

شبیه‌سازی رواناب ناشی از ذوب برف تحت سناریوهای تغییر اقلیم در حوضه ارمند

فاطمه تیرگر فاخری^۱، بهلول علیجانی^{۲*}، پرویز ضیایان فیروزآبادی^۳، مه‌ری اکبری^۴

۱. دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه خوارزمی

۲. استاد، دانشکده جغرافیا، دانشگاه خوارزمی

۳. دانشیار، دانشکده جغرافیا، دانشگاه خوارزمی

۴. استادیار، دانشکده جغرافیا، دانشگاه خوارزمی

(تاریخ دریافت ۱۳۹۵/۱۰/۲۵؛ تاریخ تصویب ۱۳۹۵/۱۲/۲۵)

چکیده

تغییر اقلیم مسئله زیست‌محیطی بزرگی است زیرا فرایندهای ذوب یخچال‌ها و تراکم‌های برف به تغییر اقلیم حساس‌اند. هدف این پژوهش، پیش‌بینی تغییرات آبی در پارامترهای اقلیمی، تخمین تغییرات در سطح پوشش برف، و رواناب ذوب برف تحت سناریوهای تغییر اقلیم در حوضه ارمند است. به‌منظور بررسی تأثیرات اقلیم بر بارش و دما در حوضه ارمند از سه مدل RCP8.5, RCP4.5, RCP2.6 استفاده شد که تحت سناریوهای (CSIRO-MK3.6.0 و IPSL-CM5A-LR, NorESM1-M) اجرا شدند. دما و بارش در چهار دوره آبی (۲۰۲۱-۲۰۳۰، ۲۰۳۱-۲۰۴۰، ۲۰۴۱-۲۰۵۰ و ۲۰۵۱-۲۰۶۰) تحت هر سه سناریو محاسبه شدند. همچنین برای تعیین سطح پوشش برف در حوضه از تصاویر روزانه پوشش برف MODIS (Mod10A1) استفاده شده است. ارتباط بین مساحت پوشش برف با دما و بارش مشاهده‌شده بررسی و برای پیش‌بینی سطح پوشش برف در آینده استفاده شده است. نتایج نشان داد هر سه سناریوی RCP، افزایش دما و کاهش بارش و پوشش برف را پیش‌بینی می‌کنند. بررسی رواناب ذوب برف در دوره مشاهداتی (نوامبر ۲۰۰۰- می ۲۰۰۶) نشان داد حدود ۴۷/۷ درصد از رواناب سالانه در حوضه به ذوب برف مربوط است. بیشترین رواناب ذوب برف در طول فصل زمستان ایجاد شده است. سهم ذوب برف از مجموع آب تولیدشده در طول پاییز و بهار به ترتیب ۳۴/۹ و ۵۲/۸ درصد است که انتظار می‌رود همراه با ذوب برف، رواناب در آینده حدود ۰/۱۲ متر مکعب بر ثانیه در هر سال کاهش یابد.

کلیدواژگان: تغییر اقلیم، حوضه ارمند، ذوب برف، مدل SRM، مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی.

مقدمه

تغییر اقلیم به معنای نوسان کلی و گسترده در آب و هوای یک منطقه است. در حال حاضر، روند گرم شدن دمای کره زمین را بخشی از تغییر اقلیم قلمداد می کنند. تغییر اقلیم به عنوان مهم ترین مسئله زیست محیطی در قرن بیست و یکم مطرح است [۱]. دمای هوای جهانی در طول ۱۹۸۰-۲۰۱۲ حدود ۰/۸۵ درجه سانتی گراد افزایش یافته است [۲]. بارش نیز از نظر حجم، شدت، و شکل (مانند باران و برف) در سراسر مناطق جهان و ایران در حال تغییر است [۳ و ۴]. از آنجا که مساحت پوشش برف و تداوم آن به میزان زیادی به دما و بارش بستگی دارد، در شرایط تغییر اقلیم تغییر می کند [۵]. با تغییر مساحت پوشش برف، دسترسی به آب در آینده و مدیریت آن در درازمدت با دشواری امکان پذیر است.

اهمیت تغییر اقلیم برای سیستم های هیدرولوژی که تحت تأثیر برف بوده، حداقل در دو دهه اخیر شناخته شده است. در اواخر دهه ۱۹۸۰ و اوایل دهه ۱۹۹۰، پژوهش های گللیک [۶] و لتن مایر و گان [۷] نشان داد با کمی افزایش دما (سانتی گراد)، به طور چشمگیری روی زمان رواناب در حوضه های کوهستانی در غرب آمریکا اثر می گذارد و رواناب در فصل سرد افزایش و در فصل گرم کاهش می یابد. هوس و همکارانش [۸] با استفاده از یک مدل هیدرولوژی- یخچالی که شامل تغییر در پوشش برف می شد، رواناب آینده سه حوضه یخچالی آلپاین در سوئیس را برای دوره ۲۰۰۷-۲۱۰۰ ارزیابی کردند و دریافتند که حجم یخچال به کمتر از ۷۸ درصد کاهش یافته است و تا پایان سال ۲۱۰۰ تحت سناریوهای فرین A2 و B2 کاملاً بدون یخچال خواهد شد. اندرسون و همکارانش [۹] در مطالعه ای مشابه درباره یخچال فرانز جوزف در نیوزیلند دریافتند که تحت سناریوهای تغییر اقلیم تا سال ۲۱۰۰، حدود ۳/۹ تا ۶/۹ کیلومتر از یخچال های منطقه پژوهش شده عقب نشینی خواهد کرد و حدود ۲۶ تا ۵۸ درصد آن کاهش می یابد. علاوه بر این ها، مطالعاتی درباره حوضه های یخچالی در آسیای مرکزی انجام شده است که می توان به پژوهش های کوتوزوف و همکارانش [۱۰]، بولچ [۱۱]، ناراما و همکارانش [۱۲]، هاگ و همکارانش [۱۳] و ژنگ و همکارانش [۱۴] اشاره کرد. نتایج این پژوهش ها بیان کننده آن است که تغییرات همگن منطقه ای در حاشیه های شمالی و جنوبی سیستم کوهستانی ایجاد شده و از بین رفتن پوشش یخچالی را در پی داشته است.

پژوهش هایی درباره چگونگی دسترسی به آب در شرایط تغییر اقلیم در منطقه هیمالیا انجام شد که از جمله آن می توان به موارد زیر اشاره کرد: اختر و همکارانش [۱۵] آثار تغییر اقلیم روی منابع آب در حوضه های هونزا، گیلجیت و آستور در هیمالیای کاراکورام را ارزیابی کردند و رواناب آینده را برای سه مرحله پوشش یخچالی ۱۰۰، ۵۰ و صفر درصد ناحیه یخچالی پیش بینی کردند و به این نتیجه رسیدند که دما در دوره آینده بین ۴-۵ درجه سانتی گراد و بارش حدود ۱۳-۲۱ درصد افزایش خواهد یافت. مطالعه گان و همکارانش [۱۶] نشان داد تنها ۸ درصد از یخچال های حوضه رودخانه نارین در آسیای مرکزی تحت سناریوی RCP8.5 تا پایان قرن جاری باقی خواهد ماند. میزان عقب نشینی در یخچال های کوچک (نواحی بیشتر از یک کیلومتر مربع) در دوره ۲۰۶۶-۲۰۹۵ کند خواهد شد، در حالی که کاهش ناحیه یخچالی برای یخچال های بزرگ در سراسر قرن بیست و یکم تسریع می یابد. آثار تغییر اقلیم بر شرایط آب و هوایی و منابع آب های سطحی در ایران نیز بررسی شد. مساح و مرید [۱۷] و علیزاده و همکارانش [۱۸] با استفاده از مدل HADCM3 و سناریوهای انتشار A2 و B2، آثار پدیده اقلیم بر جریان رودخانه زاینده رود اصفهان و منابع و مصارف آب کشاورزی در دشت کشف رود را بررسی کردند.

از آنجا که بخشی از بارش در حوضه آبخیز ارمنند به صورت برف است، آب حاصل از ذوب برف تأثیر زیادی در تغذیه آب رودخانه و به ویژه در توسعه اجتماعی- اقتصادی ساکنان بومی ایفا می کند. از این رو، برای تضمین دسترسی به آب در آینده در حوضه ارمنند، درک ارتباط یا واکنش میان تغییر اقلیم، ذوب برف و یخ، و رواناب در مدیریت آینده آب ضروری است. هدف این پژوهش، بررسی چگونگی اثرگذاری بارش و دمای آینده روی مساحت پوشش برف و ذوب برف در حوضه ارمنند است. برخلاف مطالعات پیشین، در این تحقیق به مدل های ارائه شده در پنجمین گزارش ارزیابی IPCC (AR5) ^۱ توجه قرار شد و در شبیه سازی تغییر اقلیم آینده به کار گرفته شده اند.

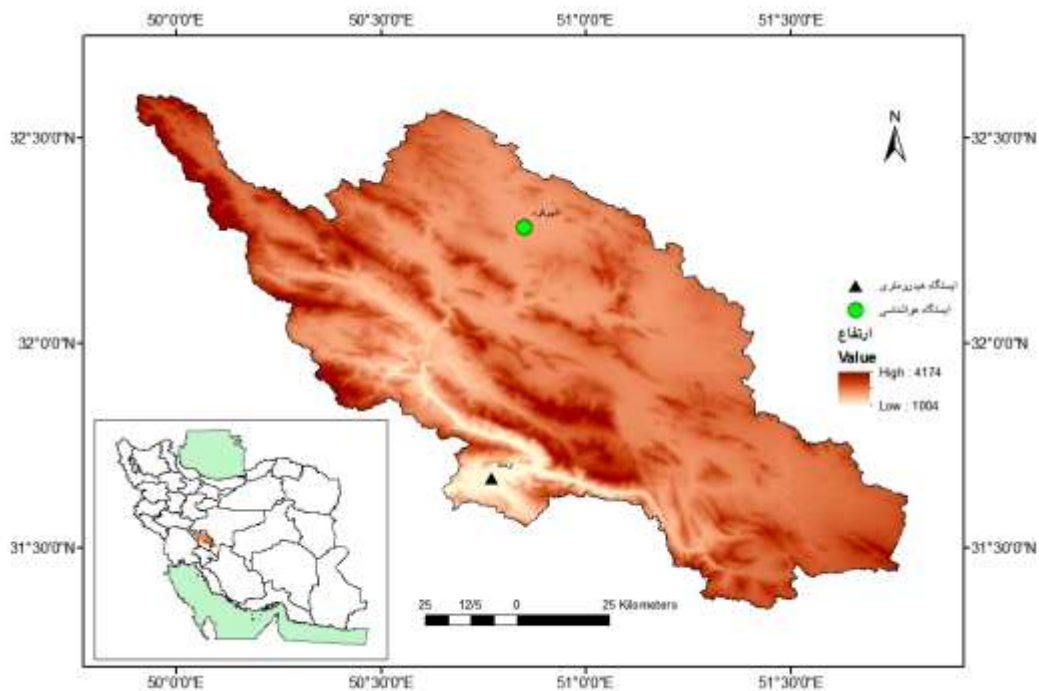
داده ها و روش کار

منطقه مطالعه شده

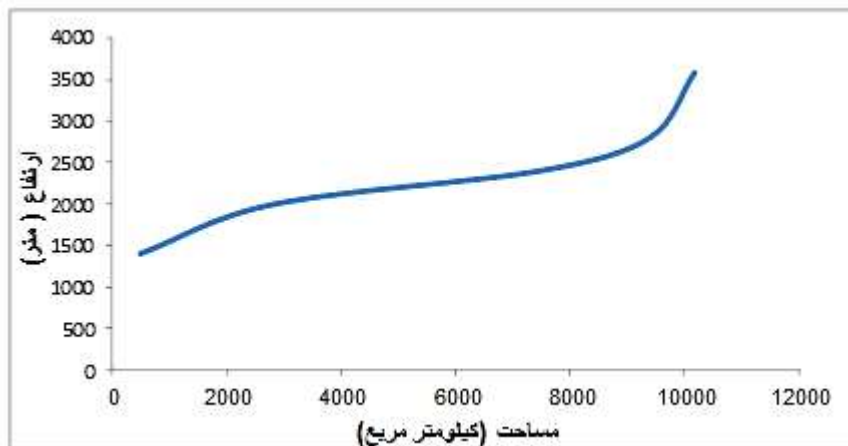
حوضه ارمنند یکی از زیرحوضه های کارون بزرگ در جنوب

غرب ایران است. این حوضه بین عرض جغرافیایی $31^{\circ}25'$ تا $31^{\circ}45'$ و طول جغرافیایی $49^{\circ}50'$ تا $51^{\circ}45'$ قرار دارد و مساحت آن $10190/3$ کیلومترمربع است (شکل ۱). از نظر فیزیوگرافی، ارتفاع حوضه از 1004 متر تا 4174 متر تغییر می‌کند. ارتفاع متوسط 50 درصد از مساحت حوضه، حدود 2200 متر است و حدود $7/7$ درصد (785 کیلومترمربع) از حوضه، بالای ارتفاع 3000 متر قرار دارد. این منطقه با توجه به اختلاف بیشترین و کمترین ارتفاع، به پنج منطقهٔ هیپسومتریک 1000 تا 1800 متر (A)،

شکل ۲ منحنی هیپسومتریک در حوضه را نشان می‌دهد. در این پژوهش، از آمار داده‌های هواشناسی ایستگاه سینوپتیک شهرکرد (۲۰۴۸/۹ متر) برای تعیین اقلیم آیندهٔ حوضهٔ ارمند و از آمار داده‌های ایستگاه هیدرومتری ارمند برای شبیه‌سازی رواناب استفاده شده است. در انتخاب ایستگاه‌ها معیارهایی چون وجود آماری طولانی‌مدت و نواقص کم آماری در نظر گرفته شد.



شکل ۱. حوضهٔ ارمند در ایران و توزیع ایستگاه‌های هواشناسی و هیدرومتری



شکل ۲. منحنی هیپسومتریک (ارتفاع - مساحت) در حوضهٔ ارمند

استفاده شد. این تصاویر وارد نرم‌افزار ARCGIS10/1 شد و درصد پوشش برف روزانه محاسبه شد. پوشش ابر مانعی برای تعیین میزان واقعی پوشش برف محسوب می‌شود. از این‌رو، تصاویری که پوشش ابر در آنها، بیش از ۲۰ درصد بود، حذف شد و متوسط پوشش برف در آن روز، با درون‌یابی خطی بین مقدار پوشش برف روز قبل و روز بعدی تخمین زده شد.

مدل رواناب ذوب برف

مدل رواناب ناشی از ذوب برف (SRM) [۱۹] یکی از مدل‌های پرکاربرد برای شبیه‌سازی جریان‌های روزانه در حوضه‌های کوهستانی مختلف است [۲۰] و به‌طور موفقیت‌آمیزی توسط سازمان جهانی هواشناسی (WMO) [۲۱] آزمایش شده است. مدل SRM، مدلی مفهومی، درجه-روز، هیدرولوژی است که می‌تواند در شبیه‌سازی رواناب روزانه و پیش‌بینی ذوب برف و بارش در مناطق کوهستانی استفاده شود [۲۲]. در این پژوهش، رواناب شبیه‌سازی‌شده روزانه مثل رواناب ذوب برف و باران در حوضه مطالعه‌شده طبق فرمول ۱ محاسبه می‌شود:

$$Q_{n+1} = C_{sn} \cdot a_n (T_n + \Delta T_n) s_n \cdot A \cdot 0.116(1 + k_{n+1}) + C_{m} p_n \cdot A \cdot 0.116(1 - k_{n+1}) + (Qs_n + Qr_n) k_{n+1} \quad \text{رواناب ناشی از ذوب برف} \quad (1)$$

سهم رواناب روز قبل رواناب باران

مورد توجه قرار گرفتند. در مدل‌های اجراشده برای پنجمین گزارش ارزیابی IPCC (AR5)، سناریوهای RCP^۵ جایگزین سناریوهای SRES^۶ شدند [۲۵]. سناریوهای RCP نشان‌دهنده محرکه‌های تابشی هستند و در میان آنها، سناریوی RCP2.6 سناریوهای انتشار و محرکه‌های تابشی کم تقریباً با سناریوهای B1 یا B2 مطابقت دارند و سناریوی RCP8.5 محرکه‌های تابشی و سناریوهای انتشار زیاد (تقریباً با سناریوهای A1 یا A2) را نشان می‌دهند. همچنین سناریوهای RCP4.5 و RCP6.0 حالت متوسط دارند [۲۴]. سه مدل (NorESM1-M (۱/۸۷۵*۳/۷۵)^۷، IPSL-CM5A -LR (۱/۸۷۵*۱/۸۷۵) و CSIRO-MK3.6.0^۸ تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5، RCP8.5 برای چهار

به‌منظور تکمیل اطلاعات زمینی پوشش برف، با استفاده از محصولات سنجنده MODIS (MOD10A1) پوشش برف در حوضه ارمنند استخراج شد. در مرحله بعد، مدل‌سازی رواناب ذوب برف با استفاده از مدل SRM^۱ انجام شده و مدل توسعه‌یافته با داده‌های تاریخی صحت‌سنجی شده است. سپس، سناریوهای تغییر اقلیم با استفاده از مدل‌های گردش عمومی و ریزمقیاس‌نمایی خروجی با کاربرد روش‌های آماری برای حوضه ارمنند استخراج شد و تأثیر آن بر رواناب ناشی از ذوب برف با استفاده از این سناریوها بررسی شد. در ادامه، توضیحاتی درباره روش استخراج پوشش برف، تدوین مدل رواناب ذوب برف، تصویرسازی تغییر اقلیم و تخمین پوشش برف در آینده ارائه شده است.

پوشش برف

تعیین سطح پوشش برف، در شبیه‌سازی رواناب ناشی از ذوب برف در این حوضه اهمیت ویژه‌ای دارد. در این پژوهش از ۱۴۵۳ تصویر پوشش برف روزانه سنجنده MODIS (MOD10A1) در دوره آماری نوامبر ۲۰۰۰-ژوئن ۲۰۰۶ برای تعیین پوشش برف در حوضه ارمنند

که نشان می‌دهد، Q متوسط دبی روزانه (مترمکعب بر ثانیه)؛ C ضریب رواناب برف (C_s) یا باران (C_r)؛ a فاکتور درجه-روز (cm^۳C^{-۱}d^{-۱}) است؛ T+ΔT تعداد درجه-روز (Cd) هستند؛ S نسبت پوشش برف به کل ناحیه، P بارش اندازه‌گیری‌شده در آن روز (سانتی‌متر)؛ A مساحت حوضه یا منطقه ارتفاعی (کیلومترمربع)؛ K ضریب فروکش (X_c و Y_c)؛ و n توالی روزها در طول دوره شبیه‌سازی است. فاکتور ۰/۱۱۶ داده را از cm^۲/day به مترمکعب بر ثانیه تبدیل می‌کند.

تصویرسازی تغییر اقلیم

مدل‌های GCM^۳ ارائه‌شده در فاز CMIP5^۴ [۲۳] در مقایسه با فاز CMIP3 کیفیت مکانی بهتری دارند [۲۴]، بنابراین در این تحقیق GCM های مختلف ارائه‌شده در فاز CMIP5

5. Representative Concentration Pathways
6. Special Report on Emissions Scenarios
7. Norwegian Climate Centre
8. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization and the Queensland Climate Change Centre of Excellence

1. Snowmelt Runoff Model
2. World Meteorological Organization
3. General Circulation Models
4. Coupled Model Intercomparison Project 5

مساحت می‌رسد. شکل ۳ تغییرپذیری ماهانه پوشش برف را (به درصد) در ارتفاع‌های متفاوت، در دوره آماری (نوامبر ۲۰۰۰ - ژوئن ۲۰۰۶) نشان می‌دهد. گستره پوشش برف در ارتفاع کمتر از ۱۸۰۰ متر (زون A) ناچیز است. درصد پوشش برف با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد. در طول ماه‌های دسامبر تا فوریه در ارتفاع بیش از ۲۶۰۰ متر، درصد چشمگیری برف (حدود ۷۵ درصد)، دیده می‌شود. پوشش برف در ماه می و ژوئن غیر از زون E (ارتفاع بیش از ۳۰۰۰ متر) تقریباً در هیچ زونی دیده نمی‌شود.

شبیه‌سازی رواناب

مدل رواناب ذوب برف برای سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۰۴ و ۲۰۰۵-۲۰۰۶ واسنجی و سال ۲۰۰۴-۲۰۰۵ ارزیابی شد. شکل ۴ تغییرات دبی روزانه شبیه‌سازی‌شده و اندازه‌گیری‌شده را در دوره واسنجی نشان می‌دهد. ضریب تعیین (R^2) ۰/۶۵ و درصد تفاوت حجم میزان دبی برآوردی و مشاهده‌شده ۰/۳۵ درصد است. مدل SRM جریان‌های پایین را به‌خوبی شبیه‌سازی کرده است، اما برای برخی از جریان‌های بالا به‌خوبی شبیه‌سازی نمی‌کند، زیرا بخشی از جریان‌های بالا از بارش‌های سنگین ایجاد می‌شوند در حالی که مدل اولیه SRM برای شبیه‌سازی رواناب ذوب برف طراحی شده است. مقدار ضریب تعیین ۰ و درصد تفاوت حجم تغییرات دبی روزانه شبیه‌سازی‌شده و دبی روزانه اندازه‌گیری‌شده در دوره ارزیابی، قابل قبول است (شکل ۵).

دوره زمانی (۲۰۲۱-۲۰۳۰، ۲۰۳۱-۲۰۴۰، ۲۰۴۱-۲۰۵۰ و ۲۰۵۱-۲۰۶۰) انتخاب شد. هدف از انتخاب این سناریوها، پیش‌بینی بیشترین، کمترین و حد وسط تغییرات اقلیم آینده است. پس از انتخاب سناریوها و مدل‌ها، مدل MarksIm به‌عنوان مدل ریزمقیاس‌نمایی انتخاب شد.

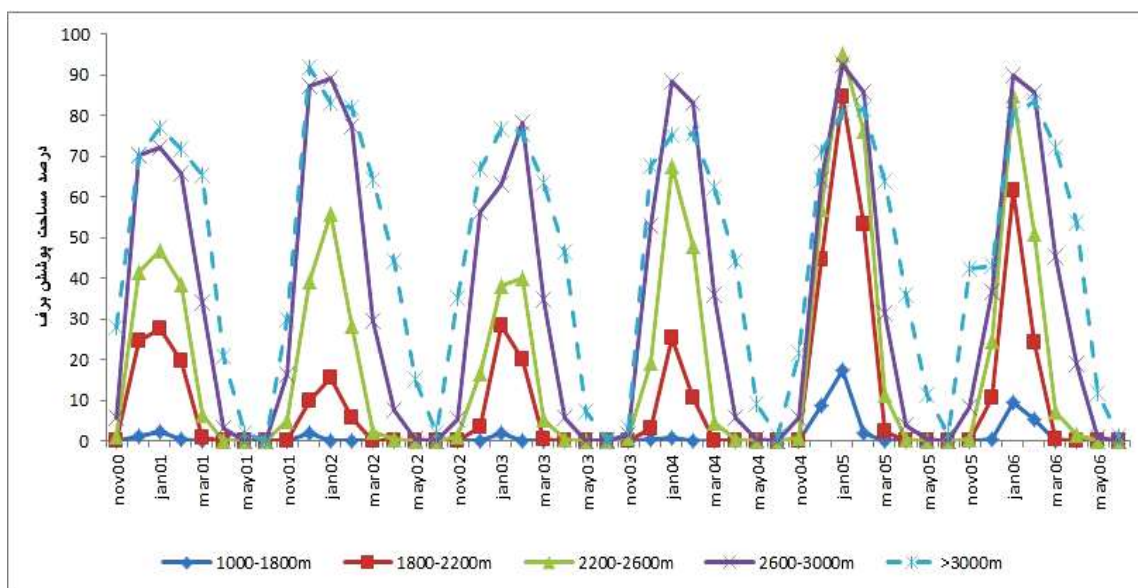
تخمین پوشش برف در آینده

پوشش برف، پارامتر مهمی در الگوی رواناب در حوضه ارمند محسوب می‌شود. ذخیره آب به شکل برف و یخ در حوضه به تعدیل تغییرپذیری در رواناب ایجادشده الگوی بارش کمک می‌کند. بنابراین، تغییر در رواناب در حوضه، بستگی به تغییر در پوشش برف دارد. در این پژوهش، پوشش برف در آینده براساس رابطه مساحت پوشش برف با دما و اندازه بارش تخمین زده شد [۲۶]. آنالیز چندمتغیره با استفاده از چهار متغیر پیش‌بینی‌کننده میانگین دمای ماهانه، مجموع بارش ماهانه، میانگین دمای ماه قبل و مجموع بارش ماه قبل برای محاسبه پوشش برف در ارتفاع بیش از ۱۸۰۰ متر انجام شد.

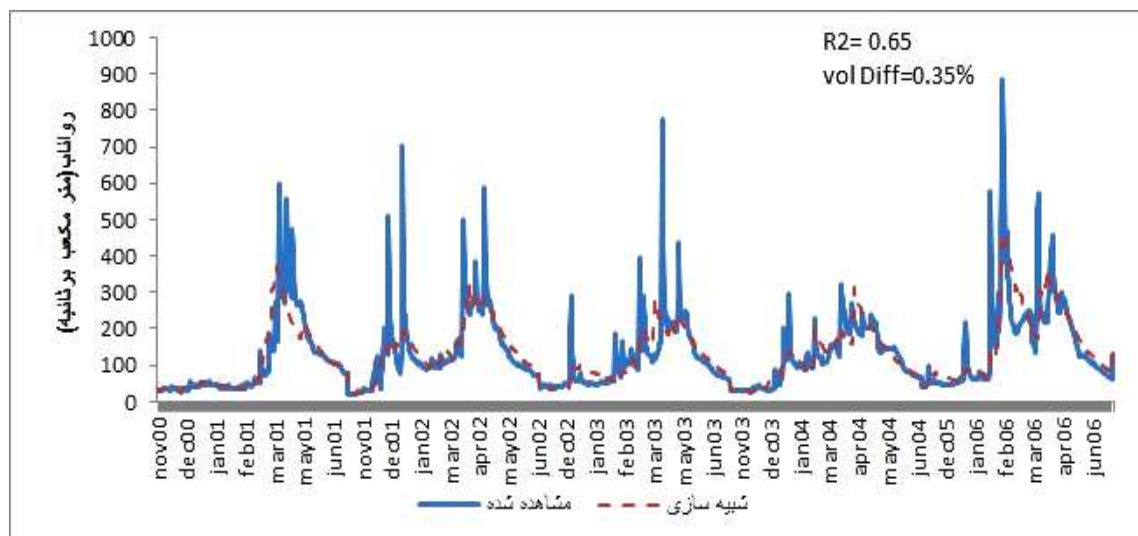
یافته‌ها

بررسی مساحت پوشش برف

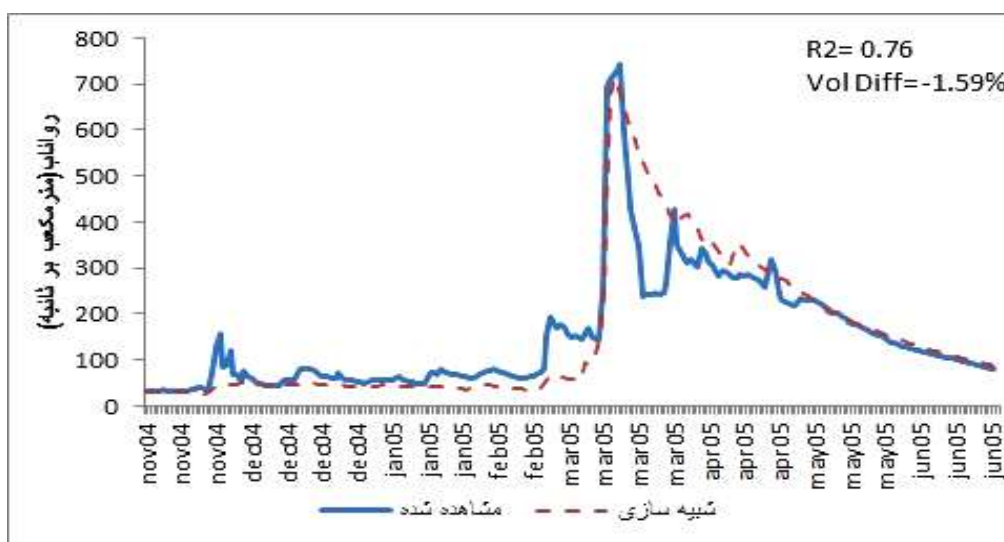
از نظر فصلی تراکم پوشش برف از ماه نوامبر شروع می‌شود و در ماه ژانویه به بیشترین مساحت خود می‌رسد. از ماه ژانویه به بعد، گستره پوشش برف کاهش می‌یابد و در نهایت، در ماه ژوئن پوشش برف منطقه به کمترین



شکل ۳. متوسط درصد مساحت پوشش برف ماهانه (نوامبر ۲۰۰۰-ژوئن ۲۰۰۶) در ارتفاع‌های متفاوت



شکل ۴. مقایسه دبی روزانه مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده در دوره واسنجی در حوضه ارمند (سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۰۴ و ۲۰۰۵-۲۰۰۶)



شکل ۵. مقایسه دبی روزانه مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده در دوره ارزیابی در حوضه ارمند (سال ۲۰۰۴-۲۰۰۵)

ذوب برف به نسبت سایر فصول کمتر است. سهم ذوب برف در طول بهار ۵۲/۰۸ سانتی‌متر است که حدود ۵۲/۸ درصد از مجموع آب تولیدشده برای رواناب در طول فصل است. بنابراین، ذوب برف در فصل بهار، در نگهداری جریان آب به‌عنوان بیشترین درصد آب تولیدشده برای رواناب در این بازه زمانی (بهار) تأثیر شایان توجهی دارد. سهم سالانه ذوب برف و سهم سالانه بارش در رواناب طی دوره آماری تقریباً برابر است.

سهم ذوب برف به نسبت آب تولیدشده برای رواناب در حوضه طی دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۰۶ بررسی شد و نتایج بیان‌کننده آن است که بیشترین سهم ذوب برف مربوط به فصل‌های زمستان و سپس بهار است (جدول ۱). حدود ۵۳ درصد از ذوب برف سالانه مربوط به فصل زمستان است. سهم ذوب برف ایجادکننده رواناب در طول زمستان بیشترین مقدار را شامل می‌شود، زیرا در اواخر زمستان به‌ویژه در ماه مارس، افزایش دما ذوب‌شدن برف را سرعت می‌بخشد. در فصل پاییز (ماه‌های نوامبر و دسامبر)، سهم

جدول ۱. سهم متوسط سالانهٔ ذوب برف به نسبت آب تولیدشده برای رواناب در حوضه طی دورهٔ نوامبر ۲۰۰۰-ژوئن ۲۰۰۶

متوسط سهم ذوب برف سانتی‌متر درصد	مجموع آب تولیدشده (سانتی‌متر)	فصل
۳۴/۹ ۳۳/۴	۹۵/۶۳	پاییز
۵۳ ۷۳/۴	۱۳۸/۴۱	زمستان
۵۲/۸ ۵۲/۰۸	۹۸/۶۲	بهار
۴۷/۷ ۱۵۸/۹۱	۳۳۲/۶۷	سالانه

مدل NorESM1-M، بین ۱/۹ تا ۴/۲ درجهٔ سانتی‌گراد در مدل IPSL-CM5A-LR و بین ۱/۶ تا ۳/۲ درجهٔ سانتی‌گراد در مدل CSIRO-MK3.6.0 افزایش خواهد داشت. با مقایسهٔ دما در مدل‌های مختلف مشخص شد، بیشترین دما (در دههٔ ۲۰۵۰) در مدل IPSL-CM5A-LR تحت سناریوی RCP4.5 رخ می‌دهد. افزایش دما با نزدیک شدن به سال ۲۰۶۰، بیشتر می‌شود. میانگین دما در دههٔ ۲۰۵۰ حدود ۲، ۲/۶ و ۳/۴ درجهٔ سانتی‌گراد به ترتیب برای سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 افزایش می‌یابد. میانگین دما در سناریوی RCP8.5 روند افزایشی بیشتری نسبت به دو سناریوی دیگر دارد. روند تغییرات میانگین دمای سالانه (طی ماه‌های نوامبر-ژوئن) نشان می‌دهد دما حدود ۰/۰۴ درجهٔ سانتی‌گراد در هر سال افزایش می‌یابد. نتایج بررسی آثار تغییر اقلیم بر بارش سالانه، نشان‌دهندهٔ روند کاهش در بارش منطقه طی دهه‌های آینده به نسبت دورهٔ پایه (۱۹۶۰-۱۹۹۰) است. در مدل NorESM1-M به نسبت دو مدل دیگر، روند کاهش در بارش کم است. براساس مدل‌های GCM میانگین تغییرات در بارش در دههٔ ۲۰۵۰ با کاهش ۱/۹، ۳ و ۴/۱ درصدی به ترتیب برای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 همراه است. به‌طور کلی، بیشترین میزان کاهش در دههٔ ۲۰۵۰، (به‌طور میانگین حدود ۱۳/۶ میلی‌متر) برای سناریوی RCP8.5 پیش‌بینی شده است. روند تغییرات میانگین بارش سالانه (طی ماه‌های نوامبر-ژوئن) نشان می‌دهد حدود ۰/۰۲ درصد در سال کاهش می‌یابد.

پیش‌بینی دما و بارش در آینده

در این پژوهش، برای تعیین اقلیم آینده (دما و بارش) با استفاده از مدل MarksIm، سه مدل GCM (NorESM1-M، IPSL-CM5A-LR و CSIRO-MK3.6.0) تحت سه سناریوی RCP مختلف ریزمقیاس‌نمایی شد. اجرای مدل در سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۱۵ ارزیابی شد و نتایج نشان داد بین دمای ریزمقیاس‌شده و دمای ماهانهٔ مشاهده‌شده ضریب همبستگی زیادی وجود دارد، میزان همبستگی بین بارش ریزمقیاس‌شده و بارش مشاهده‌شدهٔ ماهانه در مقایسه با دما ضعیف است (جدول ۲). بنابراین، MarksIm توانایی زیادی در شبیه‌سازی تغییرات دما در یک منطقه دارد [۲۷]

جدول ۲. ضریب همبستگی دما و بارش اندازه‌گیری‌شده و دما و بارش ریزمقیاس‌شده

ضریب همبستگی	پارامتر اقلیمی
۰/۸۸	دما
۰/۵۵	بارش

میانگین دما و بارش (طی ماه‌های نوامبر-ژوئن) ریزمقیاس‌شدهٔ خروجی سه مدل گردش عمومی جو (NorESM1-M، IPSL-CM5A-LR و CSIRO-MK3.6.0) طی دهه‌های ۲۰۲۰-۲۰۵۰ مطابق جدول ۳ محاسبه شد. بررسی تغییرات دما نشان می‌دهد میانگین دمای حوضهٔ ارمند به نسبت دورهٔ پایه (۱۹۶۰-۱۹۹۰) افزایش می‌یابد به‌طوری که میانگین آن در دهه‌های آینده و سناریوهای مختلف بین ۱/۳ تا ۳/۱ درجهٔ سانتی‌گراد در

جدول ۳. دما و بارش سالانه (طی ماه‌های نوامبر - ژوئن) در دوره‌های آینده برای GCM ها و RCP های مختلف

NorESM1-M			IPSL-CM5A-LR			CSIRO-MK3.6.0			GCM دوره آبی	پارامترها
RCP8.5	RCP4.5	RCP2.6	RCP8.5	RCP4.5	RCP2.6	RCP8.5	RCP4.5	RCP2.6		
۹	۹/۲	۹/۳	۹/۶	۹/۷	۹/۸	۹/۴	۹/۳	۹/۴	دهه ۲۰۲۰	میانگین دما (درجه سانتی‌گراد)
۹/۲	۹/۵	۹/۷	۹/۹	۱۰/۱	۱۰/۳	۹/۷	۹/۷	۹/۸	دهه ۲۰۳۰	
۹/۵	۹/۹	۱۰/۲	۱۰/۱	۱۰/۵	۱۰/۹	۹/۹	۱۰	۱۰/۴	دهه ۲۰۴۰	
۹/۷	۱۰/۱	۱۰/۸	۱۰/۱	۱۱/۹	۱۱/۷	۹/۹	۱۰/۳	۱۰/۹	دهه ۲۰۵۰	بارش (میلی‌متر)
۳۳۵/۳	۳۱۰/۲	۳۱۶/۳	۲۹۶/۹	۲۹۸/۴	۲۹۶/۹	۳۰۲/۶	۳۰۰/۳	۲۹۸/۴	دهه ۲۰۲۰	
۳۳۸/۱	۳۲۳/۶	۳۲۰/۱	۲۹۷/۸	۲۹۵/۶	۲۹۶	۲۹۹/۴	۲۹۷/۶	۲۹۸/۵	دهه ۲۰۳۰	
۳۳۶/۵	۳۲۶/۳	۳۲۰/۳	۲۹۷/۸	۲۹۳/۰۲	۲۹۴/۳	۲۹۹/۴	۲۹۸/۲	۲۹۸	دهه ۲۰۴۰	
۳۳۱/۰۹	۳۱۸/۷	۳۱۵/۸	۲۹۷/۱	۲۹۰/۶	۲۹۱/۸	۳۰۲/۱	۳۰۲	۲۹۶/۸	دهه ۲۰۵۰	

دسترسی به آب در آینده

آب تولیدشده مربوط به دهه ۲۰۴۰ به مدل NorESM1-M تحت سناریوی RCP2.6 و بیشترین آن، در دهه ۲۰۵۰ در مدل IPSL-CM5A-LR تحت سناریوی RCP8.5 رخ می‌دهد. همان طور که در شکل ۷ دیده می‌شود سهم فصلی ذوب برف به نسبت مجموع آب تولیدشده برای رواناب در حوضه در سه RCP کاهش می‌یابد، که میزان کاهش ذوب برف در فصل بهار شایان توجه است، به طوری که سهم ذوب برف در رواناب به ۱۴ درصد می‌رسد، که البته با توجه به افزایش دما، کاهش بارش در زمستان، کاهش ذخیره برف و کاهش دبی در بهار منطقی به نظر می‌رسد. در مقایسه با دوره مشاهده شده، میزان ذوب برف در اقلیم آینده در پاییز و زمستان، به ترتیب ۱۰ و ۲۷ درصد کاهش می‌یابد.

پیش‌بینی برف در آینده

شکل ۸ ضریب همبستگی پیرسون^۱ مساحت پوشش برف با دما و بارش (نوامبر ۲۰۰۰ - ژوئن ۲۰۰۶) در حوضه آرمند را نشان می‌دهد. دما رابطه منفی با پوشش برف دارد، زیرا با افزایش دما، ذوب برف نیز افزایش می‌یابد و در نتیجه، مساحت پوشش برف کاهش می‌یابد. بارش در ماه‌های می و ژوئن رابطه منفی با پوشش برف دارد چراکه در طول این ماه‌ها بارش بیشتر به صورت باران است، بنابراین انرژی گرمایی ناشی از آن فرایند ذوب برف را تسریع می‌کند. بارش در ماه‌های دسامبر تا آوریل به صورت برف رخ می‌دهد. این امر مساحت پوشش برف را افزایش می‌دهد و از این‌رو، بارش ارتباط مثبتی با پوشش برف دارد. در ماه فوریه ارتباط معناداری بین پوشش برف و بارش وجود ندارد.

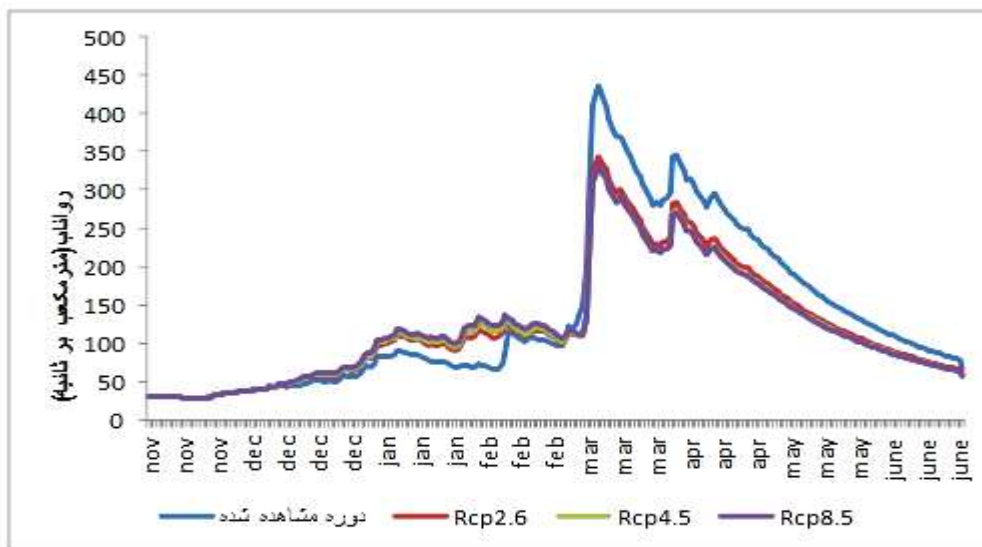
با استفاده از مدل SRM رواناب با خروجی‌های GCMs و RCPs مختلف برای دوره آینده (۲۰۲۱-۲۰۶۰) شبیه‌سازی و در مقایسه با دهه ۲۰۰۰ ارزیابی شدند. شکل ۶ میانگین رواناب سالانه تصویرسازی شده برای دوره آینده را نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۶، رواناب در ماه‌های ژانویه و فوریه افزایش و در ماه‌های مارس و آوریل کاهش می‌یابد.

میانگین رواناب حدود ۰/۱۲ مترمکعب بر ثانیه در هر سال کاهش می‌یابد. با افزایش دما و کاهش بارش، وسعت پوشش برف کاهش می‌یابد و در نتیجه رواناب کاهش خواهد یافت. مجموع حجم سالانه رواناب در RCP2.6 ۱۱/۴ درصد، در RCP4.5 ۱۲/۱ درصد و در RCP8.5 ۱۱ درصد به نسبت اقلیم حاضر (محاسبه شده) کاهش می‌یابد. در RCP8.5 که شرایط گرم‌تر به نسبت RCP2.6 و RCP4.5 دارد، مقدار کمتری کاهش در رواناب به نسبت دو سناریوی RCP یادشده دیده می‌شود؛ دلیل آن می‌تواند افزایش بارش پاییزی باشد.

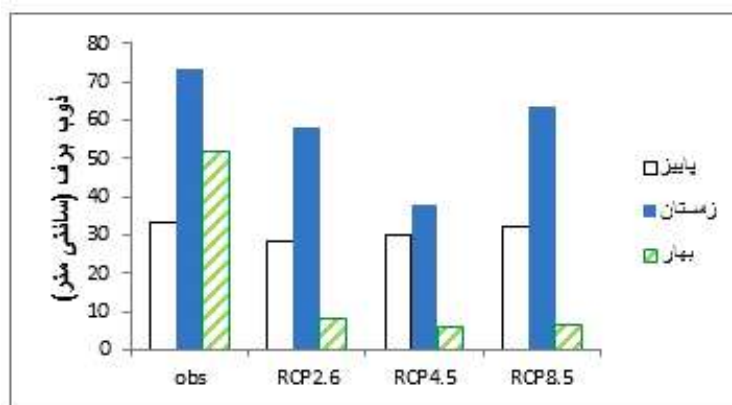
سهم ذوب برف در دوره‌های آینده

سهم ذوب برف به نسبت مجموع آب تولیدی برای رواناب در حوضه آرمند که برای دوره‌های آینده محاسبه شد، به طور چشمگیری کاهش می‌یابد (از ۴۷/۷ درصد در دوره آماری به ۳۴ درصد در دهه ۲۰۵۰ می‌رسد). با توجه به کاهش بارش و تغییر بارش به صورت مایع، انتظار می‌رود سهم ذوب برف در آینده کاهش یابد. به طور متوسط سهم ذوب برف در آینده (۲۰۲۱-۲۰۶۰) حدود ۲۷/۱ درصد کاهش می‌یابد. روند کاهشی ذوب برف در همه مدل‌ها و سناریوها وجود دارد. کمترین ذوب برف به نسبت مجموع

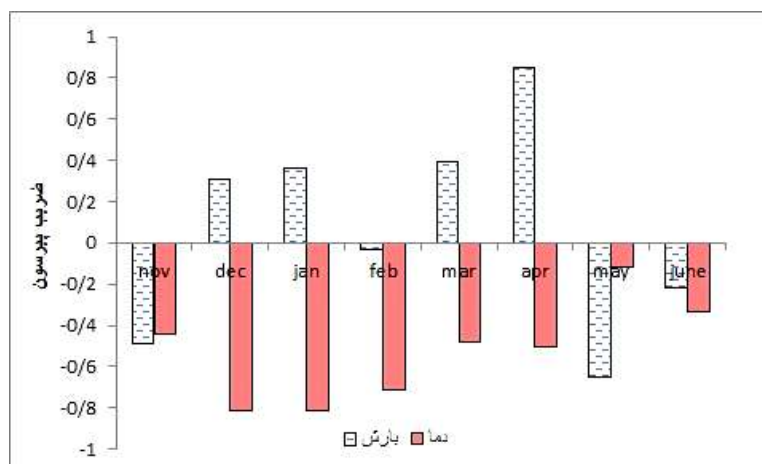
1. pearson



شکل ۶. میانگین سالانه رواناب برای دوره ۲۰۲۰-۲۰۶۰ تحت سه RCP مختلف در حوضه ارمند



شکل ۷. سهم فصلی ذوب برف به نسبت مجموع آب تولیدشده برای رواناب در حوضه در سه RCP مختلف



شکل ۸. ضریب همبستگی پیرسون مساحت پوشش برف با دما و بارش (نوامبر ۲۰۰۰-ژوئن ۲۰۰۶) در حوضه ارمند

درصد در مقایسه با دوره ۲۰۰۰ کاهش خواهد یافت. بیشترین کاهش پوشش برف به صورت سالانه برای دوره ۲۰۵۰ در مدل IPSL-CM5A-LR تحت سناریوی RCP8.5 دیده می شود، در حالی که کمترین کاهش در مدل NorESM1-M تحت RCP2.6 در دوره ۲۰۲۰ دیده می شود. جدول ۴ مساحت پوشش برف و رواناب سالانه را برای GCMها و تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 نشان می دهد.

با استفاده از دما و بارش تصویرسازی شده مدل های NorESM1-M، IPSL-CM5A-LR و CSIRO-MK3.6.0 تحت RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 و همچنین مشاهده ارتباط بین پوشش برف، دما و بارش، پوشش برف برای سال های ۲۰۲۱ تا ۲۰۶۰ در فاصله زمانی ۱۰ ساله تخمین زده شد. سالانه پوشش برف در دوره ۲۰۲۰، ۱۱/۹ درصد، ۲۰۳۰، ۱۶/۵ درصد، ۲۰۴۰، ۱۸/۴ درصد و ۲۰۵۰، ۲۱/۹ درصد.

جدول ۴. پوشش برف و رواناب سالانه (ماه های نوامبر - ژوئن) در دوره های آینده برای GCMها و RCPهای مختلف

NorESM1-M			IPSL-CM5A-LR			CSIRO-MK3.6.0			GCM	پارامترها
RCP8.5	RCP4.5	RCP2.6	RCP8.5	RCP4.5	RCP2.6	RCP8.5	RCP4.5	RCP2.6		
۲۰۰۸	۱۸۹۷	۱۸۷۸	۱۷۶۹	۱۷۸۴	۱۸۰۰	۱۸۲۹	۱۸۹۱	۱۸۴۴	دوره ۲۰۲۰	مساحت پوشش برف (km ²)
۱۸۹۳	۱۸۴۲	۱۷۶۷	۱۷۰۶	۱۷۰۷	۱۶۹۹	۱۸۰۱	۱۶۴۵	۱۷۷۳	دوره ۲۰۳۰	
۱۷۸۴	۱۷۹۲	۱۶۶۱	۱۶۸۰	۱۶۶۶	۱۵۷۲	۱۷۸۵	۱۸۳۵	۱۹۶۰	دوره ۲۰۴۰	
۱۶۹۲	۱۷۴۴	۱۵۵۷	۱۶۹۴	۱۵۷۷	۱۴۱۸	۱۷۸۶	۱۷۳۹	۱۵۹۹	دوره ۲۰۵۰	متوسط رواناب (m ³ /s)
۱۲۵۷	۱۱۸۴	۱۲۰۸	۱۱۴۳	۱۱۴۸	۱۱۴۷	۱۱۶۹	۱۱۴	۱۱۳/۶	دوره ۲۰۲۰	
۱۲۶۲	۱۲۴	۱۲۳/۷	۱۱۵/۸	۱۱۶/۲	۱۱۷/۶	۱۱۵/۲	۱۱۴/۷	۱۱۵/۶	دوره ۲۰۳۰	
۱۲۸۲	۱۲۶۳	۱۲۶/۱	۱۱۶/۶	۱۱۷/۸	۱۲۰/۸	۱۱۶	۱۱۶/۶	۱۱۸/۵	دوره ۲۰۴۰	
۱۲۷/۸	۱۲۵/۲	۱۲۸/۲	۱۱۶/۹	۱۱۹/۳	۱۲۵/۳	۱۱۹	۱۲۱/۳	۱۲۱/۸	دوره ۲۰۵۰	

در ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر دما مشاهده شد، دمای سالانه طی دهه های آینده، روند افزایشی در پیش خواهد گرفت. نتایج به دست آمده از روند تغییرات دما در سناریوهای مختلف با نتایج پژوهش های اختر و همکارانش [۱۶] و مساح و مرید [۱۸]، مرنگو و همکارانش [۲۴] و ون وورن و همکارانش [۲۵] مطابقت دارد. مجموع بارش سالانه طی دهه های آینده، روند کاهشی در پیش خواهد گرفت. افزایش دما در فصل های زمستان و پاییز موجب کاهش بارش به صورت برف در منطقه می شود و حجم ذخیره برف، رواناب سالانه و ذوب برف را کاهش می دهد. البته کاهش رواناب به کاهش بارش و افزایش میزان تبخیر تعرق توجیه پذیر است. مجموع حجم سالانه رواناب در سناریوی RCP2.6، ۱۱/۴ درصد، در RCP4.5، ۱۲/۱ درصد و در RCP8.5، ۱۱ درصد نسبت به اقلیم حاضر (محاسبه شده) کاهش می یابد. دستاورد این پژوهش مبنی بر کاهش رواناب و ذوب برف، با نتایج گان و همکارانش [۱۷] منطبق است. ذوب برف آینده برای همه مدل ها و سناریوها روند کاهشی دارد. به طور متوسط سهم ذوب برف در آینده حدود ۲۷/۱ درصد کاهش می یابد.

نتیجه گیری

پیش بینی تغییرات هیدروگرافی برای مدیریت منابع آب در زاگرس ضروری است. این پژوهش، آثار تغییر اقلیم را بر آینده تولید رواناب ناشی از ذوب برف در حوضه ارمند، بین سال های ۲۰۲۱ تا ۲۰۶۰ نشان می دهد. از آخرین مدل های اقلیمی CMIP5 تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5، RCP8.5 استفاده شد. خلاصه ای از مهم ترین یافته های پژوهش در ادامه ارائه شده است.

تصاویر پوشش برف MODIS برای تعیین مساحت پوشش برف در مناطق مرتفعی از زاگرس، یعنی در مکان هایی که کمبود ایستگاه برف سنجی دارند، مفید بوده است. تصاویر پوشش برف روزانه MODIS از حوضه ارمند نشان داد پوشش برف در ارتفاع بیش از ۱۸۰۰ متر نسبتاً چشمگیر است. طی ماه های دسامبر تا فوریه در ارتفاع بیش از ۲۶۰۰ متر، درصد پوشش برف زیاد است. پوشش برف در ماه می و ژوئن فقط در ارتفاع بیش از ۳ هزار متر وجود دارد.

در شبیه سازی ذوب برف با مدل SRM، نتایج کالیبراسیون و صحت سنجی نشان دهنده عملکرد قابل قبول این مدل در برآورد رواناب در منطقه پژوهش شده است.

منابع

- [1]. Carter JG, Gavan G, Connelly A, Guy S, Handley J, Kazmierczak A. Climate change and the city: Building capacity for urban adaptation. *Progress in Planning*. 2015; 95: 1–66.
- [2]. 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 TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM. (Eds.). Cambridge University Press. Cambridge. 2013.
- [3]. Campbell JL, Driscoll CT, Pourmokhtarian A, Hayhoe K. Streamflow responses to past and projected future changes in climate at the Hubbard Brook Experimental Forest, New Hampshire, United States. *Water Resour. Res.* 2011; 47, W02514. <http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009438>.
- [4]. Delghandi M, Moazenzadeh R, Investigating spatiotemporal variations of precipitation and temperature over Iran under climate change condition considering AOGCM models and emission scenarios uncertainty. *Ecologyhydrology*. 2017; 3(3): 321-331. [Persian]
- [5]. Brown RD, Mote PW. The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate. *J. Clim.* 2009; 22: 2124–2145.
- [6]. Gleick PH. Regional hydrologic consequences of increases in atmospheric CO₂ and other trace gases. *Climatic Change*. 1987; 10: 137–160.
- [7]. Lettenmaier DP, Gan TY. Hydrologic sensitivities of the Sacramento-San Joaquin River Basin, California, to global warming. *Water Resources Research*. 1990; 26: 69–86.
- [8]. Huss M, Farinotti D, Bauder A, Funk M. Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrol. Process.* 2008; 22(19): 3888–3902.
- [9]. Anderson B, Lawson W, Owens I. Response of Franz Josef Glacier Ka Roimata o Hine Hukatere to climate change. *Global and Planetary Change*. 2008; 63 (2–3): 23–30.
- [10]. Kutuzov S, Shahgedanova M. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatoo, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century. *Global and Planetary Change*. 2009; 69: 59–70.
- [11]. Bolch T. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/ Kyrgyzstan) using remote sensing data. *Global Planet. Change*. 2007; 56: 1–12
- [12]. Narama C, Shimamura Y, Nakayama D, Abdrakhmatov K. Recent changes of glacier coverage in the western Terskey-Alatoo range, Kyrgyz Republic, using Corona and Landsat. *Ann. Glaciol.* 2006; 43: 223–229.
- [13]. Hagg W, Mayer C, Lambrecht A, Kriegel D, Azizov E. Glacier changes in the Big Naryn basin, Central Tian Shan. *Global Planet. Change*. 2013; 110: 40–50.
- [14]. Zhang Y, Luo Y, Lin S. Quantifying future changes in glacier melt and river runoff in the headwaters of the Urumqi River, China. *Environ Earth Sci.* 2016; 75(770), DOI 10.1007/s12665-016-5563-z.
- [15]. Akhtar M, Ahmad N, Booij MJ. The impact of climate change on the water resources of Hindukush Karakorum Himalaya region under different glacier coverage scenarios. *J. Hydrol.* 2008; 355 (1–4): 148–163.
- [16]. Gan R, Luo Y, Zuo Q, Sun L. Effects of projected climate change on the glacier and runoff generation in the Naryn River Basin, Central Asia. *Journal of Hydrology*. 2015; 523: 240–251.
- [17]. Massah AR, Morid S. Effects of climate change on Zayandeh Rud river flows. *Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural Resources*. 2005; 4: 17- 27. [Persian]
- [18]. Alizadeh A, Sayari N, Hesami Kermani MR, Bannayan Aval M, Farid Hossaini A. Assessment of Climate Change Potential Impacts on Agricultural Water Use and Water Resources of Kashaf rood basin. *Journal of Water and Soil*. 2010; 24 (4): 815- 835. [Persian]
- [19]. Martinec J. Snowmelt-Runoff Model for stream flow forecasts, *Nordic Hydrology*. 1975; 6 (3):145–154.
- [20]. Tahir AA, Chevallier P, Arnaud Y, Neppel L, Ahmad B. Modeling snowmelt-runoff under climate scenarios in the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan. *Journal of Hydrology*. 2011; 409: 104– 117.
- [21]. WMO. Intercomparison of Models of Snowmelt Runoff. Operational Hydrology Report 23. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland. 1986.
- [22]. Immerzeel WW, Droogers P, de Jong SM, Bierkens M. FP. Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing, Remote

- Sensing of Environment. 2009; 113: 40–49, DOI:10.1016/j.rse.2008.08.010.
- [23]. Taylor KE, Stouffer R.J, Meehl GA. an overview of CMIP5 and the experiment design, Bull. Am. Meteorol. Soc.2012; 93(4): 485-498, doi: 10.1175/BAMS- D-11-00094.1.
- [24]. Marengo JA, Chou SC, Torres RR, Giarolla A, Alves LM, Lyra A. Climate change in central and South America: Recent trends, future projections, and impacts on regional agriculture. 2014. Working Paper No 73.
- [25]. Van Vuuren DP, Edmonds J, Kainuma M, Riahi K, Thomson A, Hibbard K, et al. The representative concentration pathways: An overview. Climatic Change. 2011; 109: 5- 31.
- [26]. Khadka D, S. Babel M, Shrestha S, Nitin K. Tripathi. Climate change impact on glacier and snow melt and runoff in Tamakoshi basin in the Hindu Kush Himalayan (HKH) region. Journal of Hydrology. 2014; 511: 49– 60.
- [27]. Dashtbozorgi A, Alijani B, jafarpour Z, shakiba AR. Simulating extreme temperature indices based on RCPs scenarios: the case of Khuzestan province. Journal of Geography and Environmental Hazards. 2016; 4(16): 105- 123. [Persian]