

سیل تحت تاثیر بارش با و بدون گسسته‌سازی زمانی به ترتیب برابر با ۲۳/۵٪ و ۱۴/۸٪ می‌باشد. همچنین عدم قطعیت در دبی اوج آبنمود سیل به علت عدم قطعیت در توزیع زمانی و مکانی بارش به طور قابل ملاحظه‌ای بیشتر از عدم قطعیت به علت مقدار بارش می‌باشد. به طوری که به ازای تعداد زیر دوره‌های پیش‌بینی برابر با ۶ و درجه عضویت مقادیر بارش برابر با صفر، عدم قطعیت در دبی اوج به علت توزیع زمانی و مکانی بارش و مقدار بارش به ترتیب برابر با ۱۷/۷ و ۱۶ درصد می‌باشد. بنابراین استفاده از بارش متوسط زمانی و مکانی در حوزه ممکن است منجر به پیش‌بینی‌های نادرست گردد.

واژه‌های کلیدی: عدم قطعیت، بارش، پیش‌بینی سیل، گسسته‌سازی زمانی، تئوری فازی و الگوریتم ژنتیک

مقدمه

از آنجایی که سیل به طور ذاتی یک پدیده غیر قطعی می‌باشد، اطمینان و اعتبار سامانه‌های پیش‌بینی و هشدار سیل بدون در نظر گرفتن کامل منابع عدم قطعیت در سامانه‌های پیش‌بینی و هشدار نمی‌تواند تامین شود. منابع عدم قطعیت عواملی هستند که منجر به افزایش عدم قطعیت در پیش‌بینی یک سامانه مدل‌سازی شده می‌شوند. در زمینه‌ی پیش‌بینی سیل منابع عدم قطعیت عبارتند از: ۱- عدم قطعیت مدل (به دلیل فرضیه‌های در نظر گرفته شده در معادله‌های مدل، ساخت مدل و نقص در تفهیم سامانه واقعی)، ۲- عدم قطعیت ورودی‌ها (به دلیل پیش‌بینی‌های غیردقیق و یا عدم قطعیت در ورودی‌های مدل مانند میزان بارندگی در آینده، تبخیر، آب معادل برف و غیره)، ۳- عدم قطعیت عامل‌ها (به دلیل تعیین نادرست عامل‌های مدل) و ۴- عدم قطعیت طبیعی و عملیاتی (به دلیل عوامل پیش‌بینی نشده مانند طغیان دریاچه یخ‌زده، شکست سد، زمین‌لغزش‌ها و غیره. عملکرد بد اجزای سامانه (سخت‌افزاری و نرم‌افزاری)، اطلاعات غلط و گم شده، خطا و اشتباهات انسانی و غیره) [۸]. تاکنون در متون علمی نسبت به عدم قطعیت‌های ورودی‌ها و ساختار مدل خیلی کم توجه شده است در حالی که در مورد برآورد عامل‌ها و عدم قطعیت مربوط به آنها به طور گسترده بحث شده است. این به علت پیچیدگی ذاتی در سامانه‌های غیرخطی و فقدان روش‌های مرسوم ریاضی برای ارزیابی عدم قطعیت مدل و ورودی‌ها به ویژه عدم قطعیت ورودی‌ها می‌باشد [۱]. چکیده‌ای

تحلیل عدم قطعیت مقدار، توزیع زمانی و مکانی بارش در پیش‌بینی سیل

حسین فتحیان^۱، حسین صدقی^۲، فردین بوستانی^۳، حبیب موسوی جهرمی^۴
و محمد منشوری^۵
تاریخ دریافت: ۸۸/۰۲/۱۳ تاریخ پذیرش: ۸۹/۱۱/۶

چکیده

عدم قطعیت در بارش پیش‌بینی شده، یک منبع اصلی عدم قطعیت در پیش‌بینی بهنگام سیل می‌باشد. عدم قطعیت بارش از عدم قطعیت در مقدار بارش، توزیع زمانی و توزیع مکانی بارش تشکیل می‌شود. در این پژوهش به منظور پخش عدم قطعیت بارش در مدل پیش‌بینی سیل HEC-1، روش گسسته‌سازی زمانی در چهارچوب اصل بسط تئوری فازی و در ترکیب با الگوریتم ژنتیک معمولی به کار برده می‌شود. عدم قطعیت به علت توزیع زمانی ناشناخته بارش با توزیع تصادفی بارش در زیر دوره‌های پیش‌بینی به دست می‌آید. عدم قطعیت دبی و حجم آبنمود سیل تحت تاثیر بارش با گسسته‌سازی زمانی و بارش بدون گسسته‌سازی زمانی برآورد و با یکدیگر مقایسه می‌گردد. نتایج نشان می‌دهد که در تمام پیش‌بینی‌ها، عدم قطعیت در دبی و حجم آبنمود سیل تحت تاثیر بارش با گسسته‌سازی زمانی به طور قابل توجه‌ای بیشتر از عدم قطعیت بارش بدون گسسته‌سازی زمانی می‌باشد. به طوری که به ازای تعداد زیر دوره‌های پیش‌بینی برابر با ۶ و درجه عضویت مقادیر بارش برابر با صفر، عدم قطعیت در دبی اوج تحت تاثیر بارش با و بدون گسسته‌سازی زمانی به ترتیب برابر با ۳۳/۷ و ۱۶ درصد و عدم قطعیت در حجم

- ۱- نویسنده مسئول و دانش آموخته دکتری هیدرولوژی و منابع آب، واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشگاه آزاد اسلامی H_fathian@iauahvaz.ac.ir
- ۲- استاد، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه آزاد واحد علوم و تحقیقات تهران.
- ۳- استادیار دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه آزاد واحد مرودشت.
- ۴- استادیار دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- ۵- استادیار دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه آزاد واحد علوم و تحقیقات تهران.

عجمی و همکاران [۱] سه محصول جدید برای ارزیابی منابع مختلف عدم قطعیت با ترکیب چند گانه مدل‌های آب‌شناختی ارائه نمودند و هر یک را برای مدل‌سازی آب‌شناختی و پیش‌بینی سیل مناسب ساختند. اولین محصول یک روش ترکیب چند مدل قطعی ساده تحت عنوان گروه بزرگ چند مدله اصلاح شده ($M3SE^5$) می‌باشد که روش معادله‌ی چندگانه ادغام شده با یک مرحله تصحیح خطا را به کار می‌برد تا بخش‌های گروه آب‌شناختی را با یکدیگر ترکیب نماید. $M3SE$ عدم قطعیت ناشی از ساختار مدل در پیش‌بینی آب‌شناختی را کاهش می‌دهد ولی عدم قطعیت را به صورت کمی بیان نمی‌کند. محصول دوم یک روش ترکیبی چند مدله چند معیاره احتمالاتی می‌باشد که ابتدا آبنمود را به چندین فواصل زمانی تقسیم نموده و سپس روش میانگین مدل بیزین (BMA^6) را برای برآورد وزن‌های ترکیبی در گروه‌های مدل آب‌شناختی به کار می‌برد. این محصول نه تنها عدم قطعیت عامل و ساختار مدل را کاهش می‌دهد بلکه یک سنجشی از منابع عدم قطعیت را فراهم می‌نماید. محصول سوم یک روش ابتکاری تحت عنوان برآوردکننده‌ی توام عدم قطعیت بیزین ($IBUNE^7$) می‌باشد که به طور همزمان عدم قطعیت ساختار، عامل‌ها و ورودی‌های مدل را برآورد می‌نماید. این روش‌های ترکیبی به ویژه $IBUNE$ به گونه‌ای طراحی گردیدند تا دقت پیش‌بینی‌ها مانند جریان رودخانه افزایش یافته و به طور متقابل عدم قطعیت‌ها کاهش یابد. گابلانی و همکاران [۴] حساسیت برآوردهای دبی پیک به عدم قطعیت‌های در توزیع زمانی و مکانی بارش در حوزه‌های تانارو و اربا در شمال غربی ایتالیا را به طور عددی تحلیل نمودند. نتایج نشان داد که برای عدم قطعیت ۵ درصد برآوردهای دبی پیک، بایستی بارش را در مقیاس مکانی D ۰/۲ و مقیاس زمانی Tc ۰/۲ در نظر گرفت که D و Tc به ترتیب مساحت و زمان تمرکز حوزه می‌باشد.

در این پژوهش به ارزیابی عدم قطعیت بارش به عنوان ورودی در مدل‌های پیش‌بینی سیل پرداخته شده است. پیش‌بینی بهنگام^۸ سیل با استفاده از مدل‌های بارش - رواناب، به بارش پیش‌بینی شده در دوره‌ی پیش‌بینی نیاز دارد [۲]. در دهه‌ی اخیر، پیشرفت قابل توجه‌ای در پیش‌بینی کمی بارش با استفاده از فن‌آوری پیشرفته رادار صورت گرفته است. با این وجود عدم قطعیت مربوط به بارش یک قسمت اصلی از عدم قطعیت ورودی‌ها در چنین مدل‌هایی را تشکیل می‌دهد [۶]. عدم قطعیت در بارش پیش‌بینی شده از عدم قطعیت در (۱) مقدار بارش (۲) توزیع زمانی بارش در دوره پیش‌بینی و (۳) توزیع مکانی بارش در حوزه ناشی می‌شود. هدف از این پژوهش ارزیابی و مقایسه کمی و کیفی سه نوع عدم قطعیت بارش شامل

از مطالعات انجام شده در زمینه ارزیابی منابع مختلف عدم قطعیت در ادامه ارائه می‌گردد. هایبی و راسبجرگ [۵] عدم قطعیت در خروجی مدل بارش-رواناب به علت عدم قطعیت در ورودی و عامل‌های مدل را تحلیل کردند. آنها از مدل آبنمود واحد لحظه‌ای تصادفی ($SIUH^1$) با در نظر گرفتن حوزه به عنوان مخزن خطی منفرد و با توابع ورودی و انتقال که به طور تصادفی تغییر می‌کنند استفاده کردند. نتایج نشان داد که تغییر عامل‌های مدل $SIUH$ تاثیر مستقیم بر تغییر رواناب دارد در حالی که سهم خطا از واریانس بارش موثر بستگی به مقدار متوسط عامل‌ها و نسبت بین بارش موثر و رواناب شبیه‌سازی شده دارد. چاوبی و همکاران [۳] تغییرات عامل‌های کالیبره مدل بارش-رواناب را طی تغییرات مکانی بارش ارزیابی کردند. در این پژوهش از مدل بارش-رواناب $AGNPS$ و ۱۷ ایستگاه باران‌سنج ثبات کمک گرفته شد. روش پژوهش به این صورت بود که عامل‌های مدل به صورت مجزا با استفاده از بارش مشاهده ای هر ایستگاه محاسبه می‌شدند و عدم قطعیت عامل‌های مدل حاصل از تغییرات مکانی بارش تعیین می‌گردید. استفاده از یک ایستگاه برای تعیین بارش در سطح حوزه سبب افزایش خطای بارش متوسط حوزه و بالارفتن عدم قطعیت عامل‌های مدل می‌شد.

یوهنبروک و همکاران [۱۲] عدم قطعیت ناشی از تعریف ساختار و عامل‌های مدل بارش-رواناب مفهومی را مورد بررسی قرار دادند. مدل مفهومی مورد استفاده، مدل HBV بود و برای حوزه برف گیر بروگا با مساحت حدود ۴۰ کیلومتر مربع واقع در جنوب آلمان بکار گرفته شد. در اولین گام این پژوهش روش مونت کارلو^۲ به همراه سری عامل‌های تصادفی حاصل از واسنجی استفاده شد. در دومین گام گزینه‌های مختلف شبیه‌سازی بارش-رواناب شامل تعداد متفاوت نواحی رقومی برای شبیه‌سازی بارش و ذوب برف در مدل یکپارچه، کاربردهای مختلف اراضی و منطق‌های مختلف مفهومی‌سازی ایجاد رواناب، آزمایش شدند. تحلیل سیلاب و پیش‌بینی جریان پایه بیانگر این امر بود که عدم قطعیت عامل‌ها و عدم قطعیت ناشی از تعریف یک گزینه برتر برای مدل‌سازی، در عدم قطعیت پیش‌بینی‌ها تاثیر مستقیم دارد. مسکی و همکاران [۷] به منظور ارزیابی عدم قطعیت بارش در مدل قطعی بارش-رواناب، روش گسسته‌سازی زمانی در چهارچوب تئوری مجموعه فازی را ارائه نمودند. آنها از مدل آب‌شناختی $HEC-HMS$ برای واسنجی^۳ و صحت‌سنجی^۴ مدل حوزه کلودزکو در لهستان و از مدل $HEC-1$ برای شبیه‌سازی فرایند بارش-رواناب استفاده کردند. مقایسه کیفی عدم قطعیت در مقادیر دبی نشان داد که عدم قطعیت مقادیر دبی به علت عدم قطعیت در توزیع زمانی و مکانی غیرقطعی بارش می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای بیشتر از عدم قطعیت در مقدار غیرقطعی

5- Modified Multi-Model SuperEnsemble
6- Bayesian Model Averaging
7- Integrated Bayesian Uncertainty Estimator
8- Real Time

1- Stochastic Instantaneous Unit Hydrograph
2- Monte Carlo
3- Calibration
4- Evaluation

ضریب‌های $b_{i,j}$ به طور تصادفی بین صفر و یک تولید می‌شوند. معادله‌های (۲) و (۳) به گونه‌ای است که $P_{i,j}$ هر مقداری بین صفر تا P_i بگیرد. به طوری که با تغییر ضریب $b_{i,j}$ در زیر دوره‌ها امکان توزیع‌های زمانی مختلف را می‌دهند و با تغییر ضریب‌ها در زیرحوزه‌ها توزیع‌های مکانی مختلف به وجود می‌آید. بنابراین می‌توان با تولید مقادیر مختلف $b_{i,j}$ ، الگوهای زمانی و مکانی زیادی که نیاز می‌باشد تولید نمود.

ضریب‌های گسسته‌سازی

ضریب‌های گسسته‌سازی را می‌توان به سه روش تولید نمود. روش اول بر مبنای عدم قبول ضریب‌ها^۳، روش دوم بر مبنای تقارن ضریب‌ها^۴ و روش سوم بر مبنای معمولی کردن ضریب‌ها^۵ می‌باشد. در روش اول، در ابتدا $n-1$ ضریب به طور تصادفی و به طور مستقل تولید می‌شود. سپس مجموع ضریب‌ها کنترل می‌شود تا آیا از ۱ بیشتر می‌باشد یا نه. اگر مجموع ضریب‌ها از ۱ بیشتر باشد، مجموعه ضریب‌ها تولید شده قابل قبول نبوده و دوباره یک مجموعه جدید از ضریب‌ها تولید می‌گردد تا مجموع آنها برابر یا کمتر از ۱ گردد. سپس ضریب n ام با استفاده از معادله (۴) محاسبه می‌گردد.

$$b_n = 1 - \sum_{k=1}^{n-1} b_k \quad (4)$$

در روش دوم ابتدا $n-1$ ضریب به طور تصادفی و به طور مستقل از یکدیگر تولید می‌شود. سپس مجموع ضریب‌ها کنترل می‌شود تا آیا از ۱ بیشتر است یا نه. اگر مجموع ضریب‌ها از ۱ بیشتر باشد، هر یک از ضریب‌ها با مقدار اختلاف آنها از ۱، جایگزین می‌گردد. این عمل موجب می‌شود تا مجموع ضریب‌ها کمتر از ۱ گردد. سپس ضریب سوم که ضریب n ام می‌باشد با معادله (۴) تعیین می‌گردد. در روش سوم ابتدا تمام ضریب‌ها به طور تصادفی و به طور کامل مستقل تولید می‌شوند و سپس ضریب‌ها معمولی می‌شوند تا مجموع آنها برابر با ۱ گردد. برای معمولی کردن ضریب‌ها، هر یک از آنها بر مجموع کل ضریب‌ها تولید شده تقسیم می‌شوند [۷].

نمایش عدم قطعیت بارش با تابع عضویت^۶

برای نمایش عدم قطعیت بارش تجمعی P_i برای زیر حوزه i m $i=1, \dots, m$ (تعداد زیرحوزه‌ها) با استفاده از تئوری مجموعه فازی^۷ نیاز به معلوم بودن تابع عضویت P_i می‌باشد. در صورت فقدان اطلاعات کافی در مورد تابع عضویت P_i ، فرض می‌گردد

مقدار، توزیع زمانی و مکانی بارش در پیش‌بینی دبی اوج و حجم آبنمود سیل در حوزه دز می‌باشد.

مواد و روش‌ها

ارزیابی عدم قطعیت بارش با روش گسسته‌سازی زمانی

به منظور ارزیابی عدم قطعیت بارش در مدل بارش-رواناب، از روش گسسته‌سازی زمانی^۱ سری زمانی ورودی‌ها استفاده شد. هدف از روش گسسته‌سازی زمانی، برآورد عدم قطعیت در خروجی به علت عدم قطعیت در سری زمانی ورودی‌ها می‌باشد. این روش که توسط مسکی و همکاران [۹] ارائه شده، سه نوع عدم قطعیت در بارش را در نظر گرفته و از ساختار مدل پیش‌بینی مستقل می‌باشد، به عبارتی این روش را می‌توان با هر مدل قطعی بارش - رواناب به کار برد. اصل اساسی در روش گسسته‌سازی زمانی عبارت است از تقسیم دوره زمانی بارش به تعداد ثابتی زیردوره و سپس توزیع مجموع تجمعی بارش در زیر دوره‌ها به طوری که جمع مقادیر در زیردوره‌ها برابر با مجموع تجمعی بارش گردد. سپس بارش‌های بازه‌ای گسسته شده^۲ در زیردوره‌ها، هایتوگراف بارش ورودی به مدل‌های بارش - رواناب را تشکیل می‌دهند. در نظر بگیرید مجموع تجمعی بارش برای زیر حوزه i ($i=1, \dots, m$) با دوره زمانی T برابر با P_i باشد. با نمایش بارش گسسته شده برای زیردوره j با $P_{i,j}$ (تعداد زیر دوره‌ها n ; $j=1, \dots, n$) که در شکل (۱) نشان داده شده، خواهیم داشت:

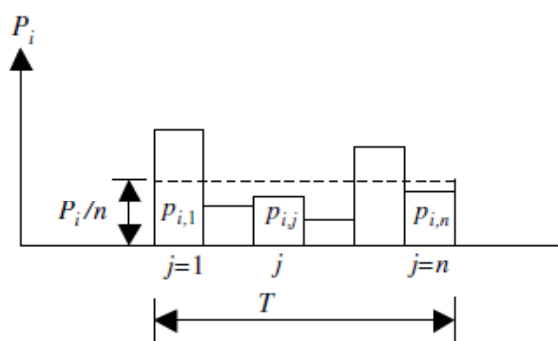
$$P_i = \sum_{j=1}^n P_{i,j} \quad \forall i \quad (1)$$

برای سهولت، ضریب‌های $b_{i,j}$ که ضریب‌های گسسته‌سازی^۳ نامیده می‌شود، معرفی می‌گردند به طوری که:

$$P_{i,j} = b_{i,j} P_i \quad (2)$$

که در آن

$$\begin{cases} 0 \leq b_{i,j} \leq 1 \quad \forall (i,j) \\ \sum_{j=1}^n b_{i,j} = 1 \quad \forall i \end{cases} \quad (3)$$



شکل ۱- بارش‌های بازه‌ای و متوسط

1- Disaggregated precipitation Signal

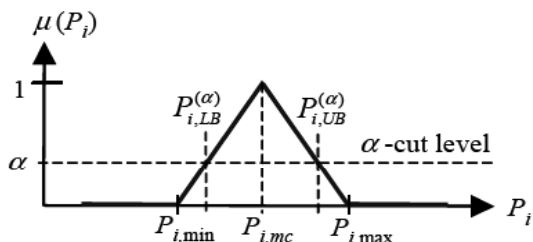
2- Disaggregation Coefficients

- 3- By Rejection
- 4- By Symmetry
- 5- By Normalization
- 6- Membership Function
- 7- Fuzzy Set

$$Q = f(p_{i,j}, i=1, \dots, m; j=1, \dots, n) \quad (7)$$

$$= f([p_{1,1}, \dots, p_{1,n}], \dots, [p_{m,1}, \dots, p_{m,n}])$$

در روش گسسته‌سازی زمانی، یک الگوریتم برای تعیین حداقل و حداکثر مقدار خروجی مدل بارش-رواناب نیاز می‌باشد. خروجی مدل، دبی سیل و ورودی آن بارش می‌باشد. برای این منظور از الگوریتم ژنتیک (GA)^۴ استفاده شده است.



شکل ۳- برش α و حدود بالایی و پایینی متناظر با آن مقادیر $P_{i,max}$ ، $P_{i,min}$ و $P_{i,mc}$ با مقادیر در شکل (۲) یکسان می‌باشد.

روند نمای اجرای روش گسسته‌سازی زمانی ارزیابی عدم قطعیت بارش در چهارچوب اصل بسط فازی و با استفاده از الگوریتم ژنتیک در شکل (۴) نشان داده شده است. همچنین الگوریتم پخش عدم قطعیت بارش با به کارگیری GA به صورت زیر خلاصه می‌شود [۷]:

۱. یک مقدار برای $\alpha \in [0,1]$ برای تمام توابع عضویت ورودی‌های مدل مطابق شکل (۳) انتخاب می‌شود. مقدار α برای تمام توابع عضویت یکسان در نظر گرفته می‌شود.
۲. به ازای α انتخاب شده، برای تمام زیرحوزه‌ها ($i=1, \dots, m$) حد بالا $P_{i,UB}^{(\alpha)}$ و حد پایین $P_{i,LB}^{(\alpha)}$ مطابق شکل (۳) تعیین می‌شود.
۳. الگوریتم ژنتیک با عامل‌های زیر و محدودیت‌ها شروع می‌شود. عامل‌ها برای بارش ورودی: $P_1^{(\alpha)}, \dots, P_m^{(\alpha)}$ که $P_i^{(\alpha)} = [P_{i,LB}^{(\alpha)}, P_{i,UB}^{(\alpha)}]$ برای تمام $i=1, \dots, m$ عامل‌ها برای ضریب‌های گسسته‌سازی: $(b_{1,1}, \dots, b_{1,k}), \dots, (b_{m,1}, \dots, b_{m,k})$ برای تمام $b_{i,j} \in [0,1] i=1, \dots, m; j=1, \dots, k$.
۴. الگوریتم ژنتیک، جمعیت اولیه (یک مجموعه‌ای از مقادیر عامل‌ها) را تولید می‌نماید.
۵. برنامه خارجی تولید ضریب‌های گسسته‌سازی را فراخوانی نموده تا ضریب‌ها بسته به نوع روش اصلاح شوند. در این پژوهش برای تعیین ضریب‌ها گسسته‌سازی از روش معمولی‌سازی ضریب‌های استفاده شده است. روش‌های مختلف تولید ضریب‌های گسسته‌سازی در بخش "ضریب‌های گسسته‌سازی" توضیح داده

4- Genetic Algorithm

برای حد بالایی یا حداکثر
برای حد پایینی یا حداقل

Upper Bound - ۵
Lower Bound - ۶

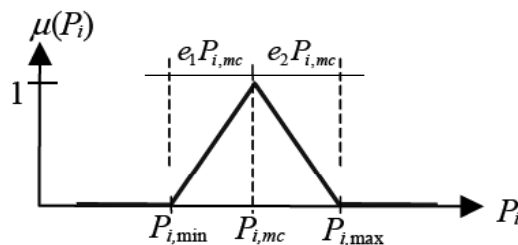
که شامل مقداری خطا می‌باشد که با مقادیر بدون بعد e_1 و e_2 نشان داده می‌شود به طوری که $0 \leq e_2 \leq 1$ و $e_2 \geq 0$ است. همچنین فرض می‌گردد که مقدار معین P_i معتبرترین مقدار که با $P_{i,mc}$ نشان داده می‌شود است. پس دو مقدار حداقل و حداکثر که به ترتیب $P_{i,max}$ و $P_{i,min}$ نشان داده می‌شود به صورت زیر تعریف می‌گردد:

$$\begin{cases} P_{i,max} = (1 + e_2)P_{i,m} \\ P_{i,min} = (1 - e_1)P_{i,m} \end{cases} \quad (5)$$

که در آن سه مقدار $P_{i,max}$ ، $P_{i,mc}$ ، $P_{i,min}$ که در شکل (۲) نشان داده شده یک تابع عضویت مثلثی شکل را تشکیل می‌دهند که به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\mu(P_i) = \begin{cases} 0 & f P_i < P_{i,min} \\ \frac{P_i - P_{i,min}}{P_{i,m} - P_{i,min}} & f P_{i,min} \leq P_i \leq P_{i,m} \\ \frac{P_{i,max} - P_i}{P_{i,max} - P_{i,m}} & f P_{i,m} \leq P_i \leq P_{i,max} \\ 0 & f P_i > P_{i,max} \end{cases} \quad (6)$$

که در آن $\mu(P_i)$ درجه عضویت بارش با مقدار P_i می‌باشد. مقدار صحیح بارش، P_i ، یقیناً بین $P_{i,max}$ و $P_{i,min}$ بوده و احتمالاً نزدیک به $P_{i,mc}$ می‌باشد [۱۰]. بنابراین عدم قطعیت یا خطای مربوط به یک مقدار بارش پیش‌بینی شده، با استفاده از یک عدد فازی بر اساس حداقل اطلاعات موجود در مورد بارش نشان داده می‌شود.



شکل ۲- تابع عضویت مثلثی با مقادیر $P_{i,max}$ ، $P_{i,min}$ ، $P_{i,mc}$

الگوریتم پخش عدم قطعیت بارش

بارش نشان داده شده با تابع عضویت، با به کارگیری اصل بسط^۲ تئوری مجموعه فازی به صورت بازه‌ای در زیردوره‌ها توزیع می‌شود. اصل بسط با روش برش α صورت می‌گیرد [۱۱]. مثالی از یک برش α برای یک تابع عضویت و حد بالا و پایین متناظر با آن در شکل (۳) نشان داده شده است. با در نظر گرفتن تابع f به عنوان مدل بارش - رواناب با بارش به عنوان ورودی و رواناب، Q ، به

- 1- Most Credible
- 2- Extension principle
- 3- a-cut

شده است.

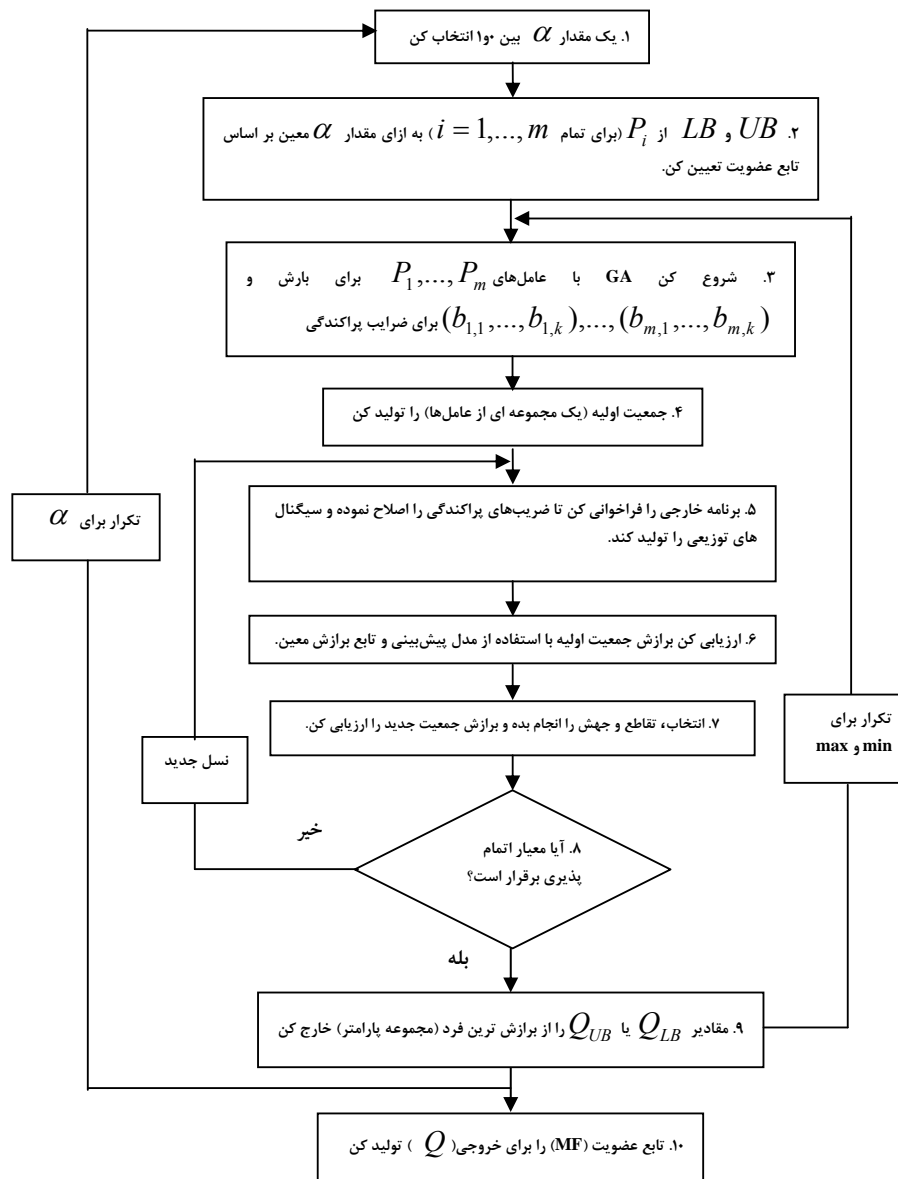
۶. الگوریتم ژنتیک، جمعیت اولیه را با استفاده از مدل بارش-رواناب (مدل HEC-1) به عنوان برنامه خارجی و تابع هدف^۱ (تابع برازش^۲) مشخص شده، ارزیابی می‌نماید. توابع برازش استفاده شده به صورت معادله (۸) می‌باشد که در آن Q دبی پیش‌بینی (خروجی مدل) به دست آمده با معادله (۷) می‌باشد.

$$f_i = \begin{cases} Q & \text{برای حد بالایی یا حداکثر} \\ -Q & \text{برای حد پائینی یا حداقل} \end{cases} \quad (8)$$

تابع برازش، حداکثر و حداقل مقادیر دبی می‌باشد. بدین منظور

از تابع $\max(Q)$ برای تعیین حداکثر دبی و از تابع $\max(-Q)$ برای تعیین حداقل دبی استفاده می‌شود. مقادیر دبی بعد از پیش‌بینی آنمود سیل به صورت منفی تعریف می‌شود تا تابع $\max(-Q)$ بتواند حداقل مقادیر دبی را تعیین نماید چرا که $\max(-Q) = \min(Q)$ می‌باشد.

۷. الگوریتم ژنتیک با تقاطع^۳، جهش^۴ ادامه داده و جمعیت جدیدی را تولید می‌نماید. سپس تابع برازش را دوباره ارزیابی نموده تا زمانی که معیار اتمام‌پذیری رخ دهد. معیار اتمام‌پذیری نیز تعداد تکرار در الگوریتم ژنتیک می‌باشد که برابر با حاصل ضرب حداکثر تعداد تولید نسل در تعداد جمعیت در هر نسل می‌باشد.



شکل ۴- روند نمای اجرای روش گسسته‌سازی زمانی ارزیابی عدم قطعیت بارش در چهارچوب اصل بسط فازی در ترکیب با الگوریتم ژنتیک

3- Crossover
4- Mutation

1- Objective Function
2- Fitness Function

پایه توپوگرافی، شبکه رودخانه‌ها و موقعیت ایستگاه‌های آب‌سنجی به ۱۲ زیرحوزه تقسیم شده است. شکل (۵) نقشه زیرحوزه‌بندی حوزه دز تا ایستگاه آب‌سنجی تله زنگ بر مبنای نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ و شماره مربوط به هر زیرحوزه را نشان می‌دهد. به منظور شبیه‌سازی فرایند بارش-رواناب و پیش‌بینی سیل در حوزه از مدل آب‌شناختی HEC-1 که قابلیت تلفیق با الگوریتم ژنتیک را دارد، استفاده شد. در این مدل برای شبیه‌سازی تبدیل بارش به رواناب، تلفات نفوذ و ذوب برف در زیرحوزه‌ها به ترتیب از روش آبنمود واحد کلارک، روش نفوذنمایی و روش درجه-روز استفاده گردید. عامل‌های روش آبنمود واحد کلارک شامل زمان تمرکز (t_c) و ضریب ذخیره کلارک (R) بر حسب ساعت می‌باشد. عامل‌های روش نفوذ نمایی شامل ضریب شدت نفوذ اولیه بر روی منحنی فروکش‌نمایی برای تلفات بارندگی در زمین بدون پوشش برف (SR) بر حسب میلیمتر در ساعت، ضریب نرخ نفوذ اولیه بر روی منحنی فروکش‌نمایی برای تلفات ذوب برف در زمین پوشیده از برف (SS) بر حسب میلیمتر در ساعت، عمق نفوذ تجمعی اولیه بارش (DL) بر حسب میلیمتر، نسبت ضریب نرخ تلفات باران بر روی منحنی تلفات نمایی به مقدار ضریب نرخ تلفات بعد از ۱۰ میلیمتر عمق نفوذ تجمعی (RL)، نسبت ضریب نرخ تلفات ذوب برف بر روی منحنی تلفات نمایی به عامل‌های روش روندیابی ماسکینگام شامل زمان پیمایش موج سیلاب در هر بازه رودخانه (k) بر حسب ساعت، عامل وزنی بدون بعد (x) و تعداد زیربازه در هر بازه رودخانه می‌باشد [۱۳]. به علت فقدان اعداد پیش‌بینی‌شده بارش در حوزه رودخانه دز، بارش مشاهده‌شده به عنوان بارش پیش‌بینی شده برای کاربرد روش گسسته‌سازی زمانی برای ارزیابی عدم قطعیت مربوط به بارش فرض گردید. بنابراین داده‌های متناظر با سیل بزرگ فروردین ۱۳۷۷ در رودخانه دز مورد استفاده قرار گرفت.

با تغییر ضریب‌های گسسته‌سازی در زیردوره‌های مختلف در هر زیرحوزه، توزیع‌های زمانی مختلف حاصل می‌شود و با تغییر ضریب‌های گسسته‌سازی در زیرحوزه‌های مختلف در هر زیردوره پیش‌بینی، توزیع‌های مکانی مختلف بارش به وجود می‌آید. تابع عضویت بیانگر عدم قطعیت در مقدار بارش پیش‌بینی شده برای هر زیرحوزه، با فرض $\pm 10\%$ خطا در مقدار بارش متوسط محاسبه شده در هر زیرحوزه حاصل می‌شود. به عبارتی e_1 و e_2 در معادله (۵) برابر با $0/1$ در نظر گرفته می‌شود. اگرچه خطا به طور دلخواه در نظر گرفته می‌شود، ولی مشاوره با کارشناسان منابع آب این نتیجه را برداشت که فرض خطا در مقادیر بارش تا $\pm 30\%$ خیلی دور از واقعیت نیست. از آن جایی که فاصله زمانی داده‌های بارش، ۶ ساعته است، اندازه دوره پیش‌بینی^۴ نیز ۶ ساعته در نظر گرفته می‌شود. با توجه به این که تداوم کل بارش از زمان شروع بارش (۶ فروردین ۱۳۷۷، ساعت ۲۱:۳۰) تا زمان خاتمه (۱۰ فروردین ۱۳۷۷، ساعت

۸ خروجی مراحل ۱ تا ۷ بسته به نوع تابع برازش استفاده شده، یا $Q_{min}^{(\alpha)} = Q_{LB}^{(\alpha)}$ و یا $Q_{max}^{(\alpha)} = Q_{UB}^{(\alpha)}$ می‌باشد. تمام مراحل فوق لازم است تا برای تعداد زیادی مقادیر α تکرار گردد تا یک تابع عضویت کامل برای خروجی (دبی اوج) تهیه گردد.

با داشتن تابع عضویت دبی اوج می‌توان مقدار حد بالا و پایین دبی اوج نسبت به مقادیر مختلف α را تعیین نمود. همچنین با داشتن مقادیر آبنمود سیل حد بالا و حد پایین به ازای مقادیر مختلف α می‌توان حجم آبنمود سیل را محاسبه نمود. سپس با استفاده از روابط زیر عدم قطعیت در دبی و حجم آبنمود سیل به دست می‌آید.

$$\Delta Q = \frac{Q_{for} - Q_{obs}}{Q_{obs}} \times 100 \quad (9)$$

$$\Delta V = \frac{V_{for} - V_{obs}}{V_{obs}} \times 100 \quad (10)$$

که در آن ΔQ و ΔV به ترتیب درصد تغییر یا عدم قطعیت در دبی اوج و حجم آبنمود سیل بوده و Q_{for} و Q_{obs} به ترتیب دبی اوج مشاهده‌ای و دبی اوج پیش‌بینی شده می‌باشد. همچنین Q_{obs} و Q_{for} به ترتیب حجم سیل مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده می‌باشد. علاوه بر این دامنه عدم قطعیت^۱ بر حسب درصد برای مقادیر دبی اوج و حجم آبنمود سیل از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$UR_Q = \frac{(\Delta Q_{UB} + \Delta Q_{LB})}{2} \quad (11)$$

$$UR_V = \frac{(\Delta V_{UB} + \Delta V_{LB})}{2} \quad (12)$$

که در آن UR_Q و UR_V به ترتیب دامنه عدم قطعیت مربوط به دبی و حجم آبنمود سیل می‌باشد. ΔQ_{UB} و ΔQ_{LB} به ترتیب عدم قطعیت حد بالا و پایین دبی اوج سیل می‌باشد. همچنین ΔV_{UB} و ΔV_{LB} به ترتیب عدم قطعیت حد بالا و پایین حجم آبنمود سیل می‌باشد. نتایج حاصل از ارزیابی عدم قطعیت با دو مشخصه "بارش بازسازی شده^۲ (با گسسته‌سازی زمانی)" و "بارش یکنواخت^۳ (بدون گسسته‌سازی زمانی)" ارایه می‌گردد. بارش بازسازی شده عدم قطعیت به علت توزیع زمانی و مکانی ناشناخته بارش را در نظر می‌گیرد، در حالی که بارش یکنواخت بارش متوسط و ثابت در دوره پیش‌بینی بوده و فقط عدم قطعیت مکانی بارش را در نظر می‌گیرد.

منطقه مورد مطالعه

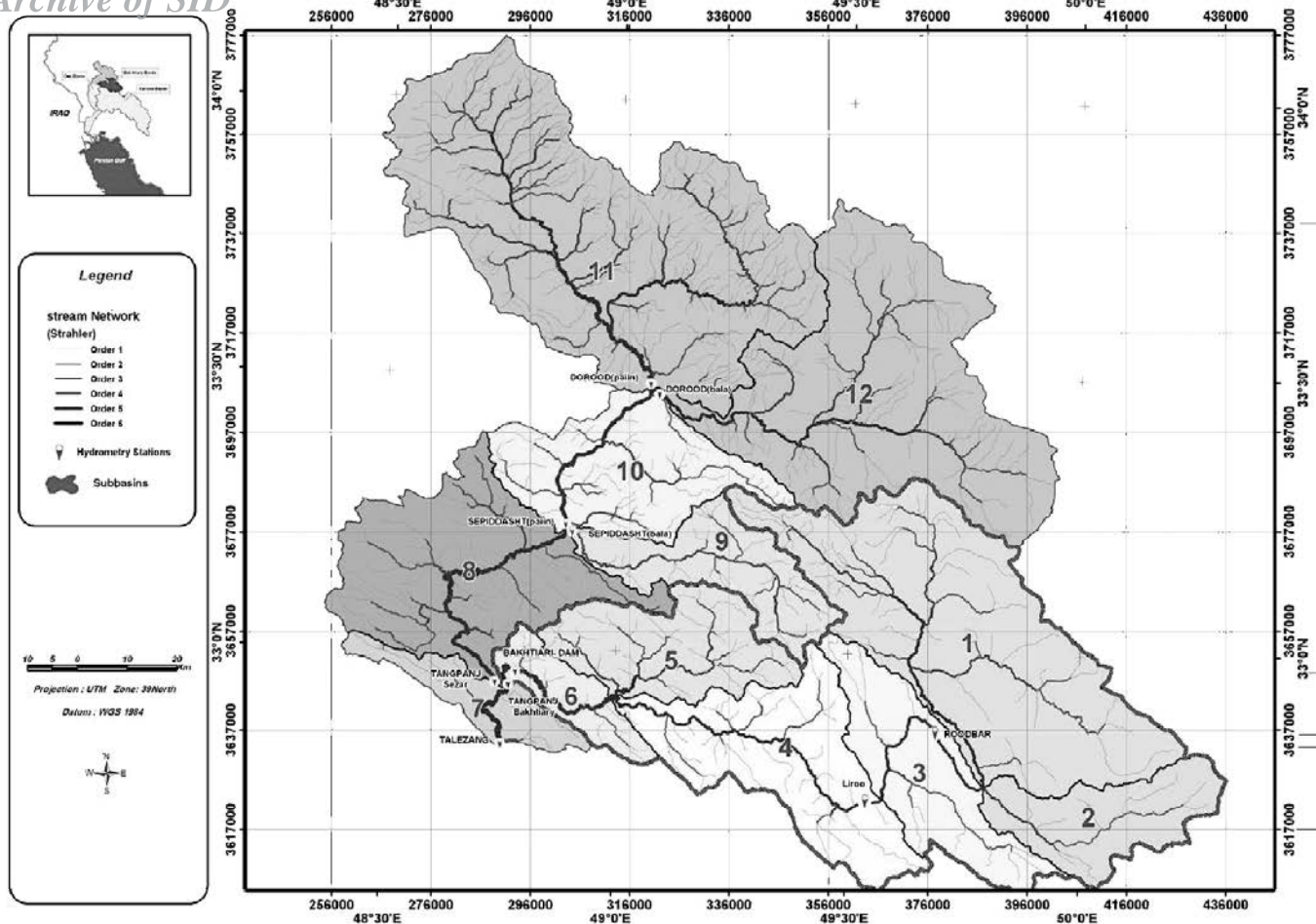
رودخانه دز با حوزه آبخیزی با مساحت حدود ۱۶۱۱۰ کیلومتر مربع در مختصات جغرافیایی (۴۸ ۱۰-) تا (۵۰-۲۰) طول شرقی و (۳۰-۳۱) تا (۳۴-۵) عرض شمالی واقع شده و براساس نقشه‌های

1- Uncertainty Range

2- Reconstructed Precipitation

3- Uniform Precipitation

4- Forecast Period



شکل ۵- مرز زیر حوزه‌ها تا محل ایستگاه آب‌سنجی تله زنگ

در بارش برای توفان ۶ تا ۱۰ فروردین ۱۳۷۷ را نشان می‌دهد. هایتوگراف مقادیر بارش نشان داده شده در شکل (۶)، متوسط وزنی بارش در تمام زیرحوزه‌ها در هر دوره پیش‌بینی می‌باشد که در آن ساعت صفر متناظر با ۶ فروردین، ساعت ۲۱:۳۰ می‌باشد.

جدول ۱- مقادیر نهایی عامل‌های روش روندیابی ماسکینگام حاصل از واسنجی مدل HEC-1

بازه	K (hr)	X	تعداد بازه
Rodbar-Liro	۲/۵۸	۰/۲	۷
Liro-Outlet 4&5 Subbasins	۵/۶۷	۰/۲	۱۱
Outlet ۴&۵ Subbasins-Tange panj	۲/۸	۰/۲	۷
Dorud-Sepiddasht	۳/۸۸	۰/۲	۹
Sepiddasht-Tange panj	۶/۹۴	۰/۲	۱۲
Tange panj-Talezang	۲/۳۵	۰/۲	۶

۹:۳۰) برابر با ۸۴ ساعت می‌باشد، تعداد ۱۴ پیش‌بینی با اندازه دوره ۶ ساعت انجام می‌شود (ساعت $14 \times 6 = 84$).
 دو حالت برای ارزیابی عدم قطعیت بارش بازسازی شده در نظر گرفته شد: در حالت اول ۳ زیردوره دو ساعته و حالت دوم ۶ زیردوره‌ی یک ساعته برای توزیع مقادیر بارش در هر دوره پیش‌بینی استفاده شد. لازم بذکر است که برای هر پیش‌بینی، فقط عدم قطعیت در پیش‌بینی بارش در طول همان دوره پیش‌بینی در نظر گرفته شده و هیچ عدم قطعیت در بارش قبل از دوره‌ی پیش‌بینی فرض نمی‌شود.

بحث و نتیجه گیری

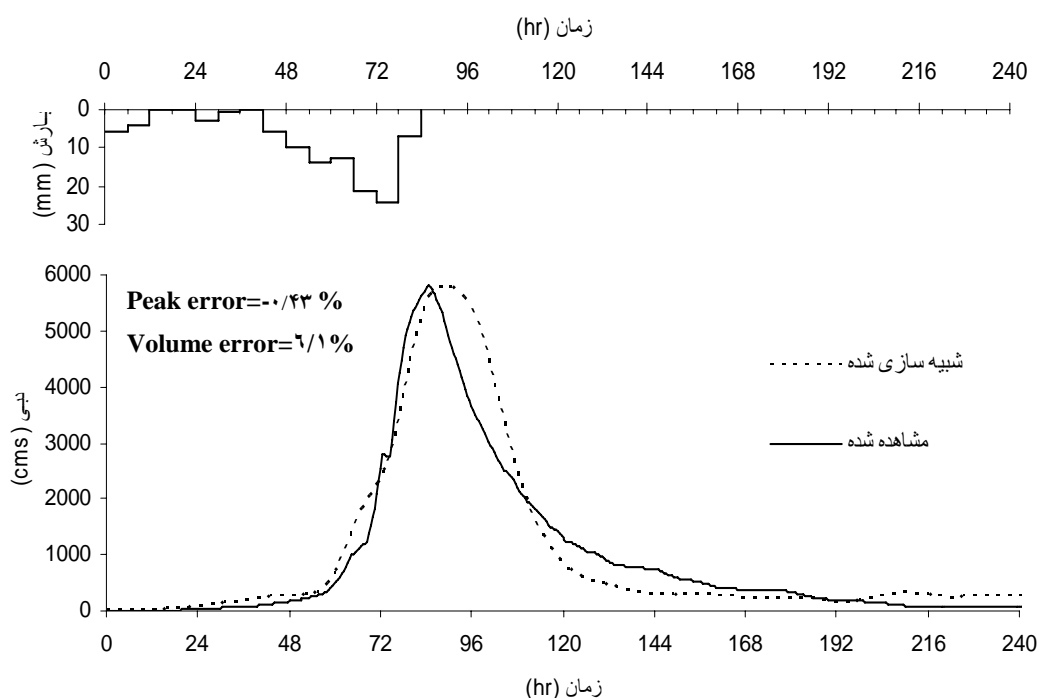
در ابتدا قبل از به کارگیری مدل HEC-1 جهت پیش‌بینی آبنمود سیل، اقدام به واسنجی و صحت‌سنجی آن گردید. جدول‌های ۱ الی ۴ مقادیر عامل‌های نهایی مربوط به روش آبنمود واحد کلارک، روش درجه-روز، روش روندیابی ماسکینگام و روش نفوذ نمایی حاصل از واسنجی مدل HEC-1 را نشان می‌دهند. سپس به شبیه‌سازی آبنمود سیل بدون در نظر گرفتن هیچ‌گونه عدم قطعیت در بارش اقدام گردید. شکل (۶) آبنمود سیل شبیه‌سازی شده همراه با آبنمود سیل مشاهده‌ای متناظر بدون در نظر گرفتن هیچ‌گونه عدم قطعیت

جدول ۳- مقادیر نهایی عامل‌های روش نفوذ نهایی حاصل از واسنجی مدل HEC-1

زیر حوزه	SR (mm/hr)	DL (mm)	RL	ER	SS (mm/hr)	RK
۱	۲/۳۵	۲۸/۵	۱/۴	۰/۳۶	۲/۲	۱/۹
۲	۲/۴۲	۳۴/۱	۱/۴	۰/۴۲	۲/۲	۱/۹
۳	۲/۳۲	۴۹/۱	۱/۴	۰/۳۳	۲/۲	۱/۹
۴	۲/۲۹	۵۱/۶	۱/۴	۰/۳۱	۲/۲	۱/۹
۵	۲/۳۱	۴۶/۸	۱/۴	۰/۳۲	۲/۲	۱/۹
۶	۲/۲۷	۷۹/۹	۱/۴	۰/۲۹	۲/۲	۱/۹
۷	۲/۲۸	۷۹/۶	۱/۴	۰/۳۰	۲/۲	۱/۹
۸	۲/۲۸	۶۶	۱/۴	۰/۳۰	۲/۲	۱/۹
۹	۲/۳۵	۴۴/۲	۱/۴	۰/۳۶	۲/۲	۱/۹
۱۰	۲/۳۴	۶۹/۳	۱/۴	۰/۳۵	۲/۲	۱/۹
۱۱	۲/۳۶	۵۹/۱	۱/۴	۰/۳۷	۲/۲	۱/۹
۱۲	۲/۳۸	۳۶/۳	۱/۴	۰/۳۸	۲/۲	۱/۹

جدول ۲- مقادیر نهایی عامل‌های روش آبنمود واحد کلارک حاصل از واسنجی مدل HEC-1

زیر حوزه	زمان تمرکز (hr)	ضریب ذخیره کلارک (hr)
۱	۹/۸	۱۰/۳
۲	۴/۲	۷/۵
۳	۲/۶	۶/۹
۴	۵/۷	۹/۳
۵	۲/۸	۶/۹
۶	۲/۸	۶/۵
۷	۲/۳	۶/۳
۸	۶/۹	۹/۷
۹	۴/۵	۸/۵
۱۰	۳/۹	۸/۳
۱۱	۱۱	۱۰/۲
۱۲	۹/۹	۱۰/۴

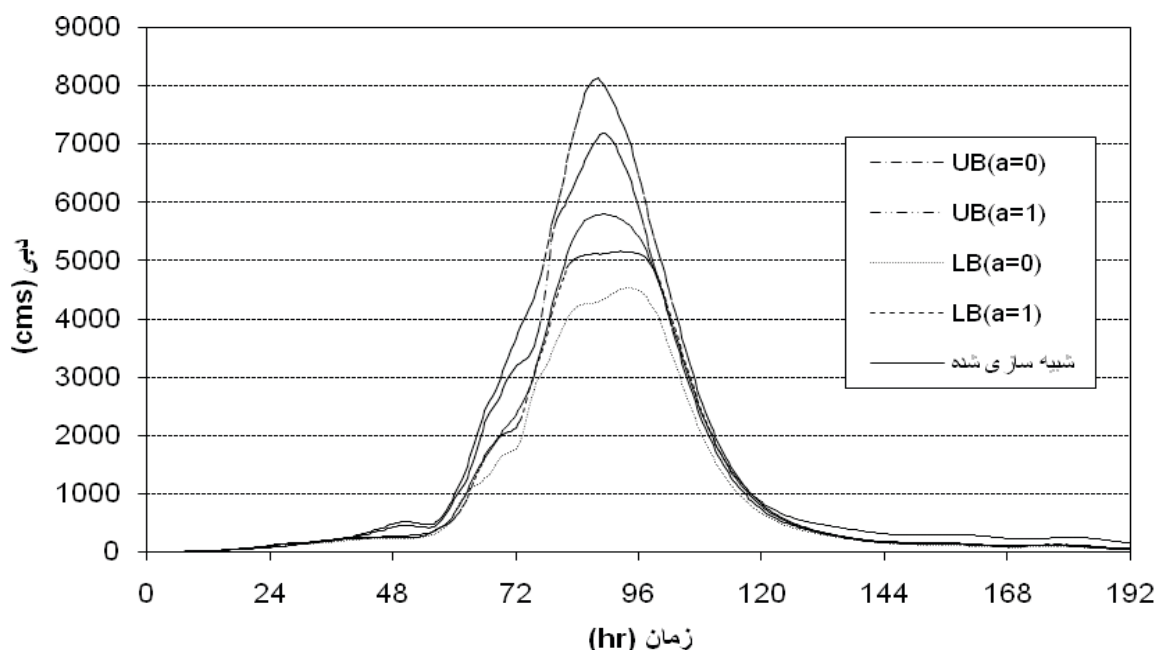


شکل ۶- هیدروگراف‌های مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده در ایستگاه آب‌سنجی تله زنگ برای توفان ۶ تا ۱۰ فروردین ۱۳۷۷

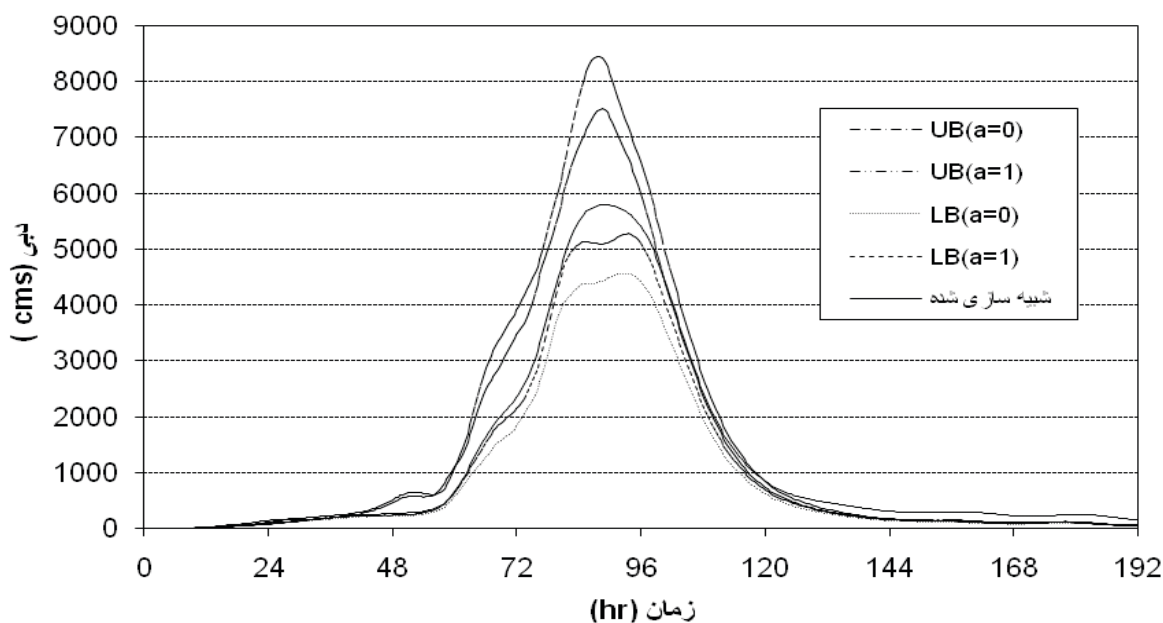
اشکال (۷) و (۸) آبنمودهای سیل حد بالا و پایین پیش‌بینی شده با استفاده از بارش بازسازی شده به ترتیب با ۳ و ۶ زیر دوره به ازای دو مقدار $\alpha=0$ و $\alpha=1$ را نشان می‌دهند. در هر دو این شکل‌ها به ازای هر دو مقدار $\alpha=0$ و $\alpha=1$ ، بین حدود پایین و بالا اختلاف قابل توجه‌ای وجود دارد. علاوه بر این اختلاف حدود به ازای $\alpha=0$ بیشتر از اختلاف حدود به ازای $\alpha=1$ می‌باشد. به عبارتی

جدول ۴- مقادیر نهایی عامل‌های روش درجه-روز حاصل از واسنجی مدل HEC-1

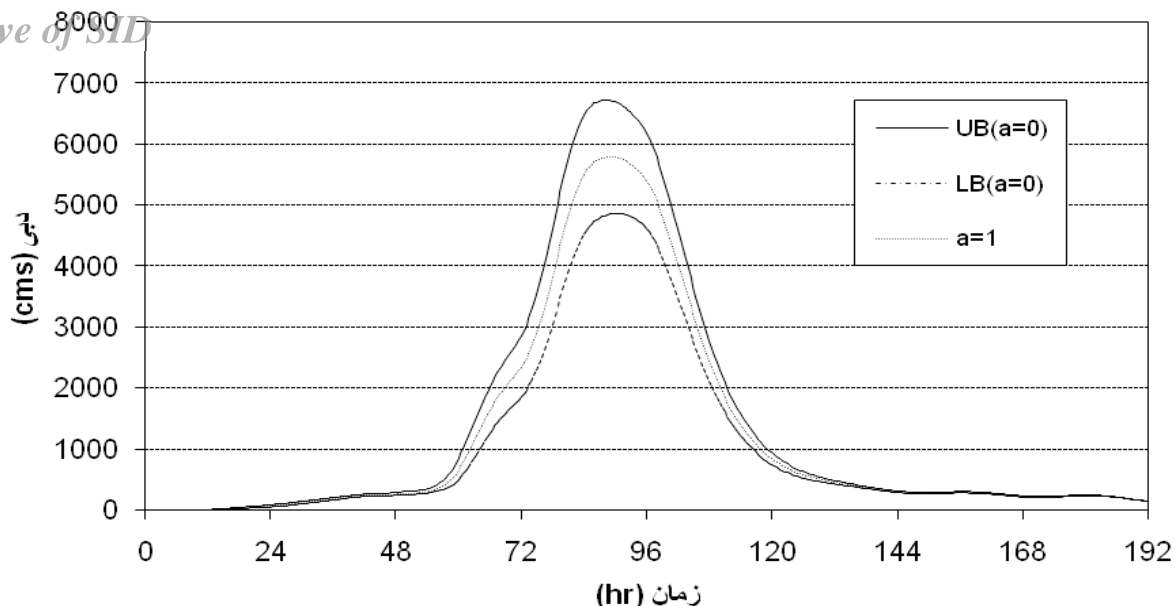
پتانسیل ظرفیت نگهداشت آب در برف (%)	دمای تفکیک نوع بارش (درجه سانتیگراد)
۵	۲



شکل ۷: حدود بالا و پایین آبنمودهای سیل پیش‌بینی شده در حالت بارش بازسازی شده با ۳ زیر دوره به ازای $\alpha=0$ و $\alpha=1$ UB و LB به ترتیب حد بالا و پایین آبنمود سیل است



شکل ۸- حدود بالا و پایین هیدروگراف‌های سیل پیش‌بینی شده در حالت بارش بازسازی شده با ۶ زیر دوره به ازای $\alpha=0$ و $\alpha=1$ UB و LB به ترتیب حد بالا و پایین آبنمود سیل است



شکل ۹- حدود بالا و پایین هیدوگراف‌های سیل پیش‌بینی شده در حالت بارش یکنواخت به ازای $\alpha=0$ و $\alpha=1$ هیچ حدود بالا و پایین برای $\alpha=1$ در حالت بارش یکنواخت وجود ندارد. UB و LB به ترتیب حد بالا و پایین آبنمود سیل است.

قابل توجه‌ای وجود دارد، در حالی که برای $\alpha=1$ به علت وجود داشتن یک مقدار برای بارش یعنی $P_{i,m}$ هیچ حدود بالایی و پایینی وجود ندارد. جدول (۵) مقادیر دبی اوج و حجم آبنمودهای سیل پیش‌بینی شده در ایستگاه آب‌سنجی تله‌زنگ و درصد عدم قطعیت در

با کاهش مقدار α اختلاف حدود افزایش می‌یابد. همچنین حدود بالایی و پایینی آبنمودهای پیش‌بینی شده در حالت بارش یکنواخت در شکل (۹) نشان داده شده است. با توجه به شکل (۹) در حالت بارش یکنواخت برای $\alpha=0$ ، بین حدود بالایی و پایینی اختلاف

جدول ۵- مقادیر دبی اوج و حجم آبنمود سیل پیش‌بینی شده و درصد عدم قطعیت در دبی اوج و حجم سیل به علت عدم قطعیت در مقدار، توزیع زمانی و مکانی بارش (n تعداد زیر دوره‌های پیش‌بینی و UB و LB به ترتیب حد بالا و پایین آبنمود سیل است).

		α	دبی پیک	حجم آبنمود	درصد عدم	درصد عدم	درصد عدم	درصد عدم	
			آبنمود سیل پیش‌بینی شده (cms)	سیل پیش‌بینی شده (MCM)	قطعیت کل در دبی اوج	قطعیت در دبی اوج به علت توزیع زمانی و مکانی بارش	قطعیت در دبی اوج به علت مقدار بارش	قطعیت در حجم آبنمود سیل	
بارش بازسازی شده	n=3	UB	0	8120	1035/5	40/3	24/3	16	15/1
			1	7171	924/1	23/9	23/9	0	2/7
		LB	0	4520	670/5	-21/9	-6	-15/9	-25/5
			1	5151	787/3	-11	-11	0	-12/5
	n=6	UB	0	8447	1081/3	46	30	16	-20/1
			1	7504	968/7	29/7	29/7	0	7/6
		LB	0	4552	658/3	-21/3	-5/4	-15/9	-26/9
			1	5270	756/1	-8/9	-8/9	0	-16
بارش یکنواخت	UB	0	6713	1033/8	16	0	16	14/9	
		1	5787	900	0	0	0	0	
	LB	0	4865	767/7	-15/9	0	-15/9	-14/7	
		1	5787	900	0	0	0	0	

به ۱۹/۳ درصد و دامنه عدم قطعیت حجم سیل به ترتیب از ۷/۶ به ۱۱/۸ درصد افزایش می‌یابد. علت آن تاثیر مستقیم تعداد زیردوره‌ها بر روی حداکثر شدت بارش می‌باشد که موجب افزایش دبی اوج و حجم آبنمود سیل خواهد شد و به تبع آن موجب افزایش دامنه عدم قطعیت آنها نیز می‌گردد.

مقایسه دامنه عدم قطعیت دبی‌های پیش‌بینی شده

شکل‌های (۱۰) و (۱۱) دامنه عدم قطعیت دبی‌های پیش‌بینی شده، $(Q_{UB} - Q_{LB})$ ، در حالت بارش‌های یکنواخت و بازسازی شده با ۳ و ۶ زیردوره به ترتیب به ازای $\alpha=0$ و $\alpha=1$ را نشان می‌دهند. از آنجایی که حدود پایینی و بالایی برای دبی پیش‌بینی شده به ازای $\alpha=1$ در حالت بارش یکنواخت وجود ندارد، دامنه عدم قطعیت نیز برای آن وجود ندارد. از مقایسه دامنه عدم قطعیت دبی پیش‌بینی شده در دو حالت بارش بازسازی شده و یکنواخت، به وضوح می‌توان دریافت که عدم قطعیت دبی پیش‌بینی شده تحت تاثیر بارش بازسازی شده بسیار بیشتر از عدم قطعیت دبی تحت تاثیر بارش یکنواخت می‌باشد. این بیانگر این است که عدم قطعیت به علت توزیع زمانی ناشناخته بارش می‌تواند قابل توجه‌تر از عدم قطعیت مربوط به مقدار بارش باشد. علاوه بر این مقایسه دامنه‌های عدم قطعیت در حالت بارش بازسازی شده با ۳ و ۶ زیردوره برای $\alpha=0$ و $\alpha=1$ نشان می‌دهد که افزایش تعداد زیردوره‌ها دامنه‌ی عدم قطعیت خروجی را افزایش داده اما این افزایش در مقایسه با افزایش تعداد زیردوره‌ها تقریباً قابل توجه نیست. این نتیجه این امکان را می‌دهد که تعداد زیردوره‌ها را به طور منطقی به تعداد کمتری محدود نمود بدون این که عدم قطعیت در خروجی زیاد دست پایین برآورد گردد.

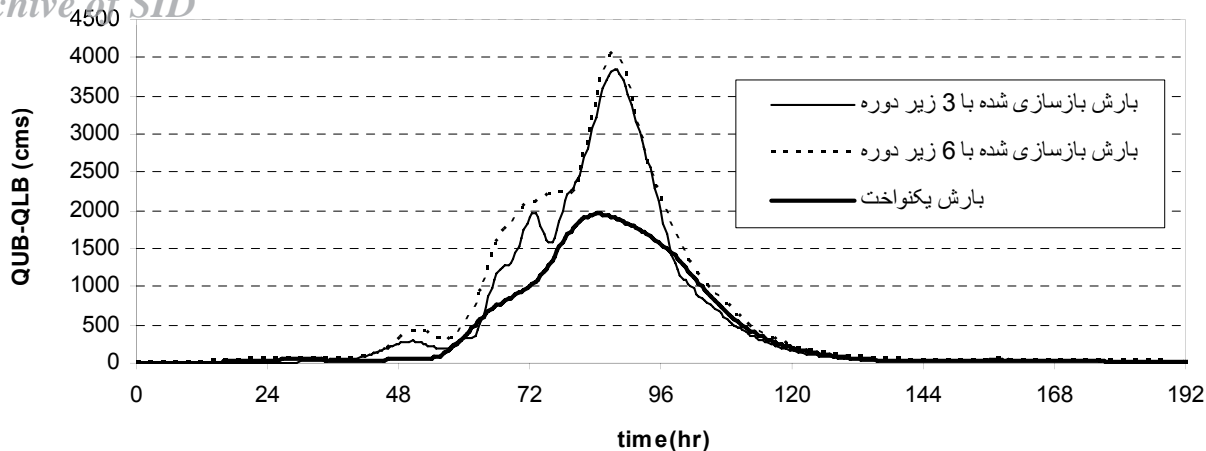
مقایسه توابع عضویت دبی‌های پیش‌بینی شده

شکل (۱۲) (a) تا (c) توابع عضویت به دست آمده از پیش‌بینی‌ها در ساعت‌های ۸۵، ۹۰ و ۹۵ در دو حالت بارش یکنواخت و بازسازی شده با ۳ و ۶ زیردوره را نشان می‌دهد. این شکل‌ها به وضوح نشان می‌دهند که دامنه عدم قطعیت دبی‌های پیش‌بینی شده به ازای هر درجه عضویت در حالت بارش بازسازی شده بیشتر از بارش یکنواخت می‌باشد. بنابراین عدم قطعیت به علت توزیع زمانی ناشناخته بارش، قابل توجه‌تر از عدم قطعیت در مقدار بارش می‌باشد. نکته قابل توجه دیگر شکل توابع عضویت می‌باشد. شکل‌های توابع عضویت در حالت بارش یکنواخت به طور مثلثی شکل هستند که این نشان‌دهنده‌ی آن است که اگر از عدم قطعیت زمانی صرف‌نظر گردد، نتیجه حاصل از توابع عضویت مثلثی شکل ورودی‌ها (بارش)، تابع عضویت مثلثی شکل از خروجی (دبی) خواهد شد. در حالت بارش بازسازی شده به علت عدم قطعیت در مقدار و توزیع زمانی بارش، شکل توابع عضویت به طور نسبی یکنواخت می‌باشد که این بیانگر آن است که عدم قطعیت به علت توزیع زمانی بارش تا حدودی مستقل از مقدار α می‌باشد.

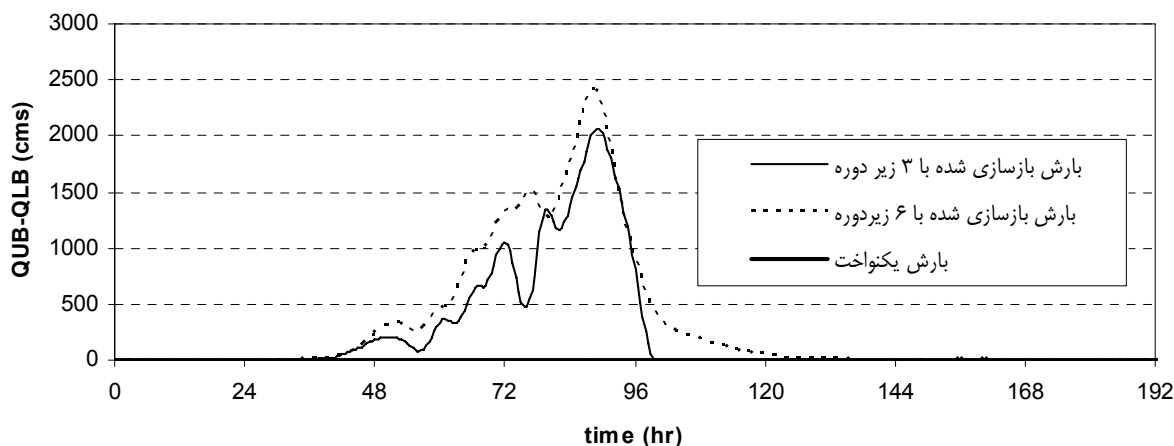
دبی اوج و حجم سیل مربوط به عدم قطعیت در مقدار، توزیع زمانی و مکانی بارش را نشان می‌دهد. در این جدول UB و LB به ترتیب بیانگر حد بالا و پایین آبنمود سیل پیش‌بینی شده می‌باشد.

مقایسه مقادیر عدم قطعیت در جدول (۵) نشان می‌دهد که افزایش تعداد زیردوره‌های پیش‌بینی موجب افزایش تا حدی قابل توجه عدم قطعیت در دبی اوج و حجم آبنمود حد بالای سیلاب پیش‌بینی شده خواهد شد. همچنین افزایش تعداد زیردوره‌ها موجب کاهش ناچیز عدم قطعیت در دبی اوج و افزایش تا حدی قابل توجه عدم قطعیت در حجم آبنمود حد پایین سیل خواهد شد. این بدان سبب می‌باشد که تعداد زیردوره‌ها تاثیر مستقیم بر روی حداکثر شدت بارش دارد. علت آن این است که حداکثر شدت ممکن زمانی رخ می‌دهد که مقدار معین P برای دوره T در یک زیردوره n از n زیردوره با اندازه شدت $\frac{nP}{T}$ روی دهد. بنابراین با افزایش تعداد زیردوره‌ها دبی اوج افزایش یافته و در نتیجه عدم قطعیت مربوط به آن در حد بالای محدوده عدم قطعیت افزایش می‌یابد. همچنین با افزایش تعداد زیردوره‌ها به علت افزایش تعداد سیگنال‌های هایتوگراف، تغییرات مقادیر بارش نسبت به یکدیگر در زیردوره‌های هایتوگراف بیشتر می‌گردد. در نتیجه امکان دستیابی به هایتوگراف یکنواخت با مقادیر یکسان بارش در تمام سیگنال‌ها در فضای جستجو به منظور تعیین حد پایین محدوده عدم قطعیت کاهش می‌یابد. بنابراین دبی اوج آبنمود حاصل از هایتوگراف بارش با تعداد سیگنال بیشتر نسبت به هایتوگراف با تعداد سیگنال کمتر، تا حدی افزایش یافته و در نتیجه عدم قطعیت مربوط به آن در باند پایین محدوده عدم قطعیت کاهش می‌یابد.

در حالت بارش بازسازی شده با کاهش درجه عضویت مقادیر بارش، دامنه عدم قطعیت دبی اوج و حجم آبنمود سیل افزایش می‌یابد. به طوری که به ازای تعداد زیردوره‌های پیش‌بینی برابر با ۳، با کاهش α از ۱ به ۰ دامنه عدم قطعیت دبی اوج به ترتیب از ۱۷/۴ به ۳۱/۱ درصد و دامنه عدم قطعیت حجم سیلاب به ترتیب از ۷/۶ به ۲۰/۲ درصد افزایش می‌یابد. همچنین به ازای تعداد زیردوره‌های پیش‌بینی برابر با ۶، با کاهش α از ۱ به ۰ دامنه عدم قطعیت دبی اوج به ترتیب از ۱۹/۳ به ۳۳/۶ درصد و دامنه عدم قطعیت حجم سیلاب به ترتیب از ۱۱/۸ به ۲۳/۵ درصد افزایش می‌یابد. علت آن این است که با کاهش α از ۱ به ۰ اختلاف بین حد بالا و پایین مقادیر بارش متناظر با α افزایش می‌یابد که موجب افزایش دامنه عدم قطعیت دبی اوج و حجم آبنمود سیلاب می‌گردد. افزایش تعداد زیردوره‌های پیش‌بینی موجب افزایش تا حدی قابل توجه دامنه عدم قطعیت در دبی اوج و حجم آبنمود سیل پیش‌بینی شده خواهد شد. به طوری که به ازای $\alpha=0$ با افزایش تعداد زیردوره‌های پیش‌بینی از ۳ به ۶، دامنه عدم قطعیت دبی اوج به ترتیب از ۳۱/۱ به ۳۳/۶ درصد و دامنه عدم قطعیت حجم سیلاب به ترتیب از ۲۰/۲ به ۲۳/۵ درصد افزایش می‌یابد. همچنین به ازای $\alpha=1$ با افزایش تعداد زیردوره‌های پیش‌بینی از ۳ به ۶، دامنه عدم قطعیت دبی پیک به ترتیب از ۱۷/۴



شکل ۱۰- دامنه عدم قطعیت دبی پیش‌بینی شده در دو حالت بارش یکنواخت و بازسازی شده با ۳ و ۶ زیر دوره به ازای $\alpha=0$

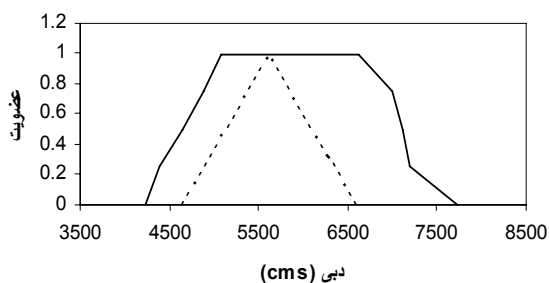


شکل ۱۱- دامنه عدم قطعیت دبی پیش‌بینی شده در دو حالت بارش یکنواخت و بازسازی شده با ۳ و ۶ زیر دوره به ازای $\alpha=1$.
حدود بالایی و پایینی به ازای $\alpha=1$ در حالت بارش یکنواخت وجود ندارد.

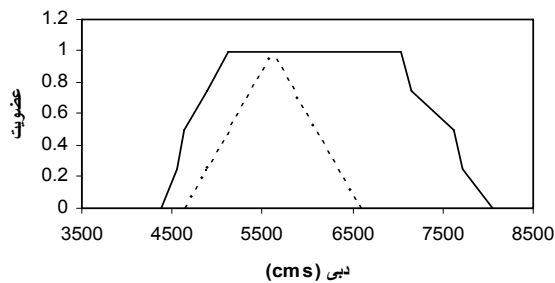
حالت بارش بازسازی شده به علت عدم قطعیت در مقدار و توزیع زمانی بارش، به طور نسبی یکنواخت می‌باشد که این بیانگر آن است که عدم قطعیت به علت توزیع زمانی بارش تا حدودی مستقل از مقدار α می‌باشد. شکل توابع عضویت در حالت بارش یکنواخت به طور نسبی مثلثی شکل هستند که این بیانگر آن است که عدم قطعیت به علت مقدار و توزیع مکانی بارش مستقل از مقدار α نیست. مقایسه دامنه عدم قطعیت دبی و حجم آبنمود سیل پیش‌بینی شده در حالت بارش بازسازی شده به ازای مقادیر مختلف α نشان می‌دهد که با کاهش مقدار α ، دامنه عدم قطعیت دبی و حجم سیل افزایش می‌یابد. علاوه بر این در حالت بارش بازسازی شده، افزایش تعداد زیر دوره‌های پیش‌بینی موجب افزایش به طور نسبی قابل توجه دامنه عدم قطعیت در دبی اوج و حجم آبنمود سیلاب پیش‌بینی شده می‌گردد.

نتیجه‌گیری

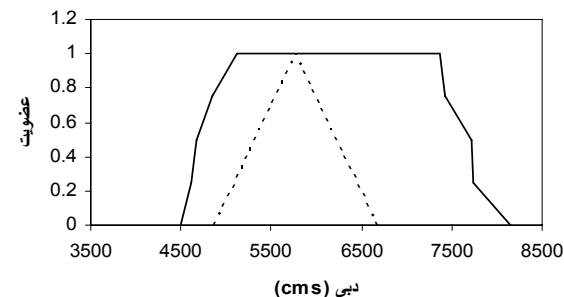
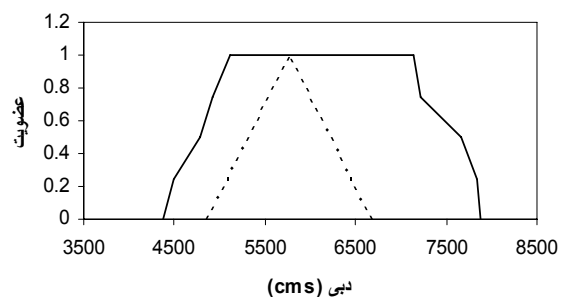
در تمام پیش‌بینی‌ها، عدم قطعیت دبی و حجم آبنمود سیل تحت تاثیر بارش بازسازی شده به طور قابل توجه‌ای بیشتر از عدم قطعیت بارش یکنواخت می‌باشد. بنابراین برای کاهش عدم قطعیت در دبی و حجم آبنمود سیل باید در پیش‌بینی توزیع زمانی و مکانی بارش نسبت به پیش‌بینی مقدار بارش دقت بیشتری نمود. مقایسه دامنه عدم قطعیت و توابع عضویت دبی‌های پیش‌بینی شده تحت اثر دو بارش بازسازی شده و یکنواخت نشان می‌دهد که عدم قطعیت دبی و حجم آبنمود سیل به علت عدم قطعیت در توزیع زمانی و مکانی بارش می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای بیشتر از عدم قطعیت در مقدار بارش باشد. بنابراین استفاده از بارش متوسط زمانی و مکانی در حوزه ممکن است منجر به پیش‌بینی‌های نادرست گردد. شکل توابع عضویت در



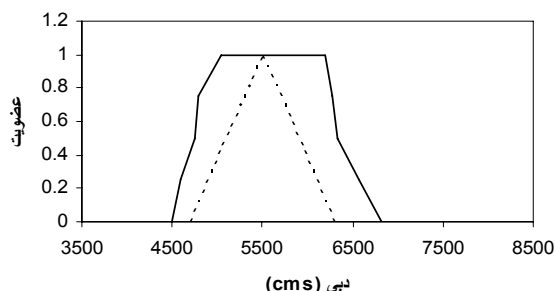
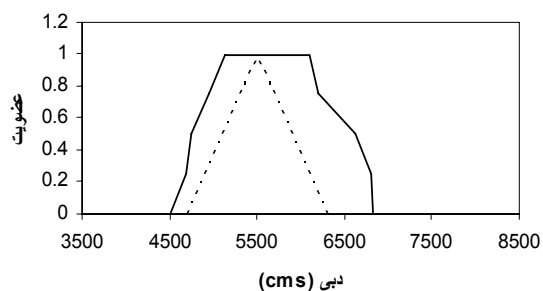
(a)



(b)



(c)



شکل ۱۲- توابع عضویت دبی‌های پیش‌بینی شده به ازای بارش بازسازی شده (خط پر) با ۳ زیردوره (شکل‌های a, b, c سمت چپ) و با ۶ زیردوره (شکل‌های a, b, c سمت راست) و بارش یکنواخت (خط نقطه)، (a) پیش‌بینی در ساعت ۸۵، (b) پیش‌بینی در ساعت ۹۰، (c) پیش‌بینی در ساعت ۹۵

of Hydrology. 220:48-61.

4- Gabellani, S., Boni, G., Ferraris, L., Von Hardenberg, J. and Provenzale, A. 2007. Propagation of uncertainty from rainfall to runoff: A case study with a stochastic rainfall generator. *Advances in Water Resources*. 30: 2061–2071.

5- Hoybye, J. and Rosbjerg, D. 1999. Effect of input and parameter uncertainties in rainfall-runoff simulations, *J. of Hydrologic Engineering, ASCE*, 125(7): 214–224.

6- Krzysztofowicz, R. 1999. Bayesian theory of probabilistic forecasting via deterministic

منابع

1- Ajami, N.K., Duan, Q., Gao, X. and Sorooshian, S. 2006. Multi- model combination techniques for hydrological forecasting: application to distributed model intercom-parison project results. *J Hydrometeorol*. 8:755–68.

2- Borga, M. 2002. Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*. 267: 26–39.

3- Chaubey, I., Haan, C.T., Grunwald S. and Salisbury, J.M. 1999. Uncertainty in the model parameters due to spatial variability of rainfall. *J.*

approach for analysis of pipe network. Journal of Hydraulic Engineering. ACSE, 128(1): 93-101.

11- Schulz, K. and Huwe, B. 1997. Water flow modelling in the unsaturated zone with imprecise parameters using a fuzzy approach. J. of Hydrology. 201: 211-229.

12- Uhlenbrook, S., Seibert, J., Leibundgut, C. and Rohde, A. 1999. Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problem in identifying model parameters and structure. Hydrological Science journal. 44: 779-797.

13- USACE. 1998. HEC-1 flood hydrograph package user's manual. Hydrologic Engineering Centre. Davis, CA.

hydrologic model. Water Resources Research. 35(9): 2739-2750.

7- Maskey, S., Guinot, V. and Price, R.K. 2004. Treatment of precipitation uncertainty in rainfall-runoff modelling: a fuzzy set approach. Advances in Water Resources. 27: 889-898.

8- Maskey, S. and Price, R.K. 2003a. Uncertainty issues in flood forecasting. In Flood Events- Are We Prepared? Proceeding of the OSIRIS Workshop, March 2003, Berlin. 123-136.

9- Maskey, S. and Price, R.K. 2003b. Uncertainty assessment due to time series inputs using disaggregation for flood forecasting. Proceedings of Netherlands Centre for River Studies (NCR) days 2003, 6-8 November, Roermond.

10- Revelli, R. and Ridolfi, L. 2002. Fuzzy