

ارزیابی مدل J2000g در شبیه‌سازی ذوب برف در حوزه آبخیز لتیان

هوشنگ بهروان^{۱*}

^۱ استادیار، بخش تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان آذربایجان شرقی، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تبریز، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۵/۰۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۰۲

چکیده

ذوب برف در حوزه‌های آبخیز کوهستانی می‌تواند تأثیر قابل توجهی در تعادل آب و همچنین، در زمان‌های خاصی از سال مهم‌ترین نقش را در تولید رواناب داشته باشد. در این پژوهش از مدل هیدرولوژیکی توزیعی-مکانی فرایندگرا برای حوزه آبخیز لتیان (زیرحوضه رودک) به بزرگی ۴۳۱ کیلومتر مربع به‌منظور درک و استنتاج توزیع مکانی و زمانی وضع متغیرهایی مانند بارش، رواناب، آب معادل برف (SWE) و ذوب برف استفاده شده است. مدل از توزیع مفهوم واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی (HRU) برای اخذ، شناخت و محاسبه تنوع مکانی در حوضه استفاده می‌کند. مدل برای هر HRU در هریک از واحدهای زمانی پارامترهایی چون تجمع و ذوب برف، رطوبت خاک، تبخیر و تفرق واقعی، قابلیت شارژ مجدد آب‌های زیرزمینی و تولید رواناب را شبیه‌سازی می‌کند. پارامترهای مدل به‌طور خودکار با استفاده از روش‌های واسنجی مونت کارلو (Monte-Carlo analysis) و تحول مرکب (SCE-UA) اعتبارسنجی شد. کالیبراسیون با مقایسه مقدار رواناب اندازه‌گیری شده به مدت ۱۱ سال از اکتبر ۱۹۹۰ تا سپتامبر ۲۰۰۱ در مراحل زمانی ماهانه با استفاده از معیار کارایی (Nash-Sutcliffe efficiency)، ضریب تعیین (R^2) و درصد نسبی خطا (Pbias) به‌عنوان تابع هدف انجام توسعه داده شد. پس از واسنجی، مدل J2000g، رواناب را با $NSE=0/82$ ، $R^2=0/83$ و $PBIAS=-5/6$ نسبت به رواناب اندازه‌گیری شده، شبیه‌سازی کرد. در ادامه واحد برف مدل J2000g توسعه داده شد. برای شش ایستگاه برف‌سنجی HRUهای مربوطه استخراج و مدل‌های جداگانه با استفاده از آب معادل برف SWE اندازه‌گیری شده، کالیبره شد. مقایسه نتایج شبیه‌سازی (SWE) به‌صورت مجزا برای معیار (NSE) مقادیر بین ۰/۲۸ تا ۰/۶۸ و برای معیار (R^2) بین ۰/۵۳ تا ۰/۸۳ را نشان داد. نتایج به‌دست آمده از مدل و داده‌های حوضه کالیبره شده برای تمام ایستگاه‌های انباشت و ذوب برف بسیار مناسب برآورد شد، درحالی‌که نتایج مدل برای ایستگاه‌های برف‌سنجی حوضه که به‌طور جداگانه کالیبره شدند، از دقت پایین‌تری برخوردار بود. نتایج نشان داد که دینامیک‌های هیدرولوژیکی و فرایندهای برف زیرحوضه‌های فرعی حوزه آبخیز لتیان می‌تواند به‌خوبی با مدل J2000g شبیه‌سازی شود.

واژه‌های کلیدی: آب معادل برف (SWE)، انباشت برف، برنامه مونت کارلو، زیرحوضه آبخیز رودک، مدل‌سازی هیدرولوژیکی، واحد پاسخ هیدرولوژیکی (HRU)، واسنجی

مقدمه

افزایش جمعیت، توسعه شهرها و سیاست‌های جدید مدیریت جوامع بشری و نیز استفاده بی‌رویه و غیر

محدودیت منابع آب و افزایش نیاز به آب ناشی از

آبخیزها امکان پیش‌بینی اثرات، مقایسه سطوح تنش، اولویت‌بندی نقاط بحرانی، بررسی روند اتفاقات موجود و برون‌یابی داده‌های اندازه‌گیری شده و ارزیابی سامانه‌ها را فراهم می‌نمایند (Buther و همکاران، ۱۹۹۸). همچنین، قابل ذکر است که مدل‌های حوضه با دو هدف اساسی طراحی می‌شوند. هدف اول درک بهتر از رفتارهای هیدرولوژیکی و نحوه تغییر رفتارها و اثرات آن و هدف دوم سنتز داده‌های هیدرولوژیکی به منظور طراحی منابع آب، کنترل سیل، تعدیل جریان آب و در کل، برنامه‌ریزی و پیش‌بینی جریان می‌باشد (Khalighi Sikaroodi و همکاران، ۲۰۰۹).

نکته ظریفی که در پژوهش مدل‌سازی حوزه‌های آبخیز مدنظر قرار می‌گیرد، درک بهتر از روند مسائل هیدرولوژیکی نظیر فرایندهای حاکم بر چرخه آب است و این مدل‌ها باید قادر به شبیه‌سازی دقیق فرایندهای هیدرولوژیکی سطح زمین به منظور مدیریت پایدار منابع آب باشند (Miryaghoobzadeh، ۲۰۰۷). مدل‌ها پیش‌بینی آینده را در یک سامانه امکان‌پذیر می‌کنند (Buther و همکاران، ۱۹۹۸)، بدین منظور افزایش شناخت انسان با مدل‌سازی در سامانه‌های هیدرولوژیکی می‌تواند کمک زیادی در مدیریت منابع آب، کاهش سیل و بلایای همراه با آن‌ها را داشته باشد (Alvankar و همکاران، ۲۰۰۹). قابل ذکر است، مدل‌های هیدرولوژیکی توزیعی پیچیده‌ای نیز توسعه داده شده‌اند که به داده‌ها و اطلاعات اندازه‌گیری شده فراوانی نیاز دارند که در تعداد زیادی از حوزه‌های آبخیز بسیاری از کشورها از جمله کشور ایران، چنین داده‌های اندازه‌گیری شده‌ای وجود ندارد و این عامل، کاربرد این مدل‌ها را با مشکل مواجه ساخته است. بنابراین در انتخاب مناسب‌ترین مدل به منظور شبیه‌سازی فرایندهای حوضه، باید به مؤلفه‌هایی مانند ویژگی‌های حوضه مورد مطالعه، توزیعی یا یکپارچه بودن، فیزیکی یا تجربی بودن ساختار آن، ساده یا پیچیده بودن و در دسترس بودن یا نبودن داده‌های مورد نیاز به عنوان ورودی مدل و یا واسنجی آن، توجه داشت (Zeinivand، ۲۰۰۹).

در بسیاری از نقاط جهان برف به عنوان منبع طبیعی که می‌تواند نقش مهمی برای تأمین آب بازی نماید، عمل می‌کند. متأسفانه با وجود اهمیت آن، بسیاری از

اصولی از این منابع، باعث بروز مشکلات روزافزون شده است. در نتیجه موضوع نیاز به مدیریت منابع آبی، توسعه پایدار، شناخت و کنترل سیاست‌های بهره برداری از این منابع، بیش از پیش مطرح شده است (Karamouz، ۱۹۹۵). پژوهش در زمینه روش‌های مدیریت منابع آب نیازمند فنونی است که توان و امکان آینده‌نگری، پیش‌بینی و نیز درک و بیان فرایندهای پیچیده و پویا را فراهم کند. بعضی از این روش‌ها و فنون در علوم طبیعی فراتر از "آنچه که اتفاق افتاده" و "آنچه که هست" را بررسی و تحلیل نمی‌کنند، در حالی که تشخیص و تعیین بهترین وضعیتی که "می‌تواند و باید باشد" و یافتن پاسخ و راه‌حلی برای "چه اقداماتی برای دستیابی به چنین وضعیتی باید انجام داد؟" از مهمترین مسائلی است که می‌بایست در برنامه‌ریزی و توسعه منابع آب در راستای توسعه پایدار در نظر گرفت (Amini، ۱۹۹۶).

ناکارآمد بودن نگرش تک‌بعدی و لزوم جامع‌نگری در اتخاذ بهترین تصمیم‌ها و شیوه‌های مدیریتی از یک-طرف و ناهمگنی موجود در حوزه‌های آبخیز و غیر خطی بودن رفتارهای هیدرولوژیکی و فرسایشی از طرف دیگر، شناخت کامل روابط موجود در حوضه‌ها را بسیار پیچیده و مشکل می‌سازد (Khalighi Sikaroodi و همکاران، ۲۰۰۹). در ارزیابی این سامانه‌ها، اندازه‌گیری که قابل اعتمادترین وسیله است، به تنهایی قادر به کشف روابط پیچیده موجود در سامانه آبخیزها نیست، در نتیجه مدل‌سازی انجام می‌پذیرد. لذا، فنون و روش‌های "شبیه‌سازی این سامانه‌ها با بهره‌گیری از مدل‌ها به‌خصوص در محیط GIS اهمیت خاصی می‌یابند.

در حقیقت مدل‌ها درکی از سامانه‌ها هستند و امروزه به عنوان مهمترین ابزار در بررسی‌های تجربی و تکوینی مدنظر قرار می‌گیرند. مدل نمادی از واقعیت است که مهمترین ویژگی‌های دنیای واقعی را به‌صورتی ساده و کلی بیان می‌کند. مدل‌ها ابزاری عملی هستند که می‌توان به کمک آن‌ها به درکی از واقعیت (البته نه کل واقعیت بلکه بخش مفید و قابل فهم آن) دست یافت. بدین ترتیب مدل در یک حوزه آبخیز بیانگر تقریبی کلیه فرایندهایی است که در یک حوزه آبخیز اتفاق می‌افتد (Telvari، ۱۹۹۶).

مدل‌سازی با اهداف مختلفی مطرح می‌شود و در

را با بهره‌گیری از مدل کلاسیک SRM مورد بررسی قرار دادند. هیدروگراف‌های مشاهده‌ای و همانندسازی شده از میزان هم‌خوانی، ضریب رگرسیون و اختلاف حجم‌ها مقایسه و بررسی شده است. نتایج به‌دست آمده نشان داده، ضریب رگرسیون دبی‌های مشاهده‌ای و همانندسازی شده برابر با ۰/۸۵ بوده، اختلاف حجم آن‌ها معادل ۳/۷۹- درصد برآورد شده است (Fathzadeh و همکاران، ۲۰۰۹). Porhemmat و همکاران (۲۰۰۵)، کاربرد مدل SRM در همانندسازی رواناب به‌دست آمده از ذوب برف را با بهره‌گیری از داده‌های ماهواره‌ای در حوزه آبخیز خرسان واقع در جنوب ایران را مورد بررسی قرار دادند. نتایج به‌دست آمده نشان داد که بیشترین ناهم‌خوانی هیدروگراف‌های مشاهده‌ای و برآورد شده در زمان اوج دبی‌های همانندسازی شده سیلاب‌ها است. ضریب تبیین بین مقادیر مشاهده‌ای و برآورد شده و اختلاف حجم آن‌ها به‌ترتیب معادل ۰/۷۷۴ و ۱/۰۳ درصد شد.

Biroodian و همکاران (۲۰۰۵)، کاربرد مدل کلاسیک SRM را در حوزه آبخیز زیارت مورد ارزیابی قرار دادند. پس از تهیه مشخصه‌های مورد نیاز و اجرای مدل، میزان رواناب مشاهده‌ای و برآورد شده با بهره‌گیری از آزمون T-test تجزیه واریانس شد. نتایج به‌دست آمده نشان داد که بین میانگین میزان به‌دست آمده از مدل SRM جمع‌آوری شده از ایستگاه آب‌سنجی در سطح پنج درصد تفاوت معناداری وجود ندارد. Maroufi (۲۰۰۹)، به پهنه‌بندی آب معادل برف در یکی از زیرحوضه‌های کوهستانی کارون با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی پرداخت. نتایج این پژوهش بیانگر آن است که نقشه پهنه‌بندی آب معادل برف که از طریق ارتفاع و به‌کارگیری رابطه غیرخطی چندجمله‌ای به‌دست آمده، انطباق بسیار مطلوبی با نقشه به‌دست آمده از درون‌یابی داشته است. در ضمن، با کاهش ارتفاع از سمت غرب به سوی شرق منطقه مطالعاتی، مقدار آب معادل برف به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد.

نوسانات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران به‌وسیله Amininia (۲۰۱۰)، بررسی و تحلیل شد. آزمون گرافیکی من-کندال نشان داد که در دهه اخیر،

حوضه‌های برفی از فقدان زیرساخت‌ها و تجهیزات هیدرولوژیکی و اندازه‌گیری رنج می‌برند، به‌طوری‌که نمی‌توان به اندازه کافی شرایط دینامیکی و هیدرولوژیکی برف را در آن‌ها شناسایی و از آن‌ها استفاده علمی کرد. به‌دلیل محدودیت دسترسی، در چنین مناطقی ایستگاه‌های مشاهده و اندازه‌گیری بسیار به‌ندرت در ارتفاع بالاتر و اغلب در ارتفاع متوسط و پایین متمرکز شده‌اند. در نتیجه داده‌های در دسترس از ارتفاعات که برای فرایند دینامیک برف مهم هستند، تصویر غیر دقیق را انعکاس می‌دهد. بنابراین مدل‌سازی هیدرولوژیکی دینامیک برف در مناطق کوهستانی مانند حوضه لتیان اغلب دشوار است. علاوه‌بر موارد فوق (دسترسی به داده‌ها)، دلایل دیگری نظیر اثرات توپوگرافی و شیب وجود دارند که می‌توانند در درون یابی فضایی از مجموعه داده‌های ورودی و مدل، ایجاد پیچیدگی کنند، به‌خصوص در مناطق نیمه‌خشک، سرچشمه حوزه‌های آبخیز در نقاط مرتفع که از برف قابل توجه برخوردار هستند، دارای پتانسیل‌های بزرگ ایجاد توازن و توزیع منابع آب هستند. اساساً ارزیابی کمی از توزیع مکانی پوشش برف و فرایندهای آن، اساس مهمی برای مدیریت پایدار منابع آب و همچنین، پیش‌بینی هیدرولوژیکی و پیشگیری از خطر هستند. بنابراین، مدیریت آب در چنین مناطقی می‌تواند از پیش‌بینی‌های قابل اعتماد از دینامیک‌های هیدرولوژیکی حاصل از مطالعات بر اساس مدل‌های شبیه‌سازی شده، بهره‌مند شوند. مدل‌های مناسب باید به‌خوبی اساس فیزیکی و فرایندهای هیدرولوژیکی که واکنش سامانه را شبیه‌سازی می‌کنند، نمایش دهد.

Pejam (۲۰۰۳)، به بررسی ذوب برف در حوزه آبخیز طالقان پرداخته که با استفاده از آمار برف ایستگاه‌های برف‌سنجی، ضرایبی را برای هر کدام از ایستگاه‌های معین شده برآورد کرده است، تا با اعمال آن‌ها بتوان حجم ذخیره برفی حوضه را برآورد کرد. در پی آن، مکانیسم ذوب برف به روش بیلان انرژی بررسی و در نهایت با استفاده از روش همبستگی چند متغیره، دبی رودخانه در ماه‌های فروردین، اردیبهشت و خرداد برآورد شده است.

در پژوهشی، Najafi و همکاران (۲۰۰۴)، رواناب به‌دست آمده از ذوب برف در حوزه آبخیز سد مهاباد

ایالت کالیفرنای آمریکا پیش‌بینی کرد که تا پایان قرن حاضر ذوب برف هر سال زودتر آغاز می‌شود و ذخایر برف زمستانه به میزان ۵۰ درصد کاهش می‌یابد (Gorbanizadeh, ۲۰۱۰). Stewart و همکاران (۲۰۰۴)، زمان جریان رواناب حاصل از ذوب برف در شمال آمریکا را تحت شرایط تغییر اقلیم پیش‌بینی کردند. طبق این پیش‌بینی، با استفاده از مدل‌های اقلیمی با توجه به تغییر دما و بارش در قرن ۲۱ در مناطق مورد بررسی، رواناب ناشی از ذوب برف حدود ۳۰ تا ۴۰ روز زودتر جاری می‌شود (Gorbanizadeh, ۲۰۱۰).

Harich و همکاران در سال ۲۰۰۷ به بررسی اثر تغییر اقلیم بر منابع آب حوزه‌های آبخیز کشور لبنان پرداختند و به این نتیجه رسیدند که به ازای افزایش دو درجه سانتی‌گراد به درجه حرارت محیط، بیشینه دبی جریان دو ماه زودتر اتفاق می‌افتد و خشک‌سالی‌ها هم ۱۵ روز تا یک ماه زودتر اتفاق خواهند افتاد (Gorbanizadeh, ۲۰۱۰).

Chang و همکاران (۲۰۰۷)، به بررسی اثر تغییر اقلیم بر دما، بارش و سطح پوشش برف و روند تغییرات آن‌ها در دوره تاریخی ۱۹۵۸-۲۰۰۲ میلادی در حوضه رودخانه تاریم چین پرداختند. نتایج نشان داد که افزایش جهشی در دما و بارش در اواسط دهه ۱۹۸۰ با استفاده از روش‌های تعیین روند ناپارامتریک مشاهده می‌شود، ولی تغییر سطح پوشش برف قابل توجه نیست (Gorbanizadeh, ۲۰۱۰).

Zeinivand (۲۰۰۹)، در رساله دکتری خود، ماجول‌هایی را برای شبیه‌سازی ذوب برف از مدل WetSpa مورد استفاده قرار داد. ماجول ذوب برف در سه حوزه آبخیز هورناد اسلوواکی، حوضه مارگسانی-هورناد و حوزه آبخیز سد لتیان به کار برده شد و با استفاده از معیار ناش-ساتکلیف به ترتیب ۰/۷۹، ۰/۷۹ و ۰/۸۰ برای جریان رودخانه حاصل شد.

آنچه که از مرور پژوهش‌های انجام گرفته می‌توان پی برد این است که بیشتر پژوهش‌ها در پی راهی برای محاسبه رواناب حاصل از ذوب برف و کاربرد مدل هستند. این نکته اهمیت رواناب حاصل از ذوب برف را می‌رساند. برف به دلیل ذوب تدریجی و رواناب حاصل در حوزه‌های آبخیز نقش مهمی ایفا می‌کند. مدیریت،

بارش برف سنگین به جز تبریز در سه ایستگاه دیگر در راستای کاهشی، تغییر ناگهانی داشته، اگرچه این تغییر معنی‌دار نبوده است. بررسی تغییرات ماهانه بارش برف سنگین، وقوع این نزولات در بازه زمانی طولانی هشت ماهه (اکتبر تا می) را برای ایستگاه‌های همدان، اهر و خلخال نشان می‌دهد. از نظر نسبت بارش برف سنگین به کل بارش‌های سنگین برای پنج ماه برفی سال، همدان با ۹۰ درصد و مراغه فقط با ۴۱ درصد به ترتیب بیشترین و کمترین نسبت را دارا بوده‌اند.

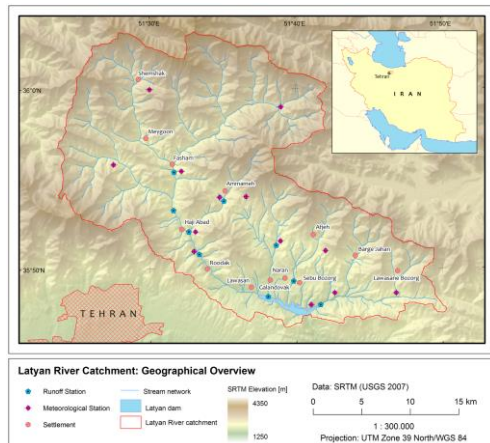
Ghorbanizadeh (۲۰۱۰)، به پیش‌بینی توزیع زمانی جریان رواناب ناشی از ذوب برف در نیم قرن آینده تحت شرایط تغییر اقلیم پرداخت. نتایج نشان داد که زمان بیشینه جریان از بهار به زمستان انتقال خواهد یافت. همچنین، پیش‌بینی شد که در حوضه دز، دبی زمستان با افزایش حدود ۱۰ درصدی، دبی بهار با کاهش و دبی تابستان با کاهش نسبی روبه‌رو شود. دبی پاییز نیز بدون تغییرات قابل ملاحظه جریان خواهد یافت.

در پژوهشی، Rango و Martink (۱۹۹۵)، روش درجه-روز را برای انجام محاسبه‌های ذوب برف مورد بازبینی قرار دادند و با بیان ویژگی‌های مثبت آن مانند دقت خوب و سادگی مدل به دفاع از آن در مقابل روش پیچیده بیلان انرژی پرداختند. این پژوهشگران چنین نتیجه گرفتند که مشخصه‌های بی‌شمار مدل بیلان انرژی و سختی اندازه‌گیری این مشخصه‌ها از یک‌سو و اختلاف اندک نتایج روش درجه-روز با روش بیلان انرژی سبب شده تا در پایه‌های زمانی بیش از ۲۴ ساعت، از مدل درجه-روز بهره‌برداری بیشتری به عمل آید.

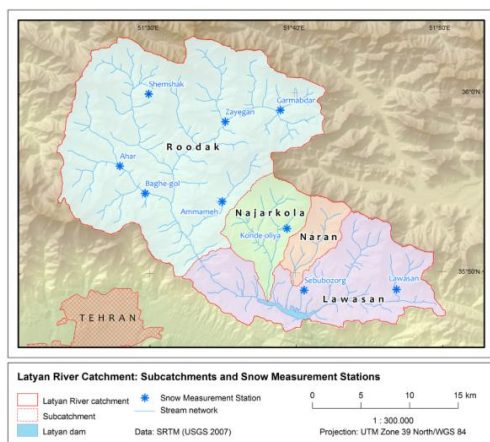
طی پژوهشی، Pine و همکاران (۲۰۰۲)، نشان دادند که تغییرات اقلیم در حوضه رودخانه کلمبیا با استفاده از مدل RCM در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۰، باعث افزایش دمای ۰/۵ درجه سانتی‌گراد و کاهش بارش به میزان سه درصد خواهد شد. آن‌ها افزایش رواناب در زمستان و کاهش رواناب در فصول دیگر را پیش‌بینی کردند (Ghorbanizadeh, ۲۰۱۰).

در پژوهشی Miller در سال ۲۰۰۴ با در نظر گرفتن شرایط تغییر اقلیم در حوضه‌های رودخانه‌های

۱۱ درصد را نیز کشاورزی تشکیل می‌دهد. خاک حوزه عمدتاً از نوع خاک‌های سنگریزه‌دار کم‌عمق و جوان (لیتیک و ایوتریک لیتوسل، کالکاریک رگوسل) است. میانگین درجه حرارت در دوره ۴۰ ساله برای حوزه لتیان حدود ۱۴ درجه سانتی‌گراد است. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی، توپوگرافی و هیدروگرافی حوزه آبخیز را نشان می‌دهد.



شکل ۱- موقعیت حوزه آبخیز لتیان



شکل ۲- زیرحوضه رودک و ایستگاه‌های برف‌سنجی در حوزه لتیان

مدل هیدرولوژیکی J2000g: یک مدل مفهومی توزیعی مکانی است که بر پایه مدل J2000 و سامانه ساختاری مدل‌سازی JAMS (Jenaer Adaptive Modeling System) توسعه داده شده است. J2000g مدلی در مقیاس آبخیز بزرگ و زیرحوضه می‌باشد که به‌وسیله (Peter Krause) برای دپارتمان ژئواینفورماتیک، هیدرولوژی و مدلینگ دانشگاه یوتا تهیه شده است. از زمان ایجاد آن در سال ۲۰۰۰، قابلیت‌های

کنترل و محاسبه رواناب می‌تواند در انجام کارهای مدیریتی حوزه‌های آبخیز به کارشناسان این عرصه کمک شایان توجهی کند.

در این پژوهش، برای شبیه‌سازی‌های تاریخی و همچنین، برای مدل‌سازی هیدرولوژیکی برف توسعه داده شد. توسعه بر اساس چهار شرط انجام گرفت. (۱) شبیه‌سازی مستمر و توزیع ویژگی‌های هیدرولوژیکی مهم در مراحل زمانی ماهانه، (۲) انطباق مدل با حوضه‌های متوسط مقیاس ایرانی، (۳) مدل‌سازی توزیع مکانی و فرایندهای مفهومی، (۴) توانمند کردن مدل برای پیش‌بینی قوی با تعداد کمی از پارامترهای کالیبراسیون در مناطق با داده‌های ضعیف. در این راستا، میزان ذوب برف در حوزه تخمین زده می‌شود. برای این منظور، از مدل هیدرولوژیکی مکانی، مفهومی توزیعی استفاده شده است. واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی (HRU) استخراج شده، به‌عنوان نهاد وجودی مدل‌سازی مکانی در مدل محسوب می‌شوند.

مواد و روش‌ها

مشخصات منطقه مورد مطالعه: حوزه آبخیز لتیان در سلسله ارتفاعات البرز با مساحت حدود ۷۰۰ کیلومتر مربع، در ۳۵ کیلومتری شمال شرقی تهران (پایتخت ایران)، بین عرض ۳۵° ۴۵' تا ۳۶° ۵۰' شمالی و طول ۵۱° ۲۳' و ۵۱° ۵۱' شمالی، واقع شده و بین ارتفاعات ۱۵۰۰ تا ۴۳۲۵ متری قرار دارد. میانگین بارش سالانه در حوزه لتیان با روش رابطه ارتفاع-بارش ۵۷۳ میلی‌متر برای دوره ۴۰ ساله به‌دست آمد. رودخانه اصلی این حوزه جاجرود می‌باشد. در نزدیکی روستای رودک و نرسیده به سد لتیان یک ایستگاه مجهز به اشل و لیمنوگراف برای اندازه‌گیری دبی رودخانه قرار دارد. بر اساس آمار موجود متوسط حجم آبدهی رودخانه ۹۵ میلیون مترمکعب در سال است. پر آب‌ترین ماه سال در فروردین با متوسط ۲۳ مترمکعب در ثانیه و کم‌آب‌ترین ماه سال در مرداد و شهریور با متوسط آبدهی دو مترمکعب در ثانیه می‌باشد. رودخانه‌های حوزه آبخیز لتیان دارای رژیم برفی-بارانی هستند. این حوزه به‌دلیل قرار گرفتن در یک ناحیه کوهستانی با دامنه‌های بسیار تند دارای پوشش غالب مرتعی و صخره‌ای است. بیش از ۸۰ درصد مساحت حوزه را پوشش مرتعی و

مدل J2000g به اطلاعات مکانی توزیعی مربوط به توپوگرافی، کاربری اراضی، نوع خاک و هیدروژئولوژی برای برآورد مقادیر ویژگی خاص برای هر واحد مدل-سازنی نیاز دارد. یک واحد مدل‌سازی می‌تواند یک سلول رستری، یک واحد فرایند، یا یک زیرحوضه ارائه شده باشد که اطلاعات مکانی برای هر ویژگی در هر واحد در دسترس است. مدل J2000g همچنین، به داده‌های هواشناسی (بارش، کمینه، متوسط و بیشینه درجه حرارت، مدت زمان تابش آفتاب، سرعت باد، رطوبت نسبی و رطوبت مطلق) مشاهده شده از یک یا چند ایستگاه نیاز دارد. داده‌های نقطه‌ای، اندازه‌گیری شده، سپس به هر واحد مدل با استفاده از روش درون‌یابی مکانی موجود در J2000g که ترکیبی از روش‌های درون‌یابی اصلاح ارتفاع اختیاری و فاصله معکوس وزنی (IDW) است، منتقل می‌شود. در ماجول برف، محاسبات پوشش برف تحت یک روش ساده انباشت و ذوب برف انجام می‌شود. روش بر اساس دمای هوا تصمیم می‌گیرد که آب در یک واحد مدل به‌عنوان برف یا ذوب برف به‌طور بالقوه موجود و رواناب ذوب برف ذخیره شده است. برای این منظور، دو مورد از درجه حرارت کمینه (T_{min})، درجه حرارت متوسط (T_{avg}) و درجه حرارت بیشینه (T_{max})، که در زیر آورده شده محاسبه می‌شود.

دمای تجمع (درجه سانتی‌گراد)

$$T_{acc} = (T_{min} + T_{avg}) / 2 \quad (1)$$

دمای ذوب برف (درجه سانتی‌گراد)

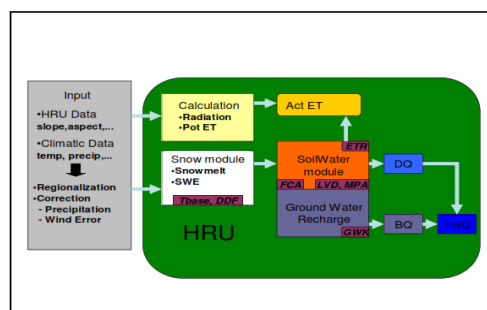
$$T_{melt} = (T_{max} + T_{avg}) / 2 \quad (2)$$

اگر دمای انباشت (T_{acc}) که باید به‌وسیله کاربر داده شود، بالاتر یا پایین‌تر از مقدار آستانه (T_{base}) باشد، فرض بر این است که به‌طور بالقوه وقوع بارش به‌صورت برف است. لذا، در واحد مدل ذخیره می‌شود. اگر درجه حرارت ذوب برف فراتر از دمای آستانه برود، ذوب برف با کمک پارامتر ذوب برف ساده (TMF) محاسبه می‌شود. بنابراین، نرخ ذوب برف بالقوه بر اساس TMF محاسبه می‌شود که با آستانه دما و دمای ذوب برف در زیر نشان داده شده است.

$$SMp = TMF(T_{melt} - T_{base}) \quad [\text{mm/d}] \quad (3)$$

نرخ ذوب برف بالقوه، با ذخیره واقعی آب معادل

آن به‌طور پیوسته به‌وسیله متخصصین و کارشناسان دپارتمان مذکور و سایر دنیا در حال توسعه است. مدل J2000g ابزاری برای شبیه‌سازی فرایندهای هیدروژئولوژیکی، ژئوهیدروژئولوژیکی، کیفیت آب و اثرات تغییر اقلیم می‌باشد. مدل J2000g تاکنون در سطح حوضه‌های با داده‌های محدود و مختلف دنیا با ابعاد متفاوت از ۱۳ کیلومتر مربع تا ۵۰۰/۰۰۰ کیلومتر مربع در کشورهای چون اردن، اتیوپی، استرالیا، اتریش، آلمان، آفریقای جنوبی، آمریکا، آنگولا، بوتان، تاجیکستان، تاسمانی، تانزانیا، تبت چین، نپال و برای اولین بار در ایران با موفقیت مورد استفاده قرار گرفته است. ساختار مدل در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۳- ساختار مدل J2000g و اجزای ماجول‌های آن

همان‌طور که در شکل نشان داده شده، سامانه مدل‌سازی در میان فرایند ماجول‌های برف، خاک-آب و شارژ مجدد آب زیرزمینی تقسیم شده است. مدل J2000g شامل پارامترهای مستقیم مدل، دو پارامتر ماجول برف، چهار پارامتر در ماجول خاک و یک پارامتر در تغذیه آب‌های زیرزمینی می‌باشد. برای هر واحد مدل‌سازی (HRU)، در ماجول برف، بارش به‌عنوان برف و یا باران بر اساس دما و بارش‌های ورودی و عامل درجه روز محاسبه می‌شود. سپس رواناب سطحی و رواناب زیرسطحی در ماجول خاک-آب محاسبه می‌شود، اما به‌دلیل طراحی خاص مدل J2000g به‌عنوان مدل توزیعی مفهومی، رواناب سطحی و رواناب زیرسطحی با هم به‌عنوان رواناب مستقیم محاسبه شده است. علاوه بر این، اجزای جریان پایه در ماجول تغذیه آب‌های زیرزمینی محاسبه می‌شود. پس از آن، مقادیر شبیه-سازی شده از تمام اجزای دور دوم به ذخیره‌سازی‌های مربوطه اضافه شده است. این فرایند تکرار می‌شود تا زمانی که آب به خروجی حوضه منتقل می‌شود.

از الگوریتم‌هایی چون فاصله معکوس وزنی (IDW)، تکنیک رگرسیون خطی بازسازی و تکمیل شدند. برای هر ایستگاه میانگین بلندمدت ماهانه و سالانه پارامترهای آماری، کمینه، بیشینه و انحراف معیار برای بازه زمانی از ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۴ محاسبه شد. متوسط بلندمدت بارش سالانه بین ۴۲۰ و ۵۶۳ میلی‌متر با انحراف معیار از ۹۶ تا ۱۴۳ میلی‌متر بود. تجزیه و تحلیل رگرسیون، رابطه مثبت قوی بین انحراف معیار و مقادیر میانگین ($R^2=0/85$) را نشان داد. همچنین، برای اولین بار ماجول برف مدل J2000g توسعه داده شد و داده‌های آب معادل برف نه ایستگاه برف‌سنجی حوزه آبخیز لتیان به‌عنوان فایل داده‌های ورودی مدل برای شبیه‌سازی آب معادل برف اضافه شدند.

تمام فایل‌های داده‌های ورودی به فرمت ASCII تبدیل شدند. علاوه بر مقادیر داده‌های واقعی، J2000g به اطلاعات در مورد موقعیت جغرافیایی و همچنین، ارتفاع ایستگاه نیاز دارد. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها با استفاده از ArcGIS 9.3 (ESRI, ۲۰۰۸) گرفته شده است. به دلیل نبود داده‌های ارتفاع، این اطلاعات از مدل ارتفاعی رقومی موجود (SRTM, ۲۰۰۷) اخذ شده است.

نسخه مدل J2000g از نهاده‌های مدل توزیعی به‌عنوان ورودی استفاده می‌نماید. این نهاده‌ها بر اساس مفهوم HRU (Flugel, ۱۹۹۵) از یک مجموعه داده GIS پوشش زمین، خاک، زمین‌شناسی و نیز DEM (Model Elevation Digital) استفاده می‌کند. اطلاعات پارامترهای توپوگرافی مثل ارتفاع، شیب و جهت شیب، همچنین، شبکه جریان، مرزهای حوضه و زیرحوضه از مجموعه داده SRTM (مأموریت توپوگرافی رادار شاتل) استخراج شد. اطلاعات مربوط به نوع خاک، بافت انواع خاک، طبقه خاک با طبقه‌بندی (FAO) و قابلیت‌ها و محدودیت‌های زمین حوضه، از نقشه ارزیابی قابلیت زمین و منابع استان تهران، موسسه تحقیقات خاک و آب (SWRI, ۱۹۹۱) استخراج شد. اطلاعات زمین‌شناسی از نقشه زمین‌شناسی ایران سری ۱/۱۰۰۰۰۰ لایه‌های تهران (۱۹۹۶)، شرق تهران (۱۹۹۷)، دماوند (۱۹۹۷)، بلده (۱۹۹۳)، مرزن‌آباد (۲۰۰۱) سازمان زمین‌شناسی ایران اخذ شد. پارامترهای پوشش زمین و کاربری زمین (نوع پوشش

برف (SWE) که پس از آن تا حدی یا به‌طور کامل ذوب شده، مقایسه می‌شود. آب حاصل از ذوب برف، به‌عنوان ورودی به ماجول بعدی منتقل می‌شود. در طول دوره زمانی که دمای هوا بالاتر از Tbase است، بارش و برف ذوب شده به ماجول خاک-آب منتقل می‌شوند. این ماجول شامل یک منبع ذخیره آب ساده با ظرفیت تعریف شده از ظرفیت زراعی از نوع خاک در واحد مدل-سازی مربوطه است. برای اهداف واسنجی، توزیع کل مقادیر ظرفیت مخزن ذخیره برای تمام واحدهای مدل-سازی را می‌توان با چند برابر (FCA) به بالا یا پایین منتقل نمود که همان مقدار برای همه نهادهای مدل‌سازی است (Krause و Hanisch, ۲۰۰۹).

آماده سازی داده‌های ورودی: مدل J2000g به مجموعه‌ای از فایل‌های داده‌های هواشناسی چون بارش، کمینه، متوسط و بیشینه درجه حرارت، مدت زمان تابش آفتاب، سرعت باد، رطوبت نسبی و رطوبت مطلق نیاز دارد که ابتدا جمع‌آوری آمار و اطلاعات هواشناسی انجام شد. سپس آمار بارندگی حدود ۳۰ ایستگاه داخل و اطراف حوضه بین سال‌های ۱۹۶۷ تا ۲۰۰۵، از سازمان هواشناسی، شرکت تحقیقات منابع آب و شرکت آب منطقه‌ای تهران به‌منظور استفاده در مدل، تهیه و تجزیه و تحلیل شدند. دمای ماهیانه ایستگاه‌های داخل و خارج نزدیک به حوضه، به‌منظور استفاده در مدل تهیه و تحلیل شد. برای افزایش دقت داده‌ها و مدل، شبکه ایستگاه‌های هواشناسی از حدود ۱۶ ایستگاه درون حوضه به ۲۴ ایستگاه درون و برون حوضه افزایش یافت. از این تعداد ایستگاه هواشناسی، هشت ایستگاه سینوپتیک ۱۲ ایستگاه باران‌سنجی و ۲۲ ایستگاه دماسنجی بودند. آمار پایه هواشناسی جمع‌آوری و بازبینی شد و پس از حصول اطمینان، با توجه به نیاز مدل از فارسی و تاریخ شمسی به‌صورت تاریخ میلادی تنظیم شدند. متوسط دمای ماهانه مورد نیاز برای برخی از ایستگاه‌ها از دمای بیشینه و دمای کمینه ماهانه محاسبه شد. همچنین، مدل به رطوبت مطلق به‌عنوان یک مجموعه داده پارامتر ورودی نیاز دارد که در چند مرحله، با استفاده از محاسبه فشار بخار اشباع (Dingman, ۲۰۰۲)، محاسبه شد. داده‌های بارش ۲۴ ایستگاه در داخل و اطراف حوزه آبخیز از پایگاه داده استخراج و استفاده شدند. داده‌ها با استفاده از ترکیبی

۱۹۸۰ تا ۱۹۸۹ به استثنای سال ۱۹۸۲ به وسیله بارش کم مشخص شده، در حالی که سال‌های ۱۹۷۲ تا ۱۹۷۸ و ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۱ بالای متوسط میانگین بارش سالانه را نشان می‌داد. تغییرات در شیب، با برداشت بالای آب در امتداد رودخانه قبل از ایستگاه رودک یا مشکلات اندازه‌گیری فنی، به خصوص در طی سال‌های با بارش کم (۱۹۷۰ تا ۱۹۹۲) قابل توجیه بود. به منظور کاهش اثرات انسانی در مدل‌سازی بارش-رواناب، محدوده سد حوزه آبخیز در واسنجی مدل قرار داده نشد.

رابطه زمانی: مدل‌سازی هیدرولوژیکی حوزه آبخیز لتیان به درک درستی از تأثیرات انسانی و همچنین، شرایط طبیعی در تولید رواناب همان‌طور که در تحلیل قبلی نشان داده شد، نیاز دارد. تجزیه و تحلیل اثر متقابل بارش-رواناب برای یک مدت زمان طولانی‌تر (۱۹۷۰-۲۰۰۴) نسبت به دوره زمانی مطالعه واقعی (۱۹۹۰-۲۰۰۱) انجام شد. این امر برای دستیابی به اطلاعات بیشتر در مورد سامانه انجام شد. پژوهش در مقیاس زمانی سالانه، فصلی و ماهانه، تمرکز کرد. شکل ۵ میانگین بارش بلندمدت سالانه (میله آبی) به مجموع رواناب سالانه (خط آبی) و همچنین، تغییرات متوسط ۳۴ ساله برای بارش (میله آبی تند) و رواناب (آبی خالی) را مقایسه می‌کند.

این شکل نشان داد که سال‌های بین ۱۹۷۲ تا ۱۹۷۹، ۱۹۸۲، ۱۹۹۰ و ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۲ با بارش و رواناب بالا متمایز می‌شوند. بقیه سال‌ها رواناب بالاتر از بارش بوده است. مقایسه این با رواناب ثبت شده نشان می‌دهد که رواناب پیرو پویایی (دینامیک‌های) بارش است. با این حال، چند استثناء وجود دارد، که منعکس‌کننده نفوذ انسانی و تقاضای بالا برای آب در این منطقه است. تجزیه و تحلیل منحنی‌های جرم مضاعف برای دو ایستگاه، در دو دوره زمانی متفاوت سال‌های ۱۹۸۰ تا ۱۹۸۹ و ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۱ نشان داد که در نتیجه اثر فعالیت انسانی (جنگ تحمیلی عراق)، داده‌ها ناصحیح بودند، همچنین، در دوره دوم افزایش تقاضا برای آب و خشکسالی شدید در منطقه رخ داد (Jahani و Reyhani, ۲۰۰۶).

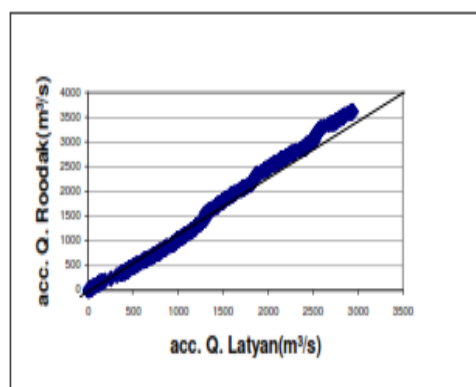
در مرحله بعد، تغییرات فصلی بررسی شد. حوزه آبخیز لتیان در قلمرو آب و هوایی نیمه‌خشک قرار گرفته، در ناحیه کوهستانی با اختلاف توپوگرافی و

گیاهی و دیگر کاربری‌ها) با استفاده از نقشه‌های سازمان نقشه‌برداری کشور، و همچنین، Sheshangosht و همکاران (۲۰۰۶) و Zeinivand و Desmedt (۲۰۰۸) به دست آمد.

برای تعیین HRU، تمام مجموعه داده‌ها به قدرت تفکیک مکانی و تجسم (Projection) مشابه یعنی پروجکشن UTM، منطقه ۳۹ شمال با تفکیک مکانی ۹۰ متر تبدیل شدند. داده‌های دارای تفکیک مکانی درشت، مانند خاک، پوشش زمین و زمین‌شناسی در نرم‌افزار ArcGIS 9.3 با استفاده از روش نزدیک‌ترین همسایه، نمونه‌گیری مجدد و اصلاح (resample) شدند.

تجزیه و تحلیل رابطه مکانی و زمانی داده‌ها

رابطه مکانی: روش تحلیل جرم مضاعف (Double-Mass Analysis)، برای تجزیه و تحلیل رواناب مشاهده شده بین ایستگاه‌ها در امتداد جریان حوزه آبخیز لتیان استفاده شد. شکل ۴ تجزیه و تحلیل جرم مضاعف رواناب بین ایستگاه‌های لتیان و رودک که موقعیت‌شان در شکل ۱ نشان داده شده است، را نشان می‌دهد.



شکل ۴- تجزیه و تحلیل جرم مضاعف رواناب بین ایستگاه‌های لتیان و رودک

منحنی جرم مضاعف در شکل ۴ نشان می‌دهد که رابطه رواناب بین دو ایستگاه تغییر داده شده است و در بازه زمانی ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۴ رواناب "بیشتر" در ایستگاه خروجی (لتیان) از ایستگاه بالادست (رودک) ثبت شده است. مقایسه این منحنی با داده بارش متوسط سالانه نشان داد که عوامل انسانی مانند تخلیه جریان رودخانه به خصوص به وسیله سدهای بزرگ، واقع در خروجی حوزه و عوامل طبیعی مانند زمان طولانی خشکسالی دبی رودخانه نقش اصلی را داشت (شکل ۵). سال‌های

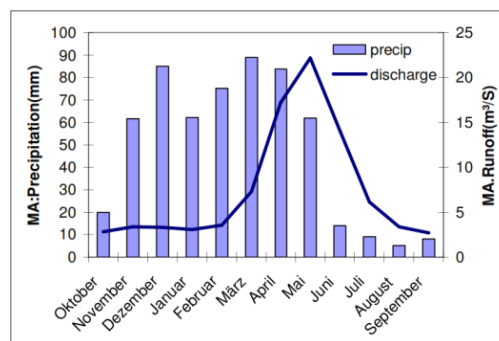
با این حال فصل مرطوب، با میزان دبی پایین ولی با اوج رواناب در ماه مه و بی‌ارتباط با اوج بارش مشخص شده است. پس از تجزیه و تحلیل داده‌ها مشخص شد که بیشتر بارش حوضه به‌صورت برف و رواناب رودخانه به ذوب برف وابسته است.

داده‌های HRU: جدول ۱ مجموعه داده استفاده شده برای ترسیم HRU در مدل را نشان می‌دهد. به‌منظور دستیابی به قدرت تفکیک مکانی مشترک مجموعه داده رستری (Raster)، نقشه‌های پوشش زمین و DEM، به قدرت تفکیک ۹۰ متر تبدیل و ساده شدند. مجموعه داده‌های برداری (Vector) مانند خاک و زمین‌شناسی، به فایل‌های رستری با تفکیک ۹۰ متر با استفاده از روش نزدیک‌ترین مجاورت تبدیل شد. تمام فایل‌های داده GIS به پروجکشن UTM، منطقه ۳۹ شمالی تبدیل شد.

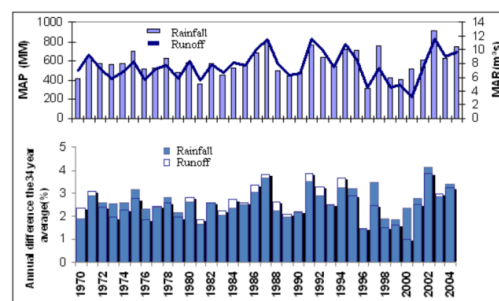
از نقشه DEM ترسیمی از SRTM برای استخراج پارامترهای توپوگرافی مانند شیب و جهت شیب (aspect) استفاده شد. بنابراین، مجموعه داده آماده شده، با فرمان روندیابی فیل (fill) در نرم‌افزار Arcinfo (ESRI, ArcGIS 9.3 Desktop, ۲۰۰۸) تکمیل شد.

پس از آن، جهت جریان و تجمع جریان ترسیم شد. یک آستانه تجمع ۲۵۰ سلولی برای تعیین شبکه جریان استفاده شد. شبکه جریان استخراج شده به‌صورت بصری با نقشه‌های توپوگرافی موجود مقایسه و اصلاح شد. پس از آن، زیرحوضه‌ها با استفاده از ابزار تحلیلگر مکانی در نرم‌افزار ArcGIS 9.3 Desktop (ESRI, ۲۰۰۸) ترسیم شد. موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری در دسترس مطابق با ایستگاه‌های رواناب واقع شده در شبکه جریان ترسیمی اصلاح شد. در نتیجه، چهار زیرحوضه با مساحت ۳۱ تا ۴۳۰ کیلومتر مربع مشخص شدند. برای به‌دست آوردن اطلاعات مکانی برای این پارامترهای آب و هوایی، اندازه‌گیری‌ها با استفاده از روش IDW موجود در J2000g تعمیم مکانی داده شدند (Krause, ۲۰۰۱; Jamswiki, ۲۰۱۰).

تغییرپذیری بین فصول خشک و مرطوب واقع شده است (شکل ۶).

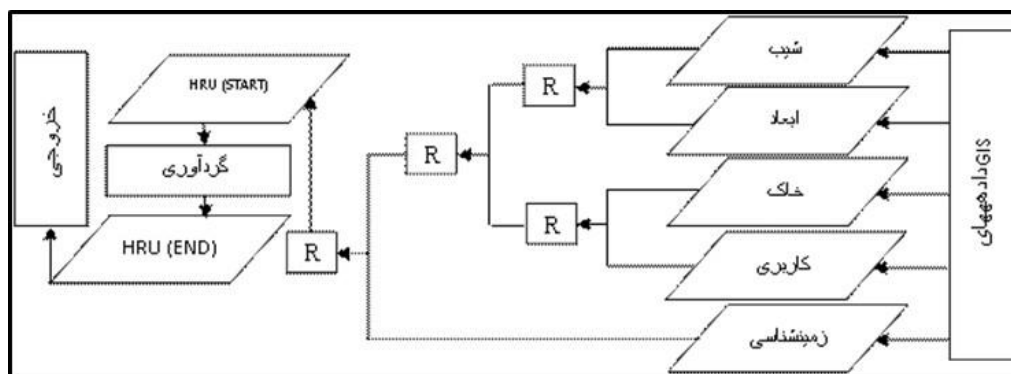


شکل ۵- ارزیابی تغییرات بلندمدت (۳۴ ساله) بارش و رواناب در حوضه رودک



شکل ۶- تغییرات فصلی رواناب و بارش در حوضه رودک

در شکل ۶ بر اساس داده‌های سال ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۴، تغییرات زمانی مقدار بارش بین دوره‌های خشک و مرطوب متفاوت بود. در دوره مرطوب (نوامبر تا می) حدود ۵۱۸ میلی‌متر، متناظر به ۹۰ درصد از میزان بارش سالانه، ثبت شده بود. در فصل خشک (ژوئن تا سپتامبر) مقدار بارش ماهانه کمتر از ۵۶ میلی‌متر اندازه‌گیری شد، در حقیقت در طی ژوئن-اوت تنها پنج الی ۱۳ میلی‌متر بارش مستند شده است. تغییرپذیری زمانی بالا نیز در رواناب منعکس شده است، همان‌طور که در تفاضل بین جریان کم و جریان بالای فصول شکل ۶ نشان داده شده است. در طی فصل خشک، متوسط نرخ جریان ماهانه به زیر ۲/۶ مترمکعب بر ثانیه می‌رود. این نشان داد که در فصل خشک، رودخانه‌های حوضه به رواناب حاصل از ذوب برف رودخانه وابسته هستند.



شکل ۷- فرایند تهیه HRU در مدل J2000g

توپوگرافی را ساخت. در پوشش دوم پوشش زمین- مجموعه خاک با هم‌پوشانی پوشش خاک و زمین ایجاد شد. پس از آن، مجموعه توپوگرافی و پوشش زمین- خاک روی هم قرار گرفتند. در این مرحله، ابتدا طبقات سنگ از طبقه درختان برگ‌ریز به‌طور جداگانه تحت طبقات ثابت ترکیب شد. به‌علاوه، طبق روش Schulze و Maharaj (۱۹۹۷)، در طبقات جنگل با شیب کمتر از پنج درجه و جهات (اسپکت) شرق-غرب به جهت شمال تبدیل شد. در آخرین مرحله از فرایندهای پوشش‌های پی‌درپی، برآیند مجموعه توپوگرافی-خاک-پوشش گیاهی با گروه زمین‌شناسی روی هم قرار گرفتند. به‌عنوان یک نتیجه از فرایند تعمیم، ۱۸۱۱۳ HRU برای حوضه سد لتیان تعریف شد. سپس، نهادهای به‌دست آمده با زیر حوضه‌ها ادغام شد. کوچک‌ترین پلی‌گون‌ها با مساحت کمتر از پنج رستر سل (کوچک‌تر از ۰/۰۵ کیلومتر مربع)، سپس با استفاده از ادغام پلی‌گون‌ها در ابزار مدیریت داده‌ها در ArcMap، حذف شدند. ۵۳۶۹ HRU پلی‌گون‌ها خلاصه و به‌عنوان واحدهای مدل‌سازی برای مدل J2000g استفاده شد. ویژگی‌های فیزیکی با استفاده از تابع اکثریت برای پوشش زمین، خاک و زمین‌شناسی تعیین شد. برای ارتفاع، شیب و جهت شیب مقادیر میانگین با استفاده از ArcInfo محاسبه شد.

مدل به فایل‌های پارامتر جداگانه برای پوشش زمین، خاک و آب زیرزمینی نیاز دارد. هر طبقه پوشش زمین متشکل از پنج پارامتر کاربری زمین، هر طبقه خاک دو پارامتر خاک و هر طبقه هیدروژئولوژیک یک پارامتر تغذیه آب زیرزمینی بودند. میزان هر پارامتر از ادبیات مقادیر پارامترهای مدل گرفته شد (Krause و

اولین مرحله از ترسیم HRU شامل آماده‌سازی داده‌ها و دوباره طبقه‌بندی مجموعه داده‌های GIS است. این امر برای یافتن الزامات مورد نیاز مدل هیدرولوژیکی لازم است. مقادیر واحد از مجموعه داده‌های توپوگرافی، شیب، جهت، زمین‌شناسی و خاک و پوشش زمین با توجه به اهمیت هیدرولوژیکی خود، به‌منظور کاهش تعداد HRU دوباره طبقه‌بندی می‌شوند. مقادیر شیب به‌صورت نواحی شیب کم (صفر تا پنج درجه)، نواحی شیب متوسط (پنج تا ۱۵ درجه) و مناطق شیب بالا (>۱۵ درجه) گروه‌بندی شدند. جهات شیب (اسپکت) به سه طبقه (شمال، شمال شرق، شمال غرب)، (جنوب شرق، جنوب غرب) و (شرق، غرب) اصلاح شدند. با توجه به عدم وجود اطلاعات ویژه خاک برای حوزه آبخیز لتیان، برای اولین بار نقشه خاک مذکور در سطور بالا با استفاده از ابزار زمین‌مرجع نرم‌افزار ArcMap، ArcGIS 9.3 (ESRI، ۲۰۰۸) زمین‌مرجع شده، سپس مرز حوضه و طبقات خاک با استفاده از ابزارهای ویرایش نرم‌افزار ArcMap، رقومی شد. پس از تجزیه و تحلیل مجموعه داده خاک موجود، طبقات چهارگانه خاک برای حوضه مشخص و با مقدار رس بین ۱۰ تا ۲۵ درصد، از جمله نوع خاک‌های نوع لپتوسل و رگوسل خلاصه شدند (Scheffler، ۲۰۰۸). تمایز بین طبقات عمده پوشش زمین بر اساس خواص پوشش گیاهی، مانند شاخص سطح برگ، ارتفاع پوشش گیاهی، عمق ریشه و مقاومت روزنه ساخته شده بود. اطلاعات پوشش زمین در طبقات پوشش زمین گروه‌بندی شدند.

هم‌پوشانی مجموعه داده GIS در مراحل پی در پی همان‌طور که در شکل ۷ نشان داده شده است، انجام شد. اولین پوشش (جهت و شیب) مجموعه نهادهای

Hanisch, ۲۰۰۹).

تبدیل شد. اطلاعات نوع خاک و کاربری زمین به جداول خاص و اساسی مدل همچون مقاومت روزنه برای در دسترس بودن آب و پارامترهای ویژه گیاهی برای استخراج مقادیر فیزیکی چون ظرفیت زراعی و شاخص منطقه برگ (LAI) مرتبط و مورد استفاده قرار گرفت. مقادیر ماهانه داده‌های مشاهده شده اقلیمی ورودی (دما، بارش، رطوبت نسبی، ساعات تابش و سرعت باد) از ایستگاه‌های هواشناسی به واحد مدل‌سازی با استفاده از داده‌های نزدیک‌ترین پنج ایستگاه منتقل شدند. هدف از کالیبراسیون مدل یک تطبیق رضایت‌بخش بین متغیرهای شبیه‌سازی شده و مشاهده شده است (Storm و Refsgaard, ۱۹۹۶).

تجزیه و تحلیل حساسیت یک ابزار مهم در مدل‌سازی هیدرولوژیکی است. به‌ویژه در طراحی و واسنجی مدل، تجزیه و تحلیل حساسیت درک بهتری از رابطه بین پارامترها و فرایندهای مدل فراهم می‌کند (Maccuen, ۱۹۷۳) و به شناسایی پارامترهای حساس مؤثر بر خروجی مدل اجازه می‌دهد (Bahremand و Desmedt, ۲۰۰۸).

برای برآورد حساسیت پارامتر و محدوده‌های آن در حوضه لتیان، روش تحلیل تک و چند پارامتره مونت-کارلو در مدل ماهانه J2000g استفاده شد. در اینجا، ابتدا، تجزیه و تحلیل پارامترها با بازرسی بصری از مقادیر پارامتر در مقابل معیار بهره‌وری واحد ساخته شد. این روش مبتنی بر ۱۰۰۰۰ بار اجرای مونت‌کارلو بود که حساسیت محاسبه شده را با دامنه پارامترها در جدول ۱ نشان داده است.

ماجول خاک-آب مدل J2000g دارای دو پارامتر یعنی عمق خاک به سانتی‌متر و در ظرفیت میدانی قابل استفاده از کل خاک به میلی‌متر است. برای دقت بهتر برای استخراج پارامترهای اشاره شده خاک، از نقشه پوشش زمین و پوشش گیاهی حوضه سد لتیان استفاده شد. بنابراین، در مناطق با پوشش گیاهی بالا، پارامترهای خاک وفق داده شد. یعنی در مناطق با پوشش گیاهی، هر دو عمق و مجموع ظرفیت زراعی پارامترها، افزایش یافت. در داده‌های زمین‌شناسی، برای هر واحد هیدروژئولوژیکی، نرخ بیشینه ممکن دوباره شارژ آب زیرزمینی در هر واحد زمانی راه‌اندازی شد.

با توجه به اطلاعات ضعیف در مورد بیشینه نفوذ عمقی ممکن طبقات مختلف زمین‌شناسی در حوزه آبخیز و با توجه به ساده بودن مؤلفه دوباره شارژ آب زیرزمینی در مدل J2000g برای هر دو طبقه هیدروژئولوژیکی، یک مقدار ثابت پارامتر حدود ۲۸ به پارامتر ورودی هیدروژئولوژی مدل وارد شد.

اجرا و کالیبراسیون مدل: برای ارائه اطلاعات مکانی ورودی سازگار با مدل J2000g، حوزه آبخیز لتیان از هم‌پوشانی GIS شیب، جهت، کاربری زمین، نوع خاک و هیدروژئولوژی به ۵۳۶۹ واحد مدل‌سازی (HRU) تقسیم شد. شیب و جهت شیب به پنج و سه طبقه تقسیم‌بندی شدند. پس از هم‌پوشانی GIS، مختصات مرکزی، ناحیه، متوسط شیب، شایع‌ترین جهت، نوع خاک، کاربری زمین و طبقه هیدروژئولوژیکی برای هر واحد استخراج و به یک جدول داده سازگار با J2000g

جدول ۱- پارامترهای مدل J2000g

پارامتر	مدول	دامنه (ماهانه)
Tbase	برف	۰ - ۱۰
TMF	برف	۰ - ۲۰
FCA	خاک-آب	۱ - ۲۰
ETR	خاک-آب	۰ - ۱
LVD	خاک-آب	۰ - ۵۰
DQK	رواناب سطحی	۱
GWK	رواناب پایه	۰ - ۱۰

حجم خطا (Pbias) و ضریب تعیین (R^2) مورد بررسی قرار گرفت.

سپس واکنش‌های مدل با استفاده توابع هدف معیار نش ساتکلیف (Nash و Sutcliffe, ۱۹۷۰)، درصد نسبی

یک ماه دارد (Hanisch و Krause، ۲۰۰۹). مقدار پارامتر ETR همچنین، تنوع نسبتاً پایین در میان زیرحوضه را نشان می‌دهد. اما با این حال NSE، به پارامترهای Tbase، TMF و LVD بسیار حساس بود. پارامترهای باقی‌مانده GWK، FCA و LVD نسبت به سه پارامتر دیگر تغییرپذیری بیشتری را در حوضه نشان دادند. به هر حال NSE، به تغییر در GWK (و یا FCA و ETR) که برای طیف وسیعی از مقادیر مهم محسوب می‌شدند، بسیار حساس نبود. مقدار NSE برای زیرحوضه رودک ۰/۸۲ محاسبه شد که نشان می‌دهد مدل J2000g در دوره واسنجی جریان مشاهده شده رودخانه را به‌خوبی شبیه‌سازی نموده است.

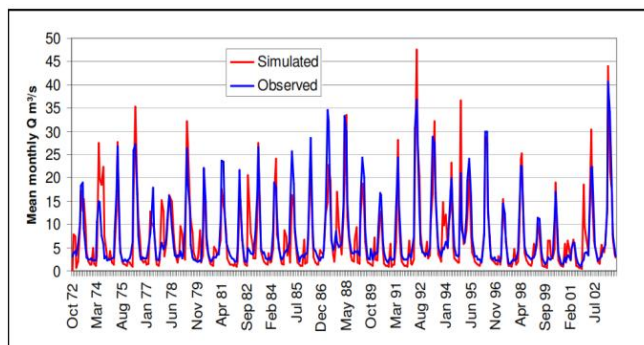
نتایج و بحث

استفاده از پارامتر سراسری در کالیبراسیون حوضه منجر به این نتیجه شد که مدل J2000g با درجه قابل قبولی از اطمینان بر اساس کالیبراسیون مدل نسبتاً قوی است. برای آزمودن مدل برای تولید نتایج قابل اعتماد در دوره‌های زمانی و حوضه‌های دیگر، مجموعه پارامتر سراسری به‌دست آمده از کالیبراسیون حوضه، در زیرحوضه رودک برای مدت طولانی‌تری از اکتبر ۱۹۷۲ تا سپتامبر ۲۰۰۳ استفاده شد. مقادیر جریان رودخانه شبیه‌سازی شده به‌صورت میانگین بلندمدت متوسط ماهانه مقادیر جمع و با مقادیر مشاهده شده جریان ایستگاه هیدرومتری رودک مقایسه شدند. نتیجه در شکل ۸ نشان داده شده است.

مقادیر شش پارامتر (J2000g، FCA، Tbase، TMF، LVD، ETR و GWK) از طریق یک روش کالیبراسیون مدل برآورد شد. واسنجی برای زیرحوضه رودک در محدوده حوزه آبخیز لتیان با مشاهدات جریان رودخانه کافی انجام شد. برای هر زیرحوضه، مقادیر شش پارامتر مدل به‌طور خودکار با استفاده از برنامه اجرا تجزیه و تحلیل مونت کارلو و روش ترکیب تکامل مرکب-دانشگاه آریزونا (SCE-UA) (Duan و همکاران، ۱۹۹۴)، کالیبره شد. هر دو روش تعداد منتخبی از پارامترهای مدل به‌منظور بهینه‌سازی یک تابع هدف و یا معیار بهره‌وری را انطباق دادند. واسنجی با مقادیر مشاهده شده هواشناسی ماهانه برای دوره زمانی اکتبر ۱۹۹۰ تا سپتامبر ۲۰۰۱ با استفاده از معیار بهره‌وری نش ساتکلیف (NSE) به‌عنوان تابع اصلی هدف انجام شد. مقادیر پارامتر کالیبراسیون همراه با نتیجه مقدار NSE در جدول ۲ نشان داده شده است. مقادیر TMF و Tbase دست‌کم برای کل حوضه متفاوت است، احتمالاً به‌خاطر این‌که آن‌ها بیشتر دارای "اساس فیزیکی" و تا حد زیادی مستقل از عوامل دیگر در حوضه هستند. مقادیر پایین Tbase به‌دلیل مراحل زمانی مدل‌سازی ماهانه است، زیرا Tbase نشان‌دهنده متوسط درجه حرارت ماهانه است که به‌طور قابل ملاحظه‌ای دمای کمتر از صفر درجه سانتی‌گراد برای ذخیره بارش به‌عنوان برف برای یک دوره بیش از یک دوره زمانی از

جدول ۲- مقادیر پارامترهای مدل J2000g به‌دست آمده از روش کالیبراسیون خودکار مونت کارلو

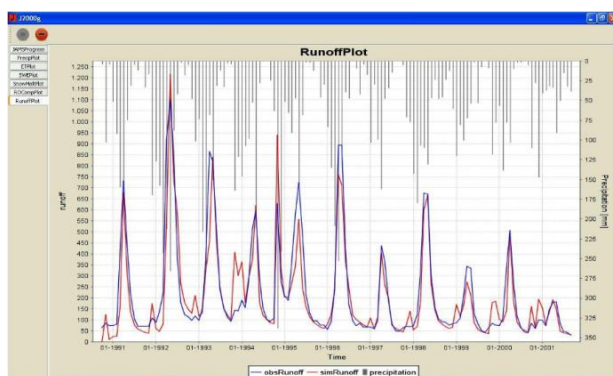
رودک	نام حوضه، پارامتر
۴۳۰/۹۳	مساحت حوضه (km ²)
۱/۲۲	LVD
۷/۷۳	GWK
-۳/۰۷	Tbase
۱۹/۷۷	TMF
۱۲/۲۶	FCA
۰/۴۱	ETR
۰/۸۲	NSE
-۵/۶	PBIAS
۰/۸۳	R ²



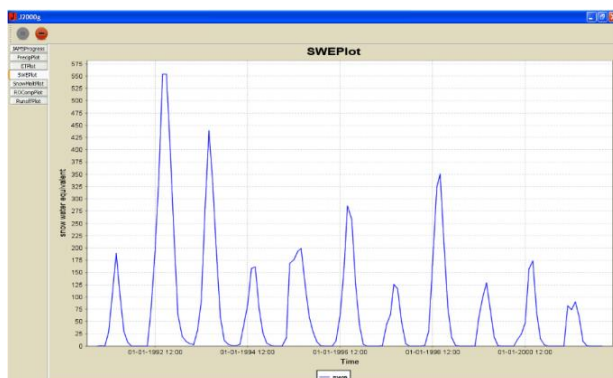
شکل ۸- شبیه‌سازی جریان رودخانه با استفاده از پارامتر سراسری مدل J2000g از سال ۱۹۷۲-۲۰۰۲

نشان می‌دهد که مدل J2000g به خوبی قادر به بازتولید مقادیر تاریخی (۳۱ سال) بلندمدت ماهانه رواناب برای کل حوزه آبخیز لتیان می‌باشد.

شکل رواناب بلندمدت مشاهده شده (آبی) و شبیه‌سازی شده (قرمز) برای زیرحوضه رودک نشان می‌دهد که بسیار شبیه به کل حوضه لتیان است. پلات



شکل ۹- شبیه‌سازی آب معدل برف در حوضه رودک، J2000g ۱۹۹۰-۲۰۰۱

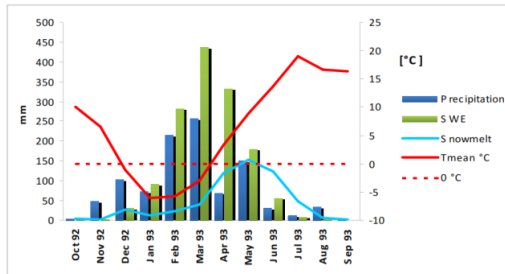


شکل ۱۰- شبیه‌سازی رواناب در حوضه رودک، J2000g ۱۹۹۰-۲۰۰۱

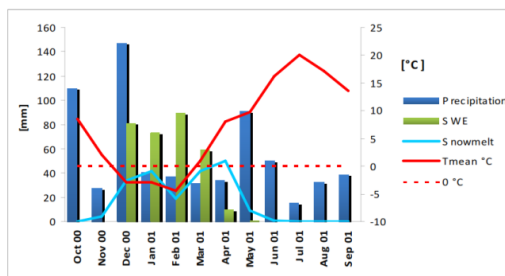
زیرحوضه رودک مقایسه شد. شکل ۱۰، SWE شبیه-سازی شده را با خط آبی برای ده سال از دوره کالیبراسیون نشان می‌دهد. همان‌طور که شکل نشان می‌دهد، مدل، خیلی خوب قادر به بازتولید چگونگی بسط انباشت برف در حوضه است. مدل، روند صعودی

کالیبراسیون اضافی از فرایندهای داخلی مدل با اندازه‌گیری آب معادل برف (SWE) شش ایستگاه برف‌سنجی، که در داخل حوزه آبخیز لتیان بودند، انجام شد. داده SWE اندازه‌گیری شده با SWE شبیه‌سازی شده در تک HRU با ارتفاع متفاوت و در داخل و اطراف

ژوئیه همه برف به طور کامل ذوب شده است. قابل ذکر است که، در سال‌های خشک با بارش کم و درجه حرارت بالا ذوب برف در اوایل ژوئیه پایان می‌یابد.



شکل ۱۱- سال بارش زیاد برف اکتبر ۱۹۹۲ تا سپتامبر ۱۹۹۳



شکل ۱۲- سال بارش کم برف اکتبر ۲۰۰۰ تا سپتامبر ۲۰۰۱

شکل ۱۲، به‌وضوح نوسانات ذوب برف در سال خشک ۲۰۰۱-۲۰۰۰ را نشان داد. در این زمان تمام منطقه مورد مطالعه و تهران دچار خشکسالی شدید بود (Jahani و Reyhani, ۲۰۰۶). به‌علاوه نشان داد که شرایط ذوب برف و آب معادل برف در حوزه آبخیز لتیان ثابت نیست و ذوب برف در پایان ماه می تمام شده است. مقدار ذوب برف شبیه‌سازی شده بین ۱۹۹ تا ۷۳۰ میلی‌متر و در رابطه با مقدار بارش بین ۵۵۷ تا ۱۳۷۶ میلی‌متر، که برآیند آن در یک نسبت ذوب برف/بارش بین ۳۶ تا ۵۳ درصد متغیر است. به‌عبارت دیگر، بین ۳۶ تا ۵۳ درصد از بارش به‌عنوان برف باریده و ذوب شده است. بنابراین، مقادیر ذوب برف نشان داد که برف عامل مهم آب و هوایی در حوضه است (جدول ۴). مقادیر مشابه درصد برف به‌وسیله Shafiee (۱۹۹۹) و موسسه تحقیقات آب و انرژی در سال ۲۰۰۴ به‌دست آمد. Shafiee (۱۹۹۹)، در تحقیقات خود در مورد هیدرولوژی برف، نسبت برف به بارش کل شمال تهران را محاسبه کرد. محاسبات او نشان داد که بین ۳۵ تا ۵۷ درصد از بارش زمستان و سالانه این منطقه به‌صورت برف می‌بارد. همچنین، مقایسه ضریب تغییرات (CV)

بازوی دوره تجمع برف در سال ۱۹۹۲ (سال پربرف) را تقریباً کامل شبیه‌سازی نمود. بدیهی است که ماجول برف به‌عنوان مدل ساده (شاخص دما) تعریف شده است، بنابراین نتایج شبیه‌سازی می‌تواند به‌عنوان پیش‌بینی خوب پذیرفته شود. چون دینامیک‌های ذوب برف به‌میزان بسیار بالایی مسئول پویایی رواناب در حوزه آبخیز لتیان هستند، می‌توان نتیجه گرفت که مدل‌سازی برف، تأثیر زیادی بر کارایی مدل دارد.

در جدول ۳ برف را از اجزای بیلان آب برآورد شده برای دوره ۱۱ ساله (اکتبر ۱۹۹۰ تا سپتامبر ۲۰۰۱) را نشان می‌دهد. با توجه به این جدول، بین نتایج مدل تفاوت قابل توجهی وجود ندارد. قابل توجه که، برف تقریباً نیمی از کل بارش حوزه آبخیز لتیان می‌باشد و در نتیجه ذوب برف، تأثیر زیادی بر روی جریان رودخانه دارد. دوره عمده بارش در طول اواخر پاییز تا اواخر زمستان رخ می‌دهد، در حالی که جریان رودخانه به تدریج در اوایل بهار و در ماه مه به اوج خود می‌رسد. از آن‌چه آمد، می‌توان نتیجه گرفت که رواناب به‌طور عمده از مارس تا ژوئن بسته به دمای هوا رخ می‌دهد و نشان می‌دهد که بسیاری از این رواناب از ذوب برف تولید می‌شود.

برای بحث و بررسی دو دوره شاخص با انباشت و ذوب برف کوچک و بزرگ انتخاب شد. از اکتبر ۱۹۹۲ تا سپتامبر سال ۱۹۹۳ برای برف بزرگ و از اکتبر سال ۲۰۰۰ تا سپتامبر ۲۰۰۱ برای برف کوچک است. تمام اطلاعات مربوط به این دو دوره، در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ آورده شده است.

در روش درجه روز تمام بارش به‌صورت برف، زمانی که دمای متوسط زیرحوضه کمتر از T_{base} و باران هنگامی که درجه حرارت بالاتر از T_{base} است، فرض می‌شود. معمولاً میانگین دما در حوضه از دسامبر تا پایان ماه مارس به زیر صفر می‌رود و بر این اساس تنها بارش برف رخ می‌دهد و به تدریج آب معادل ناشی از برف به حدود ۴۳۸ میلی‌متر در اوایل ماه مارس می‌رسد، در حالی که تقریباً ذوب برف وجود ندارد. از پایان ماه مارس، درجه حرارت بالای صفر رفته، حدود ۱۱۹ میلی‌متر برف ذوب می‌شود (شکل ۱۱). از اواسط آوریل تا اول ماه مه، افزایش دما ادامه داشته، ذوب برف به ۱۵۲ میلی‌متر افزایش می‌یابد. در نهایت، در پایان ماه

حدود سه و ۱۱ درصد بود. جدول ۳، اجزای محاسبه شده ذوب برف و رواناب شبیه‌سازی شده مدل J2000g طی مدت زمانی ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۱ را نشان می‌دهد.

رواناب پیش‌بینی شده و نتایج مشاهده شده نشان داد که تغییرات بین هر دو بسیار کم و در حدود یک درصد است. همچنین، این نسبت برای ذوب برف و بارش در

جدول ۳- اجزای محاسبه شده ذوب برف و رواناب شبیه‌سازی شده به‌وسیله مدل J2000g ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۱

سال	بارش (mm)	ذوب برف (mm)	رواناب شبیه‌سازی (mm)	رواناب مشاهده شده (mm)
۱۹۹۰-۹۱	۷۱۹	۲۸۸	۳۲۹	۵۰۱
۱۹۹۱-۹۲	۱۳۷۶	۷۳۰	۸۰۲	۸۸۳
۱۹۹۲-۹۳	۱۰۰۰	۵۶۰	۶۶۱	۷۵۴
۱۹۹۳-۹۴	۹۶۷	۳۴۲	۶۳۳	۳۶۹
۱۹۹۴-۹۵	۱۱۲۵	۳۵۰	۷۱۱	۸۲۹
۱۹۹۵-۹۶	۹۸۴	۴۷۰	۵۹۳	۶۵۹
۱۹۹۶-۹۷	۳۳۷	۲۴۱	۳۱۱	۳۳۹
۱۹۹۷-۹۸	۹۸۸	۴۶۲	۴۸۵	۵۶۵
۱۹۹۸-۹۹	۶۰۴	۲۴۴	۲۸۷	۳۴۱
۱۹۹۹-۲۰۰۰	۶۰۱	۳۱۱	۳۳۲	۳۶۸
۲۰۰۰-۰۱	۶۵۷	۱۹۹	۲۶۰	۲۳۴
میانگین	۸۷۱	۳۸۲	۴۹۳	۵۴۹
حداکثر	۱۳۷۶	۷۳۰	۸۰۲	۸۸۳
حداقل	۳۳۷	۱۹۹	۲۶۰	۲۳۴
انحراف معیار	۲۴۹	۱۵۲	۱۸۹	۲۰۶
درصد ضریب تغییرات	۲۹	۴۰	۳۸	۳۷

لتیان، مانند دره‌ها و اطراف دریاچه سد، میانگین دما بالاتر از سمت شمالی و ارتفاعات حوضه است. بنابراین زمان ذوب برف در دره و زمین‌های پست حوضه زودتر از شمال حوزه آبخیز آغاز می‌شود. علاوه بر این در نواحی ذکر شده (ارتفاعات-پایین) میزان SWE کمتر از شمال حوضه است. به‌عبارت دیگر، در پایان ذوب برف در سمت جنوبی لتیان، در همان زمان در تابستان (جولای تا اوت) ذوب برف در ارتفاعات بالا مانند شمشک و گرمابدر وجود و ادامه دارد.

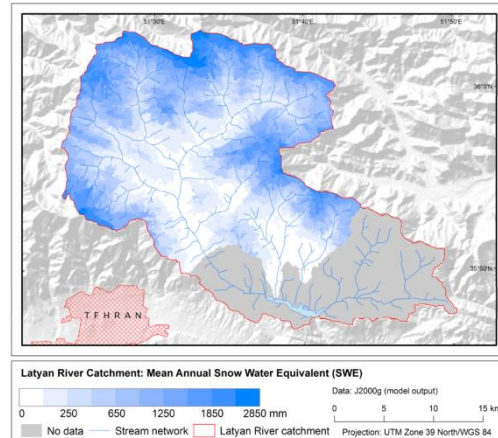
مشهود است، در چهار سال (۱۹۹۷، ۱۹۹۹، ۲۰۰۰، ۲۰۰۱) مدل کمترین کارایی را در اعتبارسنجی نشان داد همچنین، مدل‌ها دارای مشکلات آشکار در مدل-سازی برف هستند. این قابل توجیه است که در طی این زمان‌ها، سطح ایستایی از یک کاهش مداوم به‌عنوان یک نتیجه از وضعیت بحرانی در منابع آب در دسترس و شرایط جریان کم و خشکسالی در تهران و همچنین، بیشتر نقاط ایران رنج می‌برد (Jahani و Reyhani, ۲۰۰۶).

شکل‌های ۱۳ و ۱۴ نشان داد که توپوگرافی دامنه‌ها و همچنین، وجوه شیب نقش مهمی در نوع بارش، توزیع مکانی پوشش برف، رواناب و تنظیم تبخیر و تعرق در حوضه ایفا کرده است. علاوه بر این نتیجه خروجی همچنین، قابلیت J2000g در منطقه کوهستانی برای تولید رواناب را نشان داد. یعنی در زمان بیشینه انباشت برف، نواحی شیب‌دار و ارتفاع بالا به‌نظر می‌رسد، تأثیر غالب بر توزیع مکانی برف است. از این‌رو با افزایش ارتفاع در حوضه، مقادیر پوشش برف و آب معادل برف افزایش خواهد یافت و بیشینه توزیع برف و آب معادل برف در مناطق با ارتفاع بالا دیده می‌شود. این نتایج مطابق با دانش توزیع مکانی ذوب برف در مناطق کوهستانی است. بنابراین، نتایج مدل مناسب به‌نظر می‌رسد.

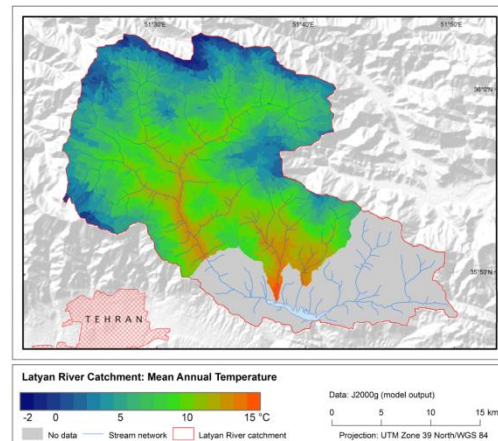
علاوه بر این نتایج مختلف پهنه‌بندی SWE و میانگین دمای سالانه مدل J2000g ارتباط خوبی بین دما، توپوگرافی، SWE و ذوب برف را نشان داد، یعنی در نواحی ارتفاع پایین و در ضلع جنوبی حوزه آبخیز

نتایج نشان داد که مدل به خوبی قادر به باز تولید دینامیک‌های هیدرولوژیکی حوزه آبخیز کوهستانی است. این در رابطه با کاربردهای مدل در مقیاس متوسط در حوضه لتیان اهمیت دارد، زیرا انتقال از روند فعلی ماجول ساده به مقیاس‌های مختلف را نشان می‌دهد. با این همه، چنان‌که نتایج نشان می‌دهد، دینامیک‌های هیدرولوژیکی مربوطه را می‌توان به‌وسیله مدل با درجه خاصی از کیفیت شبیه‌سازی نمود.

با این مقادیر و نتایج می‌توان اظهار داشت که دینامیک‌های هیدرولوژیکی و فرایندهای برف در داخل حوزه آبخیز لتیان می‌تواند به اندازه کافی و به خوبی با مدل J2000g شبیه‌سازی شود. سرانجام، پارامترهای یک دست و عمومی برای کل حوزه آبخیز لتیان با استفاده از روش متوسط وزنی ناحیه‌ای پارامترها از کالیبره نمودن مدل‌سازی زیرحوضه ایجاد شد. می‌توان این‌گونه خلاصه کرد که ماجول‌های منفرد و به‌خصوص اجزاء ماجول برف مدل J2000g همراه با رویکرد توزیع HRU می‌تواند برای اهداف پروژه یعنی بررسی و ارزیابی دینامیک‌های هیدرولوژیکی حوزه آبخیز لتیان مناسب در نظر گرفته شود. به‌عبارت دیگر، مدل می‌تواند به‌صورت تخصصی در طرح‌ها و اطلاعات مهم هیدرولوژیکی برای مدیریت پایدار منابع آب مورد استفاده قرار گیرد.



شکل ۱۳- میانگین سالانه آب معادل برف شبیه‌سازی شده در حوضه لتیان



شکل ۱۴- میانگین دمای سالانه شبیه‌سازی شده در حوضه لتیان

منابع مورد استفاده

1. Alvankar, S.R. and B. Saghafian. 2009. Flood modeling in Kan River Basin by means of ADHM distributed model. The 5th Conference of Abkhizdari Science and Engineering, Gorgan, 1319-1327 (in Persian).
2. Amini, M. 2008. Evaluation and calibration of SWRRB hydrological model for runoff simulation, case study: Kasilian catchment. MSc Thesis, Mazandaran University, 134 pages (in Persian).
3. Bahremand, A. and F. De Smedt. 2008. Distributed hydrological modeling and sensitivity analysis in Torysa Watershed, Slovakia. Water Resources Management, 22(3): 393-408.
4. Biroodan, N. and N. Jandaghi. 1995. Snowmelt runoff estimation using the SRM model and its comparison to observed runoff data. Agriculture and Natural Resource Science, 12-6: 181-188 (in Persian).
5. Butner, J., L. Shoemaker, J. Trevor Clements and E. Thirolle. 1998. Watershed Academy Web, 32 pages.
6. Faramarzi, M., K. Abbaspour, R. Schulin and H. Yang. 2008. Modelling blue and green water resources availability in Iran. Hydrological Processes, 23(3): 486-501.
7. Flügel, W.A. 1995. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Broel, Germany. Hydrological Processes, 9(3-4): 423-436.
8. Gorbanizadeh, H. 2010. Evaluation of climate change effect on temporal distribution of snow runoff in Dez Catchment. Journal of Talab, 2-3: 14-26 (in Persian).
9. Gupta, H.V., S. Sorooshian and P.O. Yapo. 1999. Status of automatic calibration for hydrologic models: comparison with multilevel expert calibration. Journal of Hydrologic Engineering, 4(2): 135-143.
10. Jahani, H.R. and M. Reyhani. 2006. Role of groundwater in Tehran Water crisis mitigation. Proceedings

- of the International Workshop, Tehran, 29-31 October 2006.
11. JAMS, (Jena Adaptable Modelling System). Wikipedia (updatable, 2010): Available online at: <http://jams.uni-jena.de/jamswiki/index.php/J2000gHauptseite>.
 12. Karamouz, M. 1995. An integrated approach to water resources development of the Tehran region in Iran. *Journal of the American Water Resources Association*, 37(5): 1301-1311.
 13. Khalighi Sikaroodi, S., T. Zinatishoaa, A. Salajegheh, A. Kohandel and Gh. Mortezaee. 2009. Rainfall-runoff simulation by semi-distributed method in catchments with scarce data. The 5th Conference of Abkhizdari Science and Engineering, Gorgan, 1319-1327 (in Persian)
 14. Krause, P. 2001. Quantifying the impact of land use changes on the water balance of large catchments using the J2000 model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27: 663-673.
 15. Krause, P. and S. Hanisch. 2009. Simulation and analysis of the impact of projected climate change on the spatially distributed water balance in Thuringia, Germany. *Advances in Geosciences*, in print.
 16. Mc Cuen, R. 1973. The role of sensitivity analysis and hydrologic modelling. *Journal of Hydrology*, 18: 37-53.
 17. Martinec, J. and A. Rango. 1981. Areal distribution of snow water equivalent evaluated by snow cover monitoring. *Water Resources Research*, 17(5): 1480-1488.
 18. Martinec, J. and A. Rango. 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 84: 197-219.
 19. Martinec, J., K. Seidel, U. Burkart and R. Baumann. 1991. Areal modelling of snow water equivalent based on remote sensing techniques. *Snow Hydrology and Forests in High Alpine Areas. Proceedings of the Vienna Symposium, IAHS-Publication No. 205*, 121-129.
 20. Miryaghoobzadeh, H. 2007. Runoff river simulation based on SRM hydrological model, case study: Karaj Dam catchment. MSc Thesis, Mazandaran University, 162 pages (in Persian).
 21. Najafi, M., J. Sheykhivand and J. Porhemmat. 1994. Snowmelt runoff calculation in snowy catchments, case study: Mahabad Dam Catchment. *Agriculture and Natural Resource Science*, 11-3: 111-122 (in Persian).
 22. Porhemmat, J., B. Saghafian and H. Sedghi. 2005. Evaluation of snow model applicability using satellite data for no snow data, case study: Khersan Catchment. *Pajouheshhaye Manabe Abe Iran*, 1-1: 1-11 (in Persian).
 23. Rango, A. 1996. Spaceborne remote sensing for snow hydrology applications. In: *Hydrological Sciences Journal*, 41: 477-494.
 24. Refsgaard, J.C. and B. Storm. 1996. Construction, calibration and validation of hydrological models. *Distributed Hydrological Modelling* (pp. 41-54). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
 25. Scheffler, C. 2008. Development of a downscaling scheme for a coarse scale soil water estimation method, case study: Great Letaba River, South Africa. *Friedrich-Schiller-Universität Jena, Jena*.
 26. Shafiee, R. 1999. Snow hydrology, case study: Amirkabir Dam. MSc Thesis, University of Tehran, 126 pages (in Persian).
 27. Sheshangosht, S., A. Alimohammadi and M.J. Soltani. 2006. Evaluation of relations between DEM-based USPED model output and satellite-based spectral indices. *Proceeding of Map India 2006*.
 28. Telvari, A. 1996. Hydrological models in simple language. University of Tehran, 401 pages (in Persian).
 29. Zeinivand, H. and F. De Smedt. 2008. Hydrological modelling of snow accumulation and melting on river basin scale. *Water Resources Management Journal*, 23(11): 2271-2287.
 30. Zeinivand H. 2009. Development of spatially distributed hydrological WetSpa modules for snowmelt, soil erosion and sediment transport. PhD Thesis, Vrije Universiteit Brussel, Belgium, 453 pages.

Evaluation of J2000g model in simulation of snowmelt in Latyan watershed

Hoshang Behravan^{*1}

Assistant Professor, Soil Conservation and Watershed Management Research Department, Agricultural and Natural Resources Research Center of East Azerbaijan, AREEO, Tabriz, Iran

Received: 22 June 2016

Accepted: 25 July 2016

Abstract

In mountainous watersheds, snow melt can have a significant impact on the water balance and at certain times of the year it could have the most important contribution to runoff. In many parts of the world snow acts as a natural reservoir that can play an important role for water supply. Specifically, high-altitude basins in semi-arid regions with a significant snow component can have a large capability to balance and distribute scarce water resources. In this study the spatially distributed process-oriented hydrological model J2000g was used for the 431 km² large Latyan catchment in Iran. The target was to derive spatially distributed estimates of the quantity and timing of hydrological balance terms and state variables like rainfall, runoff, snow water equivalent (SWE) and snow melt. The model uses the distribution concept of Hydrological Response Units (HRU) to take the spatial variability in the basin into account. The comparison of the separate SWE models resulted in values between 0.28-0.68 for NSE and values between 0.53-0.83 for R². For the catchment models the comparison of the simulated runoff with measured data showed NSE values between 0.78 and 0.82. By these values it can be stated that the hydrological dynamics and the snow processes of the sub-basins within the Latyan catchment could be simulated sufficiently well with J2000g. It can be summarized that the single modules and in particular the snow components of J2000g along with the HRU distribution approach can be considered as suitable for the given project objectives i.e. the assessment of the hydrological dynamics of the Latyan catchment. Hereby, the model can be used to elaborate important hydrological information for a sustainable management of the water resources.

Keywords: Calibration, HRU, Hydrological modeling, MonteCarlo analysis, Roodak subbasin, Snow accumulation, Snowmelt, SWE

* Corresponding author: h.behravan@gmail.com