

برآورد رواناب حاصل از ذوب برف فصلی به کمک مدل SRM

(مطالعه موردی: حوضه آبریز زیارت در استان گلستان)

پیمان مختاری مطلق^۱، بهاره جوانی^۲، حسین شریفان^۳

۱. کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، شرکت آب منطقه‌ای اصفهان

Peymokhtari@yahoo.com

۲. دانش آموخته کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

Bjavani7@yahoo.com

۳. استادیار، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

H_Sharifan47@yahoo.com

چکیده:

برف شکلی از بارش است که به دلیل تأخیر زمانی بین زمان بارش و زمان تولید رواناب رفتار متفاوتی با دیگر اشکال بارش دارد. برف به عنوان یکی از عوامل اصلی ذخیره آب نقش مهمی در رفع چالش‌های موجود در مدیریت منابع آب خصوصاً در مناطق کوهستانی ایفا می‌کند. سنجش از دور منبع مهمی برای بدست آوردن اطلاعات سطح پوشش برف به عنوان ورودی مدل SRM است. در این تحقیق تغییرات سطح پوشش برف حوضه آبریز زیارت گرگان در سال آبی ۹۰-۸۹ با استفاده از محصول پوشش برف ماهواره TERRA-MODIS(MOD10) با قدرت تفکیک مکانی ۱۰۰۰ متر، استخراج شد. از داده‌های سال آبی ۹۰-۸۹ برای واسنجی مدل استفاده شده است و مدل آبدهی روزانه را با مجذور ضریب همبستگی ۰/۷۴ شبیه‌سازی کرد. نتایج این تحقیق بیانگر دقت خوب محصول پوشش برف MODIS، برای تعیین سطح پوشش برف حوضه است. همچنین نتایج نشان می‌دهد که مدل SRM با سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی می‌تواند به عنوان ابزاری برای برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب مخصوصاً در حوضه‌هایی که ذوب برف فاکتور اصلی ایجاد رواناب است مورد استفاده قرار گیرد.

کلمات کلیدی: مدل ذوب برف (SRM)، MODIS، سطح پوشش برف، سنجش از دور (RS)، رودخانه زیارت

برف یکی از انواع مختلف بارش است که از چگالش توده‌های هوایی مرطوب در طی صعود و در شرایطی که درجه حرارت هوا کمتر از نقطه انجماد باشد، ایجاد می‌گردد. اگرچه بخش کوچکی از سطح کره زمین را مناطق کوهستانی در می‌گیرد، لکن همین مقدار اندک در چشم‌انداز هیدرولوژیکی حوضه‌های آبریز تأثیر شگرفی داشته و در بسیاری از مناطق، پوشش برف واقع در کوهستان‌ها منبع اصلی تأمین آب‌های سطحی و زیر زمینی محسوب می‌گردد. علاوه بر این یکی از عوامل مؤثر در فرایند تغییر اقلیم نیز تغییرات عمده در مقدار بارش باران و برف و نیز زمان ذوب برف‌ها بوده که بهره‌برداری از منابع آب را تحت الشعاع خود قرار داده است. تحقیقات نشان می‌دهد آب شرب مورد نیاز بیش از یک میلیارد نفر از ساکنان دنیا از رواناب ناشی از ذوب برف‌ها تأمین می‌شود. تخمین رواناب حوضه آبخیز در مناطق با پوشش برف فصلی، نیاز به یک الگوریتم ذوب برف به عنوان جزئی از سیستم مدل‌سازی دارد (بیلز و کلاین، ۲۰۰۳). مدل SRM در ابتدا توسط مارتینک و رنگو (۱۹۹۶) برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی جریان ناشی از ذوب برف در حوضه‌های آبریز کوچک کوهستانی اروپا ارائه گردید. در حال حاضر به علت راحتی کاربرد و سادگی ساختار کلی مدل SRM، این مدل توسط سازمان‌ها و مراکز تحقیقاتی زیادی مورد استفاده قرار می‌گیرد. این مدل تاکنون در حدود ۸۰ حوضه آبریز واقع در ۲۵ کشور مختلف بکار برده شده است. مالچر و هیدینگر (۲۰۰۱)، با استفاده از عکس‌های ماهواره MODIS سطح پوشش برف چهار زیر حوضه از حوضه انزال در شرق اتریش را بدست آورده و با استفاده از مدل SRM رواناب ناشی از ذوب برف را شبیه‌سازی کرد. مدل رواناب زیر حوضه‌های ونت - روفن، ابرگرگل، هوبن و تومپن را به ترتیب با اختلاف حجم ۲/۳۵ - ۵/۵۶، ۰/۴۴ و ۰/۴۹ درصد و با مجذور ضریب همبستگی ۰/۹۳، ۰/۹۲، ۰/۸۷، ۰/۸۸ شبیه‌سازی کرده است. در ترکیه امره و همکاران (۲۰۰۵) به منظور مدل‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف در بالادست حوضه آبریز فرات از منحنی‌های تخلیه برف استخراج شده از نقشه‌های پوشش برف MODIS استفاده کردند. نتایج اولیه مطالعه ایشان نشان داد که از این اطلاعات می‌توان برای شبیه‌سازی و همچنین پیش‌بینی رواناب ذوب برف در آن کشور استفاده کرد. جاین و شائو و همکارانش (۲۰۰۵) مدل SRM را برای بررسی تغییر اقلیم با استفاده از چگونگی میزان تغییرات رواناب حاصل از ذوب برف در شمال غربی چین بکاربردند. نتایج این مطالعه نشان داد تغییر فصل ذوب برف، افزایش جریان آب در فصل ذوب و کاهش در جریان‌های بعد از فصل ذوب، تحت سناریو ۴ درجه سانتیگراد افزایش دما رخ داده است. هارشرگر و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از مدل SRM، داده‌های برف سنجنده MODIS و اطلاعات ایستگاه‌های تله متری برف در حوضه‌های کوهستانی غرب ایالات متحده به بررسی جریان‌های کوتاه مدت تا متوسط ۱ تا ۱۵ روزه پرداختند و به منظور بهینه‌سازی عملکرد مدل و کمک به اجرای آن از روش شاخص درجه حرارت برای دستیابی به میزان ذخیره برفی و از حداکثر و حداقل دمای بحرانی برای جداسازی بارش جامد و مایع و یا مخلوطی از باران و برف استفاده کردند. مقایسه این شبیه‌سازی نشان داد پیشرفت قابل توجهی در بهبود عملکرد مدل روی داده است.

با توجه به مطالب فوق و نتایج کاربرد مدل SRM در کشور ما، به منظور برآورد رواناب ذوب برف در حوضه آبریز زیارت از این مدل استفاده شد. همچنین با توجه به جدیدتر بودن تصاویر سنجنده MODIS نسبت به سایر تصاویر و نیز سهولت دسترسی (وجود ایستگاه گیرنده در کشور) و دوره تکرار کوتاه (روزانه)، در تحقیق حاضر برای محاسبه سطح برف این نوع تصاویر مورد استفاده قرار گرفت.

مواد و روش‌ها

برای مطالعه جریان حاصل از ذوب برف در حوضه آبریز زیارت از مدل SRM استفاده شد که در زیر به اختصار به اجزا مدل اشاره گردیده است.

مدل بر اساس روش درجه - روز استوار است. در این مدل رواناب ناشی از ذوب برف و باران بطور روزانه محاسبه و با لحاظ فروکش جریان، دبی خروجی از حوضه برآورد می‌گردد.

ساختار اصلی مدل به صورت رابطه ریاضی زیر بیان می‌شود:

(۱)

$$Q_{n+1} = [Cs_n \cdot a_n (T_n + \Delta T_n) \cdot S_n + Cr_n \cdot P_n] \frac{4.1000}{86400} (1.k_{n+1}) Q_n K_{n+1}$$

Q = دبی روزانه (متر مکعب بر ثانیه)، Cs = ضریب رواناب برف، Cr = ضریب رواناب باران، a = فاکتور درجه - روز (سانتیمتر بر درجه سانتی‌گراد بر روز)، T = درجه حرارت ایستگاه مبنا (درجه سانتی‌گراد)، ΔT = تفاضل درجه حرارت ایستگاه مبنا با درجه حرارت در محل متناظر متوسط ارتفاع هیپسومتریک حوضه، S = پوشش نسبی برف، P = بارشی که در تولید رواناب شرکت می‌کند (سانتی‌متر)، A = مساحت حوضه یا ناحیه انتخابی (کیلومتر مربع)، n = توالی روزها در طی دوره پیش بینی یا شبیه‌سازی و K = ضریب فروکش می‌باشد.

داده‌های مورد نیاز برای اجرای مدل به دو دسته تقسیم شدند:

۱- ویژگی‌های حوضه: مساحت حوضه یا ناحیه‌های ارتفاعی و منحنی سطح - ارتفاع

۲- متغیرهای هواشناسی و هیدرولوژیکی: دما، بارندگی، سطح پوشش برف و دبی

پارامترهای مدل: ضریب رواناب برف و باران، ضریب درجه - روز، درجه حرارت بحرانی، نرخ کاهش درجه حرارت با ارتفاع، زمان تأخیز، ضریب فروکش جریان و سطح مؤثر بارش می‌باشند. هریک از این پارامترها می‌تواند با اندازه‌گیری یا بر اساس نظرات کارشناسی متخصصان و با استفاده از خصوصیات حوضه، روابط فیزیکی، تجربی و روابط همبستگی برآورد گردد. باید توجه داشت که مقدار تخمینی هریک از پارامترها در داخل محدوده قابل قبول فیزیکی و هیدرولوژیکی باشد (مک کوئن، ۱۹۹۸).

ضریب رواناب C: ضریب به صورت اختلاف بین آب در دسترس (ذوب برف + بارش باران) و جریان خروجی از حوضه در یک دوره معین بیان می‌شود. ضریب رواناب برف و باران متفاوت می‌باشند و در برنامه کامپیوتری مقدار ضریب رواناب برف (C_s) و ضریب باران (C_r) از یکدیگر تفکیک شده‌اند و تغییرات این ضرائب به صورت ۱۵ روزه (اگر نیاز باشد روزانه) توصیه شده است. اگر شبیه‌سازی در یک بار اجرا کامل نشود ضریب رواناب به عنوان یک انتخاب اولیه برای تنظیم مدل منظور می‌شود (مارتینک و رنگو، ۱۹۹۸).

فاکتور ذوب a: فاکتور ذوب به صورت مقدار عمق ذوب شده به تعداد درجه- روز بوده و به شکل زیر بیان می‌گردد.

$$M = aT \quad (۲)$$

$$M = \text{مقدار ذوب (cm)}, a = \text{فاکتور درجه- روز (am.C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}) \text{ و } T = \text{تعداد درجه- روز (} ^\circ \text{C.d)}$$

در صورت نبودن داده در حوضه و در دسترس بودن چگالی برف، فاکتور درجه- روز از رابطه تجربی زیر بدست می‌آید.

$$a = 1/1 \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (۳)$$

a = فاکتور درجه-روز ($\text{am.C}^{-1}.\text{d}^{-1}$)، ρ_s = چگالی برف و ρ_w = چگالی آب

زمانی که چگالی برف افزایش می‌یابد ضریب آلبیدو کاهش یافته و محتوای آب مایع برف افزایش پیدا می‌کند. بنابراین چگالی برف شاخص خوبی برای تغییرات خصوصیتی می‌باشد که بر ذوب برف تأثیر می‌گذارند. فاکتور ذوب در انتهای فصل ذوب به $0.16 \text{ cm}^{\circ}\text{C}^{-1}.\text{d}^{-1}$ می‌رسد.

گرادیان درجه حرارت: اگر چند ایستگاه دماسنجی در ارتفاعات مختلف قرار گرفته باشد با استفاده در داده‌های ثبت شده در این ایستگاه‌ها می‌توان گرادیان درجه حرارت را بدست آورد. اگر ایستگاه دماسنجی در ارتفاعات مختلف وجود نداشته باشد با مقایسه سایر حوضه‌ها و یا با ملاحظه شرایط هواشناسی گرادیان درجه حرارت بدست می‌آید. در صورت نبودن آمار معمولاً یک گرادیان $6/5^{\circ}\text{C}$ به ازای هر یک کیلومتر توصیه شده است.

ضریب فروکش K: پارامتر بسیار مهمی در مدل SRM است. تحلیل سری زمانی دبی روش مناسبی برای تعیین ضریب فروکش است. در این روش در زمان فروکش هیدروگراف و با کاهش دبی افزایش می‌یابد. واز رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$k_{n+1} = x \cdot Q_n^{-y} \quad (4)$$

در معادله فوق منفی نشانگر فروکش جریان می‌باشد و در نتیجه مقدار X و Y باید مثبت باشد. X و Y با حل معادلات زیر برای حوضه تعیین می‌شوند:

$$k_1 = x \cdot Q_1^{-y}$$

$$k_2 = x \cdot Q_2^{-y}$$

$$\log k_1 = \log x - y \log Q_1 \quad (5)$$

$$\log k_2 = \log x - y \log Q_2 \quad (6)$$

با حل روابط ۵ و ۶ در یک دستگاه دو معادله و دو مجهول مقدار X و Y به طور غیر مستقیم از حوضه‌های مجاور و از طریق نسبت مساحت‌ها از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$k_{Nn} = \left[X_M \left(\frac{Q_M}{Q_N} \cdot Q_{Nn-1} \right)^{-Y_M} \right]^{\sqrt[4]{A_M/A_N}} \quad (7)$$

که X_M و Y_M ثابت‌های بدست آمده از حوضه M می‌باشند. معادله ۳-۱۴ نشان می‌دهد که مقدار ضریب فروکش در حوضه‌های بزرگ بیشتر می‌باشد. اگر در حوضه‌های بزرگ مقدار ضریب فروکش بیش از حد زیاد باشد عدد ۴ ریشه در رابطه ۷ به ۸ قابل تعدیل می‌باشد.

سطح پوشش برف: سطح پوشش برف در حوضه‌های بزرگ از طریق تفسیر عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای بدست می‌آید. امروزه با استفاده از الگوریتم‌های مختلف استخراج اتوماتیک تصاویر برف امکان پذیر شده است، استخراج تصاویر برف با استفاده از این الگوریتم‌ها سرعت یافته است. در اکثر الگوریتم‌های موجود طبقه‌بندی به صورت باینری و بر اساس درصد برف موجود در هر پیکسل صورت می‌گیرد. در این روش اگر درصد برف موجود در یک پیکسل مساوی یا بیشتر از ۵۰ درصد باشد

با کد یک و چنانچه کمتر از ۵۰ درصد باشد با کد صفر مشخص می شود. در این تحقیق از این طبقه‌بندی برای استخراج پوشش برف استفاده شده است.

درجه حرارت بحرانی T_{CRIT} : درجه حرارت بحرانی برای تعیین برف یا باران بودن بارش به کار می‌رود. مدل SRM به درجه حرارت بحرانی در دو فصل بارش و ذوب برف نیاز دارد. اگر درجه حرارت در متوسط ارتفاع هیپسومتریک حوضه یا هر یک از ناحیه‌های ارتفاعی کمتر از دمای بحرانی باشد، مدل بارش را برف در نظر می‌گیرد و به برف قبلی اضافه می‌کند که تاثیر آن در رواناب به صورت تأخیری می‌باشد، اگر درجه حرارت بیشتر از درجه حرارت بحرانی باشد مدل بارش را باران در نظر می‌گیرد که تاثیر آن در رواناب فوری است.

زمان تأخیر: بر اساس خصوصیات نوسانات روزانه رواناب حاصل از ذوب می‌توان زمان تأخیر را به طور مستقیم از هیدروگراف جریان سال‌های گذشته تعیین نمود، اگر دبی هر روز در حوالی ظهر شروع به افزایش نماید، تأخیر دبی نسبت به درجه حرارت حدود ۶ ساعت می‌باشد. معمولاً دبی در دوره زمانی نیمه شب تا نیمه شب گزارش می‌شود و برای مقادیر شبیه‌سازی نیاز به تطبیق دارد. بنابراین مقادیر شبیه‌سازی شده را می‌توان برای دوره زمانی نیمه شب تا نیمه شب منطبق نمود. در مدل SRM برای انطباق ذوب برف و دبی حاصل از آن تقسیم بندی زمانی ۶ ساعته‌ای در نظر گرفته شده است. بر این اساس، برای زمان تأخیر ۶ ساعت، ۵۰ درصد ورودی حاصل از بارش مازاد و درجه حرارت در هر روز با ۵۰ درصد آن‌ها در روز بعد برابر مقدار روانابی که در روز دوم از حوضه خارج می‌شود، است. روابط زمان تأخیر دبی روزانه نسبت به ورودی‌ها به شرح زیر است.

$$L = 6h \quad 0.5I_n + 0.5I_{n+1} \quad \rightarrow Q_{n+1} \quad (8)$$

$$L = 12h \quad 0.75I_n + 0.25I_{n+1} \quad \rightarrow Q_{n+1} \quad (9)$$

$$L = 18h \quad I_n \quad \rightarrow Q_{n+1} \quad (10)$$

$$L = 24h \quad 0.25I_n + 0.75I_{n+1} \quad \rightarrow Q_{n+2} \quad (11)$$

L = زمان تأخیر، I = مجموع ورودی‌ها و n = شماره روز می‌باشد.

ارزیابی دقت مدل: مدل SRM این قابلیت را دارد که هیدروگراف جریان دبی اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده را با هم رسم کند و متوسط دبی سالانه و حجم رواناب سالانه اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده را با هم مقایسه کند. همچنین دبی اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده را با دو معیار مجذور ضریب همبستگی (R^2) و درصد اختلاف حجمی (DV)، مقایسه می‌کند. مجذور ضریب همبستگی و درصد اختلاف حجمی به ترتیب از روابط ۱۲ و ۱۳ محاسبه می‌گردند.

(۱۲)

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{mi} - Q_{ci})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{mi} - Q_a)^2}$$

که در آن R^2 مجذور ضریب همبستگی، Q_{mi} دبی اندازه‌گیری شده روزانه، Q_{ci} دبی محاسبه شده روزانه، Q_a متوسط دبی اندازه‌گیری شده روزانه در سال یا فصل ذوب مورد نظر و n تعداد روز است.

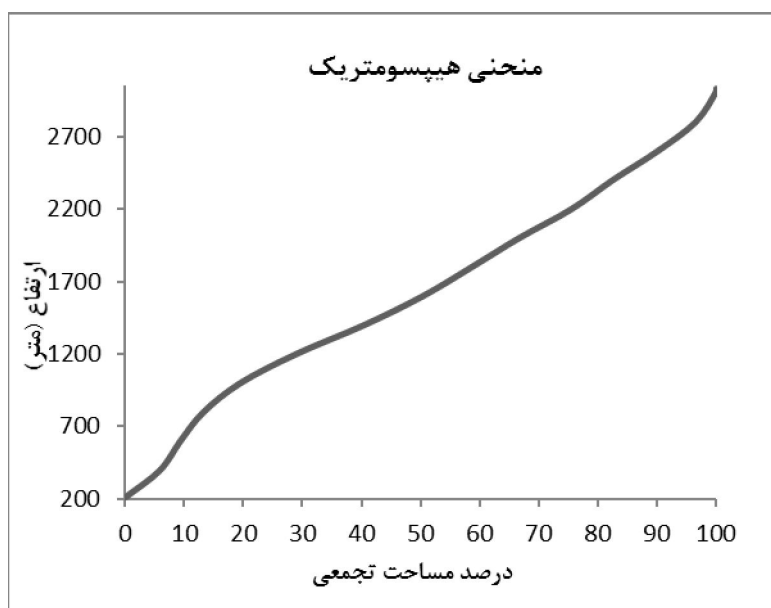
$$D_v = \frac{V_{MR} - V_{CR}}{V_{MR}} \times 100 \quad (13)$$

D_v درصد اختلاف حجمی، V_{MR} حجم رواناب اندازه‌گیری شده و V_{CR} حجم رواناب محاسبه‌شده است.

منطقه مورد مطالعه: حوضه آبخیز زیارت یکی از زیرحوضه‌های قره سو در استان گلستان محسوب می‌شود که در جنوب شهر گرگان واقع شده است و با این شهر ۱۵ کیلومتر فاصله دارد. حوضه آبخیز زیارت در محدوده جغرافیایی ۳۶ درجه و ۳۶ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۴۶ دقیقه عرض شمالی، ۵۴ درجه و ۲۳ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۳۶ دقیقه طول شرقی واقع شده است. مساحت کل حوضه مورد بررسی ۹۷۵۵ هکتار است، که از شش زیر حوضه تشکیل شده است. بیش‌ترین مساحت مربوط به زیر حوضه سوت‌رود (تول بنه) با ۳۲۱۸/۷۵ هکتار وسعت است. متوسط بارندگی سالانه این حوضه ۵۸۰ میلی‌متر است که در قسمت‌های مرتفع بیشتر نزولات به صورت برف است. بیش‌ترین ارتفاع ۳۰۸۶ متر و کم‌ترین آن ۴۹۰ متر در خروجی است. طول آبراهه اصلی ۲۱/۵ کیلومتر و شیب بستر آن ۱۳/۵ درصد است. دمای متوسط سالانه حوضه ۷/۵ درجه سانتی‌گراد، بارندگی متوسط سالانه ۵۷۵ میلی‌متر و ارتفاع آب معادل برف سالانه ۱۱۹/۴ میلی‌متر است که در فصول سرد سال بارش بیش‌تر به صورت برف می‌باشد (جندقی و بیرودیان، ۸۴). شکل ۳-۱ موقعیت حوضه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

بحث و نتایج

پس از تعیین منطقه مورد مطالعه ابتدا با استفاده از نرم افزار ARC GIS اقدام به تهیه DEM گردید. با استفاده از DEM تهیه شده و الحاقی Arc hydro در نرم افزار ARC GIS مرز منطقه استخراج شد. سپس با داشتن مرز حوضه، DEM حوضه از DEM منطقه جدا گردید (شکل ۳-۲). با استفاده از DEM تهیه شده حوضه و امکانات موجود در نرم افزار ARC GIS، پارامترهایی از جمله منحنی ارتفاع-مساحت، شیب و جهت شیب حوضه تعیین گردید.



شکل ۲- منحنی هیپسومتری حوضه



شکل ۱- DEM حوضه زیارت

ارتفاع میانه حوضه برابر با ۱۶۰۰ متر می‌باشد. ارتفاع متوسط حوضه نیز برابر ۱۶۲۶/۶۴ متر بود. جهت تعیین مد ارتفاعی از هیستوگرام (شکل ۲) توزیع سطح - ارتفاع و یا از جدول هیپسومتریک حوضه استفاده شد. همان‌گونه که در جدول (۱) مشاهده می‌شود، طبقه ارتفاعی ۲۰۰۰ - ۱۰۰۰ با مساحت ۴۶/۰۴ کیلومتر مربع معادل ۴۷/۲٪ از کل حوضه بیش‌ترین فراوانی را دربر گرفته است.

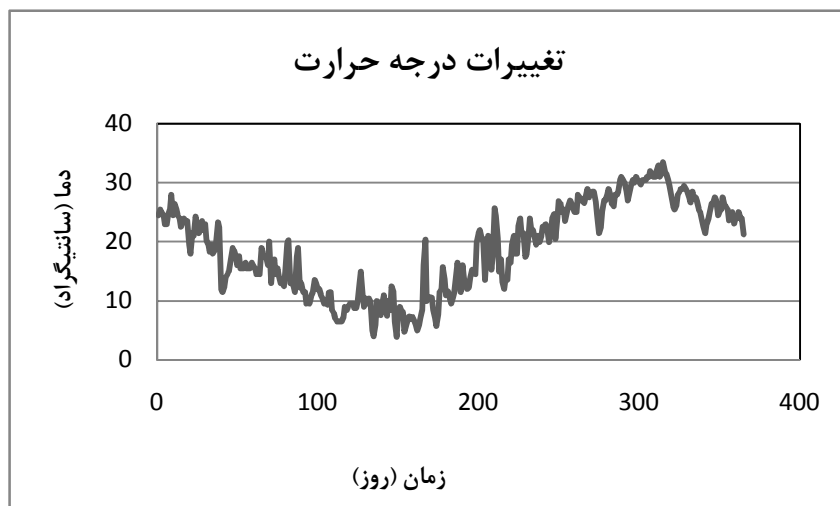
مشخصات طبقات ارتفاعی حوضه	ارتفاع (متر)	ارتفاع متوسط طبقه (متر)	مساحت (مربع کیلومتر)	درصد مساحت
۱۰۰۰ - ۲۱۳/۷۱	۶۰۶/۸۵	۱۸/۹۲	۱۹/۴	
۲۰۰۰ - ۱۰۰۰	۱۵۰۰	۴۶/۰۴	۴۷/۲	
۲۰۰۰ - ۳۰۲۸/۷	۲۵۱۴/۳۵	۳۲/۵۸	۳۳/۴	

در این مطالعه از داده‌های ایستگاه کلیماتولوژی زیارت استفاده شده است و با توجه به فاصله زیاد ایستگاه سینوپتیک موجود در هاشم آباد و وجود ایستگاه کلیماتولوژی نهارخوران در اطراف حوضه و اختلاف ارتفاع کم آن‌ها، محاسبه گرادیان درجه حرارت مقدور نمی‌باشد، لذا از مقدار توصیه شده $6/5^{\circ}C$ در هر کیلومتر استفاده شده است. دبی روزانه حوضه رودخانه زیارت در ایستگاه هیدرومتری نهارخوران اندازه‌گیری می‌شود. داده‌های دبی جریان روزانه این ایستگاه تهیه گردید و هیدروگراف آن برای سال آبی ۹۰ - ۸۹ (شکل ۳) ترسیم شده است. میانگین آورد سال آبی ۹۰ - ۸۹ برابر ۲/۲ میلیون متر مکعب می‌باشد.



شکل ۳- هیدروگراف دبی اندازه‌گیری شده ایستگاه زیارت در سال آبی ۹۰-۸۹

در این تحقیق به دلیل عدم وجود ایستگاه حرارت سنجی در داخل حوضه رود مطالعه، از آمار ایستگاه سینوپتیک زیارت که در نزدیکی حوضه می‌باشد استفاده گردیده است. شکل ۴ نشانگر تغییرات دما در این ایستگاه طی سال آبی ۹۰-۸۹ می‌باشد.



شکل ۴- تغییرات درجه حرارت در ایستگاه زیارت

در حوضه زیارت تنها ایستگاه برف سنجی زیارت وجود دارد. در این ایستگاه برای سال آبی ۹۰-۸۹ چگالی نسبی برف تنها در ماه‌های دی و بهمن اندازه‌گیری شده است. مقادیر چگالی نسبی برف به همراه ضریب درجه-روز در این دو سال آبی، در جدول (۳-۶) آمده است.

جدول ۲- مقدار چگالی و ضریب درجه روز در سال ۹۰-۸۹

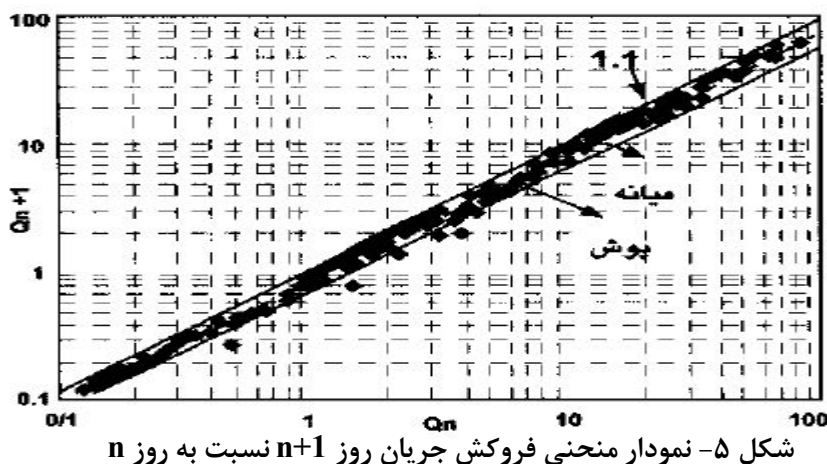
ماه	چگالی نسبی	ضریب درجه - روز
دی	۰/۴	۰/۴۴
بهمن	۰/۲۳	۰/۲۵

همچنین در حوضه مورد مطالعه به دلیل عدم وجود ایستگاه‌های دماسنجی داخل حوضه و وجود ایستگاه‌های کلیماتولوژی با اختلاف ارتفاعی کم و فاصله زیاد از گرادیان $6/5^{\circ}C$ به ازای هر یک کیلومتر استفاده شده است.

محدوده تغییرات درجه حرارت بحرانی در کوه‌های آلپ از $3^{\circ}C$ در آوریل تا $0/75^{\circ}C$ در جولای تغییر می‌کند. این محدوده را در سایر حوضه‌ها که اطلاعات کافی ندارند نیز می‌توان به کار برد. در این تحقیق درجه حرارت بحرانی $0/85^{\circ}C$ در نظر گرفته شده است.

برای محاسبه ضریب فروکش جریان نیز با توجه به اینکه مقدار ضریب فروکش ثابت نمی‌باشد و با تغییر دبی تغییر می‌کند، جهت پیدا کردن متغییرهای ضریب فروکش در معادله ۴ دبی‌های فروکش Q_{n+1} در مقابل Q_n در قسمت‌هایی که هیدروگراف جریان چندین ساله در حال کاهش می‌باشد در محور لگاریتمی رسم شد. شکل ۵ خط پوش، خط با شیب ۱:۱ و

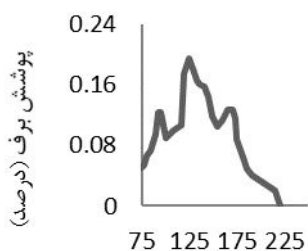
خط میانه رسم شد و با حل معادله Y مقدار X و Y محاسبه شدند. بهترین مقادیر X و Y شبیه‌سازی شده برای حوضه زیارت به ترتیب $۱/۰۲$ و $۰/۰۶$ بدست آمد.



در حوضه زیارت از آن جایی که داده‌های دبی برای دوره‌های زمانی کمتر از روزانه در دسترس نیست، لذا بر آورد زمان تأخیر بر اساس داده‌های مشاهده‌ای درجه حرارت و دبی مقدور نیست و با واسنجی محاسبه شد.

مساحت پوشش برف نیز از اطلاعات سنجنده MODIS ماهواره TERRA بدست آمد. برای محاسبه سطح پوشش برف حوضه از محصول پوشش برف MODIS نسخه شماره ۵ (MODIS/TERRA Snow Cover Daily L3 Global 500m ISIN Grid Mod 10) استفاده گردید. بدین ترتیب که تصاویر پوشش برف روزانه MODIS با قدرت تفکیک مکانی ۱۰۰۰ متر برای منطقه مورد مطالعه از سایت NASA به صورت رایگان دانلود شد. با توجه به موقعیت منطقه مورد نظر، برای هر روز دو تصویر بدست آمد. تصاویر بدست آمده برای هر روز به یکدیگر متصل شدند. تصحیحات هندسی و رادیومتریک بر روی این تصاویر انجام شد و بصورت باینری طبقه بندی گردیده است. برای استفاده بهتر از تصاویر سیستم تصویر آنها از Sinusoidal به UTM تغییر داده شد. با استفاده از نقشه هیپسومتری حوضه و امکانات موجود در نرم‌افزار ARC GIS، سطح پوشش برف نواحی ارتفاعی حوضه محاسبه گردید. در شکل ۶ تا ۷ تغییرات سطح پوشش برف نواحی ارتفاعی حوضه آمده است.

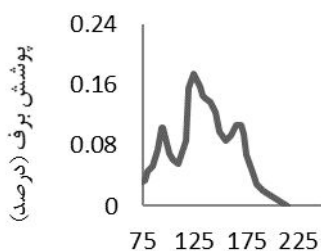
منحنی سطح پوشش برفی



زمان (روز از سال)

شکل ۶- تغییرات سطح پوشش برف

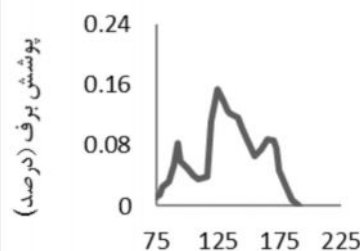
منحنی سطح پوشش برفی



زمان (روز از سال)

شکل ۷- تغییرات سطح پوشش برف

منحنی سطح پوشش برفی



زمان (روز از سال)

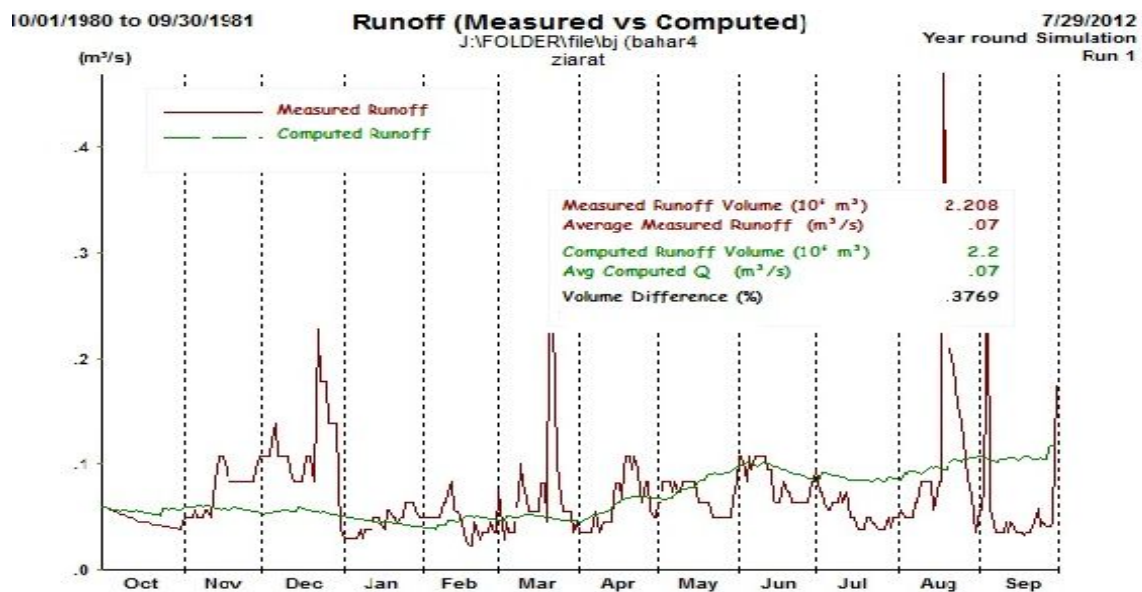
شکل ۸- تغییرات سطح پوشش برف

نسبت به زمان برای ناحیه سه در
سال آبی ۸۹-۹۰

نسبت به زمان برای ناحیه دو در
سال آبی ۸۹-۹۰

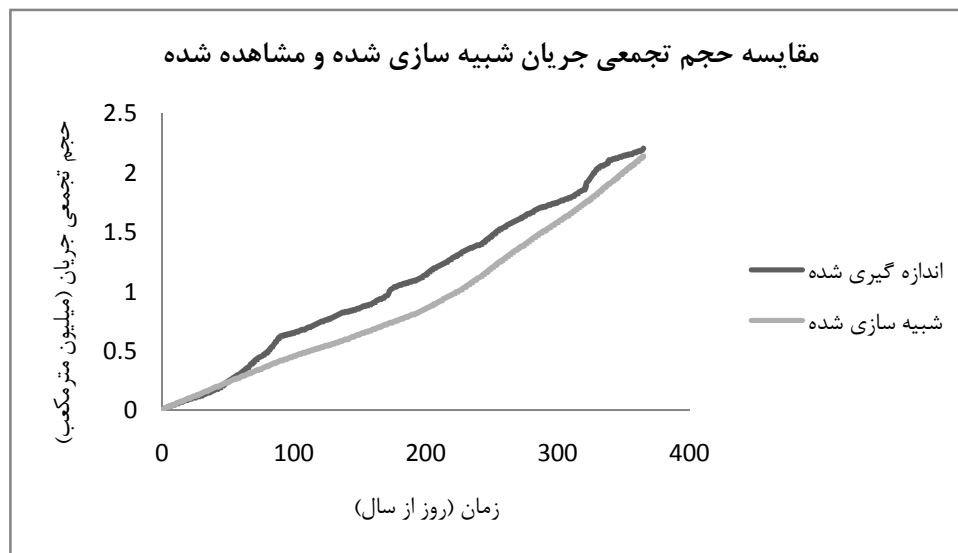
نسبت به زمان برای ناحیه یک در
سال آبی ۸۹-۹۰

در این مرحله داده‌های روزانه مشاهده‌ای دما، بارندگی و سطح پوشش برف به عنوان ورودی مدل و پارامترهای مدل تا حد امکان بر اساس داده‌های موجود برآورد گردید و در صورت عدم وجود داده، پارامترها واسنجی شدند. نتایج دبی روزانه شبیه‌سازی شده با دبی اندازه‌گیری شده در سال آبی ۸۹-۹۰ در شکل (۹) نشان داده شده است، بررسی این شکل انطباق خوب دبی روزانه اندازه‌گیری شده و دبی مشاهداتی را نشان می‌دهد.



شکل ۶- تغییرات دبی روزانه شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در سال آبی ۸۹-۹۰

همچنین شکل ۷ حجم رواناب تجمعی روزانه حاصل از دبی شبیه‌سازی شده و دبی مشاهده شده نشان می‌دهد.



شکل ۷- مقایسه حجم تجمعی جریان شبیه سازی شده و مشاهده شده در سال آبی ۹۰-۸۹

پارامتر	مقدار
حجم رواناب اندازه گیری شده (میلیون متر مکعب)	۲/۲۰۸
حجم رواناب شبیه سازی شده (میلیون متر مکعب)	۲/۲
دبی متوسط اندازه گیری شده (مترمکعب بر ثانیه)	۰/۰۷
دبی متوسط شبیه سازی شده (مترمکعب بر ثانیه)	۰/۰۷
درصد اختلاف حجمی	۰/۳۷۶۹

خلاصه نتایج اندازه گیری شده و محاسبه شده با مدل SRM در سال آبی ۹۰-۸۹ در جدول (۳) آمده است.

جدول ۳- خلاصه نتایج شبیه سازی رواناب در سال آبی ۹۰-۸۹

نتیجه گیری

با توجه به نتایج سوامی و بریویو (۱۹۹۶)، که با استفاده از مدل SRM رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه کردوال در شمال ایتالیا را بدست آوردند و سطح پوشش برف منطقه را با استفاده از تصاویر ماهواره LANDSAT بدست آوردند. مدل SRM رواناب حوضه را با اختلاف حجم و مجذور ضریب همبستگی به ترتیب ۴/۶ درصد و ۰/۸۹ شبیه سازی کرد و سورمن و همکاران که در سال ۲۰۰۳، مدل SRM را در حوضه های دجله و فرات با استفاده از سنجش از دور برای برآورد سطح تحت پوشش برفی بکار بردند و نتیجه گیری کردند که مدل با اختلاف حجم ۰/۲۵ تا ۲/۴۷ درصد و مجذور ضریب همبستگی ۰/۹۳ تا ۰/۹۵ حجم و دبی را برآورد می نماید. همچنین نتایج نجفی ایگدیر و همکاران (۱۳۸۶) که تفاضل حجمی برابر ۲/۷۵ برای محاسبه رواناب برف در حوضه شهر چائی ارومیه از مدل SRM بدست آوردند و بیان داشتند که این مقادیر دقت بالای مدل را در برآورد رواناب ذوب برف برای حوضه مذکور نشان می دهد و نشان گر قابلیت کاربرد مدل برای حوضه های دیگر این منطقه می باشد. در این مطالعه نیز تفاضل حجمی برابر با ۰/۳۶۴ بدست آمده و ضریب (R^2) دبی های همانندسازی شده و مشاهده ای معادل ۰/۷۴ شد و همچنین میزان دبی و حجم رواناب شبیه سازی شده و محاسبه شده بسیار به یکدیگر نزدیک است. این نتایج دقت بالای مدل را در پیش بینی رواناب ناشی از ذوب برف در سال آبی ۹۰-۸۹ را نشان داد. از طرفی نتیجه این تحقیق نشان داد، که در حوضه هایی (مانند بیشتر حوضه های ایران) که فاقد داده های اندازه گیری برف می باشد، سطح پوشش برف را می توان با استفاده از تصاویر ماهواره ای بدست آورد.

1. Bales, R.C., and Cline, D. 2003. Snow Hydrology and Water Resources (Western United States), In Handbook of Weather, Climate and Water: Dynamics, Climate, Physical Meteorology, Weather Systems, and Measurements, Ed. Potter T.D., Colman B.R., Wiley-Interscience, pp. 443-459.
2. Emre, A., Akyu, Z., Ormanc, A.S., Ensoyc, A.S. and Orman, A.U., (2005). Using mODIS snow cover maps in modeling snowmelt runoff process in the eastern part of Turkey. Remote Sensing of Environment, 97, 216 – 230.
3. Harshburger, B.J., Karen, S. H. ,Von, P.W., Brandon, C. M., Troy, R. B. and Rango, A. 2010. Evaluation of Short-to-Medium Range Streamflow Forecasts Obtained Using an Enhanced Version of SRM. Journal of the American Water Resources Association (JAWRA): 1-15. Pp.1752-1688.
4. Jian, w., and shuo ,L. 2005. Effect of climatic change on snowmelt runoffs in mountainous regions of inland rivers in Northwestern China. Earth Sciences, 881-888.
5. Malcher, P. and Heidinger, M. 2004. Processing and data Assimilation Scheme for Satellite Snow Cover Products in the Hydrological Model .Envisnow, 1-40.
6. Martinec, J. and Rango, A. 1996. parameter value for snowmelt runoff modeling, Journal of Hydrology, No.84, pp.197-219.
7. McCuen, R. H. 1998. Hydrologic analysis and design. Printice-Hall Pub., Inc. N.J., Pp. 548.
8. Najafi Eigdir, A., Ghodoosi, A., Saghafian.B., and Porhemmat.J.2007. Snowmelt runoff estimation by using RS & GIS (A case study in Shahar-chi watershed- Orumiyeh). Pajouhesh & Sazandegi: No 76 pp: 177-185.
9. Seidel. K., Martinec.J. 2002.Hydrological application of satellite snow cover mapping in the Swiss Alps, Proceeding of EARSEL-LISSIG workshop, pp. 79-87.
10. Sensoy, A., Tekeli, A.E., Sorman, A.A., and Sorman, A.U. 2003. Simulation of event-based snowmelt runoff hydrographs based on snow depletion curves and the degree-day method, Journal of Remote Sensing, Vol.29,No.6,pp.693-700.
11. Swamy, A.N., Brivio, P.A. 1996. Hydrological modeling of snowmelt in the Italian Alps using visible and infrared remote sensing, Journal of Remote Sensing, Vol.17,No.16,pp. 3169-3188.
12. WinSRM, 2007. Snowmelt Runoff Model (SRM) user's manual .1-172.

