

تحلیل عدم قطعیت در برآورد پارامترهای مدل توزیعی بارش - رواناب با کاربرد الگوریتم مونت کارلو - زنجیره مارکف

محسن پوررضا بیلندی^{۱*}، علی محمد آخوند علی^۲ و بیژن قهرمان^۳

چکیده

یافتن مقادیر بهینه برای پارامترهای هر مدل شبیه‌سازی کاری است که همواره با شک و تردید همراه است. به طوری که به عنوان مثال یک هیدرولوژیست با وجود مهارت و تجربه بالا هم نمی‌تواند به نتایج برآورد خود اطمینان کافی داشته باشد. در تحقیق حاضر، محدوده اطمینان و توزیع احتمالاتی پسین برای دبی خروجی و پارامترهای یک مدل توزیعی بارش - رواناب به کار رفته در حوضه ابوالعباس در استان خوزستان با استفاده از الگوریتم عدم قطعیت DREAM مبتنی بر مونت کارلو - زنجیره مارکف که اخیراً توسعه یافته است، تعیین شد. تعداد چهار رویداد برای واسنجی و دو رویداد برای صحت‌سنجی توزیع‌های پسین پارامترها به کار گرفته شد. مدل هیدرولوژیک توزیعی AFFDEF توسعه یافته در زبان برنامه‌نویسی Fortran به دلیل خطای کمتر آن (نسبت به مدل‌های یکپارچه) که ناشی از تخصیص مقادیر ورودی برای هر سلول است، در این تحقیق به کار گرفته شد. نتایج رویدادهای دوره‌های واسنجی و صحت‌سنجی نشان داد که دبی‌های اوج هیدروگراف که یکی از مهمترین مؤلفه‌های آن است به خوبی در بازه‌های اطمینان ۹۵ درصد تعیین شده قرار می‌گیرند. در مورد نقاط ابتدایی و انتهایی، شرایط اولیه مدل و خطاهای موجود در روش‌های تعیین دبی پایه برای رویدادهای کوتاه مدت باعث شده اند تا به خوبی برآورد نشوند و تا حدودی خارج از محدوده اطمینان شبیه‌سازی شده قرار گیرند. کارآیی بالای الگوریتم DREAM در سرعت بالای رسیدن به همگرایی برای تمام زنجیره‌ها از دیگر ویژگی‌های خاص این الگوریتم است.

واژه های کلیدی: تحلیل عدم قطعیت، زنجیره مارکف، مونت کارلو.

ارجاع: پوررضابیلندی م.، آخوندعلی ع. م. و قهرمان ب. ۱۳۹۱. تحلیل عدم قطعیت در برآورد پارامترهای مدل توزیعی بارش - رواناب با کاربرد الگوریتم مونت کارلو - زنجیره مارکف. مجله پژوهش آب ایران. ۱۱(۶): ۱۶۵-۱۷۳.

۱- استادیار گروه مهندسی آب، دانشگاه بیرجند- دانشجوی دکتری (هیدرولوژی) سابق دانشگاه شهید چمران اهواز.

۲- استاد دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز.

۳- استاد گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد.

* نویسنده مسئول: mohsen.pourreza@birjand.ac.ir / mohsen.pourreza@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۲/۲۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۶/۰۶

مقدمه

اولین بار مدل مفهومی غیرخطی را که قادر به تحلیل و در نظر گرفتن عدم قطعیت‌ها و استفاده از اطلاعات زمان واقعی برای به هنگام کردن و اصلاح پیش‌بینی‌ها بود را تهیه کردند. پس از آن، بون و باینلی (۱۹۹۲) روشی برای واسنجی و تعیین عدم قطعیت مدل‌های توزیعی بارش - رواناب بر پایه معیارهای تشابه ارائه دادند. روش پیشنهادی تحت عنوان تابع درست نمایی تعمیم یافته برای تخمین عدم قطعیت (GLUE)^۷ بود که در آن با در نظر گرفتن محدودیت‌های ساختار مدل، خطاهای شرایط مرزی و مشاهدات میدانی از چند سری مقادیر برای پارامترها به کار گرفته می‌شد. در این روش فرض بر این بود که پارامترها منجر به شبیه‌سازی یکسانی در حوضه می‌شوند. ارزیابی عدم قطعیت پیش‌بینی مدل TOPMODEL با استفاده از روش GLUE به همراه تئوری بیز در حوضه آبریز رینگلباخ^۸ در کشور فرانسه توسط آمبرویز و همکاران (۱۹۹۶) نیز از دیگر موارد استفاده این روش است. همچنین بلاسون و همکاران (۲۰۰۸) نیز کاربرد GLUE را در تحلیل عدم قطعیت پارامترهای چند مدل هیدرولوژیک و با دو روش نمونه‌گیری ارزیابی کردند. این روش هم اکنون در انواع روش‌های مختلف مدل‌سازی هیدرولوژیک و هیدرولیکی مانند روش لی و همکاران (۲۰۱۰) و مانیئا (۲۰۱۱) با معیارهای تشابه متفاوت کاربرد یافته است.

استفاده همزمان الگوریتم‌های بهینه‌سازی به عنوان روش‌های عدم قطعیت توسط یاپو و همکاران (۱۹۹۸) انجام شد. آن‌ها روشی را برای تعریف سری بهینه‌سازی کردند که در آن به جای روش مونت کارلو از روش بهینه‌سازی تکامل رقابتی جوامع (SCE)^۹ استفاده شد.

روش SCE به عنوان نقطه عطفی در بحث واسنجی مدل‌ها توسط سروشیان و همکاران (۱۹۹۳) ارائه شد. الگوریتم مذکور یک روش جدید برای واسنجی خودکار مدل‌های بارش - رواناب مفهومی است. از مهم‌ترین دلایل گسترش این روش که جزء روش‌های بهینه‌سازی سراسری^{۱۰} محسوب می‌شود، می‌توان به حضور نقاط بهینه موضعی متعدد، بر هم کنش بین پارامترها و پیچیدگی‌های سطح پاسخ تعریف شده توسط تابع هدف نام برد (لالوی و همکاران، ۲۰۱۰). معرفی روش‌های تحلیل عدم قطعیت

در مهندسی منابع آب برای بررسی یک پدیده، ابتدا مدل ریاضی آن را تهیه می‌کنند. مدل، هر گونه رابطه ریاضی حاکم بر یک پدیده است که رفتار فیزیکی آن پدیده را شبیه‌سازی می‌کند. در طی فرآیند مدل‌سازی فرض ساخت مدل بی‌نقص و بی‌خطا به طور مطمئن فرضی اشتباه خواهد بود. چرا که همواره خطاها و یا منابع به وجود آورنده عدم قطعیت‌های مختلف از قبیل عدم اطمینان در درک طبیعت مسأله^۱، عدم اطمینان در مدل‌سازی مسأله^۲، عدم اطمینان در برآورد پارامترهای مؤثر بر پدیده^۳، عدم اطمینان در اطلاعات جمع‌آوری شده^۴ و عدم اطمینان در بهره‌برداری^۵ نمایان می‌شود. هدف اصلی از تحلیل عدم قطعیت، تشخیص خواص آماری خروجی‌های مدل بر اساس روابط موجود بین پارامترهای آماری ورودی است. از این گذشته، این تجزیه و تحلیل، شناختی راجع به سهم هر کدام از پارامترهای ورودی بر خطای ظاهر شده در خروجی مدل ارائه می‌دهد. فهم چنین مطلبی کمک می‌کند تا پارامترهایی که تأثیر بیشتری بر روی نتایج خروجی دارند تشخیص داده شوند و دقت بیشتری برای برآورد آن‌ها به عمل آید که به این وسیله از خطای حاصل در مقادیر خروجی کاسته می‌شود. در حقیقت می‌توان گفت عدم قطعیت یک مرحله مهم همزمان با واسنجی پارامترهای مدل است (وراگت و همکاران، ۲۰۰۳). به عبارت دیگر در موارد کاربردی، تعریف یک سری واحد پارامتر بهینه و اتخاذ مقداری یکتا برای هر پارامتر منطقی به نظر نمی‌رسد. چنانچه سری پارامترهای مختلف دارای عملکرد یکسانی^۶ برای مدل‌سازی در دوره واسنجی باشند معیاری برای انتخاب مدل (بهترین سری پارامتر) پیش‌بینی وجود نخواهد داشت و پیش‌بینی‌های خارج از دوره واسنجی حاصل از این سری پارامترها و گزینه‌های مدل نتایج مشابهی ارائه نخواهند داد. بنابراین با توجه به اهمیت موضوع، در نظر گرفتن عدم قطعیت پارامترها و ساختار مدل برای رسیدن به پیش‌بینی‌های مطمئن امری اجتناب‌ناپذیر است.

اولین پیشگامان و پیشرو بررسی عدم قطعیت در هیدرولوژی، کیتانیدیس و براس (۱۹۸۰) بودند که برای

1- Natural uncertainties

2- Model uncertainties

3- Parameter uncertainties

4- Data uncertainties

5- Operational uncertainties

6- Equifinality

7- Generalized Likelihood Uncertainty Estimation

8- Ringelbach

9- Shuffled Complex Evolution (SCE)

10- Global optimization algorithm

پیچیده‌تر (مدل‌های توزیعی از لحاظ مکانی و تک رخداد^۳ از لحاظ زمانی) و دارای پارامتر زیاد (بیشتر از ۵ پارامتر) کارآیی لازم را داشته باشد و عدم قطعیت دبی خروجی مدل را ارزیابی خواهد کرد، به عنوان هدف اصلی این تحقیق در نظر گرفته شد.

مواد و روش‌ها

مدل هیدرولوژیک توزیعی AFFDEF توسعه یافته در زبان برنامه‌نویسی Fortran به دلیل خطای کمتر آن (نسبت به مدل‌های یکپارچه) که ناشی از تخصیص مقادیر ورودی برای هر سلول است، در این تحقیق به کار گرفته شد. همانند همه مدل‌های توزیعی این مدل نیز بر اساس نقشه ارتفاعی رقومی منطقه سایر داده‌های موردنیاز خود شامل نقشه شیب، نقشه جهت، نقشه تجمعی جریان و ... را تولید می‌کند. حوضه این تحقیق زیر حوضه رودخانه ابوالعباس با مساحت ۲۸۰ کیلومتر مربع است که از شاخه‌های رودخانه زرد می‌باشد و در مختصات جغرافیایی^۱ ۳۱°، ۵۳°، ۴۹° طول شرقی و ۰۷°، ۳۱°، ۳۱° عرض شمالی واقع شده است. موقعیت آن نسبت به کشور و استان خوزستان در شکل ۱ به همراه ایستگاه‌های هیدرومتری و باران‌سنجی ثبت نشان داده شده است. تنها ایستگاه هیدرومتری این زیر حوضه ایستگاه آب‌سنجی پل منجیق است که روی رودخانه ابوالعباس که از شاخه‌های رودخانه زرد می‌باشد در مختصات جغرافیایی^۱ ۳۱°، ۵۳°، ۴۹° طول شرقی و ۰۷°، ۳۱°، ۳۱° عرض شمالی قرار دارد و در سال ۱۳۵۱ تأسیس شده است. ارتفاع آن نسبت به سطح دریا حدود ۷۰۰ متر است. تجهیزات اندازه‌گیری آن شامل اشل یکپارچه ۴ متری، پل تلفریک و لیمنی گراف است. ایستگاه‌های باران‌سنجی واقع در این زیر حوضه عبارتند از: ۱- ایستگاه باران‌سنجی باغ ملک به موقعیت جغرافیایی^۱ ۵۳°، ۴۹° طول شرقی و ۳۱°، ۳۱°، ۳۱° عرض شمالی در ارتفاع ۶۷۵ متر از سطح دریا در شهر باغملک و در سال ۱۳۵۱ تأسیس شده است. این ایستگاه شامل باران‌سنج معمولی و ثبات، طشت تبخیر، دماسنج تر و خشک و معمولی و رطوبت‌سنج است. ۲- ایستگاه باران‌سنج مال آقا که در روستای مال آقا داخل زیر حوضه واقع بوده و تنها یک ایستگاه باران‌سنج معمولی دارد و طبق بررسی‌های انجام شده توزیع بارش آن همانند ایستگاه باغ ملک است.

مبتنی بر روش نمونه‌گیر مونت کارلو- زنجیره مارکف^۱ توسط کمپیل و همکاران (۱۹۹۹) ارائه شد که در آن تئوری بیز را برای تعیین عدم قطعیت پارامترهای مدل‌های غیرخطی سیلاب به کار بردند. آن‌ها تشخیص یکسانی نتایج مدل‌ها را با به کارگیری تئوری بیز در سیلاب‌های مختلف انجام دادند. در تحقیقی دیگر مشابه این، بلاسون و همکاران (۲۰۰۸) نیز نتایج یکسان ارائه دادند. به طوری که آن‌ها پیشنهاد استفاده از روش نمونه‌گیری مونت کارلو- زنجیره مارکف که برگرفته از روش تکامل رقابتی جوامع مبتنی بر معیار پذیرش یا رد متروپولیس (SCEM-UA) (وراگت و همکاران، ۲۰۰۳) را برای مدل‌های شبیه‌سازی پیچیده دارای پارامتر زیاد به جای روش مونت کارلو تنها ارائه دادند. روش نمونه‌گیر SCEM-UA نیز چند سال بعد به منظور همگرایی سریعتر مجدداً توسط وراگت و همکاران (۲۰۰۹) بازبینی شد و الگوریتم جدیدی با نام DREAM^۲ که در این تحقیق نیز از آن بهره گرفته شده است را معرفی کرد که در مورد برآورد توزیع پسین (توزیعی که بر اساس آن بتوان به انتخاب مقادیر مناسب و مطمئن (در یک بازه اطمینان) اقدام کرد.) پارامترهای مدل‌های پیچیده غیرخطی و همچنین توزیع‌های چند نمایی بسیار کارا است.

در ایران نیز تاکنون تنها تحقیقی که به موضوع عدم قطعیت در علوم آب مربوط می‌شود توسط حیدری و همکاران (۲۰۰۶) است که به بررسی عدم قطعیت پارامترهای یک مدل هیدرولوژیک مفهومی مبتنی بر مادکلارک و با کمک مونت کارلو و GLUE پرداخته است. با توجه به این که در بسیاری از مناطق مانند مناطق خشک به دلیل ماهیت بارش‌های منفصل به شبیه‌سازی پیوسته نیازی نیست در نتیجه شبیه‌سازی رویدادهای منفصل اتفاق افتاده در چارچوب مدل‌های تک رخداد و بررسی و تحلیل عدم قطعیت خروجی مدل امری ضروری به نظر می‌رسد. از طرفی چون تاکنون از روش اخیر در مدل‌های بارش رواناب به طور جدی بحث نشده است و تنها مورد استفاده آن نیز توسط وراگت و همکاران (۲۰۰۹) در مدل ساده Hymod که یک مدل پیوسته و روزانه و با ۵ پارامتر است، به کار رفته است لذا بررسی این سوال که آیا این روش می‌تواند در مورد مدل‌های بارش- رواناب

1- Markov chain monte carlo

2- Differeential evolution adaptive metropolis

3- Single event- based model

رابین بازیابی شد. این معیار که در معادله‌های ۱ و ۲ مشخص شده است که واریانس بین زنجیره‌ها و داخل هر زنجیره را با هم مقایسه می‌کند.

$$R^2 = \sqrt{\left(\frac{\left(\frac{m+1}{m} \right) \delta^2}{W} \right) - \left(\frac{n-1}{m.n} \right)} \quad (1)$$

$$\delta^2 = \frac{n-1}{n} . W + \frac{1}{n} . B \quad (2)$$

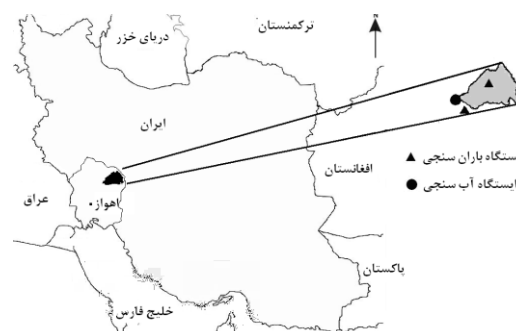
که در آن‌ها، m تعداد زنجیره‌ها، n تعداد اجراهای هر زنجیره، B واریانس بین میانگین زنجیره‌ها و W میانگین بین واریانس زنجیره‌ها است.

صحت‌سنجی نیز با نمونه‌گیری از توابع توزیع پسین و با روش عکس تابع توزیع تجمعی^۷ انجام شد.

مدل بارش- رواناب

هدف از شبیه‌سازی بارش- رواناب شبیه‌سازی هیدروگراف سیل ناشی از وقوع بارش است. از آنجایی که روند کاربرد مدل‌های توزیعی به علت دقت مکانی بالاتر آن‌ها افزایش یافته است، در این تحقیق مدل AFFDEF که اساساً یک مدل بارش- رواناب فیزیکی و از لحاظ مکانی بر پایه سیستم توزیعی و از نظر زمانی نیز یک مدل تک رخداد^۸ است، بررسی شد. همچنین از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری به منظور تهیه نقشه ارتفاعی- رقومی استفاده شد. مؤلفه تبخیر- تعرق در این مدل و برای هر سلول از حوضه با روش تابش (دورنبوس و همکاران، ۱۹۹۲) محاسبه شد که ساده شده روش پنمن مانیتیت است. مطابق این روش تبخیر- تعرق در هر روز به صورت تابعی خطی (معادله ۳) از دمای روزانه محاسبه می‌شود که در آن a و b ضرایب رگرسیونی روش تابش، T دمای ثبت شده روزانه در زمان t و در سلول (i, j) سطر i و ستون j است که از طریق یکی از روش‌های درون‌یابی خطی یا تیسس برآورد می‌شود. N متوسط تعداد ساعات آفتابی در ماه است، بنابراین خود تابعی از عرض جغرافیایی خواهد بود. در نهایت فاکتور جبران^۱ W_{ta} که تابعی از دمای روزانه و ارتفاع از سطح دریا است. N و W_{ta} از جداول ارائه شده در تحقیق دورنبوس و همکاران (۱۹۸۴) قابل استخراج است.

$$E_p [t, (i, j)] = a + bT [t, (i, j)] N (i) W_{ta} (i) \quad (3)$$



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی زیر حوضه رودخانه ابوالعباس

الگوریتم عدم قطعیت مورد مطالعه

روش انجام کار این تحقیق بر پایه روش GLUE و استفاده از روش نمونه‌گیر جدید DREAM است. روش مذکور از چندین جهت برتری‌هایی نسبت به دیگر الگوریتم‌های مشابه خود دارد. این روش در حقیقت نسخه ویرایش یافته الگوریتم SCEM-UA^۱ (وراگت و همکاران، ۲۰۰۳) بوده و دارای قدرت خود تطابقی^۲ و به هنگام شدن در چارچوب تکامل جمعیت اولیه است.

الگوریتم DREAM با استفاده از چندین زنجیره همزمان و بهره‌گیری از روش نمونه‌گیری مربع لاتین به عنوان توزیع پسین به بررسی فضای پارامتری ممکن^۳ می‌پردازد و به صورت خودکار توزیع پیشنهادی اولیه^۴ نمونه‌گیر را به سمت تابع نهایی ایستا^۵ پیش می‌برد. چارچوب کلی این روش تا حدود زیادی شبیه به روش تکامل تفاضلی- زنجیره مارکف^۶ است که روش بهینه‌سازی آن به نوعی دارای ساختار الگوریتم ژنتیک می‌باشد و توسط براک (۲۰۰۶) ارائه شده بود ولی به روز شدن مقادیر احتمالات پیوند جزء ویژگی خاص این روش است که قابلیت کارایی آن را تا حد زیادی بالا برده و از تعداد نمونه‌گیری پارامترها به منظور رسیدن به همگرایی نیز به مقدار قابل توجهی کاسته شده است. اطلاعات بیشتر از نحوه اجرای مدل DREAM در (وراگت و همکاران، ۲۰۰۹) آمده است. نتایج ارائه شده در این تحقیق، حاصل ۳۶۰۰۰ اجرای برنامه (مجموعه مدل MCMC کدنویسی شده در Matlab و اتصال آن به مدل هیدرولوژی) شامل ۱۸ زنجیره ۲۰۰۰ تایی است. تقارب این زنجیره‌ها با کمک معیار گلن و

- 1- Shuffle complex evolution metropolis
- 2- Self adaptive
- 3- Feasible parameter space
- 4- Proposal distribution
- 5- Stationary target distribution
- 6- Differential evolution-Markov chain

7- Inverse CDF method
8- Single event based model

نتایج حاصل از سری پارامترهای مختلف تابع هدف به کار رفته، کمینه کردن مجموع مربعات خطای مقادیر دبی مشاهداتی و محاسباتی در نظر گرفته شد. توضیحات بیشتر درباره این مدل و همچنین معادلات روندیابی جریان سطحی و زیرسطحی توسط مورتی و مونتاناری (۲۰۰۷) ارائه شده است.

در تحقیق حاضر تعداد ۱۳ پارامتر در مدل بارش رواناب به کار رفته است که از این میان توابع توزیع احتمالاتی برای ۹ عدد از آنها پارامتر شماره منحنی خاک به همراه ۳ پارامتر دیگر به عنوان پارامترهای تخمینی و با توجه به منابع و آزمودن چندین سعی و خطا در نظر گرفته شده است و بازه اطمینان ۹۵ درصد برای دبی خروجی در حوضه مورد مطالعه تعیین شد. جدول ۱ مشخصات پارامترهای مذکور و همچنین بازه اولیه برای انتخاب نمونه‌گیری را نشان می‌دهد.

داده‌های مورد نیاز مدل هیدرولوژی

در این تحقیق از ۶ سری رویداد و بارندگی متناظر آن استفاده شده است که ۴ رویداد به عنوان واسنجی و ۲ رویداد باقیمانده نیز به عنوان صحت‌سنجی به کار رفته است. در جدول ۲ مشخصات این وقایع ارائه شده‌اند.

همچنین از روش شماره منحنی اصلاح شده نیز برای محاسبه نفوذ و تولید رواناب سطحی استفاده شده است که بر اساس نسبت زیر بنا شده است:

$$\frac{P_n[t, (i, j)]}{P[t, (i, j)]} = \frac{F[t, (i, j)]}{HS(i, j)} \quad (4)$$

معادله ۴ در حقیقت بیان کننده یکسان بودن نسبت‌های رواناب تولید شده P_n به باران مؤثر P (مقدار کل باران منهای تلفات ناشی از برگ ریزش) با نفوذ تجمعی F به پتانسیل نفوذ $H.S$ است که در آن H پارامتر و ضریب بی‌بعدی است که با ضرب در مقدار نگهداشت کل S پتانسیل نفوذ را تولید می‌کند. این ضریب همچنین یکی از پارامترهای بهینه‌سازی بوده که در تحلیل عدم قطعیت مدل بارش رواناب باید بررسی شود. مقدار نگهداشت خاک (برحسب میلی‌متر) نیز از معادله ۵ محاسبه می‌شود که در آن CN شماره منحنی خاک برای هر سلول نقشه است که خود نیز از ترکیب دو نقشه کاربری اراضی و خاک به دست آمده است.

$$S(i, j) = 254 \left(\frac{100}{CN(i, j)} - 1 \right) \quad (5)$$

در ارتباط با معیارهای ارزیابی مدل هیدرولوژی و مقایسه

جدول ۱- پارامترهای ورودی مدل بارش- رواناب به همراه مقادیر و یا بازه اولیه

شماره پارامتر واسنجی	پارامتر	حد پایین	حد بالا	مقدار ثابت	روش برآورد	نام اختصاری و واحد
۱	مقدار آستانه مساحت برای سلول آبراهه	۰/۳	۱/۵	-----	واسنجی	$A_0(km^2)$
۲	نسبت عرض به ارتفاع آبراهه در سلول دامنه‌ای	۳۰۰	۱۰۰۰۰۰	-----	واسنجی	Wv (dimensionless)
۳		۰/۰۵	۱۰			
۴	ضریب زبری استریکلر برای کلاس‌های مختلف زبری	۰/۰۵	۱۰	-----	واسنجی	$K_{sv}(i) = 1N^*$ $(m^{1/3} \cdot S^{-1})$
۵		۰/۵	۲۰			
۶	هدایت هیدرولیکی اشباع	۰/۰۰۱	۰/۱	-----	واسنجی	$K_{sat}(ms^{-1})$
۷	پارامتر دبی زیرین مورد استفاده در مخزن نفوذ	۲۰۰۰۰	۸۰۰۰۰۰	-----	واسنجی	$H_s(S)$
۸	پارامتر ضرب شونده برای ظرفیت نفوذ	۰/۰۵	۰/۹	-----	واسنجی	H (dimensionless)
۹	پارامتر ضرب شونده برای ظرفیت برگ ریزش	۰/۰۵	۰/۷	-----	واسنجی	C_{int} (dimensionless)
-	نسبت عرض به ارتفاع آبراهه در سلول‌های شبکه آبراهه	-----	-----	۱۵	تخمین	Wr (dimensionless)
-	بیشترین و کمترین مقدار ضریب زبری برای سلول‌های شبکه آبراهه	-----	-----	۴۰ ۱۲	تخمین	$k_{sr}^0 k_{sr}^{-1} (m^{1/3} \cdot S^{-1})$
-	عرض مقطع مستطیلی برای جریان زیر سطحی	-----	-----	۰/۵	تخمین	$B_p^{sub}(m)$

* $N=3$

جدول ۲- مشخصات رویدادهای مورد استفاده در واسنجی و صحت‌سنجی

تاریخ وقوع	دوره	مقدار بارش (میلی‌متر)	دبی اوج هیدروگراف (متر مکعب بر ثانیه)	مدت بارش (ساعت)
۱۳۵۸-۹-۲۲	واسنجی	۲۰	۱۴/۲۶	۶
۱۳۶۳-۸-۲۴	واسنجی	۳۷	۲۵/۵	۷
۱۳۶۱-۱۱-۴	واسنجی	۴۳	۷۸	۸
۱۳۷۱-۱۱-۱۱	واسنجی	۷۴	۴۰	۲۴
۱۳۶۶-۱۲-۱۵	صحت‌سنجی	۵۱	۷۳	۱۸
۱۳۵۷-۹-۱۲	صحت‌سنجی	۲۳	۵۴	۱۱

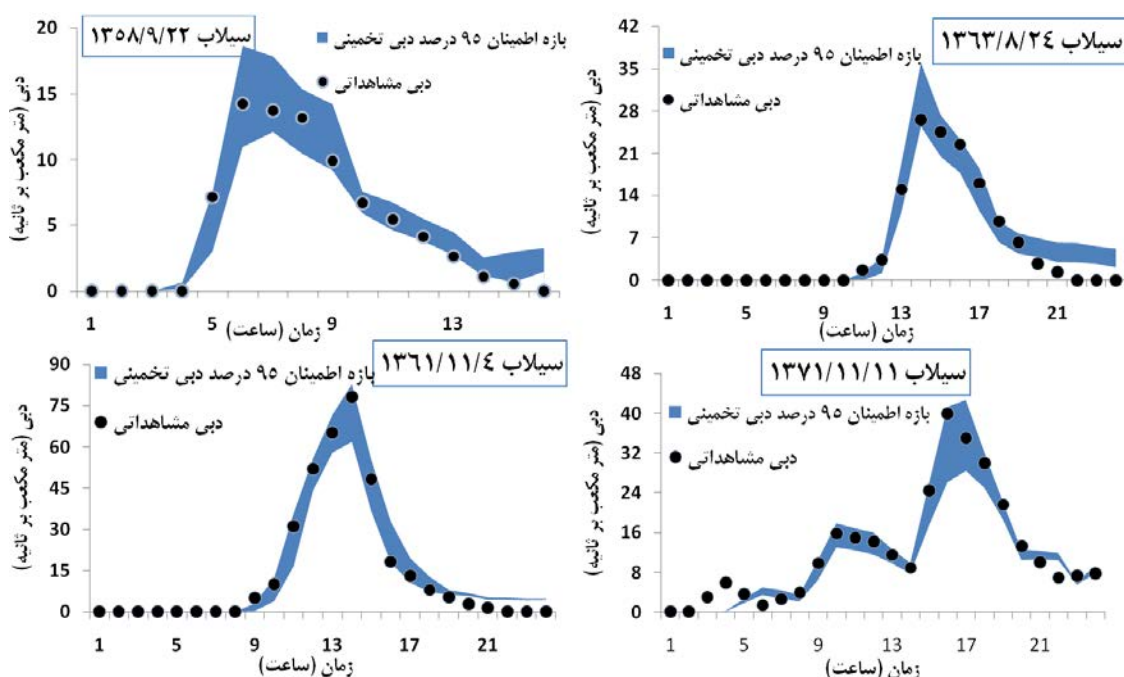
نتایج و بحث

محدوده اطمینان هیدروگراف های شبیه‌سازی شده در مرحله واسنجی

نه پارامتر مختلف مدل بارش رواناب (جدول ۱) در طی اجرای برنامه بهینه‌ساز (عدم قطعیت) و مدل هیدرولوژیک ارزیابی شدند و توابع احتمالاتی توزیع پسین هر یک نیز استخراج شد. نتایج شبیه‌سازی رویدادهای دوره واسنجی به همراه بازه اطمینان ۹۵ درصد برای هر یک از رویدادهای به کار رفته در شکل ۲ ارایه شده است. لازم به ذکر است که بازه‌های اطمینان نشان داده شده در شکل مذکور با توجه به نتایج شبیه‌سازی حاصل از پارامترهای مورد بررسی (معیار گلن و رابین)، (وراگت و همکاران، ۲۰۰۹) است. با توجه به شکل ۲ مشاهده می‌شود که تقریباً تمامی نقاط اطراف و منتهی به نقطه اوج هیدروگراف سیلاب که در شبیه‌سازی وقایع تک رخداد بسیار حائز اهمیت است به خوبی در بازه اطمینان ۹۵ درصد قرار می‌گیرند و تنها تعداد کمی از نقاط ابتدا و انتهای دو بازوی بالا رونده و پایین رونده هستند که خارج از محدوده مذکور قرار گرفته اند. لذا می‌توان نتیجه گرفت کرد که عدم قطعیت ناشی از پارامترهای مدل هیدرولوژی به خوبی توسط الگوریتم DREAM شناسایی شده است. همچنین با توجه به نتایج به دست آمده از تحقیق لالوی و بیلدرز (۲۰۰۹) در مورد بازوی پایین رونده هیدروگراف می‌توان گفت که به دلیل حساسیت بالای پارامترهای مرتبط با جریان‌های زیر سطحی و دبی پایه، بازوی پایین رونده هیدروگراف‌ها نیز تأثیرپذیر می‌شوند. لذا شبیه‌سازی سیلاب در صورت وجود داده‌هایی

برای طولانی مدت‌تر به نحوی که بتوان از چندین روز قبل و نه فقط برای خود روز واقعه شبیه‌سازی را شروع کرد، می‌تواند تأثیر به سزایی در بهبود شبیه‌سازی و کاهش عدم قطعیت شبیه‌سازی خروجی برای نقاط ابتدایی و انتهای هیدروگراف داشته باشد. همچنین استفاده از روش‌های معمولی تعیین دبی پایه به دلیل داشتن خطای بالا خود باعث عدم قطعیت بیشتر در هر دو انتهای هیدروگراف سیلاب می‌شود. هرچند به دلیل آنکه مقدار دبی و حجم رواناب ناشی از آن به نسبت دبی اوج و حجم کل رواناب بسیار ناچیز است می‌توان آن را نادیده گرفت. توزیع احتمالی پسین و مقادیر بهینه پارامترهای مدل بارش - رواناب

در تحقیق حاضر از چهار رویداد برای مرحله واسنجی و در حقیقت یافتن توابع توزیع احتمالاتی ۹ پارامتر استفاده شد. لذا چهار سری توزیع پارامتر مختلف به دست آمد که البته در بسیاری موارد به یکدیگر شبیه‌اند. اختلاف موجود در برخی پارامترها نیز مؤید این مطلب است که هر سیلاب بنا به شرایطی مانند اولیه رطوبتی متفاوت، تاریخ وقوع سیلاب دارای پارامترهای مختص خود است. با توجه به حجم بالای نمودارهای توابع احتمالاتی پسین پارامترهای مدل هیدرولوژیک از قرار دادن آن‌ها در این مقاله صرف نظر شده و تنها به بررسی جدول مربوط به مقادیر متوسط و ضرایب تغییرات این پارامترها در سیلاب‌های مختلف پرداخته شده است. نتایج جدول ۳ با استفاده از ۱۰ تا ۳۰ درصد اجراهای نهایی برنامه که در آن‌ها معیار گلن و رابین نیز به کمتر از ۱/۲ رسیده باشد به دست آمده است.



شکل ۲- مقایسه محدوده پیش بینی ۹۵ درصد با هیدروگراف‌های مشاهداتی - سیلاب های در مرحله واسنجی

جدول ۳- مقادیر متوسط و ضرایب تغییرات پارامترهای مختلف رویدادها در مرحله واسنجی

پارامتر	۱۳۷۱-۱۱-۱۱		۱۳۶۱-۱۱-۴		۱۳۶۳-۸-۲۴		۱۳۵۸-۹-۲۲	
	متوسط	ضریب تغییرات	متوسط	ضریب تغییرات	متوسط	ضریب تغییرات	متوسط	ضریب تغییرات
A_0	۱/۴۵	۰/۰۳	۱/۴۷	۰/۰۱	۱/۱۷	۰/۰۶	۱/۳۴	۰/۱۲
W_v	۹۳۳۴۱	۰/۰۷	۹۱۸۰۳	۰/۰۷	۳۹۵۲۹	۰/۸	۷۶۹۴۹	۰/۲۲
$K_{sv} (1)$	۰/۰۵۲	۰/۰۴	۶/۱۲۴	۰/۰۳	۰/۱۲۶	۰/۴۴	۰/۰۵۸	۰/۱۴
$K_{sv} (2)$	۰/۰۵	۰	۰/۰۵	۰/۲	۸/۳۴	۰/۱۶	۷/۳۳	۰/۲۴
$K_{sv} (3)$	۴/۸۲	۰/۱۲	۵/۱۲	۰/۱۳	۱/۶۳	۰/۳۷	۴/۹۲	۰/۳
K_{sat}	۰/۰۰۱	۰	۰/۰۰۱	۰	۰/۰۰۳	۰/۶۷	۰/۰۰۳	۰/۶۷
H_s	۴۳۰۹۸	۰/۰۹	۲۰۱۷۴	۰/۰۴	۵۵۲۴۹۰	۰/۳	۵۶۳۲۵۶	۰/۳۱
H	۰/۸۷۸	۰/۰۳	۰/۸۹۸	۰	۰/۸۸۴	۰/۰۲	۰/۸۶۵	۰/۰۴
C_{int}	۰/۱۶۲	۰/۰۶	۰/۰۵۱	۰/۰۲	۰/۶۴۵	۰/۰۲	۰/۲۲۸	۰/۰۶

نرمال نیست و تمرکز احتمالاتی بیشتر بر محدوده‌های بالا یا پایین دارد نمی‌توان به طور قطع در مورد مقدار فیزیکی پارامتر در حوضه اظهار نظر کرد، زیرا در حقیقت ممکن است توزیع مذکور به نحوی جبران کننده برخی کاستی‌های ساختاری در مدل شبیه‌سازی و یا حتی خطاهای سیستماتیک در داده‌های مشاهداتی باشند. مقادیر متوسط همه سیلاب‌ها در مورد پارامترهای ۱ و ۸ به هم نزدیک بوده که نشان دهنده استقلال این پارامترها از خصوصیات سیلاب هستند. در مورد سایر پارامترها می‌توان آن‌ها را متأثر از شرایط خاص سیلاب خود دانست. هر چند با دقت در متوسط و ضرایب تغییرات برخی از

شناخت پارامترهای حساس و غیرحساس با توجه به جدول مذکور قابل نتیجه‌گیری است. به طوری که برای تمام سیلاب‌ها پارامترهای ۵ و ۷ به طور متوسط با داشتن بیشترین ضریب تغییرات و پارامترهای ۱، ۸ و ۹ با داشتن کمترین مقدار به ترتیب کمترین و بیشترین حساسیت هستند. طبق تحقیق ماین و براون (۱۹۷۸) پارامترهای دارای ضریب تغییرات کمتر از ۰/۲۵ به عنوان پارامتر حساس شناخته شده و عدم قطعیت مدل را کاهش می‌دهند. البته بنا به گفته وراگت و همکاران (۲۰۰۹) ذکر این نکته نیز حایز اهمیت است که برخی پارامترها با وجود داشتن ضریب تغییرات پایین به دلیل اینکه توزیع آن‌ها

مورد سیلاب ها به دلیل داشتن خطای بالا خود باعث عدم قطعیت بیشتر در هر دو انتهای هیدروگراف سیلاب می‌شود. وجود محدوده ۹۵ درصد اطمینان بزرگتر در اطراف نقاط اوج هیدروگرافها (در هر دو مرحله واسنجی و صحت‌سنجی) می‌تواند به دلیل وجود سایر منابع خطا همانند عدم قطعیت در ساختار مدل و یا داده‌های مشاهداتی باشد.

الگوریتم مورد مطالعه در این تحقیق در مقایسه با الگوریتم‌های مشابه سرعت بیشتری در رسیدن به همگرایی دارد، به طوری که با وجود تعداد بالای پارامتر تقارب زنجیره‌ها بعد از تکرار ۱۳۰۰۰ به دست آمد. درحالی که وراگت و همکاران (۲۰۰۳) با کمک الگوریتم SCEN-UA رسیدن به تقارب زنجیره‌ها در یک مدل ۵ پارامتری را با همین تعداد تکرار گزارش کرده‌اند.

نتیجه‌گیری

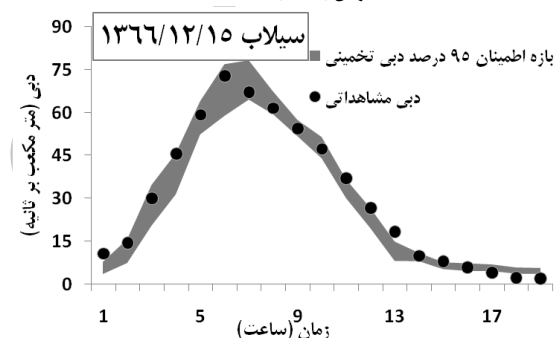
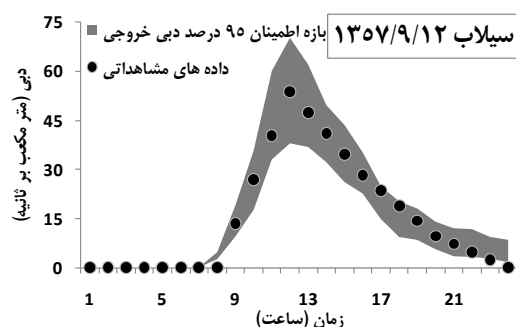
در تحقیق حاضر از ۴ رویداد برای مرحله واسنجی و در حقیقت یافتن توابع توزیع احتمالاتی ۹ پارامتر استفاده شد و بنابراین ۴ سری توزیع پارامتر مختلف حاصل شد. با مقایسه مقادیر ضریب تغییرات، پارامترهایی که دارای کمترین مقدار هستند، حساسیت‌پذیری بالای پارامترهای ۱، ۸ و ۹ قابل نتیجه می‌باشد. همچنین از آنجایی که پارامترهای مرتبط با جریان‌های زیر سطحی که در برگشت جریان زیرسطحی به رودخانه و همچنین تشکیل دبی پایه نقش اساسی دارند، حساسیت بالایی دارند، در نتیجه شروع دو بازوی بالارونده و پایین رونده هیدروگرافها را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند. در این نقاط در هر دو مرحله واسنجی و صحت‌سنجی می‌توان به تأثیر بالای شرایط اولیه مدل و استفاده از روش‌های معمولی تعیین دبی پایه نیز اشاره کرد. وجود محدوده ۹۵ درصد اطمینان بزرگتر در اطراف نقاط اوج هیدروگرافها نیز می‌تواند به دلیل وجود سایر منابع خطا همانند عدم قطعیت در ساختار مدل و یا داده‌های مشاهداتی باشد.

نزدیکی مقادیر متوسط درمورد پارامترهای ۱ و ۸ در تمامی رویدادها نشان دهنده استقلال این پارامترها از خصوصیات سیلاب هستند. در مورد سایر پارامترها می‌توان آن‌ها را تحت تأثیر شرایط مربوط به سیلاب دانست. هر چند با دقت در متوسط و ضرایب تغییرات برخی مانند ۵ و ۷ در سیلاب‌های مختلف می‌توان

این پارامترها مانند ۵ و ۷ در سیلاب‌های مختلف می‌توان محدوده‌های باریکتر از محدوده اولیه را به عنوان محدوده پسین پارامتر معرفی کرد.

هیدروگراف‌های شبیه‌سازی شده در مرحله صحت‌سنجی

صحت‌سنجی شامل اجرای مدل به ازای ۱۸۰۰۰ سری نمونه‌گیری شده از توابع توزیع احتمالاتی پسین پارامترها و تعیین محدوده بازه اطمینان برای سیلابها است که در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۳- محدوده پیش بینی ۹۵ درصد به همراه هیدروگراف‌های مشاهداتی در دوره صحت‌سنجی

با مشاهده نتایج مرحله واسنجی در شکل ۳ برای هر دو سیلاب، نتایج رضایت بخش بوده و محدوده اطمینان ۹۵ درصد دبی اوج سیلاب را که یکی از مهم‌ترین قسمت‌های هیدروگراف است به خوبی در بر گرفته است. تنها قسمت کمی از نقاط ابتدایی و انتهایی هیدروگراف از محدوده اطمینان خارج است و البته با توجه به حجم کم سیلاب در این نقاط به نسبت حجم کل، وجود این مقدار انحراف از واقعیت ناچیز و قابل قبول است. درمورد نقاط شروع هیدروگراف همانند هیدروگراف‌های شبیه‌سازی شده در مرحله واسنجی می‌توان به تأثیر بالای شرایط اولیه مدل اشاره کرد که معمولاً این اتفاق در مورد بسیاری از مدل‌های هیدرولیکی- هیدرولوژیکی رودخانه‌ای که به نحوی به روندیابی جریان وابسته هستند نیز می‌دهد. همچنین استفاده از روش‌های معمولی تعیین دبی پایه در

- 1-Analysis of Uncertainty. Water Resource Research. 16:1025-1033.
9. Laloy E. and Bieters C. L. 2009. Modelling intercrop management impact on runoff and erosion in a continuous maize cropping system: Part II. Model Pareto multi-objective calibration and long-term scenario analysis using disaggregated rainfall. European Journal of Soil Science. 60:1022-1037.
 10. Laloy E. Fasbender D. and Bieters C. L. 2010. Parameter optimization and uncertainty analysis for plot-scale continuous modeling of runoff using a formal Bayesian approach. Journal of Hydrology. 380:82-93.
 11. Li L. Xia J. Xu C. Y. and Singh V. P. 2010. Evaluation of the subjective factors of the GLUE method and comparison with the formal Bayesian method in uncertainty assessment of hydrological models. Journal of Hydrology. 390:210-221.
 12. Mannina G. 2011. Uncertainty assessment of a water-quality model for ephemeral rivers using GLUE analysis. Journal of Environmental Engineering. 137:177-186.
 13. Mein R. G. and Brown B. M. 1978. Sensitivity of optimized parameters in watershed models. Water Resources Research. 14:299-303.
 14. Moretti G. and Montanari A. 2007. AFFDEF: A spatially distributed grid based rainfall-runoff model for continuous time simulations of river discharge. Environmental Modelling & Software. 22:823-836.
 15. Sorooshian S. Duan Q. Y. and Gupta V. K. 1993. Calibration of rainfall-runoff models - application of global optimization to the sacramento soil-moisture accounting model. Water Resources Research. 29:1185-1194.
 16. Vrugt J. A. Braak C. J. F. T. Diks C. G. H. Robinson B. A. Hyman J. M. and Higdon D. 2009. Accelerating Markov chain Monte Carlo simulation by differential evolution with self-adaptive randomized subspace sampling. International Journal of Nonlinear Sciences and Numerical Simulation. 10:273-290.
 17. Vrugt J. A. Gupta H. V. Bouten W. and Sorooshian S. 2003. A shuffled complex evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters, Water Resources Research. 39(8):1-14.
 18. Yapo P. O. Gupta H. V. and Sorooshian S. 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. Journal of Hydrology. 204:83-97.

محدوده‌های باریکتر از محدوده تعریف شده اولیه برای هر پارامتر را به عنوان محدوده بهینه پارامتر معرفی کرد. با توجه به نتایج، سرعت همگرایی بالاتر این روش نسبت به روش قبلی (SCM-UA) MCMC که قبلاً توسط روت و همکاران (۲۰۰۳) آرایه شده بود، نتیجه می‌شود.

سیاس‌گذاری

از همکاری صمیمانه دفتر تحقیقات و استانداردهای معاونت طرح و توسعه سد و نیروگاه سازمان آب و برق خوزستان به دلیل تأمین هزینه‌های مالی پروژه و همچنین ابزار و داده‌های مورد نیاز سیاس‌گذاری می‌گردد.

منابع

1. Ambrose B. Freer and J. Beven K. 1996. Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment Vosges France. Water Resource Research. 32:2147-2159.
2. Beven K. and Binley A. 1992. The future of distributed models- model calibration and uncertainty prediction. Hydrological Processes. 6:279-298.
3. Blasone R. S. Vrugt J. A. Madsen H. Rosbjerg D. Robinson B. A. and Zyvoloski G. A. 2008. Generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) using adaptive Markov Chain Monte Carlo sampling. Advance in Water Resources. 31:630-648.
4. Braak C. J. 2006. A Markov Chain Monte Carlo version of the genetic algorithm differential evolution: easy Bayesian computing for real parameter spaces. Statistics and Computing. 16:239-249.
5. Campbell E. P. Fox D. R. and Bates B. C. 1999. A Bayesian approach to parameter estimation and pooling in nonlinear flood event models. Water Resource Research. 35:211-220.
6. Doorenbos J. Pruitt W. O. Aboukhaled A. Damagnez J. Dastane N. G. Van den Berg C. Rijtema P. E. Ashford O. M. and Frere M. 1992. FAO Irrigation and Drainage Paper (FAO) no. 24 / FAO Rome (Italy). Land and Water Development Div. 144 pp.
7. Heidari A. Saghafian B. Maknoon R. 2006. Assessment of flood forecasting lead time based on generalized likelihood uncertainty estimation approach. Stoch Env Res Risk A. 20:363-380.
8. Kitanidis P. K. and Bras R. L. 1980. Real-time forecasting with a conceptual hydrologic model: