



دانشکده مهندسی عمران

گروه مهندسی آب و محیط زیست

پایان نامه کارشناسی ارشد

بررسی رواناب حوضه های آبریز تحت سناریوهای تغییر اقلیم

(مطالعه موردی حوضه آبریز تالار)

محمد حسین خدیر

استاد راهنما

دکتر سعید گلیان

مشاور

دکتر امیر عباس عابدینی

آذر - ۱۳۹۴



تقدیم به

پدر و مادر مهربان فرشتگانی که:

لذت و غرور دانستن، جسارت خواستن، عظمت رسیدن و تمام تجربه های یکتا و زیبای زندگیم، مدیون حضور سبز

آنهاست به پاس قلب های بزرگشان که فریاد رس است و سرگردانی و ترس در پناهشان به شجاعت می گراید

و به پاس محبت های بی دینشان که هرگز فروکش نمی کند

خواهر و برادر م

آنان که مایه افتخار و شادی بخش زندگی من هستند

و آنکه هم رنگ دل من است

مشکر و قدردانی

پاس خدای را که سخوران، در ستودن او مانند و شمارندگان، شمردن نعمت های او مانند و کوشندگان، حق او را گزاردن توانند و سلام و دور در محمد و خاندان پاک او، طاهران معصوم، هم آنان که وجودمان و امدار وجودشان است.

بدون شک جای گاه و منزلت معلم، از آن است که در مقام قدردانی از زحمات بی شائبی او، بازبان قاصر و دست ناتوان، چیزی بکاریم.
اما از آنجایی که تحلیل از معلم، پاس از انسانی است که هدف و غایت آفرینش را تأمین می کند و سلامت امانت دانی را که به دوشش سپرده اند، تضمین؛ بر حسب وظیفه و از باب "من لم یسکر المنعم من المخلوقین لم یسکر الله، عزوجل:"

از استاد با کمالات و شایسته؛ جناب آقای دکتر گلپایگان که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ گلی در این عرصه بر من دریغ ننمودند و زحمت راهنمایی این پژوهش را بر عهده گرفتند و با نکته های دلاویز و گفته های بلند، صحیفه های سخن را علم پرور نمود و همواره راهنما و راه گشای بنده در اتمام و اکمال پایان نامه بوده است؛

و از استادان فرزانه و دلسوز؛ جناب آقایان دکتر و حرا، دکتر ساغر وانی، دکتر عابدینی؛

از اساتید بزرگوار دکتر جعفر نژادی و دکتر احمد احمدی که زحمت داورى این پایان نامه را متقبل شدن؛

از کارشناسان ساعی و محترم دانشکده، خانم مهندس کیوانلو و آقای مهندس محمدی؛

کمال مشکر و قدردانی را دارم، بخشی از زحمات آنان را پاس گوید.

تعهد نامه

اینجانب محمدحسین خدیر دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی آب دانشکده عمران دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه بررسی رواناب حوضه های آبریز تحت سناریوهای تغییر اقلیم (مطالعه موردی حوضه آبریز تالار) تحت راهنمایی دکتر گلین متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « **Shahrood University of Technology** » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

پدیده تغییر اقلیم به دلیل ایجاد تغییر در اقلیم کره زمین، عامل تاثیر گذاری بر سیستم های نظیر منابع آب، کشاورزی و محیط زیست است. بنابراین این پدیده می تواند به عنوان مهمترین چالش بشر در دوره های آتی قلمداد نمود. در این پایان نامه به مطالعه تاثیر تغییر اقلیم بر رواناب حوضه آبریز تالار پرداخته شد. بدین منظور ابتدا حوضه آبریز تالار توسط مدل هیدرولوژیکی SWAT شبیه سازی شد. سپس با استفاده از نرم افزار SWAT-CUP با کمک الگوریتم SUFI-2 پارمترهای تاثیر گذار منطقه بررسی شد. ارزیابی مدل با تابع هدف R^2 و نش - ساتکلیف صورت گرفت که برای دوره کالیبراسیون به ترتیب مقادیر ۰.۶۲۶ و ۰.۶۱ برای اعتبار سنجی به ترتیب ۰.۹۹ و ۰.۸۸ بدست آمد. سپس داده ها ریز مقیاس شده مدل CGCM3 در بازه های زمانی های ۲۰۴۶-۲۰۶۴ و ۲۰۸۱-۲۱۰۰ به مدل کالیبره شده وارد شد. سپس رواناب بدست آمده با شبیه سازی شده تحت سناریو های انتشار A2, B1 و A1B مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشانگر، حدود دما در فصل زمستان در دوره (۲۰۶۴-۲۰۴۶)، تا ۴ درجه سانتیگراد و در دوره (۲۰۸۱-۲۱۰۰)، ۷ الی ۹ درجه افزایش یابد. میانگین سالانه دبی خروجی ایستگاه تالار تحت هر سه سناریو تغییر اقلیم برای دوره آینده دور حداقل ۱ و حداکثر ۲.۸ مترمکعب بر ثانیه کاهش می یابد. این تغییرات بیانگر اهمیت توجه به مدیریت صحیح منابع آب حوضه آبریز تالار در سال های آتی می باشد.

کلمات کلیدی: تغییر اقلیم، حوضه تالار، SWAT

فصل اول: مقدمه

- ۱-مقدمه ۲
- ۲-۱- ضرورت تحقیق در مورد پدیده تغییر اقلیم ۲
- ۳-۱- هدف تحقیق ۶
- ۴-۱- مروری بر فصل های آینده ۶

فصل دوم: مطالعات پیشین

- ۱-۲- مروری بر کارهای انجام شده تغییر اقلیم ۱۰
- ۲-۲- مطالعات انجام شده هواشناسی و هیدرولوژی در زمینه ی تغییر اقلیم ۱۱
- ۳-۲- تاثیر تغییر اقلیم بر منابع آب ۲۰
- ۴-۲- نتیجه گیری از مطالعات انجام شده ۲۵

فصل سوم: مواد و روش ها

- ۳- مواد و روش ها ۲۸
- ۱-۳- مدل های هیدرولوژیکی ۲۸
- ۱-۱-۳- تاریخچه مدل های هیدرولوژیکی ۲۸
- ۲-۱-۳- طبقه بندی مدل های هیدرولوژیکی ۳۰
- ۲-۳- مدل SWAT ۳۴
- ۱-۲-۳- خصوصیات مدل SWAT ۳۵
- ۲-۲-۳- مدلسازی SWAT ۳۵
- ۱-۲-۲-۳- مولفه های هیدرولوژیکی ۴۱
- ۲-۲-۲-۳- فاز روند یابی چرخه هیدرولوژیکی در مدل SWAT ۴۴
- ۳-۲-۲-۳- روابط حاکم فرآیندهای هیدرولوژیکی SWAT ۴۵
- ۳-۳- برنامه SWAT-CUP ۵۰
- ۱-۳-۳- الگوریتم SUFI-2 ۵۱
- ۴-۳- تغییر اقلیم ۵۴
- ۱-۴-۳- سناریو های غیر اقلیمی ۵۴
- ۱-۱-۴-۳- معرفی سناریو های انتشار IPCC ۵۴
- ۲-۴-۳- سناریو های اقلیمی ۵۹
- ۱-۲-۴-۳- مدل های گردش عمومی جو ۶۰
- ۳-۴-۳- کوچک مقیاس کردن داده های مدل های گردش عمومی جو ۶۵
- ۵-۳- مدلسازی تغییر اقلیم بر حوضه آبریز تالار ۶۶

فصل چهارم: معرفی منطقه مورد مطالعه

۷۰	۱-۴- معرفی منطقه مورد مطالعه
۷۲	۲-۴- کاربری اراضی
۷۳	۳-۴- بافت خاک
۷۵	۴-۴- ایستگاه های اندازه گیری
۷۶	۵-۴- آماده سازی اطلاعات ورودی و اجرای مدل SWAT

فصل: پنجم نتایج

۸۴	۱-۵- مقدمه
۸۴	۲-۵- شبیه سازی رواناب با استفاده از مدل SWAT
۸۵	۳-۵- کالیبراسیون و شبیه سازی رواناب در مدل SWAT
۸۷	۴-۵- نتایج کالیبراسیون و اعتبار سنجی مدل حوضه آبریز تالار
۹۲	۵-۵- نتایج تغییر اقلیم در حوضه آبریز تالار
۹۲	۱-۵-۵- تغییرات دما
۹۵	۲-۵-۵- تغییرات بارش
۹۷	۳-۵-۵- شبیه سازی دبی برای داده های اقلیمی تحت سناریوهای مختلف

فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهاد

۱۰۲	۱-۶- نتیجه گیری
۱۰۳	۲-۶- پیشنهادات
۱۰۵	مراجع

فهرست اشکال:

شکل (۱-۳)	طبقه بندی مدل های هیدرولوژیکی	۳۲
شکل (۲-۳)	نمودار فرآیندهای چرخه هیدرولوژیکی و رابطه بیلان آب در مدل SWAT	۳۶
شکل (۳-۳)	چرخه هیدرولوژیکی و مولفه های تعادل آب در مدل SWAT	۳۷
شکل (۴-۳)	آبخوان های محصور و نامحصور	۴۹
شکل (۵-۳)	رابطه بین SWAT و SWAT-CUP	۵۰
شکل (۶-۳)	مفهوم توصیف رابطه بین عدم قطعیت پارامتر و عدم قطعیت پیش بینی شده	۵۱
شکل (۷-۳)	خانواده سناریوهای SRES	۵۶
شکل (۸-۳)	میزان پخش گاز کربنیک در اتمسفر کره زمین تا سال ۲۱۰۰	۵۶
شکل (۹-۳)	میزان پخش گاز کربنیک در جو کره زمین	۵۷
شکل (۱۰-۳)	شبکه بندی مدل های گردش عمومی در اقیانوس و خشکی	۶۱
شکل (۱۱-۳)	مقایسه دمای کره زمین بین داده های مشاهداتی و مدل گردش عمومی	۶۴
شکل (۱۲-۳)	مقایسه دمای تاریخی و شبیه سازی شده اقلیمی مدل های گردش عمومی	۶۴
شکل (۱-۴)	موقعیت حوضه تالار در مازندران و ایران	۷۱
شکل (۲-۴)	کاربری اراضی مورد استفاده در نرم افزار SWAT	۷۳
شکل (۳-۴)	مدل رقومی ارتفاعی تالار	۷۷
شکل (۴-۴)	زیر حوضه ها و بازه های تجمعی تعریف شده در مدل SWAT	۷۹
شکل (۱-۵)	زیر حوضه شماره یک، ایستگاه هیدرومتری کیاکلا	۸۸
شکل (۲-۵)	همبستگی دبی مشاهداتی و شبیه سازی ایستگاه کیاکلا	۸۸
شکل (۳-۵)	نتیجه کالیبراسیون با مدل SUFI2 برای دبی خروجی ایستگاه کیاکلا	۸۹
شکل (۴-۵)	نتایج اعتبار سنجی ایستگاه تالار با مدل SUFI2	۹۰
شکل (۵-۵)	مقایسه دمای حداقل شبیه سازی شده دوره پایه در دوره آینده نزدیک	۹۳
شکل (۶-۵)	مقایسه دمای حداقل شبیه سازی شده دوره پایه در دوره آینده دور	۹۳
شکل (۷-۵)	مقایسه دمای حداکثر شبیه سازی شده دوره پایه در دوره آینده نزدیک	۹۴
شکل (۸-۵)	مقایسه دمای حداکثر شبیه سازی شده دوره پایه در دوره آینده دور	۹۴
شکل (۹-۵)	میانگین ماهانه تغییرات بارش دوره آیند نزدیک (۲۰۴۴-۲۰۶۴)	۹۶
شکل (۱۰-۵)	میانگین ماهانه تغییرات بارش دوره آینده دور (۲۰۸۱-۲۱۰۰)	۹۶
شکل (۱۱-۵)	میانگین ماهانه دبی ایستگاه کیاکلا از سال (۱۹۵۰-۲۰۱۲)	۹۷
شکل (۱۲-۵)	مقایسه میانگین دبی ماهانه خروجی در دوره آینده نزدیک	۹۸
شکل (۱۳-۵)	مقایسه میانگین دبی ماهانه خروجی در دوره آینده دور	۹۹

فهرست جداول:

جدول (۱-۱) پیش بینی IPCC از تاثیر کلان پدیده تغییر اقلیم بر قاره آسیا	۵
جدول (۲-۱) آثار پدیده تغییر اقلیم بر منابع آب	۵
جدول (۱-۳) پر کاربرد ترین مدل های هیدرولوژیکی در جهان	۳۳
جدول (۲-۳) : خصوصیات سناریوهای SRES	۵۹
جدول (۳-۳) مقایسه ای بین دو روش کوچک مقیاس کردن آماری و دینامیکی	۶۶
جدول (۱-۴) گروه های هیدرولوژیکی خاک و وسعت آنها در حوضه تالار	۷۴
جدول (۲-۴) ایستگاه های هواشناسی حوضه تالار	۷۵
جدول (۳-۴) ایستگاه های هیدرومتری حوضه تالار	۷۶
جدول (۴-۴) زیر حوضه ها و بازه های تجمعی حوضه تالار، معرفی شده به مدل SWAT	۷۸
جدول (۱-۵) پارامترهای مؤثر بر شبیه سازی حوضه تالار	۸۶
جدول (۲-۵) مقادیر پارامترهای بدست آمده حوضه آبریز تالار	۸۹
جدول (۳-۵) نتایج دبی میانگین ماهانه دوره های آینده و دوره پایه	۹۹

فصل اول

مقدمه

۱- مقدمه

رشد صنایع و کارخانه ها از آغاز انقلاب صنعتی و به دنبال آن افزایش مصرف سوخت فسیلی از یک طرف و تخریب جنگل ها و تغییر کاربری اراضی کشاورزی از سوی دیگر، باعث افزایش گازهای گلخانه ای مخصوصاً CO₂ در دهه های اخیر شده است. که مهم ترین اثر این افزایش بر روی درجه حرارت اتمسفر کره زمین بوده است. این اثرات تنها بر روی درجه حرارت نبوده و دیگر متغیرهای اقلیمی را نیز تحت تاثیر قرار می دهد که منجر به پدیده تغییر اقلیم می گردد. با ایجاد تغییر در اقلیم کره زمین، سیستم های مختلف دیگر مانند: منابع آب، کشاورزی، محیط زیست، صنعت و غیره هم می تواند از این تغییرات تاثیر پذیرد. بنابراین این پدیده را می توان به عنوان مهمترین چالش بشر در دوره های آتی قلمداد نمود.

۱-۲- ضرورت تحقیق در مورد پدیده تغییر اقلیم

بر اساس آمار های موجود (سایت رسمی دفتر برنامه ریزی کلان برق و انرژی وزارت نیرو ۱۳۹۱)، ۶۸٪ از کل آب مورد بهره برداری در ایران از منابع زیر زمینی و بقیه آن از منابع آبهای سطحی از طریق سدها و شبکه های انتقال آب می گردد. فرآیند آسیب پذیری منابع آبی در اثر تغییر اقلیم را می توان بصورت زیر خلاصه کرد:

- ۱- گرم شدن کره زمین موجب کاهش بارش برف در زمستان می شود که بر الگو فصلی جریان آب رودخانه ها تاثیر می گذارد. به این ترتیب تغییر الگوی بارش می تواند بر کلیه ی فعالیت هایی که از آب استفاده می کنند تاثیرات منفی داشته باشد.
- ۲- گرم شدن کره ی زمین هم بر کمیت و هم بر کیفیت آب تاثیر می گذارد که در نهایت هزینه ی تصفیه آب را افزایش می دهد. از سوی دیگر در اثر بالا رفتن دما، میزان تبخیر در رودخانه ها نیز افزایش می یابد.

هیات بین الدول تغییر اقلیم (IPCC)^۱ در سال ۱۹۸۸ بوسیله دو سازمان وابسته به سازمان ملل شامل سازمان جهانی هواشناسی (World Meteorological Organization, WMO) و برنامه محیط زیست سازمان ملل (United Nation Environment Program, UNEP) تاسیس گردید. اعضای این هیات از تمامی کشورهای عضو WMO و UNEP می باشند.

هیات بین المللی تغییر اقلیم (IPCC)، تغییر اقلیم را به تغییر در وضعیت اقلیم که بر اساس تغییر در میانگین یا واریانس عوامل آن (بارندگی و دما) برای یک دوره طولانی مدت شناخته می شود، بیان می کند. این تعریف را می توان بدین صورت نیز بیان کرد که تغییر اقلیم به هر گونه تغییر در پارامترهای آب و هوای که ناشی از فعالیت های انسانی یا ناپایداری طبیعی سیستم اقلیمی بوده و متفاوت از نوسان های کوتاه مدت اقلیمی است، اطلاق می شود. این تعریف عامل اصلی تغییرات اقلیمی را مربوط به فعالیت های انسانی می داند که به انباشت گازهای گلخانه ای (GHGs)^۲ (مانند دی اکسید کربن، متان، اکسید نیتروژن، فلئوراین، کلراید، بروماین) با قدرت ماندگاری طولانی مدت در جو می انجامد. بالا رفتن حداکثر دما و تعداد روزهای گرم بیشتر، بالا رفتن حداقل دما و تعداد روزهای سرد کمتر و روزهای یخبندان کمتر، بارشهای شدیدتر، افزایش خشکسالی، افزایش تعداد طوفانهای موسمی در مناطق گرمسیری و میانگین بارش آنها، بالا آمدن سطح آب دریاها و کاهش منابع آب شیرین؛ تغییر در میزان بارش باران و جهت وزش باد، افزایش طوفان، گردباد، سیل، افزایش میزان خشکسالی و توسعه مناطق بیابانی، افزایش آلودگی هوا در برخی مناطق در اثر افزایش بادهای گرم، کاهش ذخایر برفی در کوهستان ها، تغییر در میزان تبخیر و تعرق از سطح گیاهان و منابع آب، مسئله کمبود آب و کاهش کیفیت آب بسیاری از کشورهای جهان را وادار ساخته تا دیدگاه خود را در زمینه مدیریت منابع آب مورد بازبینی و تجدید نظر قرار دهند. در نتیجه سیستم مدیریت منابع آب در معرض یک تغییر اساسی در سطح جهانی قرار گرفته و از یک دیدگاه مبتنی بر اصول مهندسی که اساسا بر تامین آب تکیه دارد به یک تغییر فرابخشی مبتنی بر تقاضای آب تغییر موضع خواهد داد. با توجه به

^۱ - Intergovernmental panel of climate change (IPCC)

^۲ - Green House Gases (GHGs)

تأثیرات گسترده و متقابل اقلیم بر بخش های مختلف تولیدی، عوامل زیست محیطی و جوامع انسانی، در دهه های اخیر نگرانی های جدی در سطح بین المللی درباره ی این موضوع مطرح شده است. بر این اساس، اجلاس های متعددی با موضوع بررسی وضعیت اقلیم جهانی، پیامد ها و چالش های آن و سر انجام یافتن راه هایی برای مقابله و تسکین آثار این پدیده برگزار شده است. بخش های مختلف اقتصادی اعم از آب، کشاورزی، جنگلداری، گردشگری، انرژی و بازارهای مالی و بیمه از تغییرات اقلیم تأثیر می پذیرند. در این میان آب به عنوان یک عامل حیاتی زیست محیطی که ارتباطات گسترده ای با دیگر بخش های اقتصادی دارد، وابسته ترین بخش به اقلیم بوده است. افزون بر این، فعالیت های بخش کشاورزی که از عمده ترین مصرف کنندگان آب بشمار می رود، به شدت تحت تأثیر اقلیم است. از این رو یکی از مهم ترین جنبه های مسئله گرمایش کره زمین اثر آن بر منابع آب و تولید غذا است. در سال های اخیر محور اصلی بحث های سیاسی و پروژه های علمی و تحقیقاتی اجلاس های جهانی درباره ی تغییر اقلیم، موضوع آب و راهبردهای تطبیقی در این بخش بوده است. جدول ۱-۱ پیش بینی IPCC از آثار تغییر اقلیم بر مولفه های مختلف زیستی در قاره ی آسیا را نشان می دهد. پیش بینی ها درباره ی ایران در ردیف کشورهای خشک و نیمه خشک در این جدول قرار می گیرد (IPCC, ۲۰۰۶).

به طور کلی آثار پدیده تغییر اقلیم بر منابع آب را می توان در کاهش ذخایر برف، تغییر در مدت، شدت، زمان و توزیع بارش، تغییر در نوع و شکل بارش، تغییر در پوشش گیاهی و حیات وحش، افزایش سطح آب اقیانوس ها، افزایش دمای آب و تغییر در تقاضای آب کشاورزی و شهری مشاهده کرد. در جدول (۱-۲) آثار تغییرات اقلیم بر منابع آب و پیامد های آنها بیان شده است (حسینی، پایانامه ارشد ۱۳۸۷)

جدول (۱-۱) پیش بینی IPCC از تاثیر کلان پدیده تغییر اقلیم بر قاره آسیا (۲۰۰۶، IPCC)

ناحیه	غذا و جنگل	تنوع زیستی	منابع آب	اکوسیستم ساحلی	بهداشت انسان ها	اسکان
آسیای شمالی	آسیب پذیری متوسط	آسیب پذیری متوسط	آسیب پذیری متوسط	آسیب پذیری کم	آسیب پذیری کم	آسیب پذیری متوسط
خشک و نیمه خشک (شامل ایران)	آسیب پذیری زیاد	آسیب پذیری کم	آسیب پذیری زیاد	آسیب پذیری کم	آسیب پذیری متوسط	آسیب پذیری متوسط
آسیای معتدل	آسیب پذیری زیاد	آسیب پذیری متوسط	آسیب پذیری زیاد	آسیب پذیری زیاد	آسیب پذیری متوسط	آسیب پذیری زیاد
آسیای گرمسیر	آسیب پذیری زیاد	آسیب پذیری متوسط	آسیب پذیری زیاد	آسیب پذیری زیاد	آسیب پذیری متوسط	آسیب پذیری متوسط

جدول (۲-۱) آثار پدیده تغییر اقلیم بر منابع آب (حسینی، ۱۳۸۷)

آثار بالقوه ی تغییر اقلیم بر منابع آب	پیامدهای آنها
کاهش مقدار متوسط ذخایر برف سالیانه	احتمال کاهش متوسط ذخیره آب سالیانه
	افزایش چالش های مدیریت مخزن و چگونگی برقراری تعادل در کنترل سیلاب و تامین آب
تغییر در زمان، شدت، موقعیت، مقدار و شکل بارش	احتمال افزایش سیلاب های شدید
	احتمال رخداد خشکسالی
تغییرات بلند مدت پوشش گیاهی در حوضه	افزایش احتمال رخداد سیلاب افزایش آورد رسوب رودخانه ها
	تغییرات در شدت و زمان رواناب
بالا آمدن سطح آب دریا های آزاد	احتمال افزایش شوری تالاب ها
	افزایش شکست سیل بند ها
	احتمال افزایش شوری آبخوان ساحلی
افزایش دما آب	احتمال مرگ و میر گونه های آبی با تغییر کیفیت آب
	افزایش تقاضای آب زیست محیطی به منظور کنترل دما
افزایش تقاضای آب کشاورزی و شهری برقابی	تغییر در الگوی مصرف و تبخیر و تعرق گیاهان
	احتمال کاهش تولید برقابی به دنبال تغییر سیاست های بهره برداری از مخازن

بحران کم آبی یک جنبه مسئله تغییر اقلیم است، جنبه دیگر مشکل تغییر الگوی بارش و ایجاد بارش های سیل آسا است. افزایش دمای هوا تاثیرات متعددی بر اقلیم داشته است که ادامه دار خواهد بود.

۱-۳- هدف تحقیق

تغییرات آب و هوایی واقع شده در سرتاسر جهان باعث تغییر روند آبدهی رودخانه ها شده است که تحلیل شرایط آبی و برنامه ریزی این منابع، امری بسیار مهم تلقی می گردد. اتخاذ تصمیمات صحیح در این زمینه، ضمن شناخت صحیح این پدیده برای هر واحد مطالعاتی، مهمترین گام پیش رو خواهد بود. از سوی دیگر آمار جمع آوری شده سوانح طبیعی یک دهه گذشته کشور نشان می دهد که سیل در بین بلایای طبیعی به لحاظ تعداد دفعات وقوع و میزان خسارتهای و تلفاتی که به زیرساختها و مردم وارد می نماید، از رتبه نخست برخوردار است. به طور مثال سیل تیر ماه ۱۳۹۴ در حوضه مورد مطالعه در این تحقیق باعث خرابی ساختمان ها و تلفات جانی شد.

با توجه به سیل خیز بودن حوضه تالار، بررسی اثر تغییر اقلیم بر منابع آب سطحی منطقه ضروری می باشد. در این تحقیق، ابتدا مدل هیدرولوژیکی SWAT برای منطقه ساخته و کالیبره خواهد شد و پس از بررسی تغییرات بارش و دمای آینده تحت سناریوهای تغییر اقلیم، دبی خروجی از حوضه آبریز شبیه سازی می گردد. در انتها تغییرات رژیم جریان رودخانه در طول سال های آتی بررسی و با دوره فعلی مقایسه شود.

۱-۴- مروری بر فصل های آینده

در فصل دوم: به بیان تاریخچه و مطالعات پیشین در سه بخش شامل مروری بر کارهای انجام شده تغییر اقلیم، مروری بر کارهای هواشناسی و هیدرولوژی در زمینه تغییر اقلیم و مروری بر تحقیقات مربوط به تاثیر تغییر اقلیم بر منابع آب پرداخته خواهد شد. در فصل سوم در ابتدا به معرفی مدل هیدرولوژیکی مورد استفاده (SWAT)، بسته نرم افزاری SWAT CUP و الگوریتم SUFI-2 پرداخته شده است و در انتها به معرفی تغییر اقلیم و اجزای مرتبط با آن پرداخته شده است. در فصل چهارم به

معرفی حوضه مورد مطالعه پرداخته و سپس حوضه مطالعاتی با استفاده نرم افزار SWAT و داده‌های اقلیمی شبیه سازی انجام شده است. در فصل پنجم ابتدا نتایج شبیه سازی حوضه آبریز به کمک مدل SWAT آورده شده سپس روند تغییرات بارش و دمای ریزمقیاس شده بررسی گردیده است. نهایتاً نتایج شبیه سازی دبی خروجی از حوضه های مورد مطالعه و تحلیل قرار گرفته است. در فصل ششم نتیجه گیری و پیشنهادات این تحقیق ارائه شده است.

فصل دوم

مطالعات انجام شده

در این بخش مطالعات مهم در زمینه کاربرد مدل‌های تغییر اقلیم برای محاسبه تاثیر آن بر منابع آب و بخصوص در حوضه های آبریز ارائه می شود.

۲-۱- مروری بر کارهای انجام شده تغییر اقلیم

برای ارزیابی آثار تغییر اقلیم بر رواناب حوضه های آبریز، به بررسی پژوهش های صورت گرفته در این زمینه در خارج و داخل پرداخته شد. همچنین از دیدگاه ها و روش های موجود در الگوسازی روابط اقلیمی، زراعی، هیدرولوژی، اقتصادی و از یافته های آنها به منظور گسترش و توسعه الگوی تجربی برای منطقه مورد مطالعه استفاده شد.

یکی از آثار تغییر اقلیم، تغییر در رژیم هیدرولوژیکی و حجم رواناب رودخانه ها و در پی آن تغییر منابع و مصارف (تخصیص) آب است. این اثرات باعث ایجاد پیامد های منفی رفاهی و اقتصادی برای مصرف کنندگان و عرضه کنندگان آب شده است.

تحقیق های انجام گرفته درباره اثر تغییر اقلیم بر منابع آب را، می توان به سه گروه کلی زیر تقسیم کرد.

۱- پژوهش هایی که سیستم ها و ساختارهای مدیریت آب را تحت تاثیر تغییر اقلیم مورد بررسی قرار داده اند (مانند تاناکا و همکاران ۲۰۰۷، فورتین و همکاران ۲۰۰۸، مدلین آزورا ۲۰۰۹).

۲- پژوهش هایی که به بررسی روش های ریاضی و فیزیکی برای شبیه سازی تاثیر تغییر اقلیم در فرایندهای مدیریت منابع آب، در هر دو زمینه ی تکنیک های ارزیابی و روش های مدیریتی پرداخته اند (نیو و همکاران ۲۰۰۸، فریز و همکاران ۲۰۰۹، گراوز و همکاران ۲۰۰۹).

۳- پژوهش هایی که در آنها به راهکارهای کاهش خسارات ناشی از مواجه شدن با اثرات تغییر اقلیم در سیستم مدیریت منابع آب پرداخته اند (پارکی و همکاران ۲۰۰۷).

بیشتر پژوهش‌ها درباره تغییر اقلیم و آثار آن بر منابع آب، در گروه اول این پژوهش‌ها قرار می‌گیرند. این گروه از پژوهش‌ها مبتنی بر الگوهای فیزیکی برای مدل‌سازی روابط بین متغیرهای هیدرولوژیکی - اقلیمی و پیش‌بینی حجم رواناب و موجودی منابع آب در سطح حوضه‌های آبریز اصلی یا فرعی هستند. به عبارت دیگر در این پژوهش‌ها تنها به برآورد آثار بالقوه ناشی از تغییر اقلیم بر منابع آب پرداخته و در پی پاسخگویی به این پرسش اساسی بوده‌اند که تغییر بلندمدت پیش‌بینی شده در پارمترهای اقلیمی (اغلب درجه حرارت و بارش) چه آثاری بر حجم رواناب و موجودی منابع آب در سطح حوضه یا حوضه‌های آبریز خواهند داشت.

در طرف مقابل در پژوهش‌های گروه سوم، فقط پتانسیل‌های موجود در بخش‌های مصرف‌کننده آب و نهادهای مدیریت منابع آب برای سازگاری با شرایط در حال تغییر اقلیم مورد توجه قرار گرفته است.

۲-۲- مطالعات انجام شده هواشناسی و هیدرولوژی در زمینه ی تغییر اقلیم

پروژه ی آشکارسازی رخداد تغییر اقلیم^۱ (CCDP) در دهمین جلسه کمیسیون اقلیم شناسی WHO (1989) شروع شد و در کنگره ششم در ماه می سال ۱۹۹۱ بیشتر مورد بحث قرار گرفت. پس از آن تحقیقات وسیعی بر روی سری‌های زمانی تاریخی دما، بارش و جریان رودخانه در نقاط مختلف جهان صورت گرفت که از جمله ی اولین آنها می‌توان به تحقیق روس در سال ۱۹۸۷ اشاره کرد. با توجه به اینکه دما و بارندگی بطور مستقیم و غیر مستقیم تاثیر بسزایی بر دیگر سیستم‌ها مانند منابع آب و تولیدات کشاورزی دارد، لذا مطالعه اولیه در زمینه تاثیر پدیده تغییر اقلیم، اغلب بر روی این دو متغیر بوده است. به عنوان نمونه، انجل^۲ (۱۹۹۷) به منظور بررسی روند تغییر اقلیم در قرن ۲۰، داده‌های بارندگی ۳۰۴ ایستگاه در دوره ۱۹۰۱-۱۹۹۴ را در غرب امریکا مورد بررسی قرار داد.

^۱ - Climate Change Detection Project

^۲ Angel Huff (1997)

در ابتدا تعداد رخداد‌های بارندگی های شدید یک روزه در سالهای مختلف مورد ارزیابی قرار گرفت. جهت تعیین مناطقی که تغییرات اقلیم در آنها رخ داده است، داده ها به دو دوره ۴۷ ساله تقسیم شدند. اعمال آزمون غیر پارامتریک من - ویتنی بر روی داده های حداکثر سالانه هر ایستگاه در این دو دوره نشان از افزایش معنی دار بین آنها بود.

از طرفی دیگر بررسی بارندگی های ۲، ۵، ۱۰، ۲۰، ۵۰ ساله با استفاده از روش حداکثر درست نمایی و توزیع مقدار عمومی حد نهایی نشان از افزایش معنی دار این مقادیر در دوره دوم نسبت به دوره اول بوده است. در نتیجه مشخص گردید استفاده از داده های درازمدت جهت انتخاب بارندگی طرح با دوره بازگشت مشخص و به تبع آن محاسبه سیلاب مربوط می تواند نتایج غیرمنطقی بدنبال داشته باشد.

فلوور^۱ (۲۰۰۴) تاثیر اقلیم بر وضعیت خشکسالی در کشور انگلستان را تحت خروجی مدل گردش عمومی RCM HADCM3 تحت دو سناریوی A2, B2 از مجموعه سناریو های SRES مورد مطالعه قرار داد. پس از تعریف دو شاخص خشکسالی بر مبنای تغییرات بارندگی تجمعی ماهانه و ظرفیت خشکسالی در دوره های ۱۹۹۰-۱۹۶۱ در دو مجموعه داده های مشاهداتی و داده های GCM مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج نشان داد که میزان این دو شاخص در خروجی مدل GCM بیشتر نتایج دوره مشاهداتی در همان دوره بوده که دلالت بر وجود اریبی در خروجی های مدل دارد. در ادامه به منظور بررسی وضعیت خشکسالی در دوره های آتی مقادیر این دو شاخص تحت سناریوی ذکر شده تعیین گردید. نتایج نشان داد که تناوب و شدت خشکسالی در اکثر مناطق این کشور در دوره ۲۰۷۰-۲۱۰۰ افزایش خواهد یافت. این افزایش بیشتر در مناطق جنوبی و شرقی انگلستان رخ می دهد. تفاوت این تحقیق با تحقیقات دیگر در روش ارائه نتایج در منطقه مورد مطالعه می باشد، بگونه ای که کل منطقه مورد مطالعه بصورت شبکه در آمده، سپس مقادیر هر متغیر اقلیمی و شاخص های خشکسالی در هر بخش مورد محاسبه قرار گرفتند. این روش می تواند بعنوان متدولوژی مناسبی جهت پایش و مقایسه اقلیمی در سطوح بزرگ منطقه ای باشد.

¹ Fowler(2004)

سلوتین^۱ (۲۰۰۳) وضعیت اقلیمی را، تحت خروجی دو مدل HADCM2 و ECHAM4 تحت سه سناریوی انتشار از سناریو های انتشار ISP92 توسط مدل MAGICC مورد بررسی قرار داد. نتایج نشان از افزایش ۱ تا ۱/۵ درجه سانتیگراد در دما و تغییرات ۱۱ تا ۱۹ درصد در بارندگی تحت سناریوی با میزان انتشار پایین (IS92c) بود. این بررسی ها نشان داد در صورتی که میزان انتشار گازها در مقدار فعلی آنها ثابت باقی بماند، می تواند باعث افزایش ۴/۱ تا ۵ درجه سانتیگراد در دما و تغییرات ۳۰/۹- تا ۵۰ درصد در بارندگی شود. همچنین تحت سناریوی با میزان انتشار بالا (IS92e) حاکی از افزایش ۵/۹ تا ۷/۷ درجه سانتیگراد در دما و تغییرات ۵۸ تا ۸۰ درصد در بارندگی می باشد. با توجه به این که مدل MAGICC تنها وضعیت میانگین دما کره زمین را شبیه سازی می کند و قادر به شبیه سازی متغیرهای اقلیمی در مقیاس منطقه ای نمی باشد، لذا استفاده از شبیه سازی های مربوط به میانگین کره زمین برای شرایط منطقه ای باعث ایجاد نتایج غیر واقعی می گردد.

پژوهشکده ی هواشناسی ایران در گزارشی (۱۳۸۱) روند بارش سالیانه و فصلی ۳۴ ایستگاه با داده های آماری بیش از ۳۰ سال را بررسی کرده است. نتایج بدست آمده نشان دهنده ی وجود روند افزایشی در آبادان، بابلسر، شاهرود و سبزوار و روند کاهشی معنی داری در بندرانزلی بوده است. در آن تحقیق بیان شده است که به طور کلی بارش های سالیانه در اغلب ایستگاه های واقع در غرب کوه های زاگرس دارای روند منفی و در اغلب ایستگاه های واقع در مناطق جنوبی و مرکزی دارای روند مثبت است.

بابائیان و نجفی نیک (۱۳۸۶) نیز مطالعات مقدماتی بر روی ایستگاه های منتخب استان خراسان در پژوهشکده اقلیم شناسی به انجام داده اند. نتایج مطالعه حاکی از توانایی کافی مدل های ریز مقیاس نمایی در شبیه سازی داده های دوره آماری این ایستگاه ها می باشد.

حسینی و ابریشمچی (۱۳۸۷) آثار تغییر اقلیم بر منابع آب حوضه ی رودخانه ی کرخه را با استفاده از خروجی های مدل اقلیمی CGCM2 تحت دو سناریو A2 و B2 بررسی و رواناب در سطح حوضه را

¹ Soltanieh, (2003)

برای سه دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ و ۲۰۴۰-۲۰۶۹ و ۲۰۷۰-۲۰۹۹ تا پایان قرن حاضر شبیه سازی کردند. آنان در تحقیق خود از مدل SDSM برای کوچک مقیاس سازی خروجی های مدل اقلیمی استفاده کردند. و سپس مدل هیدرولوژیکی VIC برای شبیه سازی دبی رودخانه به کار بردند. نتایج تحقیق آنان نشان داد که تا پایان قرن حاضر، متوسط دما و بارش در سطح حوضه افزایش خواهد یافت. از طرف دیگر در سال های آتی در سطح حوضه، دما های حداکثر و حداقل بسیار بیشتر و کمتر از دوره ی تاریخی رخ خواهد داد. همچنین زمان بارش ها نیز دچار تغییر خواهد شد. بر پایه ی نتایج حاصل از به کارگیری مدل هیدرولوژی، مقدار رواناب و جریان رودخانه نیز در پی افزایش بارش ها افزایش خواهد یافت و احتمال وقوع سیلاب های بزرگ و بی سابقه در حوضه وجود خواهد داشت.

زهراپی و همکاران در (۲۰۰۸) با ارایه یک مدل جدید برای خوشه بندی داده ها، تغییر اقلیم را برای ایستگاه مهرآباد تهران را به کمک ریز مقیاس نمایی برآورد کرده اند.

مساح بوانی و مرید (۱۳۸۸) اثرات پدیده تغییر اقلیم را بر جریان رودخانه زاینده رود اصفهان تحت داده های مدل گردش عمومی جو و دوسناریوی A2، B2 در دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ و ۲۰۷۰-۲۰۹۹ مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشانگر کاهش بارندگی و افزایش دما تا سال ۲۱۰۰ بخصوص در نیمه دوم قرن بود. آنها دبی ورودی به سد چادگان را با استفاده از تکنیک شبکه عصبی شبیه سازی کردند و دریافتند که جریان ورودی به سد با افت ۵/۸ درصدی روبرو خواهد شد.

فولادی و همکاران (۱۳۸۸) در پژوهشی به بررسی آثار تغییر اقلیم بر منابع آب حوضه آبریز رودخانه و سد کرج پرداخته اند. در این تحقیق پارامترهای اقلیمی و هیدرولوژیکی حوضه ی آبریز رودخانه کرج و سد کرج با استفاده از دو روش من - کندال و رگرسیون خطی بررسی شده اند نتایج این پژوهش حاکی از افزایش درجه حرارت، کاهش بارندگی، و کاهش حجم آب دریاچه سد کرج در دهه های آتی است.

شاه کرمی (۱۳۸۸) در پژوهشی به تحلیل راهکارهای تطبیق با تغییر اقلیم با دخالت تحلیل ریسک و مدیریت جامع منابع آب در حوضه زاینده رود پرداخته است وی برای دخالت هرچه بیشتر عدم

قطعیّت مدل های گردش عمومی جو، از هر هفت مدل پیشنهادی IPCC استفاده کرده است. در این گزارش در ارزیابی آثار تغییر اقلیم و تطبیق با آن در سطح حوضه ی زاینده رود، بر شاخص های تصمیم در بخش کشاورزی به عنوان اصلی ترین بخش مصرف کننده ی آب تمرکز شده است. بر اساس پردازش سناریو های اقلیمی این پژوهش، بیشترین تغییرات دما در دوره ی ۲۰۷۰-۲۰۹۹ خواهد بود که محدوده ی ۳ تا ۸.۱، ۳.۱ تا ۸.۲، ۳ تا ۶.۹ و ۲.۳ تا ۶.۵ درجه سانتی گراد برای فصول بهار تا زمستان را خواهد داشت. مقادیر متناظر برای درصد تغییرات بارش ۵۹.۷ تا ۱۴۱.۵، ۷۹.۲ تا ۴۹۴.۹، ۱۳.۱ تا ۲۸۵.۱، ۴۷.۴ تا ۲۱.۳ خواهد بود که این تغییرات در فصل تابستان به دلیل کم بودن مقدار بارش معنی دار نیست.

در پژوهش شاه کرمی مشخص شد که مدل HADCM3 عملکرد بهتری در مقایسه با دیگر مدل ها برای شبیه سازی تغییر اقلیم دارد. در بخش ارزیابی آثار تغییر اقلیم و راهکارهای تطبیقی در سطح مزرعه در این تحقیق نشان داده شده که با نزدیک شدن به پایان قرن، احتمال افزایش نیاز آبی محصولات قابل توجه خواهد بود. این افزایش برای دوره ۲۰۲۰ تا حدود ۸ درصد و برای ۲۰۸۰ تا ۲۲ درصد برآورد شده است. این افزایش می تواند بر اساس سطح و ترکیب کشت فعلی شبکه ها، به طور متوسط حجم تقاضای آب را تا حدود ۱۰۵ میلیون متر مکعب در سال برای دوره اول و ۲۳۰ میلیون متر مکعب در سال برای دوره ی دوم افزایش دهد همچنین در این پژوهش رفتار چهار گیاه استراتژیک شامل گندم، جو، سیب زمینی و چغندر قند در مواجهه با تغییر اقلیم بررسی شد و نتایج آن نشان داد که سیب زمینی مقاومت بیشتری به این پدیده نشان می دهد.

شن^۱ (۲۰۱۰) در پژوهشی به بررسی تغییرات منابع آب در کشور چین طی ۵۰ سال گذشته و تغییرات آن تحت سناریو های اقلیمی در آینده پرداخت. این پژوهش به بررسی روابط بین تغییر اقلیم، منابع آب و مدیریت آن به تفکیک در هفت حوضه آبریز این کشور پرداخت. در این پژوهش، میانگین مقادیر بارش، تبخیر، رواناب و کل حجم منابع آب در دوره ی زمانی ۲۴ ساله ی ۱۹۵۶-۷۹ با مقادیر

¹ Chen (2010)

این پارمترها برای دوره ی ۲۱ ساله ۱۹۸۰-۲۰۰۰ مورد مقایسه قرار گرفته شد. نتایج نشان داد که تغییر معنی داری در میانگین بارش رخ نداده است (۳.۷ میلی متر افزایش بارندگی در دوره ی ۱۹۸۰-۲۰۰۰ نسبت به دوره قبل) با این حال تغییرات قابل توجهی در بارش در بخش های شمالی کمی کاهش یافته و در عوض اغلب بخش های جنوبی و همچنین شمال غربی این کشور با افزایش بارش مواجه بوده اند. همین مقایسه برای مقدار تبخیر نشان می دهد که میانگین سالیانه تبخیر پتانسیل در این کشور در دوره ۱۹۸۰-۲۰۰۰ در مقایسه با ۱۹۶۵-۷۹ به میزان ۵.۴ درصد کاهش یافته و این کاهش در هر دو بخش شمالی و جنوبی رخ داده است. نرخ کاهش تبخیر پتانسیل در بخش های شمالی این کشور در دوره ی زمانی ۱۹۵۵-۲۰۰۰ با وجود افزایش دما به مقدار ۰.۲ درجه سانتی گراد در هر دهه معادل ۱۴ میلی متر به ازای هر دهه تخمین زده شده است. بر این اساس متوسط مقدار تبخیر در دهه ۹۰ نسبت به دهه ی ۶۰ برای بخش های شمالی غربی این کشور به مقدار ۱۰۰ میلی متر و برای حوضه های آبریز رودخانه های زرد، هوئی و رودخانه های دیگر بیش از ۵۰ میلی متر بوده. تحلیل سری زمانی کل موجود منابع آب این کشور نیز نشان داد که میزان رواناب و کل موجودی منابع آب در بخش های جنوبی ۵ درصد افزایش یافته، در حالی که حجم کل منابع آب در بخش های شمالی، به ویژه برای حوضه رودخانه های زرد، لیائو و هائی به شدت کاهش یافته است. نتایج سناریو های تغییر اقلیمی نیز نشان می دهد که تغییر اقلیم به طور موثری توزیع مکانی و زمانی بارش را با افزایش بارندگی به مقدار ۱۰ درصد در بخش های شمالی و غربی و کاهش بارندگی در بخش های جنوبی و شرقی تحت تاثیر قرار می دهد. افزایش فراوانی وقوع پدیده های حدی اقلیمی (خشکسالی در بخش های شمالی و سیل در بخش های جنوبی) و تسریع فرایند ذوب شدن یخ های بخش غربی چین از دیگر پیامدهای تغییر اقلیم ذکر شده است. این پژوهش با پیش بینی رشد جمعیت و با استفاده از مدل توزیع هیدرولوژیکی VLC در می یابد که تحت سناریو های اقلیمی A2 و B2، تغییر اقلیم اثر معنی داری بر وضعیت منابع آب کشور چین می گذارد به گونه ای که پیش بینی شده است، منابع آب بسیاری از استان های این کشور در ۵۰ سال آینده در وضعیت نا متعادلی

قرار خواهد گرفت و شکاف بین مقدار عرضه و تقاضا آب افزایش خواهد یافت. با این حال وجود عدم حتمیت در این پیش بینی ها مورد تاکید محقق قرار گرفته و معتقد است که انتخاب راهبردی تطبیق به تغییر اقلیم در حوضه منابع آب به اتفاقی که در آینده به وقوع خواهد پیوست و نیز به نوع رویه ها و سیاست های موجود در مدیریت منابع آب بستگی دارد. بر این اساس تغییر جهت سیاست های بخش آب از مدیریت عرضه به سمت مدیریت تقاضا، یکپارچه کردن برنامه ریزی منابع آب با تغییر اقلیم، تقویت زیرساخت های بخش آب و حفاظت از منابع آب، استفاده از آب های غیر متعارف و ترویج مدیریت یکپارچه منابع آب در سطح حوضه آبریز را به عنوان راهبردی مدیریت تطبیقی منابع آب در مقابله با تغییر اقلیم در کشور چین پیشنهاد می کند.

راجه و همکاران^۱ (۲۰۱۰) به بررسی اثر تغییر اقلیم روی عملکرد مخزن چند منظوره هیراکود واقع در رودخانه ماهاندی در هند به کمک مدلها و سناریو های اقلیمی پرداختند. در این تحقیق از معیار های عملکردی RRV (اعتماد سازی، برگشت پذیری و آسیب پذیری) و سیاست های بهره برداری استاندارد و بهینه (SOP & SDP) برای بررسی عملکرد مخزن استفاده شده است. آنها برای مدلسازی تغییر اقلیم از سه مدل و سه سناریو A2, B1, A1B و در بازه زمانی ۲۰۴۵-۲۰۶۵ و ۲۰۷۰-۲۰۹۵ استفاده کردند. نتایج حاکی از آن است که ذخیره ماهانه در تمامی سناریوهای آینده کاهش می یابد که این بخاطر اثر هیدرولوژیکی تغییر اقلیم است. تغییر اثر منفی روی تولید برق به خصوص ماه های موسمی دارد.

ماجون^۲ (۲۰۱۲) به بررسی اثر تغییر اقلیم روی رودخانه گالاگو در اسپانیا به کمک مدل های RCMs و سناریو های انتشار SRA2 پرداخت همه مدل های افزایش میانگین سالانه دما در حدود ۳ درجه سانتی گراد و کاهش بارش در حوضه را پیش بینی کردند. همچنین نتایج نشانگر کاهش در میزان آب قابل دسترس برای آبیاری و انرژی برقابی تولید بواسطه کاهش فصلی تراز مخزن می باشد.

¹ Raje & Mujumdar (2012)

² Majone (2012)

زوکانیم و همکاران^۱ (۲۰۱۳) به بررسی تغییر اقلیم و اثر آن بر رواناب و سیستم هیدرولوژیکی در مالزی پرداخت. در این تحقیق داده های GCM با استفاده از مدل های SDAM و LARS-WG ریز مقیاسی آماری شد، حداکثر دما و حداقل دما و میزان بارندگی با استفاده از سناریو های تغییر اقلیم HadCM3 A2 و B2 برای ۹۰ سال آینده پیش بینی شد. نتایج نشان داد که تغییرات آب و هوایی زیادی ایجاد شده که اثرات قابل توجه در حوضه آب و منطقه، از جمله در رواناب و سیستم هیدرولوژیکی پدید آمده. خروجی SDSM تغییر نسبتاً بیشتری در بارش سالانه در مقایسه با خروجی LARS-WG نشان می دهد. خروجی LARS-WG تغییر بیشتری برای دمای ماکزیمم و مینیمم نسبت به مدل SDSM نشان می دهد که این تحقیق نشان می دهد که مدل LARS-WG نسبت SDSM بهتر عمل می کند.

مهدی احمدی و همکاران (۱۳۹۳) به بررسی تغییر اقلیم در حوضه ی قرآن طالار تحت ۲ سناریوی انتشار A2 و B2 مدل HADCM3 استفاده کرد. برای بررسی خطاها از میانگین ماهانه و سالانه استفاده کرد. برای عدم قطعیت از آزمون پارامتریک t در دمای حداقل، حداکثر و برای بارش از آزمون من - ویتنی استفاده کرد. نتایج در ۳ دوره ی ۲۰۱۱-۲۰۴۰، ۲۰۴۱-۲۰۷۰، ۲۰۷۱-۲۰۹۹ در دمای حداقل و حداکثر یک روند افزایشی به ترتیب ۱، ۵/۰ درجه در هر دوره نسبت به دوره پایه نشان داد. کاهش بارش در فصل بهار، زمستان و افزایش بارش در فصل پاییز به صورت رگبار بدست آورد. نتایج نشان داد به طور کلی در آینده منطقه ی مورد مطالعه به دلیل قرار گیری در دامنه ی جنوبی البرز از شرایط آب و هوایی مرطوب به سمت نیمه خشک تغییر کند.

ناصری و همکاران (۱۳۹۳) به بررسی روند تغییر پارامترهای اقلیمی شامل بارش دمای حداکثر و دمای حداقل شهر خرم آباد در استان لرستان پرداختند. براین اساس پس از ارزیابی مدل LARS-WG داده های روزانه خروجی مدل HadCM3 تحت سناریوی A1B و A2، B1 برای دوره ۲۰۱۱-۲۰۳۰ توسط مدل LARS-WG ریزمقیاس و پیش بینی کردند. نتایج بدست آمده از این تحقیق نشان داد که

¹ Zulkarnain Hassan & Supiah Shamsudin & Sobri Harun (2013)

بارندگی دمای حداقل و دمای حداکثر به ترتیب برای سناریو A2، B1 و A1B، ۲.۳۳، ۷.۸۱ و ۱.۳۸ درصد نسبت به دوره پایه افزایش داشته اند. نتایج سناریوی A2 شامل بارندگی و دمای حداقل دمای حداکثر به ترتیب ۱۴.۷۶، ۲۶.۰۳ و ۸.۳۵ درصد نسبت به دوره پایه افزایش داشته است. برای سناریوی B1 بارش دمای حداقل و دمای حداکثر به ترتیب ۰.۸۲، ۷.۷۸، ۲.۳۱ درصد تغییر بیشتر شد. در منطقه مورد بررسی براساس هر سه سناریو برای دوره ۲۰۱۱-۲۰۳۰ افزایش بارش و دما پیش بینی شد که میزان این تغییر براساس سناریوهای مختلف متفاوت است اما بیشترین تغییر و افزایش دما و بارش برای سناریوی A2 خواهد بدست آمد.

نبی زاده (۱۳۹۳) در این تحقیق اثرات احتمالی تغییر اقلیم بر پارامترهای بارندگی روزانه حداقل حداکثر، دمای روزانه و ساعات آفتابی در ایستگاه سینوپتیک ارومیه در دوره آماری ۱۹۸۰-۲۰۰۹ بررسی کرد. با استفاده از پیش بینی ها تحت سناریوی منطقه ای A2 با استفاده از مدل گردش عمومی جو HadCM3 برای دوره زمانی ۲۰۱۱-۲۰۴۰ انجام داد. برای ریزمقیاس نمایی داده ها از مدل LARS-WG استفاده کرد. نتایج حاکی از افزایش ۴.۰۳ درصدی بارش سالانه می باشد بطوریکه بیشترین کاهش آن مربوط به ماه آوریل به میزان ۷.۵ درصد و بیشترین افزایش مربوط به ماه فوریه به میزان ۵.۲۸ درصد خواهد بود میانگین دمای حداقل افزایش ۰.۶۴ تا ۱.۳۵ درجه سانتیگرادی شد بیشترین افزایش دمای حداکثر در ماه نوامبر به میزان ۱.۲۷ درجه سانتیگراد و کمترین افزایش آن در ماه ژانویه به میزان ۰.۳۳ درجه خواهد بود میانگین ساعات آفتابی تغییر محسوسی نداشت.

ونلون و همکاران^۱ (۲۰۰۶) برای بررسی و تحلیل تاثیر مخازن ذخیره آبی بر وضعیت منابع آب از مدل WEAP استفاده نمود. تحقیقات زیادی در نقاط مختلف دنیا با اهداف متفاوت و با استفاده از مدل SWAT انجام شده است.

ارنولد و همکاران^۲ در سال ۲۰۰۰ اقدام به شبیه سازی حوضه بالادست رودخانه میسیسیپی با استفاده از مدل SWAT به منظور برآورد میزان تغذیه و تخلیه آب زیرزمینی نمودند. مقایسه نتایج حاصل از مدل با نتایج حاصل از تکنیک جداسازی اتوماتیک مقادیر تغذیه و جریان پایه از رواناب روزانه بیانگر آن بود که مدل مقدار تغذیه را بیشتر برآورد می کند در حالیکه جریان پایه در هر دو حالت مقداری نزدیک به هم دارند.

الریچ^۳ و همکاران در سال ۲۰۰۹ اقدام به بررسی سناریوهای مختلف مدیریتی بر رواناب در حوضه‌های در آلمان نمودند. نتایج حاصل از تحقیق آنها اهمیت بالای انتخاب نوع محصولات کشاورزی متناسب با رواناب در منطقه مورد مطالعه نشان داده شد.

اخوان و همکاران در سال ۲۰۱۰ اقدام به استفاده از مدل SWAT برای ارزیابی کارایی مدل در شبیه سازی نیترا در حوضه بهار واقع در همدان نمودند. آنها در تحقیق خود ابتدا اقدام به کالیبراسیون مدل بر اساس مشاهدات دبی نموده و سپس از مدل کالیبره شده میزان نیترا در حوضه بدست آوردند. میرصانع و همکاران در سال ۱۳۸۸ اقدام به مدلسازی هیدرولوژیکی حوضه کشکان از زیرحوضه های کرخه و بررسی عوامل و پارامترهای مؤثر بر این حوضه با استفاده از مدل SWAT نمودند. آنها در تحقیق خود، تأثیر سناریوهای مختلف تغییر کاربری اراضی در منطقه مورد مطالعه را مورد ارزیابی قرار دادند. بر اساس این مطالعه، پارامترهای شماره منحنی، ضریب تبخیر خاک و عمق کف لایه اول خاک دارای بیشترین اهمیت در منطقه مورد مطالعه بودند.

¹ Van Loon & Droogers (2006)

² J.G. Arnold, & Kiniry & Neitsch & Williams (2000)

³ Ullrich (2009)

علوی نیا و همکاران در سال ۱۳۸۹ اقدام به شبیه سازی دبی در حوضه آبریز سد اکباتان و تهیه نقشه CN خاک در این حوضه و با استفاده از مدل SWAT نمودند.

عباسپور و همکاران (۲۰۰۶) در پروژه ای از مدل SWAT برای شبیه سازی حوضه آبریز تور^۱ در سوئیس استفاده کرده اند. نکته مهم در این مطالعه استفاده از یک روش کالیبراسیون با تکیه بر عدم قطعیت پارامترهای مدل SWAT بود.

نظری و همکاران (۱۳۸۹) رواناب حوضه آبریز تالار در استان مازندران را با استفاده از مدل SWAT شبیه سازی کردند. مدل SWAT در طول دوره شبیه سازی دبی حوضه آبریز تالار زمان وقوع دبی های پیک را تا حد مطلوبی تشخیص داده است. همچنین نوسانات ماهانه دبی در مدل SWAT بطور مناسب مدل شد.

ونگ و ویلسون^۲ (۲۰۱۱) به مطالعه ای به شبیه سازی تاثیرات کاربری اراضی آینده و تغییر اقلیم روی آب سطحی در حوضه رودخانه دیپلین در شیکاگو - ایلینویز پرداختند.

راجش^۳ و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از مدل SWAT حوضه دریاچه وینیپگ کانادا برای یک بازه ۲۱ ساله مدل کردند سپس با تجزیه و تحلیل از مدل های آب و هوایی منطقه ای RCMS تغییرات اقلیم به طور خاص بارش و دما، در ذوب برف و رواناب با استفاده از مدل SWAT برای بازه ۲۰۶۲-۲۰۴۲ مدل کردند.

روح الله نژاد و همکاران (۲۰۱۳)، در تحقیقی به بررسی منابع آب حوضه دریای سیاه پرداخته اند. در آن مسائل ایجاد شده در ساخت مدل هایی در مقیاس بزرگ را شرح دادند. آنها از مدل SWAT برای مدل سازی و از بسته نرم افزاری SWAT-CUP و زیرمجموعه ی آن مدل SUFL2 برای کالیبراسیون و آنالیز عدم قطعیت مدل ساخته شده استفاده کردند. در بخشی از نتایج نشان داده شد، مناطقی در

¹ Thur

² Wilson & vang (2011)

³ Rajesh (2011)

اوکراین و رومانی هم مرز با دریای سیاه و بخش هایی از ترکیه و روسیه در حوزه، بالاترین کمبود آب را تجربه خواهند کرد.

فاضلی و همکاران (۱۳۹۳) اثر تغییر اقلیم بر منابع آبی را توسط مدل SWAT به صورت ماهانه و متوسط سالانه مورد ارزیابی قرار داد. پس از آنالیز حساسیت، قابلیت استفاده از الگوریتم PSO برای واسنجی و اعتبارسنجی مدل SWAT در محیط نرم افزار SWAT-CUP بررسی کرد. اثر تغییر اقلیم بر آب از سناریوی انتشار A2 از مجموعه سناریوهای مدل HadCM3 پس از انجام ریز مقیاس نمایی به روش CRU استفاده کرد. سپس تغییرات چهار پارمتر بارش، دمای حداقل، دمای حداکثر و غلظت CO2 در مدل SWAT برای سه دوره آینده نزدیک، میانی و دور در مدل SWAT وارد شد متوسط ماهیانه برای هر ماه نشان از کاهش بارش و افزایش دما بود. هم چنین در توزیع زمانی متوسط ماهانه، ماه های آخر زمستان و اوایل بهار به دلیل عدم مدلسازی دقیق ذوب برف در SWAT بیشترین میزان عدم قطعیت را نشان داد.

طیب زاده و همکاران (۱۳۹۳) اثرات تغییر اقلیم بر رواناب حوضه آبریز زرینه رود واقع در استان آذربایجان غربی با استفاده از مدل هیدرولوژیکی SWAT و مدل های اقلیمی (GCM) به صورت کمی مورد ارزیابی قرار داد. این مدل بارش-رواناب در مقابل داده های مشاهداتی دبی ماهانه واسنجی و صحت سنجی کرد. رواناب آینده در حوضه با به کار بردن داده های ریز مقیاس شده دما و بارش برای سه دوره سی ساله (۲۰۷۰s، ۲۰۵۰s، ۲۰۲۰s) با استفاده از شش مدل اقلیمی و سه سناریو A2، B1، A1B تخمین زده شد. نتایج بدست آمده نشان از افزایش متوسط دمای حوضه در آینده و همچنین کاهش بارش و رواناب داشت. همچنین متغیر های دیگر اقلیمی مانند بارش برف، ذوب برف و آبدهی کاهش و تبخیر-تعرق پتانسیل افزایش یافت.

نیرایولا^۱ و همکاران (2012)، حوضه نیمه خشک سانتاکروز آریزونا با مدل SWAT، مدل سازی کردن آنها بجای اینکه مدل را برای یک نقطه خروجی کالیبره کنند، برای چند نقطه حوضه بعنوان خروجی

¹ Niraula

کالیبره کردند، نتایجی حاصل می شود که به واقعیت کل حوضه نزدیک تر است. چون در قسمت های مختلف حوضه های خشک و نیمه خشک برای بیشتر سال بجز زمانی که واقعه سیل بزرگی داشته باشیم، جریانات ناپیوسته و نامرتبط هستند بنابراین جریان خروجی از حوضه نمی تواند بیانگر خصوصیات کل حوضه باشد.

مایت میویر و همکاران^۱ در سال ۲۰۱۵ با استفاده از مدل ارزیابی آب و خاک (SWAT)، به ارزیابی توانایی مدل برای شبیه سازی فرآیندهای هیدرولوژیکی در حوضه آبریز ایوکسولا در شمال اسپانیا پرداختند. آنها با استفاده از هدایت الکتریکی (EC) برای برآورد سهم رواناب از هر یک از زیرحوضه ها پرداختند. استفاده از این مفهوم منجر به یک شبیه سازی خوب شد. وقتی که کالیبراسیون با داده های اضافی تر انجام شد، یک شبیه سازی هیدرولوژیکی واقعی تر از حوضه بدست آمد.

رانگ گن^۲ و همکاران در سال ۲۰۱۵ اثرات تغییرات آب و هوایی پیش بینی شده بر رواناب ناشی از یخچال های طبیعی در حوضه رودخانه نارین در آسیای مرکزی را با استفاده از مدل SWAT انجام دادند. بررسی ها نشان می دهد یخچال های طبیعی کوچک اثر پذیری بیشتری نسبت به یخچال های بزرگتر دارند. و تا سال ۲۱۰۰ تنها ۸٪ این یخچال ها باقی می ماند. نرخ عقب نشینی برای یخچال های طبیعی کوچک (مساحت کمتر از 1 km²) بین سال های ۲۰۶۶ تا ۲۰۹۵ کند خواهد شد، ولی برای یخچال های بزرگ در کل قرن ۲۱ کاهش سطح یخچال ها ادامه پیدا خواهد کرد.

دیژان ژنگ^۳ و همکاران در سال ۲۰۱۵ طرح بهبود کالیبراسیون مدل SWAT را با جدا کردن فصول خشک و تر انجام دادند. ابتدا مدل یک بار برای فصل خشک و یک بار برای فصل تر اجرا و کالیبراسیون انجام گرفت. سپس با مدل کل سال ترکیب شد. آزمون خطای نش - شاتکیف برای مدل اجرا شده نشان از بهبود عملکرد شبیه سازی به این شیوه است.

¹Maite Meaurio(2015)

² Rong Gan(2015)

³ Xujie Zhang (2015)

۲-۴- نتیجه گیری از مطالعات انجام شده

از مطالب قسمت های قبل می توان نتیجه گیری کرد که در سال های اخیر پژوهش های کلی تغییر اقلیم در دو محور زیر بیشتر مورد توجه قرار گرفته است.

۱- بررسی رخداد تغییر اقلیم

۲- پیامد های تغییر اقلیم

از مطالعه و بررسی پژوهش های صورت گرفته در خصوص تاثیر تغییر اقلیم در بخش های هواشناسی و هیدرولوژی می توان روند انجام این پژوهش ها را بر شش محور کلی زیر تقسیم بندی نمود.

۱- آشکار سازی رخداد تغییر اقلیم

۲- به کارگیری نتایج مدل های اقلیمی برای پیش بینی شرایط آینده

۳- کوچک مقیاس سازی خروجی های مدل های اقلیمی گردش عمومی جو

۴- بکارگیری مدل های هیدرولوژیکی به منظور تبدیل داده های بارش به جریان رودخانه

۵- اجرای مدل های شبیه سازی برای مدیریت مخازن سد ها و شبکه های آبیاری در شرایط

تغییر اقلیم

با توجه به مطالب قسمت های قبل، با شبیه سازی شرایط اقلیمی حوضه آبریز تالار با پژوهش های بررسی شده می توان انتظار داشت مدل SWAT بتواند به خوبی شرایط هیدرولوژیکی حوضه آبریز تالار را شبیه سازی کند و نیز در طول دوره شبیه سازی، زمان وقوع دبی های پیک را تا حد مطلوبی تشخیص دهد. با در نظر گرفتن نتایج پژوهش های بررسی شده، تاثیر تغییر اقلیم بر حوضه آبریز تالار را می توان بدین صورت پیش بینی کرد که منطقه ی مورد مطالعه به دلیل قرار گیری در دامنه ی جنوبی البرز از شرایط آب و هوایی مرطوب به سمت نیمه خشک تغییر کند.

فصل سوم

مواد و روش ها

۳- مواد و روش ها

۳-۱- مدل های هیدرولوژیکی

۳-۱-۱- تاریخچه مدل های هیدرولوژیکی

مولوانی^۱ در سال ۱۸۵۰ اولین مدل هیدرولوژیکی به روش منطقی ابداع نمود. داریسی در سال ۱۸۵۶ نظریه خود را در ارتباط با تاثیر گرادیان فشار بر حرکت آب ارائه داد. سنت و نان در سال ۱۸۷۱ نظریه ریاضی در ارتباط با هیدرولیک رودخانه ارائه نمود. یکی از ابتدایی ترین تئوری ها در ارتباط با نفوذ پذیری بوسیله گرین و امت^۲ در سال ۱۹۱۱ ارائه گردید که با توجه به مفاهیم ساده و اصلی فیزیکی، یک فرمول ارائه شد که هنوز در محاسبه نرخ نفوذپذیری کاربرد دارد. پلس^۳ در سال ۱۹۸۲ از گروه مهندسی ارتش آمریکا روشی را برای روندیابی جریان ذخیره شده بدست آورد. ریچارد^۴ در سال ۱۹۳۱ قانون داریسی را با اضافه نمودن بقای جرم اصلاح نمود و شرمن^۵ در سال ۱۹۳۲ هیدروگراف واحد را توصیف نمود که رواناب را با مازاد بارش مرتبط می ساخت. فاز زیر زمینی سیکل هیدرولوژیکی توسط فیر و هتیچ^۶ در سال ۱۹۳۳ مورد تحقیق قرار گرفت که منجر بدست آوردن فرمولی برای نفوذپذیری، گردید (علوی نیا پایان نامه ارشد، ۱۳۸۸).

هورتون در سال ۱۹۳۳ تئوری امکان مدل نمودن حوضه آبریز با استفاده از روابط فیزیکی برای نفوذ پذیری، آبهای زیر زمینی، آب های سطحی و روندیابی رودخانه ابداع نمود. هورتون در سال ۱۹۳۹ برای جریان سطحی یک مدل نیمه تجربی را ارائه نمود. همچنین در سال ۱۹۴۵ در ارتباط با فرسایش زمین و میزان تولید جریان سطحی اقدام نمود. امروزه قوانین ابتدایی را به همین دلیل با نام قوانین هورتون می نامند که زیر بنای علم ژئومورفولوژی می باشد. هورتون با استفاده از برخی از

¹ -Mulvany

² Green & Ampt

³ -Puls

⁴ -Sherman

⁵ - Fair & Hatch

⁶ -Horton

فرمولهای تجربی اقدام به اندازه گیری تبخیر از سطح گیاهان برای شرایط گوناگون پوشش گیاهی نمود. هورتون، روش ^۱ SCS را که امروزه بعنوان روش منحنی SCS شناخته می شود را برای محاسبه رواناب طوفان^۲ ارائه نمود. که این روش در ابتدا به منظور مدل نمودن رواناب روزانه بود ولی نفوذ پذیری را نیز به خوبی مدل می نمود (علوی نیا پایان نامه ارشد، ۱۳۸۸).

در حوزه مدلسازی بارش _ رواناب مدل های گوناگون بسیاری در اواسط دهه ۱۹۵۰ به روی کار آمد. تلاش اصلی به منظور بکارگیری روش خطی منجر به تئوری هیدروگراف واحد لحظه ای توسط نش^۳ گردید. سپس تئوری هیدروگراف واحد توسط دوج^۴ تعمیم یافت لایتیل و ویتام^۵ در سال ۱۹۵۵ تئوری موج سینماتیکی را برای روند یابی جریان در رودخانه های بزرگ ارائه نمود. این تئوری امروزه نیز بعنوان یک ابزار استاندارد برای مدل نمودن جریان سطحی و یک سری از پروسه های هیدرولوژیکی بکار می رود. تا اواسط سال ۱۹۶۰ مدل های ابتدایی هیدرولوژیکی شامل پیدایش مفاهیم^۶، تئوریه ها و مدل های تقسیم کننده سیکل های هیدرولوژیکی^۷ مانند جریان سطحی، جریان در کانال، نفوذ، تبخیر و تعرق، جریان سطحی و جریان پایه بود. مکانیزم هورتون، مکانیزم جریان سطحی، توزیع مکانی و توزیع ذخیره به عنوان تقسیم کننده جریان شناخته می شود. فرمول های تجربی کستیاکو^۸ و هورتن هنوز در بعضی از مدل های رایج کاربرد دارد. با ارائه توصیف کاربردی تبخیر و تعرق از سطح دریاچه توسط کومینگ^۹ و ریچاردسون^{۱۰}، تغییر عمده ای در مدل های تبخیر و

^۱-The Soil Conservation Service

^۲-Storm runoff

^۳- Nash

^۴- Dooge

^۵- Lighthill & Whitham

^۶- Development of Concepts

^۷- Theories and models of the individual components of the hydrologic cycle

^۸- Kostiako

^۹-Cumming

^{۱۰}- Richardson

تغرق ایجاد گردید. همچنین کمیت های دیگری همانند تبخیر از سطح گیاهان، ذخیره چالاب^۱ بکار برده شد.

تلفیق مدل های هیدرولوژی و شبیه سازی کلیه فرآیندهای حوضه آبریز در سال ۱۹۵۹ آغاز شد دهه ۱۹۶۰ را می توان بعنوان انقلابی در همبستگی بین اجزا مختلف سیکل هیدرولوژیکی و ایجاد یک شبیه سازی مجازی در حوضه آبریز دانست. کامل ترین مدل، مدل حوضه آبریز استنفرد^۲ SWM است که در سال ۱۹۶۶ توسط لینسی کرافورد توسعه داده شد. امروزه SWM با نام HSPF^۳ شناخته می شود. HSPF مدلی است که میزان تغییرات در آب، رسوبگذاری و مقادیر شیمیایی در ذخیره گاه را ارائه می کند. این مدل حوضه را تنها متناسب با بهره وری زمین تقسیم می نماید. این مدل را می توان اولین تلاش در جهت شبیه سازی مجازی سیکل هیدرولوژیکی دانست. گسترش وسیع کامپیوتر منجر به پیشرفت در هیدرولوژی حوضه آبریز سطحی در سال ۳۵ اخیر گردید. در طول دهه های ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰ مدل هایی ابداع گردید که نتها برای شبیه سازی هیدرولوژیکی حوضه بلکه برای مدیریت زیست محیطی و اکوسیستم قابل استفاده بود. ابداع مدل های جدید و اصلاح مدل های گذشته هنوز نیز ادامه دارد (علوی نیا پایان نامه ارشد، ۱۳۸۸).

۳-۱-۲- طبقه بندی مدل های هیدرولوژیکی

مدل های حوضه آبریز بر پایه بازسازی، پیش بینی، تولید و مدیریت منابع آب می باشد. از طرفی این مدل ها به منظور درک ارتباط دینامیکی بین آب و هوا و هیدرولوژی سطح زمین بکار می روند. جمع آوری کامل و بدون نقص که شامل تمام اطلاعات هیدرولوژیکی و پایه حوضه آبریز شود به ندرت صورت می گیرد. از طرفی به دلیل تغییرات مداوم در هیدرولوژی، امکان هماهنگی و همبستگی این اطلاعات بسیار پایین است. بنابراین به دلیل غیر همگنی و متغیر بودن این اطلاعات استفاده از آنها در

^۱- Depression Storage

^۲- Stanford Watershed Model

^۳- Hydrological Simulation Fortran Program

پیش بینی ها دارای محدودیت می باشد. بنابراین مدل ها به سمت فرآیندهای هیدرولوژی و شبیه سازی های کامپیوتری آنها حرکت می کنند.

دو هدف اصلی از انجام مدلسازی هیدرولوژیکی عبارتند از (وات^۱ ۲۰۰۶):

۱- توصیف موقعیت های فعلی یا پیش بینی شرایطی که در آن داده های اندازه گیری می شود.

۲- ایجاد ارتباط بین فرآیندهای مهم در سیستم و عکس العمل آنها با هدف خلاصه کردن،

ارزیابی و شبیه سازی آنها.

در استفاده از یک مدل هیدرولوژیکی توجه به گامهای اساسی زیر ضروری می باشد.

۱- تعریف مسئله ۴- واسنجی مدل

۲- انتخاب طبقه مدل هیدرو لوژیکی ۵- ارزیابی مدل

۳- انتخاب نوع مدل در کلاس انتخاب شده ۶- استفاده از مدل

مدل های هیدرولوژیکی را می توان به روش های مختلف طبقه بندی کرد. مهمترین آنها عبارتند از (وات ۲۰۰۶):

۱- تصادفی یا قطعی^۲ ۳- دائمی یا غیر دائمی^۳

۲- توده ای یا توزیعی^۴ ۴- پیوسته یا تک واقعه^۵

در شکل (۱-۳) این طبقه بندی به صورت نمودار نمایش داده شده است.

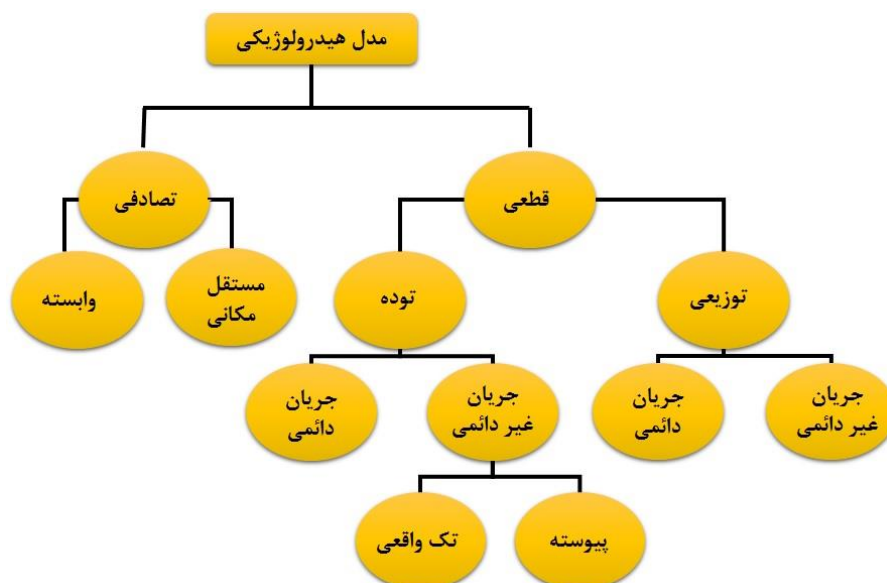
^۱ - J.L.Watts

^۲ - Stochastic or Deterministic

^۳ - Lumped or Distributed

^۴ - Steady or Unsteady

^۵ - Continuous or Event-Based



شکل (۱-۳) طبقه بندی مدل های هیدرولوژیکی

امروزه در شبیه سازی حوضه آبریز از مدل های هیدرولوژیکی استفاده می شود که در ساختار داخلی و ترکیب با یکدیگر متفاوتند. تعدادی مدل های هیدرولوژیکی رایج در جهان، در جدول (۱-۳) معرفی شده اند. (ایسکارا^۱، ۲۰۰۷).

¹ - I.Iskra (2007)

جدول (۳-۱) پر کاربرد ترین مدل های هیدرولوژیکی در جهان (ایسکرا ۲۰۰۷)

ردیف	نام مدل	قابلیت های شبیه سازی
1	AGNPS	کیفیت آب
2	ANSWERS	اثرات کشاورزی
3	CREAMS	رواناب، فرسایش و انتقال شیمیایی
4	GLEAMS	هیدرولوژیکی، رسوب، کیفیت آب
5	HEC-HMS	فرآیند های بارش رواناب
6	HSPF	هیدرولوژیکی ، هیدرولیکی و کیفیت آب
7	HYDROTEL	هیدرولوژیکی
8	IHDM	فرایندهای بارش رواناب
9	Mike SHE	فرآیند های فاز خشکی چرخه هیدرولوژیکی
10	QUAL2EU	کیفیت آب
11	SAC-SMA	خصوصیات خاک مرطوب و اثر آن بر جریان
12	SWAT	کمی کردن فعالیت های مدیریت آب
13	SWMM	پیش بینی سیلاب
14	SWRRB/WQ	رواناب و رسوب
15	TOPMODEL	فرآیندهای بارش رواناب
16	UBC	رواناب ناشی از ذوب برف و یخ
17	WASP	انتقال بار و کیفیت آب
18	WATFLOOD	جریان سیلاب
19	WinSRM	رواناب ذوب برف و تغییر اقلیم
20	WMS	هیدرولوژیکی و هیدرولیکی
21	Xinanjiang	هیدرولوژیکی (مناطق خشک و نیمه خشک)

۳-۲- مدل SWAT

مدل SWAT مخفف (Soil and Water Assessment Tool) مدلی برای شبیه سازی حوضه آبریز است. این مدل، نیمه توزیعی - فیزیکی بوده که توسط سرویس تحقیقات کشاورزی ایالات متحده آمریکا در اوایل در دهه 1980 میلادی به سرپرستی دکتر جف آرنولد^۱ توسعه داده شد. این مدل از آن زمان تا کنون پیوسته در حال گسترش بوده و هم اکنون SWAT 2012 آخرین نسخه این مدل می باشد (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

مدل SWAT، یک مدل مفهومی بر مبنا فیزیکی است. بجای استفاده از معادلات برای توضیح متغیر های ورودی و خروجی، نیاز به اطلاعات خاصی از قبیل هواشناسی، خصوصیات خاک، توپوگرافی، پوشش گیاهی و فعالیت های مدیریتی در حوضه آبریز دارد. مدلی پیوسته است و برای شبیه سازی طولانی مدت بکار برده می شود. برای شبیه سازی وقایعی چون روندیابی سیلاب بصورت تک واقعه و کوتاه مدت طراحی نشده است (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲). همچنین مدل نیمه توزیعی می باشد (عباسپور و همکاران، ۲۰۰۷).

مدل SWAT ترکیبی از انواع مدل های ARS^۲ بوده و مستقیماً از مدل SWRRB^۳ نتیجه شده است. مدلهای دیگری که در توسعه مدل SWAT نقش داشته اند عبارتند از: CREAMS^۴، EPIC^۵ و GLEAMS^۶.

^۱ - Jeff Arnold

^۲ - Agricultural Research Service

^۳ - Simulator for Water Resources in Rural Basins , (Williams et al., 1985; Arnold et al., 1990)

^۴ - Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems , (Knisel, 1980)

^۵ - Erosion-Productivity Impact Calculator , (Williams et al., 1984)

^۶ - Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems , (Leonard et al., 1987)

۳-۲-۱- خصوصیات مدل SWAT

مدل SWAT، مدلی نیمه توزیعی مکانی و پیوسته زمانی است که سعی شده از روابط فیزیکی در تهیه آن استفاده شود.

نیمه توزیعی مکانی: کوچکترین واحد کاری در این مدل واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی یا HRU^1 است که از ترکیب نقشه های خاک، کاربری اراضی و طبقات شیب بدست می آید. این کار از این جهت انجام می شود که تا حد امکان از نظر هیدرولوژیکی مشابه باشند (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

پیوسته زمانی: مدل برای دوره های زمانی طولانی طراحی شده است و برای پیش بینی اتفاقات گسسته نظیر روندیابی تک واقعه سیل، طراحی نشده است (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

فیزیکی: بیشتر از اینکه بر معادلات رگرسیونی و همبستگی های ریاضی بین ورودی ها و خروجی استوار باشد به اطلاعات خاصی درمورد آب و هوا، مشخصات خاک، توپوگرافی، پوشش گیاهی و اقدامات مدیریتی حوضه آبریز نیاز دارد. فرآیندهای فیزیکی مرتبط با چرخه آب، حرکت رسوب، رشد گیاهان، چرخه نیترات و غیره مستقیماً با این داده های ورودی، مدل می شوند (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

۳-۲-۲- مدلسازی SWAT

مدل SWAT، فرآیندهای مختلفی را شبیه سازی می کند. برای انجام شبیه سازی، حوضه به زیر حوضه هایی کوچکتری تقسیم شده و فرآیندها در هر زیر حوضه مورد مطالعه قرار می گیرند. در مدل SWAT، کلیه فرآیندهای فیزیکی که در حوضه آبریز رخ می دهند، توسط روابط تعادل آب^۲ محاسبه می شوند.

¹ - Hydrological Response Units

² - Water Balance

```

graph TD
    A[نظرات جوی] --> B[بارش]
    A --> C[آب ناشی از ذوب برف]
    A --> D[برف - از روش شاخص دما]
    B --> E[نفوذ]
    E --> F[حرکت در منطقه غیر اشباع]
    C --> G[تبخیر و تعرق]
    D --> G
    G --> F
    G --> H[بارش مازاد]
    H --> I[جریان پایه]
    I --> J[رواناب سطحی]
    J --> K[۱- روش عدد منحنی]
    J --> L[۲- روش نفوذ گرین امپت]
    J --> M[روند یابی]
    M --> N[۱- روش ذخیره متغییر]
    M --> O[۲- روش ماسکینگهام]
  
```

نظرات جوی

- بارش
 - نفوذ
 - حرکت در منطقه غیر اشباع
- آب ناشی از ذوب برف
 - تبخیر و تعرق
 - حرکت در منطقه غیر اشباع
 - بارش مازاد
 - جریان پایه
 - رواناب سطحی
 - ۱- روش عدد منحنی (استفاده شده در این تحقیق)
 - ۲- روش نفوذ گرین امپت
- برف - از روش شاخص دما
 - تبخیر و تعرق
 - بارش مازاد
 - جریان پایه
 - رواناب سطحی
 - ۱- روش عدد منحنی (استفاده شده در این تحقیق)
 - ۲- روش نفوذ گرین امپت

۱- روش هارگریوز (استفاده شده در این تحقیق)

۲- روش پریسلی - تیلور

۲- روش پنمن - مونتیث

روند یابی

۱- روش ذخیره متغییر (استفاده شده در این تحقیق)

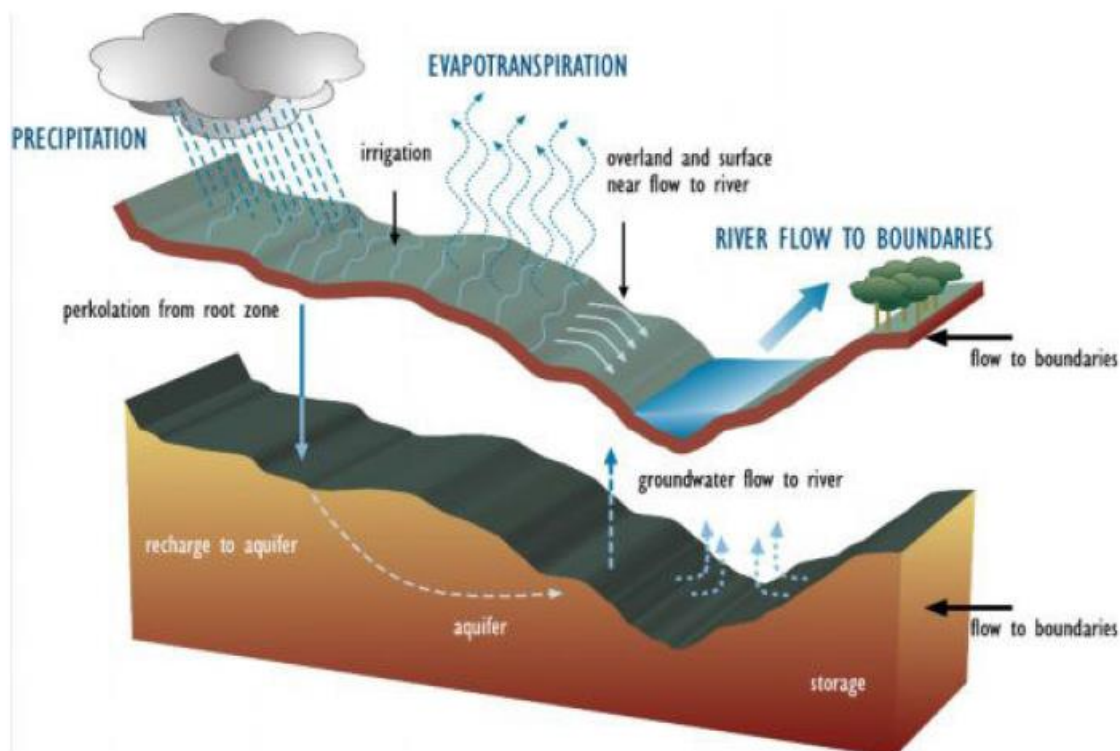
۲- روش ماسکینگهام

رواناب سطحی

۱- روش عدد منحنی (استفاده شده در این تحقیق)

۲- روش نفوذ گرین امپت

برای شبیه سازی دقیق تر فرآیندها، چرخه هیدرولوژیکی شبیه سازی شده توسط مدل، باید با آنچه که در حوضه آبریز رخ می دهد، مطابقت داشته باشد. به این منظور، شبیه سازی هیدرولوژیکی حوضه آبریز به دو بخش اصلی تقسیم بندی می شود. اولین تقسیم بندی، فاز خشکی چرخه هیدرولوژیکی است. در فاز خشکی چرخه هیدرولوژیکی، مقدار آب، رسوب و غیره در کانال اصلی و در هر زیر حوضه کنترل می شود. تقسیم بندی دوم، فاز آب یا روند یابی چرخه هیدرولوژیکی است، که بصورت انتقال آب، رسوب و غیره از میان شبکه کانال های حوضه آبریز به خروجی، معرفی می شود در شکل ۳-۳ چرخه هیدرولوژیکی و مولفه های تعادل آب در مدل SWAT نشان داده شده است.



شکل (۳-۳) چرخه هیدرولوژیکی و مولفه های تعادل آب در مدل SWAT (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲)

فاز خشکی چرخه هیدرولوژیکی^۱ در مدل SWAT

چرخه هیدرولوژیکی شبیه سازی شده توسط SWAT بر اساس معادله تعادل آب بصورت زیر می باشد. (عباسپور و همکاران، ۲۰۰۷).

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} + Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \quad (۱-۳)$$

که در آن SW_t ، آب ذخیره شده در خاک در پایان هر بازه زمانی؛ SW_0 ، مقدار آب اولیه موجود در خاک؛ R_{day} ، مقدار بارش در هر روز؛ Q_{surf} ، مقدار رواناب سطحی در هر روز؛ E_a ، مقدار تبخیر و تعرق روزانه؛ t ، زمان؛ W_{seep} ، مقدار آب نفوذ کرده به منطقه زیر قشری در پروفیل خاک و Q_{gw} ، مقدار آب نفوذی به سفره زیرزمینی می باشد.

^۱ - Land Phase of the Hydrologic Cycle

در مدل SWAT، ابتدا از روی نقشه DEM^۱ حوضه آبریز به تعداد زیر حوضه تقسیم می شود. زیر حوضه ها نیز بر مبنای نقشه های خاک و کاربری اراضی به واحدهای کوچکتری تحت عنوان واحدهای پاسخگوی هیدرولوژیکی HRU تقسیم بندی می شوند. خصوصیات این واحد ها در تشابه هیدرولوژیکی آنهاست؛ یعنی توپوگرافی، مشخصات خاک و کاربری اراضی در هر HRU تقریباً یکسان می باشند (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

این تقسیم بندی، این توانایی را به مدل می دهد، تا تفاوت های تبخیر و تعرق را برای خاکها و گیاهان مختلف منعکس کند. همچنین، رواناب در هر HRU، جداگانه شبیه سازی می شود و برای تعیین رواناب کل حوضه آبریز، با استفاده از یکی از دو روش ماسکینگهام و یا ذخیره متغیر، روندیابی می شود. با این عمل، دقت شبیه سازی افزایش یافته و توضیح فیزیکی بهتری از معادله تعادل آب، بیان می شود (عباسپور و همکاران، ۲۰۰۷).

داده های اقلیمی:

مدل برای شبیه سازی به اطلاعات اقلیمی نظیر بارش روزانه، حداکثر و حداقل حرارت روزانه، تابش خورشیدی روزانه، متوسط سرعت باد روزانه و متوسط رطوبت نسبی روزانه نیاز دارد. این اطلاعات یا بصورت مستقیم بعنوان داده اندازه گیری شده و مشاهداتی به مدل وارد می شوند و یا توسط زیربرنامه مولد اقلیمی^۲ ساخته می شوند. مقادیر روزانه پارامترهای اقلیمی از روی متوسط ماهانه ایجاد می شوند. مدل در این حالت مجموعه ای از اطلاعات را به صورت مستقل برای هر زیر حوضه تولید می کند و هیچ همبستگی و ارتباط مکانی بین مقادیر تولید شده برای زیر حوضه های مختلف وجود ندارد.

در این حالت ما داده هایی مانند بارش و دما برای ایستگاه های دارای آمار را به مدل وارد می کنیم. همچنین آمار ماهانه یک ایستگاه در منطقه مورد نظر یا در نزدیکترین فاصله از آن، که دارای آمار

^۱ - Digital Elevation Model

^۲ - Weather Generator

بلندمدت و کامل می باشد را بعنوان مولد آمار به مدل می دهیم تا هم نواقص آمار موجود را اصلاح کند و هم اینکه برای مولفه هایی که آمار نداریم (مانند رطوبت نسبی و سرعت باد) مقداری را شبیه سازی کند.

الف) برف : در مدل SWAT، بارش بصورت برف و باران، با استفاده از دمای متوسط روزانه طبقه بندی می شود. دمای بحرانی، برای تفکیک بارش بصورت برف یا باران، توسط کاربر تعریف می شود. اگر دمای میانگین روزانه، کمتر از دمای حدی باشد، بارش در هر HRU، بصورت برف طبقه بندی شده و آب معادل بارش برف به برف پشته اضافه می شود. بارش برف در سطح زمین به شکل برف پشته^۱ ذخیره می شود و مقدار آب ذخیره شده در آن، بصورت آب معادل برف گزارش می شود. برف پشته با بارش برف اضافی، افزایش و با ذوب برف یا تصعید، کاهش می یابد. تعادل جرم برای برف پشته عبارتست از (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲):

$$SNO = SNO + R_{day} - E_{sub} - SNO_{milt} \quad (2-3)$$

SNO - میزان آب برف پشته روزانه (mm)

E_{sub} - مقدار تصعید روزانه (mm)

R_{day} - مقدار بارش روزانه (فقط اگر $\overline{T_{av}} \leq T_{s-r}$ باشد، اضافه می شود)

SNO_{milt} (mm) - مقدار ذوب برف روزانه (mm)

¹ - Snow Pack

ب) تابش

انرژی تابشی خورشیدی عملاً تنها منبع انرژی است که فرآیندهای اقلیمی در زمین را تحت تأثیر قرار می دهد. وقتی آب بصورت بارش به سیستم معرفی شود، انرژی در دسترس، خصوصاً تابش خورشیدی، نقش مهمی در کنترل آب در فاز خشکی چرخه هیدرولوژیکی دارد. دما و تابش، تأثیر زیادی در فرآیندهای بارش برف، ذوب برف و تبخیر دارند. از آنجا که تبخیر، اولین آب خروجی از حوضه آبریز است، انرژی های ورودی در شبیه سازی دقیق تعادل آب، نقش مهمی دارند (راهنما تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

بخشی از تابش ورودی به اتمسفر، پراکنده و بخشی دیگر جذب می شوند. مقدار افت انرژی تابعی از مقدار عبور اتمسفر، ترکیب و تمرکز مواد متشکله هوا در موقعیت مورد نظر، مسیر عبور امواج و طول موج بلند می باشد (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

بدلیل پیچیدگی این فرآیند و عدم وجود اطلاعات مفصل، برای پیش بینی دقیق مقدار افت انرژی تابشی، در SWAT فرض می شود که ۲۰ درصد انرژی تابشی در حین عبور از جو در آسمان بدون ابر، افت می کند (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

مقدار تابش روزانه مورد نیاز در SWAT، می تواند از فایل های ورودی خوانده شود و یا اینکه توسط مدل تولید شود. همچنین مدل قابلیت محاسبه تابش ساعتی را نیز دارد. در SWAT، مدل روزانه آلبدو α ، بصورت تابعی از نوع خاک، پوشش گیاهی و پوشش برف محاسبه می شود (راهنما تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

ج) دما

مدل SWAT به دمای روزانه ماکزیمم و مینیمم برای انجام شبیه سازی نیاز دارد، این داده ها می تواند بصورت فایل ورودی به مدل معرفی شوند، یا از مقادیر متوسط ماهیانه توسط مدل تولید شوند. دقت نتایج مدل، با استفاده از داده های دمای اندازه گیری شده، بطور مشخص بهبود می یابد (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

د) بارش

مقدار بارشی که روزانه به زمین می رسد، می تواند توسط فایل ورودی به مدل معرفی شود، یا توسط مدل ساخته شود. قابلیت مدل SWAT در تولید هیدروگراف جریان مشاهداتی، با استفاده از داده های بارش اندازه گیری شده، بهتر خواهد شد. متأسفانه، حتی با استفاده از بارش اندازه گیری شده، می توان انتظار خطاهایی را بدلیل عدم دقت در داده های بارش داشت. خطاهای اندازه گیری بارش در گیج های اختصاصی، ناشی از علل مختلفی است. همچنین، زمانی که بارش منطقه ای از مقادیر نقطه ای تخمین زده شود، خطای دیگری ایجاد می کند. بنابراین، در SWAT، بارش کل یا میانگین برای دوره های سالانه یا بیشتر دارای عدم قطعیت نسبی ۱۰ درصد می باشد (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

۳-۲-۱- مولفه های هیدرولوژیکی

بارندگی ممکن است توسط سطح گیاهان جذب (ذخیره برگابی) شود و یا به سطح خاک برسد. آب در سطح خاک به داخل خاک نفوذ می کند و یا در سطح جاری می شود و به رودخانه می ریزد. آب نفوذی به خاک ممکن است در آن بماند و بعداً تبخیر شود و یا به آرامی از راه جریانات زیرسطحی به سیستم آب سطحی بازگردد. اجزایی که بعنوان هیدرولوژی در مدل شبیه سازی می شود عبارتند از: ۱- ذخیره در پوشش برگاب ۲- نفوذ ۳- بازگشت مجدد رطوبت ۴- تبخیر و تعرق ۵- جریان جانبی یا جریان زیر سطحی ۶- جریان سطحی ۷- برکه ها و مرداب ها ۸- آبراهه های فرعی ۹- جریان بازگشتی.

آبی که بصورت برگاب در ذخیره پوشش گیاهی نگهداری می شود، آماده تبخیر است. هنگام استفاده از روش منحنی، ذخیره پوشش گیاهی در محاسبات رواناب سطحی در نظر گرفته می شود. از طرفی، در روش Green & Ampt برای مدل سازی نفوذ و رواناب، برگاب می بایست، جداگانه مدلسازی شود. در SWAT کاربر می تواند مقدار ماکزیمم برگاب را در ماکزیمم شاخص مساحت برگ، وارد نماید

(راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

نفوذ با زمان کاهش می یابد تا اینکه به مقدار ثابتی می رسد. نرخ اولیه نفوذ وابسته به مقدار رطوبت خاک قبل از ورود آب از سطح زمین است. نرخ نهایی نفوذ برابر با هدایت هیدرولیکی اشباع در خاک است. آب نفوذ یافته در خاک در ابتدا ممکن است، تبخیر شود، یا از طریق ریشه گیاهان به سطح آمده و تعرق یابد. مقدار آب نفوذ یافته مازاد بر تبخیر و تعرق و در شرایط اشباع، تحت نیروی ثقلی به لایه های زیرین خاک جریان می یابد (راهنما تئوریک SWAT ، ۲۰۱۲).

توزیع مجدد^۱ با انتقال پیوسته آب در پروفیل خاک، در سطح خاک کاهش می یابد و تحت تاثیر رطوبت پروفیل خاک قرار دارد. وقتی مقدار رطوبت در کل پروفیل یکنواخت شود، توزیع مجدد قطع می شود.

مولفه توزیع مجدد در SWAT با استفاده از تکنیک روند یابی ذخیره ای^۲، جریان در لایه خاک را پیش بینی می کند. نرخ جریان توسط هدایت اشباع، کنترل می شود. توزیع مجدد تحت تاثیر دمای خاک قرار دارد. وقتی دمای لایه خاصی صفر درجه یا کمتر شود، هیچ توزیع مجددی صورت نمی گیرد. در SWAT جریان آب در خاک تنها در شرایط اشباع شبیه سازی می شود. مقدار آب موجود در هر لایه خاک، با فرض یکنواخت بودن رطوبت در هر لایه، توسط مدل محاسبه می شود. این فرض سبب نادیده گرفتن انتقال آب در شرایط غیر اشباع می شود. جریان غیر اشباع در مدل SWAT بطور غیر مستقیم و به صورت تبخیر از لایه های خاک یا جذب ریشه در هر لایه خاک محاسبه می شود (علوی نیا پایان نامه ۱۳۸۸).

در مدل SWAT جریان آب در لایه های خاک اشباع به دو صورت شبیه سازی می شود، جریان جانبی در لایه فوقانی پروفیل خاک (با عمق حداکثر ۲ متر) در امتداد شیب و نفوذ آب در اثر ثقل در خاک تا سفره آب زیرزمینی سطحی یا غیر محصور. جریان جانبی و حرکت آب در راستای ثقل در

¹ - Redistribution

² - Storage Routing Technique

پروفایل همزمان رخ می دهند و تابعی از شرایط فیزیکی خاک، تغییرات جنس خاک در راستای قائم و شیب زمین هستند (علوی نیا پایان نامه ۱۳۸۸).

جریان زیر سطحی^۱ در زیر سطح زمین و بالای ناحیه اشباع، در امتداد سطح زمین و به موازات رواناب سطحی، جریان یافته و به رودخانه می ریزد. مدل ذخیره سینماتیک^۲ برای پیش بینی این جریان در لایه خاک استفاده می شود. جریان برگشتی^۳ یا جریان پایه، حجم جریانی است که از آب زیر زمینی تغذیه می شود. در SWAT آب زیر زمینی در دو سیستم آبخوان طبقه بندی می شوند، آبخوان کم عمق و نا محصور که جریان پایه را به جریان سطحی در داخل حوضه آبریز منقل می کند. و آبخوان عمیق و محدود شده که جریان پایه را در خارج از حوضه آبریز به جریان سطحی منتقل می کند (علوی نیا پایان نامه ۱۳۸۸).

تبخیر و تعرق^۴ شامل تبخیر از رودخانه ها و دریاچه ها، خاک لخت و سطوح گیاه می باشد. تبخیر از سطوح گیاهان، تعرق^۵ و از سطوح برف و یخ، تصعید^۶ اطلاق می شود. در مدل SWAT محاسبه تبخیر از خاک و گیاه جداگانه انجام می شود. تبخیر واقعی آب خاک با استفاده از توابع نمایی عمق خاک و میزان رطوبت برآورد می شود. تعرق گیاه، بصورت تابع از تبخیر و تعرق پتانسیل و شاخص پوشش برگ شبیه سازی می شود. تبخیر و تعرق پتانسیل، نرخ است که تبخیر و تعرق از سطحی که بطور کامل و یکنواخت توسط گیاهان پوشیده شده است، رخ خواهد داد. سه گزینه برای تخمین تبخیر و تعرق پتانسیل در مدل، پیشنهاد شده است (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

• روش هارگریوز^۷ (در سال ۱۹۸۵)

• روش پریسلی _ تیلور^۸ (در سال ۱۹۷۲)

^۱-Lateral Subsurface Flow

^۲- Kinematic Storage Model

^۳- Return Flow

^۴- Evapotranspiration

^۵-Transpiration

^۶- Sublimation

^۷- Hargreaves

^۸- Priesley-Taylor

• روش پنمن - مانتیث^۱ (در سال ۱۹۶۵)

رواناب سطحی یا جریان روزمینی، جریانی است که در سطح شیبدار رخ می دهد. مجموعه بارش (برف و باران) و ذوب برف با توجه به شرایط و مشخصات فیزیکی خاک در زمین نفوذ کرده و یا به شکل رواناب سطحی جریان می یابند. حجم رواناب سطحی در هر HRU، در SWAT، با استفاده از روش شماره منحنی^۲ SCS یا روش Green & Ampt محاسبه شود (راهنما تئوریک SWAT، ۲۰۱۲). SWAT قابلیت تخمین رواناب در خاک های منجمد را دارد. زمانی که لایه اول خاک، در دمای کمتر از صفر درجه باشد به عنوان خاک یخ زده تعریف می شود. در این شرایط، مدل رواناب را برای خاک های یخ زده افزایش می دهد. کل رواناب سطحی تولید شده بر حسب شرایط تعریف شده می تواند به مخازن یا آبگیرها^۳، سفره های آب زیر زمینی و یا جریان رودخانه ها پیوندد. در صورت وجود آبگیر، بخشی از رواناب سطحی به این مخزن می ریزد. آبگیر ها ذخایر آبی هستند که در حوضه، رواناب سطحی را نگه می دارند و آب موجود در آنها، صرف آبیاری، تبخیر و تفرق و نفوذ به سفره های آب زیر زمینی می شود و آب مازاد بر آنها به رود خانه های پایین دست می ریزد.

۳-۲-۲- فاز روند یابی چرخه هیدرولوژیکی^۴ در مدل SWAT

هنگامی که توسط SWAT، ظرفیت های بارگیری آب، رسوب، نیتрат ها و آلاینده ها در کانال اصلی تعیین شدند، ظرفیت های بارگیری در طول شبکه جریان حوضه آبریز روندیابی می شوند. جریان در کانال، با استفاده از روش ضریب ذخیره متغیر توسعه یافته توسط Williams در سال ۱۹۶۹ یا روش روندیابی ماسکینگهام، روندیابی می شود (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

روندیابی در مخزن

تبادل آب در مخازن شامل جریان داخلی، جریان خارجی، بارش باران روی سطح، تبخیر، تراوش از زیر مخزن و انحرافات می باشد.

^۱ Monteith

^۲ - USDA Soil Conservation Service , (1972)

^۳ - Ponds

^۴ -Routing Phase of the Hydrologic Cycle

۳-۲-۲-۳- روابط حاکم بر فرآیندهای هیدرولوژیکی SWAT

الف) رواناب سطحی

در مدل SWAT دو روش برای تخمین رواناب سطحی قابل استفاده است (راهنمای تئوریک

SWAT، ۲۰۱۲)

۱- روش شماره منحنی SCS

این رابطه برای ایجاد اصولی منسجم جهت تخمین مقدار رواناب تحت کاربری ها و خاک های مختلف توسعه داده شده است. رابطه SCS بدین صورت است:

$$Q_{SUR} = \frac{(R_{SUR} - 0.2S)^2}{(R_{day} + 0.8S)} \quad (3-3)$$

Q رواناب سطحی (بر حسب میلی متر)، R عمق بارش در روز (بر حسب میلی متر)، S نگاهداشت سطحی خاک (بر حسب میلی متر) می باشد. پارامتر S به صورت مکانی با تغییرات خاک، کاربری اراضی، مدیریت و شیب و به صورت زمانی با تغییرات رطوبت خاک تغییر می کند. پارامتر نگاهداشت به صورت زیر تعریف می گردد:

$$S = 25.4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (4-3)$$

CN مقدار شماره منحنی در روز مورد نظر می باشد. CN به عواملی نظیر: گروه هیدرولوژیکی خاک، پوشش زمین و شرایط رطوبت پیشین بستگی دارد. SCS سه شرایط رطوبتی پیشین خشک، متوسط و تر را تعریف می کند. مقادیر موجود در جدول SCS برای خاک های مختلف و شرایط پوشش زمین مختلف بر اساس شرایط رطوبت پیشین می باشند. شماره منحنی برای شرایط رطوبتی خشک و تر از روابط زیر محاسبه می گردد:

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20(100 - CN_2)}{[100 - CN_2 + \exp(2.533 - 0.636(100 - CN_2))]} \quad (5-3)$$

$$CN_3 = CN_2 \exp[0.00673(100 - CN_2)] \quad (۶-۳)$$

که CN_1 شماره منحنی برای شرایط خشک، CN_2 شماره منحنی برای شرایط متوسط و CN_3 شماره منحنی برای شرایط تر می باشد.

۲- روش نفوذ Green&Ampt

$$f_{inf,t} = K_e \left(1 + \frac{\Psi_{wf} \Delta\theta_v}{F_{int,t}} \right) \quad (۷-۳)$$

که در آن f سرعت نفوذ در زمان K ، (mm/hr) ، هدایت هیدرولیکی موثر Ψ پتانسیل ماتریکس جبهه رطوبت (mm/mm) ، $\Delta\theta_v = (mm)$ تغییرات حجمی رطوبت خاک در جبهه رطوبتی F نفوذ تجمعی در زمان t (میلی متر) است.

هنگامی که شدت بارش از سرعت نفوذ کمتر باشد تمام بارش در طی گام زمانی نفوذ می کند و نفوذ تجمعی برای گام زمانی مورد نظر از رابطه زیر بدست می آید:

$$F_{inf,t} = F_{int,t-1} + R_{\square t} \quad (۸-۳)$$

$F_{int,t}$ نفوذ تجمعی در یک دوره زمانی (میلی متر) ، $F_{int,t-1}$ نفوذ تجمعی در دوره زمانی قبل، R مقدار بارندگی در طول دوره زمانی (میلی متر) هدایت هیدرولیکی موثر تقریباً نصف هدایت هیدرولیکی اشباع خاک می باشد.

$$K_e = \frac{56.82 K_{sat}^{0.286}}{1 + 0.051 \exp(0.062 CN)} - 2 \quad (۹-۳)$$

K_e هدایت هیدرولیکی موثر K_{sat} هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (mm/hr) و CN شماره منحنی است.

ب) تبخیر و تعرق

در مدل SWAT، از سه روش زیر برای تخمین تبخیر و تعرق پتانسیل (PET) استفاده می شود (راهنما تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

۱- روش پنمن-مانتیت^۱

$$\lambda E = \frac{\Delta(H_{net} - G) + p_{air} C_p [e_z^o - e_z] / r_a}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_c}{r_a})} \quad (۱۰-۳)$$

که در آن: λ گرمای نهان تبخیر (مگاژول بر کیلوگرم)، E تبخیر و تعرق (میلی متر در روز)، Δ شیب منحنی فشار بخار اشباع در مقابل درجه حرارت ($KPa\ C^{-1}$). H_{net} تشعشع (مگاژول بر متر مربع در روز)، G شار گرما به داخل خاک (مگاژول بر مترمربع در روز)، ρ جرم مخصوص هوا (کیلوگرم بر متر مکعب)، C_p گرمای ویژه در فشار ثابت (مگاژول بر کیلوگرم بر درجه سانتی گراد).

۲- روش پریسلی-تیلور

$$\lambda E_0 = \alpha_{PET} \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (H_{net} - G) \quad (۱۱-۳)$$

λ گرمای نهان تبخیر (مگاژول بر کیلوگرم)، E_0 پتانسیل تبخیر و تعرق (میلی متر در روز)، α ضریب، Δ شیب منحنی فشار بخار اشباع در مقابل درجه حرارت (کیلوپاسکال بر درجه سانتی گراد)، γ ثابت سایکرومتری (کیلوپاسکال بر درجه سانتی سانتی گراد)، H_{net} تابش خالص (مگاژول بر متر مربع در روز)، G شار گرما به داخل خاک (مگاژول بر متر مربع در روز).

این روش در شرایطی که جریان افقی کم است تخمین بهتری دارد و در مناطق خشک و نیمه خشک که جزء حرکات افقی در تعادل انرژی قابل ملاحظه است، این روش تخمینی کمتر از واقعیت دارد (راهنما تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

۳- روش هارگریوز^۲

$$\lambda E_0 = 0.0023 H_0 (T_{max} - T_{min})^{0.5} \cdot (T_{av} + 17.8) \quad (۱۲-۳)$$

^۱-Monteith (1965) ; Allen (1986) ; Allen et al., (1989)

^۲ Hargreaves et al. (1985)

که در آن: λ گرمای نهان تبخیر (مگاژول بر کیلوگرم) ، E° پتانسیل تبخیر و تعرق (میلی متر بر روز)، H° تشعشع (مگاژول بر متر مربع در روز) ، $T_{\max}$ حداکثر درجه حرارت (سانتی گراد)، $T_{\min}$ حداقل درجه حرارت (سانتیگراد) و T_{av} متوسط درجه حرارت (سانتی گراد) می باشد.

ج) رطوبت خاک

آبی که به خاک راه می یابد، در یکی از چند مسیر مختلف حرکت می کند. آب ممکن است توسط جذب گیاه یا تبخیر از خاک جدا شود یا می تواند به اعماق پروفیل خاک نفوذ کرده و نهایتاً وارد آبخوان شود و یا اینکه در پروفیل خاک جریان زیر سطحی یافته و به جریان سطحی ملحق می شود. از این میان، جذب گیاه قسمت اعظم آب وارد شده به خاک را بر می گرداند. در مدل SWAT، مقدار آبی که از یک لایه به لایه زیرین انتقال می یابد، با استفاده از روش روند یابی ذخیره ای^۱ محاسبه می شود (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

در خاک های با هدایت هیدرولیکی بالا در لایه های سطحی روی لایه نفوذناپذیر یا نیمه نفوذپذیر در عمق کم، جریان جانبی^۲ یا زیر سطحی اهمیت خواهد یافت. در مدل SWAT، برای محاسبه جریان زیر سطحی از مدل ذخیره سینماتیکی^۳ استفاده می شود. مدل بر اساس معادله پیوستگی جرم می باشد و جریان را بصورت دو بعدی شبیه سازی می کند. (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

د) آب زیر زمینی

در مدل SWAT، آب نفوذ یافته در خاک در سه محدوده می تواند جریان یابد (راهنمای تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

-در عمق ۰ تا ۲ متر، بصورت جریان زیر سطحی که می تواند به صورت جانبی به سمت رودخانه جریان یابد.

-در عمق ۲ تا ۲۰ متر، بصورت آب زیر زمینی در سفره های آب کم عمق یا نامحصور

¹ Storage Routing Methodology

² Lateral Flow

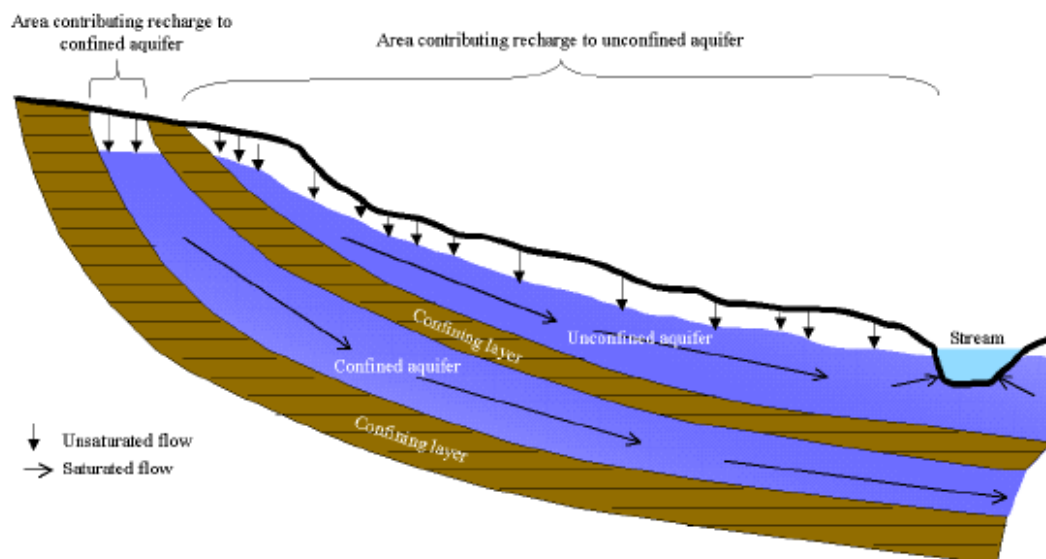
³ Kinematic Storage Model

-در عمق بیش از ۲۰ متر، بصورت جریان آب زیر زمینی در سفره های آب عمیق یا محصور که در واقع این آب از چرخه آب در حوضه آبریز خارج می شود.

در مدل SWAT، دو نوع آبخوان در هر زیر حوضه، شبیه سازی می شود (راهنما تئوریک SWAT، ۲۰۱۲).

- آبخوان کم عمق^۱ یا نامحصور^۲ که مرز بالای آن، تراز آب است و آب در آن به کانال اصلی یا ناحیه جریان در زیر حوضه می پیوندد.

- آبخوان عمیق^۳ یا محصور^۴ که بالا و پایین آن توسط لایه هایی با نفوذپذیری بسیار کم احاطه شده است. فرض می شود، آب وارد شده به آبخوان عمیق، به جریان سطحی در خارج از حوضه می ریزد.



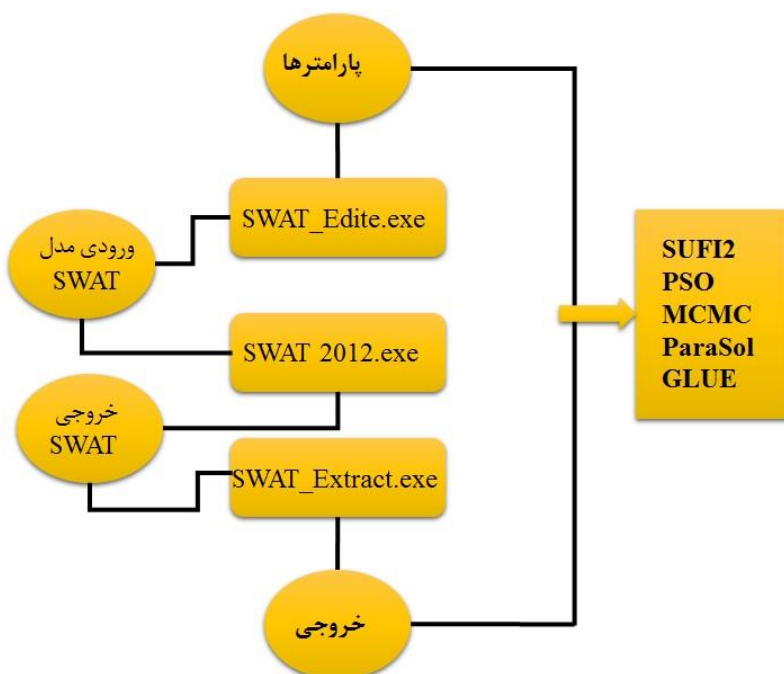
شکل (۳-۴) آبخوان های محصور و نامحصور (راهنما تئوریک SWAT، ۲۰۱۲)

-
- ¹ Shallow Aquifer
 - ² Unconfined Aquifer
 - ³ Deep Aquifer
 - ⁴ Confined Aquifer

۳-۳- برنامه SWAT-CUP

نرم افزار SWAT-CUP^۱ برای انجام کالیبراسیون مدل توسعه داده شده است. این مدل در سال ۱۹۹۷ توسط عباسپور و همکاران ارائه شد و در سال ۲۰۰۷ توسط ایشان توسعه یافت. ساختار و نحوه استفاده از این نرم افزار در مرجع (عباسپور و همکاران، راهنمای SWAT-CUP) بیان شده است. در نرم افزار SWAT-CUP، چهار الگوریتم برای انجام کالیبراسیون وجود دارد که شامل روش های CMC، ParaSol، GLUE، SUFI-2 و PSO است. این برنامه قادر به آنالیز حساسیت، کالیبراسیون، اعتبارسنجی و آنالیز عدم قطعیت مدل های SWAT می باشد (عباسپور و همکاران، راهنمای SWAT-CUP).

این برنامه به این دلیل انتخاب شده است که نمایش نتایج آنها بصورت گرافیکی و نیز به راحتی امکان انتخاب پارامترهای مختلف مورد نظر برای کاربر را فراهم می سازد. در شکل (۳-۵) نحوه ارتباط SWAT و SWAT-CUP نشان داده شده است.



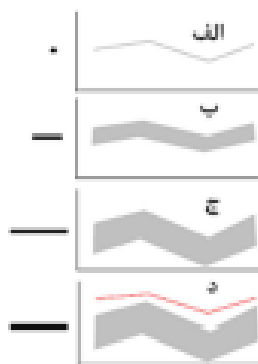
شکل (۳-۵) رابطه بین SWAT و SWAT-CUP

^۱ SWAT Calibration and Uncertainty Programs

۳-۱-۳- الگوریتم SUFI-2

الگوریتم $SUFI2^1$ پارامتر عدم دقت، تمام منابع خطا از قبیل: عدم دقت در متغیره سریع (مثل بارش باران)، عدم دقت مدل مفهومی^۲، عدم دقت پارامترها و عدم دقت داده های اندازه گیری را در نظر می گیرد. این عمل توسط دو فاکتور P و R انجام می گیرد. فاکتور P ، درصد داده های اندازه گیری شده در داخل بازه ۹۵ درصد عدم قطعیت پیش بینی (95PPU) و فاکتور R ضخامت این بازه می باشد.

شکل (۳-۶) مفهوم تحلیل عدم قطعیت در $SUFI2$ را نشان می دهد. مقدار پارامتر نشان داده شده به صورت نقطه به پاسخ مدل یگانه می رسد. ولی زمانی که گستره پارامترها افزایش پیدا می کند عدم قطعیت پارامتر (نشان داده شده بصورت خط) به ناحیه ی 95PPU منتهی می گردد که بصورت سایه نشان داده شده است. وقتی که عدم قطعیت افزایش می یابد عدم قطعیت خروجی نیز افزایش می یابد.



شکل (۳-۶) مفهوم توصیف رابطه بین عدم قطعیت پارامتر و عدم قطعیت پیش بینی شده (عباسپور و همکاران، ۲۰۰۸)

¹ Sequential Uncertainty Fitting, version 2
² conceptual model

با توجه به راهنمای SWAT-CUP2012 نحوه عمل الگوریتم SUFI2 در این تحقیق به ترتیب مراحل زیر است .

۱- ابتدا تعداد پارامتر های اولیه مورد نظر به نرم افزار وارد شد. در این تحقیق ۴۱ پارامتر اولیه به نرم افزار وارد شد و در پایان کالیبراسیون ۳۳ پارامتر انتخاب گردید (کاهش تعداد پارامترها باعث افزایش دقت مدل بواسطه کاهش عدم قطعیت و کاهش زمان اجرای مدل می گردد).

۲- در این تحقیق سال های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ بعنوان سال های گرم کردن مدل استفاده شد.

۳- شروع کالیبراسیون از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۲ با گام زمانی ماهانه به مدل وارد شد.

۴- از تعداد ۱۵ زیر حوضه در این تحقیق از دبی زیر حوضه ۱ بعنوان دبی مشاهداتی استفاده شد.

۵- مشخص کردن تابع هدف: توابع در SUFI2 شامل ضریب همبستگی (R^2)، مجموع مربع خطا (Sum)، ضریب کای اسکوئر، ضریب نش - ساتکیلف^۱ (NS)، حاصلضرب مربع خطا (Mult)، مجموع مربعات خطای مقادیر اندازه گیری شده و شبیه سازی است. در این تحقیق تابع هدف R^2 برای سنجش مطابقت بین مقادیر دبی مشاهداتی و شبیه سازی شده استفاده شد.

۶- اجرای مدل و مشاهده خروجی این مرحله تا زمانی ادامه می یابد تا بهتری نتایج بدست آوریم (در این تحقیق پس از ۸۲۵ بار کالیبراسیون از ۱۰ زیر حوضه با ۴۱ پارامتر اولیه در آخر نتایج زیر حوضه ۱ با ۳۱ پارامتر نهایی بعنوان نتایج مطلوب بدست آمد).

۷- اعتبار سنجی^۲ مدل: بعد از کالیبره شدن مدل، باید به منظور سنجش کارایی مدل در دوره زمانی دیگری غیر از دوره کالیبراسیون اجرا گردد. از این رو مدل با استفاده از حدود پارامترهای نهایی مرحله کالیبراسیون، برای دوره زمانی ۲۰۱۰-۲۰۱۲ اجرا می گردد.

¹ Nash-Sutcliffe

² Validation

۸- کارایی مدل: کارایی مدل در شبیه سازی های هیدرولوژیکی با استفاده از روش های آماری مختلفی صورت می گیرد قضاوت در مورد کارایی مدل بر اساس یک روش آماری زیاد قابل اعتماد نیست با توجه به تحقیقات گذشته استفاده از ضریب همبستگی (R^2) به همراه ضریب نش- ساتکیف (NS) پیشنهاد شد (سانتی و همکاران، 2001).

ضریب همبستگی (رابطه ۳-۱۳)، همخوانی مقادیر پیش بینی شده و مشاهداتی را با استفاده از روش تجزیه و رگرسیون بررسی می کند. ضریب همبستگی قسمتی از واریانس کل می باشد که به وسیله رابطه خطی بین مقادیر شبیه سازی و مشاهداتی توجیه می گردد (سلمانی، ۱۳۹۰).

مقدار بهینه آن یک است و زمانی بدست می آید که مقادیر شبیه سازی و مشاهداتی مشابه باشند.

$$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^n (Q_i^{sim} - Q_i^{simav})(Q_i^{obs} - Q_i^{obsav})]^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{sim} - Q_i^{simav})^2 \sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q_i^{obsav})^2} \quad \text{رابطه (۳-۱۳)}$$

که در آن: Q_i^{sim} معادل مقدار متغیر شبیه سازی شده نقطه i ام، Q_i^{simav} معادل میانگین متغیر شبیه سازی نقطه i ام، Q_i^{obs} مقدار مشاهداتی نقطه i ام، Q_i^{obsav} میانگین متغیر مشاهداتی و n تعداد داده ها می باشد.

روش دیگر برای سنجش اختلاف نسبی مقادیر شبیه سازی و مشاهداتی، ضریب نش - ساتکیف (رابطه ۳-۱۴) است. این روش برای ارزیابی شبیه سازی متغیرهای هیدرولوژیکی به طور گسترده استفاده می شود. البته این ضریب به داده های پرت و نحوه تغییر شکل هیدروگراف حساس است (موسی، ۲۰۰۸).

مقادیر نش- ساتکیف بین یک تا منفی بینهایت متغیر است و مقدار بهینه آن یک است.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{sim} - Q_i^{obs})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q_i^{obsav})^2} \quad \text{رابطه (۳-۱۴)}$$

۳-۴- تغییر اقلیم

عامل اصلی پدیده تغییر اقلیم، تغییر در میزان غلظت گازهای گلخانه ای است ولی این که چه مقدار از این گازها در اتمسفر توسط انسان به وجود می آید مشخص نیست. لذا سناریو های مختلفی ارائه شده است که در ادامه شرح داده شد.

۳-۴-۱- سناریو های غیر اقلیمی

سناریوهای غیر اقلیمی^۱ بیانگر اطلاعاتی از وضعیت اقتصادی - اجتماعی و در نتیجه تاثیر این وضعیت بر میزان انتشار گاز های گلخانه ای در اتمسفر می باشد که به آن سناریوی انتشار نیز گفته می شود. در مجموع ۴۰ زیر سناریو متفاوت SRES^۲ ارائه شده است.

۳-۴-۱-۱ معرفی سناریو های انتشار IPCC

سناریوهای انتشار میزان آزاد شدن گازهای گلخانه ای، ذرات معلق در هوا و دیگر آلاینده ها را به داخل جو توصیف می کند، و همراه با اطلاعات مربوط به کاربری و پوشش زمین، ورودی های مدل های اقلیمی را فراهم می کنند. این سناریوها برپایه فرضیاتی در عوامل تاثیرگذاری مانند الگوهای اقتصادی، رشد جمعیت، توسعه فناوری و سایر عوامل استوار است (شهرداری پایان نامه ارشد، ۱۳۹۳)

در سال ۱۹۹۲ شش سناریو IS92 در گزارش تکمیلی IPCC ارائه شدند. این سناریو ها گستره وسیعی از فرضیاتی که بر روی چگونگی انتشار گازهای گلخانه ای در آینده اثرگذار هستند را پوشش می دادند. در سال ۱۹۹۵ این سناریو ها توسط IPCC ارزیابی شدند و اعلام شد که باید در آنها یک بازنگری کلی صورت پذیرد. در سومین گزارش IPCC یک گزارش ویژه در خصوص سناریوهای پخش گازهای گلخانه ای (SRES) ارائه شد (کریستین^۳ همکاران ۲۰۰۴ و دپارتمان منابع آب^۴ ۲۰۰۶). در این گزارش هیئت بین دول تغییرات اقلیم ۴۰ سناریو را برای آینده جهان ارائه کرد که در ۴ شاخه

^۱ Non-Climatic scenario

^۲ Special Report on Emission Scenario

^۳ Christensen, N.S., Wood, A.W., Voisin

^۴ Department of Water Resources (DWR) July ۲۰۰۶

اصلی یا خانواده سناریوها قرار داشتند. در سناریوهای SRES واژه های فنی زیر مورد استفاده قرار گرفته است. (حسینی، ۱۳۸۷).

خط داستان^۱: شامل یک شرح از سناریو یا خانواده ای از سناریوهاست که به منظور پر رنگ کردن فرضیات و خصوصیات اصلی هر سناریو و روابط آن استفاده می شود.

سناریو^۲: پیش بینی بالقوه حوادث آینده جهان بر اساس منطقی روشن و خط داستانی مقدار دار.

خانواده سناریو: یک یا چند سناریو که همگی یک خط مشی فنی، اقتصادی، سیاسی و آماری را دنبال می کنند.

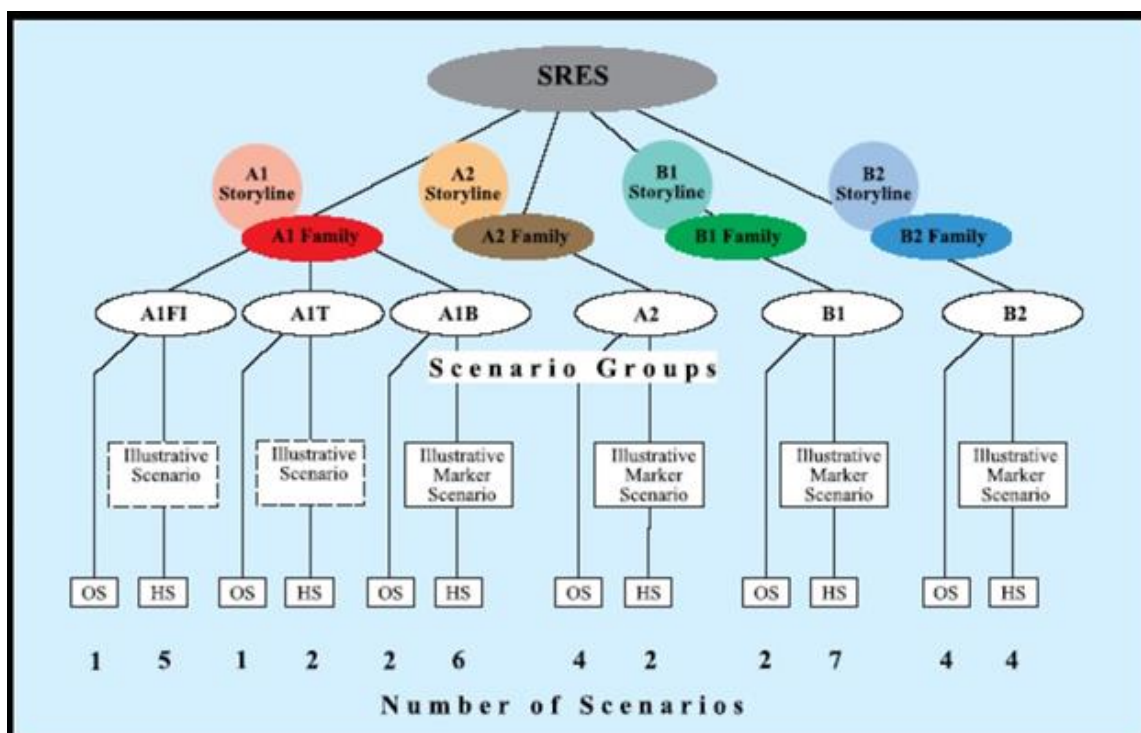
سناریوهای SRES از ۴ مجموعه خانواده سناریو های (A1 , A2 ,B1, B2) تشکیل شده است. هر کدام از این خانواده سناریوها مسائل مختلف سیاسی، اجتماعی، اقتصادی، جمعیتی، تکنولوژیکی و زیست محیطی را متفاوت از دیگری در نظر می گیرند. آنها مبتنی بر میزان پخش گاز کربنیک در اتمسفر کره زمین تا پایان قرن حاضر هستند (IPCC, ۲۰۰۱). توجه به این نکته مهم است که هیچ یک از این سناریوها سیاست گذاری های آینده بشری برای کنترل آلودگی ها توسط سازمان های جهانی مانند UNFCCC^۳ و پیمان نامه های بشری بین دولت ها مانند پیمان کیوتو را در نظر نگرفته اند (IPCC, ۲۰۰۱).

در شکل (۷-۳) می توان خانواده سناریوهای SRES و زیر مجموعه های آنها را مشاهده کرد.

^۱ Story line

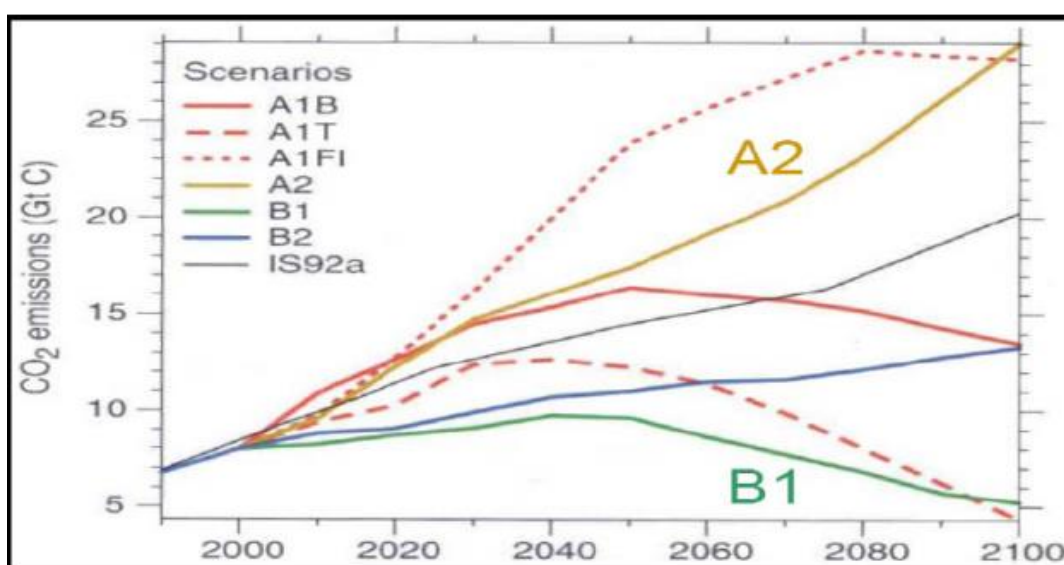
^۲ quantified

^۳ -United Nations Framework convention on climate change

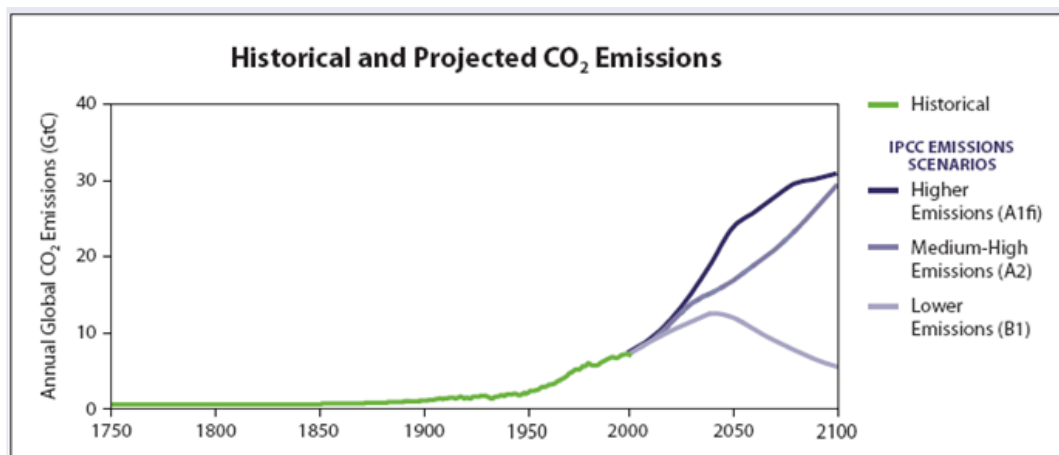


شکل (۷-۳) خانواده سناریوهای SRES (IPCC، ۲۰۰۱).

سناریوهای تغییر اقلیم میزان پخش گازهای گلخانه ای را در اتمسفر کره زمین تا سال ۲۱۰۰ متفاوت از دیگری پیش بینی می کنند. در شکل (۸-۳) می توان میزان پخش گاز کربنیک در اتمسفر کره را تا سال ۲۱۰۰ براساس فرضیات سناریوهای SRES مشاهده کرد.



شکل (۸-۳) میزان پخش گاز کربنیک در اتمسفر کره زمین تا سال ۲۱۰۰ (IPCC، ۲۰۰۶).



شکل (۳-۹) میزان پخش گاز کربنیک در جو کره زمین (IPCC، ۲۰۰۶).

لازم به ذکر است که سناریو های پیشنهادی IPCC هیچ برتری احتمالی نسبت بهم ندارند و احتمال وقوع همه آنها با هم برابر است (IPCC، ۲۰۰۷). در ادامه فرضیات اصلی ۴ خانواده سناریوهای SRES به صورت مختصر شرح داده می شود:

الف) خانواده سناریو های A1: در این سناریو تاکید بر رشد خیلی سریع اقتصادی است، جمعیت جهان تا اواسط قرن به ۹ میلیارد می رسد و پس از آن کاهش می یابد و پیشرفت های سریع در تکنولوژی های جدید را پیش بینی می کند. همچنین امید به هم گرایی منطقه ای، ظرفیت سازی و بهبود فرهنگی و اقتصادی جهان دارد و کاهش اساسی در تفاوت درآمد سرانه افراد را پیش بینی می کند. این خانواده سناریوها خود شامل ۳ زیر گروه است. (A1FI) که در آن فرض بر ادامه کاربرد سوخت های فسیلی است، (A1T) که در آن فرض بر عدم کاربرد سوخت های فسیلی می باشد و (A1B) که برقراری تعادل بین کاربرد سوخت های فسیلی و انرژی های نو را مد نظر قرار می دهد (IPCC، ۲۰۰۱).

ب) **خانواده سناریوهای A2:** یک جهان بسیار نا همگون^۱ را پیش بینی می کند. تاکید آن بر خود اعتمادی و حفظ ارزش های منطقه ای است. الگوهای باروری در سراسر مناطق بسیار آرام همگراست، که در نتیجه جمعیت به طور مداوم افزایش می یابد و جمعیت تا سال ۲۱۰۰ به ۱۵ میلیارد نفر می رسد. توسعه اقتصادی منطقه محور است. توسعه اقتصادی در درجه اول منطقه ای و سرانه رشد اقتصادی و تغییرات تکنولوژیک پراکنده تر و کندتر از سناریوهای دیگر است رشد سرانه اقتصادی و تغییرات تکنولوژی در این سناریوها بسیار کندتر از خانواده سناریوهای A1 می باشد (IPCC, ۲۰۰۱).

ج) **خانواده سناریوهای B1:** یک جهان هم گرا با جمعیت جهانی که تا اواسط قرن به حداکثر خود میرسد و پس از آن رو به کاهش می گذارد، درست مانند خانواده سناریوهای A1 ولی با رشد سریع ساختارهای اقتصادی به همراه کاربرد تکنولوژی های دوست دار محیط زیست و موثر، را در نظر میگیرد. با تاکید بر راه حل های جهانی برای پایداری اقتصادی، اجتماعی و زیست محیطی، عدالت بهبود یافته است. CO₂ تا ۲۰ درصد افزایش می یابد (IPCC, ۲۰۰۱).

د) **خانواده سناریو B2:** جهانی را توصیف می کند که تاکید بر یافتن پاسخ های محلی برای مسائل اقتصادی، اجتماعی و پایداری زیست محیطی دارد. جمعیت جهان با سرعت کمتری از سناریو A_۲ بطور پیوسته افزایش می یابد و به ۱۰.۴ میلیارد نفر در سال ۲۱۰۰ می رسد. توسعه اقتصادی در حد متوسط، و تغییرات تکنولوژیکی با سرعت کمتر و پراکنده تر از B_۱ و A_۱ خواهد بود. هرچند این سناریو نیز در جهت حفاظت از محیط زیست و عدالت اجتماعی است، ولی تمرکز آن در سطح محلی و منطقه ای است (IPCC, ۲۰۰۱).

با در نظر گرفتن سناریوهای پخش گازهای گلخانه ای و با وارد کردن فرضیات آنها در مدل های اقلیمی جهانی موسوم به مدل های گردشی عمومی جو (GCMs^۲) پارامترهای اقلیمی و هواشناسی مانند باران، دمای حداقل و حداکثر، شدت تابش های خورشیدی موج کوتاه، سرعت باد، رطوبت هوا،

^۱ Hetrogenous

^۲Global climate models

تبخیر و غیره را برای آینده کره زمین پیش بینی می شود. در ادامه به شرح مدل های گردش عمومی خواهیم پرداخت. در جدول ۲-۳ برخی از خصوصیات سناریوهای SRES آمده است.

جدول (۲-۳) : خصوصیات سناریوهای SRES

پیش بینی های سناریوهای SRES برای ۲۱۰۰				۱۹۹۰	برآورد سناریو ها
A1	A2	B1	B2		
۷.۱	۱۵.۱	۷.۲	۱۰.۵۴	۵.۲۵۲	جمعیت (میلیون نفر)
۶۸۰	۸۳۴	۵۴۷	۶۰۱	۳۵۴	غلظت گاز دی اکسید کربن (ppmv)
۲.۵۲	۳.۰۹	۲.۰۴	۲.۱۶	-	تغییرات دمای متوسط سالانه جهانی ($^{\circ}\text{C}$)
۱.۷-۳.۶۶	۲.۱۲-۴.۴۱	۱.۳۷-۲.۹۹	۱.۴۵-۳.۱۳	-	دامنه تغییرات ($^{\circ}\text{C}$)
۵۸	۶۲	۵۰	۵۲	-	افزایش سطح آب اقیانوس های جهان (cm) ^۲
۲۳-۱۰۱	۲۰-۱۰۷	۱۹-۹۰	۲۰-۹۳	-	دامنه تغییرات (cm) ^۳

۳-۴-۲- سناریو های اقلیمی

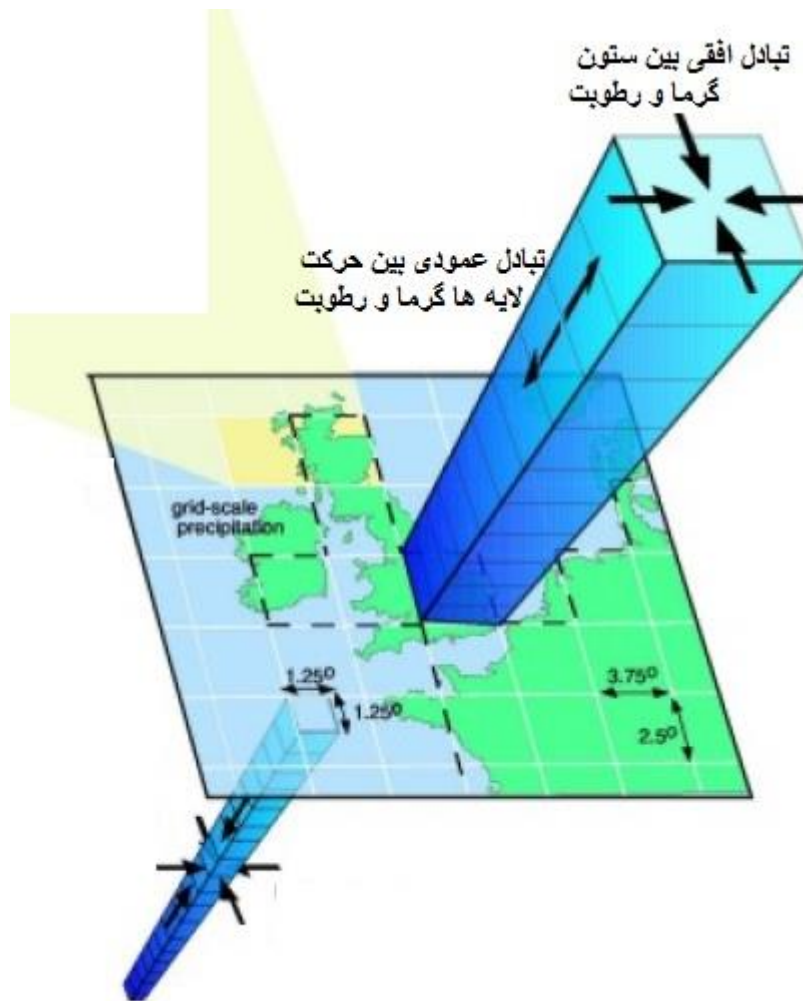
در حال حاضر معتبر ترین ابزار جهت تولید سناریو های اقلیمی^۱، مدل سه بعدی گردش عمومی جو (GCM) می باشد. مدل های GCM برپایه قوانین فیزیکی که به وسیله روابط ریاضی ارائه می شود استوار می باشند.

^۱ Climatic scenario

۳-۴-۱- مدل های گردش عمومی جو

مدل های گردش عمومی جو^۱ مدل هایی هستند که به منظور شبیه سازی اقلیم حال حاضر کره زمین توسعه داده شده اند، این مدل ها قادر هستند تا تغییرات اقلیم آینده کره زمین را پیش بینی کنند. این مدل ها بر هم کنش بین خاک، اتمسفر و اقیانوس های کره زمین را شبیه سازی می کنند. ساختار این مدل ها بسیار پیچیده است. در آنها شبیه سازی عددی سه بعدی شامل تغییرات و حرکات اتمسفر کره زمین و تبادلات گرمایی و اندرکنش بین یخ و اقیانوس ها و خشکی های کره زمین انجام می شود (حسینی ۱۳۸۷). مدل های گردش عمومی جهت مطالعه اقلیم کره از یک شبکه بندی سه بعدی بزرگ مقیاس در سر تا سر کره زمین استفاده می کنند. به طور مثال مدل های گردش عمومی با وضوح مکانی ۲۵۰ تا ۶۰۰ کیلومتر و ۱۰ تا ۲۰ لایه عمودی در اتمسفر و گاه تا ۳۰ لایه در اقیانوس ها شبکه بندی شده است. شکل ۳-۱۰ یک نمونه از شبکه بندی مدل های GCM را نشان می دهد (IPCC، ۲۰۰۷).

¹Atmospheric General Circulation Models



شکل (۳-۱۰) شبکه بندی مدل‌های گردش عمومی در اقیانوس و خشکی (IPCC, ۲۰۰۷).

به طور کلی معادلات بنیادین سه بعدی گردش عمومی جو بر اساس چهار قانون اصلی فیزیک به شرح زیر استوار است که عبارتند از:

$$\frac{DI}{DT} = -p \frac{dp^{-1}}{dt} + Q \quad \text{الف) اصل بقا انرژی (۳-۱۵)}$$

$$\frac{D\bar{V}}{Dt} = -2\bar{\Omega} \wedge \bar{V} - (\rho^{-1}) \nabla \cdot P + \bar{g} + \bar{F} \quad \text{ب) اصل بقا اندازه حرکت (۳-۱۶)}$$

$$\frac{Dr}{Dt} = -\rho(\nabla \bar{V}) + C - E \quad \text{ج) اصل بقا جرم (۳-۱۷)}$$

$$P = \rho RT \quad \text{د) قانون گاز های ایده آل (۳-۱۸)}$$

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \nabla \quad \text{که در رابطه بالا عملگر } \frac{D}{Dt} \text{ برابر است با (۳-۱۹)}$$

که در آن $\bar{v}$ سرعت گردش زمین و t بعد زمان است. بقیه متغیرها پارامترهای تعریف شده عبارتند از:

$\bar{\Omega}$:	بردار سرعت زاویه ای زمین	T :	دما
ρ :	چگالی جو	E, C :	نرخ های تولید و از بین رفتن سامانه های جوی
g :	شتاب جاذبه	I :	انرژی اولیه در واحد حجم
P :	فشار اتمسفر	Q :	نرخ گرما در واحد جرم
$\bar{F}$:	نیرو در واحد حجم	R :	ثابت گازها

این روابط در یک شبکه سه بعدی در سطح کره زمین حل می شوند. این الگوها تمامی فرآیندهای اقلیمی را در ابعاد جهانی و یا قاره ای بطور نسبتاً دقیقی شبیه سازی می نمایند. ولی قادر به شبیه سازی برخی شرایط جوی خرد مقایس نظیر طوفان ها که نقش مهمی در جابجایی انرژی دارند، نیستند. بنابراین باید این خروجی ها را قابل استفاده در مقیاس محلی کرد که به این روش ریز مقیاس نمایی می گویم.

وضوح مکانی مدل های گردش عمومی بسیار کم است و بیشتر فرآیندهای فیزیکی نمی توانند به درستی در آنها شبیه سازی شوند. این مدل ها قادر به پاسخ گویی خوبی در مقیاس محلی و منطقه ای برای اقلیم آینده نمی باشد. این در حالی است که در مطالعات تغییرات اقلیم تاکید بر بررسی های منطقه ای و کوچک مقیاس شده است. این مسئله یک منبع مهم عدم قطعیت در شبیه سازی های اقلیم آینده بر پایه مدل های گردش عمومی است (حسینی ۱۳۸۷).

یکی دیگر از مواردی که عدم قطعیت را در شبیه سازی های مدل های گردش عمومی وارد می کند، مکانیزم های مختلف بازخورد^۱ در روش های مختلف است، لذا یک مدل گردش عمومی ممکن است با ورودی های مشابه شبیه سازی های متفاوتی را نتیجه دهد که این می تواند به علت عدم قطعیت ها در فرآیندها و بازخوردهای پیش فرض مدل باشد (زو^۲ ۱۹۹۹).

^۱ Feedback

^۲ Xu, C.-y. ۱۹۹۹

پیش بینی های تغییرات در الگوهای بارش در مدل های مختلف متفاوت می باشند، اما تمام مدل های گردش عمومی نشان دهنده کاهش بارش برف و زودتر ذوب برف به واسطه افزایش دما می باشند (آذرانفر ۱۳۸۵).

تقریباً همه مدل های گردش عمومی که تا امروز برای شبیه سازی اقلیم کره زمین مورد استفاده قرار گرفته اند، افزایش دما و تغییر در الگوی بارش را برای نقاط مختلف این کره پیش بینی کرده اند و همه این مدلها بر این که تا پایان قرن حاضر شاهد تغییرات اقلیم کره زمین در اثر پدیده گرمایش جهانی خواهیم بود، تاکید کرده اند (دپارتمان منابع آب^۱)

مدل های گردش عمومی شامل دو دسته می باشند:

۱- مدل های AGCMs^۲ که بر هم کنش اتمسفر را در نظر می گیرند.

۲- مدل های OGCMs^۳ که بر هم کنش اقیانوس ها را در نظر می گیرند.

معمولاً مدلهای گردش عمومی ترکیبی از ۲ دسته OGCMs و AGCMs را شامل می شوند (IPCC، ۲۰۰۷). در حال حاضر بیش از ۴۰ سازمان در جهان مدل های گردش عمومی مختلفی را برای کره زمین توسعه داده اند. در زیر برخی از معروفترین این سازمان ها و مدل های گردش عمومی بسط داده شده توسط آنها نام برده شده است:

۱- مدل های CGCM1 و CGCM2 و CGCM3 در مرکز CCCMA^۴ کانادا (استفاده شده در

این تحقیق)

۲- مدل HadCM2 و HadCM3 در مرکز تحقیقاتی UKMHC^۵ انگلستان

۳- مدل GFDL^۶ در آزمایشگاه دینامیک سیالات ژئوفیزیک آمریکا

۴- مدل CSIRO-MK2 در مرکز تحقیقاتی CSIRO^۱ استرالیا

¹ Department of Water Resources (DWR)

² Atmospheric GCMs

³ Oceanic GCMs

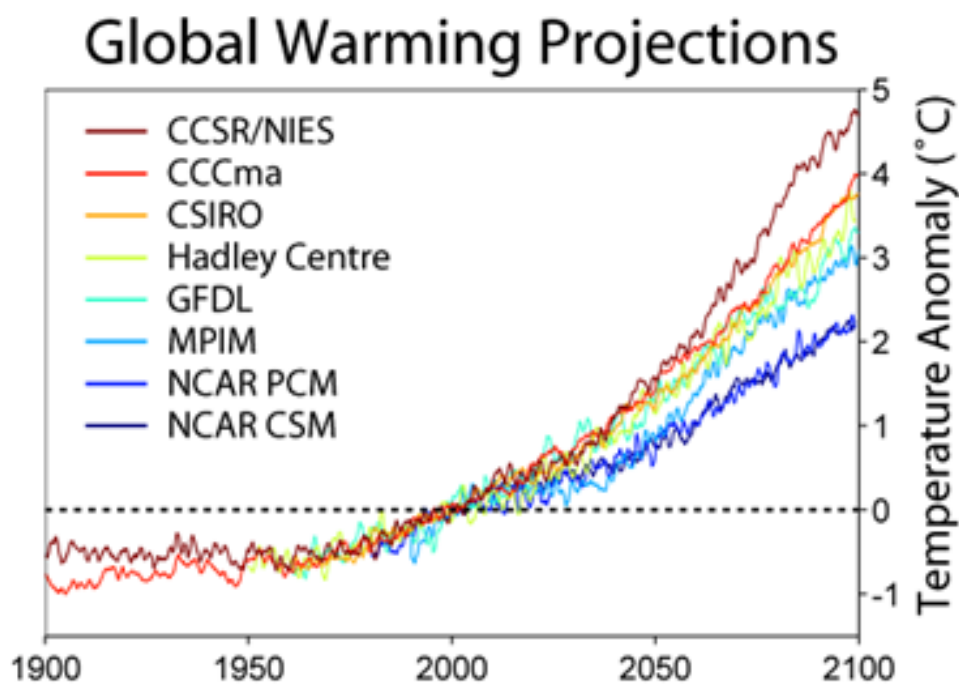
⁴ Canadian Center for Climate Modeling and Analysis

⁵ United Kingdom Met Office Hadley Center

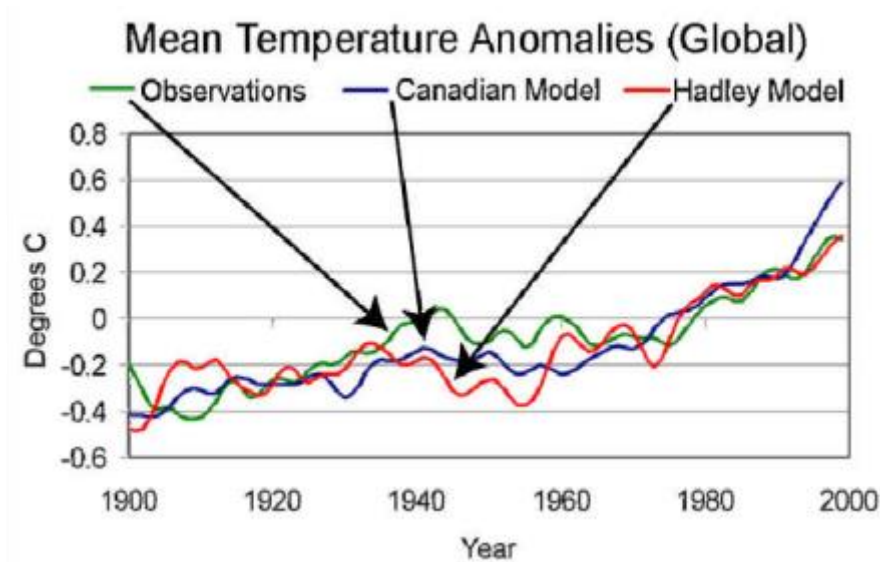
⁶ Geophysical fluids Dynamics Laboratory

۵- مدل PCM1 در مرکز علمی تحقیقات اقلیمی آمریکا^۲

در شکل (۱۱-۳) می توان مقایسه ای را که بین خروجی های مدل های مختلف گردش عمومی از نظر پیش بینی دمای کره زمین تا پایان قرن حاضر انجام شده است، مشاهده کرد



شکل (۱۱-۳) مقایسه دمای کره زمین بین داده های مشاهداتی و دو مدل گردش عمومی انجام گرفته است (IPCC)



شکل (۱۲-۳) مقایسه دمای تاریخی و شبیه سازی شده اقلیمی توسط مدل های گردش عمومی IPCC

¹ Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization

² The National Center of Atmospheric Research

۳-۴-۳- کوچک مقیاس کردن داده های مدل های گردش عمومی جو

داده های خروجی مدل های مدل های گردش عمومی جو باتوجه به بزرگ مقیاس بودن دارای وضوح مکانی مناسب برای استفاده در مطالعات هیدرولوژی حوضه نمی باشند. از این رو برای استفاده، نیاز به کوچک مقیاس کردن^۱ می باشد تا دارای وضوح مکانی قابل قبول شود. کوچک مقیاس کردن در حقیقت به فرآیند حرکت از پیش بینی کننده های بزرگ مقیاس به پیش بینی شونده ها در مقیاس محلی اطلاق می شود. دو نوع دیدگاه متفاوت در کوچک مقیاس کردن مطرح است که به شرح آن می پردازیم.

الف: روش های دینامیکی^۲: این روش ها شامل حل صریح سیستم ها بر پایه فرآیندهای فیزیکی - دینامیکی آنها می باشد. در این روش ها مدل های گردش عمومی شرایط مرزی را برای مدل های ترکیبی جو - زمین با وضوح مکانی بالا فراهم می کنند. این مدل ها از نظر تئوریک همان روش مدل های گردش عمومی جو را دنبال می کنند با این تفاوت که در آنها از شبکه بندی کوچکتری استفاده می شود (حسینی ۱۳۸۷).

ب: روش های آماری (استاتیکی)^۳: این روش ها با هدف توسعه روابط بین متغیرهای اقلیمی بزرگ مقیاس و متغیرهای اقلیمی منطقه ای و شناسایی روابط بین سیستم ها از روی داده های مشاهداتی توسعه داده شده اند. در حقیقت این مدل ها روابطی را بین پیش بینی کننده ها^۴ که همان متغیرهای جوی بزرگ مقیاس هستند و پیش بینی شونده ها^۵ که همان متغیرهای سطحی محلی می باشند، گسترش می دهند و سپس متغیرهای اقلیمی محلی را برای آینده پیش بینی می کنند. در این دیدگاه روابط نهایی معمولاً از آنالیزهای رگرسیونی به دست می آیند (حسینی ۱۳۸۷).

در جدول (۳-۳) مقایسه ای بین دو روش کوچک مقیاس کردن آماری و دینامیکی آورده شده است.

^۱ Downscaling

^۲ - Dynamical approaches

^۳ -Statistical approaches

^۴ -Predictors

^۵ -Predictands

جدول (۳-۳) مقایسه ای بین دو روش کوچک مقیاس کردن آماری و دینامیکی انجام شده است (حسینی ۱۳۸۷)

کوچک مقیاس کردن آماری	کوچک مقیاس کردن دینامیکی	
۱. تولید داده های اقلیمی ایستگاهی ۲. زمان و هزینه اندک ۳. محاسبات ساده آماری ۴. امکان تحلیل ریسک و عدم قطعیت دسته سناریو های اقلیمی ۵. امکان تولید انواع پیش بینی کننده های مورد نیاز	۱. داده های اقلیمی با وضوح مکانی ۱۰-۵۰ کیلومتر ۲. پاسخ های فیزیکی به متغیرهای اقلیمی خارجی ۳. بازتحلیل فرآیندهای اتمسفریک مانند بارش ۴. سازگاری با مدل های گردش عمومی	نقاط قوت
۱. وابستگی به واقعی بودن داده های GCM ۲. تاثیر گذار بودن اندازه و موقعیت حوضه ۳. نیاز به داده های با کیفیت برای کالیبراسیون ۴. ناپایداری روابط پیش بینی کننده ها و پیش بینی شونده ها ۵. تاثیر انتخاب متغیرهای پیش بینی کننده ۶. نیاز به تجربه بالا ۷. نتایج بازخورد خوبی با GCM ندارد.	۱. وابستگی به واقعی بودن داده های GCM ۲. تاثیر گذار بودن اندازه و موقعیت حوضه ۳. نیاز به محاسبات طولانی ۴. دسته سناریوهای اقلیمی به ندرت تولید می شوند ۵. تاثیر شرایط مرزی اولیه بر نتایج ۶. عدم امکان انتقال به مناطق جدید ۷. نتایج بازخورد خوبی با GCM ندارد	نقاط ضعف

۳-۵- مدلسازی تغییر اقلیم بر حوضه آبریز تالار

مدل GCM مورد استفاده در این تحقیق، مدل CGCM^۳ از مرکز مدلسازی و تغییر اقلیم کانادا (CCCma) است. این مدل در گزارش چهارمین ارزیابی (AR^۴) در سال ۲۰۰۷ انتشار یافت. این مدل دارای ۲ سطح وضوح T_{۶۳}, T_{۴۷} می باشد. در این تحقیق از داده های بارش و دمای ریزمقیاس شده سطح T_{۴۷}، با وضوح مکانی در خشکی ۳.۷۵ درجه طولی و عرضی است و دارای ۳۱ باند ارتفاعی می باشد. وضوح مکانی روی اقیانوس برای این مدل ۱.۸۵ درجه بوده و دارای ۲۹ باند ارتفاعی می باشد. جهت استفاده از داده های اقلیمی برای شبیه سازی حوضه آبریز تالار نیاز است که خروجی های مدل های GCM ریزمقیاس شوند. در این تحقیق داده های ریزمقیاس شده باران و دمای حداقل و حداکثر

منطقه مورد مطالعه، از پروژه مشترک بانک جهانی^۱ و دانشگاه سنتا کلارا^۲ گرفته شده است. روش ریزمقیاس نمایی، روش آماری^۳ BCSD می باشد.

روش BCSD استفاده شده در این پروژه ریزمقیاس نمایی جهانی و بصورت داده های اقلیمی روزانه، بدین گونه است که ابتدا خروجی های مدل های GCM را از دقت مکانی ۲۰۰ تا ۵۰۰ کیلومتری به مقیاس مکانی کوچک تر تبدیل می کنند (جداسازی مکانی)^۴. سپس انحرافات این داده های ریزمقیاس شده مکانی با توجه به شرایط اقلیمی محلی برای هر منطقه، اصلاح می گردند (اصلاح انحرافات)^۵. جهت نمایش بهتر تاثیر توپوگرافی و الگوهای اقلیمی منطقه، اصلاح انحراف در هر دو حالت میانگین و واریانس (تفاوت) انجام می گیرد.

¹ World Bank

² Santa Clara University (climate Central)

³ Bias-Corrected Spatial Disaggregation

⁴ Spatial Disaggregation

⁵ Bias-Corrected

فصل چهارم

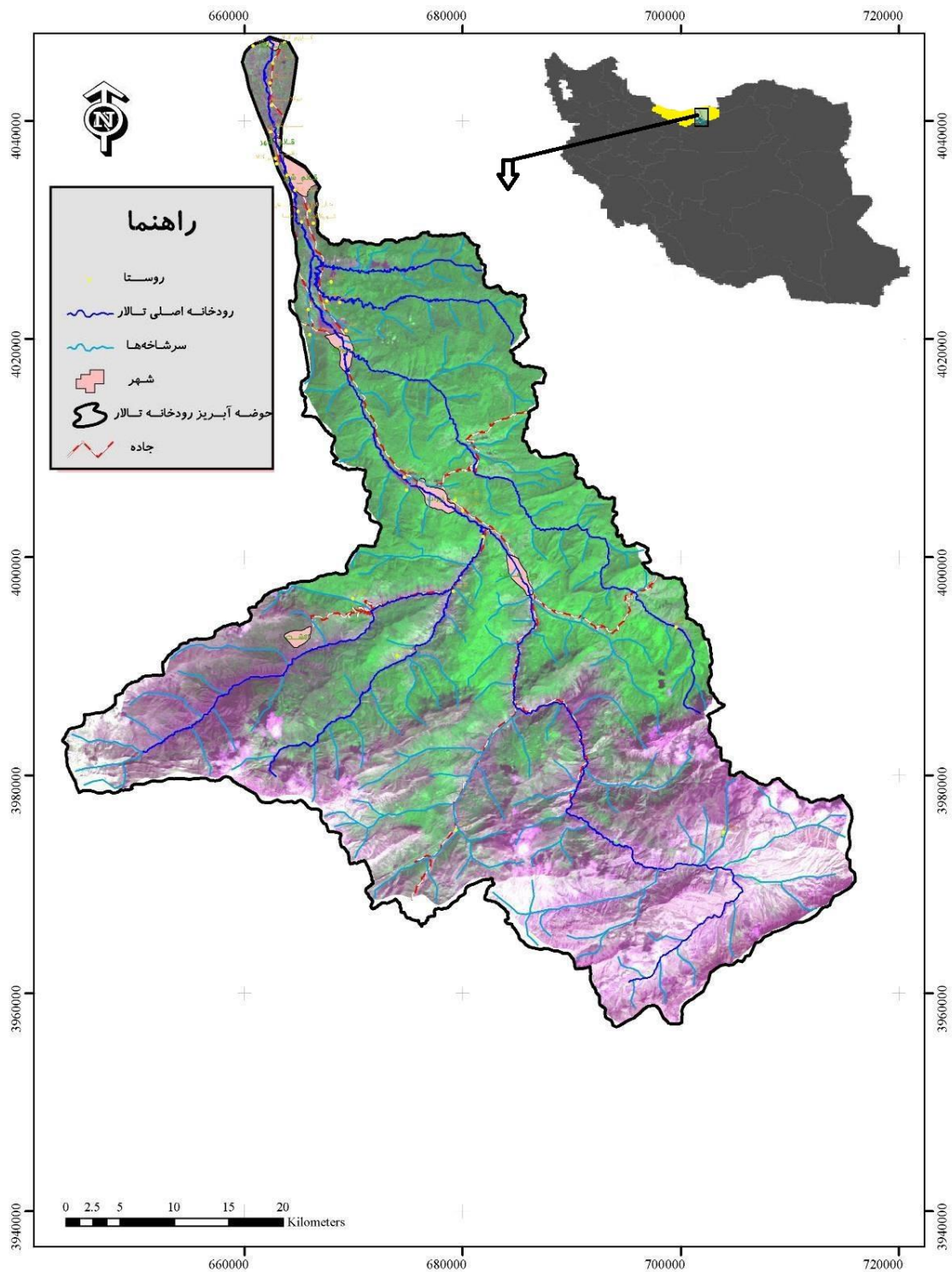
مطالعه موردی

۴-۱- معرفی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه حوضه آبریز تالار واقع در استان مازندران می باشد. محدوده مورد مطالعه بین طول های جغرافیایی $35^{\circ} 23'$ تا $53^{\circ} 23'$ شرقی و $35^{\circ} 44'$ تا $36^{\circ} 47'$ شمالی می باشد مساحت حدود $3348/1$ کیلومتر مربع واقع شده است که $935/5$ کیلومترمربع آن دشت و بقیه ($2412/6$ کیلومتر مربع) شامل ارتفاعات می باشد. بالاترین نقطه ی ارتفاعی این محدوده 3929 و پست ترین نقطه آن با ارتفاع 26 - متر از سطح دریای آزاد در خروجی حوزه قرار دارد. رودخانه تالار از کوههای استان سمنان و مازندران سرچشمه گرفته می شود. از سرشاخه های مهم آن می توان به سرخ آباد، شورآب، کبیر، بزلا، چرات و شش رودبار اشاره کرد. رودخانه اصلی این حوضه دارای طول کل حدود 100 کیلومتر بوده و در نزدیک خروجی با رودخانه کسلیان تلاقی می کند (مدیریت منابع آب ایران، 1390).

بدلیل وسعت زیاد، موقعیت خاص اقلیمی و قرارگیری در حد فاصل ناحیه معتدل و مرطوب شمال کشور و نواحی خشک جنوبی رشته کوههای البرز و همچنین تنوع ارتفاعی بین بالاترین و پایین ترین قسمت آن، انواع شرایط آب و هوایی در این حوضه محسوس می باشد. این حوضه دارای یخچال های طبیعی نیز می باشد (مدیریت منابع آب ایران، 1390).

موقعیت منطقه مورد مطالعه واقع در استان مازندران در شکل (۴-۱) نشان داده شده است.

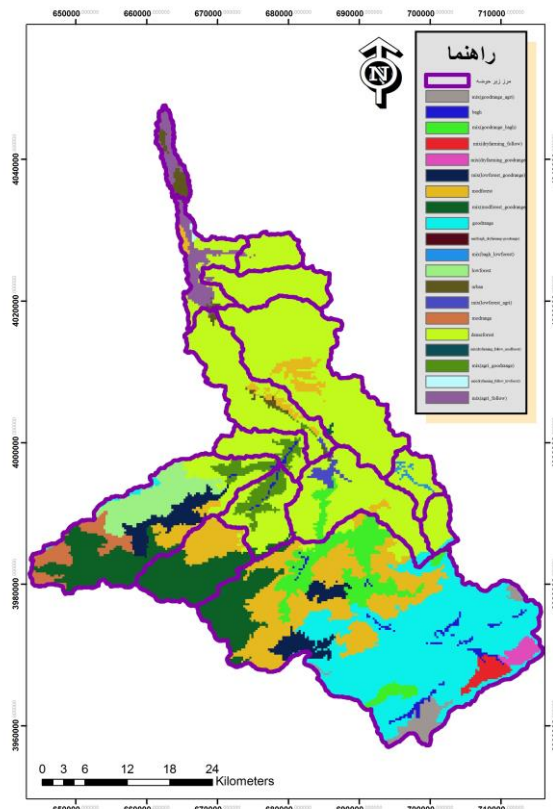


شکل (۴-۱) موقعیت حوضه تالار در مازندران و ایران

۴-۲- کاربری اراضی

پوشش گیاهی و کاربری اراضی از پارامترهای مهم در میزان رواناب حاصل از بارندگی می باشد. در روش شماره منحنی با استفاده از نقشه های پوشش گیاهی و کاربری اراضی و تلفیق آن با اطلاعات گروه های هیدرولوژیک خاک و رطوبت پیشین، نقشه شماره منحنی تهیه می شود. غالب تیپ های فیزیوگرافی موجود در حوضه تالار تیپهای کوهستانی و اراضی تپه ماهور می باشد. حسب شرایط آب و هوایی متفاوتی که در دو منطقه شمالی و جنوبی حوضه وجود دارد همه تیپ های کوهستانی و تپه ماهور موجود در قسمتهای شمالی حوضه به صورت پوشش جنگلی بوده که بعضا به عنوان منابع جنگلی مورد بهره برداری قرار گرفته که همزمان تحت چرا نیز می باشد. اراضی کوهستانی، تپه ماهور و فلاتها نیز که در بخش های جنوبی حوضه واقع هستند به عنوان چراگاه های فصلی و بصورت بی رویه در حال بهره برداری هستند. تیپهای اراضی دشت که به صورت نواری باریک از شمال حوضه تا قسمت های جنوبی حوضه توسعه دارند اغلب تحت عنوان اراضی آبی مورد بهره برداری قرار گرفته است. تیپ های اراضی بایر با پوشش جنگلی پراکنده به عنوان منابع اراضی توده سنگی و فاقد پوشش خاکی نیز وجود دارند (مدیریت منابع آب ایران، ۱۳۹۰).

در شکل (۴-۲) نوع کاربری اراضی مورد استفاده در مدل SWAT نشان داده است.



شکل (۴-۲) کاربری اراضی مورد استفاده در نرم افزار SWAT

۴-۳- بافت خاک

گروه های هیدرولوژیکی خاک طبقه بندی واحد های اراضی از نظر میزان قابلیت نفوذ آب به عمق خاک می باشد که ارتباط منطقی با میزان رواناب تولیدی در حوضه دارد. تقسیم بندی گروه های هیدرولوژیکی خاک ها با استفاده از روش حفاظت خاک آمریکا در چهار گروه هیدرولوژیکی عمده مورد ارزیابی قرار می گیرند.

گروه A: خاک های با شدت نفوذپذیری بالا، حتی هنگامی که کاملاً مرطوب هستند، دارای زهکشی خوب بوده و آبگذری بالایی دارند. خاک عمیق با بافت خیلی سبک تا سبک بوده و شدت نفوذپذیری آن ۷.۶۲-۱۱.۴۳ میلیمتر بر ساعت است.

گروه B: خاک هایی با شدت نفوذپذیری متوسط حتی هنگامی که مرطوب هستند دارای زهکشی و آبگذری متوسط هستند. خاک عمیق با بافت متوسط بوده و شدت نفوذپذیری آن ۳.۸۱-۷.۶۲ میلیمتر بر ساعت است.

گروه C: خاکهای با شدت نفوذپذیری کم، هنگامی که مرطوب هستند عمدتاً همراه با لایه ای که مانع نفوذ آب به بخش های پایین تر می گردد و یا دارای بافت ریز و ضریب آبگذری کمی هستند. در این گروه خاک عمیق با بافت سنگین یا سیلت بوده و شدت نفوذپذیری آن ۱.۲۷-۳.۸۱ میلیمتر بر ساعت است.

گروه D: خاکها با شدت نفوذپذیری خیلی کم در این گروه قرار می گیرند. این خاکها دارای ضریب آبگذری خیلی کم (توده سنگی سخت جاده ها، فرودگاه ها، سطح منازل و مناطق مسکونی) هستند. بافت خاک خیلی سنگین است و شدت نفوذپذیری خاک ۰.۵-۱.۲۷ میلیمتر بر ساعت است. طبق مطالعات انجام شده در حوضه تالار هر چهار گروه هیدرولوژیکی خاک شناسایی شده است. این گروه ها به ترتیب وسعت منطقه مربوطه، گروه های A ، B ، C ، D می باشد (مدیریت منابع آب ایران، ۱۳۹۰).

مساحت این گروه ها در حوضه آبریز تالار در جدول (۴-۱) نشان داده شده است.

جدول (۴-۱) گروه های هیدرولوژیکی خاک و وسعت آنها در حوضه تالار

گروه هیدرولوژیکی	مساحت (هکتار)	درصد
A	43400	21
B	133425	58
C	36350	9
D	8125	2

۴-۴- ایستگاه های اندازه گیری

حوضه تالار در استان مازندران به دلیل وسعت زیاد و تنوع اقلیمی و دارا بودن پوشش گیاهی متنوع ایستگاه های اندازه گیری متعددی در آن احداث شده است. از آن جمله می توان به ایستگاه های سینوپتیکی، هیدرومتری، باران سنجی، تبخیر سنجی، برف سنجی و ... اشاره نمود. در این تحقیق سعی شده از تمام ایستگاه های موجود استفاده شود به نحوی که به درستی گویای اقلیم منطقه و شرایط آب و هوایی بوده و میزان بارش و نوسانات دما را که متغیرهای اصلی و بسیار مهم در شبیه سازی های هیدرولوژیکی هستند، با دقت مطلوبی نشان دهد. اما به دلیل عدم موجود بودن تمام اطلاعات و همچنین وجود ایستگاه های تازه تاسیس، تعداد سال های آماری که تمام اطلاعات اعم از بارش، دما و دبی های روزانه را تحت پوشش قرار دهد، تنها به ۹ سال کاهش یافت. در جدول (۴-۲) و جدول (۴-۳) ایستگاه های مورد استفاده همراه با موقعیت جغرافیایی آنها نشان داده شده اند.

جدول (۴-۲) ایستگاه های هواشناسی حوضه تالار

ردیف	نام ایستگاه	نام رودخانه	داده های مورد استفاده	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع
1	گل افشان	سیاهرود	دما و باران	673088	4033552	80
2	شیرگاه	تالار	دما و باران	669345	4018763	220
3	پل سفید	تالار	باران	685905	3997764	580
4	پالندردوبار	شش رودبار	دما و باران	671494	3987873	1225
5	درزیکلا	کسیلیان	دما و باران	698474	3993837	1300
6	سنگده	کسیلیان	دما و باران	700691	3992889	1337
7	ولیک چال	کسیلیان	باران	699549	3997161	1500
8	کله	کسیلیان	باران	694753	3993859	1557
9	آلاشت	تالار	دما و باران	665625	3993222	1680

جدول (۳-۴) ایستگاه های هیدرومتری حوضه تالار

ردیف	نام ایستگاه	نام رودخانه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع
1	کیاکلا	تالار	هیدرومتری	662094	4047513	-5
2	شیرگاه	تالار	هیدرومتری	669365	4018785	220
3	شیرگاه	کسیلیان	هیدرومتری	669458	4019033	220
4	پل سفید	تالار	هیدرومتری	685287	3998355	580
5	کریکلا	آلاشت	هیدرومتری	681771	4001518	570
6	دوآب سوادکوه	خطیرکوه	هیدرومتری	685171	3986067	876
7	ولیک بن	کسیلیان	هیدرومتری	695649	3996801	1106
8	پالندرودبار	شش رودبار	هیدرومتری	671409	3987865	1218

در شکل (۴-۴) موقعیت ایستگاه های هیدرومتری با توجه به جدول (۳-۴) نشان داده شده است. در این تحقیق از داده های بارش و دما، دوره آماری (۲۰۱۲-۲۰۰۴) به عنوان مقادیر مشاهداتی به مدل وارد و سری زمانی رطوبت نسبی، تشعشع خورشیدی و سرعت باد بر اساس قابلیت مدل شبیه سازی شدند. از ایستگاه هیدرومتری کیاکلا با دوره آماری (۲۰۱۲-۲۰۰۴) به عنوان ایستگاه هیدرومتری مبنا برای کالیبراسون مدل استفاده شد.

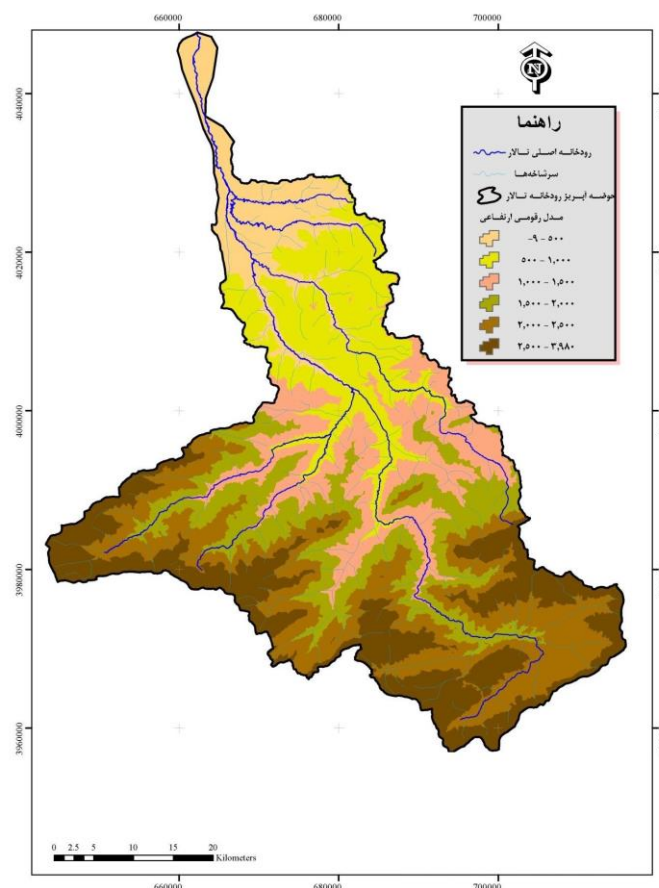
۴-۵- آماده سازی اطلاعات ورودی و اجرای مدل SWAT

برای اجرای مدل SWAT حوضه آبریز به اطلاعات زیادی از قبیل نقشه های ^۱DEM، کاربری اراضی (پوشش گیاهی)، خاکشناسی و داده های هواشناسی مورد نیاز است. داده های مورد نیاز این تحقیق از سازمان آب منطقه و هواشناسی استان مازندران جمع آوری شد. پس از آماده کردن نقشه ها و داده های ورودی، گام بعدی ساخت حوضه آبریز به کمک اتصال^۲ مدل SWAT در محیط ArcMap است.

^۱ Digital Elevation Model

^۲ Extension

الف : وارد کردن DEM و نقاط کنترل: با وارد کردن نقشه DEM به مدل SWAT پارامترهای مختلف فیزیکی، ترسیم شبکه جریان رودخانه تالار و تعیین خروجی حوضه آبریز تالار محاسبه شد. شکل (۳-۴) نقشه مدل رقومی حوضه تالار نشان می دهد.

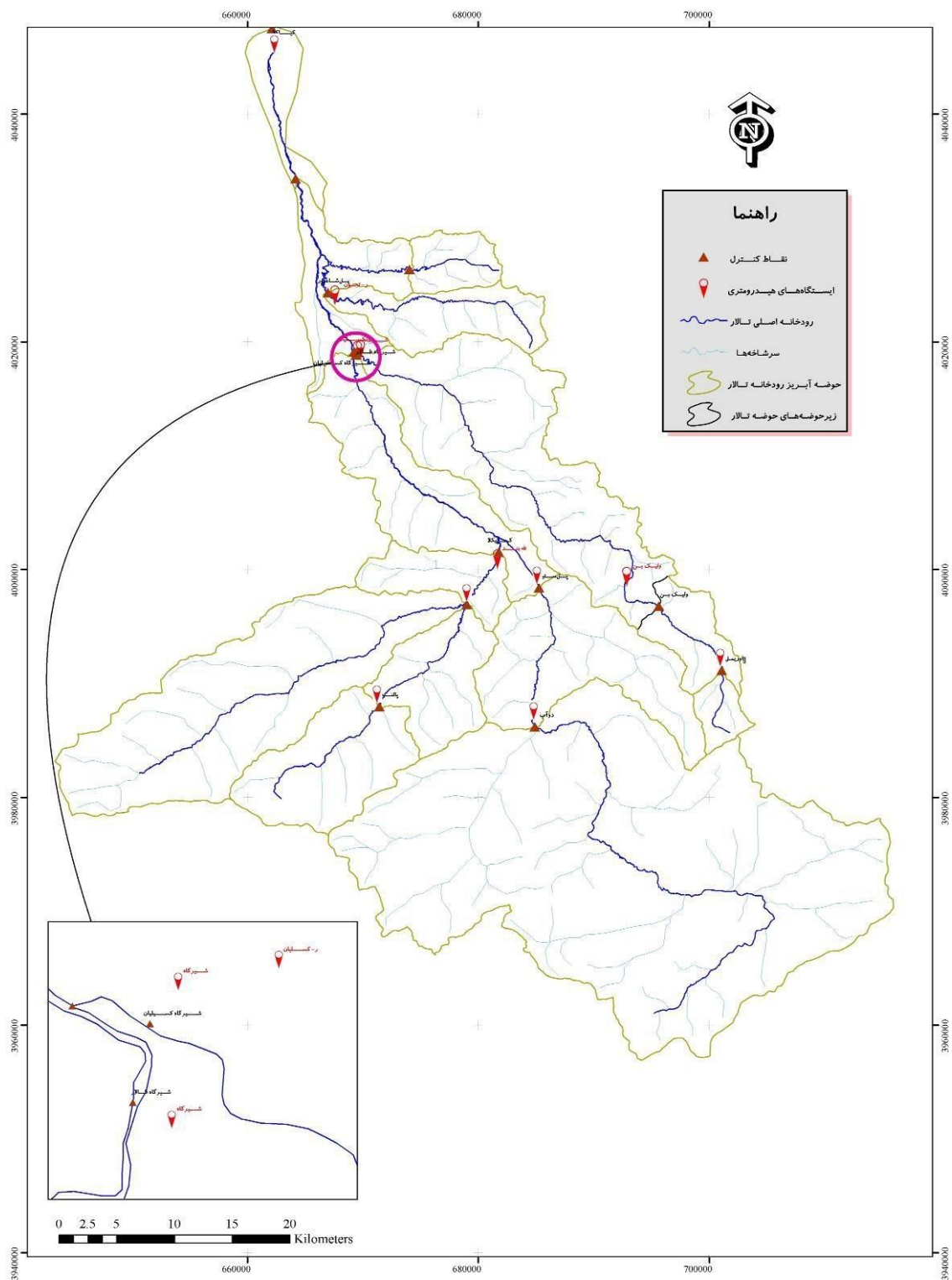


شکل (۳-۴) مدل رقومی ارتفاعی تالار

به منظور تقسیم بندی حوضه تالار به زیر حوضه های هدفمند با توجه به ایستگاه های هیدرومتری موجود و بازه تجمعی، نقاط کنترل بر روی رودخانه اصلی و سرشاخه های آن در مدل معرفی شد. حوضه تالار به ۱۵ زیر حوضه تقسیم بندی شد که در جدول (۴-۴) و شکل (۴-۴) زیر حوضه ها و بازه های تجمعی تعریف شده در مدل نشان داده شده است.

جدول (۴-۴) زیر حوضه ها و بازه های تجمعی حوضه تالار، معرفی شده به مدل SWAT

زیر حوضه	نام زیر حوضه یا تجمعی	نام رودخانه
۱	رودخانه تالار تا محل ایستگاه هیدرومتری کیاکلا	تالار
۲	رودخانه تالار تا محل ورود به شهر قائم شهر	-
۳	رودخانه رودخانه تالار تا محل تلاقی با رودخانه کسلیان	کسلیان
۴	رودخانه تالار تا محل ایستگاه هیدرومتری شیرگاه-تالار	تالار
۵	حوضه آبریز ایستگاه هیدرومتری پل سفید	تالار
۶	حوضه آبریز ایستگاه هیدرومتری شیرگاه- کسلیان	کسلیان
۷	حوضه آبریز ایستگاه هیدرومتری ولیک بن	کسلیان
۸	رودخانه چرال تا محل ایستگاه هیدرومتری کریکلا	چرال
۹	حوضه آبریز رودخانه شش رودبار تا تلاقی چرال	شش رودبار
۱۰	حوضه آبریز برنجستانک	-
۱۱	حوضه آبریز ایستگاه هیدرومتری پل شاهپور	تجون
۱۲	حوضه آبریز ایستگاه هیدرومتری اوریمک	کسلیان
۱۳	حوضه آبریز ایستگاه هیدرومتری دوآب	خطیر کوه
۱۴	حوضه آبریز ایستگاه هیدرومتری پالند	شش رودبار
۱۵	رود چرال تا محل تلاقی با رودخانه شش رودبار	چرال



شکل (۴-۴) زیر حوضه ها و بازه های تجمعی تعریف شده در مدل SWAT

ب) تولید HRU توسط مدل:

پس از مشخص شدن حوزه تالار در مدل SWAT، زیر حوزه های تالار نیز بر مبنای نقشه های خاک و کاربری اراضی به ۵۴ واحد کوچکتری، تحت عنوان واحدهای پاسخگوی هیدرولوژیکی^۱ HRU توسط مدل SWAT تقسیم بندی شد. خصوصیات این واحد ها در تشابه هیدرولوژیکی آنها است، به دین معنی که توپوگرافی، مشخصات خاک و کاربری اراضی در هر HRU تقریباً یکسان می باشند. این تقسیم بندی، این توانایی را به مدل می دهد، تا تفاوت های تبخیر و تعرق را برای خاک ها و گیاهان مختلف منعکس کند. همچنین، رواناب در هر HRU، جداگانه شبیه سازی می شود و برای تعیین رواناب کل حوزه آبریز، با استفاده از یکی از دو روش ماسکینگهام و یا ذخیره متغییر، روندیابی می شود. با این عمل، دقت شبیه سازی افزایش یافته و توضیح فیزیکی بهتری از معادله تعادل آب، بیان می شود (راهنمای تئوریک SWAT 2012).

ج) وارد کردن داده های اقلیمی:

دیتا ایستگاه های هواشناسی (دما و بارش جدول (۴-۲)) انتخاب شده به صورت داده های روزانه به فرمت TXT آماده شد و به مدل وارد شد.

د) ویرایش و اجرای مدل:

بعد از آنکه اطلاعات آب و هوایی حوزه تالار وارد شد و جدول های مورد نیاز برای محاسبات هیدرولوژیک در هر HRU توسط مدل ساخته شد، در آخر با مشخص کردن نوع رابطه های مورد استفاده و حدود اولیه برای مشخصات هیدرولوژیک منطقه، مدل برای تعداد سال هایی که آمار وجود دارد اجرا می گردد. مقادیر اولیه پارامترها نیز طبق پیش فرض مدل حفظ شدند. شبیه سازی از سال ۲۰۱۲-۲۰۰۴ انجام شد. ولی برای شبیه سازی بهتر، دو سال آماری ۲۰۰۵-۲۰۰۴ به عنوان آماده سازی اولیه^۲ تعیین شد تا مقادیر اولیه پارامترها با توجه به شرایط منطقه جایگزین شود. نتیجه شبیه

^۱ Hydrologic Response Unit

^۲ warming up

سازی این دو سال در خروجی مدل SWAT نمایش داده نمی شوند. در این تحقیق برای محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل از روش هارگریوز، برای محاسبه رواناب از روش SCS، برای روندیابی جریان از روش ذخیره متغیر استفاده شده است.

ه) وارد کردن اثر تغییر اقلیم (دما و بارش آتی) بر مدل نهایی:

بعد از ساخت مدل و کالیبراسیون و اعتبار سنجی آن، مدل برای مطالعات اثر تغییر اقلیم بر منابع آب سطحی و دبی خروجی از حوضه تالار آماده می باشد. در این مرحله داده های اقلیمی (بارش و دما) ریزمقیاس شده آینده برای دو دوره زمانی نزدیک (۲۰۶۴ - ۲۰۴۶) و زمانی دور (۲۱۰۰ - ۲۰۸۱) به مدل وارد می شود و بعد از اجرای مدل SWAT با مقدار پارمترهای بدست آمده در مرحله کالیبراسیون، دبی خروجی بصورت حدود 95 درصد عدم قطعیت به دست می آید. مدل GCM مورد استفاده در این تحقیق، مدل CGCM^۳ از مرکز مدلسازی و تغییر اقلیم کانادا^۱ (CCCma) است.

¹ Canadian Center for Climate Modeling and Analysis

فصل پنجم

نتایج

۵-۱- مقدمه

در این فصل به ارائه نتایج اجرای مدل SWAT و SWAT-CUP و تشریح و تحلیل نتایج پرداخته می شود. آنچه در ادامه فصل می آید عبارتند از: معرفی زیر حوضه های تقسیم شده حوضه های آبریز تالار، ارائه نتایج اولیه مدلسازی، نتایج پارامترهای موثر در فرآیند بارش و رواناب، کالیبراسیون و اعتبار سنجی مدل به همراه ارائه شاخص های آماری مربوط به هر مرحله جهت ارزیابی میزان کارایی مدل SWAT در شبیه سازی رواناب ماهانه پرداخته شد. پس از اطمینان از کارایی مدل کالیبره شده به بررسی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب پرداخته می شود. ابتدا تغییرات بارش و دما به عنوان ورودی های هواشناسی اصلی مدل، تحت سناریوهای مختلف (A1B1 , A2, B1) در دو دوره زمانی نزدیک (۲۰۶۴-۲۰۴۶) و دور (۲۰۸۱-۲۱۰۰) مورد ارزیابی قرار می گیرد و در نهایت بارش و دماهای ریز مقیاس شده به مدل کالیبره شده داده و نتایج خروجی مدل SWAT که همان دبی جریان باشد، مورد ارزیابی قرار می گیرد.

۵-۲- شبیه سازی رواناب با استفاده از مدل SWAT

برای محاسبه رواناب ناشی از بارندگی در مدل SWAT از روش بیلان آب استفاده می شود. رواناب سطحی مدل SWAT توسط یکی از دو روش شماره منحنی (SCS) و نفوذ گرین - امپت محاسبه می گردد. همچنین مدل این قابلیت را دارد که برای تبخیر - تعرق از سه روش هارگریوز، پنمن-مونتیت و پریسلی-تیلور استفاده کند. در این پایان نامه، از روش شماره منحنی برای محاسبه رواناب سطحی و روش ساده هارگریوز برای محاسبه پتانسیل تبخیر و تعرق بکار گرفته شدند. دلیل انتخاب روش، عدم وجود اطلاعات لازم مانند مقادیر تابش و غیره برای روشهای پنمن-مونتیت و پریسلی-تیلور و داده های مورد نیاز اندک در روش هارگریوز (دما) می باشد.

در مدل SWAT، رواناب سطحی پس از محاسبه در هر HRU با یکی از دو روش ذخیره متغیر و روش ماسکینگهم روندیابی می شود. در این تحقیق ابتدا از روش ماسکینگهم استفاده شد اما به دلیل نتایج بهتری که روش ذخیره متغیر برای حوضه تالار بدست آمد، از این روش برای ادامه روند کالیبراسیون در این تحقیق در نظر گرفته شد. کالیبراسیون مدل SWAT با استفاده از نرم افزار SWAT-CUP و الگوریتم SUFI2 انجام شده است.

۵-۳- کالیبراسیون و شبیه سازی رواناب در مدل SWAT

پس از اجرای مدل SWAT، نتایج به دو صورت نموداری و مقادیر عددی قابل استفاده می باشند. نتایج شبیه سازی با آمار رواناب سالهای ۲۰۱۲-۲۰۰۶ بعنوان مقادیر مشاهداتی رواناب، و سال های (۲۰۰۴-۲۰۰۵) به عنوان آماده سازی اولیه مدل^۱ از ایستگاه هیدرومتری کیاکلا واقع در خروجی زیر حوضه شماره یک برای کالیبره کردن استفاده شد. آماده سازی داده ها، اجرای مدل و انجام کالیبراسون در گام زمانی ماهانه انجام گرفت.

در نرم افزار SWAT-CUP از الگوریتم SUFI2 کالیبراسیون و سنجش عملکرد مدل استفاده شد. در SWAT-CUP از ۶ معیار ارزیابی دقت استفاده شده است. انتخاب پارامترهای کالیبراسیون باتوجه به حساسیت سنجی اولیه، دقت در روابط حاکم بر شبیه سازی رواناب و همچنین بررسی مطالعات مشابه صورت گرفته انجام شد. پارامترهای مؤثر شبیه سازی رواناب حوضه تالار در مدل SWAT در جدول (۵-۱) آورده شده است.

¹ Warming up

جدول (۵-۱) پارامترهای مؤثر بر شبیه سازی حوضه تالار

ردیف	پارامتر	توصیف پارامتر	محدوده مشخص شده در SWAT
۱	SETMP	دمای بارش برف (°C)	۵- تا ۵
۲	SMTMP	دمای پایه ذوب برف (°C)	۵- تا ۵
۳	SMFMX	فاکتور ذوب برف (°C - mm / day)	۱.۴ تا ۶.۹
۴	SMFMN	فاکتور ذوب برف (°C - mm / day)	۱.۴ تا ۶.۹
۵	TIMP	فاکتور تأخیر دمای برف پشته	۰.۰۱ تا ۱
۶	SNO50COV	درصدی از حجم آب برف برای پوشش برف ۵۰٪ (mm)	۰.۰۱ تا ۰.۹۹
۷	SNO_SUB	حجم آب اولیه برف (mm)	۰ تا ۱۵۰
۸	TLAPS	نرخ افت دما (°C / km)	۰ تا ۵۰
۹	SURLAG	ضریب تأخیر رواناب سطحی	۱ تا ۲۴
۱۰	CN2	شماره منحنی SCS برای شرایط رطوبتی متوسط	۲۰ تا ۹۰
۱۱	CH_K1	هدایت هیدرولیکی مؤثر در کانال فرعی	۵ تا ۱۵۰
۱۲	CH_K2	هدایت هیدرولیکی مؤثر در کانال اصلی	۰ تا ۱۵۰
۱۳	CH_N2	ضریب مانینگ رودخانه اصلی	۰ تا ۰.۳
۱۴	CH_S1	شیب متوسط کانالهای فرعی (m/m)	۰ تا ۱۰
۱۵	CH_W1	عرض متوسط کانال فرعی (m)	۰ تا ۱۰۰۰
۱۶	OV_N	مقدار ضریب مانینگ جریان روسطحی	۰ تا ۰.۸
۱۷	EFCB	ذخیره اولیه آب در خاک	۰ تا ۱
۱۸	SHALLST	عمق اولیه آب در آبخوان کم عمق (mm)	۰ تا ۱۰۰۰
۱۹	DEEPST	عمق اولیه آب در آبخوان کم عمق (mm)	۰ تا ۵۰۰۰
۲۰	GW_DELAY	زمان تأخیر آب زیرزمینی (days)	۰ تا ۵۰۰
۲۱	ALPHA_BF	فاکتور آلفای جریان پایه	۰ تا ۱
۲۲	SOL-BD	چگالی توده خاک مرطوب در هر لایه (g/cm ³)	۰.۱ تا ۲.۵
۲۳	SOL_AWC	آب موجود در هر لایه	۰ تا ۱
۲۴	SOL_K	هدایت هیدرولیکی خاک اشباع	۰ تا ۲۰۰
۲۵	GWQMN	عمق آستانه آب در آبخوان کم عمق برای پیوستن به جریان (mm)	۰ تا ۵۰۰۰
۲۶	RCHRG_DP	درصد نفوذ به آبخوان عمیق	۰ تا ۱
۲۷	GW_REVAP	ضریب revap آب زیرزمینی	۰.۰۲ تا ۰.۲
۲۸	REVAPMN	عمق آستانه آب در آبخوان کم عمق برای revap (mm)	۰ تا ۵۰۰

ادامه جدول (۵-۱) پارامترهای مؤثر بر شبیه سازی حوضه تالار

۰ تا ۱	فاکتور تعدیل تبخیر از ناحیه جریان	EVRCH	تبخیر و تعرق	۲۹
۰ تا ۱۰	شاخص سطح برگ، که هیچ تبخیری از آب سطحی رخ ندهد	EVLAI		۳۰
۰ تا ۱	فاکتور تصحیح رشد پوشش گیاهی	EPCO		۳۱
۰ تا ۱	فاکتور تصحیح تبخیر از سطح خاک	ESCO		۳۲

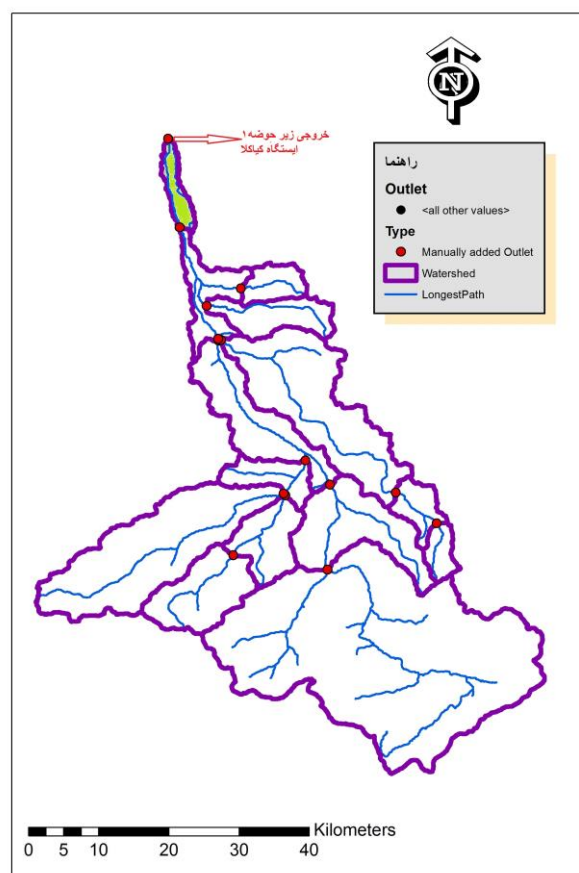
۵-۴- نتایج کالیبراسیون و اعتبار سنجی مدل حوضه آبریز تالار

فرآیند کالیبراسیون برای دبی خروجی زیر حوضه یک، (شکل ۵-۱) ایستگاه کیاکلا های در سال های ۲۰۰۶ الی ۲۰۱۰ میلادی انجام گرفت. سال های ۲۰۰۴ الی ۲۰۰۵ نیز به عنوان آماده سازی اولیه مدل^۱ در نظر گرفته شده است. نتایج کالیبراسیون زیرحوضه یک در شکل (۵-۲)، (۵-۳) و جدول (۵-۲) آورده شده است. همانطور که ملاحظه می شود، ضریب همبستگی برای دبی خروجی از ایستگاه کیاکلا ۰.۶۲۶ بدست آمد. همچنین ارزیابی مدل با تابع هدف R^2 با آستانه رفتاری^۲ ۰.۳ و نش - ساتکلیف نیز صورت گرفت که برای دبی خروجی ایستگاه کیاکلا به ترتیب مقادیر ۰.۶۲۶ و ۰.۶۱ بدست آمد. براساس پژوهش های پیشین ضریب نش - ساتکیف بیشتر از ۰.۵ برای شبیه سازی های هیدرولوژیکی نتیجه قابل قبولی می باشد (گاسمن و همکاران، ۲۰۰۷)^۳.

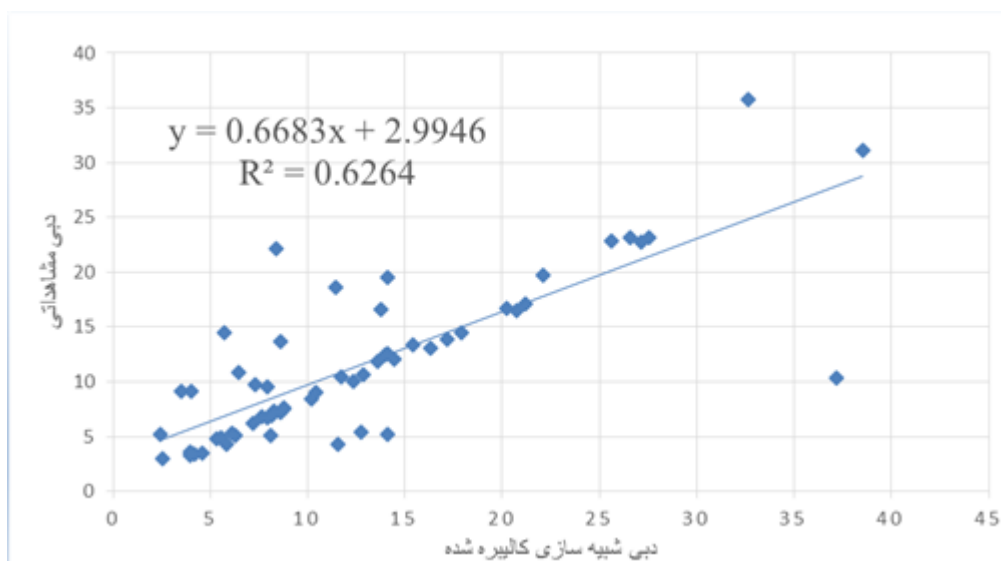
^۱ Warming up

^۲ Behavioral threshold

^۳ Gassman et al., ۲۰۰۷

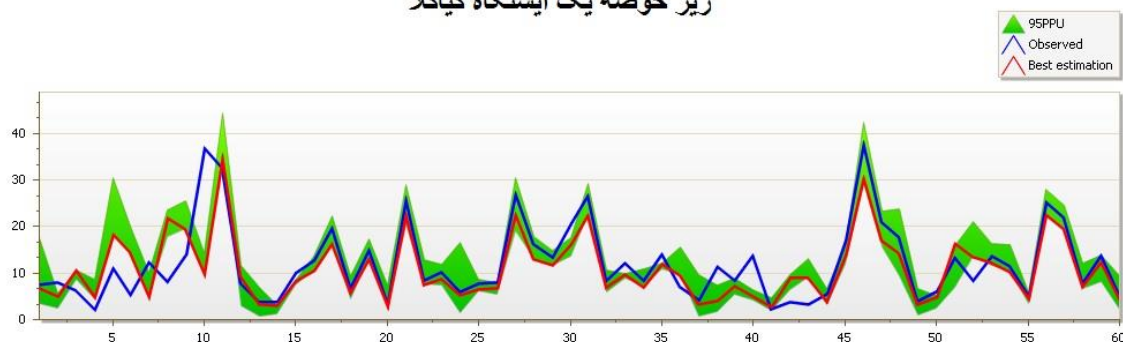


شکل (۵-۱) زیر حوضه شماره یک، ایستگاه هیدرومتری کیکلا



شکل (۵-۲) همبستگی دبی مشاهداتی و شبیه سازی کالیبره شده زیر حوضه یک ایستگاه کیکلا

زیر حوضه یک ایستگاه کیاکلا



شکل (۳-۵) نتیجه کالیبراسیون با مدل SUFI2 برای دبی خروجی ایستگاه کیاکلا (۲۰۰۶-۲۰۱۰)

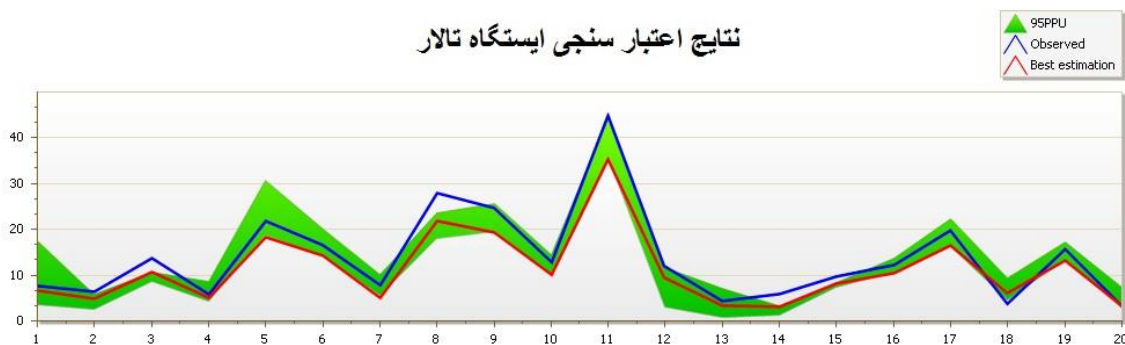
جدول (۲-۵) مقادیر پارامترهای بدست آمده حوضه آبریز تالار

Parameter_Name	Fitted_Value	Min_value	Max_value
1:R_CN2.mgt	76.78571	35	80
2:R_SOL_BD(..).sol	1.642857	0.1	2.5
3:R_SOL_AWC(..).sol	0.642857	0	1
4:R_SOL_K(..).sol	100	0	200
5:R_SLSOIL.hru	96.42857	0	150
6:V_ALPHA_BF.gw	0.642857	0	1
7:V_GW_DELAY.gw	464.2857	0	500
8:V_REVAPMN.gw	464.2857	0	500
9:V_GW_REVAP.gw	0.084286	0.02	0.2
10:V_SHALLST.gw	928.5715	0	1000
11:V_RCHRG_DP.gw	0.357143	0	1
12:V_GWQMN.gw	1785.714	0	5000
13:V_EPCO.hru	0.357143	0	1
14:V_SLSUBBSN.hru	120	10	150
15:V_ESCO.hru	0.071429	0	1
16:V_OV_N.hru	0.4	0	0.8
17:V_CH_N2.rte	0.278571	0	0.3
18:V_CH_K2.rte	10.71429	0	150
19:R_CH_K1.sub	0.471429	0	0.6
20:V_LAT_TTIME.hru	141.4286	0	180
21:V_ALPHA_BNK.rte	0	0	0
22:V_SFTMP.bsn	1.428572	-5	5
23:V_SMTMP.bsn	-1.42857	-5	5
24:V_SMFMX.bsn	9.285714	0	10
25:V_SMFMN.bsn	6.428572	0	10

ادامه جدول (۵-۲) مقادیر پارامترهای بدست آمده حوضه آبریز تالار

26:V__TIMP.bsn	0.214286	0	1
27:V__SURLAG.bsn	2.642857	1	24
28:V__SNOCOVMX.bsn	464.2857	0	500
29:V__SNO_SUB.sub	10.71429	0	150
30:V__FFCB.bsn	0.214286	0	1
31:V__EVRCH.bsn	0.071429	0	1
32:V__DEEPST.gw	250	0	500
33:V__EVLAI.bsn	0.714286	0	10

بعد از کالیبراسیون مدل، باید نتایج مدل در یک دوره زمانی دیگر غیر از دوره کالیبراسیون اعتبار سنجی شود. در این تحقیق، اعتبار سنجی مدل با استفاده از داده های مشاهداتی سال های ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲ انجام شد ارزیابی مدل با تابع هدف R^2 با آستانه رفتاری^۱ ۰.۳ و نش - ساتکلیف صورت گرفت که برای دبی خروجی ایستگاه کیاکلا به ترتیب مقادیر ۰.۹۹ و ۰.۸۸ بدست آمد که حاکی از عملکرد مناسب مدل در دوره زمانی دیگری غیر از دوره کالیبراسیون می باشد. با اطمینان از عدم محدودیت مدل کالیبره شده به دوره زمانی خاص، می توان از آن در بررسی شرایط اقلیمی آینده استفاده کرد. شکل (۵-۴) نتایج اعتبار سنجی حوضه آبریز تالار در ایستگاه کیاکلا نشان می دهد.



شکل (۵-۴) نتایج اعتبار سنجی ایستگاه تالار با مدل SUFI2

در این تحقیق کارایی مدل در شبیه سازی برای دوره های کالیبراسیون و اعتبار سنجی مورد بررسی قرار گرفت. تابع هدف ارزیابی دبی شبیه سازی در مقابل دبی مشاهداتی R^2 و نش - ساتکلیف (NS)

¹ Behavioral threshold

در نظر گرفته شد. کارایی مدل از جنبه های دیگر نیز با استفاده از ضرایب bR^2 ، r -factor، p -factor نیز مورد بررسی قرار گرفت.

bR^2 (حاصل ضرب R^2 در ضریب رگرسیون خطی است) به عنوان پارامتر اصلاحی در جهت R^2 جهت سنجش همبستگی مقادیر مشاهداتی و شبیه سازی به کار می رود. مقدار آن برای حوضه تالار برای دوره های کالیبراسیون و اعتبارسنجی به ترتیب ۰.۴۱ و ۰.۷ بدست آمد. bR^2 بیشتر از ۰.۴ در کارهای بارش - رواناب نتیجه قابل قبولی محسوب می شود (عباسپور و همگاران، ۲۰۰۷).^۱

P -factor عبارت است از درصدی از داده های مشاهداتی که داخل باند تخمین عدم قطعیت ۹۵٪ قرار گرفته اند. که هرچه مقدار این ضریب به یک نزدیکتر باشد شبیه سازی با دقت بیشتری انجام گرفته است. مقدار آن برای حوضه تالار در مراحل کالیبراسیون و اعتبارسنجی به ترتیب ۰.۶۵ و ۰.۷۵ بدست آمد. یکی از دلایل کم بودن مقادیر p -factor این است که جریان پایه توسط مدل بیشتر از مقادیر واقعی پیش بینی شده است. کمبود داده از میزان مصرف آب رودخانه ها در بخش کشاورزی یکی از دلایل ناتوانی مدل در پیش بینی بهتر جریان پایه می باشد. (سلمانی، ۱۳۹۰).

ضریب r -factor عبارت است از متوسط ضخامت باند عدم قطعیت ۹۵٪ تقسیم بر انحراف معیار داده های اندازه گیری شده. هر چه مقدار آن به صفر نزدیکتر باشد شبیه سازی بهتر صورت پذیرفته است. مقدار آن برای حوضه تالار برای دوره های کالیبراسیون و اعتبارسنجی به ترتیب ۰.۶۷ و ۰.۵۶ بدست آمد.

با توجه به تحقیقات انجام شده (چپلوت^۲) نقشه خاک و کاربری اراضی در شبیه سازی رواناب حوضه اثر قابل توجهی دارند و آن جا که نقشه به کار رفته در این تحقیق از دقت خوبی برخوردار نبوده است، می توان یکی از دلایل اصلی عدم شبیه سازی رواناب با دقت بالا را همین مساله دانست.

^۱ Abbaspour, ۲۰۰۷

^۲ V. Chaplot ۲۰۰۵

۵-۵- نتایج تغییر اقلیم در حوضه آبریز تالار

در این مرحله، مدل کالیبره شده حوضه آبریز تالار جهت شبیه سازی دبی رودخانه در دوره های زمانی آینده استفاده شد. در شبیه سازی تغییر اقلیم، داده های اقلیمی ریزمقیاس شده تحت سناریوهای A2، B1 و A1B شامل بارش و دما در دوره زمانی نزدیک (۲۰۴۴ - ۲۰۴۶) و دور (۲۰۸۱ - ۲۱۰۰)، به مدل وارد شد و سپس دبی جریان در حوضه آبریز تالار پیش بینی گردید. ابتدا تغییرات بارش و دما به عنوان ورودی های اصلی مدل SWAT تحت سناریو های مختلف تغییر اقلیم در دو دوره زمانی آینده دور و نزدیک بررسی می شوند. برای این منظور، میانگین بلند مدت بارش ماهانه و دما دوره نزدیک (۲۰۴۴-۲۰۴۶) و دوره دور (۲۰۸۱-۲۱۰۰) تحت سناریوهای A2، B1 و A1B محاسبه گردید و با میانگین دوره پایه سناریوها (۱۹۶۱-۲۱۰۰) مقایسه گردید. داده های ریزمقیاس بارش و دما از پروژه مشترک بانک جهانی، مرکز اقلیمی دانشگاه سنتا کلارا^۱ و مرکز حفاظت از طبیعت^۲ برای ریزمقیاس نمایی روزانه مدل های GCM برای سراسر جهان گرفته شد. روش استفاده شده برای ریزمقیاس نمایی مدل های GCM روش BCSD^۳ است.

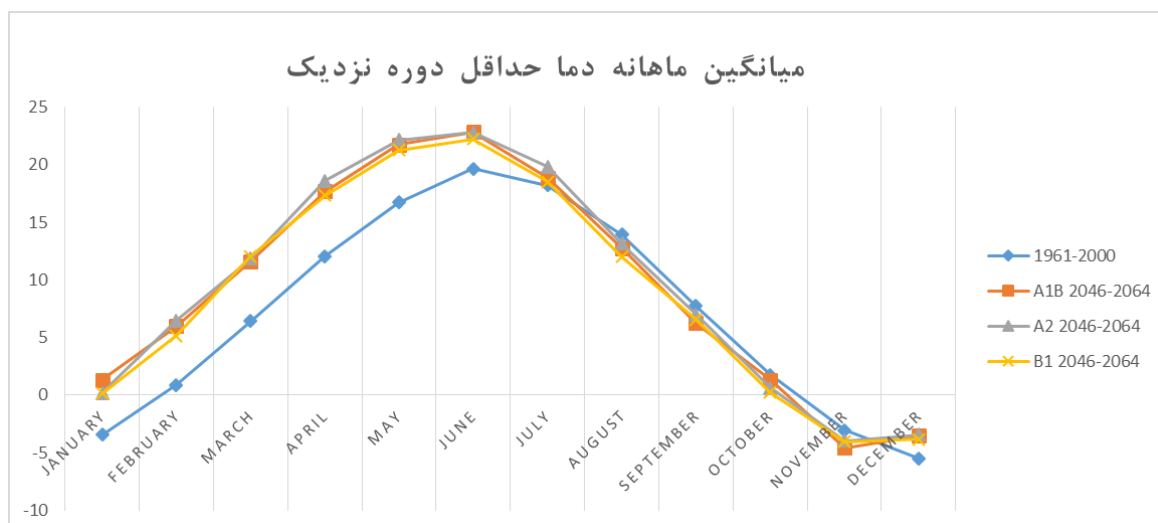
۵-۵-۱ تغییرات دما

در این قسمت نحوه تغییرات دمای حداقل و حداکثر در دوره نزدیک (۲۰۴۴ - ۲۰۴۶) و دوره دور (۲۰۸۱ - ۲۱۰۰) تحت سناریوهای A2، B1 و A1B نسبت به دوره پایه بررسی شد. در شکل های (۵-۵) الی (۵-۸) نتیجه مقایسه میانگین ماهانه دمای حداقل و حداکثر دوره پایه با دوره های نزدیک و دور تحت سناریو های مختلف نشان داده شده است.

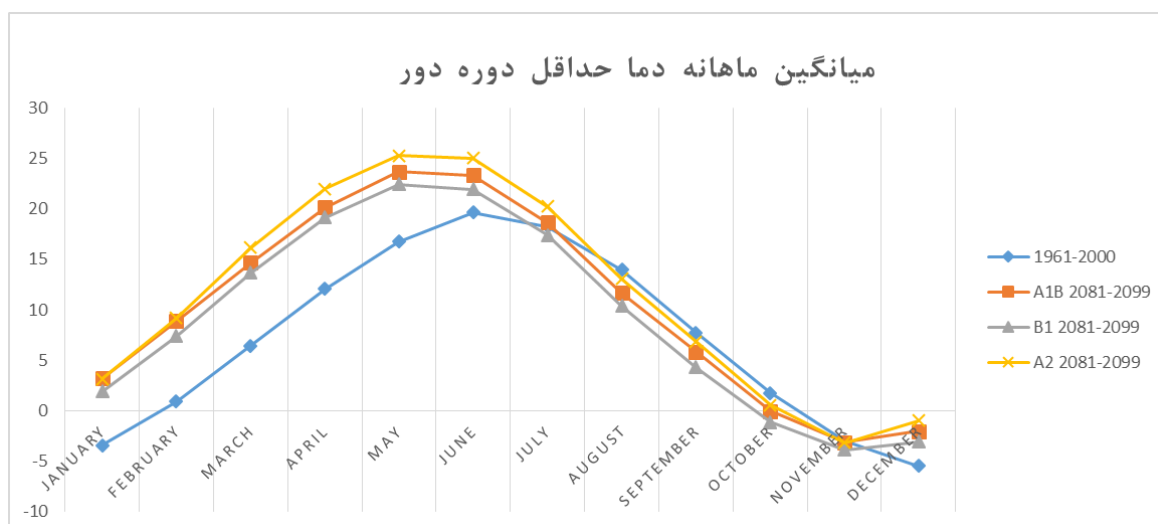
¹ santa clara university (climate central)

² The Natutre Conservancy

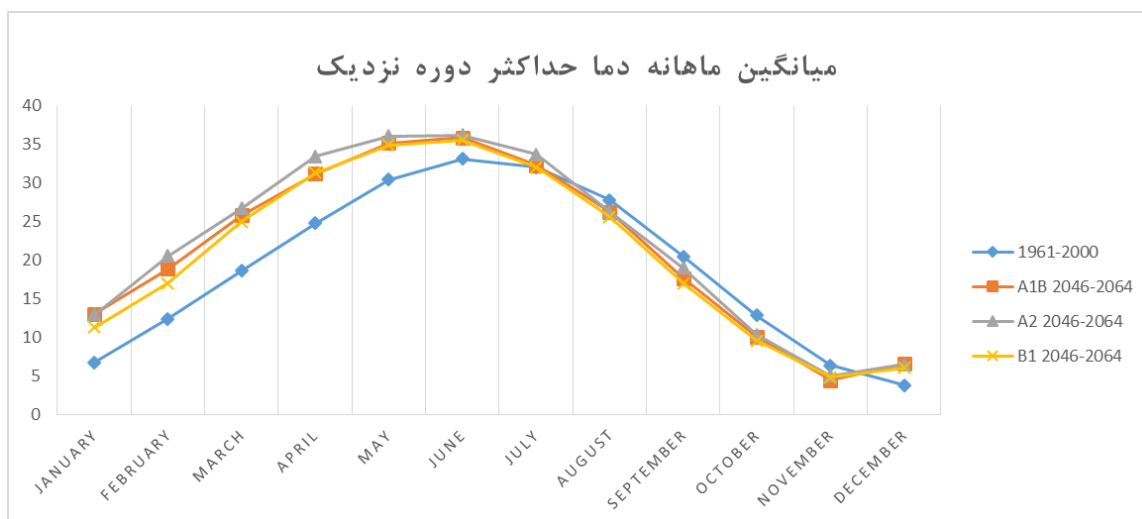
³ Bias-Corrected Spatial Disaggregation method



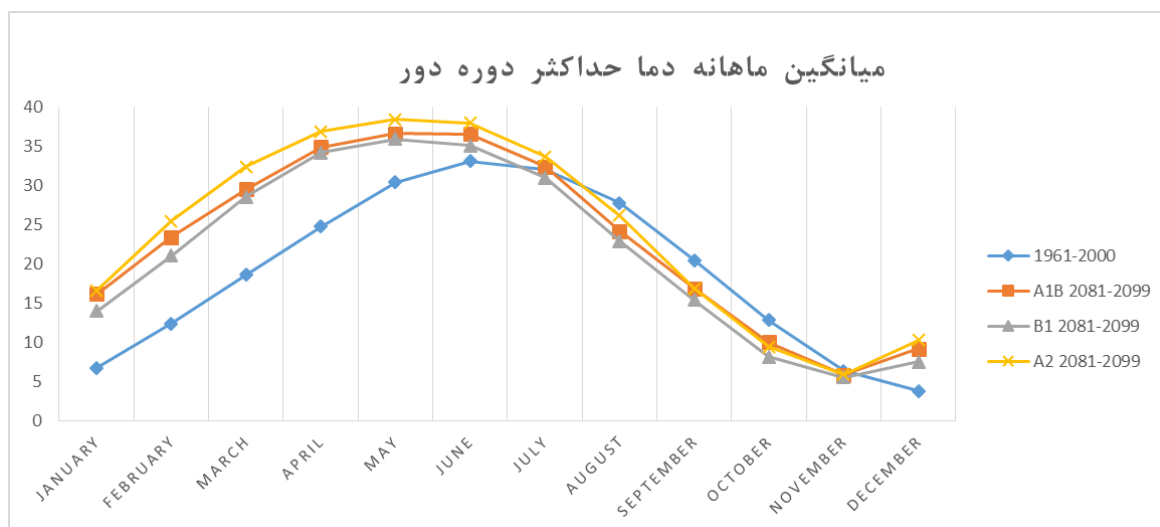
شکل (۵-۵) مقایسه میانگین ماهانه دمای حداقل شبیه سازی شده دوره پایه در دوره آینده نزدیک



شکل (۶-۵) مقایسه میانگین ماهانه دمای حداقل شبیه سازی شده دوره پایه در دوره آینده دور



شکل (۵-۷) مقایسه میانگین ماهانه دمای حداکثر شبیه سازی شده دوره پایه در دوره آینده نزدیک

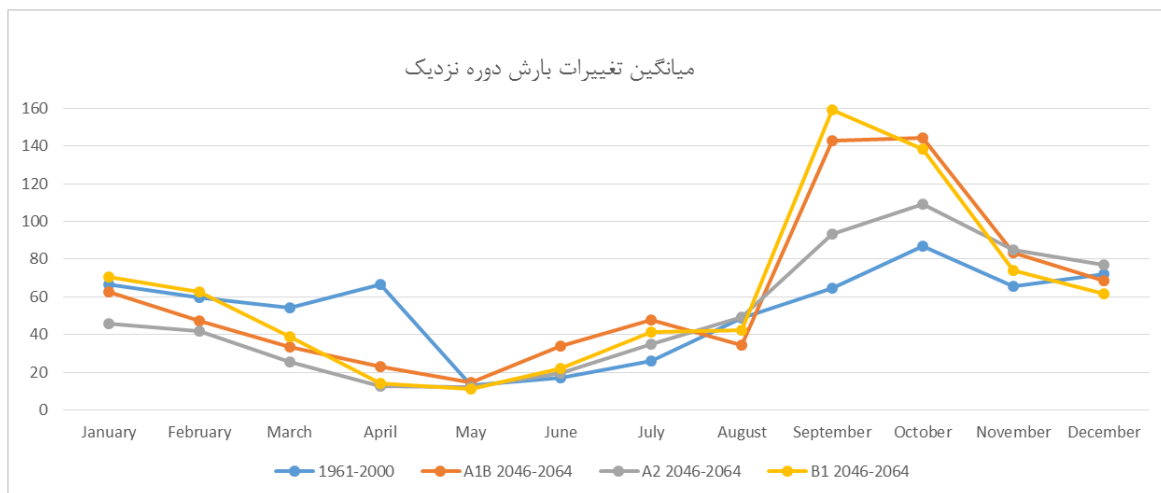


شکل (۵-۸) مقایسه میانگین ماهانه دمای حداکثر شبیه سازی شده دوره پایه در دوره آینده دور

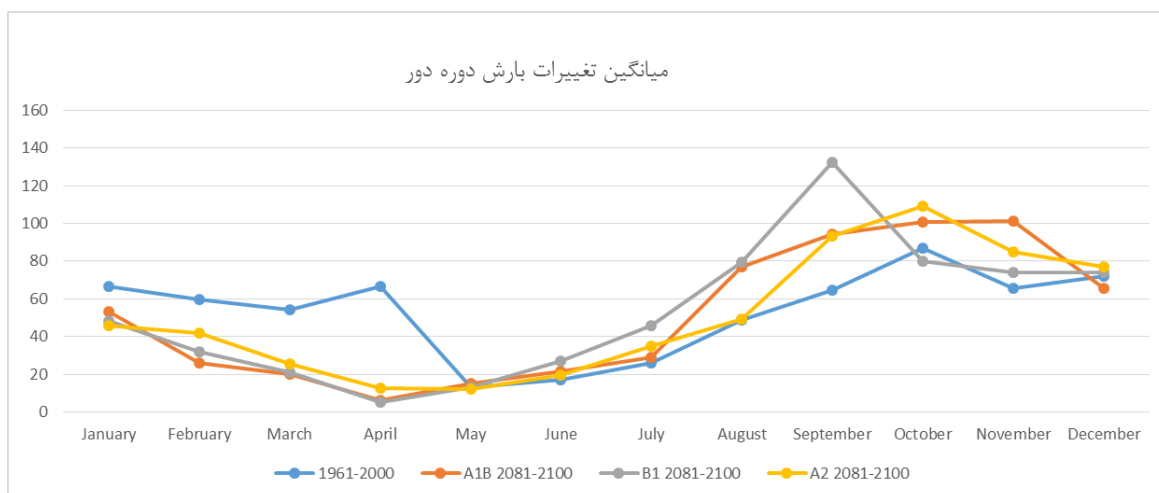
با توجه به نمودارهای دمای حداکثر و حداقل می توان دریافت که تحت هر سه سناریو و در هر دو دوره زمانی، یک شیفت در مقادیر داده های دما بوجود می آید که نشان دهنده کاهش دما در فصول گرم از جمله تابستان و بهار و افزایش دما در فصول پاییز و زمستان است همچنین تغییرات افزایشی دمای حداقل و حداکثر در فصل های زمستان و بهار، بیشتر از تغییرات کاهشی دمای فصل های تابستان و پاییز است (خدیر و همکاران ۱۳۹۳). دما در فصل زمستان در دوره (۲۰۴۶-۲۰۶۴)، تا ۴ درجه سانتیگراد و در دوره (۲۰۸۱-۲۱۰۰)، ۷ الی ۹ درجه افزایش را نشان می دهد. پس باید انتظار زمستان های گرم تری در مقایسه با زمستان های دوره حاضر داشته باشیم. این در حالی است که دمای تابستان و پاییز تغییرات به مراتب کمتری را نشان می دهد. به طوریکه دما در نیمه دوم تابستان و پاییز، ۰.۷ تا ۲ درجه کاهش را نشان می دهد.

۵-۵-۲ تغییرات بارش

همانطور که در شکل های (۵-۹) و (۵-۱۰) نشان داده شده است، بیشترین اختلاف در بارش مربوط دوره نزدیک در فصل بهار و تحت سناریو A2 می باشد. همچنین کاهش پیش بینی بارش نسبت به داده های مشاهداتی در سناریوی A2 بیشتر از B1 است که این اختلاف رابطه ی مستقیم با افزایش گازهای گلخانه ای دارد زیرا در سناریوی A2 افزایش گازهای گلخانه ایی بیشتر از سناریوی B1 می باشد. همچنین بارش در فصل های پرباران کاهش می یابد ولی تغییرات بارندگی در ماه های کم باران بسیار ناچیز است. همچنین در نیمه دوم تابستان و پاییز میانگین بارش ماهانه افزایش می یابد. شدت تغییرات بارش از ماه های کم باران به پر باران (نیمه دوم تابستان)، شدیدتر از دوره پایه می باشد.



شکل (۵-۹) میانگین ماهانه تغییرات بارش (میلی متر) دوره آیند (۲۰۴۶ - ۲۰۶۴)

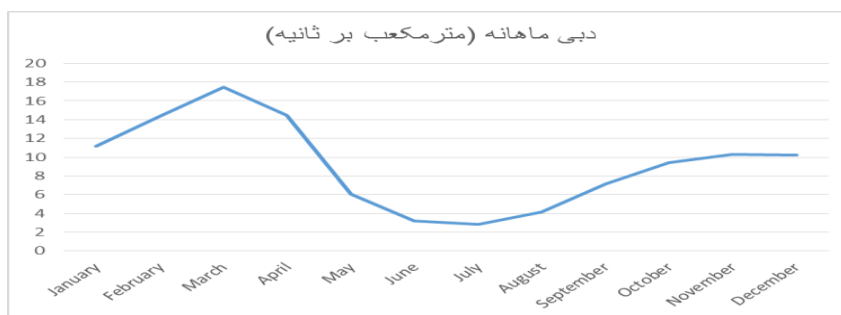


شکل (۵-۱۰) میانگین ماهانه تغییرات بارش (میلی متر) دوره آینده دور (۲۰۸۱ - ۲۱۰۰)

۵-۳ شبیه سازی دبی برای داده های اقلیمی تحت سناریوهای مختلف

پس از بررسی تغییرات دما و بارش تحت سناریوهای تغییر اقلیم، این داده ها به عنوان ورودی به مدل SWAT کالیبره شده وارد شد و با محدوده پارامترهای نهایی کالیبراسیون بدست آمده از روش SUFI-2 اجرا شد. در این تحقیق میانگین حد بالا و حد پایین باند 95 بعنوان دبی شبیه سازی شده برای دوره های آینده در نظر گرفته شد.

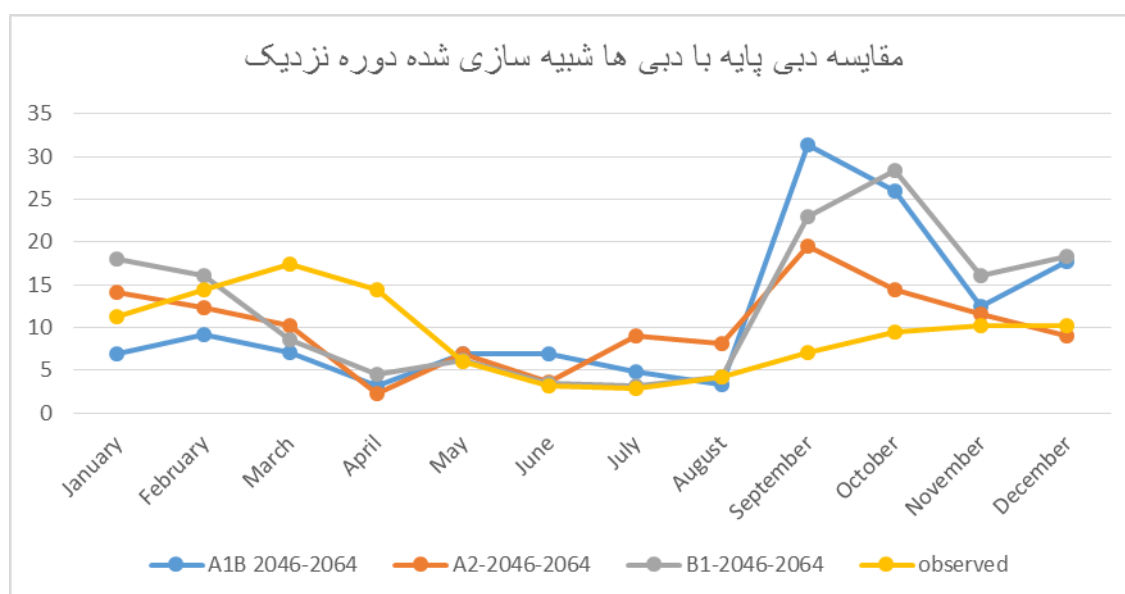
دبی پایه برای مقایسه با دبی شبیه سازی شده با استفاده از دبی میانگین ماهانه ایستگاه کیاکلا واقع در زیرحوضه ۱ از سال (۱۹۵۰-۲۰۱۲) محاسبه شد (شکل ۵-۱۱). همانطور که ملاحظه می شود، دبی پیک سالانه در ماه مارس رخ می دهد.



شکل (۵-۱۱) میانگین ماهانه دبی ایستگاه کیاکلا از سال (۱۹۵۰-۲۰۱۲)

نتایج ارائه شده در شکل (۵-۱۲) نشان می دهد دبی خروجی ماهانه از ایستگاه کیاکلا در طول سال دچار تغییرات زیادی خواهد شد. در ماه ژانویه (۱۱ دی تا ۱۱ بهمن) بیش ترین اختلاف نسبت به دبی پایه در دوره آینده نزدیک مربوط به سناریو A1B می باشد که دبی آن نسبت به دبی پایه ۸.۲ متر مکعب بر ثانیه کاهشی پیش بینی شده است. اما دبی شبیه سازی شده تحت سناریوی B1، ۲.۸۹ متر مکعب بر ثانیه بیشتر نسبت به دبی پایه پیش بینی شده است. برخلاف دبی پایه، دبی های شبیه سازی شده تحت سناریو های تغییر اقلیم از ماه فوریه تا آوریل (۱۲ بهمن تا ۱۰ اردیبهشت) روند کاهشی بدست آمده است. از این نتایج می توان نتیجه گیری کرد که در ابتدای فصل کشاورزی (اواخر زمستان) بخصوص برنج که نیازمند آب فراوان است حوضه آبریز تالار برای تامین آب کشاورزی

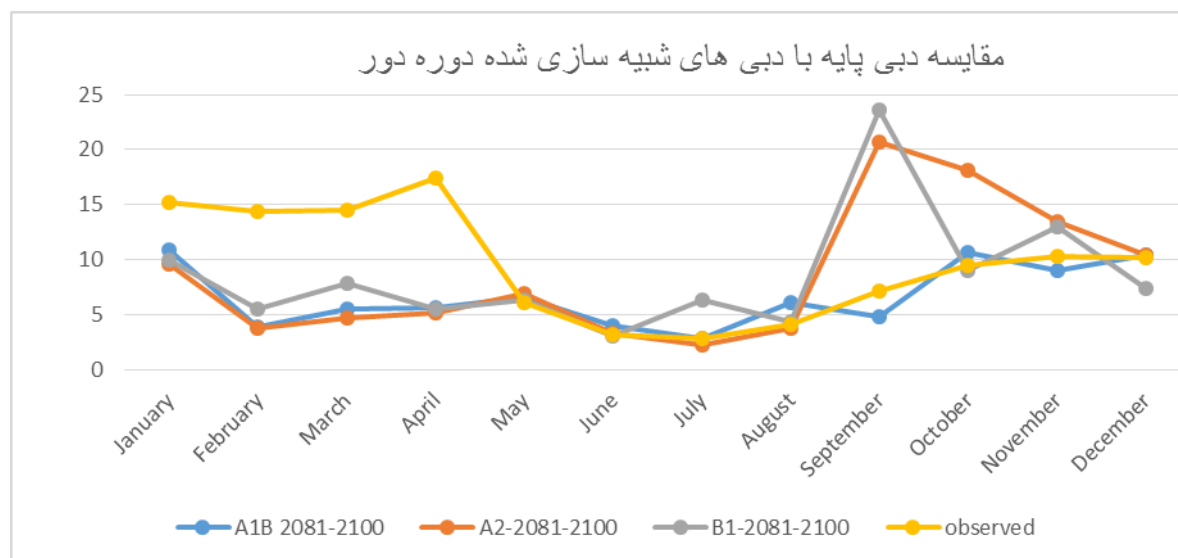
با مشکل زیادی مواجه است. این تغییر الگو باعث کاهش حجم رواناب در فصل کشاورزی و آسیب رساندن به بخش مهم اقتصاد حوضه آبریز تالار می شود. دبی شبیه سازی شده در ماه های خشک سال (می تا آگوست مطابق با (۱۰ خرداد تا ۹ شهریور) تغییرات زیادی پیدا نکرده است. دبی های شبیه سازی شده بعد از ماه های خشک یعنی در فاصله ماه های آگوست تا نوامبر (۹ شهریور تا ۹ آذر)، تا ۳.۲ برابر نیز افزایش می یابد. که احتمال آمدن سیلاب ها بزرگ در منطقه را افزایش می دهد.



شکل (۵-۱۲) مقایسه میانگین دبی ماهانه خروجی (مترمکعب بر ثانیه) در دوره آینده نزدیک

با توجه به نتایج شکل (۵-۱۳) و جدول (۵-۳) میانگین سالانه دبی تحت هر سه سناریو تغییر اقلیم برای دوره آینده دور با کاهش حداقل ۱ و حداکثر ۲.۸ مترمکعب بر ثانیه بدست آمده است. نتایج تغییر اقلیم نشان می دهد رژیم هیدرولوژیکی و حجم رواناب رودخانه تالار تغییر می کند و در پی آن باعث تغییر منابع و مصارف آب در حوضه آبریز تالار و به دنبال آن پیامد های اقتصادی برای مصرف کنندگان مختلف بخصوص در بخش کشاورزی می شود. این نتایج بیانگر این است که حوضه آبریز

تالار در آینده نیاز مند مدیریت و برنامه ریزی برای جبران کاهش رواناب و تغییر زمان فصل آبیگری کشاورزی بخصوص در محصول برنج است.



شکل (۵-۱۳) مقایسه میانگین دبی ماهانه خروجی (مترمکعب بر ثانیه) در دوره آینده دور

جدول (۵-۳) نتایج دبی میانگین ماهانه دوره های آینده و دوره پایه

	دبی پایه	A2 ۲۰۴۶-۲۰۶۴	B1 ۲۰۴۶-۲۰۶۴	A1B ۲۰۴۶-۲۰۶۴	A2 ۲۰۸۱-۲۱۰۰	B1 ۲۰۸۱-۲۱۰۰	A1B ۲۰۸۱-۲۱۰۰
January	15.2	14.19	18.09	7	9.617	10.02	10.94
February	14.4	12.33	16.03	9.22	3.81	5.525	3.9
March	14.47	10.21	8.50	7.11	4.73	7.83	5.5
April	17.48	2.23	4.52	3.22	5.173	5.54	5.6
May	6.07	6.85	6.13	6.88	6.949	6.35	6.54
June	3.23	3.65	3.437	6.97	3.351	3.14	4.04
July	2.84	9.07	3.15	4.78	2.262	6.33	2.88
August	4.17	8.09	4.28	3.35	3.79	4.33	6.08
September	7.14	19.51	23.04	31.40	20.7	23.54	4.8
October	9.45	14.48	28.34	25.9	18	9.13	10.72
November	10.29	11.53	16.1	12.51	13.46	13	9.11
December	10.21	9.03	18.32	17.68	10.4	7.4	10.45
Annual	9.58	10.2	12.49	11.33	8.32	8.58	6.78

فصل ششم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۱-۶- نتیجه گیری

هدف این پژوهش مطالعه تاثیر تغییر اقلیم بر رواناب حوضه آبریز تالار می باشد. بدین منظور ابتدا حوضه آبریز تالار توسط مدل هیدرولوژیکی SWAT شبیه سازی شد. سپس با استفاده از نرم افزار SWAT-CUP با کمک الگوریتم SUFI-2 پارمترهای تاثیر گذار منطقه مورد مطالعه کالیبره شد. سپس داده های ریز مقیاس شده مدل CGCM3 به مدل کالیبره شده وارد شد و در نهایت رواناب بدست آمده با شبیه سازی شده مقایسه گردید.

با توجه به مباحث مطرح شده می توان به نتایج زیر اشاره کرد:

۱- با توجه به نتایج حاصل از تغییر اقلیم و نمودارها نتیجه می گیریم که در سال های پایانی

قرن حاضر در حوضه آبریز تالار، شاهد تغییر در متغیرهای هواشناسی مانند بارش و دما خواهیم بود. انتظار می رود در این حوضه حدود دما در فصل زمستان در دوره (۲۰۶۴-۲۰۴۶)، تا ۴ درجه سانتیگراد و در دوره (۲۰۸۱-۲۱۰۰)، ۷ الی ۹ درجه افزایش یابد. پس باید انتظار زمستان های گرم تری از زمستان های دوره حاضر داشته باشیم. این درحالی است که تغییرات دمای تابستان و پاییز کاهش را نشان می دهد به طوریکه دما در نیمه دوم تابستان و پاییز با ۰.۷ تا ۲ درجه کاهش همراه خواهد بود.

۲- نتایج نشان داد که بارش در فصل های پر باران کاهش می یابد. در نیمه دوم تابستان و پاییز میانگین بارش ماهانه افزایش می یابد. همچنین شدت تغییرات بارش از ماه های کم باران به پر باران (نیمه دوم تابستان)، شدیدتر از دوره پایه می باشد.

۳- نتایج شبیه سازی شده بارش - رواناب توسط مدل SWAT کالیبره شده برای دوره های آینده نشان دهنده کاهش رواناب و تغییر الگو در حجم رواناب در فصول مختلف در حوضه آبریز تالار می باشد. در اثر پدیده تغییر اقلیم ناشی از افزایش گازهای گلخانه ای و گرمایش زمین، الگوی ریزش های جوی از بارش برف به باران در مناطق مرتفع تغییر می یابد و همچنین باعث تغییر فصول بارش می شود. میانگین سالانه دبی خروجی ایستگاه تالار تحت

هر سه سناریو تغییر اقلیم برای دوره آینده دور حداقل ۱ و حداکثر ۲.۸ مترمکعب بر ثانیه کاهش خواهد یافت.

۴- تغییر اقلیم با اثر گذاری روی متغیرهای آب و هوایی و چرخه هیدرولوژیکی، حوضه آبریز تالار باعث تغییر در رژیم جریان در ماه های مختلف سال و جابجایی ماه های پر آب و کم آب، می شود که بر کشاورزی منطقه تاثیر گذار خواهد بود. در نتیجه بررسی تغییرات الگوی بارش و جریان آب سطحی جهت انتخاب محصول کشاورزی متناسب با شرایط زمانی امری اجتناب ناپذیر است.

۶-۲- پیشنهادات

۱- در این تحقیق از مدل گردش عمومی جو CGCM3 برای بررسی تغییر اقلیم در منطقه مورد مطالعه استفاده شد. می توان در مطالعات بعدی از سایر مدل ها استفاده کرد و نتایج مدل های مختلف را باهم مقایسه کرد.

۲- می توان تاثیر تغییر اقلیم بر اجزای دیگر چرخه هیدرولوژیکی نظیر، رطوبت خاک، تبخیر و تعرق و آب زیرزمینی را نیز مورد بررسی قرار داد.

۳- ارایه تحلیل حساسیت رواناب نسبت به میزان نیاز آبی کشاورزی در آینده از حوضه آبریز تالار مفید فایده خواهد بود.

۴- در این تحقیق از الگوریتم SUFI2 جهت کالیبراسیون مدل SWAT استفاده شد. می توان در مطالعات بعدی از الگوریتم های دیگر نظیر GLUE, PARASOL, PSO و MCMC جهت مقایسه با مدل SUFI2 استفاده شود.

۵- میزان برداشت آب از رودخانه تالار جهت مصارف کشاورزی بر شبیه سازی بارش - رواناب تاثیر گذار است. کمبود این اطلاعات بر شبیه سازی صحیح رواناب خروجی حوضه

تأثیر مسقیم دارد. پیشنهاد می گردد اطلاعات برداشت آب جهت مصارف کشاورزی به مدل اضافه گردد.

مراجع

۱. آذری، مرادی، ثقفیان و فرامرزی (۱۳۹۱) "ارزیابی اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم در حوضه گرگانرود" نشریه آب و خاک، جلد 27، شماره 3، ص 537.
۲. حسینی، (۱۳۸۷) پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی اثرات تغییر اقلیم در حوضه آبریز کرخه" دانشکده عمران، دانشگاه صنعتی شریف.
۳. سایت رسمی دفتر برنامه ریزی کلان برق و انرژی وزارت نیرو <http://pep.moe.gov.ir>
۴. سایت رسمی شرکت سهامی آب منطقه ای مازندران <http://www.mzrw.ir>
۵. سایت رسمی مطالعات و سناریوهای تغییر اقلیم <http://www.ipcc-data.org>
۶. سایت رسمی هیات بین الدول تغییر اقلیم <http://www.ipcc.ch>
۷. سلمانی، (۱۳۹۰) پایان نامه کارشناسی ارشد: "بهینه سازی پارامترهای موثر در بارش - رواناب در مدل نیمه توزیعی SWAT (مطالعه موردی زیر حوضه قزاقلی حوزه گرگانرود استان گلستان)" دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران.
۸. شهریار، (۱۳۹۳) پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی اثرات تغییر اقلیم در منابع آب سطحی بالادست سد گلستان با استفاده از مدل SWAT" دانشکده عمران، دانشگاه شاهرود.
۹. صفدرحسینی، (۱۳۹۲) شرکت سهامی مدیریت منابع ایران دفتر پژوهش های کاربردی "بررسی آثار بالقوه اقتصادی تغییر اقلیم بر منابع آب حوضه آبریز زاینده رود" دانشگاه تهران.
۱۰. عادل نبی زاده بلخکانلو، اردشیر یوسف زاده و آزاد توحیدی، (۱۳۹۳)، ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر پارامترهای اقلیمی ایستگاه سینوپتیک ارومیه طی سالهای ۲۰۱۱_۲۰۴۰ با استفاده از مدل LARSWG، اولین همایش ملی بهداشت محیط، سلامت و محیط زیست پایدار، همدان، انجمن ارزیابان محیط زیست

۱۱. علوی نیا، (۱۳۸۸) پایان نامه کارشناسی ارشد: "استفاده از مدل HSPF در برآورد رسوب و

مقایسه آن با مدل SWAT " دانشگاه تربیت مدرس.

۱۲. علیزاده، ایزدی و (۱۳۹۲) "برآورد تبخیر - تعرق واقعی در مقیاس سال- حوضه با

استفاده از مدل SWAT" نشریه آبیاری و زهکشی، شماره 2، جلد 7، ص 243

۱۳. مدیریت منابع آب ایران (۱۳۹۰) مطالعات هیدرولوژی بهنگام سازی طرح جامع آب حوضه

آبریز سفیدرود وهراز، (هراز- قره سو).

۱۴. مهدی احمدی، هدی قاسمیه و باقر قرمزچشمه، (۱۳۹۳)، بررسی اثر تغییر اقلیم در دوره ی آتی

تحت سناریوی های انتشار در حوضه ی آبخیز قرآن طالار، دومین همایش ملی بیابان با رویکرد

مدیریت مناطق خشک و کویری، سمنان، دانشکده کویرشناسی دانشگاه سمنان، مرکز بین المللی

بیابان دانشگاه تهران.

15. Advanced Manual SWAT 2012 “<http://swatmodel.tamu.edu/>”

16. Christensen, N.S., Wood, A.W., Voisin, N., Lettenmaier, D.P. and Palmer, (2004)

“The effects of climate change on the hydrology and water resources of the Colorado River basin.” Journal of Climatic Change.

17. D.S.Chanasyk, E.Mapfumo, W.Willms,(2003) "Quantification and Simulation of Surface Runoff from fescue grassland watersheds", Agricultural Water Management.

18. Department of Water Resources (DWR) July 2006: “Progress on incorporating Climate Change into Planning and Management of California’s Water Resources, Technical Memorandum Report.” State of Californi
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.027>.

19. Huimin Lei, Dawen Yang , Maoyi Huang (2014) “Impacts of climate change and vegetation dynamics on runoff in the mountainous region of the Haihe River basin in the past five decades” Journal of Hydrology
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.029>.

20. Huimin Lei, Dawen Yang , Maoyi Huang (2014) “Impacts of climate change and vegetation dynamics on runoff in the mountainous region of the Haihe River basin

- in the past five decades” *Journal of Hydrology*
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.029>.
21. I.Iskra (2007) “Propagation of Uncertainty in a Watershed Model”, Ph.D.Thesis, University of Ottawa, Ottawa, ON, Canada.
 22. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2001), Summary for Policymakers, in: *Climate Change 2001*.
Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007. B. Metz, O.R. Davidson, P.R.Bosch, R. Dave, L.A. Meyer (Eds). Cambridge University Press,
Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
 23. IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4)
23.1 Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007 Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller
Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
23.2 Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007 M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson (Eds) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
23.3 Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the
 24. J.G.Arnold, T.A.Fontaine, T.S.Cruickshank, R.H.Hotchkiss ,(2002) "
Development of Snowfall-Snowmelt Routine for Mountainous Terrain for the soil water assessment tool (SWAT) " , *Journal of Hydrology* 262 , 209-223.
 25. Jing Yang, Peter Reichert, K.C. Abbaspour, Jun Xia, Hong Yang , (2008)
"Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China" *Journal of Hydrology*.
 26. K.C. Abbaspour, E. Rouholahnejad , S. Vaghefi , R. Srinivasan , H. Yang, B. Kle (2015) “A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model”
Journal of Hydrology.

27. K.C.Abbaspour, M.T.van Genuchten, R.Schulin, E.Schlappi ,(1997) "A sequential uncertainty domain inverse procedure for estimating subsurface flow and transport parameters" Water Research, vol.33, No.8, Page 1879-1892.
28. Karim C. Abbaspour, Jing Yang, Ivan Maximov, Rosi Siber, Konrad Bogner, Johanna Mieleitner, Juerg Zobrist, Raghavan Srinivasan,(2007) "Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT", Journal of Hydrology.
29. Karim C.Abbaspour, (2008) "SWAT-CUP2: SWAT Calibration and Uncertainty Programs Version 2".
30. Maite Meaurio, Ane Zabaleta, Jesus Angel Uriarte a, Raghavan Srinivasan, Antigüedad (2015) "Evaluation of SWAT models performance to simulate streamflow spatial origin. The case of a small forested watershed" Journal of Hydrology <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.050>.
31. Marco Napoli , Simone Orlandini (2015) " Evaluating the Arc-SWAT2009 in predicting runoff, sediment, and nutrient yields from a vineyard and an olive orchard in Central Italy" Agricultural Water Management <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2015.02.006>.
32. Maurer E, Adam J and Wood A (2009) "Climate model based consensus on the hydrologic impacts of climate change to the Rio Lempa basin of Central America". Hydrology Earth System Science. 13(4): 183-194.
Parameters", Water Resources Research, Vol.33, NO.8, Pages 1879–1892, 1997
33. Perazzoli M., pinheiro A., Kaufmann V., (2012) "Assessing the impact of climate change scenarios on water resources in southern Brazil" Hydrological Sciences Journal, 58(1), pp 1-11.
34. Rashid mahmood, Mukand S. Babel (2012)" Evaluation of SDSM developed by annual and monthly sub-model for downscaling temperature and precipitation in the Jhelum basin, Pakistan and india" . 113:27–44.
35. Rong Gan, Yi Luo , Qiting Zuo, Lin Sun (2015) " Effects of projected climate change on the glacier and runoff generation in the Naryn River Basin, Central Asia " Journal of Hydrology. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.057>.
36. S.L.Neitsch, J.G.Arnold, J.R.Kiniry, J.R.Williams,(2005) "Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation: Version 2005," Texas. Agricultural Research Service.

37. Wilby, R. L., Wigley, T. M. L., Conway, D., Jones, P. D., Hewitson, B. C., Main, J. and Wilks, D. S., (1998), "Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods". J. Water Resources Research, 34, 2995-3008.
38. XU C.-Y. and SINGH V. P., (2005) "Review on Regional Water Resources Assessment Models under Stationary and Changing Climate" Water Resources Management.
39. Xujie Zhang, Yue-Ping Xu, Guangtao Fu (2015)" Uncertainties in SWAT extreme flow simulation under climate change" Journal of Hydrology
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.064>.
40. Yaning.chen, 2229."Effect of climate change on water resources in Tarim river basin." northwest china . j.e.s.19:488-493.
41. Zulkarnain, Supiah Shamsudin & Sobri. (2013)" Application of SDSM and LARS-WG for simulating and downscaling of rainfall and temperature" DOI 10.1007/s00704-013-0951-8.

Abstract

Due to changes in earth's climate regimes, climate change is affecting various operating systems such as water resources, agriculture and the environment. So it could be one of the most important human challenges in the upcoming decades. In the present thesis, the effect of climate change on Talar watershed runoff was investigated. First, the surface runoff was simulated using a calibrated hydrological model, SWAT. The SUFI-2 algorithm in SWAT-CUP model was applied to calibrate SWAT's parameters. For this aim, two objective functions R² and Nash - Sutcliffe were used and their values were equaled to 0.626 and 0.61 for calibration and 0.99 and 0.88 for validation periods, respectively. Then downscaled climate data from a global GCM model, CGCM3, were fed to calibrated SWAT model from 2064-2046 and 2100-2081 time periods to simulate future surface runoff of the study area. Three emission scenarios namely, A2, B1 and A1B were used in the present study. Results showed that temperature in winters of 2064-2046 and 2081-2100 periods would be increased up to 4 ° C and 7 to 9 C°, respectively. Also, the average annual discharge at Talar station would be decreased from 1 to 2.8 cms for the future time periods under three climate change scenarios. These changes reflect the importance of appropriate management of water resources in the coming years at Talar watershed.

Keywords: climate change, Talar watershed, SWAT



Shahrood University of Technology
Faculty of Civil engineering

Evaluation of watershed runoff under climate change scenarios
(Case study of Talar watershed, Mazandaran)

Mohammad hosien Khadir

Supervisor

Dr. S . Goliyan

Advisor

Dr. Abedini

November 2015