

بررسی اثر تغییر اقلیم بر میزان آبدهی سالانه رودخانه‌ها (مطالعه موردی: رودخانه گرگانرود)

فرشته مدرسی^{۱*} - شهاب عراقی نژاد^۲ - کیومرث ابراهیمی^۳ - مجید خلقی^۴

تاریخ دریافت: ۸۹/۱۱/۱۲

تاریخ پذیرش: ۹۰/۶/۲۷

چکیده

تغییر اقلیم عبارت است از تغییر رفتار آب و هوایی یک منطقه نسبت به رفتاری که در طول یک افق زمانی بلند مدت از اطلاعات ثبت شده در آن منطقه مورد انتظار است. بارش، دمای حداقل و حداکثر سه متغیر آب و هوایی هستند که به‌طور مستقیم تحت تأثیر تغییر اقلیم قرار می‌گیرند و بر میزان آبدهی رودخانه‌ی یک حوضه آبریز نیز اثر می‌گذارند؛ از اینرو در تحقیق حاضر برای بررسی رخداد تغییر اقلیم از هر سه متغیر و برای بررسی اثر تغییر اقلیم بر میزان آبدهی رودخانه از متغیر بارش که از میان سه متغیر فوق الذکر، بیشترین همبستگی را با آبدهی دارد، استفاده شده است. برای تعیین میزان آبدهی سالانه رودخانه در شرایط تغییر اقلیم، از توزیع احتمالاتی مشروط استفاده شده است و با به‌کارگیری این روش برای نتایج به‌دست آمده بازه تغییراتی ارائه شده است که نشان دهنده میزان خطای موجود در نتایج بوده و قابلیت اعتماد نتایج را افزایش داده است. در تحقیق حاضر، حوضه گرگانرود به عنوان محدوده مطالعاتی انتخاب شده است و برای انتخاب مناسب‌ترین مدل گردش عمومی جو برای پیش‌بینی اقلیم آینده این حوضه، خروجی‌های بارش، دمای حداقل و حداکثر سناریوهای تمامی مدل‌ها با آمار متوسط حوضه در بازه زمانی ۵۷-۱۳۵۶ تا ۸۶-۱۳۸۵ مقایسه شدند. نتایج نشان می‌دهند که سناریوی B2 از مدل HadCM3 مناسب‌ترین سناریو و مدل برای محدوده مطالعاتی است و در شرایط تغییر اقلیم پیش‌بینی شده توسط این سناریو برای ۳۰ سال آینده، حجم آبدهی سالانه رودخانه گرگانرود در ایستگاه تمر که در بالادست سه سد بوستان، گلستان و وشمگیر قرار دارد، در دوره‌های بازگشت ۵۰ و ۱۰۰ سال به ترتیب ۱/۳۸ درصد و ۱/۳۳ درصد کاهش خواهد یافت؛ ولی در شرایطی که روند موجود در اطلاعات تاریخی حوضه در سی سال آینده ادامه یابد، این میزان در این ایستگاه در دوره‌های بازگشت ۵۰ و ۱۰۰ سال به ترتیب ۱۴/۹۴ درصد و ۱۴/۵۵ درصد افزایش خواهد یافت.

واژه‌های کلیدی: آبدهی رودخانه، تغییر اقلیم، توزیع احتمالاتی مشروط، گرگانرود

مقدمه

تخصیص یافت. همچنین اجلاس بررسی مشکلات احتمالی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب در سال ۱۹۸۸ در استرالیا برگزار شد. بازتاب اهمیت موضوع سبب شد تا دانشمندان تحقیقات گسترده‌ای را برای یافتن پاسخ‌های هیدرولوژیکی تغییر اقلیم در حوضه‌های آبریز و آثار این پدیده بر منابع آب آغاز کنند که این تحقیقات از آن زمان تاکنون ادامه داشته است؛ از آن جمله: میرزا (۱۶) با استفاده از مدل هیدرولوژیکی Mike11-GIS و نتایج خروجی‌های چهار مدل گردش عمومی جو، اثر تغییر اقلیم بر احتمال رخداد سیلاب در محل اتصال سه رودخانه گنگ، براهماپوترا و مقنا در کشور بنگلادش را مورد بررسی قرار داد. موزیک (۱۷) برای بررسی اثر تغییر اقلیم بر فراوانی وقوع سیلاب در یک زیر حوضه در آلبرتای کانادا از مدل‌های هیدرولوژیکی بارش-رواناب تحت آنالیز مرتبه اول استفاده کرد و در تحقیق خود فقط از شدت بارش به علت داشتن اثر مهم‌تر بر روی سیلاب‌های آینده استفاده نمود. های‌هو (۱۰) به منظور پیش‌بینی جریان رودخانه‌های

اقلیم، شرایط متوسط آب و هوا برای یک محدوده خاص در یک دوره خاص زمانی می‌باشد. تغییر اقلیم عبارت است از تغییرات رفتار آب و هوایی یک منطقه نسبت به رفتاری که در طول یک افق زمانی بلند مدت از اطلاعات ثبت شده در آن منطقه مورد انتظار است (۵). از سال ۱۹۸۷ سازمان جهانی هواشناسی (WMO^۵) بر لزوم تحقیق درباره اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب تأکید کرد. بر این اساس یک بخش از یازدهمین نشست اتحادیه بین‌المللی ژئودزی و ژئوفیزیک توسط انجمن بین‌المللی علوم هیدرولوژیکی به اقلیم و منابع آب

۱، ۲، ۳، ۴ - به ترتیب دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، استادیار و دانشیار گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران
(* - نویسنده مسئول: Email: fereshteh_modaresi@yahoo.com)
5- World Meteorological Organization

مصنوعی استفاده نمودند. آشفته و مساح‌بوانی (۱) برای بررسی اثر تغییر اقلیم بر رژیم سیلاب (شدت و فراوانی) حوضه آیدوغموش در استان آذربایجان شرقی در دوره ۲۰۶۹-۲۰۴۰ از خروجی دما و بارش ماهانه مدل HadCM3 تحت سناریوی A2 استفاده کردند و این مقادیر را بوسیله دو روش کوچک‌مقیاس‌سازی: مکانی تناسبی و عامل فاکتور زمان برای منطقه مطالعاتی کوچک‌مقیاس کردند و برای شبیه‌سازی رواناب حوضه از مدل نیمه مفهومی IHACRES استفاده کردند. حسینی (۲) اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب حوضه کرخه را با استفاده از خروجی‌های مدل اقلیمی CGCM2 تحت دو سناریوی A2 و B2 مورد بررسی قرار داد و در تحقیق خود از مدل SDSM برای کوچک‌مقیاس‌سازی خروجی‌های مدل اقلیمی استفاده کرد و سپس مدل هیدرولوژیکی VIC را برای شبیه‌سازی دبی رودخانه به کار برد.

همان‌طور که در تحقیقات صورت گرفته مشاهده می‌شود، مطالعات تغییر اقلیم در قالب چهار بخش کلی: ۱- آشکارسازی تغییر اقلیم، ۲- انتخاب مدل گردش عمومی جو مناسب برای محدوده مطالعاتی و استفاده از نتایج آن برای پیش‌بینی شرایط آینده، ۳- کوچک‌مقیاس‌سازی خروجی مدل‌های گردش عمومی جو و ۴- به‌کارگیری نتایج کوچک‌مقیاس‌سازی شده برای انجام پیش‌بینی‌های هیدرولوژیکی، صورت می‌پذیرد که هر یک از تحقیقات انجام شده، شامل یک یا چند و یا تمامی بخش‌های مذکور می‌باشد. در هر بخش از مدل‌های گوناگون مفهومی، آماری، تجربی و غیره استفاده می‌شود که به‌کارگیری و واسنجی هر یک از این مدل‌ها برای یک منطقه مشخص، اولاً: شرایط و اطلاعات ورودی خاصی را نیاز دارد که گاهی موجود نمی‌باشند و باید به‌جای آن اطلاعات، از فرضیات اولیه استفاده شود و این امر تولید خطا می‌کند، مانند مدل‌های SDSM, VIC, TOPMODEL. ثانیاً: نتایج به‌دست آمده دارای درصدی خطا هستند که ناشی از عدم تطابق مدل با شرایط منطقه مورد نظر می‌باشد و میزان آن نامشخص است. همچنین، در مطالعات انجام گرفته، از میان مدل‌های گردش عمومی جو یا یک مدل و یک سناریو به صورت تصادفی انتخاب شده است، مانند: تحقیق‌های اندرسن و همکاران، اختر و همکاران، استیل‌دانی و همکاران و آشفته و مساح‌بوانی، در صورتی که نتایج این مدل‌ها برای یک محدوده مشخص، حتی برای یک سناریوی مشترک با یکدیگر متفاوت می‌باشد و این امر نیز یکی از منابع ایجاد خطا در نتایج است؛ و یا برخی از محققین برای در نظر گرفتن عدم قطعیت موجود در نتایج مدل‌های اقلیمی، از نتایج چند سناریو یا چند مدل استفاده کرده‌اند بدون آنکه مشخص کنند که کدامیک برای منطقه مطالعاتیشان مناسب‌تر است، مانند: میرزا، های‌هو، ماتوندو و همکاران، کامرون، ماورر و همکاران، مساح‌بوانی و مرید و حسینی. به همین دلیل در تحقیق حاضر که شامل هر چهاربخش فوق‌الذکر است، تمامی مدل‌های گردش عمومی جو

ایالت کالیفرنیا در شرایط تغییر اقلیم، از دو مدل گردش عمومی PCM HadCM3 تحت دو سناریوی B1 و A1f1 استفاده کرد و خروجی‌های این مدل‌ها را با استفاده از یک روش آماری تجربی کوچک‌مقیاس نمود. سپس برای تولید جریان رودخانه از مدل هیدرولوژیکی VIC^۱ استفاده نمود. ماتوندو و همکاران (۱۴) برای بررسی اثر تغییر اقلیم بر هیدرولوژی و منابع آب در سوئیس، با استفاده از مدل MAGICC خروجی‌های مدل‌های GCM را کوچک‌مقیاس کردند. سپس برای تولید رواناب از مدل بارش-رواناب WatBall استفاده نمودند. اندرسن و همکاران (۸) تأثیر تغییر اقلیم بر هیدرولوژی، منابع آب و مواد مغذی در حوضه رودخانه جی‌جرن در دانمارک را با استفاده از مدل گردش عمومی ECHAM4 تحت سناریوی A2 در دوره ۲۰۷۱-۲۱۰۰ مورد بررسی قرار دادند و در تحقیقات خود از مدل هیدرودینامیک Mike11-Trans و مدل‌های آماری استفاده کردند. کامرون (۹) از سناریوهای تغییر اقلیم UKCIP02 و از مدل گردش عمومی HadCM3 برای تخمین سیلاب در حوضه لوسی در شمال اسکاتلند که دارای مقادیر اندازه‌گیری شده کم (به ویژه در بارش) بود، استفاده کرد و در این تحقیق از روش شبیه‌سازی پیوسته با استفاده از یک مدل استوکستیک بارش، برای اجرای مدل بارش-رواناب TOPMODEL بهره برد. ماورر و همکاران (۱۵) برای بررسی اثرات تغییر اقلیم بر ورودی آب دو مخزن بزرگ تولید برقابی در حوضه آبریز ریولامپا در آمریکای مرکزی، از روش‌های آماری برای کوچک‌مقیاس‌سازی خروجی‌های ۱۶ مدل گردش عمومی تحت دو سناریوی پخش A2 و B2 استفاده کردند و سپس، مقادیر دما و بارش کوچک‌مقیاس شده را برای تولید جریان رودخانه به مدل هیدرولوژیکی VIC معرفی نمودند. اختر و همکاران (۷) برای بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر منابع آب حوضه هندوکش-کاراکوروم واقع در هیمالیا در دوره ۲۰۷۱-۲۱۰۰ از مدل اقلیمی منطقه‌ای PRECIS RCM تحت سناریوی انتشار A2 استفاده کردند و برای به‌دست آوردن دبی رودخانه در دوره آتی، مدل‌های HBV-MET و HBV-PRECIS را به کار بردند. استیل‌دانی و همکاران (۱۹) برای بررسی اثر تغییر اقلیم بر هیدرولوژی در ایرلند از مدل اقلیمی بزرگ‌مقیاس ECHAM5 استفاده کرده و مدل اقلیمی منطقه‌ای RCA3 را برای کوچک‌مقیاس‌سازی دینامیکی داده‌های بارش و دما به کار بردند و برای تولید جریان رودخانه از مدل مفهومی بارش-رواناب HBV-Light استفاده کردند. مساح‌بوانی و مرید (۶) اثرات پدیده تغییر اقلیم بر جریان رودخانه زاینده رود اصفهان را با استفاده از داده‌های مدل گردش عمومی HadCM3 تحت دو سناریوی A2 و B2 در دو دوره ۲۰۳۹-۲۰۱۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ مورد بررسی قرار دادند و برای شبیه‌سازی دبی ورودی به سد چادگان از تکنیک شبکه‌های عصبی

1- Variable Infiltration Capacity

مواد و روش‌ها

محدوده مطالعاتی (حوضه آبریز گرگانرود)

حوضه آبریز گرگانرود در بخش جنوب‌شرقی دریای خزر قرار داشته و بخشی از حوضه آبریز این دریا به شمار می‌رود. این حوضه در محدوده طول جغرافیایی $54^{\circ}00'$ تا $56^{\circ}56'$ شرقی و عرض جغرافیایی $36^{\circ}36'$ تا $37^{\circ}47'$ شمالی واقع شده است. از شمال و شرق به حوضه رودخانه اترک و از جنوب به حوضه‌های آبریز کویر نمک و از جنوب‌غربی به حوضه رودخانه نکا محدود می‌باشد. مساحت این حوضه حدود 13061 کیلومترمربع است و دارای دو دشت به نام‌های گرگان- گنبد و رباط- قره‌بیل می‌باشد. حوضه آبریز گرگانرود دارای رودخانه‌های کوچک و متوسط متعددی است که همگی پس از طی مسافتی بهم پیوسته و رودخانه گرگانرود را تشکیل می‌دهند. سرشاخه‌های رودخانه گرگانرود را می‌توان به دو دسته تقسیم نمود:

موجود در پایگاه IPCC-DDC مورد بررسی آماری قرار گرفته و مناسب‌ترین مدل برای محدوده مطالعاتی انتخاب شده است. همچنین در سه بخش آشکارسازی تغییر اقلیم، بررسی مدل‌های گردش عمومی جو و کوچک‌مقیاس سازی خروجی مدل‌های گردش عمومی جو، برای جلوگیری از تولید خطای ناشی از در نظر گرفتن فرضیات اولیه برای اجرای مدل و خطای ناشی از واسنجی مدل، از مدل‌های ناپارامتری استفاده شده است؛ زیرا دو خطای فوق‌الذکر در اثر به‌کارگیری مدل‌های پارامتری ایجاد می‌شوند. به علاوه، در تحقیق حاضر برای تعیین میزان آبدهی رودخانه در شرایط تغییر اقلیم از توزیع احتمالاتی مشروط استفاده شده است و با به‌کارگیری این روش، برای نتایج به‌دست آمده بازه تغییراتی ارائه شده است که میزان خطای موجود در نتایج به‌دست آمده را نشان می‌دهد و اعتمادپذیری نتایج را افزایش می‌دهد.

جدول ۱- اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده در حوضه گرگانرود

ردیف	نام ایستگاه	طول جغرافیایی		عرض جغرافیایی		آمار بارش	آمار دما
		درجه	دقیقه	درجه	دقیقه		
۱	سد گرگان	۵۴	۴۴	۳۷	۱۲	✓*	✓
۲	رامیان	۵۵	۸	۳۷	۱	✓	✓
۳	زرین گل	۵۴	۵۷	۳۶	۵۲	✓	✓
۴	سیاه آب	۵۴	۳	۳۶	۴۹	✓	✓
۵	تنگراه	۵۵	۴۴	۳۷	۲۷	✓	✓
۶	قلعه جیق	۵۴	۱۱	۳۷	۹	✓	✓
۷	چشمه خان	۵۶	۷	۳۷	۱۸	✓	✓
۸	تیل آباد	۵۵	۲۸	۳۶	۵۵	✓	✓
۹	ارازکوسه	۵۵	۸	۳۷	۱۳	✓	✓
۱۰	نهارخوران	۵۴	۲۸	۳۶	۴۶	✓	✓
۱۱	شصت کلاته	۵۴	۲۰	۳۶	۴۵	✓	✓
۱۲	تقی آباد	۵۴	۳۸	۳۶	۵۲	✓	✓
۱۳	باغه سالیان	۵۴	۴۰	۳۷	۷	✓	✓
۱۴	بهلکه داشلی	۵۴	۴۷	۳۷	۴	✓	✓
۱۵	نوده	۵۵	۱۶	۳۷	۳	✓	✓
۱۶	لزوره	۵۵	۲۳	۳۷	۱۳	✓	✓
۱۷	قزاقلی	۵۵	۲	۳۷	۱۴	✓	✓
۱۸	گنبد	۵۵	۸	۳۷	۱۴	✓	✓
۱۹	تمر	۵۵	۳۰	۳۷	۲۹	✓	✓
۲۰	گالیکش	۵۵	۲۶	۳۷	۱۶	✓	✓
۲۱	غفارحاجی	۵۴	۸	۳۷	۰	✓	✓
۲۲	فاضل آباد	۵۴	۴۵	۳۶	۵۴	✓	✓
۲۳	غازمحل	۵۴	۶	۳۶	۴۷	✓	✓

* علامت ✓ نشان دهنده نوع آمار استفاده شده از ایستگاه مورد نظر می‌باشد.

هستند تا تغییرات اقلیم آینده کره زمین را پیش‌بینی کنند (۲۰). برای تعیین مناسب‌ترین مدل گردش عمومی جو برای محدوده مطالعاتی، در تحقیق حاضر از اطلاعات بارش، دمای حداقل و حداکثر خروجی مدل‌های گردش عمومی جو ECHAM4، HadCM3، CSIRO، CGCM2، GFDL-R30، NCAR و CCSR در بازه زمانی ۶۰ ساله (۱۳۵۶-۱۴۱۵) که در پایگاه IPCC-DDC موجود می‌باشد (۱۱)، استفاده شده است که ۳۰ سال اول یعنی از سال ۱۳۵۶-۵۷ تا سال ۱۳۸۵-۸۶ مطابق با بازه زمانی اطلاعات تاریخی حوضه بوده و ۳۰ سال دوم یعنی از سال ۱۳۸۶-۸۷ تا سال ۱۴۱۵-۱۶ برای پیش‌بینی شرایط آینده به کار رفته است. سپس، تمامی سناریوهای موجود از هر مدل مورد بررسی قرار گرفت که مدل‌های ECHAM4 و NCAR به علت نداشتن داده‌های زمانی کافی (۳۰ ساله تاریخی) و مدل GFDL-R30 به علت نداشتن داده برای متغیرهای دمای حداقل و حداکثر و همچنین مدل CCSR به علت نداشتن داده در یکی از سلول‌های واقع در منطقه مطالعاتی، مورد استفاده قرار نگرفتند. در سایر مدل‌ها، با استفاده از آزمون تعیین روند من - کندال (۱۲ و ۱۳)، روندهای موجود در خروجی‌های بارش، دمای حداقل و حداکثر هر سناریو از هر مدل در دوره‌های ۳۰ ساله تاریخی و ۳۰ ساله پیش‌بینی به‌طور جداگانه، در مقیاس فصلی و سالانه تعیین شدند و مدل مناسب برای محدوده مطالعاتی با توجه به دو شرط زیر انتخاب شد:

۱- روند موجود در دوره ۳۰ ساله تاریخی خروجی‌های مدل برای هر سه متغیر، مشابه با روند موجود در داده‌های مشاهداتی متوسط کل حوضه در این بازه زمانی باشد، زیرا مدلی برای محدوده مطالعاتی مناسب است که خروجی‌های آن برای دوره تاریخی (مشاهداتی) مشابه با اطلاعات مشاهداتی حوضه باشد.

۲- روند موجود در دوره ۳۰ ساله تاریخی در هر سه متغیر برای دوره ۳۰ ساله پیش‌بینی نیز ادامه یابد، زیرا امکان ندارد که در یک سال خاص (مثلاً سال سی‌ام) به‌طور ناگهانی روند صعودی به نزولی تبدیل شود و یا بالعکس.

کوچک‌مقیاس‌سازی خروجی مدل‌های گردش عمومی جو:

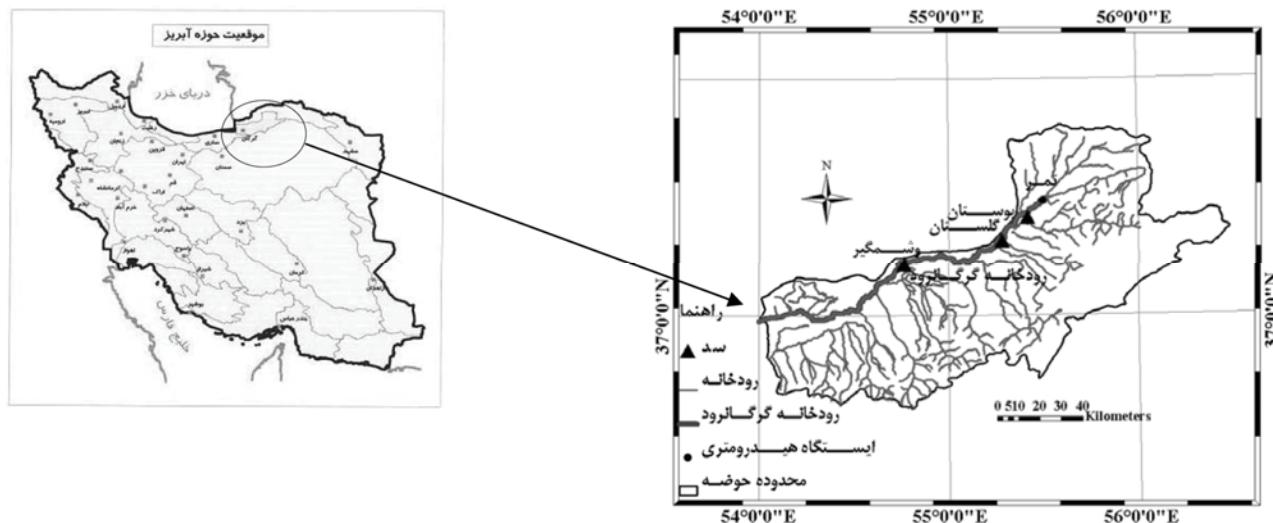
پس از انتخاب مناسب‌ترین مدل گردش عمومی جو برای محدوده مطالعاتی، لازم است که خروجی‌های این مدل برای دوره پیش‌بینی، کوچک‌مقیاس شوند و در مقیاس ایستگاهی درآیند. کوچک‌مقیاس‌سازی به معنای تبدیل اطلاعات بزرگ مقیاس مدل‌های گردش عمومی جو به اطلاعات منطقه‌ای، محلی و یا ایستگاهی است (۲۰). از آنجا که هدف از انجام تحقیق حاضر، بررسی تغییرات آبدی رودخانه در دوره‌های بازگشت مشخص در شرایط تغییرات اقلیم بوده است و بارش به‌طور مستقیم بر میزان آبدی رودخانه اثر می‌گذارد و دارای بیشترین همبستگی با آبدی است، لذا در انجام تحقیق فقط متغیر بارش کوچک‌مقیاس‌سازی شده و مقادیر بارش در مقیاس ایستگاهی تولید شدند.

۱- سرشاخه‌هایی که از ارتفاعات جنوبی و جنوب‌شرقی سرچشمه گرفته و به دلیل وفور بارندگی، آبدی بیشتری نسبت به رودخانه‌های دیگر دارند. ۲- سرشاخه‌هایی که از کوه‌های کم ارتفاع مشرق حوضه سرچشمه می‌گیرند و به دلیل کمبود بارندگی فاقد پوشش جنگلی می‌باشند (۳). در تحقیق حاضر در بخش آشکارسازی تغییرات اقلیم و تعیین مناسب‌ترین مدل گردش عمومی جو، از آمار بارش، دمای حداقل و حداکثر ایستگاه‌های هواشناسی حوضه با طول آمار ۳۰ ساله در فواصل سال‌های آبی ۱۳۵۶-۵۷ تا ۱۳۸۵-۸۶ در مقیاس ماهانه استفاده شده است و بررسی‌های صورت گرفته در مقیاس فصلی و سالانه می‌باشد. در جدول شماره ۱ نام، مختصات و نوع آمار استفاده شده ایستگاه‌ها آورده شده است. همچنین بر روی این رودخانه از بالا به پایین به ترتیب سه سد بوستان، گلستان و وشمگیر قرار دارند. وجود این سدها بر آبدی رودخانه در پایین دست اثرگذار است، لذا برای تعیین میزان آبدی رودخانه گرگانود در شرایط تغییرات اقلیم از آمار آبدی سالانه این رودخانه در ایستگاه هیدرومتری تمر که در بالادست این سه سد قرار دارد، در بازه زمانی ۱۳۵۶-۵۷ تا ۱۳۸۵-۸۶ استفاده شد. در شکل شماره ۱ موقعیت کشوری حوضه و موقعیت ایستگاه هیدرومتری تمر نسبت به سه سد احداثی بر رودخانه گرگانود ارائه شده است.

روش انجام تحقیق: روش به کار رفته در هر بخش از تحقیق به شرح زیر می‌باشد:

آشکارسازی تغییرات اقلیم: آشکارسازی تغییرات اقلیم به معنای بررسی این مسئله است که آیا تغییرات اقلیم در یک ناحیه رخ داده است یا نه؟ در تحقیق حاضر برای آشکارسازی تغییرات اقلیم، ابتدا روند موجود در اطلاعات ۳۰ ساله بارش، دمای حداقل و حداکثر ایستگاه‌های هواشناسی حوضه مورد مطالعه در بازه زمانی ۱۳۵۶-۵۷ تا ۱۳۸۵-۸۶ در مقیاس فصلی و سالانه با استفاده از آزمون ناپارامتری تعیین روند من - کندال (۱۲ و ۱۳) محاسبه شد. پس از تعیین روند برای اطلاعات هر ایستگاه، با استفاده از روش چندضلعی‌های تیسن (۴)، محدوده تحت تأثیر هر ایستگاه مشخص شد. از آنجایی که محدوده تحت تأثیر هر ایستگاه دارای شرایطی مشابه با آن ایستگاه است، در نتیجه، روند موجود در هر ایستگاه به محدوده تحت تأثیر آن تعمیم داده شد و بدین ترتیب مناطق مختلف حوضه به‌طور پیوسته مورد بررسی قرار گرفتند تا یک دید کلی از حوضه در مورد رخداد تغییرات اقلیم به‌دست آید.

انتخاب مناسب‌ترین مدل گردش عمومی جو: مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs) مدل‌هایی هستند که به منظور شبیه‌سازی اقلیم حال حاضر کره زمین توسعه داده شده‌اند و قادر



شکل ۱- موقعیت کشوری حوضه و ایستگاه هیدرومتری تمر

و میانگین مقادیر بارش تولید شده توسط مدل $K-NN$ و انحراف معیار بارش مشاهداتی، توزیع احتمالاتی مناسب برای مقادیر بارش پیش‌بینی شده برای هر ایستگاه محاسبه شد و با به‌کارگیری این توزیع، میزان بارش در دوره‌های بازگشت مشخص در شرایط تغییر اقلیم برای هر ایستگاه تعیین شد.

تخمین میزان آبدهی در شرایط تغییر اقلیم با استفاده از

نتایج کوچک‌مقیاس‌سازی: در این بخش از تحقیق برای محاسبه میزان آبدهی رودخانه، از یک تحلیل آماری استفاده شده است.

تحلیل آماری استفاده شده در این بخش برگرفته از تابع توزیع احتمالاتی مشروط است؛ بدین صورت که چنانچه یک متغیر مانند x دارای توزیع نرمال با میانگین μ_x و انحراف معیار σ_x باشد و متغیر y نیز دارای توزیع نرمال با میانگین μ_y و انحراف معیار σ_y و مشروط به وقوع x باشد، آنگاه توزیع y به شرط وقوع x نیز توزیعی نرمال با میانگین μ_{y_c} و انحراف معیار σ_{y_c} به شرح زیر خواهد بود (۲۱):

$$\mu_{y_c} = \mu_y + \frac{\sigma_y(x - \mu_x)}{\sigma_x} \times \rho \quad (1)$$

$$\sigma_{y_c} = \sqrt{(1 - \rho^2) \sigma_y^2} \quad (2)$$

در روابط ۱ و ۲، ρ : ضریب همبستگی دو متغیر x و y است که از رابطه زیر به دست می‌آید (N تعداد داده‌های موجود در سری x و y است):

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^N x_i y_i - N \bar{x} \cdot \bar{y}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N x_i^2 - N \bar{x}^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N y_i^2 - N \bar{y}^2}} \quad (3)$$

در تحقیق حاضر برای تولید اطلاعات بارش در مقیاس ایستگاهی، از مدل تولید اطلاعات آب و هوایی بر پایه روش ناپارامتری $K-NN$ استفاده شده است. این مدل در سال ۲۰۰۶ توسط شریف و برن (۱۸) برای تولید داده‌های آب و هوایی تحت سناریوهای تغییر اقلیم ارائه شد. در این مدل برای تولید بارش در روز فرضی i ام در دوره پیش‌بینی، از روش نمونه‌گیری از K روز مشابه به روز $i-1$ ام استفاده شده و بارش فردای روزی که به روز $i-1$ ام مشابه‌تر باشد، به عنوان بارش روز i ام انتخاب می‌شود. این روند برای تولید اطلاعات بارش برای تمامی روزها ادامه می‌یابد. از مزایای این مدل آن است که اطلاعات ورودی مورد نیاز مدل، فقط اطلاعات مشاهداتی روزانه متغیری است که کوچک‌مقیاس می‌شود و مدل نیاز به اعمال فرضیه‌های اولیه ندارد (۱۸). با به‌کارگیری این مدل، مقادیر بارش برای هر ایستگاه در دوره ۳۰ ساله پیش‌بینی شده تحت شرایط تغییر اقلیم، تولید شد. اساس کار مدل ناپارامتری $K-NN$ برای تولید اطلاعات آب و هوایی جدید، تغییر دادن مقدار میانگین همراه با ثابت نگه‌داشتن انحراف معیار اطلاعات مشاهداتی می‌باشد و این مدل برای تولید اطلاعات طولانی مدت مانند ۸۰۰ سال به خوبی پاسخگوست ولی برای دوره‌های کوتاه‌تر مانند ۳۰ سال، مقادیر تولید شده بوسیله مدل دارای انحراف معیار کمتری نسبت به مقادیر مشاهداتی هستند و این امر به معنای دست‌پایین‌تر بودن مقادیر بارش تخمین زده شده بوسیله مدل در دوره‌های بازگشت خاص نسبت به مقادیر اصلی آن است. بنابراین، در تحقیق حاضر برای رفع این نقص مدل، ابتدا با استفاده از آزمون نکویی برازش کلموگروف-اسمیرنوف (۴)، توزیع احتمالاتی مناسب برای مقادیر بارش مشاهداتی تعیین شد. سپس با استفاده از نوع این توزیع

ایستگاه‌های مورد بررسی در سراسر حوضه پراکنده شده‌اند، بنابراین برای بررسی تغییرات مکانی روند هر متغیر در حوضه، با در نظر گرفتن روند موجود در سری زمانی مربوط به هر ایستگاه برای محدوده تحت تأثیر آن، کل محدوده حوضه از لحاظ رخداد تغییرات اقلیم در مقیاس فصلی و سالانه مورد بررسی قرار گرفت که نتایج به‌دست آمده در مقیاس سالانه برای هر سه متغیر بارش، دمای حداقل و حداکثر در شکل ۲ آورده شده است. شایان ذکر است که شماره ایستگاه‌ها در این شکل، همان شماره ایستگاه‌ها در جدول ۱ است.

جدول ۲- نتایج آزمون روند سری‌های بارش، دمای حداقل و حداکثر ایستگاه تهر

متغیر	دوره زمانی		
	تابستان	بهار	زمستان
بارش	۲/۱۷۶۶**	۱/۳۰۲۶	۰/۶۴۲۵
دمای حداقل	-۰/۳۰۶۳	-۰/۵۵۷۷	۱/۳۰۹۰
دمای حداکثر	۱/۵۲۳۲	۱/۱۴۷۱	۱/۵۲۴۵

آماره‌های معنی‌دار در سطح احتمال ۹۵٪ بوسیله علامت ** نشان داده شده است.

با توجه به شکل ۲ مشاهده می‌شود که روند دمای حداقل سالانه در اکثر نقاط حوضه صعودی است و این امر به معنای گرم‌تر شدن هوا در فصل زمستان که دارای حداقل دما است، می‌باشد و در نتیجه افزایش دمای حداقل، احتمال رخداد ذوب زودرس ذخایر برف نیز وجود خواهد داشت. وجود این روند صعودی در دمای حداقل نشان می‌دهد که احتمالاً در این حوضه پدیده تغییرات اقلیم رخ داده است. به‌علاوه، روند موجود در دمای حداکثر در بخش شرقی و جنوب شرقی حوضه، صعودی و در بخش جنوبی و غربی حوضه، نزولی است. با توجه به روندهای موجود در دمای حداقل و حداکثر، در بخش جنوبی و غربی حوضه، بازه تغییرات دمایی سالانه در حال کم شدن و رسیدن به یک دمای تعادل است ولی در بخش شرقی و جنوب شرقی حوضه، در اثر وجود روند افزایشی در دمای حداکثر و حداقل، احتمال رخداد ذوب زودرس ذخایر برف افزایش خواهد یافت. همچنین، روند بارش سالانه در اکثر بخش‌های حوضه بخصوص در بخش جنوبی و جنوب شرقی حوضه که محل قرارگیری سرچشمه‌های پرآب و اصلی رودخانه گرگانرود است، صعودی است و این امر می‌تواند باعث افزایش آبدهی رودخانه گرگانرود شود. وجود این روند افزایشی در بارش سالانه نیز احتمالاً به علت وقوع پدیده تغییرات اقلیم در این حوضه است.

انتخاب مناسب‌ترین مدل گردش عمومی جو: در این بخش، تمامی مدل‌های موجود در پایگاه IPCC - DDC، بجز مدل‌هایی که عدم امکان استفاده از آنها در بخش مواد و روش‌ها توضیح داده شد، مورد تحلیل و بررسی قرار گرفتند.

با توجه به روابط ۱ و ۲ می‌توان دریافت در صورتی که دو متغیر x و y دارای همبستگی کامل باشند ($\rho = 1$) آنگاه مقدار σ_{yc} برابر با صفر خواهد شد؛ در نتیجه مقادیر y محاسبه شده دارای قطعیت کامل می‌باشند و همگی با هم برابر بوده و برابر با μ_{yc} هستند. به عبارت دیگر، در این حالت به جای یک توزیع، یک عدد خاص برابر با μ_{yc} وجود دارد.

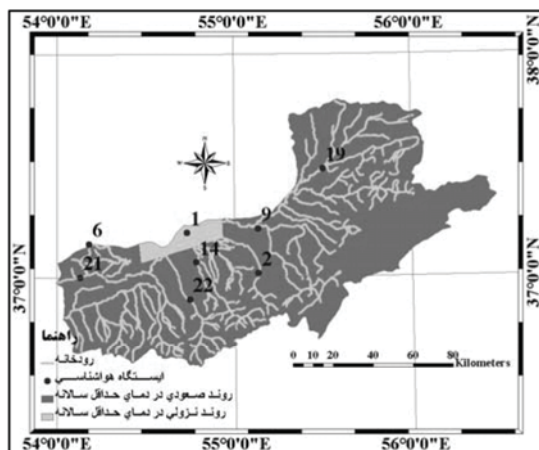
از این ویژگی آماری استفاده کرده و با توجه به اینکه از یک طرف بر اساس ضرایب همبستگی، آبدهی سالانه رودخانه دارای بیشترین همبستگی با متغیر بارش سالانه است و از طرف دیگر، هر دو متغیر دارای توزیع نرمال هستند (آزمون نکویی برآزش کلموگروف - اسمیرنوف تأیید کرده است)، بنابراین در تحقیق حاضر میزان آبدهی سالانه به عنوان متغیر وابسته (y) و میزان بارش سالانه به عنوان متغیر مستقل (x) در نظر گرفته شد. برای محاسبه میزان آبدهی رودخانه در شرایط تغییرات اقلیم، برای پارامترهای μ_x ، σ_x و μ_y به ترتیب از مقادیر بارش در شرایط تغییرات اقلیم در دوره بازگشت خاص، میانگین بارش تحت شرایط تغییرات اقلیم و میانگین آبدهی در شرایط تغییرات اقلیم (با به کارگیری روابط همبستگی، از میانگین متغیر بارش در شرایط تغییرات اقلیم تخمین زده شده است) استفاده شد. بدین ترتیب به ازای هر مقدار بارش در دوره بازگشت خاص، یک توزیع نرمال با میانگین μ_{yc} و انحراف معیار σ_{yc} برای آبدهی تولید شد که محتمل‌ترین مقدار آبدهی در دوره بازگشت مورد نظر برابر μ_{yc} است. برای تخمین مقدار μ_y نیز از مدل رگرسیون خطی استفاده شده و ضرایب مدل از روش حداقل مربعات تخمین زده شده است (۵).

نتایج و بحث

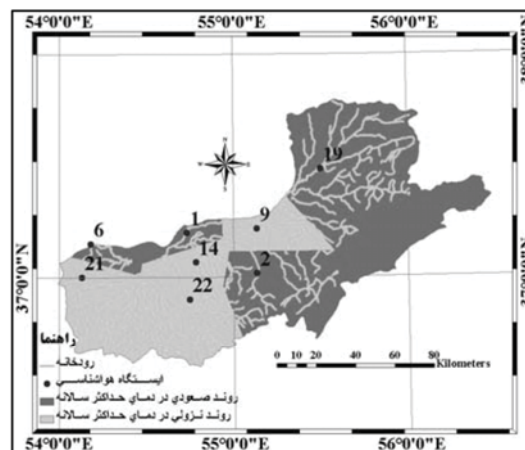
در این قسمت، نتایج به‌دست آمده در هر بخش از تحقیق، به ترتیبی که در بخش مواد و روش‌ها بیان شد، به‌طور جداگانه آورده شده است که به شرح زیر می‌باشد:

آشکارسازی تغییرات اقلیم: برای آشکارسازی تغییرات اقلیم، ابتدا روندهای موجود در اطلاعات ۳۰ ساله مشاهداتی (۵۷-۱۳۵۶ تا ۸۶-۱۳۸۵) بارش، دمای حداقل و حداکثر تمامی ایستگاه‌های هواشناسی حوضه که در بخش قبل معرفی شدند، با استفاده از آزمون تعیین روند من- کندال در مقیاس فصلی و سالانه محاسبه شدند که برای اختصار و به‌طور نمونه نتایج به‌دست آمده برای ایستگاه هواشناسی تهر به شرح جدول ۲ می‌باشد:

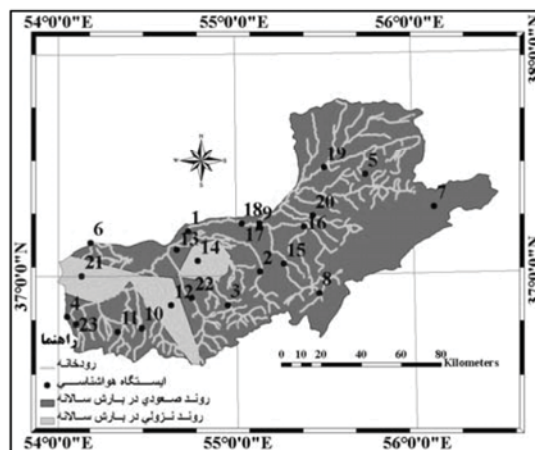
با توجه به جدول ۲، مشاهده می‌شود که بارش‌های پاییزه و سالانه در این ایستگاه دارای روند صعودی معنی‌دار در سطح احتمال ۹۵٪ هستند (آماره‌های مثبت و منفی به ترتیب نشان‌دهنده روند صعودی و نزولی می‌باشند). ولی در دمای حداقل و حداکثر این ایستگاه روند معنی‌داری مشاهده نشده است. از آنجایی که



تغییرات مکانی روند دمای حداقل سالانه



تغییرات مکانی روند دمای حداکثر سالانه



تغییرات مکانی روند بارش سالانه

شکل ۲- نقشه‌های تغییرات مکانی روند دمای حداقل، حداکثر و بارش سالانه در حوضه گرگانرود

مدل برای هر سه متغیر در شرایط سالانه در دوره تاریخی دارای روندهای مشابه با متوسط کل حوضه باشد. روند دوره تاریخی و پیش‌بینی مدل در شرایط سالانه، مشابه باشد و این خاصیت در هر سه متغیر وجود داشته باشد. با در نظر گرفتن دو شرط فوق‌الذکر، بررسی‌های انجام شده نشان داد که فقط مدل HadCM3-B2 این دو شرط را برای هر سه متغیر بارش، دمای حداقل و حداکثر ارضاء می‌کند و در نتیجه، این مدل به عنوان مناسب‌ترین مدل برای پیش‌بینی آینده شرایط حوضه گرگانرود انتخاب شد. آماره‌های روند موجود در بارش، دمای حداقل و حداکثر سالانه مدل انتخاب شده و متوسط حوضه در دوره تاریخی و پیش‌بینی در جدول ۳ ارائه شده است. با توجه به جدول ۳، مشاهده می‌شود که اگرچه روند موجود در هر سه متغیر در سری زمانی متوسط حوضه و مدل HadCM3-B2، صعودی است؛ ولی شدت این روندها متفاوت است (هرچه آماره بزرگ‌تر باشد، شدت روند بیشتر است).

بنابراین مدل‌های استفاده شده و سناریوهای مورد بررسی آنها در این تحقیق عبارتند از:
 ۱- مدل HadCM3 (سناریوهای A2, A2b, A2c, B2)
 ۲- مدل CGCM2 (سناریوهای A2, B2)
 ۳- مدل CSIRO (سناریوهای A1, A2, B1, B2)
 پس از بررسی و تعیین روندهای موجود در سری‌های زمانی ۳۰ ساله تاریخی و پیش‌بینی بارش، دمای حداقل و حداکثر تمامی سناریوهای هر سه مدل و مقایسه آنها با روندهای موجود در آمار مشاهداتی متوسط کل حوضه (این آمار از میانگین‌گیری وزنی از آمار ایستگاه‌ها به دست آمده است)، مشاهده شد که اولاً: سناریوهای مشابه این مدل‌ها نتایج مشابهی را با یکدیگر برای محدوده حوضه نشان نمی‌دهند و ثانیاً: روندهای موجود در هیچ کدام از مدل‌ها برای هر سه متغیر در مقیاس فصلی و سالانه، تطابق کامل با متوسط کل حوضه ندارد؛ بنابراین، معیار انتخاب مناسب‌ترین مدل محدود شده و بر مبنای دو شرط زیر قرار داده شد:

جدول ۳- آماره‌های روند موجود در بارش، دمای حداقل و حداکثر سالانه مدل انتخاب شده و متوسط حوضه

دوره زمانی تاریخی (۸۶-۱۳۸۵ تا ۵۷-۱۳۵۶)		دوره زمانی پیش‌بینی (۱۶-۱۴۱۵ تا ۸۷-۱۳۸۶)		نوع سری زمانی	
بارش	دمای حداقل	دمای حداکثر	بارش	دمای حداقل	دمای حداکثر
۱/۵۳۴	۲/۳۰۶**	۰/۸۰۴	-	-	-
۱/۱۰۶	۰/۴۲۹	۲/۶۲۸***	۱/۱۰۶	۱/۳۰۵	۱/۲۳۳

آماره‌های معنی‌دار در سطح احتمال ۹۵٪ و ۹۹٪ به ترتیب بوسیله علامت * و *** نشان داده شده‌اند.

جدول ۴- مقادیر متوسط بارش کل حوضه در دوره تاریخی و پیش‌بینی به میلی‌متر و میزان تغییرات آن

دوره زمانی تاریخی (۸۶-۱۳۸۵-۵۷-۱۳۵۶)		پیش‌بینی (۱۶-۱۴۱۵-۸۷-۱۳۸۶)		نسبت تاریخی به پیش‌بینی	
سناریوی ۱	۳۵۴/۴۱	۳۴۷/۴۴	۰/۹۸	سناریوی ۱	۰/۹۸
سناریوی ۲	۵۶۸/۹۲	۶۵۴/۳۲	۱/۱۵	سناریوی ۲	۱/۱۵

جدول ۵- تغییرات متوسط بارش سالانه در دوره پیش‌بینی نسبت به تاریخی برای هر سناریو در ایستگاه تمر

سناریو	میانگین ۳۰ ساله بارش سالانه	نسبت میانگین ۳۰ ساله بارش سالانه هر سناریو در دوره پیش‌بینی به دوره تاریخی
تاریخی	۵۴۲/۱۶۰	۱
سناریوی ۱	۵۳۱/۸۰۶	۰/۹۸۰۹
سناریوی ۲	۶۵۵/۹۹۳	۱/۲۱۰۰

ذکر است که مدل برای اجرای هر یک از سناریوهای موجود، ابتدا میزان تغییرات مورد نظر را در میانگین ۳۰ ساله تاریخی متوسط حوضه (میانگین کل ایستگاه‌ها) اعمال می‌کند و سپس بر اساس روابط همبستگی بین ایستگاه‌ها، این تغییرات را در تولید سری زمانی هر ایستگاه اعمال می‌نماید. با انجام این فرآیند، کوچک‌مقیاس سازی مکانی انجام می‌شود. به همین دلیل، میزان تغییرات اعمال شده در سری‌های زمانی ایستگاه‌ها دقیقاً برابر با میزان تغییرات موجود در جدول شماره ۴ نمی‌باشد. نتایج به دست آمده برای ایستگاه تمر برای متغیر بارش و دمای متوسط در جدول ۵ آورده شده است.

بر اساس جدول ۵، مشاهده می‌شود که در ایستگاه تمر، میزان تغییرات بارش سالانه در دوره پیش‌بینی نسبت به دوره تاریخی دقیقاً برابر با میزان این تغییرات برای متوسط کل حوضه نیست؛ به‌طور مثال در سناریوی ۲، نسبت این تغییرات برای متوسط بارش کل حوضه برابر ۱/۱۵ است ولی برای ایستگاه تمر این نسبت برابر با ۱/۲۱ می‌باشد و این امر به علت کوچک‌مقیاس سازی مکانی مدل است که پیش‌تر توضیح داده شد. همان‌طور که در بخش مواد و روش‌ها بیان شد، نتایج به دست آمده از مدل برای دوره ۳۰ ساله دارای مقداری خطا است؛ بنابراین برای اصلاح این خطا بر اساس روش شرح داده شده، ابتدا با استفاده از آزمون نکویی برازش کلموگروف-اسمیرنوف، توزیع احتمالاتی مناسب برای بارش سالانه مشاهداتی ایستگاه تمر تعیین شد. لازم به ذکر است با توجه به اینکه بارش سالانه در ایستگاه تمر دارای روند صعودی معنی‌دار است، بنابراین برای برازش توزیع احتمالاتی مناسب بر این سری زمانی،

در نتیجه از آنجا که مدل انتخاب شده برای حوضه دارای تطابق کامل با شرایط مشاهداتی حوضه نیست، بنابراین برای ادامه تحقیق و بررسی رخدادهای تغییر اقلیم، دو سناریوی زیر در نظر گرفته شد:

سناریوی ۱- پیش‌بینی شرایط آینده حوضه با استفاده از مقادیر پیش‌بینی شده توسط مدل HadCM3-B2

سناریوی ۲- ادامه یافتن روندهای تاریخی موجود در متوسط بارش، دمای حداقل و حداکثر کل حوضه در دوره پیش‌بینی بر اساس دو سناریوی مذکور، با توجه به اینکه ادامه تحقیق بر مبنای متغیر بارش صورت گرفت، بنابراین مقادیر متوسط بارش کل حوضه در دوره تاریخی و پیش‌بینی و میزان تغییرات آن در مقیاس سالانه برای هر سناریو در جدول ۴ آورده شده است.

با توجه به جدول ۴، می‌توان دریافت که بر اساس سناریوی ۱، میزان متوسط بارش در دوره پیش‌بینی کاهش یافته و ۰/۹۸ برابر متوسط بارش در دوره تاریخی خواهد شد؛ ولی بر اساس سناریوی ۲، متوسط بارش در دوره پیش‌بینی افزایش یافته و ۱/۱۵ برابر متوسط بارش در دوره تاریخی خواهد شد. لازم به ذکر است که در ادامه تحقیق، از نسبت تغییرات بارش در دوره پیش‌بینی به دوره تاریخی (اعداد ستون ۴) تحت هر سناریو استفاده شده است.

کوچک‌مقیاس سازی و تولید اطلاعات در مقیاس ایستگاهی: در این بخش، ابتدا با استفاده از مدل ناپارامتری تولید اطلاعات آب و هوایی K-NN، سری‌های زمانی بارش برای تمامی ایستگاه‌های هواشناسی معرفی شده در بخش قبل به ازای هر سناریو، برای دوره ۳۰ ساله پیش‌بینی در مقیاس ماهانه تولید شدند. شایان

مقادیر قبل از اصلاح می‌باشد که این موضوع نشان می‌دهد که مقادیر بارش به‌دست آمده از مدل (قبل از اصلاح)، دست پایین‌تر از مقادیر اصلی خود هستند و این مسئله ناشی از کاهش انحراف معیار مقادیر به‌دست آمده از مدل نسبت به مقادیر مشاهداتی می‌باشد.

در نتایج به‌دست آمده در شرایط پس از اصلاح، نسبت مقادیر بارش در هر سناریو به مقدار بارش تاریخی متناظرشان در هر دوره بازگشت، به نسبت متوسط بارش آن سناریو به بارش متوسط تاریخی نزدیک‌تر است؛ به‌طور مثال در دوره بازگشت ۱۰۰۰ سال نسبت بارش سناریوی یک به بارش تاریخی برابر با ۰/۹۸۹ است و همچنین در این سناریو، متوسط بارش سالانه ۰/۹۸ برابر متوسط بارش سالانه در دوره تاریخی است، در حالی که در سناریو و دوره بازگشت مذکور، این نسبت برای شرایط قبل از اصلاح برابر با ۰/۹۳ است؛ که این امر نشان دهنده تخمین بهتر مقادیر بارش با استفاده از روش اصلاحی می‌باشد.

تخمین میزان آبدهی در شرایط تغییر اقلیم با استفاده از مقادیر بارش کوچک‌مقیاس شده: با توجه به اینکه توزیع نرمال، توزیع احتمالاتی مناسب برای بارش و آبدهی سالانه ایستگاه تمر است (نتایج آزمون کلموگروف-اسمیرنوف نشان داد که توزیع نرمال با مقدار آماره ۰/۱۷۶، با احتمال ۹۹٪ مناسب‌ترین توزیع برای آبدهی سالانه در این ایستگاه است و به‌طور کلی هرچه سری زمانی طولانی‌تر باشد، توزیع احتمالاتی آن به توزیع نرمال نزدیک‌تر می‌شود)، بنابراین برای تعیین میزان آبدهی رودخانه گرگانود در این ایستگاه که در بالادست سه سد موجود بر روی این رودخانه قرار دارد، از مدل آماری توزیع‌های احتمالاتی مشروط استفاده شده است.

ابتدا روند از سری گرفته شده و بعد توزیع احتمالاتی بر آن برازش داده شده است. نتایج به‌دست آمده از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف در جدول ۶ آورده شده است.

با توجه به جدول ۶ مشاهده می‌شود که توزیع نرمال با احتمال ۹۹٪، مناسب‌ترین توزیع احتمالاتی برای مقادیر بارش سالانه ایستگاه تمر در دوره ۳۰ ساله مشاهداتی است. بنابراین، با استفاده از نوع این توزیع و انحراف معیار بارش سالانه مشاهداتی که برابر با ۱۳۷/۵۳ است و مقدار میانگین بارش برای دوره مشاهداتی و برای هر سناریو که در جدول ۵ موجود است، توزیع احتمالاتی بارش سالانه برای دوره تاریخی و هر سناریو تشکیل داده شد و مقادیر بارش سالانه با دوره بازگشت ۳۰، ۵۰، ۱۰۰، ۵۰۰ و ۱۰۰۰ سال با استفاده از توزیع‌های احتمالاتی مذکور محاسبه شدند. در جدول ۷، مقادیر بارش شبیه‌سازی شده تحت دو سناریوی تغییر اقلیم با دوره‌های بازگشت مذکور، در دو حالت قبل از اصلاح (نتایجی که به‌طور مستقیم از مدل K-NN به‌دست آمده‌اند) و بعد از اصلاح همراه با مقادیر بارش تاریخی برای ایستگاه تمر آورده شده‌اند.

- با توجه به جدول ۷، موارد زیر قابل استنباط است:
- ۱- در شرایط تغییر اقلیم پیش‌بینی شده بوسیله مدل HadCM3-B2 (سناریوی ۱)، مقادیر بارش در تمامی دوره‌های بازگشت نسبت به مقادیر مشابه در دوره مشاهداتی، کاهش خواهد یافت؛ ولی در شرایطی که روند موجود در بارش در دوره مشاهداتی، در دوره ۳۰ ساله بعد نیز ادامه یابد (سناریوی ۲)، مقادیر بارش در تمامی دوره‌های بازگشت نسبت به دوره مشاهداتی افزایش خواهد یافت.
 - ۲- در تمامی دوره‌های بازگشت، مقادیر بارش به‌دست آمده تحت هر دو سناریو، بعد از اعمال روش اصلاحی، بزرگ‌تر از همین

جدول ۶- مقایسه توزیع‌های احتمالاتی برازش داده شده به مقادیر بارش سالانه مشاهداتی با استفاده از آزمون کلموگروف اسمیرنوف

سری زمانی	توزیع‌های احتمالاتی مورد بررسی		
	نرمال	لوگ نرمال	گاما
بارش ۳۰ ساله مشاهداتی	۰/۱۸۵	۰/۱۹۳	۰/۲۳۴
			۰/۱۸۷

جدول ۷- مقایسه مقادیر بارش سالانه تاریخی و شبیه‌سازی شده تحت سناریوهای تغییر اقلیم با دوره‌های بازگشت یکسان در دو حالت قبل و بعد از اصلاح برای ایستگاه تمر

بارش سالانه (میلی‌متر)						
دوره بازگشت (سال)	احتمال	قبل از اصلاح		بعد از اصلاح		
		سناریوی ۱	سناریوی ۳	سناریوی ۱	سناریوی ۳	
۳۰	۰/۰۳۳	۷۲۲/۵	۸۵۸/۵	۷۹۵/۱۸	۷۸۴/۶۵	
۵۰	۰/۰۲	۷۵۰/۶	۸۸۷/۸۴	۸۲۴/۸۶	۸۱۴/۲۶	
۱۰۰	۰/۰۱	۷۸۷/۸	۹۲۵/۷۹	۸۶۲/۲۲	۸۵۱/۷۵	
۵۰۰	۰/۰۰۲	۸۶۷/۵	۱۰۰۷/۵	۹۳۸	۹۲۷/۶۶	
۱۰۰۰	۰/۰۰۱	۹۰۰	۱۰۴۰	۹۶۶/۶۷	۹۵۶/۸۱	

۱/۲۰ درصد می‌باشد.

در شرایطی که روند موجود در بارش سالانه مشاهداتی در دوره ۳۰ سال آینده ادامه یابد (سناریوی ۲)، حجم آبدهی سالانه رودخانه گرگانرود در ایستگاه تمر در تمامی دوره‌های بازگشت نسبت به دوره مشاهداتی افزایش خواهد یافت که میزان این افزایش برای تمامی دوره‌های بازگشت به‌طور متوسط برابر با ۱۴/۴۳ درصد است. در این سناریو نیز با افزایش دوره بازگشت، از میزان افزایش حجم آبدهی کاسته خواهد شد؛ به‌طور مثال، میزان حجم آبدهی تحت این سناریو در دوره بازگشت ۳۰ سال، ۱۵/۲۸ درصد افزایش خواهد یافت در حالی‌که در دوره بازگشت ۱۰۰۰ سال، میزان این افزایش، ۱۳/۵۸ درصد خواهد بود.

نکته مهمی که در نتایج به‌دست آمده وجود دارد و در واقع تفاوت نتایج حاصل از روش به‌کار رفته در تحقیق حاضر با سایر روش‌ها می‌باشد، تعیین بازه تغییرات برای این نتایج است؛ از آنجایی که در این تحقیق، آبدهی فقط تابعی از میزان بارش در نظر گرفته شده است، بالا نبودن مقدار ضریب همبستگی میان بارش و آبدهی سالانه (رابطه ۴) نشان می‌دهد که عوامل اقلیمی دیگری مانند تعداد روزهای بارانی و توالی آنها، دما (اثر غیرمستقیم بر میزان ذوب برف) و غیره نیز ممکن است بر میزان آبدهی اثرگذار باشند. بنابراین برای آنکه نتایج به‌دست آمده برای آبدهی قابل اعتماد باشند، برای این نتایج بازه تغییراتی محاسبه و ارائه شده است که میزان این بازه برابر با ۱۸/۰۶۹ می‌باشد.

بدین معنی که هر مقدار حجم آبدهی محاسبه شده در هر کدام از دوره‌های بازگشت دارای عدم قطعیت ۱۸/۰۶۹ میلیون مترمکعب است و هر کدام از این مقادیر، تا ۱۸/۰۱۶۹ ± میلیون مترمکعب نسبت به خودش قابل تغییر می‌باشد. هرچه همبستگی میان بارش سالانه و آبدهی سالانه بیشتر باشد، میزان انحراف معیار (بازه تغییرات) کمتر می‌شود و قطعیت نتایج به‌دست آمده، افزایش می‌یابد. تعیین میزان عدم قطعیت نتایج به‌دست آمده سبب می‌شود که این نتایج قابلیت اعتماد بیشتری داشته باشند و در برآوردهای هیدرولوژیکی، طرح با دید بازتری بتواند عمل کند.

از آنجا که از میان دو متغیر بارش و دمای متوسط، بارش سالانه دارای بیشترین همبستگی با آبدهی سالانه است ($\rho = ۰/۵۲۶$) بارش سالانه ρ و $-۰/۰۰۸$ (دمای متوسط سالانه ρ)، بنابراین، متغیر بارش سالانه به‌عنوان متغیر مستقل برای تخمین میزان آبدهی سالانه (متغیر وابسته) انتخاب شد. سپس با به‌کارگیری روش حداقل مربعات برای تخمین ضرایب و با استفاده از سری‌های زمانی بارش و آبدهی سالانه در دوره تاریخی (مشاهداتی)، مدل رگرسیون خطی میان دو متغیر بارش سالانه و آبدهی سالانه مطابق رابطه ۴ برقرار شد:

$$V = ۰/۱۴۵ P + ۸/۷۳۵ \quad \rho = ۰/۵۲۶ \quad (۴)$$

در رابطه ۴، P : نشان دهنده بارش سالانه بر حسب میلی‌متر و V : نشان دهنده حجم آبدهی سالانه بر حسب میلیون مترمکعب و ρ : ضریب همبستگی دو متغیر مستقل و وابسته می‌باشد. با استفاده از رابطه ۴ و میانگین بارش سالانه در ایستگاه تمر تحت هر کدام از سناریوهای تغییر اقلیم، میانگین آبدهی سالانه در شرایط تغییر اقلیم (μ_y) برای هر سناریو محاسبه شد و در نهایت با استفاده از مقادیر بارش به‌دست آمده تحت دوره‌های بازگشت مشخص (جدول ۷)، بعد از اصلاح، ضریب همبستگی میان بارش سالانه و آبدهی سالانه ($\rho = ۰/۵۲۶$) و میزان انحراف معیار هر یک از دو متغیر بارش ($\sigma_x = ۱۳۷/۵۳$) و آبدهی سالانه ($\sigma_y = ۲۱/۲۴$)، مقادیر حجم آبدهی سالانه در دوره‌های بازگشت مشخص تحت شرایط تاریخی و سناریوهای تغییر اقلیم (μ_{yc}) محاسبه شدند. نتایج به‌دست آمده در جدول ۸ ارائه شده است.

با توجه به جدول ۸، موارد زیر قابل استنباط است:

در شرایط تغییر اقلیم پیش‌بینی شده بوسیله مدل HadCM3-B2 (سناریوی ۱)، حجم آبدهی سالانه رودخانه گرگانرود در ایستگاه تمر در تمامی دوره‌های بازگشت نسبت به حجم آبدهی سالانه در دوره مشاهداتی (بدون اعمال تغییرات ناشی از تغییر اقلیم) به‌طور متوسط به میزان ۱۳/۳۲ درصد کاهش خواهد یافت و با افزایش دوره بازگشت، میزان کاهش حجم آبدهی کم‌تر خواهد شد؛ به‌طور مثال، میزان کاهش حجم آبدهی در دوره بازگشت ۳۰ سال ۱/۴۱ درصد است در حالی‌که این میزان در دوره بازگشت ۱۰۰۰ سال برابر با

جدول ۸- مقایسه آبدهی سالانه تاریخی و شبیه‌سازی شده تحت سناریوهای تغییر اقلیم

دوره بازگشت (سال)	احتمال	حجم آبدهی سالانه (میلیون مترمکعب)			انحراف معیار آبدهی با دوره بازگشت مذکور (σ_{yc})
		سناریوی ۱	سناریوی ۲	(بازه تغییرات)	
۳۰	۰/۰۳۳	۱۰۷/۹۰۱	۱۲۴/۳۹۰	۱۸/۰۶۹	
۵۰	۰/۰۲	۱۱۰/۳۱۲	۱۲۶/۷۹۵	۱۸/۰۶۹	
۱۰۰	۰/۰۱	۱۱۳/۳۴۷	۱۲۹/۸۴۱	۱۸/۰۶۹	
۵۰۰	۰/۰۰۲	۱۱۹/۵۰۲	۱۳۶/۰۰۶	۱۸/۰۶۹	
۱۰۰۰	۰/۰۰۱	۱۲۱/۸۳۰	۱۳۸/۳۷۴	۱۸/۰۶۹	

نتیجه گیری

نتایج به دست آمده از تحقیق حاضر را می‌توان در قالب موارد زیر جمع‌بندی کرد:

به کارگیری مدل‌های آماری ناپارامتری که نیاز به در نظر گرفتن فرضیات اولیه و واسنجی ندارند سبب می‌شود که از خطای نتایج به دست آمده کاسته شود.

در صورتی که پدیده تغییر اقلیم به جای حالت ایستگاهی به صورت منطقه‌ای (پیوسته) بررسی شود، قضاوت بهتری در مورد وقوع یا عدم وقوع آن می‌تواند صورت گیرد و از آنجایی که داده‌های موجود برای یک حوضه به صورت ایستگاهی می‌باشند، باید به نحوی آمار ایستگاه‌ها به تمامی حوضه تعمیم داده شود تا تغییرات مکانی روند نیز قابل بررسی باشد. در تحقیق حاضر از روش چندضلعی‌های تیسن برای تعمیم روند به دست آمده برای ایستگاه‌ها به تمامی محدوده حوضه استفاده و سپس، نواحی دارای روند صعودی و نزولی از یکدیگر تفکیک شده‌اند تا دید جامع‌تری نسبت به حوضه ایجاد شود. همچنین، تفکیک ایستگاه‌های دارای منشأ مختلف بارش نیز می‌تواند حائز اهمیت باشد.

روندهای موجود در بارش، دمای حداقل و حداکثر ایستگاه‌های حوضه گرگانرود می‌توانند ناشی از رخداد تغییر اقلیم در این حوضه باشند.

سناریوهای مشابه مدل‌های گردش عمومی جو مختلف در محدوده حوضه گرگانرود در دوره تاریخی دارای روندهای مشابه در تمامی فصول و شرایط سالانه نمی‌باشند. این امر در مورد هر سه متغیر بارش، دمای حداقل و دمای حداکثر قابل مشاهده است. بنابراین، می‌توان گفت که در سناریوهای مشابه، مدل‌های گردش عمومی جو مختلف یکدیگر را تأیید نمی‌نمایند.

مدل گردش عمومی جو HadCM3-B2 مشابه‌ترین مدل و سناریو به شرایط متوسط حوضه گرگانرود از نظر سه متغیر بارش، دمای حداقل و حداکثر در دوره تاریخی (۵۷-۱۳۵۶ تا ۸۶-۱۳۸۵) می‌باشد؛ ولی در دوره پیش‌بینی (۸۷-۱۳۸۶ تا ۱۶۱۵-۱۴۱۵) میزان تغییرات تخمین زده شده توسط این مدل برای هر سه متغیر فوق الذکر، کوچکتر از میزان تغییرات حاصل از ادامه یافتن روندهای تاریخی موجود در شرایط متوسط حوضه است. این مورد می‌تواند در اثر تقریب‌ها و خطاهای ناشی از نگرش بزرگ مقیاس مدل‌های گردش عمومی جو باشد. به عبارت دیگر، در صورت اجرای این مدل‌ها در شبکه بندی کوچکتر، نتایج به دست آمده، به مقادیر محلی (مشاهداتی) نزدیک‌تر خواهند شد.

برای کوچک‌مقیاس سازی سری‌های زمانی بارش و دما و تولید اطلاعات ایستگاهی با استفاده از مدل ناپارامتری تولید اطلاعات آب‌وهوایی K-NN در مقایسه با سایر مدل‌های کوچک‌مقیاس سازی آماری، نیازی به استفاده از متغیرهای پیش‌بینی کننده دیگری (غیر از بارش و دما) مانند سرعت باد و فشار هوا نمی‌باشد و از این لحاظ، در نتایج به دست آمده از این مدل، عدم قطعیت ناشی از انتخاب نوع متغیرهای پیش‌بینی کننده وجود ندارد.

در دوره ۳۰ ساله، انحراف معیار مقادیر شبیه‌سازی شده توسط مدل کوچک‌مقیاس سازی K-NN با انحراف معیار مقادیر مشاهداتی که به عنوان ورودی به مدل معرفی شده‌اند برابر نمی‌باشد و این امر یک نارسایی برای این مدل به شمار می‌آید که در تحقیق حاضر با استفاده از تحلیل توزیع‌های احتمالاتی این نارسایی در نتایج، برطرف شده است.

با به کارگیری مدل آماری توزیع‌های احتمالاتی مشروط برای تعیین میزان آلودگی رودخانه، برای هر مقدار آلودگی در هر دوره بازگشت بازه تغییراتی به دست می‌آید که نشان‌دهنده میزان عدم قطعیت نتایج به دست آمده می‌باشد و سبب می‌شود که این نتایج قابلیت اعتماد بیشتری داشته باشند و در طراحی‌های هیدرولوژیکی، طراح با دید بازتری بتواند عمل کند.

در شرایط تغییر اقلیم پیش‌بینی شده بوسیله مدل HadCM3-B2 (سناریوی ۱)، حجم آلودگی سالانه رودخانه گرگانرود در ایستگاه تمر در تمامی دوره‌های بازگشت نسبت به حجم آلودگی سالانه در دوره مشاهداتی (بدون اعمال تغییرات ناشی از تغییر اقلیم) به‌طور متوسط به میزان ۱/۳۲ درصد کاهش خواهد یافت یا به عبارتی بدون تغییر باقی می‌ماند؛ ولی در شرایطی که روند موجود در بارش سالانه مشاهداتی در دوره ۳۰ سال آینده ادامه یابد (سناریوی ۲)، حجم آلودگی سالانه رودخانه گرگانرود در ایستگاه تمر در تمامی دوره‌های بازگشت نسبت به دوره مشاهداتی به‌طور متوسط ۱۴/۴۳ درصد افزایش خواهد یافت.

مهم‌ترین دستاورد این تحقیق را شاید بتوان دستیابی به رویکرد و روش‌هایی برای اصلاح تخمین اثرات تغییر اقلیمی بر متغیرهای هیدرولوژیکی دانست که پیش از این، کمتر مورد توجه قرار گرفته است.

به عنوان ادامه این مطالعات، تهیه مدلی ترکیبی از مدل ناپارامتری K-NN و اصلاح مدل با استفاده از توزیع‌های آماری پارامتری پیشنهاد می‌شود.

منابع

- ۱- آشفته پ.س. و مساح بوانی ع.ر. ۱۳۸۶. تأثیر تغییر اقلیم بر شدت و فراوانی سیلاب در دوره‌های آتی (مطالعه موردی: حوضه آیدوغموش، آذربایجان شرقی). کارگاه فنی اثرات تغییر اقلیم در مدیریت منابع آب، بهمن ۸۶، تهران. ص ۳۱-۴۷.
- ۲- حسینی ف. ۱۳۸۷. بررسی اثرات تغییر اقلیم در حوضه آبریز کرخه. دانشگاه صنعتی شریف، گروه مهندسی عمران. پایان نامه کارشناسی ارشد.
- ۳- شرکت مهندسی مشاور جاماب، ۱۳۸۴. مطالعات برنامه جامع سازگاری با اقلیم، وضعیت موجود و آینده منابع آب حوضه آبریز رودخانه‌های گرگانود- قره‌سو.
- ۴- علیزاده ا. ۱۳۸۴. اصول هیدرولوژی کاربردی. انتشارات آستان قدس رضوی. مشهد. ۸۱۵ص
- ۵- کارآموز م. و عراقی نژاد ش. ۱۳۸۴. هیدرولوژی پیشرفته. انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر. تهران. ۴۶۴ص
- ۶- مساح بوانی ع.ر. و مرید س. ۱۳۸۴. اثرات تغییر اقلیم بر جریان رودخانه زاینده رود اصفهان. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. سال نهم. شماره ۴: ۲۷-۱۷.
- 7- Akhtar M., Ahmad N., and Booij M.J. 2008. The impact of climate change on the water resources of Hindukush- Karakorum- Himalaya region under different glacier coverage scenarios. *J. Hydrology*, 355: 148-163.
- 8- Andersen H.E., Kronvang B., Larsen S.E., Hoffmann C.Ch., Jensen T.S., and Rasmussen E.K. 2006. Climate change impacts on hydrology and nutrients in a Danish Lowland river basin. *J. Science of the Total Environment*, 365: 223-237.
- 9- Cameron D. 2006. An application of the UKCIP02 climate change scenarios to flood estimation by continuous simulation for a gauged catchment in the northeast of Scotland, UK (with uncertainty). *J. Hydrology*, 328: 212-226.
- 10- Hayhoe K. 2004. Emissions pathways, climate change, and impacts on California. P. 12422-12427. *Proceeding of National Academy Science*.
- 11- IPCC-DDC. 1998. at <http://www.ipcc-data.org/> (Last access: 2010).
- 12- Kendall M.G. 1975. *Rank Correlation Methods*. Charles Griffin, London.
- 13- Mann H.B. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13: 245-259.
- 14- Matondo J.I., Peter G., and Msibi K.M. 2004. Evaluation of climate change on hydrology and water resources in Swaziland: Part II. *J. Physics and chemistry of the Earth*, 29: 1193-1202.
- 15- Maurer E.P., Adam J.C., and Wood A.W. 2007. Climate Model based consensus on the hydraulic impacts of climate change to the Rio Lampa basin of Central America. *J. Climatic Change*, 82: 9180-9189.
- 16- Mirza M. 2001. Global warming and changes in the probability of occurrence of floods in Bangladesh and implications. *J. Global Environmental Chang*, 12: 127-138.
- 17- Muzik I. 2002. A first-order analysis of the climate change effect on flood frequencies in a subalpine watershed by means of a hydrological rainfall-runoff model. *J. Hydrology*, 267: 65-73.
- 18- Sharif M., and Burn, D.H. 2006. Simulating climate change scenarios using an improved K- nearest neighbor model. *J. Hydrology*, 325: 179-196.
- 19- Steele-Dunne S., Lynch P., McGrath R., Semmler T., Wang S., Hanafin J., and Nolan P. 2008. The impacts of climate change on hydrology in Ireland. *J. Hydrology*, 356: 28-45.
- 20- Xu C.Y. 1999. From GCMs to river flow: A review of downscaling methods and hydrologic modeling approaches. *Progress in physical Geography*, 23(2): 229-249.
- 21- Yue S. 2000. Joint probability distribution of annual maximum storm peaks and amounts as represented by daily rainfalls. *J. Hydrological Sciences*, 45(2): 315-326.

Assessment of Climate Change Effects on the Annual Water Yield of Rivers: A Case Study of Gorganroud River, IRAN

F. Modaresi^{1*}- Sh. Araghinejad²- K. Ebrahimi³- M. Kholghi⁴

Received:1-2-2011

Accepted:18-9-2011

Abstract

Climate change means a significant change in the long-term weather of a region in comparison with what has been observed during a long term period. Precipitation and minimum and maximum temperature are three variables which are affected directly by the climate change. Furthermore, the water yield of a river is one of the most important hydrological variables of a Basin which is affected by variations of the climate variables. In this research, the mentioned variables have been used to assess the climate change, and precipitation, the most important factor affecting water yield, has been used to investigate the climate change effect on the water yield of the river. A conditional probability distribution function has been used to determine the quantity of the annual water yield of a river. This approach gives a variation range demonstrating the error existing in the results. In this paper, the Gorganroud basin is selected as the case study. Precipitation and minimum and maximum temperature of the basin during the 1977-2006 have been compared with the output of scenarios of all Global Circulation models to select the most appropriate model to forecast the future climate of this basin. The obtained results show that the scenario B2 of HadCM3 model is the most appropriate scenario for this case study. If this scenario happen in the next 30 years, the quantity of water yield in Tamr station adjacent to Gorganroud river, located upstream of Boostan, Golestan and Voshmgir dams, will decrease 1.38% and 1.33% in water yield volume of return periods of 50 and 100 years, respectively. But, if the existing trend in historical data continues in the next 30 years, the quantity of water yield at this station will increase 14.94% and 14.55% in water yield volume of return periods of 50 and 100 years, respectively.

Keywords: Water yield, Climate change, Conditional probability distribution function, Gorganroud

1,2,3,4- Graduated MSc Student, Assistant Professors and Associate Professor, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, College of Agriculture and Natural Resources, University of Tehran, Respectively
(* - Corresponding Author Email: fereshteh_modaresi@yahoo.com)