

## بررسی عدم قطعیت‌های مدل مفهومی بارش-رواناب برای شبیه‌سازی حوضه آبریز طالقان با روش بیزین

زهرا سبحانیه<sup>۱</sup>، محمدحسین نیک‌سخن<sup>۲\*</sup>، بابک امیدوار<sup>۲</sup>

۱. دانشجوی دکتری مهندسی محیط زیست- منابع آب دانشکده محیط زیست، پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران

۲. دانشیار دانشکده محیط زیست، پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران

(تاریخ دریافت ۱۳۹۸/۰۷/۱۵؛ تاریخ تصویب ۱۳۹۸/۱۱/۲۲)

### چکیده

طالقان‌رود به دلیل منتهی شدن به سد طالقان که تأمین‌کننده آب شرب این منطقه و نیز بخشی از شهر تهران است و نیز به دلیل استقرار مناطق مسکونی زیاد در حاشیه آن، یکی از رودخانه‌های مهم کشور محسوب می‌شود. داده‌های بلندمدت دبی رودخانه برای طراحی ایستگاه‌های برق‌آبی و مدیریت منابع آب ضروری‌اند. در جایی که ایستگاه‌های پایش موجود پراکنده است و نمی‌تواند داده‌های هیدرولوژیکی کافی برای حوضه فراهم کند، مدل‌های بارش-رواناب ابزارهایی پرکاربرد برای گسترش دادن داده‌های هیدرولوژیکی در زمان و مکان هستند. در مقاله حاضر امکان‌پذیری اعمال مدل مفهومی بارش-روانابی با نام HYMOD، به حوضه آبریز رودخانه طالقان بررسی شد. همچنین، سه روش تخمین بیزین برای برآورد عدم قطعیت‌های پارامتری برای کالیبراسیون مدل و تحلیل عدم قطعیت به کار گرفته شد. نتایج نشان می‌دهند با استفاده از این روش و پس از اعمال صحت‌سنجی، دبی تخمینی به طور رضایت‌بخشی با دبی مشاهداتی تطابق دارند؛ که بیانگر این است که شبیه‌سازی حوضه یادشده با استفاده از این مدل هیدرولوژیکی به‌خوبی انجام شده است و اعمال HYMOD برای تخمین سری‌های زمانی طولانی از دبی رودخانه در محدوده مطالعه‌شده، نتایج منطقی ارائه می‌دهد.

**کلیدواژگان:** حوضه آبریز طالقان‌رود، روش بیزین بارش رواناب، عدم قطعیت، HYMOD.

## مقدمه

با اینکه مطالعات بسیاری تا به امروز برای پیش‌بینی و کنترل سیلاب انجام شده است، همچنان وقایع سیلابی در میان مخرب‌ترین خطرهای سراسر جهان قلمداد می‌شوند و سبب خسارت‌های زیادی به زندگی انسان‌ها و محیط زیست می‌شوند. ایران با داشتن شرایط بحرانی در زمینه مدیریت رودخانه و کنترل آن، شرایط بدتری در مقابله با سیلاب نیز دارد که سیلاب‌های اخیر و خسارت‌های آن در سراسر کشور نیز بیانگر اهمیت بسیار زیاد این موضوع در کشور است.

از حدود یک قرن پیش، تلاش‌های بسیاری به منظور مدل‌سازی و تحلیل حوضه‌های آبریز برای شبیه‌سازی سیستم‌های هیدرولوژیکی صورت گرفته است. بسیاری از این تلاش‌ها جریان خروجی حوضه را به عنوان نتیجه شبیه‌سازی ارائه می‌دهند، اما در بسیاری از این شبیه‌سازی‌ها، تمام منابع مختلف عدم قطعیت پیش‌بینی‌های جریان با دقت قابل قبول در نظر گرفته نمی‌شوند [۱].

یک اقدام مهم در مهندسی و مدیریت حوضه‌های آبریز، برآورد سیلاب‌های طراحی است. دو روش برای برآورد دبی‌های سیلاب طراحی وجود دارد؛ یکی با استفاده از دبی‌های مشاهداتی و دیگری با استفاده از مدل‌سازی هیدرولوژیکی حوضه آبریز، که در هر یک از این شرایط، عدم قطعیت ویژگی‌های سیلاب بسیار مهم بوده و موضوع بسیاری از تحقیق‌هاست.

اگرچه مطالعات بسیاری تا به امروز برای پیش‌بینی و کنترل سیلاب انجام شده است، همچنان نقاطی تاریک در فهم و ادراک ما از این پدیده طبیعی وجود دارد، به طوری که همچنان رخدادهای سیل جزء مخرب‌ترین و کشنده‌ترین مخاطرات طبیعی به‌ویژه در ایران به‌شمار می‌روند.

کوان و همکاران (۲۰۱۵) از روش برآورد عدم قطعیت احتمال تعمیم‌یافته برای کالیبراسیون مدل و تحلیل عدم قطعیت مدل هیدرولوژیکی HYMOD که نوعی مدل یکپارچه و مفهومی بارش-رواناب است، بهره گرفتند. سپس، نتایج مدل کالیبره‌شده را با داده‌های دبی مشاهداتی مقایسه کردند و نتیجه گرفتند که مدل هیدرولوژیکی HYMOD برای حوضه مد نظر به‌خوبی کار می‌کند [۲].

ژانگ و همکاران (۲۰۱۷) از یک روش «شبیه‌سازی-

بهینه‌سازی» برای گسترش استراتژی‌های تجارت آلودگی استفاده کردند. در این روش، سرنوشت مواد مغذی با استفاده از نرم‌افزار SWAT شبیه‌سازی شده و با استفاده از تخمین بیزین، تدقیق شد. سپس، یک روش «برنامه‌ریزی بازه‌ای احتمالاتی با ضرایب تصادفی فازی» ارائه شده و برای کاهش عدم قطعیت‌های تصمیم‌گیری در زمینه تجارت آلودگی به‌کار گرفته شد [۳].

دو روش متفاوت برآورد عدم قطعیت برای پارامترهای مدل‌سازی نرم‌افزار HEC-HMS که نوعی مدل نیمه‌توزیعی بارش-رواناب است، توسط ثای و همکاران (۲۰۱۸) به‌کار گرفته شد. این دو روش عبارت بودند از: روش احتمال تعمیم‌یافته و روش بیزین. در نهایت، آنها مقادیر به‌دست‌آمده از این دو روش کاهش عدم قطعیت را مقایسه کردند و نتیجه گرفتند که هر دو روش قادر به شبیه‌سازی پاسخ حوضه به بارش، به‌طور قابل قبولی بوده‌اند. همچنین، آنها از آماره‌های سری داده‌های بیشینه سالبانه (AMS) به عنوان تابع هدف در فرایند کالیبراسیون برای تعیین تابع احتمال روش بیزین و نیز تعیین AMS‌های قابل قبول در روش احتمال تعمیم‌یافته استفاده کردند [۴].

در این خصوص هرمان و همکاران (۲۰۱۳) عدم قطعیت سه مدل هیدرولوژیکی متفاوت به نام‌های HBV، HYMOD و SAC-SMA را با روش مونته‌کارلو بررسی کردند [۵]. همچنین، علیپور و همکاران (۲۰۱۸) نوعی روش جدید برای کاهش عدم قطعیت HYMOD با استفاده از افراز محدوده‌های پارامتری مدل به بازه‌های متناهی مشخص و انتخاب از میان این بازه‌ها برای هر مجموعه پارامتری، ارائه دادند [۶].

در سال‌های اخیر تخمین عدم قطعیت تأثیرات تغییر اقلیم بر هیدرولوژی، توجه بسیاری از محققان را جلب کرده است و اغلب انتخاب یک مدل اقلیم جهانی به‌عنوان بیشترین عامل اثرگذار بر عدم قطعیت تأثیرات تغییر اقلیم شمرده می‌شود. در این زمینه، شاخص‌های حساسیت جهانی برای مدل‌های نسبتاً پیچیده را می‌توان به‌طور مؤثری توسط روش‌های مونته‌کارلو محاسبه کرد. پیش‌تر سبل و همکاران (۲۰۰۱) از این شاخص‌ها برای تأثیرگذاری متغیرهای مستقل یا گروه متغیرها بر خروجی مدل استفاده کرده بودند [۷]. اما برای گرفتن تصمیم‌های

روش جدیدی که علی‌پور و همکارانش (۲۰۱۸) برای کاهش عدم قطعیت مدل مفهومی HYMOD ارائه دادند، شامل افزایش کردن محدوده‌های پارامتری مدل به بازه‌های متناهی مشخص و انتخاب از میان این بازه‌ها برای هر مجموعه پارامتری بود. در حال حاضر، به انتخاب محدوده‌های پارامتری در فرایند کالیبراسیون اهمیت کمی داده می‌شود، ولی حتی با وجود قابلیت جست‌وجوی زیادی که روش‌های بهینه‌سازی سراسری دارند؛ در فضاهای نمونه‌ای بزرگ ممکن است جست‌وجو مغشوش شده و منجر به برآورد ضعیف‌تری از پارامترها شود. در تحقیق حاضر یک روش برای فرموله کردن قیود با استفاده از داده‌های مصنوعی تبیین شده و روشی برای اعمال آن به داده‌های دنیای واقعی با بهره‌گیری از داده‌های دو حوضه آبریز استوایی استفاده شده است. این روش پیشنهادی به مدیران اجازه می‌دهد که با اعتماد بیشتری مدل‌های کالیبره‌شده را حتی در کم‌داده‌ترین مناطق، به حوضه‌های اندازه‌گیری نشده برای پیش‌بینی‌های جریان تعمیم دهند [۶].

پیش‌بینی جریان در حوضه‌های اندازه‌گیری نشده پر از عدم قطعیت است. بنابراین، کاری چالش‌برانگیز و در عین حال، حیاتی برای تصمیم‌گیرندگان آب است. در دهه ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۲ پیشرفت‌هایی اساسی در علم پیش‌بینی جریان انجام شده است. برای مثال، تحقیقی توسط انجمن بین‌المللی پیش‌بینی علوم هیدرولوژی در حوضه‌های اندازه‌گیری نشده (PUB) به این منظور انجام شد. با معرفی یک ساختار مدون در دهه آغازین مطالعات PUB، پیچیدگی و تنوع حوضه‌ها و همچنین پیچیدگی پاسخ هیدرولوژیکی حوضه‌های آبریز بررسی شده و اهمیت هیدرولوژی مقایسه‌ای برای پیش‌بینی در حوضه‌های اندازه‌گیری نشده بر محققان مشخص شد [۱۲].

در حالی که رویکرد PUB می‌تواند پایه محکمی برای توسعه برنامه‌های کاربردی عملی باشد، روش‌های پیشنهادشده برای کاربردی کردن این پیشرفت‌های تحقیقاتی می‌تواند چنین پیشرفت‌هایی را بیشتر در دسترس تصمیم‌گیرندگان در حوزه آب قرار دهد. به این منظور رویکردهای خاصی برای جلوگیری و رفع مشکلات فراگیر پیش‌بینی جریان مانند کالیبراسیون بیش از حد

بلندمدت به منظور مقابله با تغییر اقلیم، تغییرات زمانی عدم قطعیت GCM باید سنجیده شود. در این زمینه شن و همکاران (۲۰۱۸) تغییرات زمانی (بلندمدت) عدم قطعیت مرتبط با انتخاب GCM در پیش‌بینی تأثیرات تغییر اقلیم بر هیدرولوژی با استفاده از چند GCM طی چندین دوره زمانی پیوسته در آینده را بررسی کردند [۸].

تامپسن و همکاران (۲۰۰۶) گفتند که برای طراحی‌های هیدرولوژیکی در حوضه‌های آبریز بسیار کوچک، همیشه احتیاج به یک هیدروگراف کامل از رواناب نیست. بیشترین هیدروگراف برای طراحی سازه مد نظر کافی است. در نتیجه، روش‌هایی برای تخمین دبی طرح که همان بیشینه مقدار هیدروگراف رواناب سیلاب است، توسعه داده شده‌اند. برای مثال، روش منطقی‌ای که توسط تامپسن و همکاران پیشنهاد شد، تکنیک بسیار ساده‌ای برای تخمین دبی طرح در حوضه‌های آبریز کوچک است و پایه طراحی بسیاری از سازه‌های کوچک به‌خصوص با ابعاد حوضه آبریز محدود به چند ده اکر (۲۷ تا ۸۱ مترمربع) است [۹].

از سویی، مدل‌های مفهومی بارش-رواناب به علت نیاز کم به داده‌های ورودی، ساختار ساده و در نتیجه نیازهای محاسباتی نسبتاً کم، در بین متخصصان هیدرولوژی پرکاربرد است [۱۰ و ۱۱]. به علاوه، کالیبراسیون این مدل‌ها بیشتر مرتبط با یک مسئله بهینه‌سازی سراسری است و نه مرتبط با بهینه‌سازی محلی. اعمال روش‌های بهینه‌سازی سراسری، مشکل عمده‌ای برای تخمین پارامترهای مدل را حل می‌کند، اما در واقع اگر قیودی که مقادیر پارامترهای ممکن را محدود می‌کنند بتوانند بگسترش داده شوند، تغییرات دیگری در تخمین پارامتر باید انجام شود [۱۰].

برای حل مشکل بهینه‌سازی محلی، کوپر و همکاران (۲۰۰۲) نوعی روش برای فرموله کردن قیود مرتبط با ساختار مدل‌های مفهومی و داده‌های هیدرولوژی در دسترس برای کالیبراسیون ارائه دادند. در تحقیق حاضر برای توسعه این روش، توانایی‌های ۳ روش بهینه‌سازی سراسری برای کالیبراسیون، به نام‌های الگوریتم تکامل پیچیده تلفیقی، الگوریتم ژنتیک به همراه یک الگوریتم تبرد شبیه‌سازی شده و روش بهینه‌سازی محلی «الگوریتم سیمپلکس سراسری»، بررسی شد [۱۰].

سپس، هر زیرحوضه توسط مدل مفهومی HYMOD مدل سازی شده و دبی مدل سازی شده در این شبیه سازی با دبی مشاهداتی مقایسه شده است. کارایی نتایج در مقایسه مقادیر مشاهده شده و شبیه سازی شده رواناب با استفاده از شاخص نش-ساتکلیف<sup>۴</sup> سنجیده شده و مقادیر قابل قبولی برای در نظر گرفتن عدم قطعیت ها در مدل بارش-رواناب ارائه شده است.

#### محدوده مطالعه شده

حوضه آبریز طالقان منطقه ای کوهستانی و مرتفع است که در محدوده ارتفاعات البرز مرکزی قرار می گیرد. مهم ترین رودخانه این حوضه، طالقان است که زهکش طبیعی این منطقه است و از شرق به غرب جریان دارد و در نهایت، به سفیدرود می ریزد. این رودخانه از ارتفاعات آرنج چال، گودرز و گردنگان سرچشمه می گیرد و پس از پیوستن چند شاخه فرعی از جمله مهران، ناریان رود، اورازان رود، حسنجون، خسان، کرکبود و... و گذر از دره طالقان در محل سد مخزنی طالقان، از حوضه خارج می شود. حوضه آبریز سد طالقان در محدوده جغرافیایی ۰۵' ۳۶° تا ۲۱' ۳۶° عرض شمالی و ۳۶' ۵۰° تا ۱۱' ۵۱° طول شرقی قرار دارد.

رودخانه طالقان از مهم ترین رودخانه های ناحیه البرز مرکزی در ایران است. سد طالقان که یکی از منابع تأمین آب شرب و نیروی الکتریکی برای کلان شهر تهران است، در مسیر این رود احداث شده است.

برای مطالعه مدیریت ریسک سیلاب در ارتباط با رود طالقان، بازه ای از این رودخانه از پل وشته تا پل گلینک در نظر گرفته شده است که حدود ۷ کیلومتر طول دارد. شیب میانگین این حوضه حدود ۱ درصد و در مطالعه ای دیگر، حدود ۰/۵۲ درصد است. ایستگاه هیدرومتری گلینک در پایین دست این حوضه واقع شده است [۲۳ و ۲۴].

به منظور بررسی و تهیه داده های هیدرولوژیکی بارش، تبخیر و دبی رودخانه های موجود در محدوده مطالعاتی، کلیه ایستگاه های هیدرومتری واقع در این محدوده شناسایی شده است که محل تقریبی هر یک از آنها روی شکل ۱ مشخص شده است. رودخانه طالقان هفت ایستگاه هیدرومتری، تبخیرسنجی و سینوپتیک دارد که مشخصات آنها و داده های برداشت شده از هر یک از آنها در جدول ۱ ارائه شده است.

مدل ها [۱۳ و ۱۴] و هم پایانی<sup>۱</sup> [۱۵ و ۱۶] مورد نیاز است. برای مثال، در مناطق با محدودیت داده که روش های ساده بیلان آب ممکن است بهتر از مدل های بارش-رواناب عمل کنند؛ در عمل روش های با کاربرد خاص و جامعیت کمتر استفاده می شوند [۱۷-۱۹].

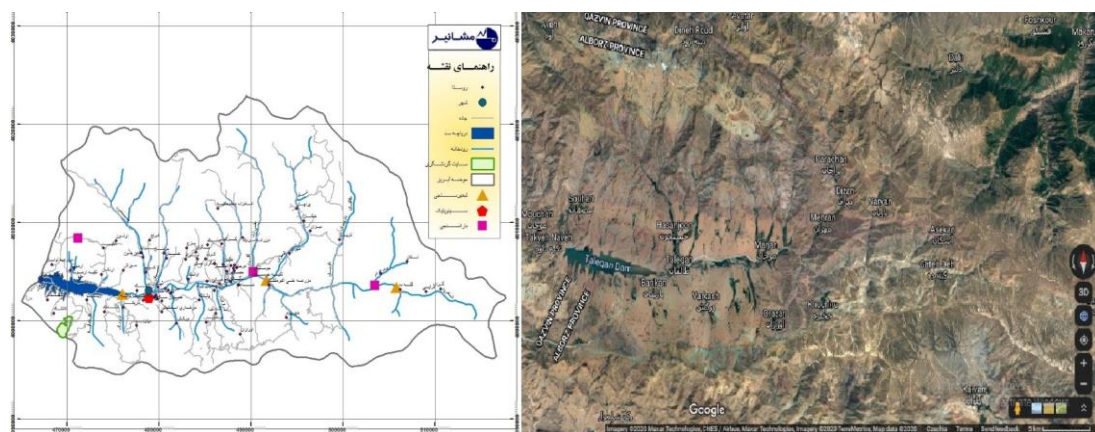
همچنین، روش های کالیبراسیون مختلفی بر مبنای بهینه سازی آماری مدل های هیدرولوژیک چنان که تحقیق آرسنال و همکاران (۲۰۱۴) پیشنهاد کرده است؛ می تواند در نظر گرفته شود و سپس، نتایج توسط روش های مقایسه چندگانه<sup>۲</sup> مقایسه شوند [۲۰].

بسیاری از رویکردهای پیش بینی جریان از شبکه های هیدرولوژیک منطقه ای برای برآورد جریان در رودخانه های اندازه گیری نشده استفاده می کنند. منطقه ای شدن پارامترهای مدل به طور گسترده و اثبات شده به عنوان روشی کارآمد برای پیش بینی در حوضه های بزرگ استفاده شده است [۲۱].

در تحقیق حاضر نیز برای مدل سازی بارش-رواناب از روش HYMOD در حوضه آبریز طالقان استفاده شد.

به طور کلی، سه منبع کلی خطا در مدل سازی یک سیستم آبی (مشمتم بر حوضه آبریز) وجود دارد که عبارت اند از: ورودی ها، خروجی ها و ساختار مدل (که به نام عدم قطعیت پارامتری نیز نامیده می شود). خطایی که در مقاله حاضر بر تشخیص میزان و رفع آن کوشش شده است، از نوع آخر یا خطای ساختار مدل است. برای انجام این مهم، ابتدا پارامترهای مدل با استفاده از اعمال بخشی از داده های هیدرولوژیکی حوضه به مدل بارش-رواناب HYMOD با روش بیزین حدس زده شده و سپس توسط باقی مانده داده ها صحت سنجی شد. برای کاهش عدم قطعیت ها در پارامترهای این مدل شبیه سازی رواناب از روش بیزین<sup>۳</sup> از فضای نمونه استفاده شده است. این نمونه برداری با الگوریتم مونته کارلو، بهینه ترین مقادیر برای پارامترهای مدل مانند میزان رطوبت خاک و زمان ماند آب در هر یک از مخازن مفهومی تعریف شده در مدل HYMOD را انتخاب و ارائه می کند تا به این وسیله اثر یک منبع مهم عدم قطعیت در مدل های هیدرولوژیکی را کاهش دهد [۲۲].

1. Equifinality
2. Multicomparison
3. Bayesian



شکل ۱. راست: عکس ماهواره‌ای محل رودخانه تالقان، چپ: محل ایستگاه‌های هیدرومتری رودخانه تالقان

جدول ۱. جزئیات داده‌های ایستگاه‌های هیدرومتری تالقان رود

نام ایستگاه - نام رودخانه	نوع ایستگاه	نام سازمان	دبی روزانه	بارش روزانه	نوع داده
گتده-شاهرود	تبخیرسنجی	وزارت نیرو	۱۳۹۳-۱۳۷۷	۱۳۹۳-۱۳۴۶	تبخیر
دهدر	باران سنجی		۱۳۹۳-۱۳۷۷	۱۳۹۳-۱۳۷۷	
تالقان-جوستان	تبخیرسنجی	وزارت نیرو	۱۳۹۰-۱۳۷۱	۱۳۹۳-۱۳۷۲	
علیزان-جوستان	باران سنجی	وزارت نیرو	۱۳۹۳-۱۳۷۰	۱۳۶۹-۱۳۷۱	
تالقان	سینوپتیک	سازمان هواشناسی	۱۳۹۰-۱۳۸۷	۱۳۹۰-۱۳۸۷	
گلینک-تالقان	تبخیرسنجی	وزارت نیرو	۱۳۸۴-۱۳۳۸	۱۳۸۴-۱۳۳۸	
زیدشت	باران سنجی	سازمان هواشناسی	۱۳۷۳-۱۳۴۶		
	تبخیرسنجی	وزارت نیرو	۱۳۹۳-۱۳۴۹	۱۳۹۳-۱۳۴۹	

## روش تحقیق

در تحقیق حاضر عدم قطعیت‌های ایجادشده در یک شبیه‌سازی بارش-رواناب با استفاده از مدل HYMOD بررسی شده است. به این منظور، حوضه آبریز مطالعه‌شده به ۷ زیرحوضه کوچک که هر یک به نوعی جمع‌آوری‌کننده اطلاعات هر یک از این زیرحوضه‌ها هستند؛ تقسیم شده است، اما چون این ایستگاه‌ها را نمی‌توان به طور کامل معرف زیرحوضه‌های موجود دانست، برای محاسبه میزان دقیق‌تر سهم هر زیرحوضه از میزان بارش هر ایستگاه هیدرومتری از روش چندضلعی‌های تیسن برای محاسبه سهم حوضه‌ها از میزان بارش ایستگاه‌ها استفاده شده است [۲۵].

برای هر یک از ایستگاه‌های هیدرومتری موجود در حوضه مطالعه‌شده، اطلاعات بارش، تبخیر و دبی رودخانه

برای حدود ۱۷ سال از سال ۱۳۷۷ تا سال ۱۳۹۳ جمع‌آوری شد.

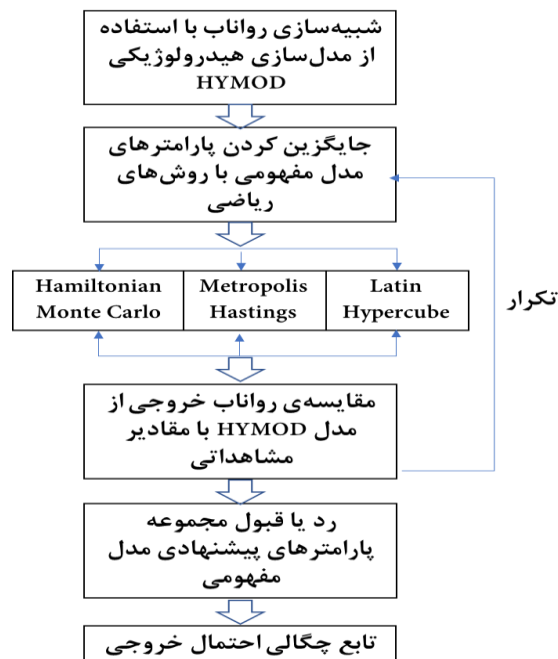
برای کالیبراسیون مدل HYMOD از نیمی از داده‌های آماری (۱۳۷۷ تا ۱۳۸۵) استفاده شده و پارامترهای بهینه برای این مدل با استفاده از سعی و خطا و شاخص‌های همگرایی برای آن زیرحوضه خاص تعیین شده است. سپس، برای صحت‌سنجی پارامترهای مدل ارائه‌شده برای زیرحوضه، نیمه دوم داده‌ها استفاده شده و دبی‌های مشاهده‌شده با دبی‌های حاصل از مدل مقایسه شدند تا یک مدل با کمترین عدم قطعیت برای هر زیرحوضه ایجاد شود. سپس، نتایج روزانه دبی به دست آمده از هر یک از ۷ زیرحوضه با یکدیگر جمع شده تا در خروجی حوضه آبریز تالقان، تشکیل دبی کلی خروجی از حوضه را بدهد. در روند کلی تحقیق حاضر، برای برآورد عدم قطعیت‌ها با استفاده از روش‌های نمونه‌گیری بیزین نشان داده شده است.

تئوری رواناب حاصل از مازاد نفوذ بنا شده است. فرایند تولید رواناب با یک مدل ساده مازاد بارش بر پایه اصل توزیع احتمال توصیف می‌شود. ساختار مدل به صورت مجموعه‌ای از مخازن سری به‌عنوان نماینده ذخیره آب سطحی و نیز یک مخزن به صورت موازی با این مجموعه به عنوان نماینده ذخیره آب زیرزمینی است. مقدار ذخیره آب تجمعی توسط این مخازن از طریق رابطه ۱ به دست می‌آید [۲]:

$$F(C) = 1 - \left(1 - \frac{C}{C_{max}}\right)^{B_{exp}} \quad (1)$$

که در آن  $F$ ، نسبت ظرفیت ذخیره آب یک نقطه از حوضه،  $C$  ظرفیت ذخیره آب (mm)،  $C_{max}$  و  $B_{exp}$  نیز به ترتیب دو پارامتر توصیف‌کننده بیشینه ظرفیت ذخیره آب (mm) و درجه تغییرپذیری مکانی ظرفیت رطوبت خاک حوضه هستند.

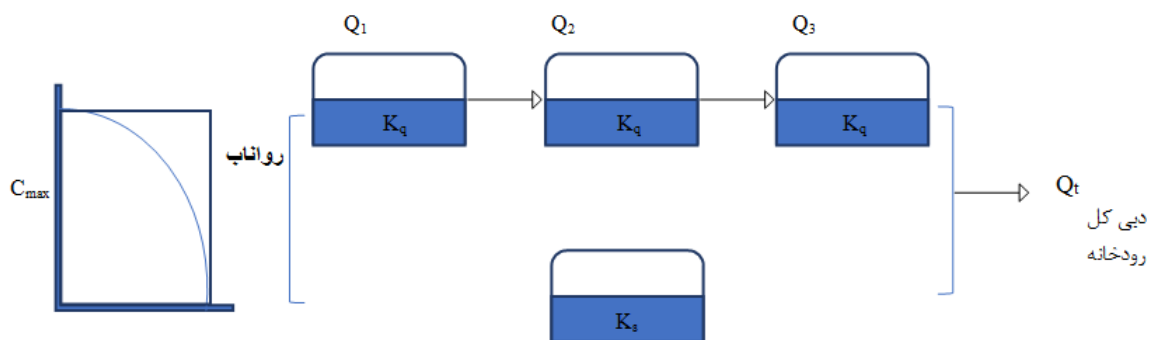
بخشی از بارش که از ظرفیت ذخیره آب حوضه فراتر می‌رود، به عنوان رواناب در نظر گرفته می‌شود. میزان تبخیر و تعرق نیز چنانچه آب کافی موجود باشد، برابر با تبخیر و تعرق پتانسیل و در غیر این صورت، برابر با ذخیره آب موجود در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۲. روندنمای مراحل انجام مدل مفهومی بارش-رواناب برای برآورد عدم قطعیت‌ها

### مدل هیدرولوژیکی HYMOD و داده‌های ورودی مدل ساختار مدل

HYMOD نوعی مدل روزانه مفهومی است که بر پایه



شکل ۳. شماتیک مدل هیدرولوژیکی HYMOD

مطابق مطالعات انجام‌شده پیشین، هر یک از این پارامترها محدوده قابل قبولی دارند که در جدول ۲ شرح داده شده است.

همان‌طور که بویل و همکاران گفتند، برای بررسی رواناب در حوضه‌های فاقد آمار هیدرولوژیکی یا با آمار ناقص، تخمین توزیع عمودی رطوبت در زمین دشوار است. بنابراین، روش‌هایی مفهومی برای تخمین پارامترهای

بر اساس پارامتر آلفا که ضریبی برای تفکیک جریان به جریان سطحی و زیرزمینی است، رواناب به دو بخش جریان سریع و جریان کند، تقسیم می‌شود که از ۳ مخزن جریان سریع با دبی‌های  $Q_1$  تا  $Q_3$  و نیز یک مخزن کند با دبی  $Q_q$  روندیابی می‌شود. دبی جریان در سیستم روندیابی از این مخازن توسط زمان ماند در مخزن سریع ( $K_q$ ) و مخزن کند ( $K_s$ ) تعریف می‌شود.

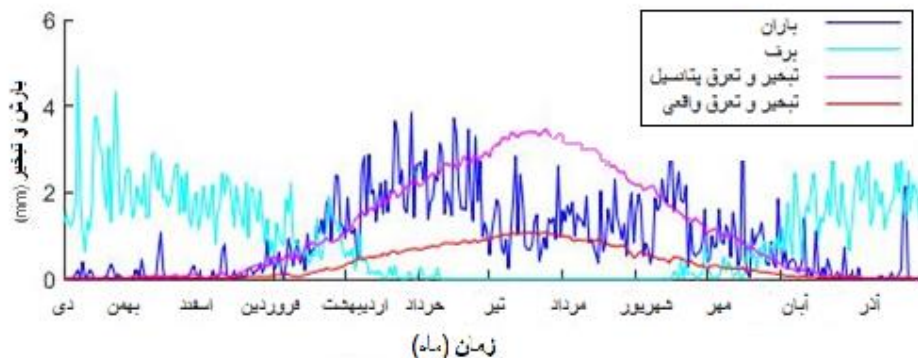
می‌توان روند تغییرات ریزش‌های جوی طی زمان نسبت به تبخیر و تعرق را مشاهده کرد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در فصول سرد سال بارش برف به میزان زیادی در این منطقه وجود دارد که با توجه به کاهش دما به زیر صفر درجه در این فصول، با شروع فصل گرم و به صورت تدریجی بر روند تغییرات جریان رودخانه تأثیرگذار است. در شکل ۵ دمای میانگین حداقل و حداکثر طی یک سال در منطقه مطالعه شده نمایش داده شده است.

رطوبت خاک مؤثر در رواناب ارائه شده است. یکی از این روش‌ها، HYMOD است که با توجه به سادگی و تعداد کم پارامترهای ورودی از جمله مدل‌های خوب برای تخمین در حوضه‌های با مساحت کوچک به حساب می‌آید. از این‌رو، برای شبیه‌سازی حوضه آبریز مطالعه شده به علت کوچکی نسبی مساحت آن و آمار ناقص هیدرولوژیکی از این روش مفهومی استفاده شد [۲۶].

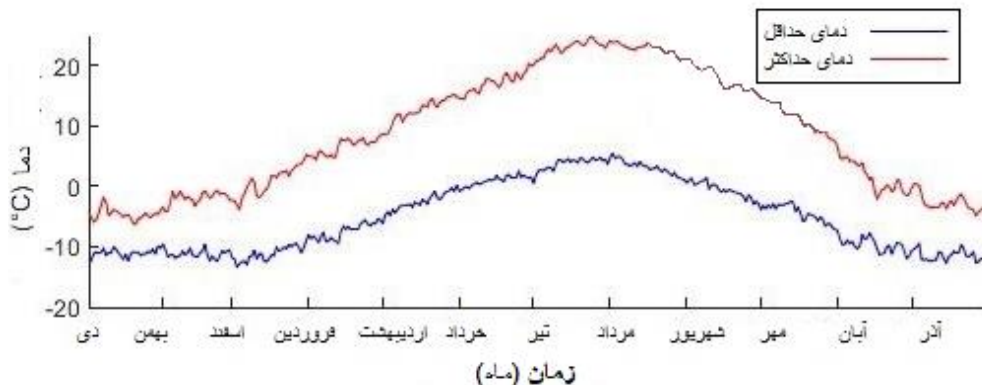
داده‌های ورودی به این مدل به صورت خلاصه در شکل‌های ۴ و ۵ نشان داده شده‌اند. با توجه به شکل ۴،

جدول ۲. توصیف پارامترهای مدل HYMOD و محدوده تغییرات آنها [۲]

پارامتر	واحد	محدوده	توصیف
$C_{max}$	mm	۱-۱۰۰	ظرفیت ذخیره حداکثر
$B_{exp}$	-	۰-۲	درجه تغییرات مکانی ظرفیت رطوبت خاک
$\alpha$	-	۰/۹۹-۰/۲	عامل توزیع جریان بین مخازن تخلیه کند و سریع
$K_q$	روز	۱/۲-۰/۵	زمان ماند مخزن تخلیه کند
$K_s$	روز	۰/۵-۰/۱	زمان ماند مخزن تخلیه سریع



شکل ۴. سری زمانی بارش و تبخیر و تعرق



شکل ۵. سری زمانی دمای سطح زمین در محل حوضه

پارامتر در هر مرحله، بررسی شده‌اند. این روش MCMC با استفاده از داده‌های بارش-رواناب روزانه ۱۷ ساله از حوضه آبریز رودخانه طالقان بر اساس ویژگی‌های سادگی، راحتی به کار بردن، بازدهی آماری در اکتشاف فضای پارامتری، و سرعت اعمال با یکدیگر مقایسه شده‌اند.

#### الگوریتم لاتین هایپر کیوب (LHS)

نمونه‌برداری لاتین هایپر کیوب یک روش پوشش دادن فضای نمونه است. چنانچه در روش افراز کردن فضای نمونه، افراز به خصوصی را به سختی بتوان تخمین زد، می‌توان از روش نمونه‌برداری لاتین هایپر کیوب (LHS) به عنوان جایگزین روش نمونه‌برداری افرازی استفاده کرد. در این روش هر یک از ابعاد ورودی مدل به طور مستقل به N فاصله با احتمال یکسان 1/N افراز می‌شوند. برای بعد مفروض k، در هر بازه یک نمونه مطابق قانون مشترک مشروط f برای بعد k تولید شده و بنابراین نمونه‌هایی عددی با مقیاس N به دست می‌آید. تطابق تصادفی بین نمونه‌های عددی در ابعاد مختلف، امکان دستیابی به چندتایی‌های پارامتری که مشخصه یک نمونه‌برداری لاتین هایپر کیوب (LHS) هستند را فراهم می‌کند. احتمال یک LHS به همان روش مونت کارلو تخمین زده می‌شود:

$$\hat{p}^{LHS} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N 1_{\phi(x_i) > T} \quad (3)$$

#### الگوریتم متروپلیس-هیستینگز (MH)

الگوریتم متروپلیس-هیستینگز روش ساده‌ای برای تولید نمونه از توزیع‌هایی که با روش‌های دیگر به سختی نمونه‌برداری می‌شوند، است. در روش متروپلیس هیستینگز، یک زنجیره مارکوف که توزیع ابتدایی آن به صورت  $\pi$  است، شبیه‌سازی می‌شود. به این معنا که در درازمدت نمونه‌های زنجیره مارکوف همانند نمونه‌های توزیع  $\pi$  خواهند بود. این روش بسیار ساده و منعطف بوده و محدودیت اصلی آن این است که برای مسائل مشکل، زمان همگرایی ممکن است، بسیار طولانی باشد. گرچه برای مسائل ساده این الگوریتم به خوبی عمل می‌کند.

الگوریتم MH برای نمونه‌برداری از یک توزیع هدف  $\pi$  با استفاده از کرنل Q متشکل از گام‌های زیر است:

#### توصیف ریاضی شبیه‌سازی عدم قطعیت

##### روش تخمین بیزین

در این روش به جای آنکه پارامترها را به عنوان ثابت‌های مجهول در نظر بگیرد، آن‌ها را به عنوان متغیرهای تصادفی منظور می‌کند و از این روش بیزین با دیگر تخمین‌زننده‌ها<sup>۱</sup> تفاوت دارد. با توجه به این موضوع، پارامترها یک تابع توزیع احتمال (PDF)<sup>۲</sup> نیز دارند که باید هنگام جست‌وجو برای برآوردکننده مد نظر قرار گیرد. این توابع توزیع احتمال را می‌توان برای در نظر گرفتن هرگونه دانش پیشین برای مقدار آن به کار بست. برای مثال، در صورتی که اطلاعاتی از فراوانی یک داده به خصوص در دست باشد و میزان فراوانی آن بیش از ۰/۱ نباشد. تابع توزیع احتمال پیشین آن را در قالب بیزین می‌توان به صورت رابطه ۲ بیان کرد:

$$p(f_0) = \begin{cases} 10, & 0 \leq f_0 \leq 0.1 \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} \quad (2)$$

#### روش زنجیره مارکوف مونت کارلو (MCMC)

استفاده گسترده از روش‌های بیزین در هیدرولوژی به علت سختی و پیچیدگی تعیین توزیع‌های پسین پارامترها، با محدودیت مواجه است. این مشکلات بیشتر با پیشرفت‌های اخیر در روش‌های زنجیره مارکوف مونت کارلو، برطرف شده است. این روش‌ها مشتمل بر نمونه‌برداری توزیع‌های پسین با استفاده از روش مونت کارلو هستند.

تحقیق حاضر چهار الگوریتم نمونه‌برداری MCMC را در ارتباط با مدل‌سازی بارش-رواناب با یکدیگر مقایسه می‌کند. الگوریتم‌های مقایسه‌شده مشتمل بر یک الگوریتم متروپلیس-هیستینگز<sup>۳</sup> هستند که پیش‌تر در کاربردهای هیدرولوژیکی استفاده شده است که ترکیبی از بلوک و ارتقای تک‌جهته بوده و همچنین یک الگوریتم متروپلیس انطباقی<sup>۴</sup> که ویژگی‌های آن به خوبی و با درجه بالایی از همبستگی و وابستگی، با پارامترهای مدل تناسب دارند. علاوه بر این، دو الگوریتم دیگر برای مشخص کردن اهمیت نسبی ارتقای تمام پارامترهای مدل به عنوان یک بلوک نسبت به ارتقای یک

1. Estimator
2. Probability density function
3. Markov Chain Monte Carlo
4. Metropolis-Hastings
5. Adaptive Metropolis



و روش همیلتونی، با توجه به هر دو شاخص نش-ساتکلیف و باقی‌مانده پارامتر B روشی کارآمد محسوب می‌شود. که در این مقادیر این دو شاخص به ترتیب از روابط ۵ و ۶ به دست آمده‌اند:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_m^t - Q_0^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - \bar{Q}_0)^2} \quad (5)$$

که در آن  $Q_m$  و  $Q_0$  به ترتیب برابر با دبی مدل‌سازی شده و دبی مشاهداتی در مدل HYMOD هستند.

مقدار باقی‌مانده B نیز در واقع اختلاف میان مقادیر شبیه‌سازی شده و مشاهداتی این پارامتر هستند و به صورت رابطه ۶ محاسبه می‌شود:

$$E(B) = G[Y(B)] - G[\bar{Y}] \quad (6)$$

که در آن Y برابر با بردار خروجی‌های مدل با استفاده از مقادیر پارامتر B است [۲۲].

این برتری در کارآمدی روش لاتین هاپرکیوب از این روست که اگرچه مقدار شاخص NSE در آن اندکی از مقدار این شاخص در روش HMC کمتر به دست آمده است؛ در مجموع و با توجه به تفاوت مقادیر باقی‌مانده B و نسبت به شبیه‌سازی پیش از اعمال روش مونته‌کارلو مقادیر بهتری را ارائه کرده است.

#### شبیه‌سازی HYMOD برای حوضه آبریز طالقان با یک مجموعه پارامتری پیشین

با توجه به جریان شبیه‌سازی شده در شکل ۶ می‌توان گفت که شکل کلی هیدروگراف حوضه را به خوبی پیش‌بینی کرده است و فقط در برآورد دبی حداکثر هیدروگراف از مقدار دبی مشاهداتی، میزان کمتری پیش‌بینی کرده است. همچنین، ابتدا در ماه‌های سرد سال به دلیل وجود عمده ریزش‌های جوی به صورت برف، میزان دبی پایه رودخانه کم است، حال آنکه هیدروگراف مشاهداتی میزان بیشتری از دبی پایه را برآورد کرده است.

در شکل ۷ جزئیات میزان برف و آب معادل برف طی یک سال نمایش داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، آب معادل برف از میزان صفر در اواخر مهرماه به تدریج افزایش یافته و در سه ماهه زمستان به شدت افزایش یافته و این افزایش در ماه فروردین نیز ادامه می‌یابد. سپس، از اواسط ماه فروردین با به حداکثر رسیدن

- یک مقدار اولیه برای شروع برای پارامتر  $X_1$  تعیین می‌شود:  $X_1 = x_1$
- برای  $t = 1, 2, \dots$
- پارامتر  $y$  از  $Q(y|x_t)$  نمونه‌برداری می‌شود که  $y$  در آن مقدار پیشنهادی (در واقع شبیه‌سازی شده) برای پارامتر است.
- پارامتر A به عنوان احتمال پذیرش به صورت رابطه ۴ محاسبه می‌شود:

$$A = \min\left(1, \frac{\pi(y)Q(x_t|y)}{\pi(x_t)Q(y|x_t)}\right) \quad (4)$$

- چنانچه مقدار پیشنهادی احتمال A داشته باشد،  $x_{t+1} = y$  قرار داده می‌شود، و در غیر این صورت،  $x_{t+1} = x_t$  باقی خواهد ماند.

#### الگوریتم مونته‌کارلوی همیلتونی (HMC)

مهم‌ترین پیشرفت در روش‌های کاربرد بی‌زین در دهه اخیر، توسعه روش مونته‌کارلوی همیلتونی و اصلاحاتی است که پس از آن مطرح شده‌اند. این روش از انحنای تابع احتمال در فضای نمونه برای تعیین گام بعدی نمونه‌برداری مونته‌کارلو استفاده می‌کند. این انحنا فقط برای توابع احتمالاتی پیوسته تعریف می‌شود و به نمونه‌برداری بسیار کارا برای بسیاری از مسائل می‌انجامد. به خصوص HMC برای نمونه‌برداری پسین روی توزیع‌های پارامترهای مدلی که در آن پارامترها هم‌بستگی زیادی دارند؛ بسیار سودمند است. این ویژگی به خصوص در مدل‌های هیدرولوژیکی وجود دارد. علت این امر وجود فرایندهای متأخر (مانند ذوب برف) است که می‌توانند به آسانی رو به جلو شبیه‌سازی شوند، ولی به‌سختی از مشاهدات در یک مسئله معکوس قابل تخمین زدن هستند.

#### نتایج

در این بخش به تفکیک عملکرد مدل هیدرولوژیکی HYMOD با استفاده از اعمال سه الگوریتم مونته‌کارلو بررسی شده است:

#### عملکرد مدل هیدرولوژیکی HYMOD

همان‌طور که در جدول ۳ مشاهده می‌شود، روش لاتین هاپرکیوب نسبت به دو روش دیگر متروپلیس هیستینگر

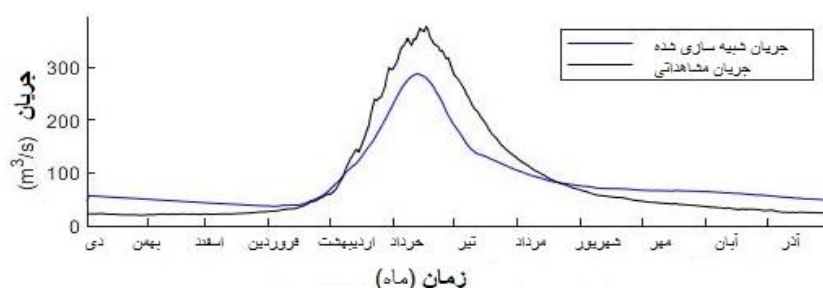
در ماه‌های فصل بهار با میزان زیاد باران، رطوبت در ناحیه غیر اشباع به بیشترین میزان خود رسیده و رطوبت در ناحیه اشباع شروع به افزایش از یک مقدار حداقلی که در ماه اردیبهشت رخ داده است، می‌کند تا به حداکثر میزان خود در اواسط تیرماه برسد. سپس دوباره به علت تبخیر زیاد از سطح خاک، این رطوبت نیز کاهش می‌یابد.

توده برف تجمعی، میزان آب معادل برف کاهش یافته تا اواخر ماه اردیبهشت به حداقل میزان خود یعنی صفر میلی‌متر می‌رسد.

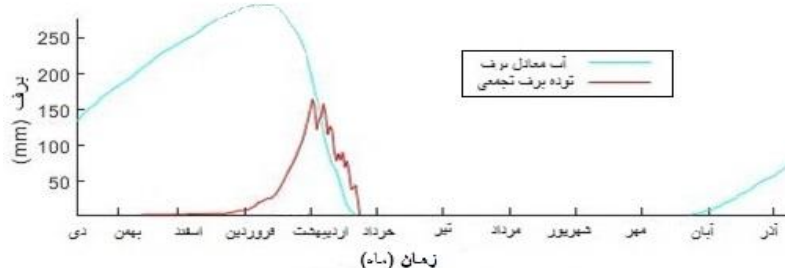
در شکل ۸ سطح آب موجود در نواحی اشباع و غیر اشباع در مدل مفهومی HYMOD به صورت ماهانه در محدوده مطالعاتی نمایش داده شده است. همان‌طور که انتظار می‌رود،

جدول ۳. ارزیابی کارایی مدل HYMOD با روش‌های مختلف

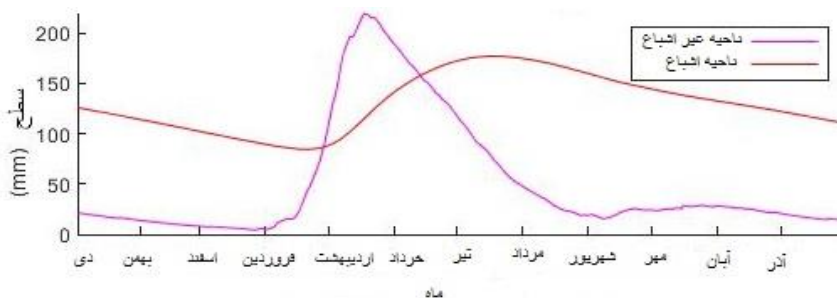
شاخص عملکرد	پیش از اعمال مونتج کارلو	پس از رفع عدم قطعیت با روش LHS	پس از رفع عدم قطعیت با روش MH	پس از رفع عدم قطعیت با روش HMC
NSE	۰/۶۷	۰/۷۷	۰/۷۴	۰/۷۸
باقی‌مانده B	۱/۲۴	۰/۵۴	۰/۷۹	۰/۹۱



شکل ۵. نمودار هیدروگراف جریان شبیه‌سازی شده در مقابل جریان مشاهداتی



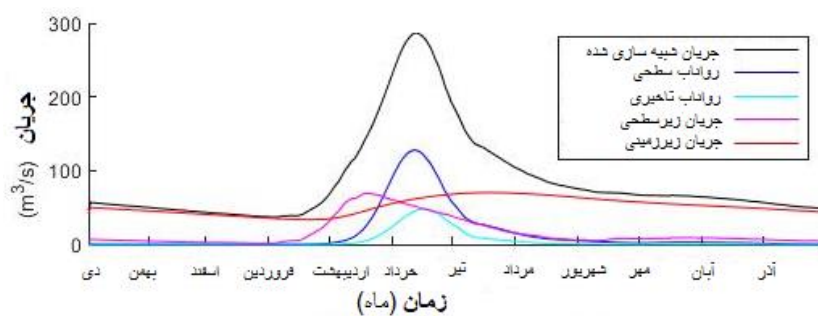
شکل ۶. جزئیات توده برفی و آب معادل برف



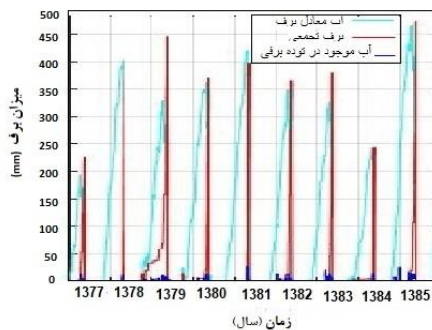
شکل ۷. سطح آب موجود در نواحی اشباع و غیر اشباع در مدل مفهومی HYMOD

تغییرات نمودارهای خروجی مدل را طی دوره شبیه‌سازی به‌ترتیب برای دوره کالیبراسیون و دوره صحت‌سنجی مشاهده کرد. از مقایسه این مجموعه نمودارها به‌خصوص بخش جریان شبیه‌سازی شده می‌توان دریافت اختلافی که در مقادیر شبیه‌سازی شده با مقادیر مشاهداتی جریان وجود داشت، به علت عدم تطابق کافی مجموعه پارامتری پیشین در مدل مفهومی HYMOD است که پس از اصلاح پارامترها در دوره کالیبراسیون و صحت‌سنجی، این میزان اختلاف کاهش یافته است.

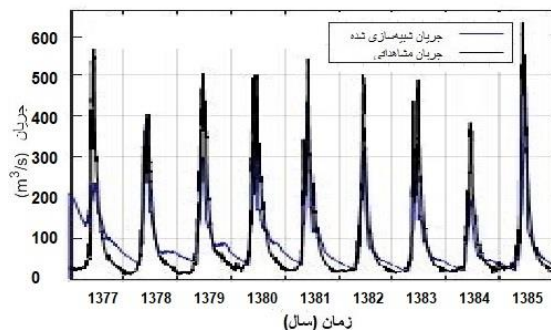
اجزای مختلف هیدروگراف شبیه‌سازی شده را می‌توان در شکل ۹ مشاهده کرد. با توجه به این شکل، جریان شبیه‌سازی شده و رواناب سطحی از روندهای یکسانی برخوردار بوده و هر دو از میزانی حداقلی در دی ماه به مقدار صفر در ماه فروردین نزدیک شده و سپس با شیبی تند افزایش یافته است تا در اواسط ماه خرداد به حداکثر میزان خود برسد. سپس، با همان سرعت تا اوایل ماه تیر کاهش یافته و سپس، این کاهش به تدریج ادامه می‌یابد تا حدود ماه مهر به صفر نزدیک شود. در قسمت‌های مختلف شکل‌های ۱۰ و ۱۱ می‌توان



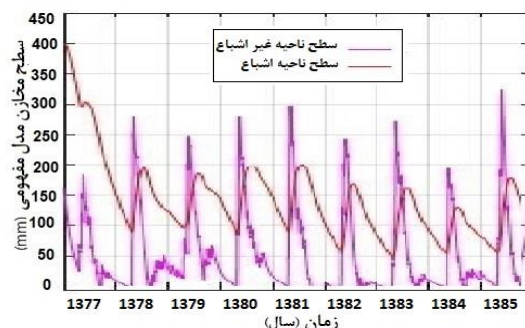
شکل ۹. جداسازی اجزای مختلف هیدروگراف جریان شبیه‌سازی شده



ب

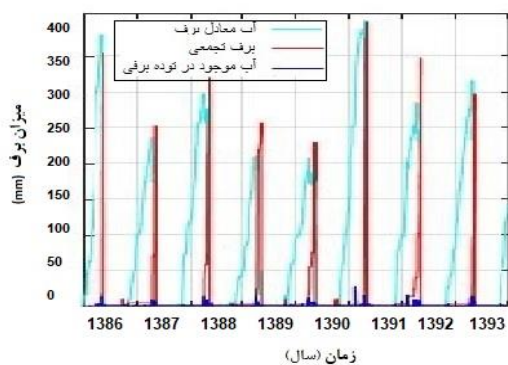


الف

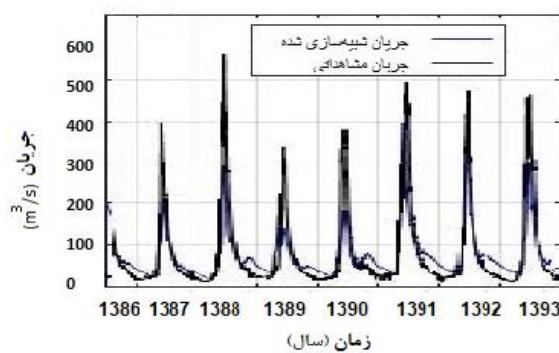


ج

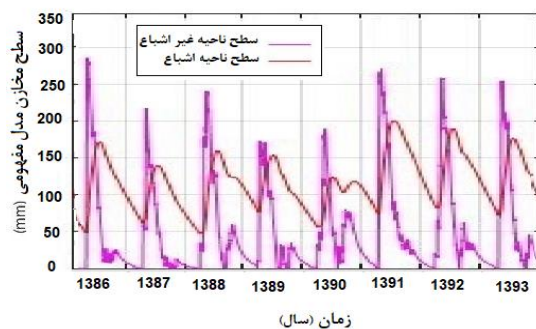
شکل ۱۰. الف) سری زمانی جریان خروجی شبیه‌سازی شده و مشاهداتی از حوضه طی دوره کالیبراسیون، ب) سری زمانی شکل‌گیری توده برفی و آب معادل برف طی دوره کالیبراسیون، ج) سری زمانی سطح آب در مخازن غیر اشباع و اشباع طی دوره کالیبراسیون



ب



الف



ج

شکل ۱. الف) سری زمانی جریان خروجی شبیه‌سازی شده و مشاهداتی از حوضه طی دوره صحت‌سنجی، ب) سری زمانی شکل‌گیری توده برفی و آب معادل برف طی دوره صحت‌سنجی، ج) سری زمانی سطح آب در مخازن غیر اشباع و اشباع طی دوره صحت‌سنجی

### بحث و نتیجه‌گیری

در تحقیق حاضر به محاسبه رواناب حاصل از بارش در منطقه مطالعاتی طالقان با استفاده از مدل مفهومی بارش-رواناب HYMOD پرداخته شده است. عدم قطعیت این محاسبات توسط روش‌های نمونه‌برداری بیزین با استفاده از سه روش مختلف برای حل الگوریتم مونته‌کارلو، شامل روش‌های لاتین هاپرکیوب، متروپلیس هیستینگز و روش مونته‌کارلوی همیلتونی محاسبه شده و با استفاده از شاخص‌های نش-سانتکیف و باقی‌مانده B با یکدیگر مقایسه شده است.

نتایج نشان می‌دهند الگوریتم متروپلیس انطباقی از بسیاری جهات، نسبت به دیگر الگوریتم‌های MCMC برتر است و می‌تواند یک پایه نسبتاً ساده برای برآورد عدم قطعیت پارامتری در مطالعات مدل‌سازی هیدرولوژیکی فراهم آورد و اینکه بازدهی الگوریتم انطباقی فقط مرتبط با ارتقای بلوکی پارامترها نیست.

سه جنبه مهم برای بررسی مناسب عدم قطعیت در مدل‌سازی هیدرولوژیکی، درک ماهیت آن، کمی‌سازی و

کاهش عدم قطعیت هستند. با توجه به این عوامل، تحقیق حاضر نشان می‌دهد اجزای اصلی عدم اطمینان مرتبط با پارامترهای مفهومی و غیر فیزیکی آن از جمله پارامترهای زمان ماند آب در حوضچه‌های سریع و کند است. در تحقیق حاضر نیز مانند تحقیق انجام‌شده توسط وراگت و همکاران (۲۰۰۸)، الگوریتم‌های مونته‌کارلو با ساختار صحیح به توزیع‌های محدودکننده مناسب تحت شرایط مختلف، همگرا بوده‌اند [۲۷]، گرچه این همگرایی خیلی کند است و کاربردی نیست.

همان‌طور که کوآن و همکاران نتیجه‌گیری کردند، با انتخاب مجموعه‌های پارامتری مناسب (با عدد نش-سانتکیف بین ۰/۶ و ۰/۷۵)، پارامترهای به‌کاررفته برای محاسبه رواناب با ۰/۹۵ اطمینان، کل محدوده فضای نمونه برای هر پارامتر را پوشش دادند که مطابق روش انتخابی برای در نظر گرفتن عدم قطعیت‌های پارامتری در مدل HYMOD است. این محاسبات در واقع نشان داد نمونه‌های گرفته‌شده از مجموعه‌های پارامتری با فرض اولیه توزیع یکنواخت پارامترها روی دامنه هماهنگ بوده و

- Study—Ba River, Vietnam. *Water*. 2018;10(11):1641.
- [5]. Herman JD, Reed PM, Wagener T. Time-varying sensitivity analysis clarifies the effects of watershed model formulation on model behavior. *Water Resources Research*. 2013;49(3):1400-1414.
- [6]. Alipour MH, Kibler KM. A framework for streamflow prediction in the world's most severely data-limited regions: Test of applicability and performance in a poorly-gauged region of China. *Journal of hydrology*. 2018;557:41-54.
- [7]. Sobol IM. Global sensitivity indices for nonlinear mathematical models and their Monte Carlo estimates. *Mathematics and computers in simulation*. 2001;55(1-3):271-280.
- [8]. Shen M, Chen J, Zhuan M, Chen H, Xu CY, Xiong L. Estimating uncertainty and its temporal variation related to global climate models in quantifying climate change impacts on hydrology. *Journal of Hydrology*. 2018;556:10-24.
- [9]. Thompson DB. The rational method, regional regression equations, and site-specific flood-frequency relations. *Civil Engineering department Texas Tech University*; 2006:1-7.
- [10]. Cooper VA, Nguyen VT, Nicell JA. Calibration of conceptual rainfall-runoff models using global optimisation methods with hydrologic process-based parameter constraints. *Journal of Hydrology*. 2007;334(3-4):455-466.
- [11]. Chen H, Xu CY, Guo S. Comparison and evaluation of multiple GCMs, statistical downscaling and hydrological models in the study of climate change impacts on runoff. *Journal of hydrology*. 2012;434:36-45.
- [12]. Cooper VA. On automatic calibration of conceptual rainfall runoff models using optimisation techniques. *Canada: National Library of Canada*; 2002.
- [13]. Andréassian V, Le Moine N, Perrin C, Ramos MH, Oudin L, Mathevet T, Lerat J, Berthet L. All that glitters is not gold: the case of calibrating hydrological models. *Hydrological Processes*. 2012;26(14):2206
- [14]. Kirchner JW. Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*. 2006;42(3).
- [15]. Beven K. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in water resources*. 1993;16(1):41-51.
- بیانگر هم‌پایانی به معنای رسیدن به توزیع پیش فرض پس از نمونه‌برداری از فضای نمونه است.
- همچنین، مطابق با نتایج تحقیق انجام‌شده توسط کوپر و همکاران، به کار بستن روش‌های بهینه‌سازی سراسری همگی نسبت به روش بهینه‌سازی محلی عملکرد بهتری دارد. الگوریتم لاتین هاپرکیوب دقت و پایداری بیشتری برای کاربردهای با داده‌های ناقص نشان داد. با استفاده از این روش در ضمن می‌توان تمامی پنج مجموعه انتخابی از مقادیر پارامتری را با ۱۰۰ درصد دقت یافت. اگرچه با داشتن داده‌های واقعی کامل‌تر، روش الگوریتم ژنتیک بهتر از این الگوریتم عمل می‌کند و همچنین احتمالاً ضعفی را در الگوریتم متروپولیس برای یافتن نقاط بهینه سراسری تحت شرایط سخت کالیبراسیون نشان می‌دهد. روش مونته‌کارلو همیلتونی نسبت به بقیه با هر دو نوع داده، ضعیف‌تر عمل می‌کند [۱۰ و ۱۲].
- مؤلفه دیگر مدل هیدرولوژیکی که مستقیم در مدل‌سازی هیدرولوژیکی تأثیر دارد، پارامتر تبخیر و تعرق احتمالی است و بررسی مقادیر آن به درک بهتر عدم قطعیت ساختار مدل هیدرولوژیکی پیشنهادی کمک می‌کند. به علاوه، نتایج تحقیق حاضر به کاهش عدم قطعیت کل در مدل‌سازی هیدرولوژیکی با استفاده از روش پیشنهادی منجر شده است.

#### منابع

- [1]. Deletic A, Dotto CB, McCarthy DT, Kleidorfer M, Freni G, Mannina G, Uhl M, Henrichs M, Fletcher TD, Rauch W, Bertrand-Krajewski JL. Assessing uncertainties in urban drainage models. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. 2012;42:3-10.
- [2]. Quan Z, Teng J, Sun W, Cheng T, Zhang J. Evaluation of the HYMOD model for rainfall-runoff simulation using the GLUE method. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*. 2015;368:180-185.
- [3]. Zhang JL, Li YP, Huang GH, Baetz BW, Liu J. Uncertainty analysis for effluent trading planning using a Bayesian estimation-based simulation-optimization modeling approach. *Water research*. 2017;116:159-181.
- [4]. Cu Thi P, Ball JE, Dao NH. Uncertainty Estimation Using the Glue and Bayesian Approaches in Flood Estimation: A case

- [16]. Beven K. A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of hydrology*. 2006;320(1-2):18-36.
- [17]. Efstratiadis A, Dialynas YG, Kozanis S, Koutsoyiannis D. A multivariate stochastic model for the generation of synthetic time series at multiple time scales reproducing long-term persistence. *Environmental Modelling & Software*. 2014;62:139-152.
- [18]. van Emmerik T, Steele-Dunne SC, Judge J, van de Giesen N. Impact of diurnal variation in vegetation water content on radar backscatter from maize during water stress. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2015;53(7):3855-3869.
- [19]. Chiew FH, Kirono DG, Kent DM, Frost AJ, Charles SP, Timbal B, Nguyen KC, Fu G. Comparison of runoff modelled using rainfall from different downscaling methods for historical and future climates. *Journal of Hydrology*. 2010;387(1-2):10-23.
- [20]. Arsenault R, Poulin A, Côté P, Brissette F. Comparison of stochastic optimization algorithms in hydrological model calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*. 2014;19(7):1374-1384.
- [21]. Song JH, Her Y, Suh K, Kang MS, Kim H. Regionalization of a Rainfall-Runoff Model: Limitations and Potentials. *Water*. 2019;11(11):2257.
- [22]. Vrugt JA, Diks CG, Gupta HV, Bouten W, Verstraten JM. Improved treatment of uncertainty in hydrologic modeling: Combining the strengths of global optimization and data assimilation. *Water resources research*. 2005;41(1).
- [23]. Abdolvandi AF, Eslamian SS, Heidarpour M, Babazadeh H. Simultaneous simulation of both surface and groundwater resources using system dynamics approach (Case Study: Taleghan Dam). *Advances in Environmental Biology*. 2013:562-571.
- [24]. Vafakhah M, Nouri A, Alavipanah SK. Snowmelt-runoff estimation using radiation SRM model in Taleghan watershed. *Environmental earth sciences*. 2015;73(3):993-1003.
- [25]. Antonetti M, Zappa M. How can expert knowledge increase the realism of conceptual hydrological models? A case study based on the concept of dominant runoff process in the Swiss Pre-Alps. *Hydrology & Earth System Sciences*. 2018;22(8):4425-4447.
- [26]. Boyle DP, Gupta HV, Sorooshian S. Multicriteria calibration of hydrologic models. *Calibration of Watershed Models*, edited by: Duan, Q., Gupta, H., Sorooshian, S., Rousseau, A., Turcotte, R., AGU. 2003:185-196.
- [27]. Vrugt JA, Ter Braak CJ, Clark MP, Hyman JM, Robinson BA. Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation. *Water Resources Research*. 2008;44(12).