



دانشگاه گورکانی و منابع آب

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک
جلد بیست و یکم، شماره پنجم، ۱۳۹۳
<http://jwsc.gau.ac.ir>

ارزیابی دو الگوریتم مختلف مونت کارلو زنجیر مارکف در تحلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل توزیعی هیدرولوژیکی

* محسن پوررضا بیلندی^۱، علی محمد آخوندعلی^۲، بیژن قهرمان^۳ و عبدالرسول تلوری^۴

^۱ استادیار گروه مهندسی آب، دانشگاه بیرجند، ^۲ استاد گروه هیدرولوژی و منابع آب، دانشگاه شهید چمران اهواز،
^۳ استاد گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد، ^۴ دانشیار گروه عمران، واحد اهواز، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران
تاریخ دریافت: ۹۱/۱۲/۱۲؛ تاریخ پذیرش: ۹۲/۶/۲۳

چکیده

تعیین مقادیر بهینه برای پارامترهای به کار رفته در هر مدل شبیه‌سازی کاری است که همواره با شک و تردید همراه می‌باشد و بنابراین باید عدم قطعیت موجود در پارامترهای شبیه‌سازی با روش‌های مناسب تحلیل و بررسی گردد. در این پژوهش مقایسه دو الگوریتم عدم قطعیت DREAM و SCEM UA، برای پارامترهای مدل بارش- رواناب فیزیکی و توزیعی تک‌رخداد AFFDEF به کار گرفته شد. این روش‌ها برپایه مونت کارلو زنجیر مارکف بوده که اخیراً توسعه یافته‌اند و از روش نمونه‌گیر متروپولیس استفاده می‌کنند که به خوبی قادر به بررسی فضای پارامتری با حداقل تعداد تکرار می‌باشد. مدل هیدرولوژیک توزیعی AFFDEF در زبان برنامه‌نویسی Fortran به دلیل خطای کم‌تر آن- به نسبت مدل‌های یکپارچه در این پژوهش به کار گرفته شد. منطقه مورد مطالعه، حوضه ابوالعباس به مساحت تقریبی ۲۸۰ کیلومترمربع در شرق استان خوزستان بوده که دارای میانگین سالانه بارش ۵۵۰ میلی‌متر می‌باشد. تعداد ۶ رخداد در خلال فصل غیرذوب برف برای این منظور به کار گرفته شد که از این میان ۴ رخداد برای واسنجی و ۲ رخداد برای صحت‌سنجی نتایج مورد استفاده قرار گرفت. نتایج دو روش عدم قطعیت، همگرایی سریع‌تر و همچنین بازه پسین باریک‌تر برای پارامترهای مدل بارش رواناب را در روش DREAM به نسبت روش SCEM-UA نشان داد که در حقیقت کارایی بالای روش

* مسئول مکاتبه: mohsen.pourreza@birjand.ac.ir

DREAM را اثبات نمود. به طوری که برای مثال مقادیر فاکتور p و فاکتور d برای سیلاب ۱۱-۱۱-۷۱ از ۰/۹۲ و ۲/۲۵ در روش SCEM به ۰/۹۶ و ۱/۵۶ به ترتیب افزایش و کاهش یافته است. ضمن آن که وابستگی توابع توزیع پارامترها در هر رخداد به ویژگی‌های دبی اوج و شرایط رطوبتی آن رخداد را نیز نشان داده شد.

واژه‌های کلیدی: تحلیل عدم قطعیت، روش‌های مونت کارلو زنجیر مارکف، مدل تک‌رخداد توزیعی بارش - رواناب

مقدمه

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 مطمئناً فرضی اشتباه خواهد بود. چرا که همواره خطاها و یا منابع به وجود آورنده عدم قطعیت‌های مختلف مانند عدم اطمینان در درک طبیعت مسأله^۱، عدم اطمینان در مدل‌سازی مسأله^۲، عدم اطمینان در برآورد پارامترهای مؤثر بر پدیده^۳ و عدم اطمینان در اطلاعات جمع‌آوری شده^۴ نمایان می‌شود. عدم اطمینان مرتبط با نداشتن دانش کافی در مورد فرآیندها، مدل‌ها، پارامترها و اطلاعات می‌باشد که می‌توانند از اعتبار یک پژوهش و طرح بکاهد. تحلیل عدم اطمینان یک چارچوب منظم و نظام‌مند را برای تعیین میزان عدم اطمینان در خروجی مدل تأمین می‌کند. از این گذشته، این تجزیه و تحلیل، شناختی راجع به سهم هر کدام از پارامترهای ورودی بر خطای ظاهر شده در خروجی مدل ارایه 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 بدین وسیله از خطای حاصل در مقادیر خروجی کاسته می‌شود.

-
- 1- Natural Uncertainties
 - 2- Model Uncertainties
 - 3- Parameter Uncertainties
 - 4- Data Uncertainties

بیشتر مدل‌های هیدرولوژیکی نیز دارای پارامترهایی هستند که اندازه‌گیری آن‌ها به صورت مستقیم در طبیعت امکان‌پذیر نمی‌باشد و به منظور تعیین مقادیر عددی آن‌ها باید از روش‌های سعی و خطا^۱ و با بهره‌گیری از ابزارهای بهینه‌سازی به منظور واسنجی آن استفاده نمود. پیدا کردن مقادیر بهینه برای سری پارامترهای مدل، کاری است که همواره با شک و تردید همراه می‌باشد. "از آنجا که مدل هیدرولوژیکی به بررسی فیزیکی یا مفهومی پدیده‌های مرتبط براساس معادله‌های حاکم بین آن‌ها می‌پردازد، هیدرولوژیست با وجود مهارت و تجربه بالا نمی‌تواند به نتایج برآورد پارامترهای مدل خود اعتماد و اطمینان داشته باشد (کوزرا و پرنس، ۱۹۹۸)". گذشته از آن، به دلیل استفاده از روابط تجربی در فرآیند مدل‌سازی هیدرولوژیکی و بیان این مورد که روابط ریاضی موجود خود همواره دارای عدم قطعیت می‌باشند بنابراین باعث عدم قطعیت در نتایج خروجی نیز خواهند شد (لالوی و همکاران، ۲۰۱۰).

همچنین به دلیل احتمال بالای اخذ نتایج یکسان^۲ از سری پارامترهای مختلف در روند واسنجی نمی‌توان یک سری پارامتر یکتا^۳ را به عنوان پارامترهای واسنجی شده در شبیه‌سازی به کار برد (عباسپور و همکاران، ۲۰۰۴). حتی در صورت یافتن سری بهینه در دوره واسنجی، عدم قطعیت پارامترها سبب می‌شود که شبیه‌سازی برای دوره‌ای خارج از دوره واسنجی همراه با خطا باشد. برای مثال در شبیه‌سازی مدل‌های پیوسته امکان دارد که شبیه‌سازی برای دوره پربابی (یا کم‌آبی) صورت گیرد در نتیجه پارامترهای واسنجی تنها برای همان دوره کاربرد خواهند داشت.

بنابراین ارزیابی و میزان اطمینان از نتایج واسنجی امری لازم و ضروری به نظر می‌رسد و در حقیقت می‌توان گفت عدم قطعیت مرحله و گامی بسیار مهم‌تر از واسنجی پارامترهای مدل می‌باشد (روت و همکاران، ۲۰۰۳). همچنین بنا بر بی‌ون (۲۰۰۰) نقش عدم قطعیت به عنوان بخشی جدانشدنی در هر فرآیند مدل‌سازی و در همه پیش‌بینی‌ها باید حفظ شود.

به احتمال قوی اولین پیشگام و پیشرو عدم قطعیت در هیدرولوژی، کیتانیدیس و برس (۱۹۸۰) بودند که برای اولین بار مدل مفهومی غیرخطی را که قادر به تحلیل و در نظر گرفتن عدم قطعیت‌ها و استفاده از اطلاعات زمان واقعی جهت به هنگام کردن و اصلاح پیش‌بینی‌های دبی ساعتی در مدل

-
- 1- Trial and Error
 - 2- Equifinality
 - 3- Non-Uniqueness

پیش‌بینی سیلاب NWSRFS^۱ بود تهیه کردند. این مدل در سرویس هواشناسی آمریکا در سال ۱۹۷۹ تهیه شده و ایده اولیه آن از مدل ساکرامنتو (SAC-SMA)^۲ گرفته شده است. آن‌ها در مدل خود براساس نظریه فیلتر کالمن^۳ (کالمن، ۱۹۶۰) عدم قطعیت موجود در داده‌ها و ساختار مدل را بررسی کردند. بعد از آن‌ها مدتی روند رو به جلو پژوهش‌ها در موضوع عدم قطعیت جای خود را به موضوعات واسنجی مدل‌ها و انواع روش‌های بهینه‌سازی داد. به طوری که ابداع روش بهینه‌سازی تکامل رقابتی جوامع SCE^۴ توسط دوان و همکاران (۱۹۹۲، ۱۹۹۳ و ۱۹۹۴) گام بسیار مهمی در واسنجی مدل‌های بارش- رواناب ارزیابی گردید. از مهم‌ترین دلایل گسترش این روش (که جزء تکنیک‌های بهینه‌سازی سراسری^۵ محسوب می‌شود)، برهم‌کنش بین پارامترها و پیچیدگی‌های سطح پاسخ تعریف شده توسط تابع هدف نام برد و دیگر این‌که وجود نقاط بهینه موضعی متعدد خللی در فرآیند بهینه‌سازی به وجود نمی‌آورد (لالوی و همکاران، ۲۰۱۰). موارد بسیار زیادی از کاربرد موفقیت‌آمیز این الگوریتم در حل مسایل مرتبط با بهینه‌سازی در رشته‌های مختلف علمی گزارش شده است. برای مثال تنها در مبحث واسنجی پارامترهای مدل‌های مختلف بارش- رواناب با این الگوریتم و یا ترکیب این الگوریتم با روش‌های دیگر و ارایه یک مدل بهینه‌سازی چندهدفه، می‌توان به یاپو و همکاران (۱۹۹۸)، مدسن (۲۰۰۰) و ینگ و همکاران (۲۰۰۸) اشاره کرد.

در ایران تاکنون پژوهش‌های اندکی در موضوع عدم قطعیت در منابع آب صورت گرفته است. آشفته و مساح‌بوانی (۱۳۸۸) عدم قطعیت ناشی از تغییر اقلیم و فتحیان و همکاران (۱۳۸۹) نیز بر روی عدم قطعیت ورودی‌های یک مدل بارش- رواناب پژوهش کردند. همچنین در پژوهشی دیگر که به موضوع عدم قطعیت در پارامترهای مدل بارش- رواناب مربوط می‌شود حیدری و همکاران (۲۰۰۶) عدم قطعیت پارامترهای یک مدل هیدرولوژیک تک‌رخداد مفهومی مبتنی بر مادکلارک و با کمک مونت‌کارلو و GLUE را بررسی کردند. آن‌ها پس از مشاهده توزیع‌های پارامترهای پسین نتیجه گرفتند که هر سیلاب با توجه به ویژگی‌های خود دارای توزیع‌های منحصر به فرد می‌باشد.

- 1- National Weather Service River Forecast System
- 2- Sacramento Soil Moisture Accounting
- 3- Kalman Filter
- 4- Shuffled Complex Evolution
- 5- Global Optimization Algorithm

روش‌های بسیاری در موضوع تحلیل عدم قطعیت در سال‌های اخیر توسعه داده شده‌اند که هر کدام با توجه به فرضیات در نظر گرفته و سطح پیچیدگی‌های روابط ریاضی آن به گروه‌های کوچک‌تر تقسیم‌بندی می‌شوند. جدیدترین تقسیم‌بندی مربوط به ینگ و همکاران (۲۰۰۸) می‌باشد که در آن سه گروه عمده روش‌های عدم قطعیت را معرفی نمودند. در گروه اول روش‌های نخستین و ساده از نظر روابط آماری و اجرای آن همانند ¹GLUE¹ توسط بی‌ون و باینلی (۱۹۹۲) و ²SUFI2² توسط عباسپور و همکاران (۲۰۰۴ و ۲۰۰۷) می‌باشند. این گروه عدم قطعیت خروجی مدل را تنها به صورت عدم قطعیت ناشی از پارامتر منعکس می‌کنند و در حقیقت نمی‌تواند مؤلفه‌های مختلف عدم قطعیت شامل پارامتر، ساختار مدل و داده‌های ورودی را به تفکیک نشان دهند (ینگ و همکاران، ۲۰۰۸). بیش‌ترین کارهای انجام شده در زمینه تحلیل عدم قطعیت مدل‌های مختلف هیدرولوژی مربوط به این گروه می‌باشند. گروه دوم مدل‌هایی هستند که با اضافه کردن مقدار خطایی (که معمولاً همبستگی زمانی مقادیر باقی‌مانده را نشان می‌دهد) به خروجی، تأثیر ورودی‌ها و ساختار مدل را نیز بررسی می‌کنند. از این گروه می‌توان به روش‌های مختلف MCMC (روت و همکاران، ۲۰۰۹a) و همچنین مدل‌های خطای خود همبسته³ (بیتس و کمپل، ۲۰۰۱) اشاره کرد. گروه سوم که به‌عنوان روش‌هایی کامل‌تر از دو گروه قبلی شناخته شده که به‌وسیله معرفی توابع درست‌نمایی⁴ سعی دارند تأثیر هم‌زمان خطای ناشی از ورودی‌های مدل و ساختار مدل را بیان کنند و از این طریق به کمی‌کردن تمامی منابع عدم اطمینان نزدیک شوند. این روش‌ها هم‌اکنون در حال توسعه بوده و بنابراین پژوهش‌های اندکی در این زمینه تاکنون انجام شده است. کارهای کاوتسکی و همکاران (۲۰۰۳؛ ۲۰۰۶a؛ ۲۰۰۶b) و کوزرا و همکاران (۲۰۰۶) در این گروه قرار می‌گیرند که همگی تأثیر عدم قطعیت ناشی از بارش را با اعمال ضرایبی برای هر باران در نظر گرفتند. پژوهش‌های اندکی که در این زمینه انجام گرفته نیز بیش‌تر تنها به بررسی عدم قطعیت ورودی‌ها پرداخته‌اند و شباهت زیادی به یکدیگر دارند.

-
- 1- Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
 - 2- Sequential Uncertainty Fitting
 - 3- Autoregressive Error Model
 - 4- Likelihood Function

این پژوهش در ادامه کار قبلی پوررضا بیلندی و همکاران (۲۰۱۲) بوده و قصد دارد تا نتایج به‌دست آمده از عدم قطعیت دو روش "متروپولیس تطبیقی، تکامل تفاضلی" با نام اختصاری DREAM^۱ (روت و همکاران، ۲۰۰۹a) و روش متروپولیس تکاملی پیچیده جابه‌جاشونده با نام اختصاری SCEM-UA^۲ (روت و همکاران، ۲۰۰۳) که هر دو مبتنی بر نمونه‌گیرهای MCMC می‌باشند را در مدل بارش- رواناب توزیعی AFFDEF (مورتی و موتاناری، ۲۰۰۷) مقایسه کند. روش DREAM از چندین جهت نسبت به دیگر الگوریتم‌های مشابه خود دارای برتری‌هایی می‌باشد. DREAM نسخه ویرایش‌یافته الگوریتم بهینه‌سازی سراسری SCEM-UA را بهبود بخشیده و دارای قدرت خود تطبیقی^۳ و به‌روز شدن در چارچوب تکامل جمعیت اولیه می‌باشد. همچنین هر دو روش نام‌برده در گروه دوم از طبقه‌بندی ینگ و همکاران (۲۰۰۸) قرار می‌گیرند.

با نظر به بررسی منابع مختلف، تاکنون کاربرد روش DREAM که از جدیدترین الگوریتم‌های MCMC بوده و توسط روت و همکاران (۲۰۰۹a) توسعه داده شده است، در مدل‌های بارش- رواناب پیچیده و مفهومی مورد بحث قرار نگرفته است. تنها مورد استفاده آن نیز توسط روت و همکاران (۲۰۰۹a) در مدل ساده Hymod (به‌عنوان معرفی این روش) که یک مدل هیدرولوژیکی بارش- رواناب پیوسته در مقیاس روزانه و با ۵ پارامتر می‌باشد، به‌کار رفته است. بنابراین بررسی این سوال که آیا این روش می‌تواند در مورد مدل‌های بارش- رواناب پیچیده‌تر (مدل‌های توزیعی از نظر مکانی و تک‌رخداد^۴ از نظر زمانی) و دارای پارامتر زیاد (بیش‌تر از ۵ پارامتر) و در مقایسه با روش دیگر هم‌خانواده خود SCEM-UA کارایی لازم را داشته باشد و عدم قطعیت دبی خروجی مدل را ارزیابی کند به‌عنوان هدف اصلی این پژوهش بوده و بررسی و پاسخ به این سوال علمی به‌عنوان نوآوری پژوهش در نظر گرفته شده است.

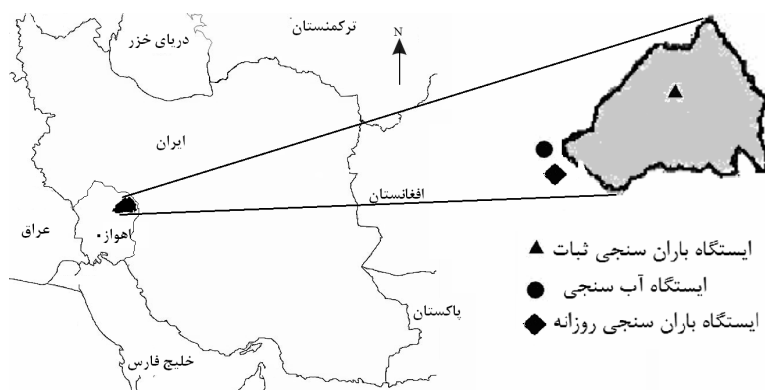
-
- 1- Differential Evolution Adaptive Metropolis
 - 2- Shuffled Complex Evolution Metropolis
 - 3- Self-Adaptive
 - 4- Single Event-Based Model

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه: دسترسی به آمار پایه و اطلاعات هیدرولوژیکی در ایران مانند بارش ساعتی، آب‌نمودهای سیلاب متناظر بارش ساعتی، نقشه‌های توپوگرافی، خاک و کاربری اراضی که مورد نیاز این پژوهش می‌باشد عملاً کار چندان ساده‌ای نیست. از طرفی دیگر نبود برخی از این اطلاعات در همه حوضه‌ها و زیرحوضه‌های آبریز کشور لزوم انتخاب کارشناسانه و مناسب منطقه پژوهش را بیش از پیش می‌طلبد. در همین راستا با بررسی چندین حوضه معرف در نقاط مختلف کشور مانند حوضه معرف کامه در استان خراسان رضوی و برخی زیرحوضه‌های کارون و دز، مارون و رود زرد در استان خوزستان که دارای سابقه آماری مناسب بوده و مطالعات و پژوهشی متعددی را پیش از این دارا بوده‌اند انتخاب زیرحوضه نهایی انجام گرفت. اجرای مدل در تمامی آن‌ها با چندین رخداده ارزیابی گردید و در نهایت زیرحوضه رودخانه ابولعباس به دلیل نتایج نسبی بهتر در شبیه‌سازی رواناب، طبیعی بودن رژیم جریان آن (نبود مخزن سد)، نبود شبکه‌های آبیاری و زهکشی و به‌طورکلی نیازهای آبی بالادست (تا قبل از سال ۱۳۷۵) در میان دیگر حوضه‌های بزرگ و مهم رودخانه‌های پنج‌گانه خوزستان انتخاب گردید.

تنها ایستگاه آبسنجی موجود در حوضه نام‌برده، ایستگاه پل منجینق می‌باشد که از شاخه‌های رودخانه زرد است و در مختصات جغرافیایی ۴۹ درجه و ۵۳ دقیقه و ۳۱ ثانیه طول شرقی و ۳۱ درجه و ۳۱ دقیقه و ۷ ثانیه عرض شمالی واقع شده و در سال ۱۳۵۱ تأسیس گردیده است. ارتفاع آن نسبت به سطح دریا حدود ۷۰۰ متر می‌باشد. مساحت حوضه آبریز آن ۲۹۰ کیلومترمربع می‌باشد. تجهیزات اندازه‌گیری آن شامل اشل یکپارچه ۴ متری، پل تلفریک و لیمنوگراف می‌باشد. همچنین منطقه مورد مطالعه دارای دو ایستگاه باران‌سنج ثابت و روزانه بوده که موقعیت آن‌ها نسبت به حوضه مطالعاتی به همراه تنها ایستگاه آبسنجی حوضه در شکل ۱ مشخص شده است. باران‌سنج ثابت در فاصله نزدیک‌تر از باران‌سنج روزانه به ایستگاه آبسنجی (واقع در خروجی حوضه) قرار دارد.

داده‌های هواشناسی و هیدرولوژی: ۶ واقعه بارش- رواناب برای این منظور در نظر گرفته شد. ۴ واقعه مورد اشاره برای واسنجی و دو رخداد باقی‌مانده که دارای عدم قطعیت بیش‌تر و دقت کم‌تر می‌باشند برای صحت‌سنجی انتخاب گردیدند که مشخصات بارش آن‌ها در جدول ۱ قرار گرفته است. بنابراین بنا به توصیه عباسپور و همکاران (۲۰۰۷) داده‌های دقیق‌تر برای مرحله واسنجی انتخاب گردیدند.



شکل ۱- موقعیت زیرحوضه رودخانه ابولعباس به همراه ایستگاه‌های آب‌سنجی و باران‌سنجی مورد استفاده.

جدول ۱- مشخصات رویدادهای مورد استفاده در واسنجی و صحت‌سنجی.

شماره سیلاب	تاریخ وقوع	دوره	مقدار بارش (میلی‌متر)	دبی اوج آبنمود (مترمکعب بر ثانیه)	شرایط رطوبتی خاک	مدت بارش (ساعت)
۱	۱۳۵۸-۹-۲۲	واسنجی	۲۰	۱۴/۲۶	خشک	۶
۲	۱۳۶۱-۱۱-۴	واسنجی	۴۳	۷۸	متوسط	۸
۳	۱۳۶۳-۸-۲۴	واسنجی	۳۷	۲۵/۵	خشک	۷
۴	۱۳۷۱-۱۱-۱۱	واسنجی	۷۴	۴۰	متوسط	۲۴
۵	۱۳۶۶-۱۲-۱۵	صحت‌سنجی	۵۱	۷۳	تر	۱۸
۶	۱۳۵۷-۹-۱۲	صحت‌سنجی	۲۳	۵۴	تر	۱۱

در جدول بالا، مقدار بارش براساس متوسط مقادیر بارش درون‌یابی شده به روش عکس مجذور فاصله (رابطه‌های ۱ و ۲) برای هر سلول با استفاده از دو عدد (مقادیر بارش تجمعی دو ایستگاه در انتهای طوفان) می‌باشد. با توجه به این‌که ایستگاه ثبات خارج از محدوده زیرحوضه مورد مطالعه بوده و باعث ایجاد خطاهای بزرگ در درون‌یابی بارش برای سلول‌های زیرحوضه می‌گردد بنابراین با چندین نوبت اندازه‌گیری هم‌زمان ساعتی باران (در تاریخ‌های ۱۳۵۷-۹-۱۲، ۱۳۶۱-۱۱-۱۱ و ۱۳۶۳-۸-۲۴) در محل دو ایستگاه باران‌سنجی ثبات باغملک و روزانه مال‌آقا الگوی توزیع‌های زمانی بارش دو ایستگاه مقایسه گردید. نتایج دو توزیع دو ایستگاه به دلیل فاصله به نسبت کم آن‌ها از یکدیگر (به فاصله

کمتر از ۳۰ کیلومتر)، یکسان ارزیابی گردید. بنابراین برای رخدادهای به کار رفته در این پژوهش، از توزیع ایستگاه باران سنچ باغ ملک برای بارش‌های هر دو ایستگاه باغ‌ملک و مال‌آقا و رابطه زیر استفاده گردید.

$$P_l[t, (i, j)] = \sum_{k=1}^{NR} \lambda_k(i, j) P_l[t, k] \quad (1)$$

که در آن، $P_l[t, k]$ مقدار بارش ایستگاه k ام ($k=1, \dots, NR$) در زمان t ، $P_l[t, (i, j)]$: مقدار بارش درونیابی شده سلول (i, j) در زمان t و $\lambda_k(i, j)$ وزن اعمال شده ایستگاه k ام در سلول (i, j) می‌باشد که از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\lambda_k(i, j) = \frac{\sqrt{d_k^y(i, j)}}{\sum_{n=1}^{NR} \sqrt{d_n^y(i, j)}} \quad (2)$$

که در آن، $d_k(i, j)$: فاصله افقی بین سلول (i, j) و ایستگاه k ام می‌باشد. لازم به تذکر است که با احتساب ایستگاه روزانه مال آقا به‌عنوان ایستگاه ثابت (دارای باران‌های هم‌توزیع با ایستگاه ثابت باغ ملک)، دو ایستگاه باران‌سنجی در روابط درونیابی ارایه شده ($NR=2$) وارد می‌گردند.

الگوریتم‌های عدم قطعیت مورد مطالعه

الف- DREAM: الگوریتم DREAM با استفاده از چندین زنجیر هم‌زمان و بهره‌گیری از روش نمونه‌گیری LHS^۱ به‌عنوان توزیع پسین به بررسی فضای پارامتری ممکن^۲ می‌پردازد و به‌صورت خودکار توزیع پیشنهادی اولیه^۳ نمونه‌گیر را به‌سمت تابع نهایی ایستا^۴ پیش می‌برد. چارچوب کلی این روش تا حدود زیادی شبیه به روش تکامل تفاضلی- زنجیر مارکف^۵ می‌باشد که روش بهینه‌سازی آن

-
- 1- Latin Hypercube Sampling
 - 2- Feasible Parameter Space
 - 3- Proposal Distribution
 - 4- Stationary Target Distribution
 - 5- Differential Evolution-Markov Chain

به نوعی دارای ساختار الگوریتم ژنتیک می‌باشد و توسط براک (۲۰۰۶) ارایه شده بود ولی به‌روز شدن مقادیر احتمالات پیوند جزء ویژگی خاص این روش می‌باشد که قابلیت و کارایی آن را تا حد بالایی برده و از تعداد نمونه‌گیری پارامترها به‌منظور رسیدن به همگرایی نیز به مقدار قابل توجهی کاسته شده است (توضیحات تکمیلی در مورد نحوه اجرای مدل DREAM به پژوهش روت و همکاران (۲۰۰۹a) و پوررضا بیلندی و همکاران (۲۰۱۲) ارجاع داده می‌شود).

ب- **SCEM-UA**: در این روش ابتدا یک نمونه‌برداری تصادفی از فضای پارامتری ممکن برداشت شده و به یک سری جوامع تقسیم‌بندی می‌شوند. سری پارامترهای اولیه نمونه‌گیری شده به‌طور مساوی وارد زنجیرهایی می‌گردند. سری پارامترهای جدید به‌عنوان سری پیشنهادی تولید شده در هر یک از جوامع، در صورت پذیرش توسط معیار متروپولیس وارد زنجیر شده و سری جدیدی را به آن اضافه می‌کند. همچنین در صورتی که ارزیابی سری پیشنهادی از ارزیابی تمامی سری‌های موجود در آن جامعه بهتر باشد، با سری پارامتر دارای کم‌ترین مقدار احتمال جایگزین می‌گردد. در پایان هر مرحله، تمامی جوامع مخلوط شده، اطلاعات آن‌ها به اشتراک گذاشته شده و جوامع جدیدی به وجود می‌آیند. ترکیب تکامل رقابتی و اختلاط، این اطمینان را حاصل می‌کند که اطلاعات مجزای به‌دست آمده توسط هر جامعه با کل جوامع به اشتراک گذاشته می‌شود. این عمل باعث می‌شود که جستجویی دقیق و مقاوم در فضای امکان‌پذیر انجام شود. در حقیقت مهم‌ترین تفاوت این الگوریتم با الگوریتم قبلی در نحوه نمونه‌گیری می‌باشد. **SCEM-UA** براساس روش تکامل تصادفی جوامع می‌باشد که در مقالات دوان و همکاران (۱۹۹۲) و قادری و همکاران (۲۰۰۶) به تفسیر توضیح داده شده است.

لازم به ذکر است که نتایج ارایه شده در این پژوهش، حاصل ۴۵۰۰۰ اجرای مدل بارش- رواناب برای هر یک از سیلاب‌های دوره واسنجی می‌باشد که متشکل از ۱۵ زنجیر (تعداد زنجیرها معمولاً عددی بین ضریب ۱ و ۲ از تعداد پارامترها انتخاب می‌شود) بوده و در هر زنجیر ۳۰۰۰ سری پارامتر قرار دارد. تنها در مورد سیلاب ۴-۱۱-۶۱ به دلیل همگرایی کند این رخداد، تعداد بیش‌تری (۷۵۰۰۰ اجرا) در نظر گرفته شد.

برای ساختن توزیع پارامترها، تنها از سری پارامترهایی استفاده می‌شود که به همگرایی رسیده باشند. پارامتر J ($J=1, \dots, 9$) در یک زنجیر زمانی به همگرایی می‌رسد که معیار همگرایی گلמן و

رایین R^z برای آن از $1/2$ کوچکتر باشد (روت و همکاران، ۲۰۰۹b). این معیار به واریانس میانگین‌های زنجیرها (B) و میانگین پراش‌های هر زنجیر (W) بستگی دارد. معمولاً پارامترهای ۱۰-۲۰ درصد انتهای هر زنجیر دارای این ویژگی ($R^z < 1/2$) بوده و بنابراین می‌توانند به‌عنوان پارامترهای مناسب برای ساختن توزیع به‌کار روند. محاسبه R^z با استفاده از پارامترهای ۵۰ درصد دوم زنجیرها مطابق رابطه زیر انجام می‌شود:

$$R^z = \sqrt{\left(\frac{\left(\frac{m+1}{m} \right) \delta^z}{W} \right) - \left(\frac{n-1}{m.n} \right)} \quad (۳)$$

که در آن، δ^z از رابطه:

$$\delta^z = \frac{n-1}{n} . W + \frac{1}{n} . B \quad (۴)$$

محاسبه می‌شود. در رابطه‌های ۳ و ۴، m : تعداد زنجیرها (۱۵)، n : تعداد اجراهای انجام شده در هر زنجیر، \bar{B} : بردار مقادیر واریانس میانگین زنجیرها و \bar{W} : بردار مقادیر میانگین واریانس زنجیرها (هر دو بردار دارای اندازه تعداد پارامترها) می‌باشند.

معیارهای ارزیابی روش‌های عدم قطعیت: معیارهای مورد استفاده در این مدل برای بررسی عدم قطعیت، فاکتور p (درصد قرارگیری داده‌های اندازه‌گیری شده در محدوده بازه اطمینان ۹۵ درصد (95PPU)) و فاکتور d (ضخامت باند 95 PPU تقسیم بر انحراف معیار داده‌های اندازه‌گیری شده) می‌باشد. در نتیجه هرچه فاکتور p به ۱۰۰ درصد و فاکتور d به ۱ نزدیک‌تر باشد نشان‌دهنده شبیه‌سازی مناسب‌تر می‌باشد (عباسپور و همکاران، ۲۰۰۴).

مدل بارش - رواناب: هدف از شبیه‌سازی بارش - رواناب شبیه‌سازی هیدروگراف سیل ناشی از وقوع بارش است. از آن‌جا که روند کاربرد مدل‌های توزیعی به جهت دقت مکانی بالاتر آن‌ها افزایش یافته

است، در این پژوهش مدل AFFDEF که اساساً یک مدل بارش-رواناب فیزیکی و از نظر مکانی بر پایه سیستم توزیعی و از نظر زمانی نیز یک مدل تک‌رخداد می‌باشد مورد بررسی قرار گرفت. همچنین از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری به‌منظور تهیه نقشه ارتفاعی-رقومی استفاده گردید. مؤلفه تبخیر و تعرق در این مدل و برای هر سلول از حوضه با روش تابش (دورنبوس و همکاران، ۱۹۸۴) محاسبه گردید که ساده شده روش پنمن-مانتیت می‌باشد. مطابق این روش تبخیر و تعرق در هر روز به‌صورت رابطه ۵ از دمای روزانه محاسبه می‌شود:

$$E_p[t, (i, j)] = a + bT[t, (i, j)]N(i)W_{ta}(i) \quad (5)$$

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 - می‌باشد که از طریق یکی از روش‌های درون‌یابی خطی یا تیسن برآورد می‌شود. N : متوسط تعداد ساعات آفتابی در ماه n است بنابراین خود تابعی از عرض جغرافیایی خواهد بود. در نهایت فاکتور جبران W_{ta} که تابعی از دمای روزانه و ارتفاع از سطح دریا می‌باشد. N و W_{ta} از جدول‌های ارائه شده در پژوهش دورنبوس و همکاران (۱۹۸۴) قابل استخراج می‌باشد.

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

$$\frac{P_n[t, (i, j)]}{P[t, (i, j)]} = \frac{F[t, (i, j)]}{HS(i, j)} \quad (6)$$

رابطه ۶ در حقیقت بیان‌کننده 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 $H.S$ می‌باشد 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 بایستی بررسی گردد. مقدار نگهداشت خاک (بر حسب میلی‌متر) نیز از رابطه ۷

محاسبه می‌گردد که در آن CN شماره منحنی خاک برای هر سلول نقشه می‌باشد که خود نیز از ترکیب دو نقشه کاربری اراضی و خاک به دست آمده است:

$$S(i, j) = 254 \left(\frac{100}{CN(i, j)} - 1 \right) \quad (7)$$

روندیابی جریان سطحی و زیرسطحی به سمت خروجی حوضه توسط مدل ماسکینگام- کونج (کونج، ۱۹۶۹) و با پارامترهای متغیر انجام می‌شود که برای این منظور تئوری موج پخشیدگی تطبیق‌یافته^۱ (اورلاندینی و روسو، ۱۹۹۶) نیز به کار گرفته شد.

توضیحات بیشتر درباره این مدل و همچنین معادله‌های روندیابی جریان سطحی و زیرسطحی توسط مورتی و مونتاناری (۲۰۰۷) ارائه شده است.

تعداد ۱۳ پارامتر در مدل بارش- رواناب به کار گرفته شده است که از این میان توابع توزیع احتمالاتی برای ۹ عدد از آن‌ها- پارامتر شماره منحنی خاک به همراه سه پارامتر دیگر به عنوان پارامترهای تخمینی و با توجه به منابع و آزمودن چندین سعی و خطا در نظر گرفته شده است. جدول ۲ مشخصات پارامترهای نام‌برده و همچنین بازه اولیه جهت انتخاب نمونه‌گیری را نشان می‌دهد.

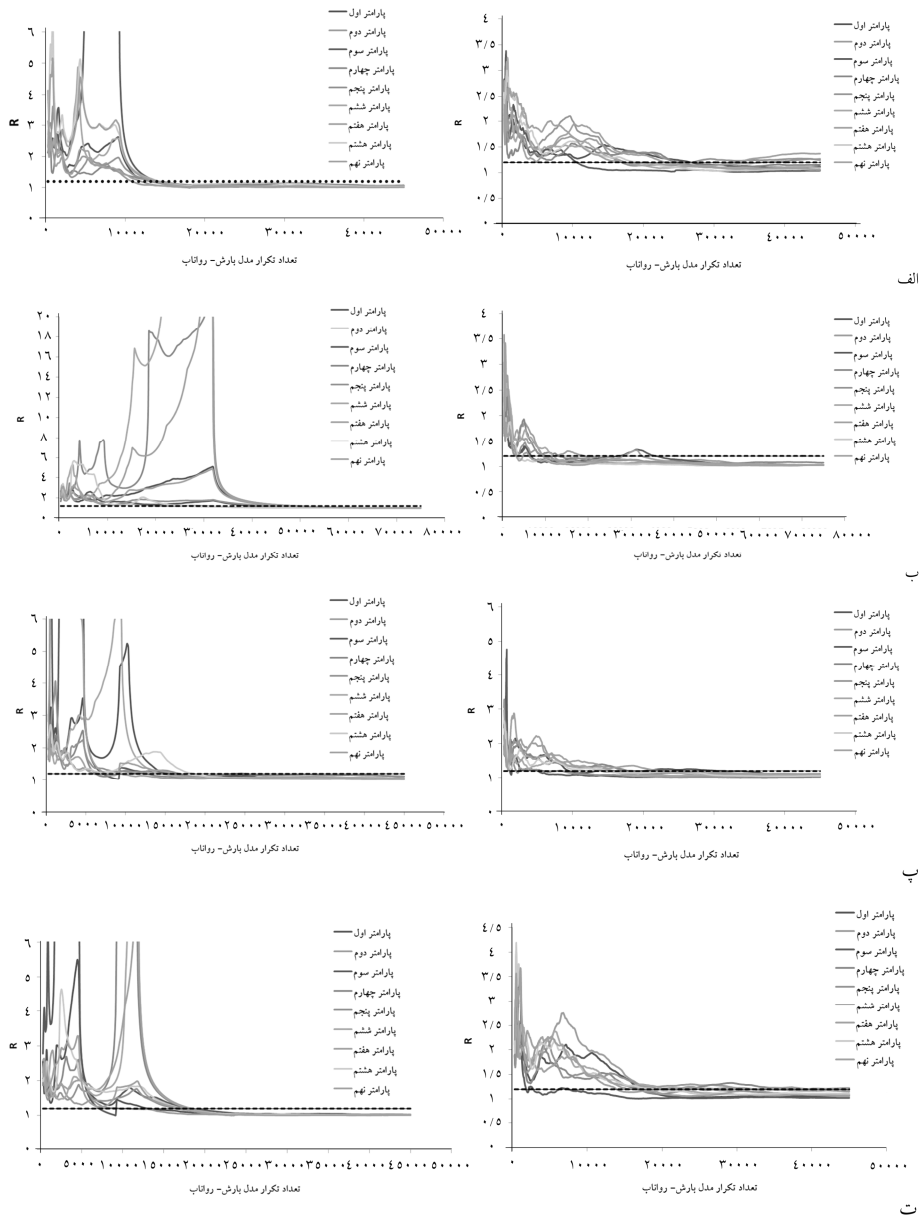
نتایج

مقایسه آماره‌های توزیع احتمالی پسین پارامترها در دو روش: همگرا شدن تمامی پارامترها در یک زنجیر مارکف به معنی کم شدن معیار گلמן و رابین به مقدار کم‌تر از ۱/۲ برای هر ۹ پارامتر مدل بارش- رواناب می‌باشد (روت و همکاران، ۲۰۰۹). در حقیقت باید برای تولید توزیع‌های پسین پارامترها از سری پارامترهای تولید شده بعد از همگرایی استفاده نمود. تعداد اجرای مدل بارش- رواناب برای رسیدن به همگرایی برای تمامی سیلاب‌ها در دوره واسنجی (به غیر از سیلاب ۴-۱۱-۶۱) برابر ۴۵۰۰۰ بود که همگرایی کند برای سیلاب ۴-۱۱-۶۱ منجر به افزایش تکرارها تا حد ۷۵۰۰۰ گردید. نمودارهای همگرایی برای ۴ سیلاب در دو روش مورد استفاده در شکل ۲ قرار گرفته‌اند.

1- Matched Diffusivity

جدول ۲- معرفی پارامترهای مدل بارش - رواناب به همراه مقادیر یا بازه اولیه.

شماره پارامتر	پارامتر	حد پایین	حد بالا	مقدار ثابت	روش برآورد	نام اختصاری و واحد
۱	مقدار آستانه مساحت برای سلول آبراهه	۰/۳	۱/۵	-----	واستنجی	$A_i (km^2)$
۲	نسبت عرض به ارتفاع آبراهه در سلول دامنه‌ای	۳۰۰	۱۰۰۰۰۰	-----	واستنجی	W_v (بی‌بعد)
۳	ضریب زبری استریکتر برای کلاس‌های مختلف زبری	۰/۵	۱۰	-----	واستنجی	$K_{sv}(I), I = 1, \dots, 3$
۴	در سلول‌های دامنه‌ای (سه کلاس)	۰/۵	۲۰	-----	واستنجی	$* (m)^{1/3}, S^{-1}$
۵	هدایت هیدرولیکی اشباع	۰/۰۰۱	۰/۱	-----	واستنجی	$K_{sat} (ms^{-1})$
۶	پارامتر دبی تختانی مورد استفاده در مخزن نفوذ	۲۰۰۰۰	۸۰۰۰۰۰	-----	واستنجی	$H_s (S)$
۷	پارامتر ضریب برای ظرفیت نفوذ	۰/۵	۰/۸	-----	واستنجی	(بی‌بعد) H
۸	پارامتر ضریب برای ظرفیت برگاب	۰/۵	۰/۷	-----	واستنجی	(بی‌بعد) C_{int}
۹	نسبت عرض به ارتفاع آبراهه در سلول‌های شبکه آبراهه	-----	-----	۱۵	تخمین	(بی‌بعد) W_r
۱۰	پیش‌ترین و کم‌ترین مقدار ضریب زبری برای سلول‌های شبکه آبراهه	-----	-----	۴۰	تخمین	$k_{sr}, k_{sr}^1 (m)^{1/3}, S^{-1}$
۱۱	عرض مقطع جریان برای جریان زیر سطحی	-----	-----	۱۲	تخمین	
۱۲		-----	-----	۰/۵	تخمین	$B_p^{sub} (m)$



شکل ۲- نمودارهای همگرایی معیار گلמן و رایین (R) در روش DREAM (نمودارهای سمت چپ) و SCEN-UA (نمودارهای سمت راست) برای سیلاب‌های ۲۲-۹-۵۸ (الف)، ۴-۱۱-۶۱ (ب)، ۲۴-۸-۶۳ (پ) و ۱۱-۱۱-۷۱ (ت).

مطابق شکل نام‌برده، معیار گل‌من و رابین برای سیلاب مورخ ۲۲-۹-۵۸ در روش DREAM بعد از ۱۴۰۰۰ تکرار برای تمامی پارامترها به کم‌تر از ۱/۲ (شرط همگرایی) می‌رسد در حالی که در شکل متناظر با این سیلاب در روش SCEM-UA حتی در پایان ۴۵۰۰۰ تکرار نیز برخی پارامترها به همگرایی نرسیده و مقدار R آن بالاتر از خط‌چین مشخص‌کننده مقدار ۱/۲ می‌باشد. این نکته در مورد مقایسه شرط همگرایی دو روش در دیگر سیلاب‌ها نیز صادق بوده و خلاصه نتایج آن در جدول ۳ بیان شده است.

جدول ۳- مقایسه تعداد تکرار برای ارضا مقادیر معیار گل‌من و رابین ($R < 1/2$) در دو روش SCEM-UA و DREAM در سیلاب‌های دوره واسنجی.

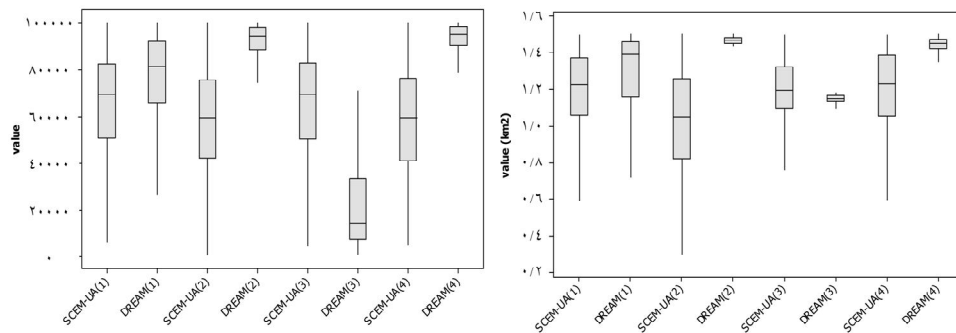
سیلاب	روش	تعداد تکرار اجرای مدل	شماره تکرار رسیدن به همگرایی
۵۸-۹-۲۲	SCEM-UA	۴۵۰۰۰	نرسیدن به همگرایی
	DREAM	۴۵۰۰۰	۱۴۰۰۰
۶۱-۱۱-۴	SCEM-UA	۷۵۰۰۰	۴۹۵۰۰
	DREAM	۷۵۰۰۰	۳۵۶۷۰
۶۳-۸-۲۴	SCEM-UA	۴۵۰۰۰	۳۱۷۸۵
	DREAM	۴۵۰۰۰	۲۵۲۰۰
۷۱-۱۱-۱۱	SCEM-UA	۴۵۰۰۰	نرسیدن به همگرایی
	DREAM	۴۵۰۰۰	۱۸۴۵۰

از آن‌جا که روش SCEM-UA برای رسیدن به همگرایی به تکرارهای بیش‌تری نیازمند می‌باشد، بنابراین مدل به زمان بسیار طولانی برای اجرای این تعداد اجرا (حدود ۲ ثانیه برای هر اجرای مدل) نیاز داشته و در نتیجه این ضعف بزرگی برای روش اخیر به‌شمار می‌آید.

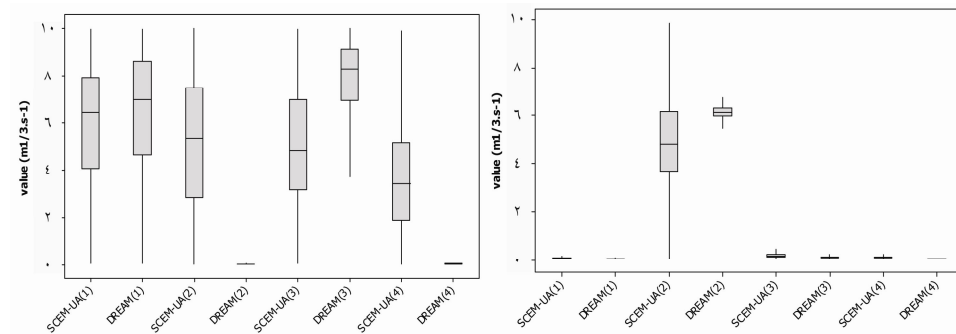
مقایسه محدوده پسین پارامترها: نمودارهای باکس پلات^۱ از مهم‌ترین ابزارهایی است که می‌تواند تفاوت رفتاری دو روش عدم قطعیت در محدوده پسین پارامترها را آشکار سازد. این نمودارها برای نمایش وضعیت متغیرهای کمی نسبی بسیار مناسب می‌باشند زیرا در رسم آن از آماره‌های میانه،

1- Box-Plot

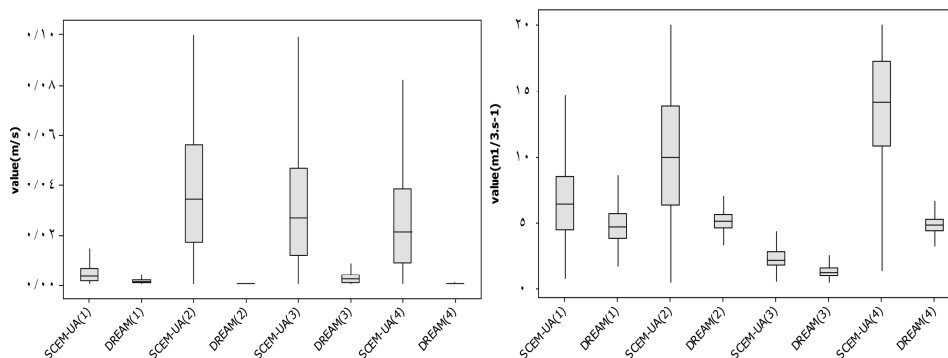
چارک‌ها، مقادیر کمینه و بیشینه یک متغیر استفاده می‌شود. در زیر این نوع نمودارها برای پارامترهای نه‌گانه مدل بارش- رواناب برای تمامی سیلاب‌های دوره واسنجی و دو روش MCMC ارایه شده است. اعداد پرت به دلیل شلوغی بیش از حد در این نمودارها مشخص نشده‌اند.



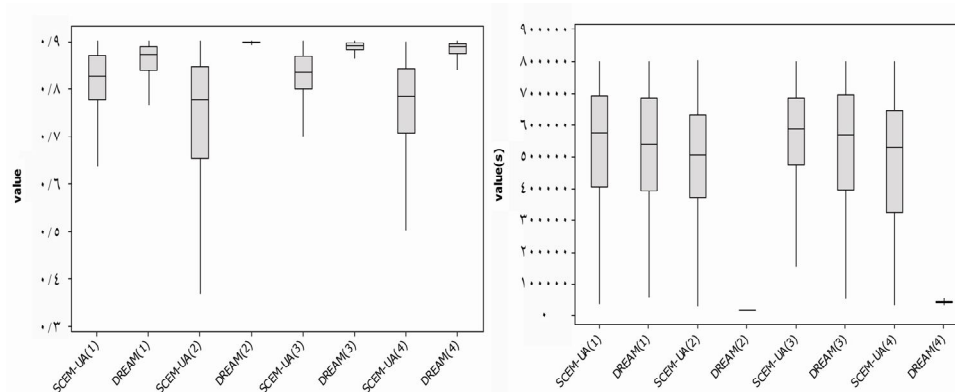
شکل ۳- نمودار باکس- پلات پارامتر مقدار آستانه مساحت A. با محدوده اولیه (۱/۵-۰/۳)، سمت راست و پارامتر نسبت عرض به ارتفاع آبراهه در سلول دامنه‌ای Wv با محدوده اولیه (۱۰۰۰۰-۳۰۰)، سمت چپ برای ۴ سیلاب دوره واسنجی در دو روش SCEM-UA و DREAM (شماره سیلاب- جدول ۱ را ببینید- در پراکنش نوشته شده است).



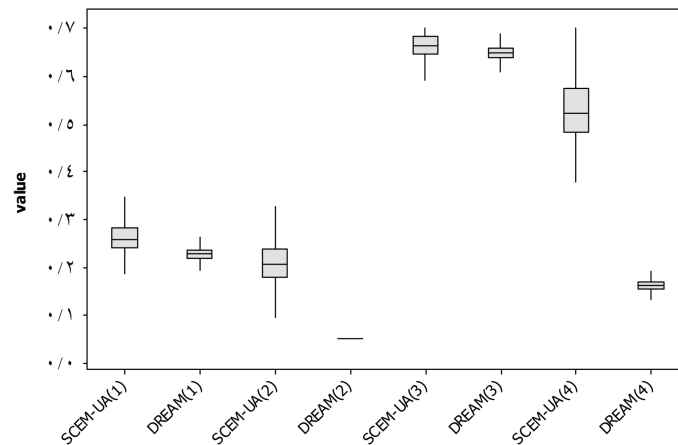
شکل ۴- نمودار باکس- پلات پارامتر ضریب زبری استریکلر $(K_{sv}(1))$ - کلاس زبری اول- با محدوده اولیه (۱۰-۰/۰۵)، سمت راست و پارامتر ضریب زبری استریکلر $(K_{sv}(2))$ - کلاس زبری دوم- با محدوده اولیه (۱۰-۰/۰۵)، سمت چپ برای ۴ سیلاب دوره واسنجی در دو روش SCEM-UA و DREAM (شماره سیلاب- جدول ۱ را ببینید- در پراکنش نوشته شده است).



شکل ۵- نمودار باکس- پلات پارامتر ضریب زبری استریکلر (K_{sv} (۳) - کلاس زبری سوم- با محدوده اولیه (۰/۵-۲۰)، سمت راست و پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع K_{sat} با محدوده اولیه (۰/۰۰۱-۰/۱)، سمت چپ برای ۴ سیلاب دوره واسنجی در دو روش SCEN-UA و DREAM (شماره سیلاب- جدول ۱ را ببینید- در پرانتز نوشته شده است).



شکل ۶- نمودار باکس- پلات پارامتر دبی تحتانی مورد استفاده در مخزن نفوذ H_s با محدوده اولیه (۸۰۰۰۰۰-۲۰۰۰۰۰)، سمت راست و پارامتر ضربه برای ظرفیت نفوذ H با محدوده اولیه (۰/۰۵-۰/۹)، سمت چپ برای ۴ سیلاب دوره واسنجی در دو روش SCEN-UA و DREAM (شماره سیلاب- جدول ۱ را ببینید- در پرانتز نوشته شده است).



شکل ۷- نمودار باکس- پلات پارامتر ضرب برای ظرفیت برگاب C_{int} برای ۴ سیلاب دوره واسنجی با محدوده اولیه (۰/۰۵-۰/۷) در دو روش DREAM و SCEM-UA (شماره سیلاب- جدول ۱ را ببینید- در پرانتز نوشته شده است).

مطابق نمودارهای بالا، به طور کلی در همه سیلاب‌ها پراکنش محدوده پسین پارامترهای مختلف در روش DREAM به مراتب کم‌تر از روش SCEM-UA می‌باشد. در نتیجه به راحتی می‌توان برتری و کارایی بالای روش DREAM را بر SCEM-UA نتیجه‌گیری کرد.

همچنین، محدوده تقریباً یکسان پسین پارامترهای دو سیلاب شماره ۲ و ۴ روش DREAM در مورد تمام پارامترها (به جز پارامترهای C_{int} و $K_{sv}(1)$ قابل مشاهده بوده که می‌توان دلیل آن را شرایط رطوبتی یکسان (شرایط رطوبتی متوسط) این دو سیلاب ذکر نمود. دو سیلاب دیگر (شماره ۱ و ۳) با این که دارای شرایط رطوبتی یکسان (شرایط رطوبتی خشک) می‌باشند ولی تنها ۳ پارامتر H ، $K_{sv}(1)$ و K_{sat} دارای محدوده پسین تقریباً یکسان بوده و تفاوت محدوده بقیه پارامترها چشم‌گیر می‌باشد.

مقایسه مقادیر معیارهای ارزیابی: از آنجایی که وجود مقادیر بالاتر آب‌نمود- دبی اوج- از عدم قطعیت‌های موجود در اندازه‌گیری‌های داده‌های مشاهداتی و مواردی همچون مصارف دامی و کشاورزی حاشیه رودخانه تا حد زیادی می‌کاهد بنابراین مقادیر بالای دبی اوج دو سیلاب مورخ ۶۱-۱۱-۱۱ و ۷۱-۱۱-۱۱ (به ترتیب ۷۸ و ۴۰ مترمکعب در ثانیه) در مقایسه با دو سیلاب ۲۲-۹-۵۸

و ۲۴-۸-۶۳ (به ترتیب ۱۴ و ۲۵ مترمکعب در ثانیه) و همچنین زمان بارندگی این دو سیلاب (هر دو در بهمن‌ماه اتفاق افتاده اند) که اواسط فصل بارش می‌باشد باعث می‌شود نتایج این سیلاب‌ها، اعتبار بیش‌تری نسبت به دو سیلاب دیگر (هر دو در اوایل فصل بارش اتفاق افتاده‌اند) داشته باشند. با توجه به این نکته و همچنین با سعی و خطا بین توزیع‌های پسین پارامترها در ۴ رخداد دوره واسنجی، توزیع‌های مربوط به رخداد ۱۱-۱۱-۷۱ مناسب‌تر تشخیص داده شد. از این‌رو از توزیع‌های پسین پارامترها مربوط به این رخداد برای مرحله صحت‌سنجی استفاده گردید. همچنین نتایج صحت‌سنجی مربوط به پیش‌بینی به‌دست آمده از توزیع پارامترهای رخداد ۴-۱۱-۶۱ نیز به‌دلیل داشتن شکل و محدوده یکسان با پارامترهای رخداد ۱۱-۱۱-۷۱ در بیش‌تر پارامترها در رتبه دوم قرار گرفت. نتایج صحت‌سنجی مربوط به توزیع‌های پارامتر دو رخداد دیگر نیز کاملاً ضعیف مشاهده گردید که نشان از عدم تشابه بین آن‌ها با رخداد‌های دوره صحت‌سنجی را دارد. لازم به ذکر است مطابق جدول ۱ مقایسه مقادیر دبی اوج به‌نسبت بالای دو رخداد دوره صحت‌سنجی (۷۳ و ۵۴ مترمکعب در ثانیه) با مقادیر دبی مانند از سیلاب ۱۱-۱۱-۷۱ در یک محدوده قرار می‌گیرند و همچنین شرایط رطوبتی نسبی نزدیک‌تر با رخداد ۱۱-۱۱-۷۱ (شرایط رطوبتی متوسط رخداد ۱۱-۱۱-۷۱ و شرایط رطوبتی‌تر در رخداد‌های دوره صحت‌سنجی) از دلایل انتخاب شدن رخداد ۱۱-۱۱-۷۱ به‌عنوان نماینده گردید.

پیش‌بینی محدوده رخداد‌های دوره صحت‌سنجی، ناشی از اجرای مدل به‌ازای ۹۰۰۰ سری پارامتر (برابر با تعداد سری پارامترهای سازنده توزیع‌های احتمالاتی رخداد ۱۱-۱۱-۷۱) انجام گرفت. نتایج پیش‌بینی محدوده‌های رخداد‌های هر دو مرحله واسنجی و صحت‌سنجی توسط دو معیار فاکتور p و فاکتور d که بیش‌ترین کاربرد را در ارزیابی روش‌های عدم قطعیت دارند، در جدول زیر قرار گرفته است. محدوده‌های نام‌برده شامل بازه ۹۵ درصد اطمینان عدم قطعیت ناشی از پارامترها و بازه ۹۵ درصد اطمینان مربوط به عدم قطعیت کل (مجموع عدم قطعیت ناشی از پارامتر، ساختار مدل و داده‌های ورودی) می‌باشند.

جدول ۴- مقادیر فاکتورهای ارزیابی برای سیلاب‌های دوره‌های واسنجی و صحت‌سنجی در دو روش عدم قطعیت.

عدم قطعیت پارامتر		عدم قطعیت کل		روش	سیلاب
فاکتور d	فاکتور p	فاکتور d	فاکتور p		
۰/۳۷	۰/۲۵	۱/۱۶	۰/۹۲	SCEM-UA	۵۸-۹-۲۲
۰/۲۵	۰/۲۱	۱/۰۵	۰/۹۲	DREAM	
۰/۳۳	۰/۱۷	۱/۶۳	۰/۹۶	SCEM-UA	۶۳-۸-۲۴
۰/۱۱	۰/۰۸	۱/۵۳	۰/۹۶	DREAM	
۰/۴۴	۰/۲۵	۱/۵۴	۰/۹۲	SCEM-UA	۶۱-۱۱-۴
۰/۰۲	۰/۰۴	۱/۰۱	۰/۹۲	DREAM	
۰/۵۱	۰/۲۱	۲/۲۵	۰/۹۲	SCEM-UA	۷۱-۱۱-۱۱
۰/۱۱	۰/۱۳	۱/۵۶	۰/۹۶	DREAM	
۰/۲۰	۰/۰۴	۲/۲۷	۰/۸۸	DREAM	۵۷-۹-۱۲
۰/۲۱	۰/۰۸	۲/۱۳	۰/۸۸	DREAM	۶۶-۱۲-۱۵

با توجه به نمودارهای باکس- پلات، محدوده‌های اطمینان ۹۵ درصد پارامترها با روش SCEM-UA بسیار بزرگ‌تر از روش DREAM مشاهده گردید و بنابراین، نتایج صحت‌سنجی نیز مطمئناً دارای همین روند می‌باشند. به همین دلیل در جدول ۴ نتایج رخدادهای دوره صحت‌سنجی تنها با روش DREAM گزارش گردید.

مطابق جدول ۴ در مورد محدوده اطمینان ۹۵ درصد پیش‌بینی مدل برای تمامی سیلاب‌های دوره واسنجی، روش DREAM دارای مقادیر فاکتور p بیش‌تر و مقادیر فاکتور d کم‌تر از روش SCEM-UA می‌باشد. یعنی در حقیقت، روش DREAM به نسبت روش SCEM-UA، تعداد بیش‌تری از مشاهده‌ها را با عرض کم‌تر محدوده اطمینان ۹۵ درصد در خود جای می‌دهد. بهترین عملکرد در رابطه با این دو معیار در سیلاب ۷۱-۱۱-۱۱ می‌باشد به طوری که مقدار فاکتور p از ۹۲ درصد در روش SCEM-UA به ۹۶ درصد در روش DREAM و فاکتور d از ۲/۲۵ در روش SCEM-UA به ۱/۵۶ در روش DREAM رسیده است. در جدول، مقادیر نام‌برده با رنگ تیره مشخص شده است. همچنین در ستون مربوط به عدم قطعیت پارامترها در جدول نیز مشاهده می‌گردد که فاکتور p در روش SCEM-UA و در تمام سیلاب‌ها دارای مقادیر بزرگ‌تر از DREAM می‌باشد. از طرف دیگر با مقایسه فاکتور d که مقادیر آن برای روش DREAM کم‌تر گزارش شده است، برتری

روش DREAM را نتیجه می‌دهد. در نتیجه لااقل از این نظر هر دو روش در تعادل با یکدیگر می‌باشند.

نکته و نتیجه مهم و دارای اهمیت از این جدول این‌که چون عدم قطعیت ناشی از پارامترها یکی از منابع عدم قطعیت کل مدل‌سازی می‌باشد، می‌توان نتیجه گرفت که مقادیر کم فاکتور p در ستون جدول بخش عدم قطعیت مربوط به پارامتر، به‌علت بالا بودن سهم میزان خطای ناشی از دو منبع دیگر یعنی ساختار مدل و داده‌های ورودی می‌باشد و بنابراین می‌توان با کاهش دادن این دو منبع عدم اطمینان، بر دقت شبیه‌سازی تا حد بالایی افزود.

نتیجه‌گیری

نتایج به‌دست آمده از این پژوهش به‌طور خلاصه به چند مورد زیر خلاصه می‌شود:

- در تمامی رخدادهای روش SCEM-UA برای رسیدن به همگرایی به تکرارهای بیش‌تری نیازمند می‌باشد، بنابراین اخذ نتایج در این روش به زمان بسیار طولانی‌تری به نسبت روش DREAM نیاز داشته و این ضعف بزرگی برای روش SCEM-UA به‌شمار می‌آید.
- به‌طورکلی در همه سیلاب‌ها پراکنش محدوده پسین پارامترهای مختلف در روش DREAM به مراتب کم‌تر از روش SCEM-UA می‌باشد. در نتیجه براحتی می‌توان برتری و کارایی بالای روش DREAM را با SCEM-UA نتیجه‌گیری کرد.
- محدوده تقریباً یکسان پسین پارامترهای دو سیلاب شماره ۲ و ۴ روش DREAM در مورد تمام پارامترها (به‌جز پارامترهای C_{int} و $K_{sv}(1)$) قابل مشاهده بوده که می‌توان دلیل آن را شرایط رطوبتی یکسان (شرایط رطوبتی متوسط) این دو سیلاب ذکر نمود.
- به‌طورکلی می‌توان گفت هر سیلاب با توجه به ویژگی‌های خود مانند مقدار بارش و فصل وقوع آن، شرایط رطوبتی پیشین خاک و مقدار دبی اوج آبنمود مشاهده شده دارای توزیع‌های پارامتر خاص خود می‌باشد.
- در مورد محدوده اطمینان ۹۵ درصد پیش‌بینی مدل برای تمامی سیلاب‌های دوره واسنجی، روش DREAM دارای مقادیر فاکتور p بیش‌تر و مقادیر فاکتور d کم‌تر از روش SCEM-UA می‌باشد. یعنی در حقیقت، روش DREAM به نسبت روش SCEM-UA، تعداد بیش‌تری از مشاهده‌ها را با عرض کم‌تر محدوده اطمینان ۹۵ درصد در خود جای می‌دهد.

- مقادیر کم فاکتور p مربوط به عدم قطعیت پارامترها به علت بالا بودن سهم میزان خطای ناشی از دو منبع دیگر یعنی ساختار مدل و داده‌های ورودی می‌باشد و بنابراین می‌توان با کاهش دادن این دو منبع عدم اطمینان، بر دقت شبیه‌سازی تا حد بالایی افزود.

منابع

1. Abbaspour, K.C., Johnson, C.A., and van Genuchten, M.T. 2004. Estimating uncertain flow and transport parameters using a sequential uncertainty fitting procedure. *Vadose Zone J.* 3: 4. 1340-1352.
2. Abbaspour, K.C., Yang, J., Maximov, I., Siber, R., Bogner, K., Mieleitner, J., Zobrist, J., and Srinivasan, R. 2007. Spatially-distributed modelling of hydrology and water quality in the Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China 21 pre-alpine Thur watershed using SWAT. *J. Hydrol.* 333: 413-430.
3. Ashofteh, P.S., and Massah, A.R. 2009. Impact of Climate Change Uncertainty on Temperature and Precipitation of Aidoghmoush Basin in 2040-2069 Period, *Water and soil Science*, 19: 12. 85-98.
4. Bates, B.C., and Campbell, E.P. 2001. A Markov chain Monte Carlo scheme for parameter estimation and inference in conceptual rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research*, 37: 4. 937-947.
5. Beven, K., and Binley, A. 1992. The future of distributed models-model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*. 6: 3. 279-298.
6. Beven, K.J. 2000. *Rainfall-Runoff Modelling: the Primer*. John Wiley and Sons, NY. 372p.
7. Cunge, J.A. 1969. On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). *J. Hydr. Res.* 7: 205-230.
8. Doorenbos, J., Pruitt, W.O., Aboukhaled, A., Damagnez, J., Dastane, N.G., Van der Berg, C., Rijtema, P.E., Ashford, O.M., and Frere, M. 1984. *Guidelines for Predicting Crop Water Requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper, Rome, 144p.
9. Duan, Q., Sorooshian, S., and Gupta, V.K. 1992. Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models, *Water Resources Research*. 28: 4. 1015-1031.
10. Duan, Q., Sorooshian, S., and Gupta, V.K. 1994. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *J. Hydrol.* 158: 265-284.
11. Duan, Q., Gupta, V.K., and Sorooshian, S. 1993. A Shuffled Complex Evolution Approach for Effective and Efficient Global Minimization, *Journal of Optimization Theory and Its Applications*. 76: 3. 501-521.

12. Fathian, H., Sedghi, H., Boostani, F., Mosavi Jahromi, H., and Manshori., M., 2011. Uncertainty Analysis of Magnitude, Temporal and Spatial Distribution of Precipitation in Flood Forecasting, Iran. J. Water. Manage. Sci. Engin. 4: 13. 1-14.
13. Heidari, A., Saghafian, B., and Maknoon, R. 2006. Assessment of flood forecasting lead time based on generalized likelihood uncertainty estimation. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment. 20: 5. 363-380.
14. Kalman, R.E. 1960. A new approach to linear filtering and prediction problems. J. Basic Engin. 82: 1. 35-45.
15. Kavetski, D., Franks, S.W., and Kuczera, G. 2003. Confronting input uncertainty in environmental modeling, P 49-68. In: Duan, Q., Gupta, H.V., Sorooshian, S., Rousseau, A.N., Turcotte, R. (Eds.), Calibration of Watershed Models. American Geophysical Union, Washington, DC, USA.
16. Kavetski, D., Kuczera, G., and Franks, S.W. 2006a. Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 2. Application. Water Resources Research 42: 3, Art. No. W03408.
17. Kavetski, D., Kuczera, G., and Franks, S.W. 2006b. Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 1. Theory. Water Resources Research 42: 3, Art. No. W03407.
18. Kitanidis, P.K., and Bras, R.L. 1980. Real-Time Forecasting with a Conceptual Hydrologic Model. Part I: Analysis of Uncertainty, Water Resources Research. 16: 6. 1025-1033.
19. Kuczera, G., Kavetski, D., Franks, S., and Thyer, M. 2006. Towards a Bayesian total error analysis of conceptual rainfall-runoff models: characterising model error using storm-dependent parameters. J. Hydrol. 331: 1-2. 161-177.
20. Kuczera, G., and Parent, E. 1998. Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: the Metropolis algorithm. J. Hydrol. 211: 1-4. 69-85.
21. Laloy, E., Fusbender, D., and Bielders, C.L. 2010. Parameter optimization and uncertainty analysis for plot-scale continuous modeling of runoff using a formal Bayesian approach. J. Hydrol. 380: 82-93.
22. Madsen, H. 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. J. Hydrol. 235: 276-288.
23. 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.
24. Orlandini, S., and Rosso, R. 1996. Diffusion wave modeling of distributed catchment dynamics. J. Hydrol. Engin. ASCE. 1: 3. 103-113.
25. Pourreza Bilondi, M., Akhoond Ali, A.M., and Ghahraman, B. 2012. Parameters Uncertainty Analysis in distributed single-event rainfall-runoff model with MCMC approach, Iran Water Res. J. 6: 10. 167-176. (In Persian)

26. Qaderi, K., Samani, J.M.V., Eslami, H.R., and Saghafian, B. 2006. Auto calibration of a rainfall-runoff model based on SCE method, *Water Resour. Res. J. 2: 2*. 35-92. (In Persian)
27. Ter Braak, C. 2006. A Markov chain Monte Carlo version of the genetic algorithm differential evolution: easy Bayesian computing for real parameter spaces. *Stat Comp.* 16: 239-249.
28. Vrugt, J.A., Gupta, H.V., Bouten, W., and Sorooshian, S. 2003. A Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrological model parameters, *Water Resour. Res.* 39: 8. 1201.
29. Vrugt, J., Ter Braak, C., Clarke, M., Hyman, J., and Robinson, B. 2009a. Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: doing hydrology backwards with Markov Chain Monte Carlo simulation. *Water Resources Research.* 44, W00B09. doi:10.1029/2007WR006720.
30. Vrugt, J., Ter Braak, C., Diks, C., Robinson, B., Hyman, J., and Higdon, D. 2009b. Accelerating Markov Chain Monte Carlo simulation using self-adaptative differential evolution with randomized subspace sampling. *Inter. J. Non. Sci. Num. Sim.* 10: 3. 1-12.
31. Vrugt, J., Ter Braak, C., Gupta, H., and Robinson, B. 2009c. Equifinality of formal (DREAM) and informal (GLUE) Bayesian approaches in hydrologic modeling. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment.* 23: 7. 1011-1026.
32. Yang, J., Reichert, P., Abbaspour, K.C., Xia, J., and Yang, H. 2008. Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China. *J. Hydrol.* 358: 1-2. 1-23.
33. Yapo, P.O., Gupta, H.V., and Sorooshian, S. 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *J. Hydrol.* 204: 1-4. 83-97.



Gorgan University of Agricultural
Sciences and Natural Resources

J. of Water and Soil Conservation, Vol. 21(5), 2015
<http://jwsc.gau.ac.ir>

Uncertainty analysis of a single event distributed rainfall-runoff model by using two different Markov Chain Monte Carlo methods

***M. Pourreza Bilondi¹, A.M. Akhoond Ali², B. Gharaman³
and A.R. Telvari⁴**

¹Assistant Prof., Dept. of Water Engineering, University of Birjand, ²Professor, Dept. of Hydrology and Water Resources, Shahid Chamran University of Ahvaz, ³Professor, Dept. of Water Engineering, Ferdowsi University of Mashhad, ⁴Associate Prof., Dept. of Civil Engineering, Ahvaz Branch, Islamic Azad University, Ahvaz, Iran
Received: 03/02/2013; Accepted: 09/14/2013

Abstract

So far flood forecasting and simulation in hydrologic literature suffer from lack of explicit recognition of forcing and parameter and model structural error. However since any model is a simplification of reality there remains a great deal of uncertainty even after the calibration of a model parameters. Often parameters in hydrologic models cannot be measured directly and can only be inferred by a calibration process. This work addresses the application and comparison of two parameter uncertainty methods and their effects on the prediction of streamflow in Abolabbas watershed (290 km²) located in Khuzestan Province. Two Markov Chain Monte Carlo methods, Shuffled Complex Evolution Metropolis (SCEM UA) and Differential Evolution Adaptive Metropolis (DREAM) were used in this study to quantify parameter uncertainty in AFFDEF implemented in FORTRAN language programming, a single event distributed rainfall runoff model. Respectively, four and two historical floods with hourly time step were selected for calibration and validation periods. More than 45000 simulation runs with 15 chains were done to indicate convergence to a stationary posterior distribution. For example, results showed that p-factor and d-factor values for event 31/1/1993 changed from 0.92 and 2.25 in SCEM-UA approach and reached to 0.96 and 1.56 in DREAM approach respectively. Finally posterior parameters distributions were created with samples from last 20 percent of chains. All of these posterior distributions became properly smaller than initial upper and lower bounds.

Keywords: Uncertainty analysis, Markov Chain Monte Carlo, Single event distributed rainfall-runoff model

* Corresponding Author; Email: mohsen.pourreza@birjand.ac.ir