نشریه علمی پژوهشی سد و نیروگاه برق آبی
سال سوم / شماره هشتم / بهار ۱۳۹۵

Journal of Dam and Hydroelectric PowerPlant
3rd Year / No. 8 / June 2016

تعیین آستانه بارش-رواناب در مدل‌سازی هیدرولوژیکی در مناطق خشک و نیمه‌خشک

مهسا فرهنگی*[۱]
مجید خیاط خلقی[۲]
سید علی چاوشیان[۳]

چکیده

برای مدیریت منابع آب در هر حوضه آبریز لازم است که تخمین مناسبی از میزان آب موجود در حوضه انجام شود که برای این کار از مدل‌سازی هیدرولوژیکی استفاده می‌شود. مدل‌سازی هیدرولوژیکی مناطق خشک و نیمه‌خشک به علت محدودیت منابع آبی موجود اهمیت بسزایی دارد. در این تحقیق به بررسی کلی مشکلات مدل‌سازی هیدرولوژیکی در این مناطق پرداخته شده و به‌طور خاص روی مؤلفه بارش مؤثر تمرکز شده است. سپس، یک روش برای محاسبه باران مؤثر و آستانه بارش-رواناب پیشنهاد شده و تأثیر آن در جریان هورتونی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. برای مدل‌سازی بارش-رواناب از مدل هیدرولوژیکی توزیعی BTOPMC استفاده شده است و عملکرد آن قبل و پس از اعمال رابطه باران مؤثر و جریان هورتونی اصلاح شده مقایسه شده است. از دو معیار ارزیابی ضریب نش و ضریب حجمی جریان برای بررسی عملکرد مدل استفاده شده است. نتایج حاصل از مدل‌سازی نشان می‌دهد که اعمال رابطه پیشنهادی برای باران مؤثر موجب افزایش حدود ۰/۱۲ در مقدار ضریب نش و ده درصد در ضریب حجمی جریان شده است که نشان‌دهنده تأثیر مطلوب آن در مدل هیدرولوژیکی BTOPMC است و موجب تخمین مطلوب حجم آب در سطح حوضه می‌شود.

واژه‌های کلیدی

مدل‌سازی هیدرولوژیکی، مناطق خشک و نیمه‌خشک، باران مؤثر، ضریب نش.

۱*. دانشجوی دکترای رشته مهندسی منابع آب، دانشگاه تهران، mfarhangi@ut.ac.ir.
۲. استاد گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، بخش منابع آب، دانشگاه تهران.
۳. استادیار دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه علم و صنعت.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۱/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۳/۲۰

مقدمه

مدیریت منابع آب در هر منطقه‌ای به میزان آب موجود در حوضه آبریز اعم از آب‌های سطحی و زیرزمینی و همچنین نحوه مصرف آب در بخش‌های مختلف کشاورزی، شرب و صنعت بستگی دارد. مدیریت حوضه آبریز می‌تواند در زیرشاخه‌های مدیریت سیلاب، مدیریت رسوب و فرسایش، مدیریت تلفیقی آب‌های سطحی و زیرزمینی، مدیریت جامع و ...انجام شود. در این میان در مناطق بالادست حوضه که بیشتر کوهستانی هستند آب‌های سطحی نقش مؤثرتری داشته و تمام سعی برنامه‌ریزان و تصمیم گیران این است که با توجه به روش‌های پیشرفته به برآورد هرچه دقیق‌تر میزان آورد رودخانه بپردازند. برای این منظور از مدل‌های هیدرولوژیکی استفاده می‌شود. هدف اصلی از مدل‌سازی هیدرولوژیکی تخمین رابطه بین پارامترها و مؤلفه‌های فیزیکی حوضه آبریز، در راستای درک واکنش هیدرولوژیکی حوضه است که می‌تواند برآورد دبی جریان باشد.

مدل‌سازی هیدرولوژیکی و تخمین میزان آب برای مدیریت منابع آب در مناطق خشک و نیمه‌خشک که همواره با محدودیت منابع آبی روبه‌رو هستند اهمیت بیشتری دارد. پیلگریم[1] و همکاران (۱۹۸۸) به بررسی مشکلات مرتبط با مدل‌سازی هیدرولوژیکی مناطق خشک و نیمه‌خشک پرداختند. ایشان در تحقیق خود به تشریح خصوصیات مناطق خشک و نیمه‌خشک، ماهیت فرآیندهای هیدرولوژیکی که منجر به تشکیل رواناب می‌شود و تفاوت کلی آن با فرآیندهای هیدرولوژیکی مناطق مرطوب پرداخته‌اند. مک نامارا[2] و همکاران (۲۰۰۵) به بررسی رابطه بین رطوبت خاک و مقدار رواناب تولیدشده در حوضه‌ای در کشور امریکا پرداختند. مک مایکل[3] و همکاران (۲۰۰۶) از مدل Mike SHE برای تخمین جریان ماهانه در یک منطقه نیمه‌خشک در قسمت مرکزی کالیفرنیا استفاده کردند. ویتر[4] و همکاران (۲۰۰۸) کتابی منتشر کردند و در آن به بررسی خصوصیات هیدرولوژیکی مناطق خشک و نیمه‌خشک پرداختند. در این کتاب به تجربیات مدل‌سازی هیدرولوژیکی در آفریقای جنوبی و استرالیا پرداخته شده است و همچنین تعدادی از مدل‌های هیدرولوژیکی معرفی شده است. بوش[5] (۲۰۱۳) مدل هیدرولوژیکی SWAT[6] را برای مناطق خشک و کوهستانی کشور آلمان توسعه داد و آن را SWAT-MACROS[7] نامید. اصلی‌ترین مؤلفه هیدرولوژیکی در مدل‌سازی بارش-رواناب، باران است. به طور کلی، فقط بخشی از باران در مدل‌سازی هیدرولوژیکی مؤثر است که به آن بارش مؤثر می‌گویند. پارتواردان[8] و همکاران (۱۹۹۰) نشان دادند که استفاده از روابط بیلان خاک-آب[9] روشی مناسب و صحیح برای تخمین بارش مؤثر است. کارنیلی و بن آشر[10] (۱۹۹۳) در چهار حوضه در آریزونای آمریکا نشان داد که آستانه شروع رواناب تابعی از متوسط بافت خاک در هر حوضه است و خاک‌های رسی و شنی به ترتیب پایین‌ترین و بالاترین آستانه‌های شروع رواناب را دارند. کرکبای[11] (۲۰۰۲) نشان داد که برخی ویژگی‌های سطح خاک مانند پستی و بلندی‌های کوچک و شکل خاکدانه‌ها در مقدار و آستانه شروع رواناب مؤثر است. شریفی و همکاران (۱۳۸۳) با انجام آزمایش‌های شبیه‌سازی باران نشان دادند که متغیرهای مؤثر در تعیین آستانه شروع رواناب (با ثابت بودن مقدار رطوبت اولیه) به ترتیب اهمیت عبارت‌اند از ارتفاع بارش، شدت بارش، درصد پوشش، درصد شن، درصد رس و درصد شیب. ایشان همچنین از مدل کامپیوتری AWBM برای مقایسه نتایج شبیه‌سازی باران و مدل‌های شبیه‌سازی بارش-رواناب استفاده کردند و نتایج حاصل از این مقایسه نشان داد که این مدل به‌خوبی می‌تواند آستانه شروع بارندگی در حوضه‌های موردبررسی را محاسبه کند. ولت[12] و همکاران (۲۰۱۳) روشی را برای محاسبه بارش مؤثر ارائه دادند که برای محاسبه آن فقط به دو مؤلفه دما و بارش نیاز است. برای این منظور آن‌ها پنج رابطه موجود برای محاسبه تبخیر-تعرق پتانسیل را برای منطقه مطالعاتی کالیبره کردند

[1] Pilgrim
[2] McNamara
[3] McMichael
[4] Wheater
[5] Busche
[6] Soil and Water Assessment Tool
[7] SWAT-Mountainous and Arid Regions Oriented Concept
[8] Patwardhan
[9] Soil-water balance
[10] Karnieli & Ben-Asher
[11] Kirkby
[12] Vallet

و با استفاده از مقدار نهایی آن برای محاسبه بارش مؤثر استفاده کردند.

در این تحقیق ابتدا مشکلات مدل‌سازی هیدرولوژیکی مناطق خشک و نیمه‌خشک به اختصار مورد بررسی قرار گرفته است و سپس به معرفی روشی برای محاسبه مقدار بارش مؤثر (که یکی از مؤلفه‌های اصلی در مدل‌سازی بارش-رواناب است) و آستانه بارش-رواناب پرداخته شده است. از رابطه ارائه شده برای توسعه یک مدل هیدرولوژیکی برای مناطق خشک و نیمه خشک استفاده شده است و نتایج آن با مدل مرجع مورد مقایسه قرار گرفته است.

مواد و روش ها

مشکلات مدل‌سازی هیدرولوژیکی مناطق خشک و نیمه‌خشک

یکی از دلایل اصلی عدم توسعه مطلوب مطالعات هیدرولوژیکی مناطق خشک، کمبود داده‌های مشاهداتی با کیفیت بالاست (مک ماهون[1] (۱۹۷۹)، پیلگریم[2] (۱۹۸۸)). از دلایل این امر می‌توان به پراکندگی جمعیت، محدودیت منابع اقتصادی و مخرب و غیرمنظم بودن وقایع هیدرولوژیکی اشاره نمود. همچنین بارش در مناطق خشک و نیمه‌خشک دارای پراکندگی مکانی و زمانی است (ویتر و همکاران، ۲۰۰۸). مثلاً داده‌های موجود در مناطق جنوبی استرالیا، گویای پراکندگی مکانی زیاد و شدت بارش کم است (کوردری[3] و همکاران، ۱۹۸۳). فقدان پوشش گیاهی در مناطق خشک و نیمه‌خشک، به دلیل نبودن اثر محافظتی خاک در مقابل اثر قطرات باران و سطح خاک منجر به کاهش شدید ظرفیت نفوذپذیری خاک می‌شود. در چنین شرایطی به دلیل نفوذپذیری کم خاک، شدت زیاد و مدت کم باران‌های همرفتی، جریان‌های سطحی وسیع به وجود می‌آید که این جریان با اثر توپوگرافی در کانال‌ها متمرکز شده و درنتیجه سیلاب جاری می‌شود. البته سیلاب ناشی از باران‌های همرفتی، به دلیل نقطه‌ای بودن این بارش در مکان، فقط در بخشی از حوضه آبریز اتفاق می‌افتد. گودریک[4] و همکاران (۱۹۹۷) نشان دادند که تفاوت اصلی بین مدل‌سازی هیدرولوژیکی مناطق خشک و مرطوب ناشی از اثر همزمان مساحت تحت پوشش بارندگی و تلفات انتقال آب است. به‌طورکلی در حوضه‌های با اقلیم مرطوب رابطه بارش-رواناب با افزایش مقیاس خطی‌تر می‌شود درحالی‌که در حوضه‌های خشک این رابطه غیرخطی‌تر می‌شود، همین امر منجر به بروز خطاهای عمده در استفاده از روابط عمق-مساحت-فراوانی[5] می‌شود (ویتر و همکاران، ۲۰۰۸). ویتر و همکاران (۱۹۹۳) نشان دادند که در نظر گرفتن رابطه ساده خطی بین تلفات انتقال و حجم رواناب سطحی کافی نیست و یک رابطه نمایی برای آن وجود دارد. مؤلفه تبخیر-تعرق به‌عنوان دومین مؤلفه مهم در بیلان آب مناطق نیمه‌خشک است و در دسترس بودن داده‌های آن به‌مراتب بدتر از بارش است. البته در مناطق نیمه‌خشک تولید رواناب بیشتر بستگی به شدت باران و خصوصیات سطح خاک دارد تا خصوصیات ذخیره رطوبتی خاک که بستگی به تلفات تبخیر دارد.

با توجه به مطالب فوق، واضح است که بارش به‌عنوان اصلی‌ترین مؤلفه در مدل‌سازی هیدرولوژیکی، نقش مهمی در مطالعات بارش-رواناب در سطح حوضه دارد. کشور ایران با متوسط بارش سالیانه ۲۵۵ میلیمتر و بر اساس شاخص خشکی[6] تعریف شده توسط سازمان برنامه‌ریزی محیط‌زیست سازمان ملل[7] (UNEP، ۱۹۹۲) در محدوده مناطق با اقلیم خشک و نیمه‌خشک قرار گرفته است.

به طور کلی، در مناطق خشک و نیمه‌خشک نفوذپذیری خاک کم است که در فصول خشک و کم بارش به دلیل سله بستن سطح خاک، مقدار نفوذپذیری اولیه از مقدار واقعی آن بسیار کمتر هم می‌شود. همین امر موجب وقوع سیلاب‌های شدید (جریان هورتونی) در اثر وقوع بارش‌های رگباری می‌شود؛ بنابراین، برآورد دقیق مقدار بارش مؤثر (بخشی از بارش کل که در ناحیه توسعه ریشه در خاک ذخیره می‌شود و باعث به وجود آمدن جریان هورتونی (سطحی) و رواناب در سطح زمین می‌شود) برای تخمین جریان در سطح زمین بسیار حائز اهمیت است.

[1] McMahon
[2] Pilgrim
[3] Cordery
[4] Goodrich
[5] Rainfall depth-area-frequency
[6] Aridity Index
[7] United Nations Environment Program

بارش مؤثر

بارش مؤثر[1] یا بارش مازاد[2] مقداری از بارش کل است که نه روی سطح زمین باقی می‌ماند و نه در سطح خاک نفوذ کرده و به جریان زیرزمینی یا زیرسطحی می‌پیوندد. در حقیقت بارش مؤثر، آن بخشی از بارش کل است که در ناحیه توسعه ریشه در خاک ذخیره می‌شود و باعث به وجود آمدن جریان هورتونی[3] (جریان سطحی[4]) و رواناب در سطح زمین می‌شود (چاو[5] و همکاران، ۱۹۹۸)؛ بنابراین با مشخص شدن مقدار بارش مؤثر در هر منطقه می‌توان آستانه بارش-رواناب را تعیین نمود. همان‌طور که در بخش مقدمه نیز ذکر شد بیشتر تحقیقاتی که درزمینه بارش مؤثر انجام شده است، روی موضوع آب ذخیره‌شده در ناحیه توسعه ریشه برای کشت محصولات زراعی متمرکز شده‌اند و به اندازه‌گیری آزمایشگاهی این مؤلفه در مزارع تحقیقاتی و عوامل مؤثر بر آن پرداخته‌اند. به همین نسبت کمتر به اهمیت این مؤلفه در فرآیندهای هیدرولوژیکی و اثر آن بر تولید جریان سطحی هورتونی پرداخته شده است؛ بنابراین روابط ریاضی و تئوری کمی برای محاسبه این مؤلفه مهم در مدل‌سازی هیدرولوژیکی ارائه‌شده است.

یه[6] و همکاران (۱۹۹۷)، رابطه (۱) را برای محاسبه بارش مؤثر ارائه دادند که از آن در مدل بارش-رواناب IHACRES استفاده شده است.

$$u_k = [c(\varphi_k - l)]^p r_k \qquad (۱)$$

که در آن r_k= باران مشاهده شده و c، p و l= به ترتیب پارامترهای بیلان آب، آستانه شاخص رطوبت-خاک و مدت پاسخ غیرخطی[7]. همچنین در مدل هیدرولوژیکی توزیعی (گسسته مکانی) BTOPMC هم رابطه‌ای برای محاسبه این پارامتر ارائه‌شده است که در بخش بعدی به آن اشاره شده است.

مدل هیدرولوژیکی BTOPMC

مدل هیدرولوژیکی BTOPMC[8] از تلفیق کاربرد بلوکی TOPMODEL[9] و روش ماسکینگام-کونج (MC[10]) توسعه یافته است. این مدل یک بسته مدل‌سازی هیدرولوژیکی نیست بلکه مجموعه‌ای از ابزارهای مفهومی است که توانایی بررسی رفتار هیدرولوژیکی حوضه را در قالب یک روش توزیعی دارد (راگهانس[11]؛ ۲۰۰۳). سیستم اصلی معادلات ریاضی موجود در TOPMODEL در BTOPMC هم وجود دارد. تاکئوچی[12] و همکاران (۱۹۹۹) پس از توسعه مدل BTOPMC ازآن‌جهت مدل‌سازی دو حوضه به مساحت‌های ۳۵۷۰ و ۲۰۷۵۰ کیلومترمربع در کشورهای ژاپن و چین استفاده کردند. نتایج حاصل از مدل‌سازی نشان داد که این مدل در حوضه‌های بزرگ نتایج مناسب و قابل قبولی ارائه می‌کند. پس‌ازآن ناواراث[13] و همکاران (۲۰۰۱) این مدل را در حوضه‌ای با اقلیم مرطوب به مساحت حدود ۵۵۰۰۰۰ کیلومترمربع در کشور چین به کار بردند و از آن در مطالعات احداث بیش از ۲۳۰ سد در حوضه استفاده کردند. آن‌ها نشان دادند که وجود باران‌سنج و پراکنش مناسب مکانی آن‌ها منجر به دریافت نتیجه بهتر از مدل می‌شود. همچنین تأکید کردند که این مدل توانایی شبیه‌سازی دخالت انسانی در شرایط طبیعی حوضه مانند کشاورزی، ساخت سد و بهره‌برداری از مخازن آب را ندارد و لازم است که این قابلیت‌ها به مدل اضافه شود. آئو[14] و همکاران (۲۰۰۳) از این مدل در دو حوضه با اقلیم مرطوب و پوشش جنگلی به مساحت‌های در حدود ۳۵۰۰ کیلومترمربع استفاده کردند و نشان دادند که کوچک‌تر شدن متوسط اندازه زیرحوضه‌ها تأثیر چندانی روی رواناب سالانه نمی‌گذارد. وانگ[15] و همکاران (۲۰۰۷)، مؤلفه‌های نفوذ آب در خاک و باران‌گیرش[16] را به مدل اضافه کردند و قابلیت شبیه‌سازی رخداد محور[17] در مناطق خشک بزرگ را توسط مدل فراهم کردند. چاوشیان[18] و همکاران (۲۰۰۹) روش

[1] Effective Rainfall
[2] Excess Rainfall
[3] Hortinian Flow
[4] Overlan Flow
[5] Chow
[6] Ye
[7] Non-linear response term
[8] Block-wise use of the TOPMODEL with Muskingum-Cunge flow routing method
[9] Topographic based Model
[10] Muskingum-Cunge
[11] Raghunath
[12] Takeuchi
[13] Nawarathna
[14] Ao
[15] Wang
[16] Canopy Interception
[17] Event Base
[18] Chavoshian

جدیدی برای پیش‌بینی جریان در حوضه‌های فاقد آمار به‌منظور غلبه بر مشکل کمبود داده‌ها ارائه کردند و نتایج حاکی از عملکرد امیدوارکننده این مدل در شبیه‌سازی بلندمدت حوضه‌های فاقد آمار بود.. بائو[1] و همکاران (۲۰۱۰) در یک حوضه با اقلیم مرطوب و یک حوضه با اقلیم نیمه مرطوب تا نیمه‌خشک واقع در چین که هر دو دارای اراضی زراعی بودند این مدل را به کار بردند. آن‌ها نتایج شبیه‌سازی بارش-رواناب روزانه آن را با نتایج حاصل از مدل VIC[2] مقایسه کردند و در گزارش خود به رضایت‌بخش بودن نتایج حاصل از مدل BTOPMC اشاره کردند. آن‌ها همچنین اشاره کردند که استفاده از این مدل به‌خصوص در شبیه‌سازی سیلاب در حوضه‌های نیمه مرطوب تا نیمه‌خشک منجر به نتایج ضعیفی می‌شود و پیشنهاد کردند برای افزایش دقت شبیه‌سازی در حوضه‌هایی با چنین شرایط اقلیمی از معادلات نفوذ گرین-آمپت[3] استفاده شود.

با توجه به نتایج تحقیقات مختلف می‌توان مزایای مدل BTOPMC را در موارد زیر خلاصه نمود (آئو و همکاران؛ ۲۰۰۶ و ۲۰۰۷، تاکئوچی و همکاران؛ ۱۹۹۹ و ۲۰۰۷؛) :

۱) به طور همزمان از مزایای مدل‌های توده‌ای و توزیعی بهره می‌برد.

۲) با استفاده از ابزار خودکار تجزیه و تحلیل توپوگرافی، تأثیر توپوگرافی علاوه بر روندیابی جریان در تشکیل رواناب نیز به صورت کمی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۳) پارامترهای مدل از جمله شاخص توپوگرافی، پوشش گیاهی، خصوصیات خاک، رطوبت و کاربری اراضی مفهوم فیزیکی روشنی دارند. همچنین این مدل قابلیت استفاده از داده‌های GIS و سنجش از دور خصوصیات فیزیکی و ارتباط آنها به ویژگی‌های حوضه را دارد.

۴) تعداد پارامترهای مورد نیاز برای مدل‌سازی هر زیر حوضه محدود به ۵ پارامتر است که این امر در جهت تحقق هدف "کمینه بودن تعداد پارامترهای مدل[4]" است. این پارامترها در جدول (۶) آورده شده اند.

۵) مدل‌سازی حوضه‌هایی با مساحت متوسط تا بزرگ (۲۰۰۰ تا ۸۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع) که فرضیات TOPMODEL مانند همگن بودن پارامترهای ورودی به مدل را نمی‌توان در نظر گرفت.

۶) کمک به برنامه‌ریزی حوضه‌های بزرگ‌مقیاس. با توجه به اینکه خروجی‌های مدل به صورت توزیعی هستند بنابراین می‌توان برنامه به هم پیوسته منابع آب را به صورت بلند مدت انجام داد.

۷) قابلیت مدل‌سازی تغییرات توپوگرافی و اقلیم.

محدودیت‌های این مدل عبارتند از:

۱) عدم در نظر گرفتن دخالت عوامل انسانی در تغییر شرایط طبیعی (مانند تغییر کاربری اراضی، کشاورزی، احداث سد و ...) در ساختار مدل.

۲) عدم کاربرد مناسب در مناطق خشک و نیمه‌خشک به علت پایه‌گذاری مفاهیم مدل در شرایط اقلیمی مرطوب

۳) عدم کاربرد مناسب برای شبیه‌سازی وقایع به ویژه در مناطق خشک، زیرا ساختار مدل بر پایه مکانیزم تولید رواناب مازاد اشباع بنا نهاده شده است.

۴) لزوم انعکاس پاسخ‌های هیدرولوژیکی حوضه در مدیریت به هم پیوسته منابع آب در حوضه‌های بزرگ‌مقیاس خشک و نیمه‌خشک.

۵) نسخه اصلی این مدل در سیستم‌عامل Linux نوشته شده است و نسخه تحت ویندوز آن محدودیت‌هایی دارد. از جمله محدودیت در تعداد شبکه‌ها (بیشینه ۳۶۰۰۰۰)، تقسیمات زیرحوضه‌ها (بیشینه ۱۰۰ بلوک)، ایستگاه‌های بارش و تبخیر (بیشینه ۱۰۰۰) و ایستگاه‌های هیدرومتری (بیشینه ۲۵۶).

در این مدل برای محاسبه جریان هورتونی از رابطه (۲) استفاده می‌شود:

$$q_{ofh}(t) = \max[\, P_n(t) - Inf_{max}(t), 0] \qquad (۲)$$

که در آن $q_{ofh}(t)$= جریان سطحی هورتونی (m/day)، $Inf_{max}(t)$= بیشینه ظرفیت نفوذ خاک در زمان t و $P_n(t)$=

[1] Bao
[2] Variable Infiltration Capacity
[3] Green-Ampt
[4] Parsimonious Model

بارش مؤثر (m/day) که در این مدل برابر با مقدار کل بارش (P(t)) در نظر گرفته شده است.

معیارهای ارزیابی مدل

در این تحقیق برای کالیبراسیون مدل هیدرولوژیکی و همچنین مقایسه نتایج حاصل از اجرای مدل با اعمال تغییرات موردنظر، از دو ضریب نش-شاتکلیف[1] (رابطه (۵)) و ضریب خطای حجم جریان[2] (رابطه (۶)) استفاده شده است.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N}(Q_{obs_i} - Q_{sim_i})^2}{\sum_{i=1}^{N}(Q_{obs_i} - \overline{Q_{obs}})^2} \qquad (۳)$$

در رابطه (۳)، Q_{obs_i} = دبی مشاهداتی در زمان i و Q_{sim_i} = دبی شبیه‌سازی‌شده در زمان i و $\overline{Q_{obs}}$ = متوسط دبی‌های مشاهداتی در کل دوره شبیه‌سازی و N= تعداد کل دوره‌های شبیه‌سازی (گام‌های زمانی) است. در این رابطه NS ضریب نش-شاتکلیف است که مقدار آن بین صفر تا یک متغیر بوده و هر چه به یک نزدیک‌تر باشد یعنی مدل در شبیه‌سازی جریان رودخانه به‌خصوص دبی‌های اوج بهتر عمل کرده است.

$$f = \frac{V_{sim}}{V_{obs}} \times 100 \qquad (۴)$$

در رابطه فوق V_{sim} = حجم جریان شبیه‌سازی‌شده و V_{obs} = حجم جریان محاسباتی. f عبارت است از ضریب حجم جریان که مقدار آن از صفر تا صد متغیر است و هر چه به صد نزدیک‌تر باشد نشان‌دهنده عملکرد بهتر مدل در شبیه‌سازی حجم جریان است.

منطقه مطالعاتی

این تحقیق بر روی محدوده مطالعاتی رودبار و بختیاری انجام شده است که در قسمت شرقی حوضه آبریز کارون بزرگ واقع است. سد و نیروگاه رودبار لرستان بر روی رودخانه رودبار و در نقطه‌ای به طول جغرافیایی ′۴۱ °۴۹ و عرض جغرافیایی ′۵۴ °۳۲ به ارتفاع ۱۶۲۰ متر از سطح دریا در حال احداث است و در فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتری جنوب شهرستان الیگودرز در استان لرستان واقع گردیده است. در شکل (۱) موقعیت حوضه آبریز کارون بزرگ در کشور ایران (الف)، موقعیت منطقه مطالعاتی رودبار و بختیاری در حوضه آبریز کارون بزرگ (ب) و محل قرارگیری سد رودبار لرستان و ایستگاه هیدرومتری آن در منطقه مطالعاتی رودبار و بختیاری (ج) نشان داده شده است. رودخانه رودبار از سرشاخه‌های رود بختیاری است که در بالادست حوضه واقع است و در پایین‌دست، رودخانه سزار به آن می‌پیوندد. در محل احداث سد ایستگاه هیدرومتری و باران‌سنجی تعبیه شده است که در این تحقیق از آمار ساعتی برداشت‌شده برای برخی رخدادهای[3] ثبت‌شده برای تعیین آستانه رواناب استفاده شده است.

(الف)

(ب)

(ج)

شکل (۱): موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعاتی الف) موقعیت حوضه آبریز کارون بزرگ در ایران، ب) موقعیت حوضه رودبار و بختیاری در حوضه کارون بزرگ و ج) موقعیت سد رودبار لرستان در حوضه رودبار و بختیاری

[1] Nash-Sutcliffe
[2] Volume Error
[3] Event

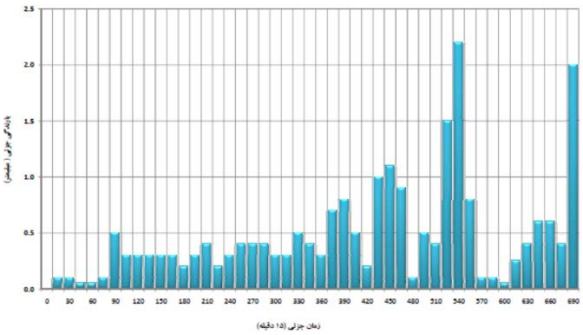
نتایج

تعیین آستانه رواناب سطحی

در این تحقیق برای تعیین مقدار بارش مؤثر و آستانه رواناب از آمار جمع‌آوری‌شده در ایستگاه‌های هیدرومتری و باران‌سنجی در محل سد رودبار لرستان استفاده شده است. دوره زمانی برداشت آمار در این ایستگاه روزانه است ولی در مواقع بارندگی‌های شدید و بروز پدیده سیلاب، آمار در بازه‌های زمانی کوتاه‌تر برداشت می‌شود. در این تحقیق از آمار موجود برای سه رخداد استفاده شده است که هیتوگراف بارش ۱۵ دقیقه‌ای و هیدروگراف دوساعته برای آن‌ها موجود بود. به همین دلیل هیتوگراف بارش دوساعته برای رخدادها استخراج و در جداول (۱) تا (۳) ارائه‌شده است. در شکل (۲) به‌عنوان نمونه هیتوگراف بارش در تاریخ ۱۳۹۰/۰۸/۰۵ ارائه‌شده است. بررسی آمار روزانه ثبت شده در ایستگاه رودبار لرستان هم نشان می دهد که قبل از وقوع رخدادهای مورد مطالعه در این تحقیق کمینه به مدت ده روز بارانی به وقوع نپیوسته است بنابراین سطح خاک در شروع دوره های مورد بررسی خشک بوده است. این امر با توجه به تأثیر رطوبت اولیه خاک بر نفوذپذیری آن حائز اهمیت است و باید مدنظر قرار داده شود.

جدول (۱): اطلاعات بارش و رواناب در تاریخ ۲۲ و ۱۳۹۱/۰۸/۲۳

رواناب (cms)	ارتفاع بارش (mm)	ساعت
۴/۷	۰	۱۸
۴/۷	۰	۲۰
۴/۷	۱/۸	۲۲
۴/۷	۴/۶	۲۴
۵/۸	۳/۱	۲
۶	۶/۹	۴
۶/۱	۹/۶	۶
۶/۳	۱۱/۳	۸
۶/۸	۳/۲	۱۰
۷/۴	۲/۴	۱۲
۷/۹	۵/۶	۱۴
۸/۴	۹/۲	۱۶
۸/۷	۶/۲	۱۸
۸/۹	۸/۴	۲۰
۹	۳/۱	۲۲
۹/۲	۰	۲۴
۸/۵	۰	۲



شکل (۲): هیتوگراف بارندگی در زمانهای جزئی در تاریخ ۱۳۹۰/۰۸/۰۵

جدول (۲): اطلاعات بارش و رواناب در تاریخ ۱۰ و ۱۳۹۰/۱۰/۱۱

دبی سیلاب (CMS)	ارتفاع بارش (mm)	ساعت
۶/۱	۰	۱۶
۶/۱	۱/۶	۱۸
۶/۱	۳/۸	۲۰
۶/۹	۲/۵	۲۲
۷/۱	۳/۶	۲۴
۷/۴	۳/۶	۲
۷/۷	۲/۸	۴
۸/۱	۲/۸	۶
۸/۴	۴/۹	۸
۸/۸	۲/۵	۱۰
۹/۲	۲/۱	۱۲
۷/۴	۰	۱۴
۷/۱	۰	۱۶
۷	۰	۱۸
۶/۸	۰	۲۰

جدول (۳): اطلاعات بارش و رواناب در تاریخ ۱۳۹۰/۰۸/۰۵

ساعت	ارتفاع بارش (mm)	دبی سیلاب (CMS)
۲	۰	۵
۴	۰	۵
۶	۰	۵
۸	۰/۲۵	۵
۱۰	۲/۱۵	۵
۱۲	۲/۶	۵/۱
۱۴	۳/۸	۶/۲
۱۶	۵/۷	۶/۵
۱۸	۴/۵	۷
۲۰	۳	۷/۷
۲۲	۰	۶/۵
۲۴	۰	۶/۱

همان‌طور که در جدول (۱) ملاحظه می‌شود در تاریخ ۱۳۹۱/۰۸/۲۲ جریان پایه رودخانه تا ساعت ۲۲ و قبل از شروع بارندگی برابر ۴/۷ مترمکعب بر ثانیه است. پس از شروع بارندگی به مدت دو ساعت و درحالی‌که ارتفاع بارش به ۶/۴ میلی‌متر رسیده است تغییری در رواناب مشاهده نمی‌شود که همین امر نشان‌دهنده این است که تقریباً همه بارش اتفاق افتاده در سطح حوضه، در خاک نفوذ کرده است و جریان سطحی هورتونی تولید نکرده است. بعد از ساعت ۲۴ روز ۱۳۹۱/۰۸/۲۳ و پس‌ازاینکه ارتفاع بارش از ۶/۴ میلی‌متر افزایش یافته است (۳/۲ میلی‌متر در ساعت) جریان رودخانه به‌تدریج افزایش یافته است و پس از دو ساعت از خاتمه بارندگی به اوج خود رسیده است و پس‌ازآن شروع به فروکش نموده است؛ بنابراین آستانه شروع رواناب سطحی در تاریخ ۱۳۹۱/۰۸/۲۳ در شدت بارندگی معادل ۳/۲ میلی‌متر در ساعت اتفاق افتاده است. با استفاده از جداول (۲) و (۳) آستانه شروع رواناب در تاریخ‌های ۱۳۹۰/۱۰/۱۱ و ۱۳۹۰/۰۸/۰۵ تعیین شده و در جدول (۴) ارائه‌شده‌اند.

جدول (۴): آستانه شروع رواناب در رخدادهای موردبررسی

تاریخ	شدت بارندگی در آستانه شروع رواناب سطحی (mm/hr)
۱۳۹۱/۰۸/۲۳	۳/۲
۱۳۹۰/۱۰/۱۱	۲/۷
۱۳۹۰/۰۸/۰۵	۲/۵

همان‌طور که در جدول (۴) ملاحظه می‌شود در سه رخداد موردبررسی، آستانه شروع رواناب سطحی به‌طور متوسط در شدت بارش ۲/۷ میلی‌متر بر ساعت اتفاق می‌افتد. البته واضح است که هر چه تعداد رخدادهای موردبررسی بیشتر باشد نتایج حاصل قابل استنادتر است. همچنین با توجه به اینکه اقلیم منطقه، نیمه‌خشک است در تابستان و فصول گرم پدیده سله بستن سطح خاک اتفاق می‌افتد بنابراین برای اظهارنظر در مورد آستانه شروع رواناب باید رخدادهای فصل تابستان به‌طور جداگانه موردبررسی قرار گیرند. بااین‌وجود به دلیل محدودیت در رخدادهای ساعتی ثبت‌شده، در این تحقیق امکان بررسی بیشتر از سه رخداد امکان‌پذیر نبود.

با متوسط گیری بین آستانه شروع رواناب در سه رخداد موردبررسی رابطه زیر برای محاسبه جریان سطحی هورتونی پیشنهاد می‌شود:

$$\begin{aligned} &if\ P(i) > P_{eff}\ then \\ &\quad fil(i) = K_{0\,(i)} \times d_t \\ &\&\quad q_{ofh}(i) = P(i) - fil(i) \end{aligned} \qquad (۵)$$

$$\begin{aligned} &if\ P(i) \le P_{eff}\ then \\ &\quad fil(i) = P(i) \\ &\&\quad q_{ofh}(i) = 0 \end{aligned}$$

که در آن $P(i)$= شدت بارندگی در نقطه i (m/hr)، P_{eff}= بارش مؤثر محاسبه‌شده برای هر نقطه i (m/hr)، $fil(i)$= آب نفوذ یافته در خاک در نقطه i(m)، $K_{0\,(i)}$= نفوذپذیری خاک در نقطه i(m/hr)، d_t= بازه زمانی موردبررسی(hr)، $q_{ofh}(i)$= رواناب سطحی (جریان هورتونی) ایجادشده در هر نقطه (m).

با توجه به تحلیل به‌دست‌آمده در بالا، مقدار P_{eff} برابر ۰/۰۰۲۷ متر بر ساعت در نظر گرفته می‌شود.

بررسی عملکرد مدل *BTOPMC*

برای بررسی چگونگی تأثیر رابطه ارائه‌شده برای محاسبه جریان هورتونی (رابطه (۵)) بر فرآیند مدل‌سازی هیدرولوژیکی بارش-رواناب حوضه رودبار (در بالادست محل احداث سد رودبار لرستان) از مدل توزیعی BTOPMC استفاده شده است. به‌تدریج مدل در مقیاس روزانه برای حوضه با دوره آماری ۵ سال (از تاریخ ۲۰۰۸/۰۱/۰۱ تا ۲۰۱۳/۱۲/۳۱) اجراشده است. داده‌های موردنیاز برای اجرای مدل در جدول (۵) و پارامترهای کالیبراسیون آن همراه با محدوده مجاز تغییرات آنها در جدول (۶) ارائه‌شده است. معیارهای ارزیابی مدل با استفاده از نتایج حاصل از اجرای مدل محاسبه شده و در جدول (۷) ارائه‌شده است.

جدول (۵): داده های مورد نیاز برای اجرای مدل و منبع تهیه

نوع داده	مشخصات	منبع داده
توپوگرافی (مدل رقومی ارتفاع)	با تفکیک پذیری ۸۰ متر	شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران (معاونت فنی و پژوهش ها)
خاک (نقشه طبقه بندی خاک)	با تفکیک پذیری ۱کیلومتری	نقشه رقومی جهانی خاک (FAO)
تشریح نوع خاک	شامل درصد رس، لای و ذرات درشت دانه	
پوشش اراضی	با تفکیک پذیری ۱کیلومتری	[1]IGBP/USGS
تشریح پوشش اراضی	طبقه بندی ۱۷ گانه	
بارش	داده های روزانه و ساعتی (۵ سال)	شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران (معاونت فنی و پژوهش ها)
آبدهی رودخانه	داده های روزانه و ساعتی (۵ سال)	
تبخیر و تعرق	مقادیر متوسط ماهانه داده های تشت تبخیر	
شاخص سطح برگ	مقادیر متوسط ماهانه	[2]NOAA

جدول (۶): پارامترهای مدل BTOPMC و محدود تغییرات آن

پارامتر(واحد)	مفهوم فیزیکی	محدوده تغییرات قابل قبول
$T_0\ (m^2/h)$	ضریب انتقال اشباع خاک	۰/۱-۱۰۰
$m\ (m)$	ضریب زوال T_0	۰/۰۰۱ -۰/۳
$S_{r\max}\ (m)$	بیشینه ظرفیت نگهداشت ناحیه ریشه	۰/۰۰۱-۰/۰۱۵
$\overline{SD}\ (m)$	مقدار اولیه متوسط کمبود اشباع خاک	۰/۰۰۱ -۱/۰
n_0	ضریب زبری مانینگ معادل	۰/۰۰۰۱ -۰/۴

با در اختیار داشتن برنامه مدل BTOPMC (این برنامه همراه با source code آن به طور کامل از موسسه ICHARM کشور ژاپن و توسعه دهندگان اصلی آن، آقای پروفسور تاکئوچی و همکاران، اخذ شده است)، تغییر روابط ریاضی موجود در آن و اعمال روابط جدید امکان‌پذیر بود. به همین دلیل به‌جای رابطه (۲) که برای محاسبه بارش مؤثر در مدل به کار رفته است یک‌بار رابطه (۱) (رابطه ارائه‌شده برای محاسبه بارش مؤثر در مناطق خشک و نیمه‌خشک که در مدل IHACRES هم استفاده شده است) اعمال شده است و یک‌بار هم رابطه (۵) برای محاسبه رواناب سطحی هورتونی اعمال شده است. نتایج حاصل از اجرای مدل BTOPMC با اعمال دو تغییر بالا نیز در جدول (۷) ارائه‌شده است.

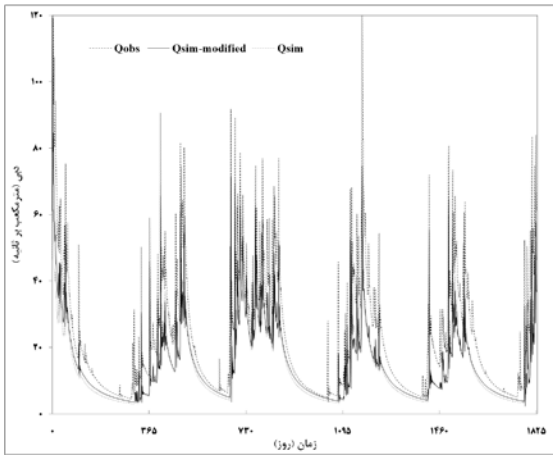
جدول (۷): مقایسه معیارهای ارزیابی مدل‌های اصلی و اصلاح شده

درصد ضریب f	ضریب NS	معیارهای ارزیابی مدل
٪۶۵	۰/۶۶	مدل اصلی BTOPMC
٪۵۵	۰/۴۵	اعمال رابطه (۱) در مدل
٪۷۵	۰/۷۸	اعمال رابطه (۵) در مدل

[1] International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP)

[2] National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)

همان‌طور که در جدول (۷) ملاحظه می‌شود با اعمال رابطه (۱) که رابطه پیشنهادی توسط یه و همکاران (۱۹۹۷) برای محاسبه باران مؤثر در مناطق خشک و نیمه‌خشک است و در مدل هیدرولوژیکی IHACRES نیز استفاده شده است، هم ضریب نش و هم ضریب حجمی نتایج شبیه‌سازی‌شده نسبت به مدل اصلی BTOPMC کاهش یافته است ولی با اعمال رابطه (۵) مقدار ضریب نش حدود ۰/۱۲ و درصد ضریب حجمی حدود ده درصد افزایش داشته‌اند که نشان‌دهنده تأثیر مطلوب اعمال این رابطه در مدل هیدرولوژیکی BTOPMC است. البته واضح است که برای اعمال رابطه (۵) در هر مدل هیدرولوژیکی باید مقدار باران مؤثر برای هر منطقه محاسبه شود که لازمه آن در اختیار داشتن آمار و اطلاعات ساعتی چند رخداد ثبت‌شده در فصول مختلف در سطح حوضه است. در شکل (۳) جریان مشاهداتی در دوره زمانی ۵ ساله مورد بررسی (Qobs) با جریان شبیه سازی شده توسط مدل اصلی BTOPMC (Qsim) و جریان شبیه سازی شده با استفاده از مدل اصلاح شده (Qsim-modified) مقایسه شده اند.



شکل (۳): مقایسه بین دبی جریان مشاهداتی و شبیه سازی شده با استفاده از مدل اصلی و اصلاح شده BTOPMC

همانطور که در شکل (۳) مشاهده می شود جریان شبیه سازی شده با استفاده از مدل اصلاح شده به جریان مشاهداتی نزدیکتر است. همچنین بررسی سری زمانی جریان ها نشان می دهد که مدل اصلاح شده در شبیه سازی جریان های اوج (دبی های پیک) بهتر از مدل اصلی عمل کرده است (این موضوع در گراف به دلیل تراکم نقاط واضح نیست).

نتیجه‌گیری

برای تخمین آب موجود در حوضه‌های آبریز از مدل‌های هیدرولوژیکی استفاده می‌شود که این امر در مناطق خشک و نیمه‌خشک به علت محدودیت منابع آبی اهمیتی دوچندان پیدا می‌کند. تحقیقات صورت گرفته درزمینه مدل‌سازی مناطق خشک و نیمه‌خشک بسیار محدود است که اصلی‌ترین علت آن عدم در دسترس بودن داده‌های مشاهداتی و پراکندگی زمانی و مکانی بارش است. در بین مؤلفه‌های مؤثر بر فرآیندهای هیدرولوژیکی در مناطق خشک و نیمه‌خشک، بارش اصلی‌ترین عامل است. البته، در مناطق خشک و نیمه‌خشک نفوذپذیری خاک کم است که در فصول خشک و کم بارش به دلیل سله بستن سطح خاک، مقدار نفوذپذیری اولیه از مقدار واقعی آن بسیار کمتر هم می‌شود. همین امر موجب وقوع سیلاب‌های شدید (جریان هورتونی) در اثر وقوع بارش‌های رگباری می‌شود؛ بنابراین، برآورد دقیق مقدار بارش مؤثر (بخشی از بارش کل که در ناحیه توسعه ریشه در خاک ذخیره می‌شود و باعث به وجود آمدن جریان هورتونی (سطحی) و رواناب در سطح زمین می‌شود) برای تخمین جریان در سطح زمین بسیار حائز اهمیت است. در این تحقیق از سه رخداد ساعتی ثبت‌شده در حوضه آبریز رودبار استفاده شده و رابطه‌ای برای محاسبه باران مؤثر و رواناب سطحی در آن منطقه ارائه‌شده است. برای مدل‌سازی هیدرولوژیکی منطقه از مدل توزیعی BTOPMC استفاده شده است. با توجه به اینکه این برنامه و کد آن به‌طور کامل در اختیار بوده امکان اعمال تغییرات و اصلاحات در برنامه آن امکان‌پذیر بوده است. به همین دلیل یک‌بار برنامه اصلی برای یک دوره زمانی ۵ ساله در مقیاس روزانه اجرا شده است. سپس یک‌بار معادله پیشنهادی توسط یه و همکاران (۱۹۹۷) برای محاسبه باران مؤثر و یک‌بار هم معادله ارائه‌شده در این تحقیق در مدل اعمال شد. نتایج تحقیق بیانگر آن است که استفاده از رابطه پیشنهادی برای محاسبه باران مؤثر و رواناب سطحی در این تحقیق موجب عملکرد بهتر مدل شده است.

مراجع

۱- شریفی، ف. صفاپور، ش. ایوب‌زاده، س. ع. و وکیل‌پور، ج. (۱۳۸۳). "بررسی عوامل مؤثر در تعیین آستانه شروع رواناب در مناطق خشک و نیمه‌خشک به کمک استفاده از شبیه‌سازی و داده‌های بارش-رواناب." مجله منابع طبیعی ایران. ۵۷(۱)، ۳۳-۴۵.

2- Ao, T., Yoshitani, J., Takeuchi, K., Fukami, K., Mutsuura, T. and Ishidaira, H. (2003). "Effects of sub-basin scale on runoff simulation in distributed hydrological model: BTOPMC." *IAHS-AISH Publication*. 282, 227-233.

3- Ao, T., Ishidaira, H., Takeuchi, K., Kiem, A.S., Yoshitari, J., Fukami, K. and Magome, J. (2006). "Relating BTOPMC model parameters to physical features of MOPEX basins." *Journal of Hydrology*. 320(1-2), 84-102.

4- Bao, H. J., Wang, L. L., Li, Z. J., Zhao, L. N., and Zhang, G. P. (2010). "Hydrological daily rainfall-runoff simulation with BTOPMC model and comparison with Xin'anjiang model." *Water Science and Engineering*. 3(2), 121-131.

5- Busche, H. G. K. (2013). "Modeling hydrological processes in asemi-arid mountainous catchment at the regional scale." PhD thesis. Bonn University, Germany.

6- Chavoshian, A., Magome, J., Takeuchi, k., Ishidaira, H., Fukami, K. and Miyake, K. (2009). "Improving water resources management in ungauged basins of arid and semi arid area using the Block-wise Distributed Hydrological Model and satellite-based data." International Conference on Water Resources: Emphasis on Regional Development.

7- Chow, V. T., Maidment, D. R., and Mays, L. W. (1988). Applied hydrology. New York: McGraw-Hill.

8- Cordery, I., Pilgrim, D. H., and Doran, D. G. (1983). "Some hydrological characteristics of arid western New South Wales." The Institution of Engineers, Australia, Hydrology and Water Resources Symp. Nov, 287–92.

9- Goodrich, D. C., Lane, L. J., Shillito, R. M. (1997). "Linearity of basin response as a function of scale in a semi-arid watershed." *Water Resources Research*. 33(12), 2951–65.

10- Karnieli, A. and Ben-Asher, J. (1993). "A Daily Runoff Simulation in Semi-arid Watersheds Based on Deficit Calculations." *Journal of Hydrology*. 149(1-4), 9-25.

11- Kirkby, M. (2002). "Modeling the Interactions Between Soil Surface Properties and Water erosion." *Catena*. 46(2-3), 89-102.

12- McMahon, T. A. (1979). "Hydrological characteristics of arid zones." Proceedings of Symposium on the Hydrology of Areas of Low Precipitation, Canberra, IAHS Publ. No. 128, 105–23.

13- McMichael, C. E., Hope, A. S. and Loaiciga, H. A. (2006). "Distributed hydrological modelling in California semi-aridshrublands: MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation." *Journal of Hydrology*. 317(2006), 307-324.

14- McNamara, J. P., Chandler, D., Seyfried, M. and Achet, S. (2005). "Soil moisture states, lateral flow, and streamflowgeneration in a semi-arid, snowmelt-driven catchment." *Hydrological Processes*. 19(20), 4023-4038.

15- Nawarathna, B., Kazama, S. and Sawamoto, M. (2001). "Evaluation of reservoir and irrigation effect on runoff simulations in the Mekong river basin." *Annual Journal of hydraulic Engineering*, JSCE, 45(2002), 1-6.

16- Patwardhan, A., Nieber, J., and Johns, E. (1990). "Effective rainfall estimation methods." *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 116(2), 182–193, doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(1990)116:2(182),.

17- Pilgrim, D. H., Chapman, T. G., and Doran, D. G. (1988). "Problems of rainfall runoff modelling in arid and semi-arid regions." *Hydrological Sciences Journal*. 33(4), 379–400.

18- Raghunath, J. (2003). "Performance assessment of the BTOPMC model in a Nepalse drainage basin." *IAHS Publication*, 282.

19- Takeuchi K., Ao, T. Q. and Ishidaira H. (1999). "Introduction of block-wise use of TOPMODEL and Muskingum-Cunge method for the hydro-environmental simulation of a large ungauged basin." *Hydrological Science Journal*. 44(4), 633-646.

20- Takeuchi K, Hapuarachchi P, Zhou MC, Ishidaira H, Magome J. (2007). "A BTOP model to extend TOPMODEL for distributed hydrological simulation of large basins." *Hydrological Processes*, 22(17), 3236–3251.

21- UNEP. (1992). World Atlas of Desertification. Edward Arnold, London.

22- Vallet, A., Bertrand, C. and Mudry, J. (2013). "Effective rainfall: a significant parameter to improve understanding of deep-seated rainfall triggering landslide – a simple computation temperature based method applied to Séchilienne unstable slope (French Alps)." *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 10, 8945-8991. doi:10.5194/hessd-10-8945-2013.

23- Wang, G., Zhou, M., Takeuchi, K. and Ishidaira, H. (2007). "Improved version of BTOPMC model and its application in event-based hydrologic simulations." *Journal of Geographical Sciences*, 17(1), 73-84.

24- Wheater, H., Sorooshian, S. and Sharma, K. D. (2008). Hydrological Modeling in Arid and Semi-Arid Areas. Cambridge University Press, New York, 195pp.

25- Wheater, H. S., Jakeman, A. J. and Beven, K. J. (1993). "Progress and Directions in Rainfall-Runoff Modeling." *Modeling Change in Environmental Systems*. 101-132. John Wiley & Sons, Chichester, UK.

26- Ye, W., Bates, B. C., Viney, N. R., Sivapalan, M. and Jakeman, A. J. (1997). "Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments." *Water Resources Research*. 33(1),153–66.

Determination of Rainfall-Runoff Threshold in Hydrological Modelling of Arid and Semi Arid Regions

Mahsa Farhangi [1*]
Majid Khayyat Khoghi [2]
Seyed Ali Chavoshian[3]

Abstract

For optimal management of water resources in a catchment it is important to estimate the amount of water within a catchment by hydrological modeling. Hydrological modeling is very crucial in arid and semi arid areas because of limited water resources in these areas. In this study, the problems of hydrological modeling in these areas have been investigated and particularly is focused on effective rainfall. Then, a method is proposed to calculate effective rainfall and hortonian flow in a catchment. A hydrological distributed model, BTOPMC, is utilized and its performance is compared before and after applying modified hortonian flow formulation. Nash-Sutcliffe and volume error are the criteria used to calculate the model performance. Results have shown that applying modified equation for hortonian flow in BTOPMC have improved Nash-Sutcliffe and volume error about 12% and 10%, respectively that reflects its favorable impact on estimation water amount in a catchment by using BTOPMC.

Keywords

Hydrological modeling, Arid and semi arid areas, Effective rainfall, Nash-Sutcliffe coefficient.

1* Ph.D. candidate in water resources engineering, University of Tehran, Iran, mfarhangi@ut.ac.ir.
2 Professor, Department of Irrigation & Reclamation Engineering, University of Tehran, Iran.
3 Assistant Professor, Faculty of Civil Engineering, Iran University of Science and Technology, Tehran, Iran.
Received: 2016/05/06 Accepted: 2016/06/09