

2- Racsko

2- Semenov and Barrow

به شرح زیر تعریف شد.

$$[a_{i-1}, a_i] \quad a_{i-1} < a_i$$

که در آن h_i تعداد رخداد بارش در I آمین فاصله را نشان می‌دهد. فاصله‌ها برای طول روزهای تر و خشک و بارش افزایشی هستند. در این مدل تابش به طور مستقل از درجه حرارت مدل می‌شود و به جای آن می‌توان از ساعات آفتابی نیز استفاده کرد (همان: ۱۳۹). تولید داده‌ها توسط مدل LARS-WG در سه مرحله‌ی واسنجی کردن، ارزیابی و تولید داده‌های هواشناسی انجام شد.

در این مدل ابتدا داده‌های مدل گردش عمومی جو شامل بارش، دمای کمینه، دمای بیشینه و تابش به صورت روزانه استخراج گردید و برای هر شبکه مدل گردش عمومی جو یک سناریوی تولید داده تدوین شد. علاوه بر سناریوی تدوین شده برای هر شبکه‌ی محاسباتی، برای اجرای مدل نیاز به فایل مشخصه رفتار آب و هوای گذشته ایستگاه‌های واقع در داخل آن شبکه نیز وجود دارد. سپس این مدل با دریافت فایل محتوی رفتار آب و هوای گذشته ایستگاه و فایل سناریوی تولید داده، مقادیر روزانه‌ی دمای کمینه، بیشینه، بارش و تابش را در آینده پیش‌بینی نمود.

مکانیسم تولید داده در مدل LARS-WG به این صورت بود که ابتدا با استفاده از سناریوی تولید داده‌ی ماهانه که در برگیرنده‌ی رفتار آب و هوای پایه می‌باشد، تمامی داده‌های ماهانه را که در برگیرنده‌ی رفتار آب و هوای پایه هستند مطابق رابطه‌ی (۲) پریشیده (مغشوش) می‌کند:

$$F_{GCM}^{base} - F_{GCM}^{fut} + (F_{fut} = F_{obs} \quad (۲) \text{ رابطه‌ی (۲)}$$

در رابطه (۲) به ترتیب F_{GCM}^{base} ، F_{GCM}^{fut} ، F_{obs} و F_{fut} نشان دهنده‌ی پارامتر هواشناسی پیش‌بینی شده بر روی ایستگاه هواشناسی، پارامتر هواشناسی دیده‌بانی شده در همان ایستگاه، پارامتر هواشناسی پیش‌بینی شده بر روی شبکه‌ی مدل در دوره‌ی آینده و پارامتر هواشناسی مدل شده بر روی شبکه‌ی مدل در دوره‌ی گذشته می‌باشند. سپس با حفظ میانگین، انحراف معیار آنها را مطابق رابطه‌ی (۳) تغییر می‌دهد (بابائیان و کوان، ۲۰۰۴: ۹۸).

$$STD_{fut} = \frac{STD_{base}^{obs}}{STD_{base}^{GCM}} \cdot STD_{GCM}^{fut} \quad (۳) \text{ رابطه‌ی (۳)}$$

در رابطه‌ی (۳) انحراف معیار پارامتر هواشناسی تحت بررسی است.

انتخاب بهترین مدل GCM برای منطقه‌ی مورد مطالعه

برای انتخاب بهترین مدل GCM از مدل‌های ذکر شده، ابتدا داده‌های دمای حداقل، دمای حداکثر، بارش و ساعات آفتابی به صورت روزانه در دوره پایه (۲۰۱۴-۱۹۶۷) به مدل وارد شد و برای ۶ مدل مذکور و تحت سه سناریوی A_1B ، A_2 و B_1 برای دوره ۲۰۱۱-۲۰۳۰ داده تولید شد. داده‌های تولید شده در ۵۰ سری تصادفی بوده و میانگین پارامترهای مورد نیاز (دمای حداقل، دمای حداکثر و بارندگی) به صورت ماهانه در دوره ۲۰۱۱-۲۰۳۰ استخراج شد. به منظور بررسی عملکرد مدل‌ها و مقایسه نتایج، معیارهایی لازم است تا در تحقیق مورد استفاده قرار گیرند که در این مطالعه از خطای جذر میانگین مربعات ($RMSE^1$) و ضریب تعیین (R^2) استفاده شد. روابط زیر نحوه‌ی محاسبه این معیارها را نشان دهند.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (P_i - Q_i)^2}{n}} \quad \text{رابطه‌ی (۴)}$$

$$R^2 = \left[\frac{\frac{1}{n} \sum (P_i - \bar{P}_i)(Q_i - \bar{Q}_i)}{\sigma_{P_i} + \sigma_{Q_i}} \right]^2 \quad \text{رابطه‌ی (۵)}$$

که در رابطه‌ی ۴ و ۵: P_i : داده‌های دوره‌ی مشاهداتی، \bar{P}_i : میانگین داده‌های دوره‌ی مشاهداتی، O_i : داده‌های تولید شده برای دوره‌ی آتی، \bar{Q}_i : میانگین داده‌های تولید شده برای دوره‌ی آتی، n : تعداد داده‌ها و σ : انحراف معیار داده‌ها است.

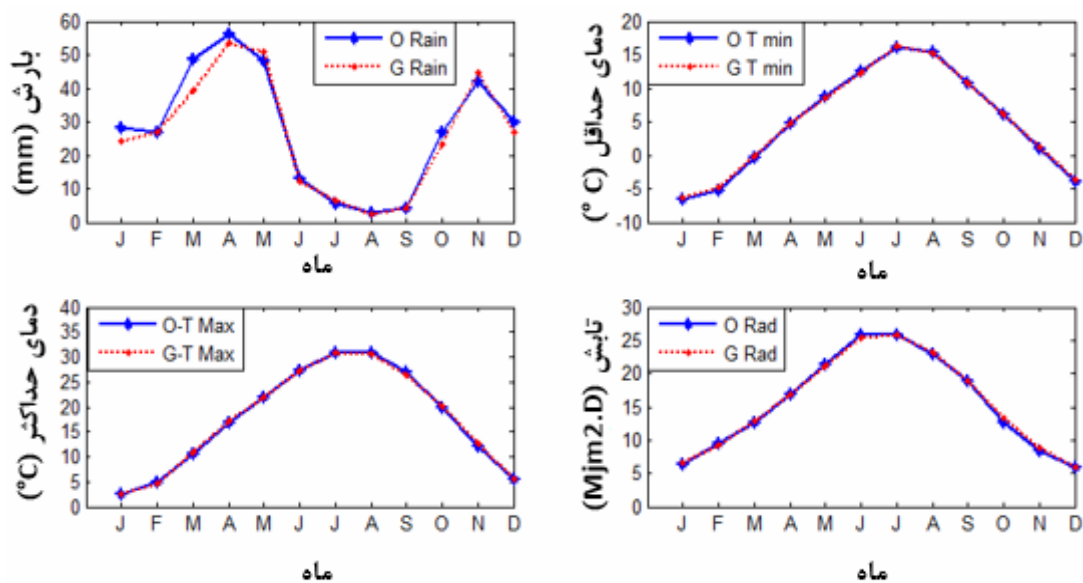
بحث و نتایج

برای اطمینان از توانایی مدل در تولید داده در دوره‌ی آتی باید داده‌های محاسباتی توسط مدل و داده‌های مشاهداتی در ایستگاه مورد مطالعه با هم مقایسه شوند. جدول (۳) نتایج آزمون کای اسکور بر روی پارامترهای بارش، دمای حداقل و دمای حداکثر را نشان می‌دهد، همانطور که از جدول مذکور می‌توان فهمید، نتایج تمامی پارامترهای ذکر شده در سطح معنی‌داری ۹۰٪ قابل اطمینان می‌باشد و همین معیارها مبنایی برای تولید داده در دوره‌ی آتی هستند. شکل (۲) نتایج مقایسه‌ی داده‌های محاسباتی و مشاهداتی دمای حداقل، دمای حداکثر، بارش و تابش را در ایستگاه سینوپتیک ارومیه برای دوره‌ی پایه نشان می‌دهد. بر اساس این شکل توانمندی مدل LARS-WG در مدل‌سازی دمای حداقل، دمای حداکثر و تابش در این ایستگاه کاملاً با داده‌های دیدبانی شده مطابقت دارد. همچنین توانمندی مدل در مدل‌سازی بارش بسیار خوب و قابل قبول می‌باشد، با این وجود بیشترین خطای مدل‌سازی مربوط به بارش ماه مارس است.

1- Root Mean Square Error

جدول (۳) نتایج آزمون کای اسکور برای توزیع احتمالاتی بارش، دمای حداقل و دمای حداکثر در مدل LARS-WG.

Month	T min (Daily)		T Max (Daily)		Rain (Daily)	
	Ks	P-value	Ks	P-value	Ks	P-value
Jan	۰/۱۰۶	۰/۹۹۹۸	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۰۷۲	۱
Feb	۰/۱۰۵	۰/۹۹۹۱	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۰۲۵	۱
Mar	۰/۰۵۳	۱	۰/۱۰۵	۰/۹۹۹۱	۰/۰۴۱	۱
Apr	۰/۱۰۵	۰/۹۹۹۱	۰/۰۵۳	۱	۰/۰۸۲	۱
May	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۰۵۳	۱	۰/۰۳۹	۱
Jun	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۰۳۲	۱
Jul	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۱۲۶	۱
Aug	۰/۰۵۳	۱	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۱۰۳	۰/۹۸۸۵
Sep	۰/۰۵۳	۱	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۰۵۹	۰/۹۹۹۳
Oct	۰/۰۵۳	۱	۰/۰۵۳	۱	۰/۰۷۷	۱
Nov	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۰۵۳	۱	۰/۰۳۶	۱
Dec	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۱۰۶	۰/۹۹۸۹	۰/۰۶۴	۱

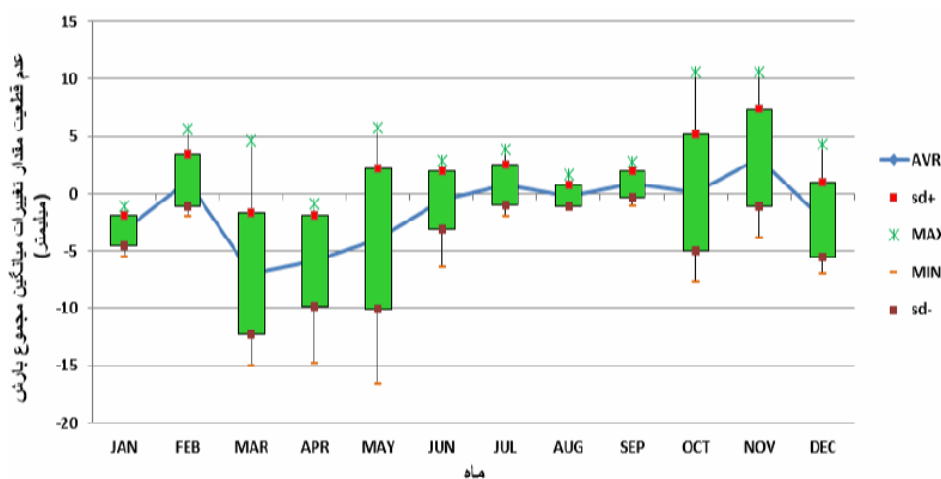


شکل (۲) مقایسه‌ی داده‌های مشاهداتی (O) و محاسباتی (G) در ایستگاه سینوپتیک ارومیه در دوره‌ی پایه

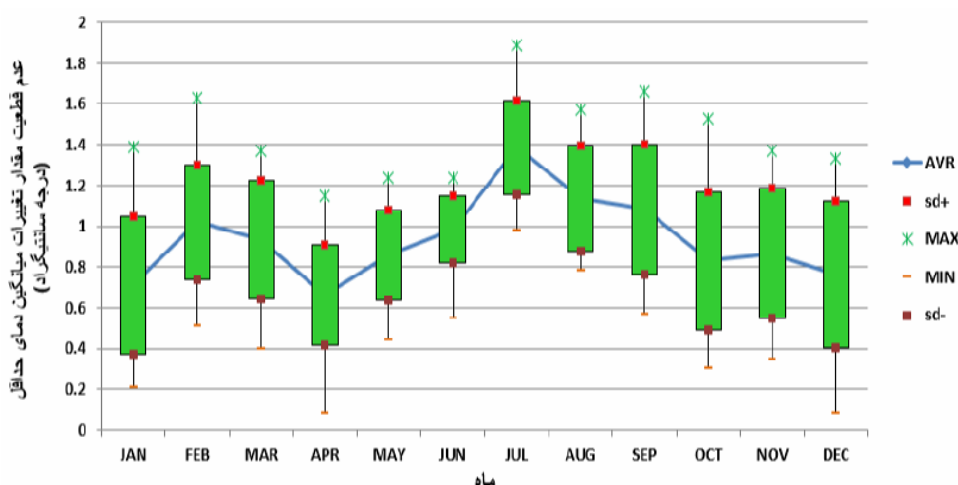
بررسی محدوده‌ی عدم قطعیت مدل‌های گردش عمومی جو

استفاده از چندین مدل گردش عمومی جو برای تأکید بر عدم قطعیت در پیش‌بینی آب و هوا، به علت تفاوت‌های ساختاری در مدل‌های جهانی آب و هوا و همچنین عدم اطمینان در تغییرات شرایط اولیه مدل‌ها می‌باشد (سمنوف و همکاران، ۲۰۱۰: ۱). برای بررسی محدوده‌ی عدم قطعیت مدل‌ها ابتدا خروجی مدل‌ها در پارامترهای بارش، دمای حداقل و حداکثر به صورت میانگین ماهانه تولید شد. سپس اختلاف پارامترهای

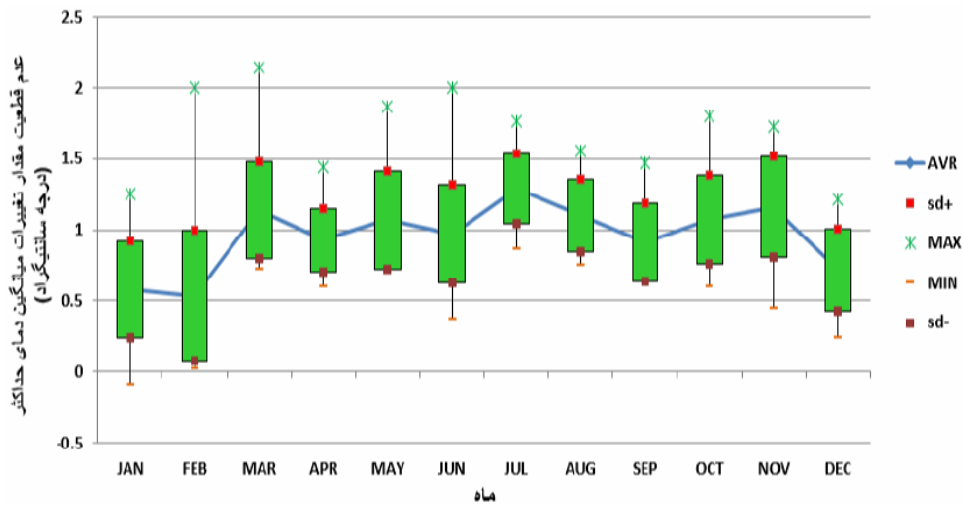
مذکور برای هر مدل با میانگین دوره‌ی پایه محاسبه و تغییرات آنها به صورت نمودار جعبه‌ای^۱ ترسیم گردید. شکل‌های ۳ تا ۵ محدودی عدم قطعیت مدل‌های گردش عمومی جو برای تغییرات پارامترهای بارش، دمای حداقل و دمای حداکثر را نشان می‌دهد. در این نمودارها کمینه، چارک اول، میانگین، چارک سوم و بیشینه‌ی تغییرات پارامترهای یاد شده ترسیم شده‌اند. همانطور که از این نمودارها مشهود است، میزان تغییرات پارامترها به ویژه پارامتر بارش زیاد است. شکل (۳) نشان می‌دهد که تمامی مدل‌ها بارش ماه‌های ژانویه، مارس و آوریل را با کاهش پیش‌بینی کرده‌اند. بیشترین تغییرات مربوط به بارش ماه مه و کمترین آن مربوط به ماه اوت است. شکل ۴ و ۵ نشان می‌دهد که تمامی مدل‌ها دمای حداقل و حداکثر را با افزایش پیش‌بینی کرده‌اند. میزان این افزایش در فصل تابستان برای هر دو پارامتر بیشتر از سایر زمان‌هاست.



شکل (۳) نمودار جعبه‌ای تغییرات میانگین مجموع بارش ماهانه برای شش مدل مورد مطالعه



شکل (۴) نمودار جعبه‌ای تغییرات میانگین دمای حداقل ماهانه برای شش مدل مورد مطالعه



شکل (۵) نمودار جعبه‌ای تغییرات میانگین دمای حداکثر ماهانه برای شش مدل مورد مطالعه

انتخاب مناسب‌ترین مدل AOGCM

با مقایسه داده‌های مشاهداتی و تولید شده شامل میانگین ماهانه‌ی بارش، دمای حداقل و حداکثر توسط شش مدل مذکور با شاخص‌های ذکر شده، بهترین مدل و سناریو برای تولید داده‌ها در دوره‌ی آتی مشخص شد. نتایج این مقایسه در جدول ۴ تا ۶ ارائه شده است. از این جداول می‌توان نتیجه گرفت که از بین مدل‌های موجود، مدل HADCM3 تحت سناریوی A_1B ، بهترین نتیجه را برای بارش و تحت سناریوی A_2 بهترین نتیجه را برای دمای حداقل و نیز مدل MPEH5 تحت سناریوی B_1 ، بهترین نتیجه را برای دمای حداکثر پیش‌بینی کرده‌اند. با مشخص شدن بهترین مدل، داده‌های بارش، دمای حداقل و دمای حداکثر تولید شده در مدل‌ها و سناریوهای منتخب به منظور بررسی وضعیت تغییر اقلیم دما و بارش در دوره‌ی آتی تحلیل شدند.

جدول (۴) نتایج مقایسه بارش مدل‌های گردش عمومی جو با دوره‌ی پایه

بارش B_1		بارش A_2		بارش A_1B		مدل	R
RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2		
۵/۳۳	۰/۹۲	۵/۳۸	۰/۹۳۳	۵/۴۵	۰/۹۳۵	GFCM21	۱
۳/۷	۰/۹۶	۴/۱۵	۰/۹۵	۳/۵	۰/۹۷	HADCM3	۲
۳/۷	۰/۹۸	۶/۰۵	۰/۸۹۲	۳/۷۹	۰/۹۵۶	INCM3	۳
۳/۵۵	۰/۹۶	۳/۶	۰/۹۷	۴/۷۹	۰/۹۴۴	IPCM4	۴
۴/۴	۰/۹۵۴	۴/۳۶	۰/۹۴۶	۷/۲	۰/۸۷۶	MPEH5	۵
۵/۷۴	۰/۸۹۵	۴	۰/۹۴۹	۴/۹۳	۰/۹۳	NCCCS	۶

جدول (۵) نتایج مقایسه دمای حداقل مدل‌های گردش عمومی جو با دوره‌ی پایه

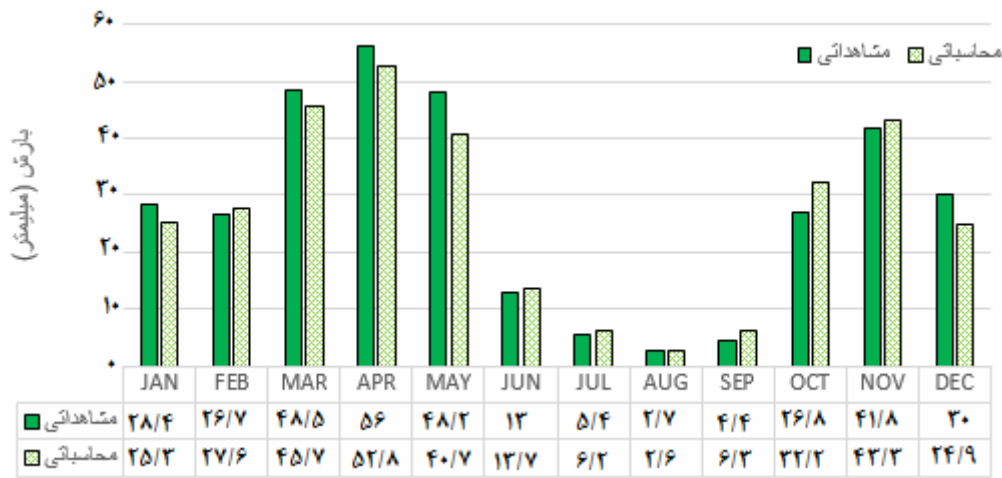
R	مدل	دمای حداقل A_1B		دمای حداقل A_2		دمای حداقل B_1	
		RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2
۱	GFCM21	۰/۸۸	۰/۹۹۹۶	۰/۸۲	۰/۹۹۵۶	۰/۹	۰/۹۹۹۵
۲	HADCM3	۰/۹۱	۰/۹۹۸۶	۱/۰۹	۰/۹۹۹۸	۰/۷	۰/۹۹۹۶
۳	INCM3	۰/۸۸۳	۰/۹۹۸	۱/۰۵	۰/۹۹۶۹	۰/۸۵	۰/۹۹۸۶
۴	IPCM4	۱/۱۲	۰/۹۹۹۵	۰/۸۷	۰/۹۹۹۵	۱	۰/۹۹۹۵
۵	MPEH5	۰/۹۳۳	۰/۹۹۹۶	۰/۸۱۵	۰/۹۹۹۸	۰/۹۳	۰/۹۹۹۷
۶	NCCCS	۱/۲۶	۰/۹۹۹۴	۱/۲۵	۰/۹۹۸۸	۱/۲۴	۰/۹۹۹۹

جدول (۶) نتایج مقایسه دمای حداکثر مدل‌های گردش عمومی جو با دوره‌ی پایه

R	مدل	دمای حداکثر A_1B		دمای حداکثر A_2		دمای حداکثر B_1	
		RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2
۱	GFCM21	۰/۸۵	۰/۹۹۹۵	۰/۸۲	۰/۹۹۹۴	۰/۸۸	۰/۹۹۹۴
۲	HADCM3	۰/۸۳	۰/۹۹۹۴	۰/۹۹	۰/۹۹۹۵	۰/۹۹	۰/۹۹۹۵
۳	INCM3	۱/۵۶	۰/۹۹۷۹	۱/۰۳	۰/۹۹۹۷	۱/۱	۰/۹۹۹۶
۴	IPCM4	۱/۱	۰/۹۹۹۲	۰/۸۴	۰/۹۹۹۶	۱/۱	۰/۹۹۹۶
۵	MPEH5	۰/۸۵	۰/۹۹۹۵	۰/۸۱	۰/۹۹۹۳	۰/۹۲	۰/۹۹۹۴
۶	NCCCS	۱/۲۴	۰/۹۹۹۰	۱/۲۳	۰/۹۹۴۹	۱/۲۲	۰/۹۹۹۵

بررسی پارامتر بارندگی در دوره‌ی آتی (۲۰۳۰-۲۰۱۱)

بارش دوره‌ی ۲۰۱۱-۲۰۳۰ با مدل HADCM3 و با سناریو A_1B تولید شد. شکل (۶) مقایسه‌ی میانگین مجموع بارش ماهانه در دوره‌ی پایه و آتی را نشان می‌دهد. همانطور که از شکل می‌توان فهمید در اکثر ماه‌ها بارندگی دوره‌ی آتی نسبت به دوره‌ی پایه کاهش خواهد یافت به این صورت که بیشترین کاهش مربوط به ماه‌های آوریل و مه است که از لحاظ کشاورزی نیز زمان مهمی به‌شمار می‌رود، بارش ماه ژوئیه و سپتامبر و دسامبر با شیب کمی افزایشی است. با این حال بیشترین افزایش بارش مربوط به ماه اکتبر است. در حالت کلی بارش فصول زمستان و بهار با کاهش و بارش فصل پائیز با افزایش پیش‌بینی شده است.

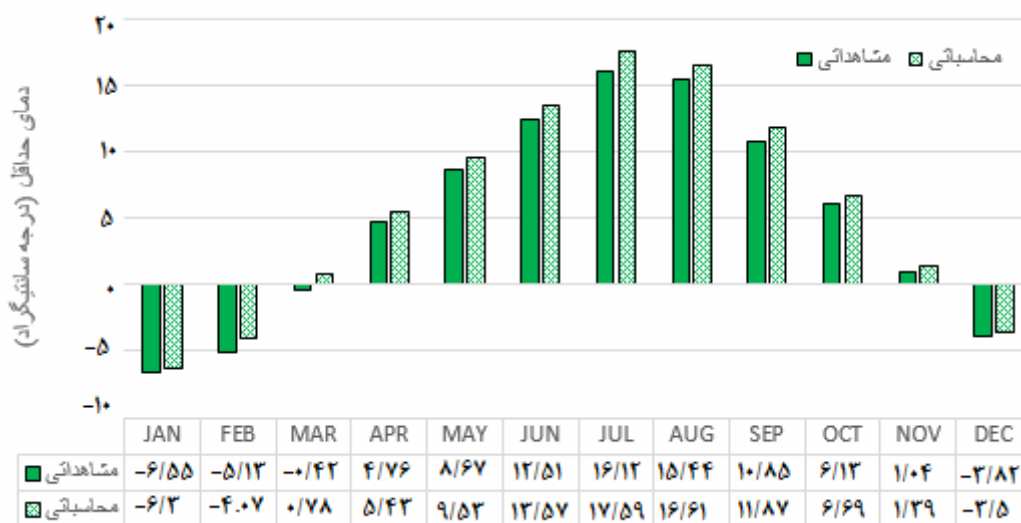


شکل (۶) مقایسه میانگین بارش تجمعی ماهانه مشاهداتی دوره‌ی پایه با محاسباتی در دوره‌ی آتی

بررسی پارامتر دما در دوره‌ی آتی (۲۰۳۰-۲۰۱۱)

دمای حداقل

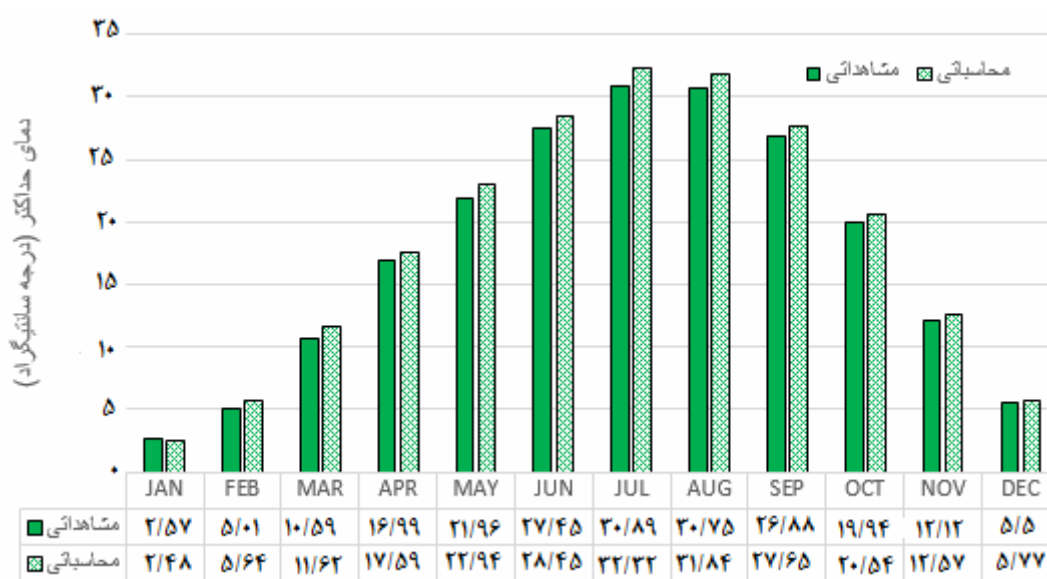
با توجه به نتایج جدول (۵) برای تولید داده‌های دمای حداقل از مدل HADCM3 و سناریوی A₂ استفاده شد. شکل (۷) مقایسه‌ی میانگین دمای حداقل ماهانه دوره‌ی پایه را با دوره‌ی آتی نشان می‌دهد، همانطور که از شکل می‌توان فهمید در تمامی ماه‌ها این پارامتر با افزایش پیش‌بینی شده است. بیشترین افزایش مربوط به ماه‌های ژوئیه و اوت و کمترین آن مربوط به ماه دسامبر است. میزان افزایش این پارامتر از ۰/۳۲ تا ۱/۴۷ درجه سانتی‌گراد در ماه‌های مختلف متغیر است.



شکل (۷) مقایسه میانگین دمای حداقل ماهانه‌ی مشاهداتی دوره‌ی پایه با محاسباتی در دوره‌ی آتی

دمای حداکثر

طبق نتایج جدول (۷) برای تولید پارامتر میانگین دمای حداکثر از مدل MPEH5 تحت سناریوی B₁ استفاده شد. شکل (۸) مقایسه‌ی میانگین حداکثر دمای ماهانه در طول دوره‌ی پایه و دوره‌ی آتی را نشان می‌دهد. مطابق با این شکل به جز ماه ژانویه این پارامتر در تمامی ماه‌ها با افزایش پیش‌بینی شده است، بیشترین افزایش این پارامتر مربوط به ماه‌های مه، ژوئیه و اوت می‌باشد. میزان افزایش این پارامتر به جز ماه ژانویه بین ۰/۲۷ تا ۱/۹۸ درجه سانتی‌گراد در ماه‌های مختلف سال متغیر است.



شکل (۸) مقایسه‌ی میانگین دمای حداکثر ماهانه مشاهداتی دوره‌ی پایه با محاسباتی در دوره‌ی آتی

جدول (۷) نتایج مقایسه سالانه بارش، دمای حداقل و دمای حداکثر در دوره‌ی پایه و دوره‌ی آتی تحت مدل‌ها و سناریوهای منتخب را نشان می‌دهد. همانطور که از جدول مذکور مشهود است بارش دوره‌ی آتی حدود ۰/۴٪ کاهش خواهد یافت و این در حالی است که دمای حداقل ۱/۰۵ و دمای حداکثر ۰/۸۷ درجه سانتی‌گراد افزایش خواهد یافت. نکته قابل توجه بر هم خوردن توزیع زمانی بارش و افزایش دما است که احتمالاً بیشتر از کاهش بارش تبعات منفی خواهد داشت.

جدول (۷) مقایسه‌ی پارامترهای بارش، دمای حداقل و حداکثر در دوره‌ی پایه و آتی

	میانگین مجموع بارش سالانه (mm)	میانگین سالانه دمای حداقل (°C)	میانگین سالانه دمای حداکثر (°C)
دوره پایه	۳۳۲	۴/۹۷	۱۷/۵۵
دوره آتی	۳۲۱	۶/۰۲	۱۸/۴۳

نتیجه‌گیری

نتایج این مطالعه نشان داد که به علت دامنه‌ی زیاد تغییرات خروجی مدل‌ها و سناریوهای مختلف، در نظر نگرفتن عدم قطعیت مدل‌ها و سناریوها می‌تواند تأثیر زیادی در نتایج مطالعات داشته باشد. همچنین در این مطالعه مشخص شد که مدل ریزمقیاس نمایی LARS-WG توانایی زیادی در مدل‌سازی داده‌های بارش و دمای دوره‌ی پایه در منطقه‌ی مورد مطالعه را داشته است، به طوری که داده‌های تابش، دمای حداقل و حداکثر کاملاً با داده‌های دیدبانی شده مطابقت دارد و همچنین توانمندی مدل در مدل‌سازی بارش بسیار خوب و قابل قبول می‌باشد. در بررسی عدم قطعیت ناشی از مدل‌های گردش عمومی جو و سناریوهای موجود، بهترین مدل برای پیش‌بینی بارش در منطقه‌ی مورد مطالعه مدل HADCM3 تحت سناریوی A₁B، بهترین مدل برای برآورد دما مدل HADCM3 تحت سناریوی A₂ و بهترین مدل برای برآورد دمای حداکثر مدل MPEH5 تحت سناریوی B₁ می‌باشد. نتایج این مطالعه با مطالعاتی که در این زمینه انجام شده (صمدی و همکاران، ۱۳۸۶ و آشفته و مساح بوانی، ۱۳۸۸) در مورد پارامترهای بارش و دمای حداقل انطباق داشته و در تحقیق آنها نیز مدل HADCM3 بهترین برآورد را برای پارامترهای مذکور به دست آورد ولی نتایج حاصله در مورد دمای حداکثر با آنها تفاوت دارد به طوری که در تحقیق حاضر مدل MPEH5 بهترین برآورد را برای پارامتر دمای حداقل داشته است. یکی از دلایل این تفاوت را می‌توان چنین عنوان کرد که هر مدل گردش عمومی برای یک منطقه‌ی خاص بهترین برآورد را می‌دهد. نتایج حاصل از این تحقیق نیز استفاده از مدل HADCM3 را به عنوان بهترین مدل برای برآورد بارش و دما در منطقه‌ی مورد مطالعه که در مطالعات قبلی نیز عنوان شده بود مورد تأکید قرار داد. با این وجود و با توجه به عدم قطعیت‌های موجود به نظر می‌رسد برای به دست آوردن بهترین برآورد پارامترهای اقلیمی در دوره‌ی آتی باید تا حد امکان تأثیر عدم قطعیت را بیشتر تأکید کرد و این مهم را می‌توان با به آزمون گذاشتن مدل‌های بیشتر در مکان و زمان‌های دیگر دست یافت.

منابع

- آشفته، پریسآسادات و علیرضا مساح‌بوانی (۱۳۸۶)، «تأثیر تغییر اقلیم بر شدت و فراوانی سیلاب در دوره‌های آتی، مطالعه‌ی موردی: حوضه‌ی آیدغموش آذربایجان شرقی»، کارگاه فنی اثرات تغییر اقلیم در مدیریت منابع آب، بهمن ماه ۱۳۸۶، صص ۳۱-۴۷.
- آشفته، پریسآسادات و علیرضا مساح‌بوانی (۱۳۸۸)، «تأثیر عدم قطعیت تغییر اقلیم بر رژیم سیلابی: مطالعه‌ی موردی حوضه‌ی آیدغموش آذربایجان شرقی»، مجله‌ی تحقیقات منابع آب، شماره‌ی ۲، صص ۲۷-۳۹.
- بابائیان، ایمان؛ نجفی نیک، زهرا؛ زابل عباسی، فاطمه؛ حبیبی نوخندان، مجید؛ ادب، حامد و شراره ملبوسی (۱۳۸۸)، «ارزیابی تغییر اقلیم کشور در دوره‌ی ۲۰۳۹-۲۰۱۰ میلادی با استفاده از ریزمقیاس‌نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو ECHO-G»، جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۱۶، صص ۱۳۵-۱۵۲.
- ثانی‌خانی، هادی؛ دین‌پژوه، یعقوب؛ پوریوسف، سعید؛ زمانزادقویدل، سروین و بهاره صولتی (۱۳۹۲)، «بررسی اثرات تغییر اقلیم بر رواناب حوضه‌های آبریز (مطالعه‌ی موردی: حوضه‌ی آبریز آجی‌چای در استان آذربایجان شرقی)»، نشریه‌ی آب و خاک (علوم و صنایع غذایی)، شماره‌ی ۶، صص ۱۲۳۴-۱۲۳۵.
- روشن، غلامرضا؛ خوش‌اخلاق، فلامرز و قاسم عزیزی (۱۳۹۱)، «آزمون مدل مناسب گردش عمومی جو برای پیش‌یابی مقادیر دما و بارش ایران تحت شرایط گرمایش جهانی»، جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۲۷، صص ۱۹-۳۵.
- صمدی، زهرا؛ مساح‌بوانی، علیرضا و محمد مهدوی (۱۳۸۶)، «بررسی تأثیر روش‌های کوچک مقیاس کردن رگرسیونی بر رژیم سیلاب رودخانه، کارگاه فنی اثرات تغییر اقلیم در مدیریت منابع آب»، تهران، کمیته‌ی ملی آبیاری و زهکشی، صص ۸۱-۹۸.
- کمال، علیرضا و علیرضا مساح‌بوانی (۱۳۹۰)، «ارزیابی عدم قطعیت مدل‌های AOGCM-AR4 و مدل‌های هیدرولوژی در تخمین دما، بارش و رواناب حوضه‌ی قره‌سو تحت تأثیر تغییر اقلیم»، مجله‌ی پژوهش آب ایران، سال نهم، شماره‌ی ۵، صص ۳۹-۵۰.
- مساح‌بوانی، علیرضا و سعید مرید (۱۳۸۴)، «اثرات تغییر اقلیم بر جریان رودخانه‌ی زاینده رود اصفهان»، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال نهم، شماره‌ی ۴، صص ۲۷-۱۷.
- Christensen, N.S.A.W. Wood et al. (2004), **The Effects of Climate Change on the Hydrology and Water Resources of the Colorado River Basin**, Climatic Change, 62(3): PP. 337-363.
- IPCC (2013), "**Climate Change 2013: The Physical Science Basis**", Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, and G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Semenov, MA. Donatelli, M. Stratonovitch, P. Chatzidaki, E, Baruth, B (2010), **ELPIS: A Dataset of Local-scale Saily Climate Scenarios for Europe**, Clim Res, 44, PP. 3-15.