



شبیه‌سازی متغیرهای هیدرواقليمی توسط AOGCMs و بررسی دامنه تغییرات متغیرها تحت تأثیر تغییر اقليم در حوضه دزعلیا

حجت اله تابان^۱، نرگس ظهرايي^{۲*} و علیرضا نیکبخت شهپازی^۳

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد، گروه علوم و مهندسی آب، پردیس علوم و تحقیقات خوزستان، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران.

۲- نویسنده مسئول، گروه مهندسی علوم آب، واحد اهواز، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، Nargeszohrabi@gmail.com

۳- گروه مهندسی علوم آب، واحد اهواز، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران.

پذیرش: ۱۳۹۶/۹/۱۹

بازنگری: ۱۳۹۶/۹/۱۵

دریافت: ۱۳۹۵/۴/۵

چکیده

در راستای بررسی اثرات تغییر اقليم بر سامانه‌های منابع آب، به منظور دست‌یابی به نتایج معتبرتر و مطمئن‌تر، در نظر گرفتن عدم قطعیت در مراحل مختلف مطالعات تغییر اقليم ضرورت دارد. هدف از این پژوهش توجه به عدم قطعیت با بررسی محدوده تغییرات متغیرهای هیدرواقليمی شبیه‌سازی شده در دوره آبی در حوضه دزعلیا می‌باشد. به این منظور از شبیه‌سازی دو مؤلفه اصلی اقليم (دما و بارش) حاصل از ۱۰ مدل گردش کلی جو تحت سناریوهای انتشار A1B (SRES)، A2 و B1 و دو روش ریزمقیاس نمایی در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ میلادی برای حوضه دزعلیا استفاده شد. با معرفی سری‌های زمانی دما و بارش شبیه‌سازی شده حاصل از مدل‌های AOGCM ریزمقیاس شده توسط دو روش تناسبی و آماری، سری زمانی روان‌آب روانه با استفاده از روش شبکه عصبی مصنوعی حوضه دزعلیا در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ تولید گردید. نتایج نشان داد که روند تغییرات روان‌آب در دوره آبی (۲۰۶۹-۲۰۴۹) نسبت به دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) مشابه، لیکن دامنه‌ی این تغییرات متفاوت می‌باشد. بیشترین درصد افزایش در روان‌آب مربوط به فصل زمستان با $74/13 \pm 9\%$ است. در بررسی دامنه تغییرات دما و بارش تحت سناریوهای انتشار A1B، A2 و B1، سناریو A1B بیشترین و سناریو A2 کمترین عدم قطعیت ناشی از هر دو روش ریزمقیاس نمایی را نشان داد. به‌طور کلی در بررسی محدوده تغییرات متغیرهای هیدرواقليمی در دوره آبی، عدم قطعیت مربوط به مدل‌های گردش عمومی جو (AOGCMs) تحت هر سه سناریوی انتشار بیشتر از روش‌های ریزمقیاس نمایی است.

کلیدواژه‌ها: تغییر اقليم، عدم قطعیت، ریزمقیاس نمایی، مدل اقليمی، سناریو انتشار.

مقدمه

زمان بارش در مناطق مختلف کره زمین می‌شود که این مسئله می‌تواند سبب ایجاد خشکسالی‌ها و سیلاب‌ها گردد. همچنین باعث تغییر در حجم، زمان و مدت روان‌آب می‌شود که پیامد این اتفاق در عرصه مدیریت منابع آب تحولات و تغییرات بسیاری را به وجود خواهد آورد (Kamal and Masah Bavani, 2009). بنابراین برای کاهش ناسازگاری‌ها، مطالعه اثرات تغییر اقليم بر منابع آب حوضه در دوره‌های آبی ضروری است. در این زمینه رویکردهای مختلفی وجود دارد که استفاده از مدل‌های جفت‌شده گردش عمومی اتمسفر (AOGCM) از پرکاربردترین روش‌ها می‌باشد (Wilby and Hariss, 2006). تمامی مدل‌های AOGCM افزایش دما در سطح زمین و تغییر در شدت و فراوانی بارش‌ها را به علت افزایش گازهای گلخانه‌ای در قرن اخیر پیش‌بینی کرده‌اند (Hamlet and Lettenmaier, 2007). در تمامی مراحل مختلف شبیه‌سازی متغیرهای اقليمی و تصحیح خروجی این مدل‌ها، منابع عدم قطعیت مختلفی وجود دارد. این منابع عبارتند از عدم قطعیت سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای، عدم قطعیت در تبدیل میزان گازهای گلخانه‌ای به

دما و بارش دو مؤلفه اصلی سیستم آب و هوایی هستند که در اثر پدیده تغییر اقليم، میانگین این متغیرها در مناطق مختلف تغییر می‌کند. با توجه به تأثیر بارزتر این دو متغیر (نسبت به دیگر متغیرهای اقليمی) بر سیستم‌های منابع آب، کشاورزی، محیط‌زیست و غیره، مطالعات اولیه در زمینه تأثیر پدیده تغییر اقليم، عمدتاً روی این دو متغیر می‌باشد (Masah Bavani et al., 2006). اثرات فعالیت‌های انسانی بر سیستم اقليم واضح و روشن است. این اثرات به واسطه غلظت بالای گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر و گرم‌تر شدن سیستم اقليم یا گرمایش جهانی، مشهود است (Anonymous, 2007, 2013). Zohrabi et al. (2013) در نسبت‌دهی تغییر اقليم در حوضه کارون بزرگ نشان دادند که بخش‌های مختلف این حوضه تقریباً سال‌های انتهایی دوره (۲۰۰۹-۱۹۷۱) در خارج از محدوده نوسانات درونی اقليم قرار گرفته و نشان‌دهنده تأثیر تغییر اقليم (افزایش گازهای گلخانه‌ای) بر متغیرهای اقليمی در این سال‌هاست. تغییرات اقليم باعث تغییر در مدت، شدت، شکل و

تحلیل‌های تغییر اقلیم نمی‌تواند تمامی محدوده عدم قطعیت‌های مربوطه را پوشش داده و نتایج غیرکاربردی را به دنبال خواهد داشت. از طرف دیگر ارجحیتی بین عملکرد مدل‌های گردش کلی جو در شبیه‌سازی اقلیم منطقه وجود نداشته و به عبارت دیگر می‌بایست از تعداد حداکثری آن‌ها در مطالعه‌ها استفاده کرد. به‌کارگیری حداکثری این مدل‌ها موجب افزایش حجم محاسبات خواهد شد، بنابراین جهت نوآوری روش تحقیق، در این پژوهش از ده مدل AOGCMs تحت سه سناریو انتشار گازهای گلخانه‌ای (A2، A1B و B1) استفاده شد تا دامنه تغییرات شبیه‌سازی‌های خروجی (عدم قطعیت) مربوط به مدل‌های گردش عمومی جو و روش‌های ریزمقیاس‌نمایی مختلف بر دما، بارش و روان‌آب حوضه دزعلیا در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ میلادی مورد بررسی قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی

حوضه دز علیا بخشی از حوضه آبریز رودخانه سزار، زیرحوضه تیره شهر دورود، است. رودخانه سزار یکی از دو شاخه عمده و تشکیل‌دهنده رودخانه دز می‌باشد. موقعیت جغرافیایی حوضه دز علیا در طول جغرافیایی $32^{\circ}52'$ ، $39^{\circ}04'$ و عرض جغرافیایی $22^{\circ}28'$ می‌باشد و مساحت آن 9206 کیلومتر مربع است. موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه در حوضه دزعلیا در شکل (۱) نشان داده شده است. در این تحقیق داده‌های پایه مورد استفاده شامل داده‌های مشاهداتی دما، بارش و روان‌آب در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ میلادی از ایستگاه‌های منتخب منطقه و در مقیاس روزانه است. برای متغیر دما، داده‌های روزانه ایستگاه سینوپتیک بروجرد به‌دلیل دارا بودن داده‌های کامل و ارتفاعی برابر متوسط ارتفاع سایر ایستگاه‌ها به‌عنوان مبنا انتخاب گردید. برای متغیر بارش از داده‌های روزانه ایستگاه باران‌سنجی بروجرد استفاده شد. جدول (۱) مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق را نشان می‌دهد.

غلظت اتمسفریک و نیروی تابشی، عدم قطعیت به حساسیت مدل‌های AOGCM مختلف به نیروی تابشی یکسان، عدم قطعیت مربوط به شبیه‌سازی مدل‌های AOGCM در سطوح منطقه‌ای و عدم قطعیت در استفاده از روش‌های مختلف کوچک مقیاس کردن خروجی مدل‌های AOGCM (Masah Bavani, 2006). بنابراین هنگامی می‌توان به خروجی‌های مدل‌های شبیه‌سازی منابع آب تحت تأثیر پدیده تغییر اقلیم مطمئن بود که عدم قطعیت‌ها در تمامی مراحل لحاظ گردد (Semenov and Stratonovith, 2010). Minville et al. (2008) عدم قطعیت مربوط به اثرات تغییر اقلیم روی هیدرولوژی حوضه نوردیک کانادا را مورد بررسی قرار دادند. در این تحقیق از ۱۰ سناریو اقلیمی با وزن‌دهی مساوی به‌واسطه ترکیب پنج مدل چرخه عمومی (GCM) و دو سناریو انتشار گاز گلخانه‌ای در جهت تعیین عدم قطعیت متغیرهای هیدرولوژی استفاده شد. نتایج تحقیق، افزایش یک تا 14° درجه‌ای را در دمای فصلی و تغییر $9-$ تا 55 درصد را در بارش فصلی نشان داد. این مطالعه نشان داد که بزرگترین منبع عدم قطعیت مربوط به مدل‌های GCM است. بنابراین مطالعه نتایج اثرات منتج از تنها یک مدل GCM باید با احتیاط تفسیر شود. در ایران نیز تحقیقاتی در زمینه بررسی منابع مختلف عدم قطعیت در مطالعات تغییر اقلیم صورت گرفته است (Nikbakht Shahbazi, 2014; Jahanbakhsh Asl et al., 2016; Delghandi and Moazenzadeh, 2017; Gharib Doost et al., 2017).

نتایج تحقیقات انجام شده نشان می‌دهد ارزیابی اثرات تغییر اقلیم توسط منابع مختلف عدم قطعیت، تحت تأثیر قرار می‌گیرد که البته میزان این اثرپذیری در مناطق مختلف متفاوت می‌باشد (Zarghami et al., 2011). در مجموع اکثر مطالعات نشان از تأثیر بالای عدم قطعیت مدل‌های گردش عمومی جو در شبیه‌سازی پارامترهای اقلیمی و هیدرولوژی دارد. بنابراین باید توجه داشت که استفاده تنها از یک مدل گردش عمومی جو، یک سناریو انتشار و یک روش ریزمقیاس‌نمایی برای تجزیه و

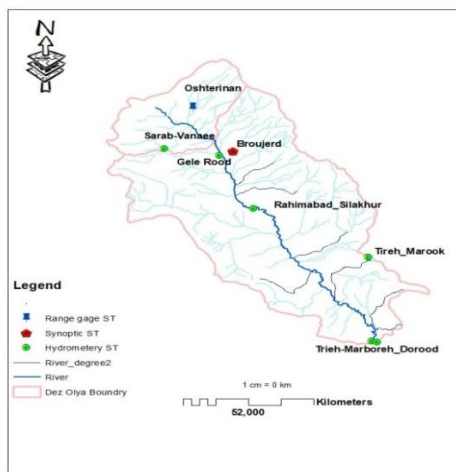


Fig.1- Location of stations in Dez Olya basin
 شکل ۱- جانمایی ایستگاه‌های مورد مطالعه در حوضه دز علیا

جدول ۱- مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه

Table 1- Geographical characteristics of the studied stations

Station	Type of station	Longitude	Latitude	Variable	Period
Borujerd	Synoptic	48.36	33.55	Daily temperature	1961-2011
Borujerd	Rain-gage	48.40	34.01	Daily rainfall	1970-2011

مدل‌های گردش عمومی جو

در این پژوهش به منظور بررسی منابع عدم قطعیت، ۱۰ مدل گردش عمومی جو مورد استفاده قرار گرفته است. دلیل این انتخاب، وجود سه سناریو انتشار B1، A2 و A1B در این مدل‌هاست. پس از شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره‌های گذشته توسط مدل‌های گردش کلی جو، به منظور شبیه‌سازی وضعیت این متغیرها در دوره‌های آتی، نیاز به معرفی وضعیت انتشار گازهای گلخانه‌ای در دوره‌های آتی برای این مدل‌ها می‌باشد. بدین منظور از سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای (که معمولاً تا سال ۲۱۰۰ است) استفاده می‌نمایند. مشخصات ۱۰ مدل گردش عمومی جو استفاده شده در این پژوهش در جدول (۲) نشان داده شده است.

ریز مقیاس‌نمایی و تولید سناریوهای اقلیمی منطقه‌ای

بزرگ مقیاس بودن سلول‌های محاسباتی مدل‌های گردش عمومی جو جدول (۲) به لحاظ مکانی و زمانی با دقت مورد نیاز مدل‌های هیدرولوژیکی مطابقت ندارد. بنابراین به منظور تولید سناریوهای اقلیمی منطقه‌ای از روش‌های مختلفی اقدام به کاهش مقیاس این مدل‌ها جهت استفاده در مدل‌های هیدرولوژیکی در منطقه مورد مطالعه می‌کنند Wilby و Harris (2006) به این منظور در این پژوهش از دو روش عامل تغییر (Change Factor) و آماری (LARS-WG) استفاده شده است.

روش عامل تغییر (Change Factor)

در این روش برای محاسبه سناریوی تغییر اقلیم در هر مدل مقادیر "اختلاف" برای دما رابطه (۱) و "نسبت" برای بارندگی رابطه (۲) برای متوسط درازمدت هر ماه در دوره آتی ۲۰۶۹-۲۰۴۰ و دوره شبیه‌سازی شده پایه توسط همان مدل (۲۰۰۰-۱۹۷۱) برای هر سلول از شبکه محاسباتی محاسبه می‌گردد (Jones and Hulme, 1996).

$$\Delta P_i = \left(\frac{\bar{P}_{GCM/fut_i}}{\bar{P}_{GCM/bas_i}} \right) \quad (1)$$

$$\Delta T_i = (\bar{T}_{GCM,fut_i} - \bar{T}_{GCM,bas_i}) \quad (2)$$

در روابط فوق ΔP_i و ΔT_i به ترتیب بیانگر سناریوی تغییر اقلیم مربوط به دما و بارندگی برای میانگین درازمدت ۳۰ ساله برای هر ماه ($1 \leq i \leq 12$)، \bar{T}_{GCM,fut_i} میانگین ۳۰ ساله دمای شبیه‌سازی شده توسط AOGCM در دوره آتی برای هر ماه (در اینجا ۲۰۴۰-۲۰۶۹)، \bar{T}_{GCM,bas_i} میانگین ۳۰ ساله دمای شبیه‌سازی شده توسط AOGCM در دوره مشابه با دوره مشاهداتی برای هر ماه، \bar{P}_{GCM/fut_i} میانگین ۳۰ ساله بارش شبیه‌سازی شده توسط AOGCM در دوره آتی برای هر ماه و \bar{P}_{GCM/bas_i} میانگین ۳۰ ساله بارش شبیه‌سازی شده توسط AOGCM در دوره مشابه با دوره مشاهداتی برای هر ماه می‌باشد. برای بارندگی نیز موارد ذکر شده برقرار می‌باشد. سپس از روش عامل تغییر برای کوچک مقیاس کردن تناسبی داده‌های طرح استفاده می‌شود. در روش عامل تغییر برای به دست آوردن سری زمانی سناریوی اقلیمی در آینده، سناریوهای تغییر اقلیم به مقادیر مشاهداتی افزوده می‌شود لذا روابط (۳) و (۴) به ترتیب سری زمانی سناریو اقلیمی دما و بارش آتی را استخراج می‌کنند (Wilby and Harris., 2006)

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

$$P = P_{obs} \times \Delta P \quad (4)$$

در رابطه فوق T_{obs} بیانگر سری زمانی دمای مشاهداتی (در اینجا روزانه) در دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱)، T سری زمانی حاصل از سناریوی اقلیمی دما در دوره آتی (۲۰۴۰-۲۰۶۹) و ΔT و ΔP سناریوی تغییر اقلیم است.

روش آماری (مدل LARS-WG)

در این روش آماری از نرم افزار LARS-WG(5.5) استفاده می‌شود. مدل LARS-WG توسط Racsco et al. (1991) و Semenov و Barrow (1997) ارائه گردید. یکی از مشهورترین مدل‌های مولد داده‌های تصادفی وضع هوا است که برای تولید بارش، تابش، حداکثر و حداقل درجه‌حرارت‌های روزانه در یک ایستگاه تحت شرایط اقلیم حاضر و آینده به کار می‌رود. اجرای این مدل شامل سه گام می‌باشد: واسنجی مدل، ارزیابی مدل و تولید داده‌های هواشناسی (Babaeian et al., 2010; Goodarzi, 2010).

جدول ۲- مشخصات ۱۰ مدل چرخه عمومی اتمسفر-اقیانوس (AOGCMs) تحت سناریوهای انتشار A1B, A2, B1 (Anonymous, 2007)

Table 2- Characteristics of 10 AOGCMs under B1, A2 and A1B (IPCC-AR4) emission scenarios

Model	Developer(s)	Resolution
HADCM3	UKMO(Uk)	2.5×3.75
CGCM3T63	CCCMA(Canada)	0.9×1.4
CNRMCM3	CNRM(France)	1.9×1.9
CSIROMK3.0	ABM(Australia)	1.9×1.9
GFDLCM2.0	NOAA/GFDL(USA)	2.0×2.5
GISS-ER	NASA/GISS(USA)	4.0×5.0
INMCM3.0	INM(Russia)	4.0×5.0
IPSLCM4	IPSL(France)	2.5×3.75
MIROC3.2MEDRES	NIES(Japan)	2.81×2.81
BCM2.0	BBCR(Norway)	1.5×1.5

واسنجی و صحت سنجی (آموزش و آزمون) به دست آورد، به عنوان مناسبترین شبکه برای شبیه‌سازی جریان ورودی انتخاب می‌گردد (Zarghami et al., 2011).

نتایج و بحث

نتایج این پژوهش در دو بخش ارائه می‌شود. بخش اول به تولید سناریوهای تغییر اقلیم در حوضه دزعلیا در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ می‌پردازد. بخش دوم نتایج مربوط به شبیه‌سازی روان‌آب و در نهایت به بررسی محدوده تغییرات متغیرهای هیدرواقلمی در منطقه مطالعاتی توسط مدل‌های گردش عمومی جو تحت سناریوهای انتشار A1B، A2 و B1 و روش‌های ریزمقیاس‌نمایی تناسبی و آماری در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ می‌پردازد.

تولید سناریوهای اقلیمی منطقه ای در دوره آتی ۲۰۶۹-۲۰۴۰

دما و بارش درازمدت ماهانه ۱۰ مدل گردش عمومی جو (AOGCM) تحت سه سناریوی انتشار A1B، A2 و B1 تهیه و برای منطقه حوضه دزعلیا کوچک مقیاس شدند.

ریزمقیاس‌نمایی با استفاده از روش عامل تغییر

نتایج حاصل از روش ریزمقیاس‌نمایی "عامل تغییر" در شکل‌های (۲)، (۳) و (۴) نشان داد که تمامی مدل‌ها، دمای بیشتری را برای دوره آتی (۲۰۶۹-۲۰۴۰) نسبت به دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) تحت هر سه سناریوی انتشار تخمین می‌زنند. به طوری که انتظار می‌رود دمای حوضه در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ به طور متوسط ۲/۷۰ و ۲/۵۳ و ۱/۹۲ درجه سانتی‌گراد به ترتیب برای سناریوهای A1B، A2 و B1 نسبت به دوره پایه افزایش یابد. براساس شکل‌های (۵)، (۶) و (۷) مدل‌های AOGCMs در تخمین میزان تغییر بارش دوره آتی (۲۰۶۹-۲۰۴۰) نسبت به پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) هماهنگ نبوده و برخی از مدل‌ها بارش دوره آتی را نسبت به دوره پایه بیشتر و برخی نیز کمتر نشان می‌دهند.

شبیه‌سازی بارش-روان‌آب با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی

شبکه عصبی مصنوعی از ساختاری نورونی و هوشمند با الگوبرداری مناسب از نورون‌های موجود در مغز انسان سعی می‌کند از طریق توابع تعریف‌شده ریاضی رفتار درون‌سلولی نورون‌های مغز را شبیه‌سازی کند و از طریق وزن‌های محاسباتی موجود در خطوط ارتباطی نورون‌های مصنوعی، عملکرد سیناپسی را در نورون‌های طبیعی به مدل درمی‌آورد. ماهیت و ذات تجربی این روش موجب می‌شود در مسائلی مانند مقوله "پیش‌بینی" که چنین نگرشی در ساختار آن‌ها مشاهده می‌شود و از رفتار غیرخطی برخوردارند، به خوبی قابل استفاده باشد. در بسیاری از مسائل پیچیده ریاضی که به حل معادله‌های بفرنج غیرخطی منجر می‌شود، یک شبکه عصبی و مصنوعی می‌تواند به سادگی با تعریف اوزان و توابع مناسب مورد استفاده قرار گیرد. در این نوع شبکه‌ها از یک لایه ورودی برای اعمال ورودی‌های مسئله، یک یا چند لایه پنهان و یک لایه خروجی که در نهایت پاسخ‌های مسئله را ارائه می‌کنند، استفاده می‌شود (Haghizadeh et al., 2015).

در این پژوهش به منظور شبیه‌سازی روان‌آب روزانه از شبکه عصبی مصنوعی پیشرو با الگوریتم پس انتشار خطا با استفاده از برنامه MATLAB استفاده شده است. یکی از ساده‌ترین انواع شبکه‌های پیشرو با الگوریتم پس انتشار خطا، نوع یک لایه آن می‌باشد. در این شبکه وزن‌ها و بایاس‌ها می‌توانند برای تولید یک هدف مشخص آموزش داده شوند. قوانین یادگیری مورد استفاده در این راستا (قوانین آموزش) نامیده می‌شوند. شبکه‌های "پیشرو با الگوریتم پس انتشار خطا" از آن جهت که توانایی مناسبی برای تکامل یافتن به وسیله بردارهای ورودی را دارند، بسیار شایان توجه می‌باشند. این نوع شبکه عصبی در حل مسائل بسیار سریع و قابل اطمینان است. این شبکه دارای سه لایه می‌باشد. شبکه‌ای که بهترین جواب را مطابق با شاخص‌های تعیین خطا در مرحله

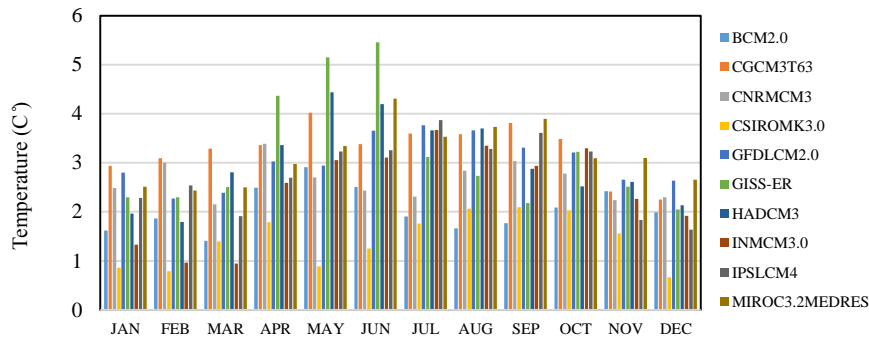


Fig. 2- Decrease/increase of region temperature compared to the base period under A1B emission scenario in the period 2040-2069

شکل ۲- میزان کاهش/افزایش دمای منطقه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ نسبت به دوره پایه تحت سناریوی انتشار A1B

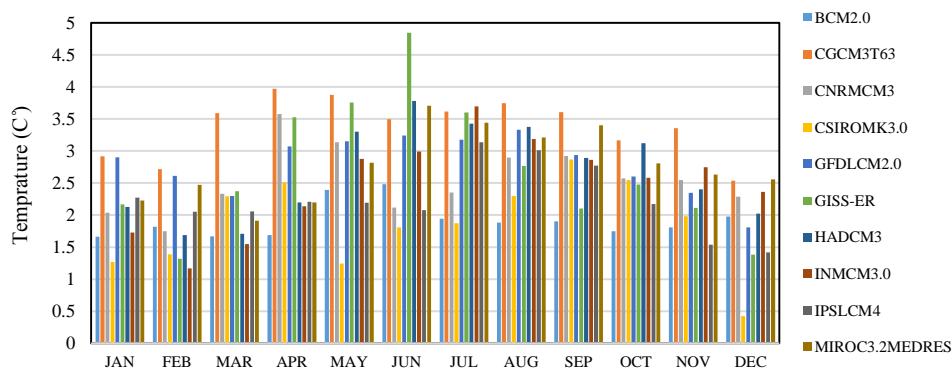


Fig. 3- Decrease/increase of region temperature compared to the base period under A2 emission scenario in the period 2040-2069

شکل ۳- میزان کاهش/افزایش دمای منطقه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ نسبت به دوره پایه تحت سناریوی انتشار A2

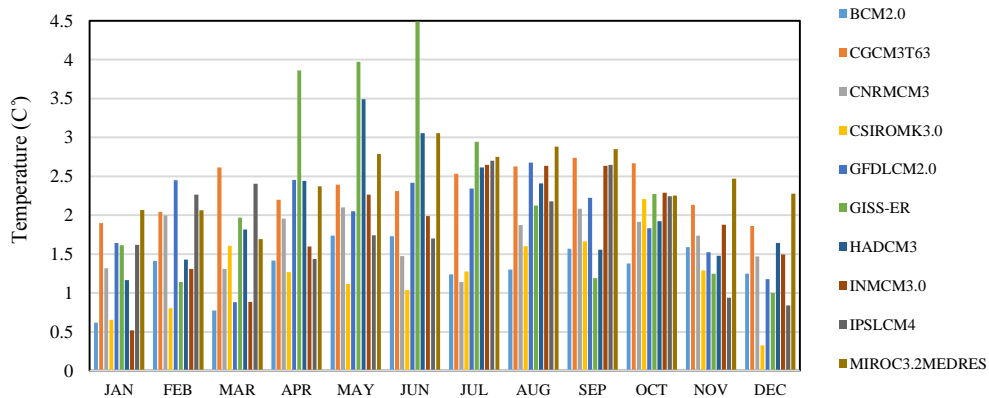


Fig. 4- Decrease/increase of region temperature compared to the base period under A1B emission scenarios in the period 2040-2069

شکل ۴- میزان کاهش/افزایش دمای منطقه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ نسبت به دوره پایه تحت سناریوی انتشار B1

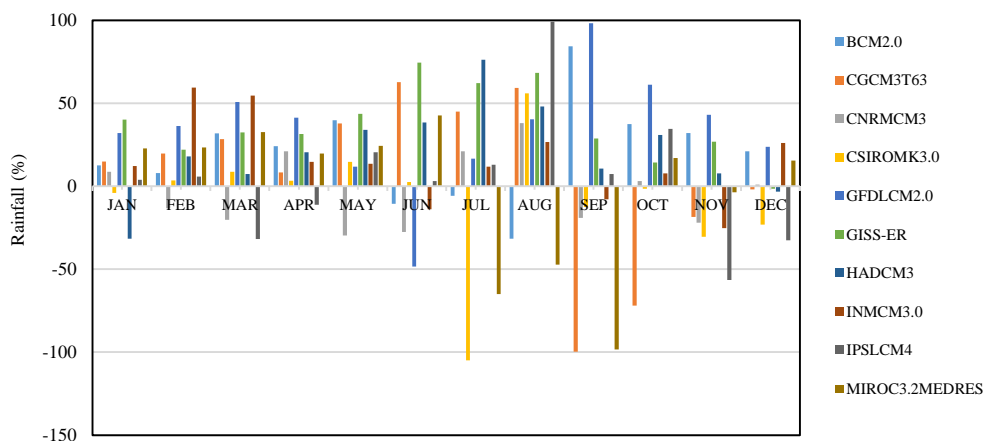


Fig. 5 - Decrease/increase of region rainfall compared to the base period under A1B emission scenario in the period 2040-2069

شکل ۵- میزان کاهش/افزایش بارش منطقه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ نسبت به دوره پایه تحت سناریوی انتشار A1B

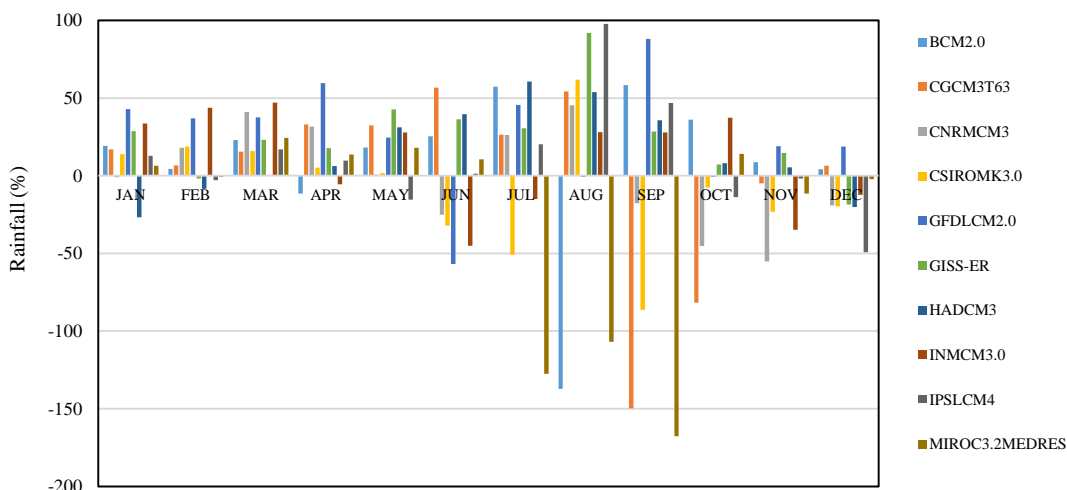


Fig.6 - Decrease/increase of region rainfall compared to the base period under A2 emission scenario in the period 2040-2069

شکل ۶- میزان کاهش/افزایش بارش منطقه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ نسبت به دوره پایه تحت سناریوی انتشار A2

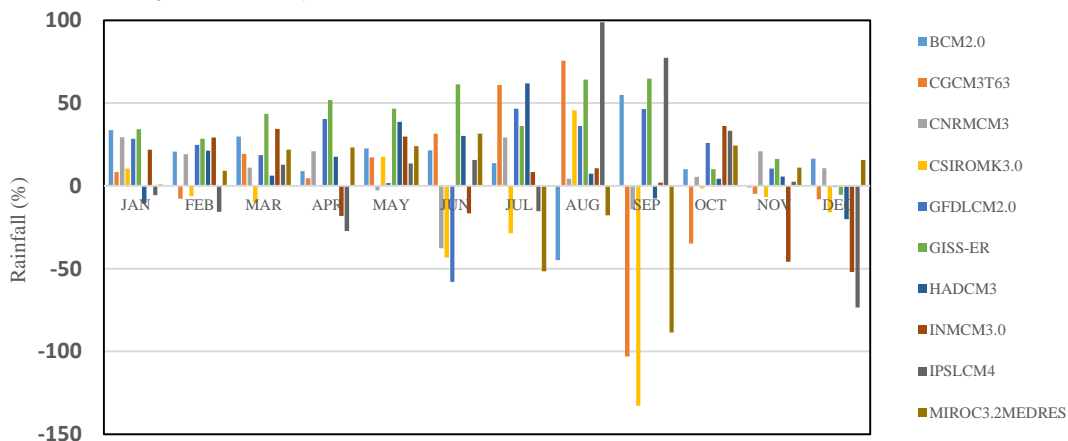


Fig.7 - The amounts of decrease/increase of region rainfall compared to the base period under B1 emission scenario in the period 2040-2069

شکل ۷- میزان کاهش/افزایش بارش منطقه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ نسبت به دوره پایه تحت سناریوی انتشار B1

روش تناسبی و سناریو A1B با $3/34^{\circ}\text{C}$ بوده است. این در حالی است که کمترین افزایش دما در فصل بهار به میزان $0/67^{\circ}\text{C} \pm 1/8$ رخ داده است. در فصول تابستان و زمستان مقدار افزایش دما نزدیک بهم بوده که مقدار آن $0/56^{\circ}\text{C} \pm 2/14$ می‌باشد.

با توجه به شکل (۹) هرچند ۱۰ مدل AOGCM بیشترین درصد افزایش بارش را در فصل تابستان تحت هر سه سناریو انتشار و به میزان 87 درصد $\pm 44/96$ درصد نشان می‌دهند ولی به علت کم بودن بارش مشاهداتی در این فصل که نزدیک به صفر است، اثر چندانی در متوسط بارش بلندمدت این فصل نخواهد داشت. از طرف دیگر بارش متوسط در بقیه ماه‌ها کاهش می‌یابد. بیشترین درصد کاهش بارش در زمستان به میزان 11 درصد ± 7 درصد و سپس در فصل بهار با کاهش 39 درصد $\pm 6/98$ درصد خواهد بود. به‌طور کلی افزایش بارش در فصل تابستان و سپس روند کاهشی آن در فصول تحت سناریوهای انتشار مختلف پاییز، بهار و زمستان نشان از دگرگونی توزیع بارش در منطقه دارد. محدوده تغییرات بارش با در نظر گرفتن هر دو روش ریزمقیاس‌نمایی، در دوره آتی نسبت به دوره پایه هماهنگ نبوده و برخی از مدل‌ها بارش دوره آتی را نسبت به دوره پایه بیشتر و برخی نیز کمتر نشان می‌دهند. در اکثر ماه‌ها میانگین بلندمدت بارش حاصل از روش تناسبی درصد برآورد بیشتری نسبت به روش ریزمقیاس آماری دارد.

بررسی محدوده تغییرات متغیرهای هیدرواقلمی در حوضه دزعلیا در دوره آتی ۲۰۴۰-۲۰۶۹

در این بخش با لحاظ کردن منابع عدم قطعیت مربوط به مدل‌های AOGCM، روش‌های ریزمقیاس‌نمایی و سناریوهای انتشار، وضعیت دما، بارش و روان‌آب حوضه دزعلیا مورد بررسی و مقایسه قرار می‌گیرد. این منابع شامل استفاده از ۱۰ مدل چرخش عمومی جو (AOGCM)، دو روش ریزمقیاس کردن و سه سناریو انتشار می‌باشد.

محدوده تغییرات دما و بارش در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ با در نظر گرفتن عدم قطعیت مدل‌های اقلیمی تحت سناریوهای انتشار A1B، A2، B1 و روش‌های ریزمقیاس‌نمایی

شکل (۸) تأثیر خروجی ۱۰ مدل AOGCMs تحت سناریوهای انتشار A1B، A2 و B1 با استفاده از دو روش ریزمقیاس‌نمایی تناسبی و آماری، در شبیه‌سازی متغیر دمای منطقه مطالعاتی در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ نسبت به دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود متوسط بلندمدت ماهانه دمای منطقه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ در همه ماه‌ها افزایش می‌یابد. به‌طور متوسط بیشترین افزایش دما مربوط به فصل پاییز به میزان $2/66^{\circ}\text{C} \pm 0/69$ است. به‌طوری‌که متوسط بیشترین افزایش دمای این فصل در ماه نوامبر مربوط به

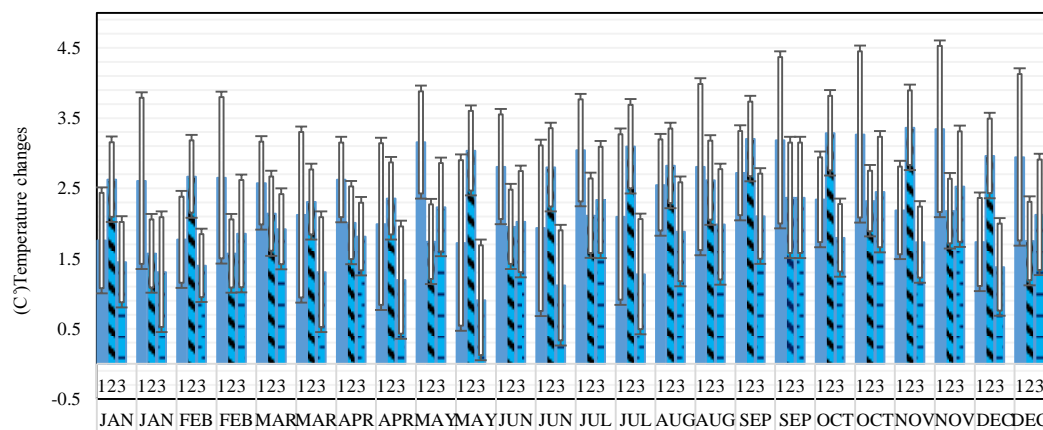


Fig. 8- Uncertainty of AOGCMs under emission scenarios (1: A1B, 2: A2 and 3: B1) and downscaling method (left: Statistical method, right: Change Factor method) in monthly temperature variation in the period of 2040-2069

شکل ۸- عدم قطعیت مدل‌های AOGCM تحت سناریوهای انتشار (۱: A1B، ۲: A2 و ۳: B1) و روش‌های ریزمقیاس‌نمایی (سمت چپ روش آماری - سمت راست روش عامل تغییر) در تغییرات دمای ماهانه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹

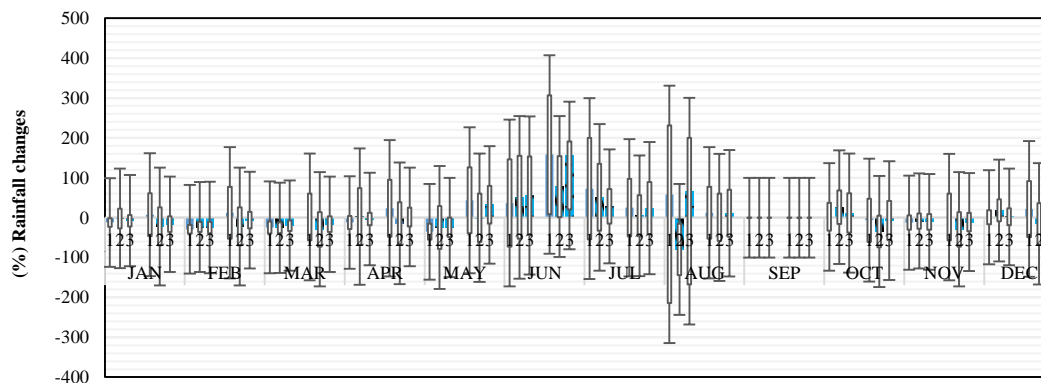


Fig. 9- Uncertainty of AOGCMs under emission scenarios (1: A1B, 2: A2 and 3: B1) and downscaling method (left: Statistical method, right: Change Factor method) in monthly rainfall changes in the period of 2040-2069

شکل ۹- عدم قطعیت مدل های AOGCM تحت سناریوهای انتشار (۱: A1B و ۲: A2 و ۳: B1) و روش های ریزمقیاس نمای (سمت چپ روش آماری- سمت راست روش عامل تغییر) در تغییرات ماهانه بارش در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰

جدول ۳- مدل سازی شبکه عصبی مصنوعی

Table 3- ANN Modeling

Model	1	2	3	4	5	6
Equation	$Q_i = f(P_i)$	$Q_i = f(P_i, T_{avg})$	$Q_i = f(P_i, T_i, RS_i)$	$Q_i = f(P_i, RS_i)$	$Q_i = f(P_i, T_{min_i}, T_{max_i})$	$Q_i = f(P_i, T_{min_i}, T_{max_i}, RS_i)$

In these models, Q represents the daily discharge of the river, P represents daily rainfall, T_{avg} is daily average temperature, T_{min} and T_{max} represents the minimum and maximum daily temperature of the region respectively, Rs is daily solar radiation and i represent intervals (daily)

جدول ۴- نتایج عملکرد مدل های مختلف شبکه عصبی مصنوعی

Table 4- Performance results of different ANN models

Rank	Inputs delays	Neurons of hidden layer	Train network			Test network		
			R	MAE	K	R	MAE	K
1	15	20	0.45	0.19	0.26	0.51	0.49	0.57
2	5	15	0.78	0.21	0.32	0.51	0.47	0.26
3	10	15	0.81	0.24	0.40	0.68	0.27	0.32
4	12	13	0.79	0.20	0.31	0.69	0.25	0.37
5	5	7	0.84	0.27	0.27	0.71	0.22	0.35
6	5	12	0.92	0.25	0.25	0.91	0.28	0.26

در مقیاس روزانه می باشد و در جدول (۳) نشان داده شده است. جهت بررسی عملکرد مدل ها از سه معیار ضریب همبستگی (R)، میانگین قدرمطلق خطا (MAE) و معیار خطای بایس (K) استفاده شد. جدول (۴) نتایج عملکرد مدل های مختلف شبکه عصبی مورد آزمون در این پژوهش را نشان می دهد. مقدار ضریب همبستگی این شبکه در "مدل ۶" در مرحله آموزش و آزمون به ترتیب برابر ۰/۹۲ و ۰/۹۱ بوده که نسبت به بقیه مدل های مورد بررسی، عملکرد بهتری داشته است. نتیجه عملکرد مدل ۶ در جدول (۴) با رنگ تیره مشخص است. پس از یافتن بهترین ساختار شبکه برای شبیه سازی روان آب منطقه، با معرفی سری های زمانی دما و بارش حاصل از ۱۰ مدل AOGCM ریزمقیاس شده از دو روش تناسبی و آماری به مدل بارش- روان آب منتخب از شبکه عصبی مصنوعی، سری زمانی روان آب حوضه دزعلیا در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ تولید گردید.

شبیه سازی روان آب در دوره آتی

ابتدا برای واسنجی و صحت سنجی شبکه عصبی پیشرو با الگوریتم پس انتشار خطا، داده های موجود در دوره پایه شامل؛ داده های بارش، دمای حداقل، دمای حداکثر و تابش خورشیدی در مقیاس روزانه به ترتیب به دو بخش آموزش و آزمون تقسیم گردید. در این پژوهش نسبت این دو دسته ۸۰ به ۲۰ است بدین ترتیب که ۸۰ درصد در مرحله آموزش و ۲۰ درصد باقی مانده در مرحله آزمون مورد استفاده قرار گرفت. آموزش (واسنجی) برای دوره پایه صورت گرفته و بهترین ترکیب شبکه برای استفاده در دوره آتی به کار گرفته شد. به منظور شبیه سازی روان آب براساس پارامترهای موجود، مدل های موجود در جدول (۳) برای تشکیل ورودی های شبکه عصبی بررسی شد. بهترین نتایج با کمک تابع فعالیت تانژانت هیپربولیک در لایه میانی و تابع خطی در لایه آخر حاصل شد. مناسب ترین شبکه، مدل ۶ است که ورودی های آن پارامترهای دمای حداقل، دمای حداکثر، بارش و تابش خورشیدی

جدول ۵- مقایسه منابع عدم قطعیت در برآورد روان آب برای دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹
 Table 5- Comparison of uncertainty sources in run off estimation for the period of 2040-2069

Source of uncertainty		Runoff uncertainty under emission (°C) scenarios			
		Emission scenarios	A1B	A2	B1
AOGCMs	Downscaling method	Statistical	21.38	21.38	21.38
		Change factor	26.49	26.49	26.49
	Difference in downscaling methods		5.11	5.11	5.11

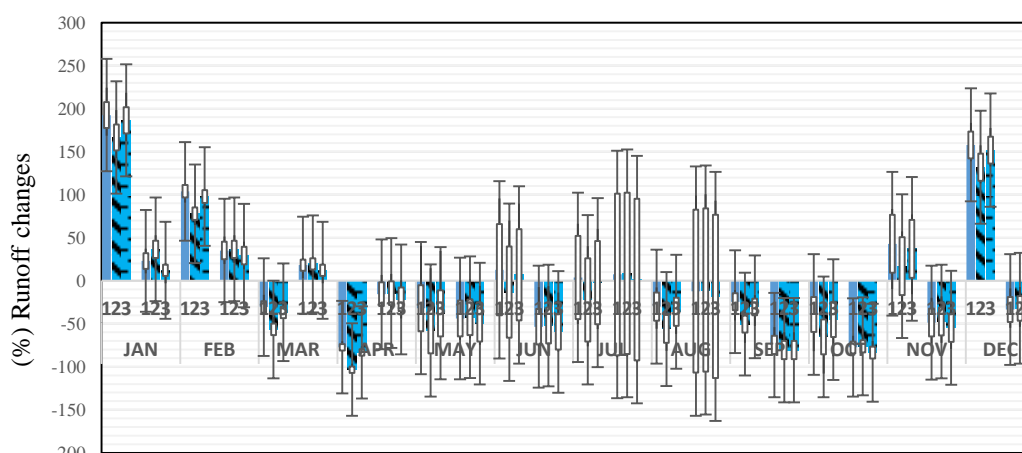


Fig. 10- Uncertainty of AOGCMs under emission scenarios (1: A1B, 2: A2 and 3: B1) and downscaling method (left: Statistical method, right: Change Factor method) in monthly runoff changes in the period of 2040-2069

شکل ۱۰- عدم قطعیت مدل‌های AOGCM تحت سناریوهای انتشار (۱:A1B و ۲:A2 و ۳:B1) و روش‌های

ریز‌مقیاس‌نمایی (سمت چپ روش آماری- سمت راست روش عامل تغییر) در تغییرات ماهانه روان آب در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹

درصد $74/13 \pm 27$ درصد ($33 \pm 27 m^3$) است. این در حالی است که فصول دیگر با کاهش روان آب مواجه هستند. به طوری که بیشترین کاهش در فصل پاییز با ۱۲ درصد $43/44 \pm$ درصد (m^3) و سپس در فصل بهار با $36/29 \pm 10$ درصد (m^3) و در نهایت فصل تابستان با $18/05 \pm 42$ درصد (m^3) خواهد بود. بیشترین درصد افزایش روان آب مربوط به ماه ژانویه تحت سناریو A1B و روش آماری با مقدار $192/52$ درصد می‌باشد و بیشترین درصد کاهش روان آب در ماه اکتبر و تحت سناریو B1 و روش تناسبی با مقدار $83/55$ درصد رخ داده است. نتایج جدول (۵) نشان می‌دهد عدم قطعیت مدل‌های اقلیمی تحت سناریوهای انتشار بیشتر از عدم قطعیت روش‌های ریزمقیاس‌نمایی است. ولی در همه منابع عدم قطعیت، عدم قطعیت هر سه سناریو انتشار با هم برابر هستند.

محدوده تغییرات روان آب شبیه‌سازی شده در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ با در نظر گرفتن عدم قطعیت مدل‌های اقلیمی تحت سناریوهای انتشار A1B، A2 و B1 و روش‌های ریزمقیاس‌نمایی

شکل (۱۰) تغییرات بلند مدت ماهانه روان آب در دوره‌ی آتی را نسبت به دوره‌ی مشاهداتی با چهار معیار میانگین، انحراف معیار، حداکثر و حداقل با مقایسه‌ی دو روش ریزمقیاس‌نمایی و مدل AOGCM تحت سه سناریو انتشار (A1B و A2 و B1) نشان می‌دهد. آنچه مشهود است، روند تغییرات روان آب مشابه ولی مقدار و دامنه‌ی این تغییرات متفاوت می‌باشد. در شبیه‌سازی روان آب توسط شبکه عصبی مصنوعی، دامنه‌ی تغییرات زیادی در فصل تابستان با مقدار متوسط $42/66$ درصد مشاهده می‌شود که بیشترین دامنه تغییرات مربوط به ماه آگوست با مقدار $94/79$ درصد تحت هر سه سناریو انتشار از خود نشان می‌دهد. بیشترین درصد افزایش در روان آب مربوط به فصل زمستان با ۹

نتیجه گیری

هدف اصلی این پژوهش شبیه سازی متغیرهای هیدرواقليمی و بررسی دامنه تغییرات آن‌ها با استفاده از ۱۰ مدل گردش کلی جو (AOGCMs)، سه سناریو انتشار (A1B و A2 و B1)، دو روش ریزمقیاس‌نمایی (تناسبی و آماری) در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ در حوضه دزعلیا می‌باشد.

در بررسی عملکرد مدل‌های AOGCM در شبیه‌سازی دما و بارش حوضه دزعلیا در دوره پایه نشان داده شد که مدل HADCM3 نسبت به سایر مدل‌ها، دارای عملکرد خوبی در شبیه‌سازی دما و بارش است. سایر مدل‌ها، اگرچه قابلیت مناسبی در شبیه‌سازی داده‌های دما و بارش منطقه دارند اما در مقایسه با یکدیگر و مدل HADCM3، عملکرد ضعیف‌تری را نشان دادند. از طرف دیگر، به‌طور کلی عدم قطعیت مدل‌های اقلیمی در شبیه‌سازی داده‌های بارش بیشتر از داده‌های دمای مشاهده شده است. محدوده تغییرات دما در حوضه دزعلیا تحت تأثیر تمامی مدل‌های گردش عمومی جو، سه سناریوی انتشار و دو روش ریزمقیاس‌نمایی تناسبی و آماری تغییرات افزایشی را در همه ماه‌های سال نشان داده است. در مقایسه با سایر مدل‌ها، مدل MIROC3.2MEDRES و GISS-ER در تمامی ماه‌ها، دمای آبی بیشتری را نسبت به دوره پایه نشان می‌دهد. سناریوهای تغییر اقلیم بارش برای مدل‌های اقلیمی از الگوی منظمی تبعیت نکرده و برخی مدل‌ها افزایش و برخی دیگر کاهش در میزان بارش را نشان داده‌اند. در این میان مدل‌های GFDLCM2.0 و GISS-ER تحت سناریو A1B در مقایسه با سایر مدل‌ها و سناریوها، بیشترین افزایش میزان بارش آبی را نسبت به پایه و مدل CSIROMK3.0 در همه سناریوها و مدل CNRMCM3 در سناریو A1B و مدل MIROC3.2MEDRES برای سناریو A2 بیشترین کاهش را دارد. بیشترین درصد تغییرات بارش مربوط به فصل بهار و کمترین آن در فصل پاییز بوده است.

مدل ریزمقیاس‌نمایی آماری LARS-WG توانایی زیادی در مدل‌سازی داده‌های بارش و دمای دوره مشاهداتی در منطقه داشته و توانمندی لازم را برای شبیه‌سازی متغیرهای دما و بارش در مقیاس منطقه مورد مطالعه دارد. برآورد مقادیر شبیه‌سازی دمای منطقه در دوره آبی توسط روش آماری (LARS-WG) بیشتر از روش تناسبی بوده است به‌طوری‌که در دو روش مذکور، بیشترین اختلاف دما در ابتدای فصل زمستان و ماه ژانویه (۱/۷۷ درجه سانتی‌گراد) و کمترین اختلاف در فصل زمستان و ماه مارس (۰/۱۶ درجه سانتی‌گراد) وجود دارد. در اکثر ماه‌ها درصد میانگین درازمدت بارش حاصل از روش آماری (۱/۲۷ درصد) کاهش کمتری نسبت به روش ریزمقیاس‌نمایی عامل تغییر (۷/۵۲ درصد) دارد. اختلاف درصد تغییرات در روان‌آب بلندمدت ماهانه شبیه‌سازی شده طی دو روش ریزمقیاس‌نمایی ۵/۱۱ درصد است.

همچنین بیشترین اختلاف در فصل تابستان حدود ۳۰ درصد است که بیشترین مقدار آن در ماه آگوست حدود ۷۸ درصد می‌باشد. نتایج حاصل از ریزمقیاس‌نمایی داده‌های دما و بارش حاصل از دو روش تناسبی و آماری نشان از وجود اختلاف اندک بین خروجی این روش‌ها در اکثر ماه‌ها تحت سه سناریوی انتشار (A1B، A2 و B1) دارد و کمترین عدم قطعیت مربوط به روش‌های ریزمقیاس‌نمایی می‌باشد.

گرچه محاسبات لازم برای کوچک مقیاس کردن تناسبی به سهولت قابل انجام است ولی به دلیل آن‌که در این روش مقادیر نوسانات مربوط به متغیرهای اقلیمی در دوره‌های آبی برابر با دوره پایه در نظر گرفته می‌شود و این روش تناسبی در شبیه‌سازی داده‌های دما و بارش (تحت سناریوهای انتشار A1B و A2)، برآورد بیشتری را نسبت به روش آماری نشان می‌دهد، لذا روان‌آب حاصل از این روش نمی‌تواند معرف واقعی روان‌آب دوره آبی منطقه مطالعاتی باشد. این در حالی‌ست که در روش آماری این نوسانات به‌خوبی مدل می‌شود. اما باید توجه داشت که روش آماری کوچک مقیاس کردن احتیاج به زمان زیاد و مباحث کارشناسی قوی‌تری نسبت به روش تناسبی دارد. بنابراین انتخاب روش مناسب برای کوچک مقیاس کردن متغیرهای اقلیمی حاصل از مدل‌های AOGCM، بستگی زیادی به نوع پروژه مورد بررسی دارد. به‌عنوان مثال برای تجزیه و تحلیل‌های عدم قطعیت مربوط به مدل‌های AOGCM، از آن‌جا که کوچک مقیاس کردن آماری مدل‌های مختلف احتیاج به زمان نسبتاً طولانی دارد، لذا روش تناسبی می‌تواند به‌عنوان یک روش پهنه در نظر گرفته شود. در بررسی دامنه تغییرات دما و بارش تحت سناریوهای انتشار A1B و A2 و B1، سناریو A1B بیشترین و سناریو A2 کمترین عدم قطعیت ناشی از هر دو روش ریزمقیاس‌نمایی را نشان داد.

به‌طور کلی در بررسی محدوده‌های تغییرات دما و بارش در حوضه مطالعاتی در دوره آبی، عدم قطعیت مربوط به مدل‌های گردش عمومی تحت سناریوهای انتشار بیشتر از عدم قطعیت مربوط به روش‌های ریزمقیاس‌نمایی است. نتایج سایر محققین در داخل و خارج از کشور با نتیجه این بخش از تحقیق مبنی بر عدم قطعیت بالای مدل‌های GCM نسبت به سایر منابع عدم قطعیت، هم‌خوانی دارد (Minville et al., 2008; Yaghoobi and Masah Bavani, 2016). به هر حال، استفاده از نتایج مجموعه متنوعی از مدل‌ها، روش‌شناسی‌ها در چشم‌انداز آبی براساس میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای باید در تصمیم‌گیری‌ها برای منطقه مورد مطالعه لحاظ شود. لازم به ذکر است بررسی وضعیت اقلیم در دوره‌های آبی دورتر، می‌تواند نتایج متفاوتی از تغییرات افزایشی یا کاهش‌ی پارامترهای اقلیم نسبت به دوره آبی نزدیک ارائه دهد (Delghandi and Moazenazadeh, 2017). بنابراین بررسی نتایج تغییرات متغیرهای هیدرواقليمی در دوره‌های آبی دورتر نیز حایز اهمیت است که می‌تواند در پژوهش‌های بعدی برای منطقه مطالعاتی مدنظر گرفته شود. توجه

تشکر و قدردانی

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از همکاری صمیمانه سازمان هواشناسی کشور و شرکت مدیریت منابع آب به جهت در اختیار قرار دادن اطلاعات مورد نیاز تقدیر و سپاسگزاری نمایند.

به این نکته ضروری است که استفاده از نتایج ناشی از یک مدل اقلیمی، یک سناریو و یک روش ریزمقیاس نمایی نمی‌تواند مبنای مناسبی برای تصمیم‌گیری‌ها و برنامه‌ریزی‌های مدیریتی در یک حوضه آبریز باشد. به هر حال لحاظ کردن موارد عدم قطعیت در همه مراحل می‌بایست در برنامه‌ریزی بلندمدت منابع آب نقش داشته باشد چرا که عدم توجه به این مهم، خسارات جبران‌ناپذیری را به سیستم منابع آب وارد خواهد کرد.

References

- 1- Anonymous, 2007. IPCC Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and H.L. Miller [eds]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 996.
- 2- Anonymous, 2013. IPCC Climate Change: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., Qin, D. and Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and P.M. Midgley. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- 3- Babaeian, E., Nagafineik, Z., Zabolabasi, F., Habeibei, M., Adab, H. and Malbisei, S, 2010. Climate Change Assessment over Iran During 2010-2039 by Using Statistical Downscaling of ECHO- G Model. *Geography and Development Iranian Journal*, 7(16), pp.135-152. (In Persian).
- 4- Delghandi, M. and Moazenzadeh, R, 2017. Investigating spatiotemporal variations of precipitation and temperature over Iran under climate change condition considering AOGCM models and emission scenarios uncertainty. *Iranian Journal of Echo Hydrology*, 3(3), pp.321-331. (In Persian).
- 5- Gharib Doost, M., Ghorbani, M. and Hosseini Zadeh, A, 2017. Estimate The Amount of Climate Change Effects on Rainfall-Runoff if Sufi-Chi Basin. *Journal of Irrigation Sciences and Engineering*, 40(2), pp.89-101. (In Persian).
- 6- Goodarzi, A, 2010. *Investigating the effects of climate change on the flood flow regime of the Azam River in Herat-Yazd*. Master of Sciences. Faculty of Natural Resources and Desertification, Yazd University. (In Persian).
- 7- Haghizadeh, A., Mohammadlou, M. and Noori, F, 2015. Simulation of Rainfall-Runoff Process using multilayer perceptron and Adaptive Neuro-Fuzzy Interface System and multiple regression (Case Study: Khorramabd Watershed). *Iranian Journal of Echo Hydrology*, 2(2), pp.233-243. (In Persian).
- 8- Hamlet, A. and Lettenmaier, D, 2007. Effects of 20th century warming and climate variability on flood risk in the western U.S. *Water Resources Research*, 43(6):1-17.
- 9- Jahanbakhsh Asl, S., Khorshidoust, A., Aalinejad, M. and Pourasghar, F, 2016. Impact of Climate Change on Precipitation and Temperature by Taking the Uncertainty of Models and Climate Scenarios (Case Study: Shahrchay Basin in Urmia). *Hydrogeomorphology*, 2(7), pp.107-122. (In Persian).
- 10- Jones, P.D. and Hulme, M, 1996. Calculating regional climatic times series for temperature and precipitation: methods and illustrations. *International Journal of Climatology*, 16 (4), pp. 361-377.
- 11- Kamal, A, and Masah Bavani, A, 2009. Comparison of the Uncertainty of AOGCM-TAR and AOGCM-AR4 Models in evaluating runoff under the condition of Climate Change (Case Study: Qarah Su Basin). In: *Proceedings of the Eighth International River Engineering Conference*. (In Persian).
- 12- Masah Bavani, A, 2006. *Evaluating Hazards and Its Impact on Water Resources (Case Study: Zayandehrood River Basin)*. Ph.D. Tarbiat Modares University of Tehran. (In Persian).

- 13-Masah Bavani, A., Moeid, S. and Mohammad Zadeh, M, 2006. The future status of Zayandehrud basin climate under the influence of climate change (comparisons between scenarios of different AOGCM models). In: *Second Iranian Water Resources Conference*. (In Persian).
- 14-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*, 358 (1-2), pp.70– 83.
- 15-Nikbakht Shahbazi, A, 2014. Climate change impact on meteorological droughts in watershed scale (case study: southwestern Iran). *International Journal of Engineering & Technology*, 4(1), p.1.
- 16-Racsko, P., Szeidl, L. and Semenov, M, 1991. A serial approach to local stochastic weather models. *Ecological Modeling*. 57(1), pp. 27–41.
- 17-Semenov, M.A. and Barrow, E.M, 1997. Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climate Change*. 35, pp.397–414.
- 18-Semenov, M. and Stratonovitch, P, 2010. Use of multi-model ensembles from global climate models for assessment of climate change impacts. *Climate Research*, 41, pp.1-14.
- 19-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 (2), pp.1-10.
- 20-Yaghoobi, M. and Massah Bavani, A, 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). 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), pp.113-130. (In Persian).
- 21-Zarghami, M., Abdi, A., Babaeian, I., Hassanzadeh, Y. and Kanani, R, 2011. Impacts of climate change on runoffs in East Azerbaijan. *Global and Planetary Change*. 78, pp.137-146.
- 22-Zohrabi, N., Massahbavani, A., Telvari, A. and Sedghi, H, 2013. Climate Change Detection and Green House Gases Attribution to it Using AOGCMs Models and Two-Dimensional Normal Distribution (Case Study; Large Karoon River Basin). *Iranian Water Resources Research*, 9(2), pp.1-8. (In Persian).