

بررسی نوسانات رواناب حاصل از ذوب برف تحت تأثیر پدیده تغییر اقلیم در دهه های آینده

الهه قاسمی*^۱، ابراهیم فتاحی^۲، ام السلمه بابائی^۳

۱- کارشناس ارشد اقلیم شناسی، تهران

۲- دکتری اقلیم شناسی عضو هیات علمی پژوهشکده هواشناسی، تهران

۳- دکتری اقلیم شناسی، استادیار گروه جغرافیای دانشگاه پیام نور

تاریخ وصول: ۱۳۹۱/۶/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۳/۱

چکیده

با توجه به گسترش رشته کوه های زاگرس در بخش های غرب و جنوب غرب کشور، پوشش برفی این رشته کوه ها یکی از منابع بزرگ تامین آب در حوزه های آبریز دز، کرخه و کارون می باشد این در حالی است که تغییر در سطح پوشش برف در دهه های آینده می تواند رواناب حاصل از ذوب برف که نقش عمده ای در تامین پتانسیل آبی در این مناطق را دارا می باشد، دستخوش تغییراتی قرار دهد. در پژوهش حاضر نوسان رواناب حاصل از ذوب برف تحت تأثیر تغییرات دما و بارش با استفاده از مدل SRM در دوره های ۲۰۲۰ (۲۰۱۰-۲۰۳۹)، ۲۰۳۰ (۲۰۲۰-۲۰۴۹)، ۲۰۴۰ (۲۰۳۰-۲۰۵۹)، ۲۰۵۰ (۲۰۴۰-۲۰۶۹)، ۲۰۶۰ (۲۰۵۰-۲۰۷۹)، ۲۰۷۰ (۲۰۶۰-۲۰۸۹) و ۲۰۸۰ (۲۰۷۰-۲۰۹۹) با بهره گیری از برونداد مدل HadCM3 از مرکز تحقیقات و پیش بینی اقلیم Hadley تحت سناریوی A1B در حوضه آبریز بختیاری مورد بررسی قرار گرفته است. در این مطالعه دوره آماری ۱۹۶۱-۱۹۹۰ دوره اقلیمی پایه در نظر گرفته شده است و سری زمانی داده های مشاهداتی دما و بارش برای ایستگاه های منطقه مورد مطالعه در دوره مذکور جمع آوری گردیده است. برای پیش بینی متغیرهای اقلیمی از مدل های گردش عمومی جو (General Circulation Model) مدل HadCM3 انتخاب و بروندادهای این مدل برای متغیرهای دما و بارش در مقیاس (۵/۰) * ۵/۰ (درجه) از پایگاه داده های CLIMGEN با سناریو انتشار A1B برای هر دوره سی ساله ۲۰۲۰ (۲۰۱۰-۲۰۳۹) تا ۲۰۸۰ (۲۰۷۰-۲۰۹۹) استخراج و تحلیل شده است. سپس با اعمال سناریوهای تغییر اقلیم و تغییرات سطح پوشش برف، شبیه سازی رواناب با استفاده از مدل SRM در دوره های یاد شده ارزیابی گردیده است. نتایج بدست آمده از شبیه سازی، کاهش حجم رواناب در دوره های یاد شده را نشان می دهد.

واژگان کلیدی: مدل های گردش عمومی جو، تغییر اقلیم، رواناب، SRM

مقدمه

تغییر اقلیم، نوسان کلی و گسترده در آب و هوای یک منطقه است و در حال حاضر روند گرم شدن دمای کره زمین را بخشی از تغییر اقلیم قلمداد می‌کنند. تغییر اقلیم یکی از بزرگترین چالش‌های محیطی است که جهان امروز با آن روبروست (خسروی و همکاران، ۱۳۸۹). بررسی‌ها نشان می‌دهد این پدیده سامانه‌های زیست‌شناختی و فیزیکی در سراسر جهان را پیش از این تحت تأثیر قرار داده و در آینده نیز آنها را متاثر خواهد ساخت (Moen, 2007). براساس گزارش IPCC^۱ تغییر اقلیم با احتمال افزایش رواناب در عرض‌های جغرافیایی بالا، با تغییر بسامد سیل در بعضی مناطق به ویژه در عرض‌های شمالی و همچنین افزایش خطر سیل ناشی از ذوب برف همراه است. افزایش بسامد و شدت خشکسالی‌ها ناشی از تغییر بارش و تبخیر و تعرق نیز می‌تواند از دیگر نتایج تغییر اقلیم باشد. اثر تغییر اقلیم بر رژیم آب‌شناختی می‌تواند در طول سال متفاوت و در نتیجه موجب تغییر در چرخه سالانه آب‌شناختی شود. به عنوان مثال افزایش دما در زمستان باعث جلو افتادن پدیده ذوب برف و در نتیجه تغییر در زمان شکل‌گیری رواناب بیشینه از بهار به اواخر زمستان و کاهش رواناب در تابستان گردد (کتیرایی و همکار، ۱۳۸۹).

همچنین با توجه به ارتباط بین سامانه اقلیمی و چرخه آب‌شناختی در جهان، هر گونه تغییری در اقلیم باعث ایجاد تغییراتی در رژیم آب‌شناختی (رژیم بارش، میزان رواناب، شدت سیلاب و خشکی و...) در سطح جهان می‌گردد (IPCC, 2007). از سوی دیگر براساس توصیه IPCC مدل‌های AOGCM^۲، معتبرترین وسیله برای شبیه‌سازی فرایندهای موجود در یک سامانه اقلیمی براساس افزایش گازهای گلخانه‌ای است (مساح و مرید، ۱۳۸۴). از این رو در سال‌های اخیر تحقیقات بسیاری در ارتباط با بررسی تغییر پارامترهای اقلیمی و تأثیر آن بر چرخه آب‌شناختی در دهه‌های آینده به کمک برون‌داد مدل‌های گردش عمومی جو GCM^۳ در کشورهای مختلف صورت گرفته است (Fowler et al., 2007). محققان توانسته‌اند با

بهره‌گیری از الگوهای موجود ریزمقیاس‌نمایی نظیر USCLIMATE, CLIMEGEN, LARS-WG, SDSM, GEM MET & Roll برون‌داد مدل‌های گردش عمومی جو را برای پیش‌آگاهی متغیرهای اقلیمی نظیر دما و بارش تا سال ۲۱۰۰ میلادی مورد استفاده قرار دهند این الگوها غالباً برای برون‌داد مدل‌های GCM تحت این فرض که GCMها بهترین انتخاب برای متغیرهای بزرگ مقیاس هستند، بکار می‌روند و با استفاده از روابط حاکم میزان تغییر اقلیم قابل‌ارزیابی است (Hewitson & Crane, 2005). با معرفی متغیرهای اقلیمی ریزمقیاس‌شده به مدل‌های آب‌شناختی متغیرهایی نظیر شدت، تناوب و... رواناب در سال‌های آینده قابل‌پیش‌بینی خواهد بود (Xu, 1999).

از این سری مطالعات می‌توان به بررسی میزان حساسیت نوسانات منابع آب در مناطق مختلف جهان نسبت به پدیده تغییر اقلیم توسط آلکامو و همکاران (Alcamo et al., 2002) اشاره کرد که منطقه خاورمیانه را جز مناطق بحرانی جهان برشمردند. آلیسن و همکاران (Alison et al., 2005) به بررسی این پدیده بر تناوب سیلاب در انگلستان با استفاده از خروجی مدل منطقه‌ای HadRM3H با سناریوی انتشار A2 پرداختند نتایج این بررسی نشان داد با وجود کاهش متوسط سالانه بارش در اکثر حوضه‌ها، دوره بازگشت‌ها، تناوب سیلاب‌ها افزایش یافته است. بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب و بیلان آبی سالانه در حوضه کوچکی در شمال شرقی اینویک^۳ در حوالی قطب شمال در کانادا نشان داده است در دوره آینده (۲۰۷۰-۲۰۹۹) تاریخ وقوع اولین پیک رواناب بطور متوسط ۲۵ روز زودتر از دوره پایه (۱۹۶۱-۱۹۹۰) رخ خواهد داد، همچنین رواناب دوره آینده و حجم تبخیر به میزان ۴۸ درصد در اثر افزایش درجه حرارت و بارش افزایش خواهد یافت. علاوه بر آن عدد بزرگ شبیه‌سازی سالانه نشان می‌دهد دوره ذوب زود هنگام در میانه زمستان، تأثیر قابل توجه‌ای بر میزان حجم ذخایر برفی منطقه خواهد داشت که زندگی انسانها، حیوانات و گیاهان در این منطقه را متأثر خواهد ساخت (Poel et al., 2007). در ایران، علیزاده و همکاران (۱۳۸۹)

1. Intergovernmental Panel on Climate Change
3. Inuvik

2. Atmospheric-Ocean General Circulation Model
4. General Circulation Model

یافته و پس از انحراف به غرب به نام وهرگان به رودخانه گلستان می پیوندد. رودخانه گلستان نیز از دامنه های بلند زاگرس در جنوب چمن سلطان و الیگودرز سرچشمه گرفته و در امتداد شمال به جنوب پس از دریافت نمودن جریان وهرگان به نام آب رودبار در دره ای عمیق جریان یافته و پس از پیوستن به شاخه ای به نام آب کوکان به نام رودخانه آب الکن پس از انحراف در جهات مختلف از دامنه های کم ارتفاع شمال زردکوه بختیاری (با قله ای به ارتفاع ۳۶۹۴ متر از سطح دریای آزاد) گذشته و با نام آب زالکی در امتداد شرق به غرب جریان یافته و پس از دریافت نمودن جریان چند شاخه دیگر از جمله رودخانه شرکول و رودخانه چنگر در همین امتداد ادامه مسیر داده و با نام رودخانه بختیاری به رودخانه سزار می پیوندد. ایستگاه آبسنجی تنگ پنج روی این رودخانه قبل از تلاقی با شاخه سزار دایر است. در شکل (۱) موقعیت حوضه آبریز بختیاری ارایه شده است. همانطور که در شکل قابل مشاهده است منطقه مورد مطالعه با توجه به وسعت و اختلاف حداکثر و حداقل ارتفاع به سه منطقه هیپسومتریک ۵۴۰ تا ۱۲۵۰ متر (A)، ۱۲۵۰ تا ۲۲۵۰ متر (B) و ۲۲۵۰ تا ۴۰۴۵ متر (C) تقسیم بندی شده است. در جدول (۱) مشخصات ایستگاه های هواشناسی در منطقه مورد مطالعه (بدیجان، سینگرد، فریدون شهر، دره تخت، تنگ پنج، کاظم آباد، چرخ و فلک و کوه رنگ) ارائه شده است لازم به ذکر است داده های دما و بارش دراز مدت ایستگاه های مذکور جمع آوری و پس از بررسی، در صورت نیاز با استفاده از اطلاعات ایستگاه های همجوار برای دوره پایه مطالعات (۱۹۶۱-۱۹۹۰) تکمیل و تطویل شده است.

جدول ۱- نام ایستگاه ها در منطقه مورد مطالعه

ردیف	نام ایستگاه	طول	عرض	نوع ایستگاه
۱	بدیجان	۵۰-۱۰	۳۲-۵۵	هواشناسی
۲	سینگرد	۵۰-۲۶	۳۲-۴۷	هواشناسی
۳	فریدون شهر	۵۰-۱۰	۳۲-۵۶	هواشناسی
۴	دره تخت	۲۲-۲۹	۳-۲۲	هواشناسی
۵	تنگ پنج	۴۸-۴۶	۳۲-۵۶	هواشناسی
۶	کاظم آباد	۴۹-۴۱	۳۳-۰۸	هواشناسی
۷	چرخ فلک	۵۰-۰۳	۳۲-۵۲	هواشناسی
۸	کوه رنگ	۵۰-۰۷	۳۲-۲۷	هواشناسی

با استفاده از خروجی مدل های گردش عمومی جو HadCM3 به بررسی پتانسیل اثرات تغییر اقلیم بر منابع و مصارف آب کشاورزی پرداختند. نتایج حاصل از این مطالعات نشان داد در صورت افزایش دمای هوا به میزان ۱، ۲ و ۴ درجه سلسیوس، نیاز آبی الگوی کشت گیاهان در دشت کشف رود به ترتیب ۶، ۱۰ و ۱۶ برابر افزایش خواهد یافت. خسروی و همکاران (۱۳۸۹) با استفاده از اطلاعات بانک جهانی و هیأت بین الدول تغییر اقلیم به بررسی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب خاورمیانه پرداختند. نتایج این پژوهش حاکی از آن است که براساس سناریوی های IPCC تا سال ۲۰۲۰ دما در این منطقه ۱ تا ۲ درجه افزایش خواهد یافت و از میزان بارش تا ۲۰ درصد کاسته خواهد شد.

در مطالعه حاضر نوسان روان آب حاصل از ذوب برف تحت تأثیر تغییرات اقلیمی دما و بارش با استفاده از مدل SRM^۱ در دوره های سی ساله در آینده با بهره گیری از برون داد مدل HadCM3 از مرکز تحقیقات و پیش بینی اقلیم Hadley تحت سناریوی A1B، مورد بررسی قرار گرفته است.

روش شناسی

معرفی منطقه

حوضه آبریز بختیاری یکی از زیر حوضه های کارون بزرگ در جنوب غرب ایران در طول ۴۵' ۴۸° تا ۱۹' ۵۰° شرقی و عرض ۳۳' ۳۲° تا ۱۹' ۳۳° شمالی واقع شده است. مساحت آن تقریباً ۶۴۳۰ کیلومتر مربع و ارتفاع آن از ۵۴۹ تا ۴۰۴۵ متر متغیر است. این حوضه دارای زمستان های سرد با بارندگی بالا و تابستان نسبتاً خشک و گرم است رژیم بارندگی مانند اکثر نقاط ایران مدیترانه ای و از مهرماه تا اواخر اردیبهشت ماه می باشد و بیشترین میزان بارندگی فصلی در فصل زمستان و حداقل بارش فصلی در تابستان رخ می دهد. سرشاخه های رودخانه بختیاری در این حوضه از کوه هشتاد با قله ای به ارتفاع ۳۹۰۶ متر در ۱۵ کیلومتری غرب فریدون شهر و همچنین بلندی های کوه های لاختشک، حسل و کهنو در ۳۰ کیلومتری جنوب غرب فریدون شهر سرچشمه می گیرد و در امتداد شرق به شمال غرب جریان

1. Snowmelt Runoff Model

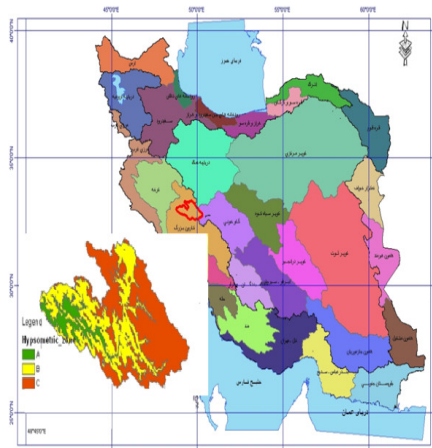
تحقیقات و پیش‌بینی اقلیم Hadley انگلستان انتخاب شده است.

سناریوهای انتشار

از آنجاییکه مشخص نیست در آینده چه مقدار از گازهای گلخانه‌ای توسط جوامع بشری وارد اتمسفر زمین خواهد شد، از این رو سناریوهای مختلفی که در برگیرنده چگونگی تغییرات این گازها در آینده می‌باشد ارائه شده است که سناریوهای انتشار^۱ نامیده می‌شوند و حاوی اطلاعاتی از وضعیت اقتصادی-اجتماعی و میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر کره زمین است در این سناریوها مقادیر گازهای گلخانه‌ای با نرخی ثابت تا سال ۲۱۰۰ افزایش می‌یابد. هر کدام از این سناریوها مربوط به یکی از خانواده‌های A1، B1، A2 و B2 می‌باشند (IPCC-TGCI, 2007). در خانواده A1 تاکید بر رشد اقتصادی، افزایش جمعیت جهانی و کاهش آن، در خانواده A2 تاکید بر رشد متوسط اقتصادی و تکنولوژی و رشد زیاد جمعیت، در خانواده B1، تاکید مجدد بر رشد اقتصادی به مانند خانواده A1 و توسعه چشمگیر تکنولوژی، افزایش جمعیت جهانی و سپس کاهش تدریجی آن به مانند سناریوی A1، معمول سازی تکنولوژیهای مفید و پاک و تاکید بر راه حل‌های جهانی پایداری اقتصادی، اجتماعی و محیط زیست، در خانواده B2 تاکید بر راه حل‌های منطقه‌ای برای تقویت مسائل اقتصادی، اجتماعی و محیط زیست، رشد متوسط اقتصادی و رشد کند جمعیت می‌باشد (IPCC, 2007). در این تحقیق از سناریوی انتشار A1B که بر رشد اقتصادی بسیار سریع جهان آینده و توسعه چشمگیر تکنولوژی و همچنین استفاده افراطی از سوخت‌های فسیلی تاکید دارد برای شبیه سازی سیستم اقلیمی منطقه مورد مطالعه استفاده شده است.

ریز مقیاس نمایی

باید توجه داشت در مطالعات اقلیم‌شناسی سلول‌های محاسباتی AOGCM بطور معمول بزرگتر از وسعت منطقه مطالعاتی است بنابراین ریزمقیاس کردن برون‌داد این مدل‌ها



شکل ۱- موقعیت منطقه و ایستگاه‌های مورد مطالعه

سناریوهای اقلیمی

روش‌های مختلفی برای شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره‌های آینده تحت تأثیر تغییر اقلیم وجود دارد از معتبرترین این روش‌ها استفاده از داده‌های مدل‌های گردش عمومی جو یا GCM است. طی سال‌های گذشته مدل‌های GCM مختلفی در زمینه مطالعات اثرات تغییر اقلیم به جوامع علمی معرفی شده است که کاربرد آن‌ها در اقلیم‌های مختلف نتایج متفاوتی به همراه داشته‌است (صمدی و همکاران، ۱۳۸۸). اصل بنیادین در این مدل‌ها فهم و شناسایی فرایندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر سامانه اقلیمی و تأثیر تغییرات اجتماعی و اقتصادی جوامع بر آنها است. این مدل‌ها شامل تمامی روابط حاکم بر سیستم اقلیم کره زمین بوده و برای حل آنها کره زمین سلول‌بندی شده و مقادیر متغیرهای اقلیمی برای دوره‌های ۱۸۶۰ تا ۲۱۰۰ میلادی در هر سلول مورد شبیه‌سازی قرار گرفته است. به استناد مطالعات انجام گرفته مدل‌های سه بعدی گردش عمومی اتمسفر-اقیانوس AOGCM که بر پایه قوانین فیزیکی (که بوسیله روابط ریاضی ارائه می‌شوند) استوار می‌باشند در حال حاضر یکی از معتبرترین ابزار برای تولید سناریوی اقلیمی در دوره‌های آتی می‌باشند (IPCC; TGICA, 1999; IPCC, 2007; Wilby and Harris, 2006; Villegas and Jarvis, 2010; مساح و مرید، ۱۳۸۴؛ آشفته و همکاران، ۱۳۸۹). در این تحقیق از بین مدل‌های مختلف گردش عمومی جو، برون‌داد مدل HadCM3 از مرکز

نتایج استفاده می‌شود (Jones et al., 1996). در این روش برای محاسبه سناریوی تغییر اقلیم مقادیر اختلاف برای دما (رابطه ۱) و نسبت برای بارندگی (رابطه ۲) بین متوسط دراز مدت هر ماه در دوره آینده و دوره شبیه‌سازی شده پایه توسط همان مدل (۱۹۶۱-۱۹۹۰) محاسبه می‌گردد (Jones et al., 1996)

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

$$\Delta P_i = \left(\frac{\bar{P}_{GCM, fut, i}}{\bar{P}_{GCM, base, i}} \right) \quad (2)$$

در روابط فوق ΔT_i به ترتیب بیانگر سناریوی تغییر اقلیم مربوط به دما برای میانگین دراز مدت 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 آینده برای هر ماه (در اینجا ۲۰۱۰-۲۰۳۹ و ...)، $\bar{T}_{GCM, base, i}$ میانگین ۳۰ ساله دمای شبیه‌سازی شده توسط AOGCM در دوره مشابه با دوره مشاهداتی (۱۹۶۱-۱۹۹۰) برای هر ماه می‌باشد. برای بارندگی نیز موارد ذکر شده برقرار می‌باشد. همچنین با توجه به اینکه اطلاعات مورد نظر از سلولی استخراج می‌شود که منطقه مورد مطالعه در آن قرار می‌گیرد به منظور کوچک مقیاس کردن زمانی داده‌ها از روش عامل تغییر^۲ استفاده شده است. در این روش برای به دست آوردن سری زمانی سناریوی اقلیمی در آینده، سناریوهای تغییر اقلیم به مقادیر مشاهداتی (۱۹۶۱-۱۹۹۰) افزوده می‌شود (Wilby and Harris, 2006):

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

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

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

امری ضروری است. زیرا بزرگ مقیاس بودن برای انجام مطالعات با دقت زیاد یک نقصان بشمار می‌رود (کمال و همکار، ۱۳۸۹). از این رو لازم است کاربران برون‌داد مدل‌های GCM را ریزمقیاس کنند (Villegas & Jarvis, 2010). ریزمقیاس کردن به روش‌های متعددی از جمله روش‌های آماری، دینامیکی و تناسبی انجام می‌پذیرد. در سالهای اخیر با گسترش کاربرد برون‌داد مدل‌های GCM به منظور سهولت دستیابی به داده‌های این مدل‌ها در مقیاس مناسب برخی پایگاه داده‌ها، برون‌داد ریز مقیاس شده مدل‌های GCM توسط الگوهای پذیرفته شده نظیر ClimGen را مستقیماً در دسترس کاربران قرار داده‌اند. یکی از الگوها (روش‌هایی) که تولیدکننده سناریوهای اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای بشمار می‌رود و از لحاظ مبانی نظری و آماری همانند سایر مدل‌های مولد داده‌های آب و هواشناسی مصنوعی می‌باشد الگوی ClimGen است این الگو، برای فراهم‌سازی داده‌های با قدرت تفکیک مکانی ۵/۵*۵ درجه از مدل‌های گردش عمومی جو GCM بوسیله گروه کاری Mitchell و Osborn در کالج محیط زیست دانشگاه آنجلینای شرقی^۱ در انگلستان طراحی شده است (Osborn, 2009). این الگو تاکنون برای هفت مدل GCM با سناریوی انتشار A1B برای متغیرهایی نظیر حداقل، حداکثر و متوسط درجه حرارت، بارش و ... بسط یافته است. خروجی حاصل از این الگو به صورت ماهانه، فصلی و سالانه برای دوره‌های ۳۰ ساله ۲۰۲۰، ۲۰۳۰، ... ، ۲۰۸۰ با فرمت (ASCII) txt در پایگاه داده‌هایی به آدرس: http://ccafsclimate.org/download_tyndall_sres.html در دسترس است. همچنین پایگاه داده‌هایی از متوسط درجه حرارت و بارش ماهانه برای فاصله زمانی (۱۹۶۱-۱۹۹۰) نیز در آدرس فوق قابل دستیابی است (CIAT, 2010).

تولید سناریوهای تغییر اقلیم و کوچک

مقیاس نمایی زمانی

به منظور حذف اغتشاش در شبیه‌سازی نوسانات اقلیمی معمولاً به جای استفاده مستقیم از داده‌های استخراج شده، در محاسبات تغییر اقلیم از میانگین دوره‌ای درازمدت این

شبیه‌سازی رواناب

مدل رواناب ذوب برف SRM برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی روزانه رواناب در حوضه‌های کوهستانی که ذوب برف عامل اصلی رواناب است و همچنین بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر توزیع پوشش برف و رواناب حاصل از ذوب برف به کار می‌رود (Martinez et al., 2007).

مدل SRM از پوشش برف واقعی حاصل از پایش ماهواره‌ای در اقلیم حاضر برای شبیه‌سازی رواناب استفاده می‌کند. این مدل برای شبیه‌سازی رواناب به تعداد زونهای ارتفاعی و متوسط ارتفاع هیسومتریک حوضه، مقادیر روزانه سطح پوشش برف، حداکثر، حداقل و متوسط دمای روزانه، بارندگی روزانه، فاکتور درجه-روز، افت محیطی دما و دمای بحرانی نیاز دارد. و برای محاسبه رواناب پارامترهای ضریب رواناب برف، ضریب رواناب باران، سطح مشارکت‌کننده در بارش ضروری‌اند.

پوشش برف (S) و منحنی عمق پوشش برف (SCDC)

سطح پوشش برف به عنوان نوعی از عارضه در حوضه‌های کوهستانی و یکی از متغیرهای اصلی برای مدل رواناب حاصل از ذوب برف SRM است. استخراج درصد سطح پوشش برف SCA^۱ به کمک سنجش از دور و یا مشاهدات مستقیم صورت می‌گیرد. همچنین سطح پوشش برف فصلی در طول فصل ذوب برف و در زونهای ارتفاعی پایین بتدریج کاهش می‌یابد. مدل SRM به حداقل برآورد هفتگی SCA% نیازمند است (Rango, 1993) زیرا حجم رواناب در طول مدت فصل ذوب مستقیماً به سطح پوشش برف وابسته است منحنی عمق پوشش برف SCDC را نیز می‌توان از روی نقشه پوشش برف دوره‌ای با دقت بالا درون‌یابی کرد و مقادیر روزانه آن یک متغیر اساسی مدل SRM بشمار می‌رود.

در این مطالعه سطح فعلی پوشش برف برای سال مبنا ۲۰۰۶ با استفاده از تصاویر ۸ روز با نام MOD10A2 با استفاده از GIS و در محیط نرم‌افزار ERDAS برآورد شده است. لازم به توضیح است برای جدا سازی برف از ابر و

دیگر پوششهای سطح زمین از دو ویژگی متمایز برف نسبت به سایر پدیده‌ها که بازتاب شدید در بخش مرئی و باند (۴) با طول موج (0.665–0.545 μm) و بازتاب کم در بخش مادون قرمز و باند (۶) با طول موج (1.628–1.652 μm) موسوم به شاخص NDSI^۲ رابطه (۵) به همراه آستانه گذاری‌های لازم و تصحیحات توپوگرافی بدست آمده است (Lee et al., 2003).

$$NDSI = \frac{MODIS4 - MODIS6}{MODIS4 + MODIS6} \quad (5)$$

با توجه به اینکه متغیر سطح پوشش برف بصورت روزانه مورد نیاز است لذا در روزهای فاقد تصویر لازم است تا به کمک درون‌یابی مقدار آن برآورد گردد به همین دلیل، بمنظور برآورد دقیق‌تر سطح پوشش برف در فاصله هر یک از گذرها، با استفاده از تابع XtrFun Declarations Release درون‌یابی سطح پوشش برف برای روزهای فاقد تصویر برای سال مورد نظر انجام پذیرفته است. پس از آن نقشه برف تهیه شده برای منطقه مورد مطالعه با مدل رقومی ارتفاعی ترکیب و منحنی تخلیه برف SCDC برای سال مورد نظر به تفکیک طبقات ارتفاعی A, B و C از نقشه برفی بدست آمده است و درصد مساحت پوشش برف روزانه از منحنی تخلیه برف SCDC که متغیر اساسی مدل شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف می‌باشد بدست آمده است.

برآورد تغییرات سطح پوشش برف

به منظور بررسی آهنگ گسترش محدوده برف و تعیین سطح پوشش آن (پیشروی و پسروی) در دوره‌های آینده در ابتدا با ترسیم گرادیان ماهانه دما با ارتفاع در دوره (۲۰۰۶) در سطح حوضه و با استفاده از آستانه دمایی ۲/۴ درجه سانتی‌گراد به استناد مطالعات قنبرپور و همکاران (۱۳۸۴) به ترتیب برای هر یک از ماه‌های سال ارتفاع مناظر با سطوح پوشیده شده از برف مشخص شده است. همچنین به منظور کنترل و اطمینان از صحت ارتفاعات بدست آمده طبقات ارتفاعی پیکسل‌های بردار در حوضه با ارتفاعات بدست آمده مقایسه و نتایج صحت‌یابی شده است. در ادامه بمنظور

دوره در ایستگاه‌های تبخیرسنجی تنگه‌پنج، کاظم‌آباد و چرخه فلک (سیبک) مقایسه و نتایج آن در شکل‌های ۱، ۲ و ۳ ارائه شده است. بر این اساس توانمندی الگوی ClimGen در شبیه‌سازی دما قبول بوده و در شبیه‌سازی بارش علی‌رغم وجود ناهماهنگی‌هایی بخصوص در ماه‌های ژانویه تا ژوئن در مجموع از همبستگی بیش از ۸۰ درصدی بین مقادیر مشاهداتی و منتج از مدل در ایستگاه تبخیرسنجی چرخه فلک و همبستگی بیش از ۹۵ درصد در ایستگاه‌های تنگه پنج و کاظم‌آباد برخوردار می‌باشد.

سناریوهای تغییر اقلیم دما و بارش حوضه در دوره‌های آینده

برای شبیه‌سازی متغیرهای دما و بارش در حوضه آبریز بختیاری پس از استخراج داده‌های میانگین ماهانه دما و بارش مدل HadCM3 از پایگاه داده‌های ClimGen با سناریوی انتشار A1B برای دوره پایه (۱۹۹۰-۱۹۶۱) و دوره‌های آینده (۲۰۲۰، ۲۰۳۰، ۲۰۴۰، ۲۰۵۰، ۲۰۶۰، ۲۰۷۰ و ۲۰۸۰) با استفاده از میانگین داده‌های مشاهداتی در دوره پایه و استفاده از روابط ۱ و ۲ سناریوهای تغییر اقلیم دما و بارش منطقه محاسبه شده‌است. این نتایج برای دوره‌های آینده در شکل‌های ۵ تا ۷ بصورت گرافیکی ارائه شده‌است. این نتایج نشان می‌دهد که روند تغییرات دما در سالهای آینده (دوره‌های ۳۰ ساله) در حوضه بختیاری افزایشی است و تغییرات بارش در نوسان بوده و به غیر از ماههای ژانویه و اکتبر در اکثر ماههای سال روند کاهشی در میزان بارش مشاهده می‌گردد.

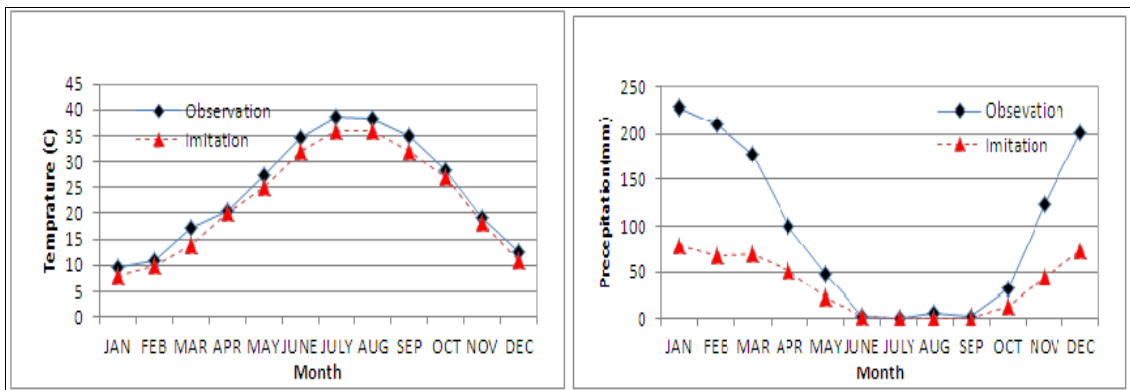
دست‌یابی به تغییرات سطح پوشش برف در دوره‌های آتی، میزان افزایش میانگین دمای ماهانه حاصل از خروجی مدل HadCM3 در سال‌های آینده در معادلات گرادیان دما-ارتفاع ماهانه اعمال شده است و در مجموع ۸۴ معادله به منظور تعیین ارتفاع سطوح برفدار در دوره‌های ۲۰۲۰ تا ۲۰۸۰ تهیه شده است و با انتقال نتایج حاصل بروی منحنی هیپسومتریک حوضه و مقایسه آن با نتایج حاصل از تعیین ارتفاع سطوح برفدار در سال ۲۰۰۶، ضریب پیشروی و پسروی سطوح برفدار به صورت ماهانه در سال‌های آینده ۲۰۲۰ (۲۰۱۰-۲۰۳۰)، ۲۰۳۰ (۲۰۲۰-۲۰۴۰)، ۲۰۴۰ (۲۰۳۰-۲۰۵۰)، ۲۰۵۰ (۲۰۴۰-۲۰۶۰)، ۲۰۶۰ (۲۰۵۰-۲۰۷۰)، ۲۰۷۰ (۲۰۶۰-۲۰۸۰) و ۲۰۸۰ (۲۰۷۰-۲۰۹۰) در مجموع معادل ۸۴ ضریب محاسبه شده است. با اعمال ضرائب فوق، سطح پوشش برف در سال‌های آینده محاسبه و برای ورود به مدل آماده شده است.

یافته‌های تحقیق

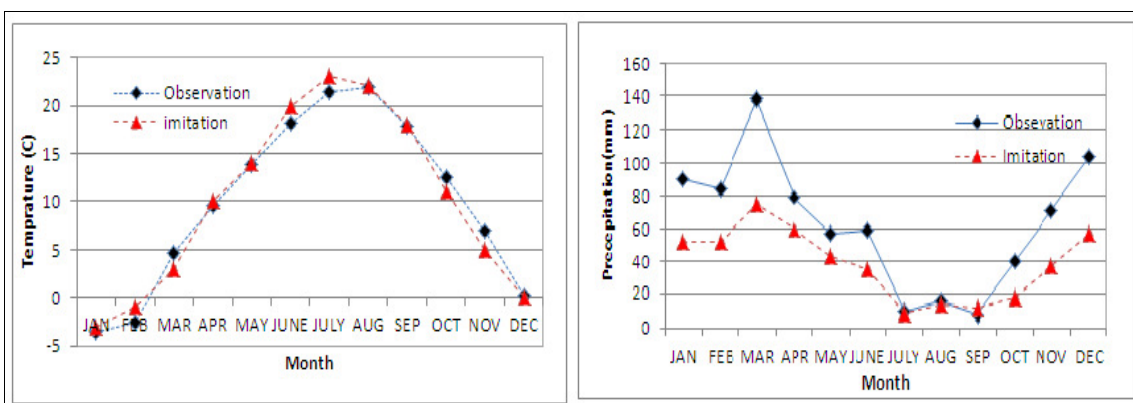
در این مطالعه دوره آماری (۱۹۶۱-۱۹۹۰) به عنوان دوره اقلیم پایه لحاظ شده است. داده‌های دما و بارش ایستگاه‌های مورد مطالعه پس از بررسی، در صورت نیاز با استفاده از اطلاعات ایستگاه‌های همجوار تکمیل و تطویل شده است و متوسط متغیرهای اقلیمی در دوره پایه محاسبه شده است. برون‌دادهای دما و بارش منتج از مدل گردش عمومی جو HadCM3 در مقیاس فاصله‌ای (۰/۵ * ۰/۵) (درجه) از پایگاه داده ClimGen با سناریو انتشار A1B برای دوره‌های ۲۰۲۰، ۲۰۳۰، ۲۰۴۰، ۲۰۵۰، ۲۰۶۰، ۲۰۷۰ و ۲۰۸۰ استخراج و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

سطح پوشش برف SCA که عامل اصلی برای توزیع مکانی برف و همچنین ورودی اصلی به مدل رواناب ذوب برف می‌باشد با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS و با استفاده از تصاویر ۸ روز با نام MOD10A2 در سال ۲۰۰۶ استخراج شده است.

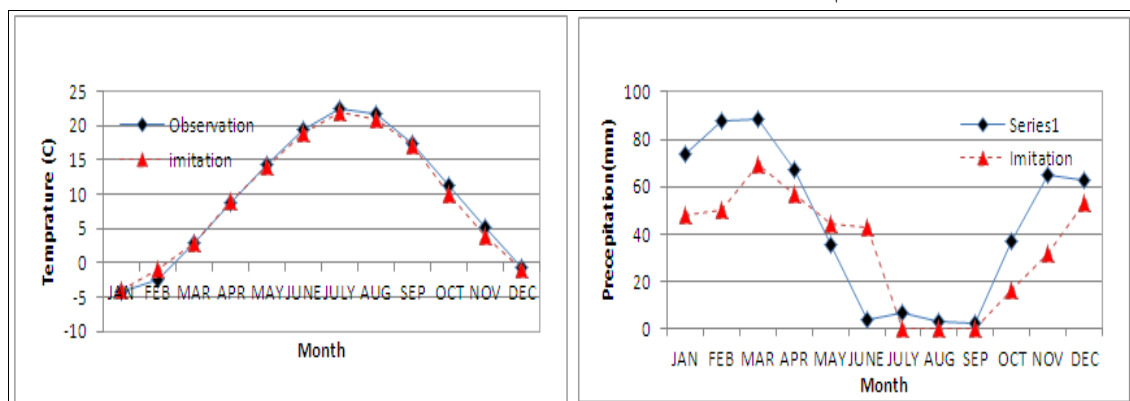
در ادامه به منظور صحت‌سنجی و اطمینان از توانمندی داده‌های منتج از الگوی ClimGen برای برون‌دادهای مدل HadCM3 پارامترهای متوسط دما و بارش برای دوره آماری پایه (۱۹۶۱-۱۹۹۰) با داده‌های مشاهداتی همین



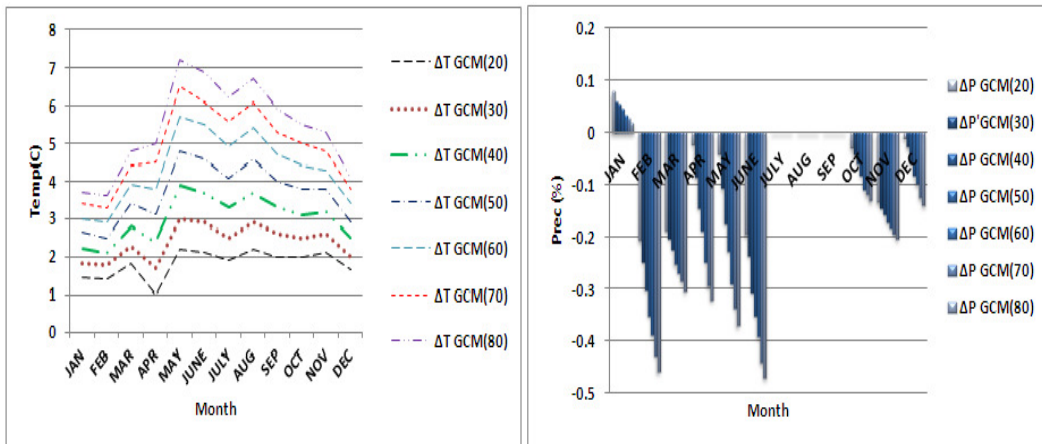
شکل ۲- مقایسه مقادیر مدل شده و مشاهداتی پارامترهای بارش و دمای میانگین در ایستگاه تبخیرسنجی نگه پنج دوره (۱۹۶۱-۱۹۹۰) (سمت راست: بارش، سمت چپ : دما)



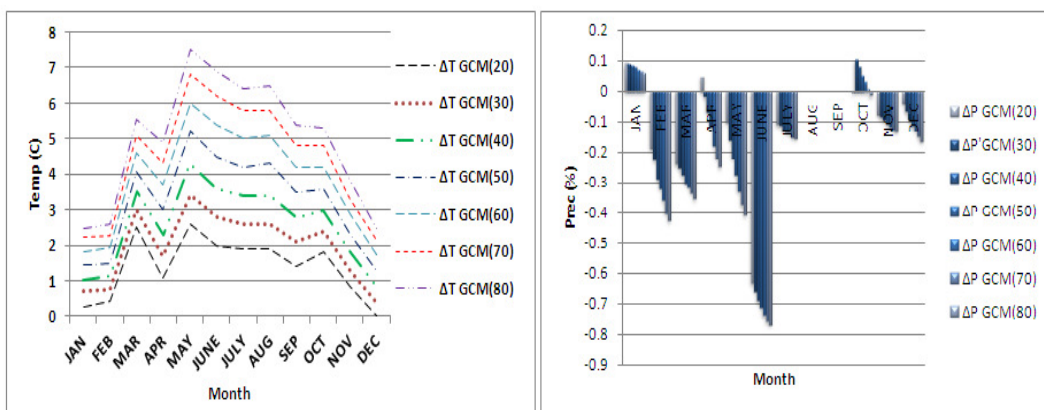
شکل ۳- مقایسه مقادیر مدل شده و مشاهداتی پارامترهای بارش و دمای میانگین در ایستگاه تبخیرسنجی کاظم آباد دوره (۱۹۶۱-۱۹۹۰) (سمت راست: بارش، سمت چپ : دما)



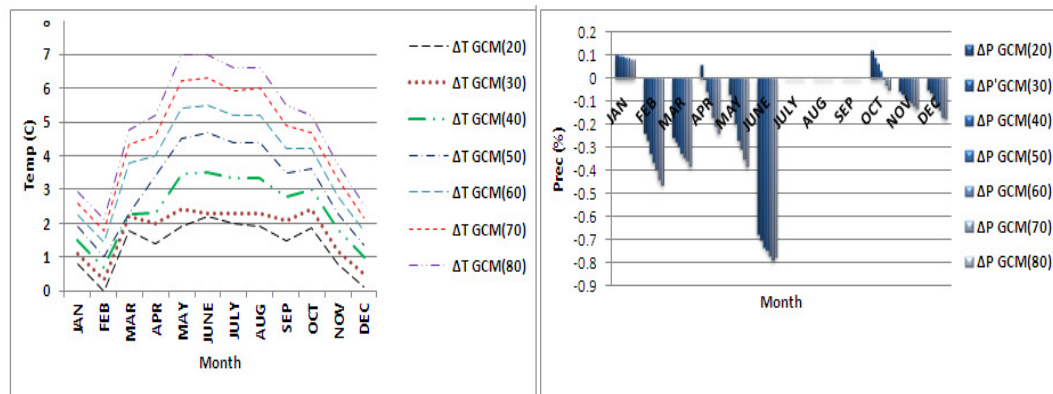
شکل ۴- مقایسه مقادیر مدل شده و مشاهداتی پارامترهای بارش و دمای میانگین در ایستگاه تبخیرسنجی چرخه فلک (سیبک) دوره (۱۹۶۱-۱۹۹۰) (سمت راست: بارش، سمت چپ : دما)



شکل ۵- سناریوهای تغییر دما و بارش حاصل از مدل HadCM3 در دوره های آینده و دوره پایه در ایستگاه تنگه پنج



شکل ۶- سناریوهای تغییر دما و بارش حاصل از مدل HadCM3 در دوره های آینده و دوره پایه در ایستگاه کاظم آباد



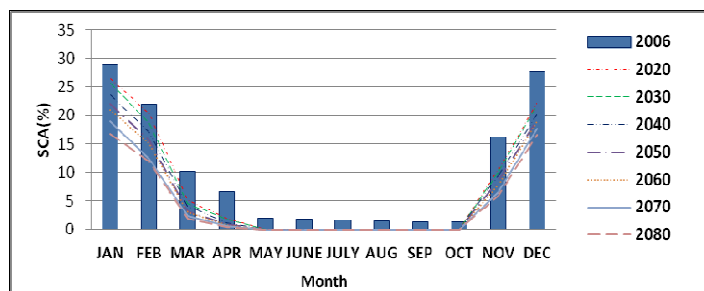
شکل ۷- سناریوهای تغییر دما و بارش حاصل از مدل HadCM3 در دوره های آینده در مقایسه با دوره پایه در ایستگاه چرخه فلک

(سیبک)

درجه حرارت و افزایش آن، سطح پوشش برف از آن متاثر شده و کاهش می‌یابد. با توجه به نتایج حاصله، این روند در حوضه بختیاری به صورت گرافیکی در شکل شماره ۸ نشان داده شده است.

تغییرات سطح پوشش برف در شرایط تغییر اقلیم

با توجه اهمیت سطح پوشش برف به عنوان یکی از فاکتورهای مهم و اساسی در شبیه سازی رواناب و تعامل عناصر اقلیمی در شرایط سطح زمین، در صورت تغییر در



شکل ۸- روند تغییرات سطح پوشش برف در حوضه بختیاری با توجه به تغییرات دما در دوره‌های آینده

توجه به روند افزایش درجه حرارت برای ایستگاه تنگ‌پنج به عنوان معرف تغییرات اقلیمی زون A، ایستگاه کاظم‌آباد به عنوان معرف تغییرات اقلیمی زون B و ایستگاه چرخه فلک (سپیک) به عنوان معرف تغییرات اقلیمی زون C، تغییرات دما، نوسانات بارش و تغییرات سطح پوشش برف محاسبه و در مجموع برای هر دوره، سه سناریو و در مجموع برای دوره‌های آتی ۲۰۲۰ تا ۲۰۸۰ در مجموع ۲۱ سناریو تهیه و به مدل وارد شد. نتایج حاصل از شبیه‌سازی کاهش حجم رواناب در دوره‌های آتی را نشان می‌دهد. این نتایج در جدول ۲ ارائه شده است.

شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف در

شرایط تغییر اقلیم

در اولین گام، به منظور صحت سنجی مدل ذوب برف در ماه‌های ژانویه تا دسامبر سال ۲۰۰۶ شبیه‌سازی رواناب در حوضه آبریز مورد مطالعه انجام شد که نتایج حاصل از شبیه‌سازی و واسنجی مدل قابل قبول ارزیابی شده است. برای این منظور از دو شاخص ضریب تبیین و تفاضل حجمی استفاده شده است که این مقادیر به ترتیب ۰/۷۱ و ۰/۴۵ درصد بدست آمده است. در ادامه با اعمال سناریوهای تغییر اقلیم و تغییرات سطح پوشش برف، شبیه‌سازی رواناب توسط مدل SRM انجام گرفت. برای این منظور با

جدول ۲- پاسخ رواناب حاصل از ذوب برف نسبت به افزایش درجه حرارت، تغییرات بارش

و کاهش سطح پوشش برف در سالهای آتی

دوره	۲۰۲۰ (۲۰۳۹-۲۰۱۰)	۲۰۳۰ (۲۰۴۹-۲۰۲۰)	۲۰۴۰ (۲۰۵۹-۲۰۳۰)	۲۰۵۰ (۲۰۶۹-۲۰۴۰)	۲۰۶۰ (۲۰۷۹-۲۰۵۰)	۲۰۷۰ (۲۰۸۹-۲۰۶۰)	۲۰۸۰ (۲۰۹۹-۲۰۷۰)
تغییرات حجم رواناب نسبت به دوره ۲۰۰۶ (%)	۲۴٪	۲۶٪	۲۸٪	۳۰٪	۳۲٪	۳۵٪	۳۷/۶٪

جمع بندی و نتیجه گیری

در این مطالعه تغییر اقلیم و تاثیر آن بر روی رواناب حوضه بختیاری برای دوره‌های ۲۰۲۰ (۲۰۳۹-۲۰۱۰)،

۲۰۳۰ (۲۰۴۹-۲۰۲۰)، ۲۰۴۰ (۲۰۵۹-۲۰۳۰)، ۲۰۵۰ (۲۰۶۹-۲۰۴۰)، ۲۰۶۰ (۲۰۷۹-۲۰۵۰)، ۲۰۷۰ (۲۰۸۹-۲۰۶۰) و ۲۰۸۰ (۲۰۹۹-۲۰۷۰) با استفاده از مدل گردش

7. IPCC, 2007, Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, pp 18.
8. Jones, P. D., and M. Hulme, 1996, Calculating regional climatic times series for temperature and precipitation: methods and illustrations. International journal of climatology, No. 16, pp. 361-377.
9. Khosravi, M., M. Esmailnejad and H. Nazarpour, 2010, 4th international congress of the Islamic world geographers (ICIWG), 14-16 April 2010, zahdadrn, Iran.
10. Ktyraiy, P. S., S. Hjam and P. Iran-nejad, 2007, the contribution of changes in precipitation frequency and intensity of daily rainfall during the period from 1960 to 2001, Journal of Physics of the Earth and Space, Volume 33, Issue 1, pp. 67-83
11. Lee, S., A. G. Klein, and T. M. Over, 2003, a comparison of MODIS and NOHRSC snowcover products for simulating streamflow using the Snowmelt Runoff Model. Hydrological Processes, 18, pp 1053-1071.
12. Martinec, J., A. Rango, R. Roberts and E. G. Landesa (eds.), 2007, SRM Snowmelt Runoff Model, User's Manual. New Mexico State University Las Cruces, New Mexico, USA, pp.1-172.
13. Massah, A. R. and S. Morid, 2005, Effects of climate change on Zayandeh Rud river flows, Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural Resources, Year IX, No. 4, pp. 17-27.
14. Moen, J., 2007, Effects of Climate Change on Alpine Skiing in Sweden, Journal of sustainable tourism. TOURISM, Vol. 15, No. 4, pp. 418-437.
15. Osborn, T. J., 2009, Auser guide for ClimGen: a flexible tool for generating monthly climate data sets and scenarios. Climatic Research Unit, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, UK. Ver. 1-02, pp.1-17.
16. Osborn, T. J., 2011, the ClimGen MODEL. <http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/climgen>.
17. POHL, S., P. Marsh and B.R. Bonsal, 2007, Modeling the Impact of Climate Change on Runoff and Annual Water Balance of an Arctic Headwater Basin, ARCTIC, VOL. 60, NO. 2 (JUNE 2007) PP. 173– 186
- عمومی HadCM3 و سناریوی انتشار A1B و با استفاده از مدل ذوب برف SRM مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.
- در این مطالعه تغییرات حجم رواناب به عنوان شاخصی در پاسخ به تغییرات اقلیم در نظر گرفته شده است. بررسی‌ها نشان داده است در محدوده مورد مطالعه علی‌رغم افزایش پتانسیل ذوب برف با افزایش دمای هوا بدلیل کاهش سطح پوشش برف با توجه به افزایش درجه حرارت در سال‌های آینده، رواناب حوضه از روند افزایشی برخوردار نخواهد بود و در واقع عکس‌العمل رواناب حاصل از ذوب برف نسبت به تغییرات آب و هوایی منطقه روند کاهش را نشان داده است. این امر حاکی از وجود یک رابطه منفی بین دمای هوای سالانه و نسبت SCA% خواهد بود.

منابع

- Alcamo, J., and T. Henrichs, 2002, Critical regions: A model-based estimation of world water resources sensitive to global changes. Aquat, Sci, 64, pp.352–362.
- Alison L. K., R. G. Jones and N. S. Reynard, 2005, RCM rainfall for UK flood frequency estimation. II. Climate change results. Journal of Hydrology, V. 318, Issues. 1-4, 1 March 2006, PP. 163-172.
- Ashofte, P. and A. R. Massah, 2010, Effects of climate change on peak flow, case study, and Ayduqmush basin. Science and Technology of Agriculture and Natural Resources, No.53, pp.25–39.
- Fowler, H. J., S. Blenkinsop and C. Tebaldib, 2007, Review, Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modeling. International Journal of Climatology, No.27, pp.1547–1578.
- Ghanbarpour, M. R., M. Saravi, B. Saghafyan and K. Abbaspour, 2005, To determine the effect of storage areas and remaining snow cover and snowmelt contribution to runoff , Journal of Natural Resources, No.53, pp.25–39.
- Hewitson, B. C., and R. G. Crane, 2006, Consensus between GCM climate change projections with empirical downscaling: precipitation downscaling over south Africa. International Journal of Climatology, No.26, pp. 1315–1337.

18. Prudhomme, C., N. Reynard and S. Crook, 2002, downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now? Centre for Ecology and Hydrology, Maclean Building, Crowmarsh Gifford, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK .
19. Rango, A, 1993, Snow Hydrology processes and remote sensing. Hydrological Processes, No.7, pp.121-138.
20. Smadi, Z., A. R. Massah and M. Mahdavi, 2009, Choose variables to predict the downscale statistics of temperature and precipitation data Karkkeh watershed areas, Proceedings of the Fifth National Conference on Science and Watershed Engineering, karaj, Iran.
21. Villegas, J. R. and A. Jarvis, 2010, Downscaling Global Circulation Model Outputs: The Delta Method Decision and Policy Analysis .Working Paper No, 1. pp.1-18.
22. Wilby, R. L. and I. Harris, 2006, a frame woke for assessing uncertainties in climate change impact. Low flow scenarios for the River Thames, UK. Water Resource Research (in press).
23. Wilby, R. L. and I. Harris, 2006, Aframe woke for assessing uncertainties in climate change impact. Low flow scenarios for the River Thames.UK. Water Resource Research (in press).
24. Xu, C., 1999, From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modeling approaches. Progress in Physical Geography. Vol. 23, No. 2, pp. 229–249.