

شبیه‌سازی هیدروگراف سیل بر اساس عدم قطعیت پارامترهای مدل‌های بارش - رواناب

علی حیدری^{*}، بهرام ثقفیان^{**} و رضا مکنون^{***}
دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی امیرکبیر
پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری

(دریافت مقاله: ۸۱/۱۱/۲۹ - دریافت نسخه نهایی: ۸۲/۹/۱۰)

چکیده - عدم قطعیت پارامترهای بارش - رواناب نقش مهمی در شبیه‌سازی هیدروگراف سیلاب دارد. در مقاله حاضر ارزیابی عدم قطعیتها با استفاده از روش مونت کارلو در حوزه قره سو واقع در حوزه کرخه بررسی می‌گردد. برای شبیه‌سازی حوزه از مدل توزیعی - مفهومی موسوم به مادکلارک استفاده گردید که در آن شبیه‌سازی بارش - رواناب در گستره یک شبکه مربعی حوزه انجام می‌شود و سپس هیدروگراف خروجی حوزه از ترکیب رواناب سطحی مربعات شبکه حاصل می‌شود. به کارگیری روش مونت کارلو برای تحلیل عدم قطعیت پارامترها، منجر به تعیین محدوده مناسب تغییرات پارامترها شد که دامنه حاصله بستگی به معیارهای نیکویی برازش داشت. نتایج معیارهای مختلف نیکویی برازش^۱ در این مقاله مورد بحث قرار می‌گیرد و بهبود شبیه‌سازی بخش اوج هیدروگراف با اعمال اثر وزنی در دبی اوج ارزیابی می‌شود.

واژگان کلیدی: مدل بارش - رواناب، modclark، عدم قطعیت، مونت کارلو، کرخه، ایران

Flood Hydrograph Simulation with Uncertainty in Rainfall – Runoff Parameters

A. Heidari, B. Saghian and R. Maknoon

Department of Civil Engineering, Amirkabir University of Technology
Soil Protection and Watershed Management Research Institute

Abstract: Flood hydrograph simulation is affected by uncertainty in Rainfall – Runoff (RR) parameters. Uncertainty of RR parameters in Gharasoo catchment, part of the great Karkheh river basin, is evaluated by Monte–Carlo (MC) approach. A conceptual-distributed model, called ModClark, was used for basin simulation, in which the basin’s hydrograph was determined using the superposition of runoff generated by individual cells dividing the catchment in a raster-based discretization. A narrow parameter range was obtained through application of the MC method. Parameter range depended on goodness of fit measures. The results of various goodness-of-fit measures are discussed in this paper. The selected goodness-of-fit measures gave high weight to peak discharge to reduce peak discharge error.

Keywords: Rainfall-Runoff model, ModClark, Uncertainty, Monte Carlo, Karkheh

*** - استادیار

** - دانشیار

* - دانشجوی دکترا

A_{cell}	مساحت هر مربع	R	ضریب ذخیره حوزه بر حسب ساعت ،
AK	ضریب نفوذ در شروع گام زمانی محاسبات	R_{AA}	متوسط کواریانس دو به دو نقاط در ناحیه A
AL	نفوذ پتانسیل بر حسب mm/hr	R_{Ai}	متوسط کواریانس $Z(x_i)$ و $Z(u)$ در ناحیه A
C	نفوذ تجمعی بر حسب mm	$R(x_i-x_j)$	تابع کواریانس
C_b, C_a	ضرایب روندیابی ذخیره‌ای	t_{cell}	زمان حرکت برای هر مربع تا خروجی حوزه
CN	شماره منحنی حوزه		بر حسب ساعت
d_{cell}	فاصله پیمایش رواناب از هر مربع تا خروجی حوزه	t_c	زمان تمرکز حوزه آبریز بر حسب ساعت
d_{max}	فاصله پیمایش برای مربعی که بیشترین فاصله را از خروجی حوزه دارد (متناظر با زمان تمرکز)	w_t	وزن مربوط به دبی هیدروگراف در زمان t
E_i	نفوذ در زمان i	x_t	خطای دبی محاسبه‌ای و مشاهده‌ای هیدروگراف
SS,RK,SR,DL,RT,ER	پارامترهای روش نفوذ نمایی		سیل در زمان t
Ia	نفوذ اولیه در روش SCS بر حسب mm	\bar{x}	متوسط وزنی خطاها در طول هیدروگراف
Q_{mean}	متوسط دبی هیدروگراف مشاهده‌ای	$\hat{Z}(x_0)$	بارش تخمینی نقطه x_0
n	تعداد گامهای زمانی محاسبات	$Z(x_0)$	بارش ایستگاه در نقطه x_i
m	تعداد ایستگاههای بارش	Δt	گام زمانی محاسبات
O_i	دبی محاسبه‌ای در گام زمانی i	σ_i^2	واریانس خطاهای ناشی از i امین مدل
O_{i-1}	دبی محاسبه‌ای در گام زمانی i-1	σ_{obs}^2	واریانس سیلاب مشاهده‌ای
O_t	دبی مشاهده‌ای در زمان t	σ^2	واریانس خطاهای متاثر از وزن دبی هیدروگراف
Out_i	دبی متوسط محاسبه‌ای خروجی از حوزه در گام زمانی i	λ_i	وزن ایستگاه بارش i
P	عمق بارش ساعتی بر حسب mm	v	ضریب لاگرانژ

۱- مقدمه

پارامترهای بهینه ناممکن شود. بدین معنی که ممکن است سریهای مختلف پارامترها نتایج یکسانی در روند کالیبراسیون داشته باشند و معیار مناسبی برای انتخاب سری بهینه با توجه به اطلاعات در دست موجود نباشد. حتی در صورت کالیبراسیون موفق مدل در یک دوره آماری با اطلاعات موجود، عدم قطعیت پارامترها سبب می‌شود که شبیه سازی برای دوره خارج از دوره کالیبراسیون کم‌تر اطمینان پذیر باشد. بررسی و کمی کردن عدم قطعیت پارامترهای مدل‌های بارش-رواناب عمدتاً در دهه اخیر مطرح شده است. بون و باینلی (۱۹۹۱) عدم قطعیت مدل

بررسی عدم قطعیت پارامترهای مدل‌های بارش - رواناب در حال حاضر یکی از چالشهای مهم هیدرولوژی در سطح مجامع بین المللی به شمار می‌رود. علی رغم کاربری آسان اکثر مدل‌های مفهومی بارش - رواناب، به علت تعداد نسبتاً زیاد پارامترها و عدم وجود درک فیزیکی از آنها، این مدلها در مرحله کالیبراسیون پارامترها با مشکل مواجه‌اند. برخی از این پارامترها نیز دارای پشتوانه فیزیکی حوزه اند ولی برای کل سطح حوزه قابل اندازه گیری نیستند. این محدودیت سبب شده است که در کالیبراسیون حوزه اغلب یافتن یک سری منحصر به فرد

توزیعی پایه فیزیکی بارش-رواناب را با استفاده از روشهای روزنبلت و شبیه سازی مونت کارلو بررسی نمودند و اثرات تغییر کاربری اراضی را ارزیابی کردند. بون و باینلی (۱۹۹۳) روش تخمین عدم قطعیت تشابهات عمومی (GLUE)^۲ را پیشنهاد کردند که در آن روش شبیه سازی مونت کارلو و تئوری بیز تلفیق شده بود. فرییر و بون (۱۹۹۶) روش GLUE را در کالیبراسیون مدل TOPMODEL به کار بردند. چمبل و همکارانشان (۱۹۹۹) روش تلفیقی مونت کارلو و زجیره مارکو (MCMC)^۳ را به کار بردند که در آن برخلاف روش GLUE که فرض بر تبعیت پارامترهای مدل از توزیع احتمالاتی یکتواخت بود، از توزیع احتمالاتی واقعی پارامترها استفاده است. این روش متکی بر روش متروپولیس - هستینگ (کوزرا و پارت ۱۹۹۸، بیت و چمبل ۲۰۰۱) است. بون و فرییر (۲۰۰۱) در معادله با انتخاب معیار نیکویی برازش مناسب در روش GLUE بحث کردند و نتایج آن را در کالیبراسیون مدل TOPMODEL ارزیابی کردند.

عمده عدم قطعیت‌های شبیه سازی مدلها، ناشی از ساختار مدل و عدم تعریف صحیح پارامترها هستند. بنابراین برای پیش بینی صحیح رواناب، عدم قطعیت پارامترها و به طبع عدم قطعیت پیش بینیها باید مد نظر قرار گیرد. یکی از روشهای شناخته شده بررسی عدم قطعیت، روش مونت کارلوست. در این روش فرض بر این است که سری پارامترهای مختلف، برازش تقریباً یکسانی بین رواناب محاسبه ای و مشاهده ای ایجاد می کنند. در این حالت برای هر پارامتر محدوده نسبتاً وسیع مقادیر ممکن بر اساس کالیبراسیون اولیه تعیین شده و سپس سری متناهی پارامترها با استفاده از اعداد تصادفی حاصل از توزیع یکتواخت در محدوده مشخص برای هر پارامتر تولید می شود. برای هر سری پارامترها، مدل بارش - رواناب اجرا شده و کارایی آن با معیارهای مختلف نیکویی برازش ارزیابی می شود. با کاهش محدوده پارامترها پس از هر تکرار، مجدداً محاسبات انجام می شود تا محدوده تغییرات باریکی برای سری پارامترهای بهینه حاصل شود. معیار نیکویی برازش می تواند در تعیین محدوده

بهینه پارامترها نقش مهمی داشته باشد. بنابراین تابع هدفی که برای این منظور تعریف می شود کاملاً وابسته به اهداف شبیه سازی است. در این معادله توابع هدف می توانند بر اساس پارامترهای مختلف هیدروگراف سیل یا جریان رودخانه تعیین شوند. در حالت کلی روش مونت کارلو شبیه سازی مناسبی در محدوده وسیع مقادیر پارامترها حتی برای پارامترهای حساس ارائه می دهد. همچنین این روش ابزار مناسبی برای تعیین محدوده پیش بینیها با در نظر داشتن عدم قطعیت پارامترها به شمار می رود. چرا که وابستگی داخلی بین پارامترها به صورت ضمنی در محاسبات مدنظر قرار گرفته و سری پارامترها به جای تک تک آنها تغییر می کنند [۴۳].

هدف از انجام تحقیق حاضر، کاربردی کردن روش مونت کارلو برای بررسی عدم قطعیت پارامترها در شبیه سازی هیدروگراف سیل با توجه به محدودیت اطلاعات ثبت شده در یکی از حوزه های آبریز کشور است. در این معادله تاثیر توابع هدف مختلف و حساسیت پارامترها نسبت به این توابع مورد ارزیابی قرار می گیرد. شبیه سازی دبی اوج هیدروگراف سیل در این تحقیق از اهمیت بیشتری نسبت به سایر دبی های هیدروگراف و حتی حجم آن برخوردار است. بنابراین معیارهای نیکویی برازشی پیشنهاد خواهد شد که کمترین خطا را در بخش اوج هیدروگراف ایجاد کنند.

۲- شبیه سازی مفهومی - توزیعی حوزه

در حالت کلی، هر مدل هیدرولوژیکی دارای دو مولفه اصلی است. در مولفه اول سهم بارش در رواناب حوزه تعیین می شود و در مولفه دوم توزیع زمانی رواناب برای تعیین شکل هیدروگراف جریان مشخص می شود. بنابراین فرایندهای بارش - رواناب در حوزه های برف گیر را می توان شامل شبیه سازی تفکیک باران و برف از بارش کل، نفوذ و تلفات باران در سطح حوزه، نفوذ آب حاصل از ذوب برف و روند یابی رواناب در سطح حوزه دانست که سه فرایند اول در مولفه اول مدلها و فرایند آخر در مولفه دوم مدلها شبیه سازی می شود.

در مقابل مدل‌های توزیعی - پایه فیزیکی شبیه سازی بارش - رواناب، نگرشی نسبتاً جدیدی وجود دارد که به آن روش توزیعی - مفهومی اتلاق می‌شود. در این تحقیق شبیه‌سازی فرایند تبدیل بارش به رواناب به روش مادکلارک انجام می‌گیرد. روش مادکلارک یک روش مفهومی از نوع ذخیره ای است که توزیع مکانی را نیز در نظر می‌گیرد. این روش در سالهای اخیر توسعه یافته و اصول محاسباتی آن بر اساس تغییرات زمان حرکت رواناب از مناطق مختلف حوزه تا خروجی آن شکل می‌گیرد [۱۴ و ۱۵]. مشابه روش هیدروگراف واحد کلارک، محاسبات رواناب در روش مادکلارک بر اساس انتقال و ذخیره حوزه انجام می‌شود. انتقال توسط مدل زمان - مساحت در قالب شبکه مربعی حوزه تعیین شده و سپس ذخیره حوزه با مدل مخزن خطی محاسبه می‌شود. در این روش برای هر مربع شبکه، فاصله تا خروجی حوزه تعیین شده و زمان انتقال رواناب از هر مربع شبکه به خروجی حوزه به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$t_{\text{cell}} = t_c \cdot d_{\text{cell}} / d_{\text{max}} \quad (1)$$

که در آن:

در این روش دبی رواناب هر گام زمانی از حاصل ضرب مساحت مربع در شدت بارش موثر تعیین می‌شود. شدت بارش موثر نیز پس از تعیین مقدار نفوذ هر مربع از کل بارش متوسط آن، محاسبه می‌شود. سری زمانی رواناب سطحی هر مربع با توجه به زمان پیمایش تعیین شده و ترکیب آنها هیدروگراف خروجی حوزه را بدون در نظر گرفتن اثر ذخیره‌ای شکل می‌دهد. سپس هیدروگراف حاصله در یک مخزن خطی روندیابی شده و هیدروگراف جریان خروجی حوزه تعیین می‌شود. لازم به توضیح است که اعمال اثر ذخیره‌ای حوزه بر هیدروگراف کل حوزه در این تحقیق کاملاً مطابق روش اصلی مادکلارک نیست. در روش پیشنهادی مادکلارک اثر ذخیره‌ای برای هر مربع در نظر گرفته می‌شود. روش به کار رفته در این تحقیق نسبت به روش اصلی منطقی تر است، چرا که اثر ذخیره‌ای برای هر مربع بسیار ناچیز بوده و قابل صرف نظر

است در حالی که اثر ذخیره‌ای کل حوزه بسته به تراکم شبکه آبراهه‌ها و شکل حوزه می‌تواند قابل توجه باشد. ضمن اینکه تعیین و یا کالیبراسیون ضریب ذخیره‌ای برای هر سلول مربعی در حوزه امری دشوار است.

یکی از محاسن عمده این روش نسبت به روشهای یکپارچه، شبیه سازی دقیقتر تغییرات مکانی بارش و ذوب برف است. در روشهای یکپارچه، برای شبیه سازی بارش و ذوب برف، حوزه آبریز به مناطق ارتفاعی تقسیم می‌شود که این مناطق ارتفاعی تغییرات توزیع مساحت حوزه نسبت به ارتفاع را ارائه می‌دهد. از آنجاکه تعداد این مناطق در مدل سازی یکپارچه حوزه بسیار محدود بوده و همچنین دما برای هر ناحیه ارتفاعی یکسان فرض می‌شود، لذا در برخی مواقع ممکن است خطای قابل توجهی در نسبت تفکیک بارش برف و باران و ذوب برف اتفاق بیفتد. در روش مادکلارک شبیه سازی برای هر مربع حوزه انجام می‌شود، بنابراین با افزایش تعداد مربعات در ارتفاعهای مختلف حوزه، شبیه سازی بارش و ذوب برف با دقت بهتری انجام می‌گیرد. حسن دیگر روش توزیعی استفاده از نقشه‌ها و اطلاعات مکانی برای تعیین پارامترهای نفوذ حوزه به صورت توزیعی است. این موضوع به علت عدم یکنواختی پوشش گیاهی و نوع خاک و همچنین سازندهای زمین شناسی در سطح حوزه می‌تواند در تعیین کمیت نفوذ و تلفات مناطق مختلف حوزه در حین وقوع بارش بسیار موثر باشد. از آنجاکه بخش عمده ای از خطای شبیه سازی مدل بارش - رواناب مربوط به برآورد نفوذ و تعیین نسبت باران و سهم ذوب برف است بنابراین روش پیشنهادی مادکلارک می‌تواند برتری قابل توجهی بر روشهای یکپارچه داشته باشد. از معایب این روش می‌توان به دشواری کالیبراسیون آن با روشهای بهینه سازی یا سایر روشهای سعی و خطا اشاره کرد. چرا که چنانچه پارامترهای حوزه به معنای واقعی، توزیعی در نظر گرفته شوند، برای هر مربع حوزه یک سری پارامتر وجود خواهد داشت که امکان استفاده از روشهای بهینه سازی برای تعیین مقادیر بهینه تعداد متناهی پارامتر وجود نخواهد داشت.

۳- منطقه تحقیق

حوزه این تحقیق، حوزه قره سو یکی از زیر حوزه های اصلی حوزه آبریز کرخه است که موقعیت آن در شکل (۱) به همراه ایستگاههای هیدرومتری و بارانسنجی موجود نشان داده شده است. در تقسیم بندی سیل خیزی حوزه های آبریز کشور برای کل حوزه کرخه اولویت الف و برای حوزه رودخانه قره سو اولویت ب منظور شده است. مساحت حوزه تا ایستگاه هیدرومتری قره باغستان ۵۵۰۰ کیلو متر مربع است که سطحی معادل ۱۳٪ حوزه کرخه تا محل سد کرخه را می پوشاند. حداقل و حداکثر ارتفاع حوزه در محل ایستگاه هیدرومتری خرس آباد با مساحت ۱۴۶۰ کیلومتر مربع به ترتیب برابر ۱۱۸۰ و ۲۷۰۰ متر از سطح دریاست که از نظر رده بندی جزو حوزه های کوهستانی برف گیر قرار می گیرد. عمده سیلابهای به وقوع پیوسته در این حوزه متأثر از بارش و ذوب برف است که این موضوع شبیه سازی بارش و ذوب برف را در مدل بارش - رواناب حوزه اجتناب ناپذیر می سازد. سیلابهای این حوزه پس از ترکیب با سیلابهای شاخه گاماسیاب، مناطق سیلابدشت رودخانه سیمره را غرقاب کرده و خسارات زیادی به بار می آورند.

۴- مراحل شبیه سازی بارش - رواناب

برای شبیه سازی بارش - رواناب در حوزه تحقیق از روش توزیعی - مفهومی مادکلارک استفاده شد. هدف از شبیه سازی بارش - رواناب، شبیه سازی هیدروگراف سیل ناشی از وقوع بارش است و روش فوق به صورت تک واقعه ای عمل کرده و هیدروگراف سیل را به خوبی شبیه سازی می کند. روش مادکلارک یکی از قابلیت های شبیه سازی بارش - رواناب در مدل HEC-HMS به شمار می رود. این مدل قابلیت شبیه سازی بارش - رواناب حاصل از ریزش باران را دارد ولی امکان شبیه سازی توام بارش و ذوب برف در آن وجود ندارد. بنابراین در این تحقیق یک برنامه رایانه ای برای شبیه سازی بارش - رواناب به روش پیشنهادی مادکلارک تهیه شد که در آن شبیه سازی

ذوب برف به روش درجه روز انجام می گیرد. همچنین نفوذ و رواناب حاصل از باران و ذوب برف به طور توام با روش نفوذ نمایی شبیه سازی می شود.

اولین گام در روش شبیه سازی توزیعی - مفهومی، تعیین ابعاد شبکه مربعی حوزه است. برای این منظور تعیین جهت جریان بر اساس مدل رقومی ارتفاعی^۵ حوزه و مسیر حرکت آب از هر یک از مربعهای مدل رقومی ارتفاعی تا خروجی حوزه ضروری است. مدل رقومی ارتفاعی حوزه قره سو براساس نقشه های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ با مربعهای به ابعاد ۲۵۰×۲۵۰ متر مربع مطابق شکل (۲) تهیه شد. جهت جریان از هر مربع در واقع تعیین کننده مربع همجوار است که کمترین ارتفاع را بین سایر مربعهای همجوار داراست. مربع همجوار با توجه به چهار جهت اصلی و چهار جهت فرعی جمعاً هشت جهت تعیین شد و سپس لایه جریان تجمعی^۶ محاسبه شد. لایه جریان تجمعی شامل یک عدد صحیح برای هر مربع حوزه است. این عدد صحیح نمایانگر تعداد مربعهای بالادست است که مسیر جریان آنها از مربع مورد نظر عبور می کند. بنابراین مقادیر بالا در لایه جریان تجمعی مربوط به آبراهها بوده و مقادیر پایین مربوط به مناطق جریان سطحی است. برای تهیه لایه فوق از نرم افزارهای GIS نظیر Idrisi و همچنین زیر برنامه های Map Object و نرم افزار WMS استفاده شد.

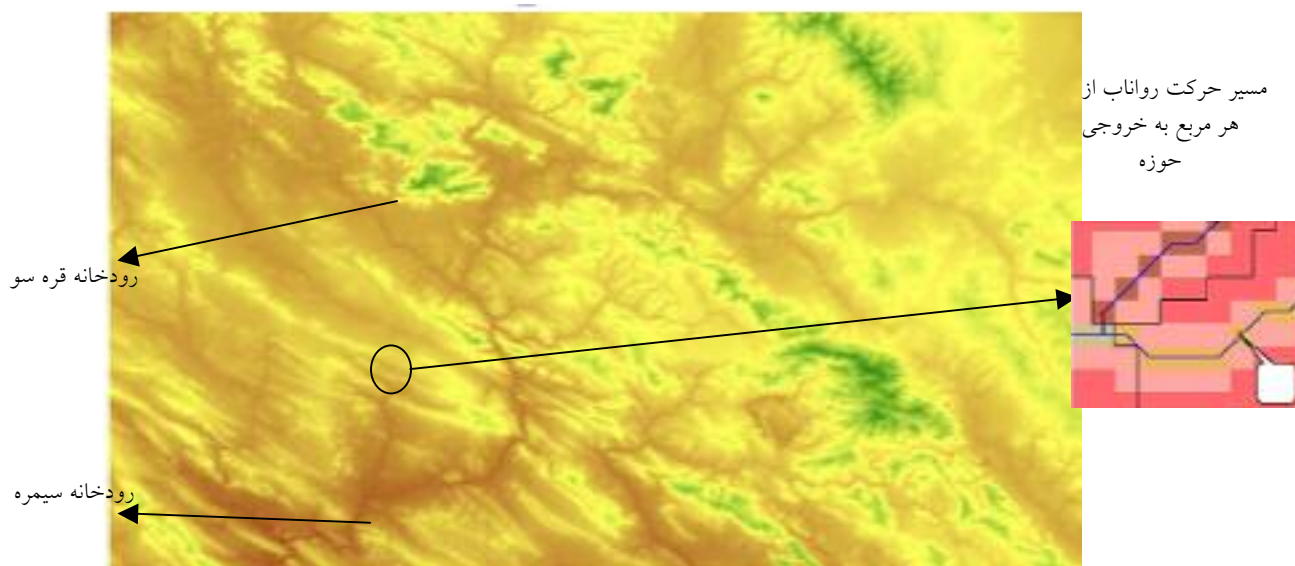
توزیع مکانی بارش حوزه در هر طوفان بر اساس روش کریجینگ^۷ تعیین شد. در این روش وزنه های ایستگاههای مشاهده ای طوری تعیین می شوند که متوسط خطاها صفر شده و متوسط مربعات خطاها نیز حداقل شود. از حداقل کردن واریانس، سیستم معادلات خطی (سیستم کریجینگ) حاصل می شود که از حل آن وزنه های ایستگاه تعیین می شود. معادله حاکم بین وزنه ها، بارش ایستگاهها و بارش بر آوردی در سایر نقاط به صورت زیر است.

$$\hat{Z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (2)$$

دستگاه معادلات حاصل از روش درون یابی کریجینگ، n+1



شکل ۱- موقعیت حوزه قره سو در حوزه آبریز کرخه به همراه ایستگاههای بارانسنجی و هیدرومتری



شکل ۲- مدل رقومی ارتفاعی حوزه قره سو

معادله خطی با $n+1$ مجهول $(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n, v)$ به صورت زیر است:

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j R(x_i - x_j) + v = R(x_i - x_0) \quad v \quad (3)$$

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j = 1 \quad (4)$$

متوسط مربعات خطاها در روش کربینگ از معادله زیر تعیین می‌شود:

$$E(\hat{Z}_A - Z_A)^2 = -v - \sum_{i=1}^n \lambda_i R_{Ai} + R_{AA} \quad (5)$$

از حل سیستم معادلات (۳) وزنه‌های ایستگاههای بارش و در نهایت متوسط بارش حوزه تعیین شد.

سهم باران و برف از کل بارش حوزه بر اساس توزیع دمای حوزه در هر مربع و گام زمانی به روش گرادیان دما محاسبه شد. برای تعیین توزیع دما در سطح حوزه ابتدا دمای ماهانه ایستگاههای کلیماتولوژی منطقه در یک دوره مشترک آماری تکمیل شد و سپس متوسط درازمدت دمای هر ایستگاه به تفکیک سالهای خشک، تر و عادی به همراه ارتفاع آن برای تعیین گرادیان استفاده شد.

از آنجا که می‌توان تغییرات گرادیان دما را در طول ماه یکسان فرض کرد، لذا تعیین گرادیان ماهانه برای شبیه سازی سیلاب کفایت می‌کند. گرادیان دما در سالهای مختلف می‌تواند متأثر از شرایط آب و هوایی باشد که در این تحقیق این گرادیان به تفکیک سه وضعیت آب و هوایی تعیین شد. در هر مربع و در هر گام زمانی محاسبات، دمای هر مربع بر اساس دمای ثبت شده در ایستگاه کلیماتولوژی انتخابی و گرادیان دمای ماه و سال وقوع سیل تعیین شد. حد آستانه دمای ریزش برف و باران 2°C درجه سانتیگراد و ذوب برف صفر درجه منظور شد.

تعیین بودجه برفی حوزه در زمان شروع بارش در تعیین سهم ذوب برف در سیلاب حوزه حائز اهمیت بوده و برای این منظور آمار برف سنجی و تصاویر ماهواره‌ای به کار گرفته شد. علت استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، کالیبراسیون ضریب ذوب برای تعیین روند ذوب و انباشته شدن بودجه برفی در طول زمان بود. آمار برف سنجی موجود در این حوزه‌های آبریز وجود ندارد و حوزه مجاور نیز محدود به ماههای بهمن و

اسفند می‌شود در حالی که عمده سهم ذوب برف در سیلابهای ماههای فروردین، اردیبهشت و خرداد اتفاق می‌افتد. لذا از آمار حوزه‌های مجاور در ماههای بهمن و اسفند استفاده شد و برای کالیبراسیون ضریب ذوب برف و تعیین بودجه برفی در طول زمان، مدل یکپارچه مجزایی برای شبیه سازی بارش و ذوب برف با استفاده از روش درجه - روز و بر اساس اطلاعات روزانه دما و بارش تهیه شد و روند انباشتن و ذوب برف در نواحی ارتفاعی از اواسط اسفند (تاریخ برف سنجی) لغایت اوایل تیر (اتمام بودجه برفی) شبیه سازی شد. تاریخ اتمام بودجه برفی با مقایسه سری زمانی ۱۰ روزه تصاویر ماهواره‌ای در چند سال خاص تعیین شد. پس از تعیین حجم بودجه برفی در طول اسفند تا خرداد، توزیع بودجه برفی با ارتفاع حوزه طوری محاسبه شد که سهم ذوب برف از پایتترین نواحی ارتفاعی حوزه باشد. پس از تعیین بودجه برفی قبل از وقوع هر سیل، برای شبیه سازی ساعتی ذوب برف در حین وقوع سیل در مدل مادکلارک از روش درجه - روز استفاده شد و سپس ارتفاع آب معادل ذوب برف در هر مربع و گام زمانی در محاسبه نفوذ و رواناب سطحی حوزه لحاظ شد. دمای ثبت شده در ایستگاه کلیماتولوژی حین وقوع بارش سه ساعته بود که با روش درون یابی خطی به یک ساعت تبدیل شد. برای تعیین سهم حجم رواناب سطحی حوزه از کل بارش، دو روش نفوذ SCS و نفوذ نمایی به کار رفت. روش نفوذ SCS برای شبیه سازی سهم حجم رواناب سیلابهای پاییزه متأثر از بارش باران و نفوذ نمایی برای سیلابهای متأثر از بارش توام برف و باران و ذوب برف استفاده شد. در روش SCS دو پارامتر نفوذ اولیه (Ia) و شماره منحنی (CN) حوزه تعیین کننده نفوذ حوزه‌اند. هر دو پارامتر بر اساس اطلاعات پوشش گیاهی و نوع خاک حوزه قابل تعیین‌اند. در محاسبه حجم رواناب به روش نفوذ نمایی چهار معادله به صورت زیر وجود دارد که دو معادله (۸) و (۹) به ترتیب برای محاسبه نفوذ حاصل از بارش باران و ذوب برف در هر گام زمانی به کار می‌رود.

$$AL = (AK + DK)P^{ER} \quad (6)$$

$$DK = 0.2DL(1 - \frac{C}{DL})^2 \quad C \leq DL \quad (7)$$

$$AK = \frac{SR}{RL^{0.1C}} \quad \text{بارش} \quad (8)$$

$$AK = \frac{SS}{RK^{0.1C}} \quad \text{ذوب برف} \quad (9)$$

در این تحقیق پارامترهای روش SCS و نفوذ نمایی برای تمامی مربعات حوزه یکپارچه فرض شدند. این فرض به علت عدم وجود اطلاعات در خصوص پارامترهای توزیعی حوزه از یک طرف و کاهش زمان اجرای مدل شبیه سازی مونت کارلو از طرف دیگر بود. برای تعیین هیدروگراف خروجی، خواص ذخیره‌ای حوزه بر اساس مخزن خطی برای کل حوزه مدل سازی شد. بنابراین ابتدا هیدروگراف خروجی از حوزه بدون اعمال اثر ذخیره‌ای حوزه بر اساس مجموع هیدروگرافهای حاصل از هر مربع محاسبه شد و سپس هیدروگراف حوزه در مخزن خطی روندیابی شد. نمودار جریانی برنامه رایانه‌ای شبیه‌سازی بارش - رواناب تهیه شده به روش مادکلارک در شکل (۳) نشان داده شده است. نتایج حاصل از روش مادکلارک و مقایسه آن با روش یکپارچه برای پارامترهای یکسان در شکل (۴) نمایش داده شده است.

۵- کاربرد روش مونت کارلو در حوزه قره سو

در این تحقیق عدم قطعیت پارامترهای مختلف مدل بارش - رواناب با استفاده از آمار سیلابهای ثبت شده ایستگاه هیدرومتری خرس آباد مورد ارزیابی قرار گرفت. برای این منظور ابتدا محدوده وسیعی از تغییرات پارامترها حول مقادیر پارامترهای حاصل از کالیبراسیون اولیه مطابق جدول (۱) تعریف شد، سپس با استفاده از توزیع یکنواخت، سری پارامترهای تصادفی تولید شد و مدل شبیه‌سازی بارش - رواناب با گام زمانی یک ساعته به ازای هر یک از آنها اجرا شد و تابع تشابه^۴ مربوط به هر اجرا بر اساس سیلاب ساعتی محاسبه شد. برای حصول به نتایج مطلوب، مقدار آستانه معیار تشابه برای رد مدلها در هر تکرار افزایش یافت تا محدوده نسبتاً باریکی برای پارامترها حاصل شد. نمودار جریانی تعیین عدم قطعیت پارامترها به روش مونت کارلو در شکل (۵) نشان داده شده است. نمونه‌ای از هیدروگرافهای حاصل از سری پارامترهای

تولیدی به همراه هیدروگراف مشاهده‌ای در شکل (۶) ارائه شده است. در روش مونت کارلو به هر سری مجموعه پارامترهای ورودی یک مدل ریاضی، مدل اتلاق می‌شود. یعنی هر سری پارامترها، یک مدل شبیه‌سازی تشکیل داده و هیدروگراف مشخصی را نتیجه می‌دهد (مطابق شکل (۶)). در این روش فرض بر این است که تنها یک سری پارامترهای بهینه منحصر به فرد برای یک مدل شبیه سازی بارش - رواناب با ساختار معین موجود نیست. بنابراین در صورتی که مدل بهینه منحصر به فرد وجود نداشته باشد، هر یک از هیدروگرافها با توجه به درجه اطمینان نشان می‌توانند در پیش بینی هیدروگراف سیل وزن بگیرند. درجه اطمینان به مدل می‌تواند با معیارها یا توابع هدف متفاوتی تعریف شود که استفاده از معیار تشابه در این معادله کاربرد فراوانی دارد. بدین ترتیب امکان رده بندی سری پارامترها با در نظر گرفتن معیار تشابهات متعدد وجود خواهد داشت. در این معادله تعدادی از مدلها قطعاً رد خواهند شد که در روش GSA^۴ تحت عنوان مدلهای مردود^۱ معرفی می‌شوند. چنانچه دوره زمانی کالیبراسیون مدل تغییر یابد رده بندی مدلها نیز تغییر خواهد کرد و بهترین مدل در اولین دوره کالیبراسیون برای دوره دوم لزوماً بهترین نخواهد بود. مدلهای باقیمانده بر اساس تشابهات محاسبه شده از دوره کالیبراسیون وزن می‌گیرند و وزنهای حاصله برای تعیین توزیع تجمعی پیش بینیهای حاصل از سری پارامترها استفاده می‌شوند. در این حالت ترم تشابه، مفهوم وسیعتری نسبت به تابع تشابه آمار کلاسیک دارد.

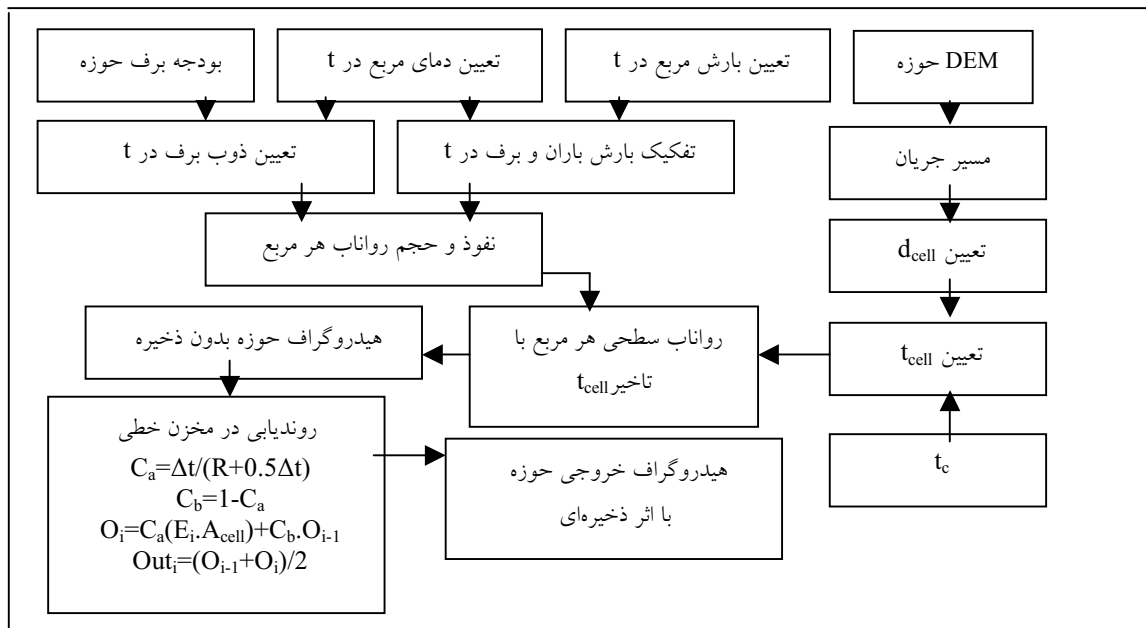
۶- معیار تشابه

نتایج روش مونت کارلو متاثر از نحوه انتخاب معیار تشابه است. معیارهای تشابه متعددی توسط محققان مورد استفاده قرار گرفته است [۴، ۵ و ۱۰]. در مقاله حاضر مجموع مربع خطاها به عنوان یک معیار تشابه به صورت زیر تعیین شده است.

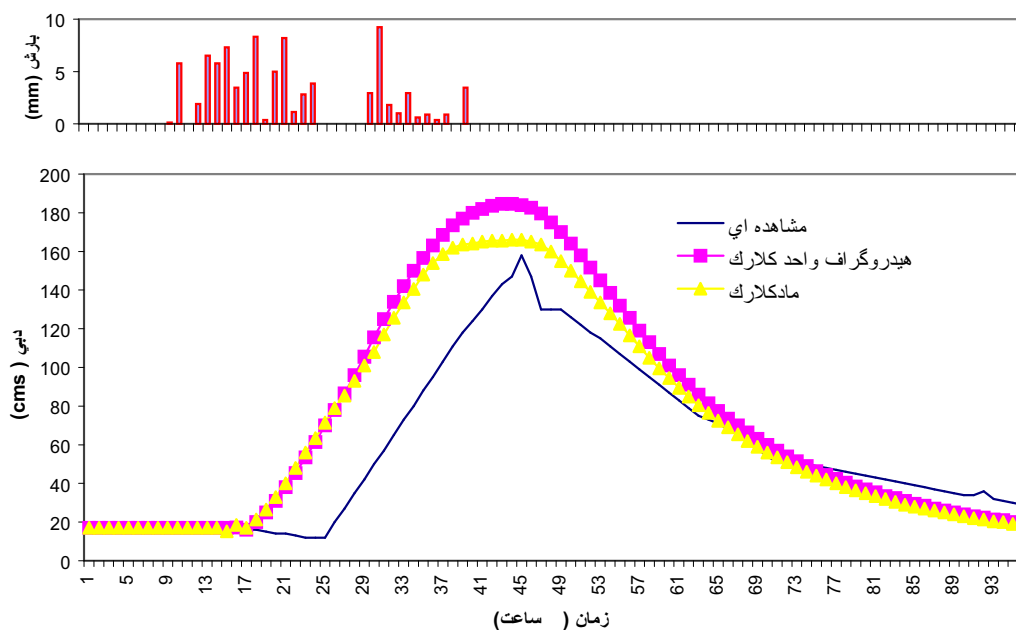
$$L(\theta_i | Y) = (1 - \frac{\sigma_i^2}{\sigma_{obs}^2})^N \quad (10)$$

که در آن:

$L(\theta_i | Y)$: معیار تشابه i امین مدل مشروط بر مشاهدات Y و



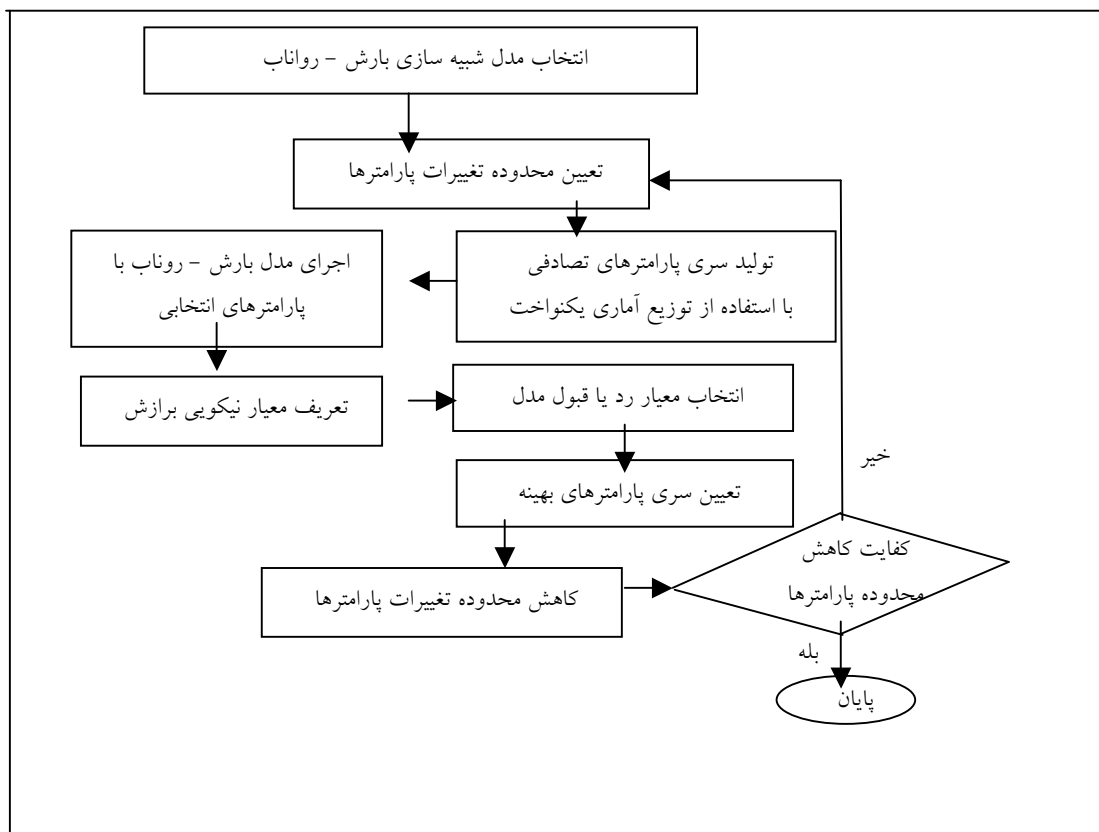
شکل ۳- نمودار جریانی مراحل محاسباتی مدل بارش - رواناب به روش مادکلارک



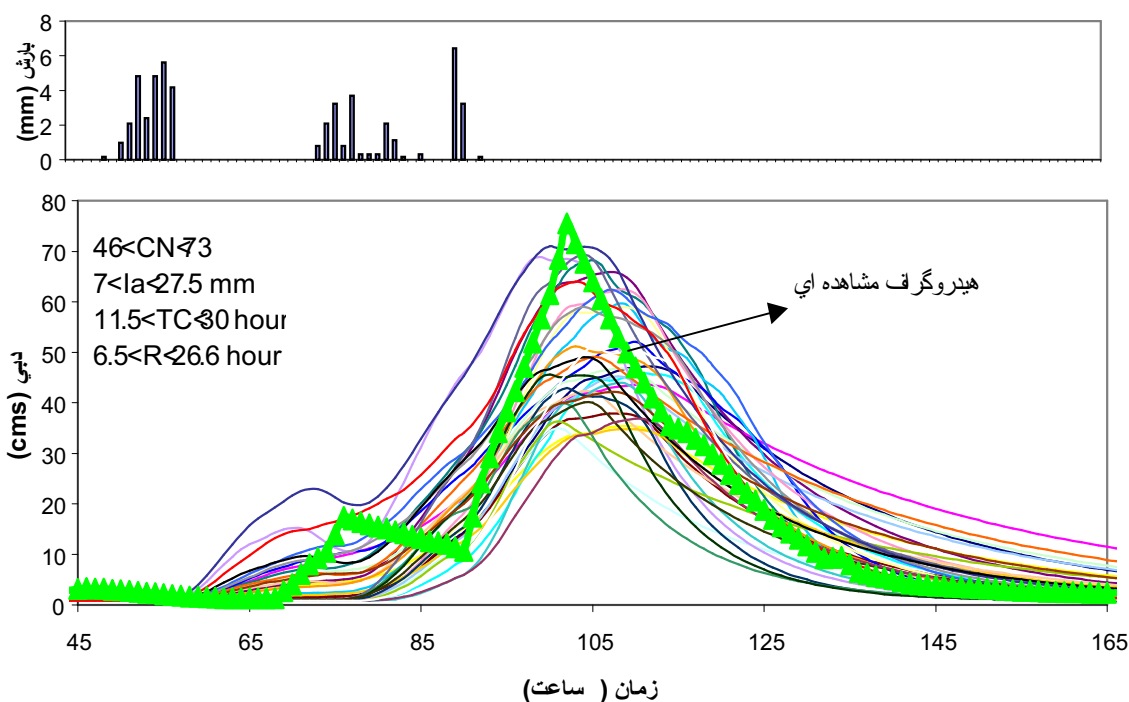
شکل ۴- مقایسه نتایج روش توزیعی - مفهومی ماد کلارک و روش هیدروگراف واحد کلارک در ایستگاه خرس آباد (سیلاب مورخ ۱ آذر ۷۳)

جدول ۱- محدوده پارامترهای مدل بارش - رواناب به روش Modclark

روش	پارامتر	حداقل	حداکثر
Modclark	زمان تمرکز TC (ساعت)	۱۰	۴۰
	ضریب ذخیره R (ساعت)	۵	۴۰
نفوذ SCS	نفوذ اولیه Ia (mm)	۵	۴۰
	شماره منحنی CN	۴۰	۸۰
نفوذ نمایی	باران STRKR	۳	۱۰
	باران RTIOL	۱/۷	۲/۲
	باران DLTKR	۸	۲۵
	باران ERAIN	۳/۰	۰/۷
	ذوب برف STRKS	۰/۵	۵
	ذوب برف RTIOK	۰/۵	۵



شکل ۵- نمودار جریانی تعیین محدوده عدم قطعیت پارامترها به روش MC



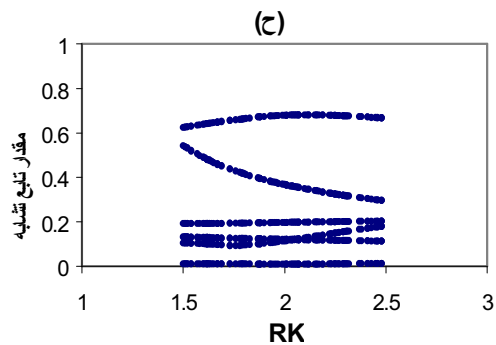
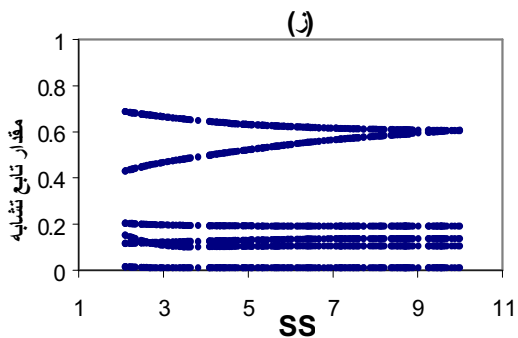
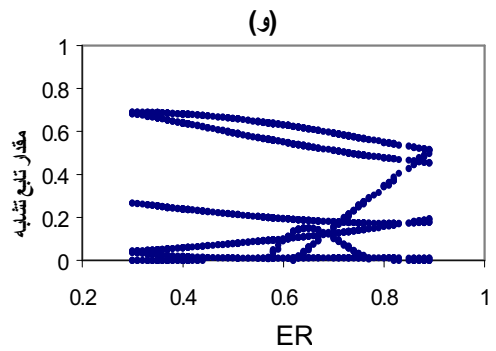
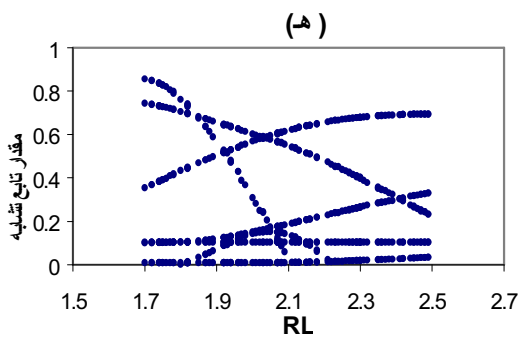
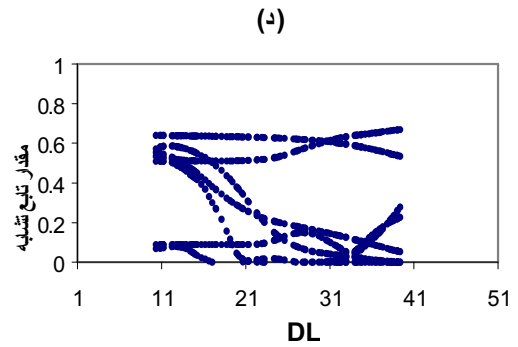
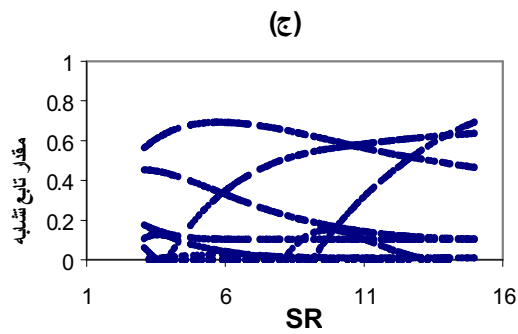
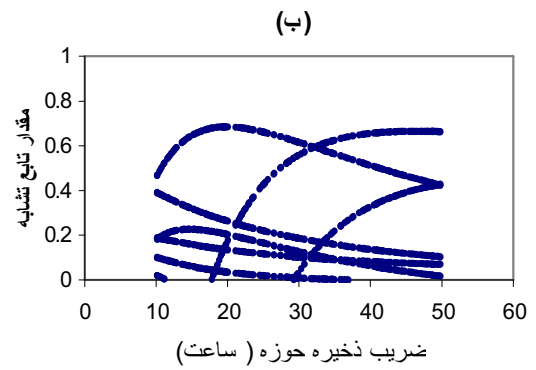
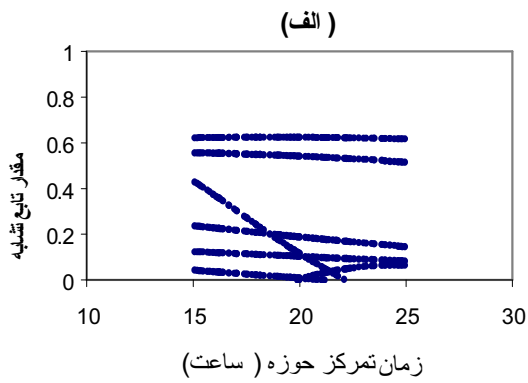
شکل ۶- هیدروگرافهای حاصل از سری پارامترهای تصادفی در روش MC سیلاب مورخ ۱۸ آذر ۵۷

N توان معادله است.

در این معادله با کاهش خطاهای مشاهده‌ای واریانس خطاها به صفر نزدیک شده و کمیت تشابه به عدد یک می‌رسد. برعکس با افزایش خطاها، واریانس خطاها به واریانس دبی مشاهده‌ای می‌رسد و مقدار تشابه صفر یا حتی منفی می‌شود. با فرض $N=1$ این معادله تبدیل به معیار کارایی Nash Sutcliffe خواهد شد. مقادیر بزرگتر N سبب افزایش وزن مدل‌های با مقدار تشابه بالاتر و کاهش وزن مدل‌های با تشابه کمتر شده و شبیه‌سازی را بهبود می‌بخشد.

حساسیت معیار تشابه بر اساس معادله فوق با $N=1$ به ازای ۱۵ سیلاب ثبت شده در تاریخهای ۱۸ آذر ۵۷، ۲۷ آذر ۶۴، ۲۶ آذر ۶۷، ۲۳ آبان ۶۸، ۹ آذر ۶۸، ۱۹ آذر ۷۰، ۱ اسفند ۷۰، ۹ فروردین ۷۱، ۱۶ اردیبهشت ۷۱، ۱۹ اردیبهشت ۷۱، ۸ اردیبهشت ۷۲، ۱ آذر ۷۳، ۲۵ اسفند ۷۶، ۷ فروردین ۷۷ و ۲۲ اردیبهشت ۷۷ بررسی شد که پراکندگی تابع تشابه به ازای پارامترهای مدل در شکل (۷) نشان داده شده است. همان طور که در شکل (۷- الف) مشاهده می‌شود تغییرات زمان تمرکز

سبب تغییر تابع تشابه در اکثر سیلابها نمی‌شود. تغییرات مقدار زمان تمرکز حوزه به استثنای یک سیل تاثیر بسیار اندکی در معیار تشابه دارد ولی ضریب ذخیره حوزه تاثیر نسبتاً زیادی در تابع تشابه می‌گذارد (شکل ۷-ب). پراکندگی پارامترهای نفوذ نمایی در شکل (۷- ج، د، ه، و، ز، ح) نشان داده شده است. برخی از پارامترهای نفوذ سبب تغییر در تابع تشابه و حساسیت تابع تشابه به آن می‌شود. برخی از پارامترها نیز جزو پارامترهای غیر حساس به شمار می‌روند. SR پارامتر نفوذ اولیه باران در زمان شروع بارش است، همان طور که در شکل مشخص است، دامنه تغییرات معیار تشابه در سیلابهای مختلف نسبت به تغییرات این پارامتر در مقادیر کم قابل توجه است و با افزایش آن از شدت حساسیت آن کاسته می‌شود. تفسیر این موضوع را از نظر فیزیکی می‌توان بدین صورت عنوان کرد که با اختصاص مقادیر کم به این پارامتر، نفوذ اولیه حوزه در زمان شروع بارش کمتر از مقدار بارش می‌شود و در مدل شبیه سازی ارتفاع رواناب سطحی را کاهش می‌دهد. با افزایش این پارامتر مقدار نفوذ اولیه افزایش می‌یابد و تا زمانی که مقدار آن به



شکل ۷- حساسیت تابع تشابه معادله ۱۰ با $N=1$ نسبت به تغییرات پارامترهای نفوذ نمایی، و TC و R (الف- پارامتر زمان تمرکز، ب- پارامتر ضریب ذخیره، ج- پارامتر نفوذ اولیه باران SR، د- پارامتر DL نفوذ باران، هـ) پارامتر RL نفوذ باران، و- پارامتر ER نفوذ باران، ز- پارامتر SS نفوذ ذوب برف و ح- پارامتر RK نفوذ ذوب برف)

مقدار بارش برسد در رواناب حوزه تاثیر گذار است ولی پس از آن تاثیر چندانی در رواناب محاسبه‌ای نخواهد داشت. مقدار این پارامتر در سیلابهای مختلف با توجه به رطوب اولیه خاک در شروع بارش می‌تواند متفاوت باشد. بنابراین تعیین دامنه تغییرات آن در شرایط اولیه حوزه در شبیه سازی صحیح سیلاب نقش موثری دارد. از این رو تفکیک سیلابها از نظر شرایط اولیه یکسان و دسته بندی آنها برای تعیین پارامتر SR منجر به تعیین محدوده تغییرات مناسب خواهد شد. سایر پارامترهای حوزه مستقل از شرایط اولیه حوزه است.

ER، SS و RK پارامترهای غیر حساس‌اند و سایر پارامترهای نفوذ جزو پارامترهای حساس به شمار می‌روند که شدت حساسیت آنها متغیر است. SS و RK پارامترهای نفوذ ذوب برف اند بنابراین در شبیه سازی سیلابهای پاییزه متاثر از وقوع باران نقشی ندارند. به همین دلیل در سیلابهای پاییزه تغییرات این پارامترها سبب تغییر در معیار تشابه نمی‌شود. در مورد سیلابهای زمستانه و بهاره متاثر از بارش و ذوب برف تغییرات این پارامترها منجر به تغییر معیار تشابه می‌شود، ولی حساسیت آنها در مقابل پارامترهای نفوذ باران کمتر است. پارامترهای نفوذ DL و RL نیز پارامترهای حساس‌اند. بنابراین تعیین محدوده مناسب تغییرات این پارامترها در شبیه سازی هیدروگراف سیل حائز اهمیت است. توزیع احتمالاتی هر یک از پارامترهای مدل نسبت به تابع تشابه در شکل (۸) ارائه شده است. این توزیعها با توجه به آمار ۱۵ سیل در محدوده مشخص تغییرات پارامترها تعیین شد. نتایج متفاوت هر سیل نسبت به ترکیب پارامترها سبب شده است که توزیع اکثر پارامترها حول مقدار مشخص متمرکز نشود. این موضوع ادعای وابستگی پارامترهای مدل نسبت به هر سیل را به اثبات می‌رساند. در تعیین حساسیت هر پارامتر، سایر پارامترهای مدل ثابت در نظر گرفته شده‌اند.

در شکل (۹ - الف و ب) حساسیت تابع تشابه به ازای $N=10$ و لگاریتم دبی‌ها با $N=1$ برای پارامتر SR روش نفوذ نمایی ارائه شده است. پارامتر SR، معرف نفوذ اولیه حوزه است

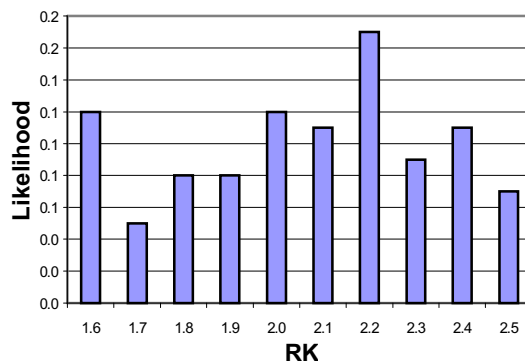
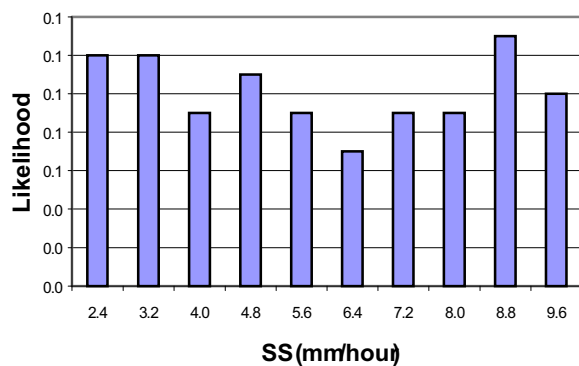
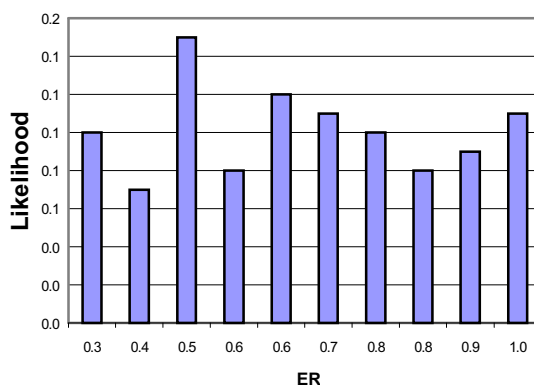
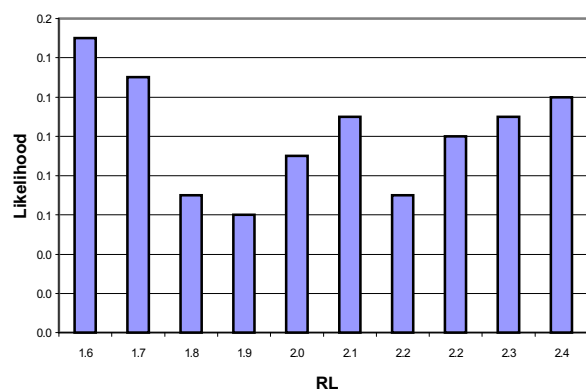
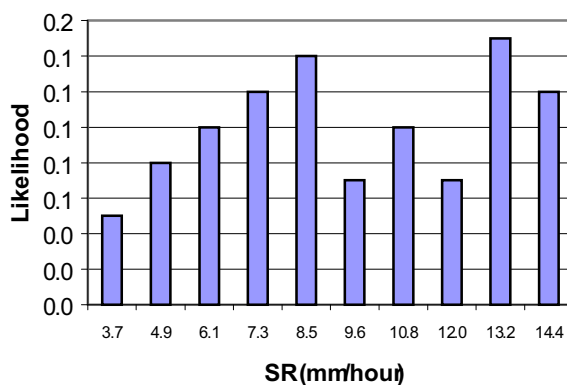
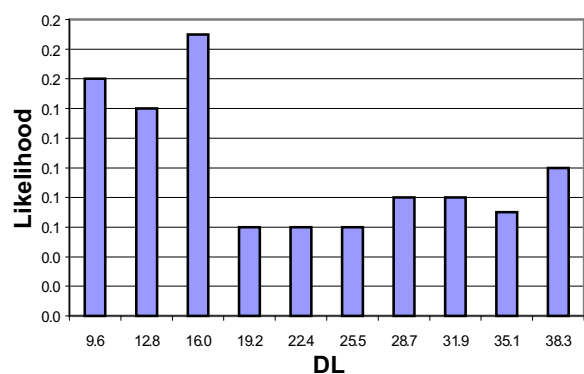
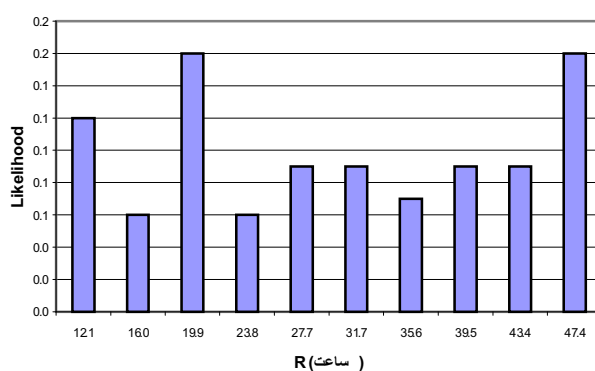
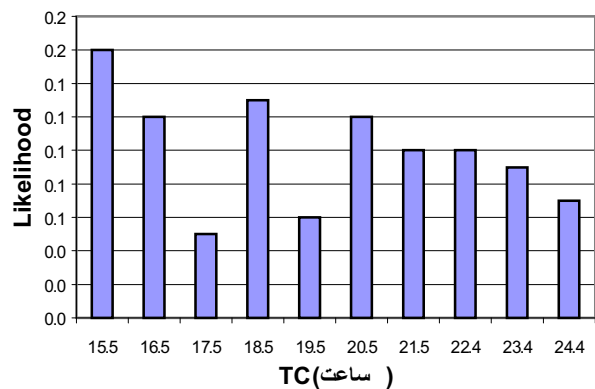
که در هر سیل می‌تواند مقدار خاصی داشته باشد. به علت پیچیدگی سطح عکس‌العمل پارامترها (تاثیر تغییرات هر پارامتر در تابع هدف)، در نظر گرفتن سری پارامترها به جای تک تک آنها در روش مونت کارلو مورد تاکید قرار گرفته است. در تحقیقات انجام شده توسط آقای بون [۲، ۴، ۳ و ۸] تعریف محدوده بزرگتر برای پارامترهای مدل همراه با مقادیر بالای N ، تاثیر ناچیزی بر محدوده عدم قطعیت داشته است. با تعریف مقادیر بالاتر برای N ، محدوده عدم قطعیت پیش بینیا باریکتر می‌شود. این امر سبب می‌شود که اکثر دبی‌های مشاهده‌ای خارج از محدوده اطمینان ۹۰٪ برای پیش بینیا قرار گیرند. نمونه از نتایج حوزه قره سو به ازای مقادیر مختلف N و آستانه مشخص معیار تشابه برای رد مدل در شکل (۱۰) ارائه شده است. همان طور در این شکل مشخص است افزایش N سبب باریکتر شدن محدوده پیش بینیا و متناظراً محدوده پارامترها می‌شود. آستانه معیار تشابه برای رد مدلها اهمیت زیادی در تعیین عدم قطعیت پارامترها و محدوده پیش بینیا دارد.

در معادله (۱۰) وزن یکسانی به دبی‌های هیدروگراف سیل برای تعیین معیار تشابه داده شد. در حالی در شبیه سازی سیل، دبی اوج هیدروگراف اهمیت بیشتری نسبت به سایر بخشهای هیدروگراف دارد. بنابراین در این تحقیق نسبت وزنی برای دبی‌های هیدروگراف محاسبه شد تا به نحوی سهم خطاهای مربوط به دبی اوج هیدروگراف در معیار تشابه بیشتر شود. نسبت وزنی برای افزایش اهمیت دبی اوج با استفاده از هیدروگراف مشاهده‌ای یکساعته برای هر سیل از معادله زیر محاسبه شد.

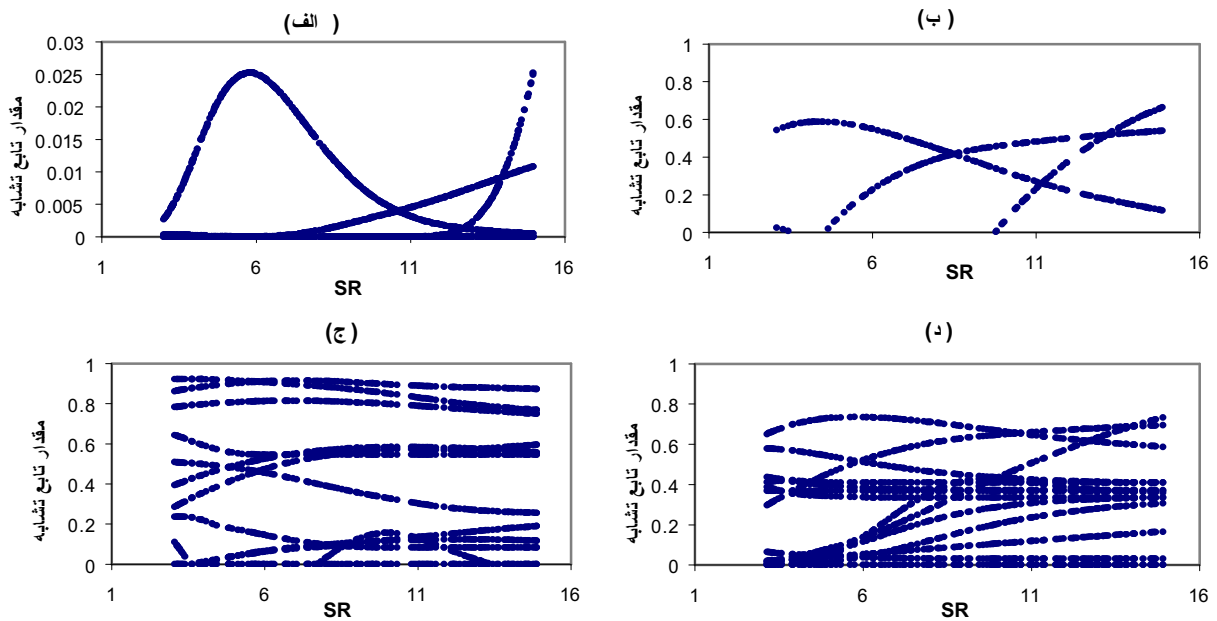
$$w_t = (O_t + Q_{\text{mean}}) / (2 * Q_{\text{mean}}) \quad (11)$$

واریانس خطاها بر اساس نسبت وزنی حاصله برای دبی‌های هیدروگراف محاسبه‌ای به صورت زیر تعیین شد.

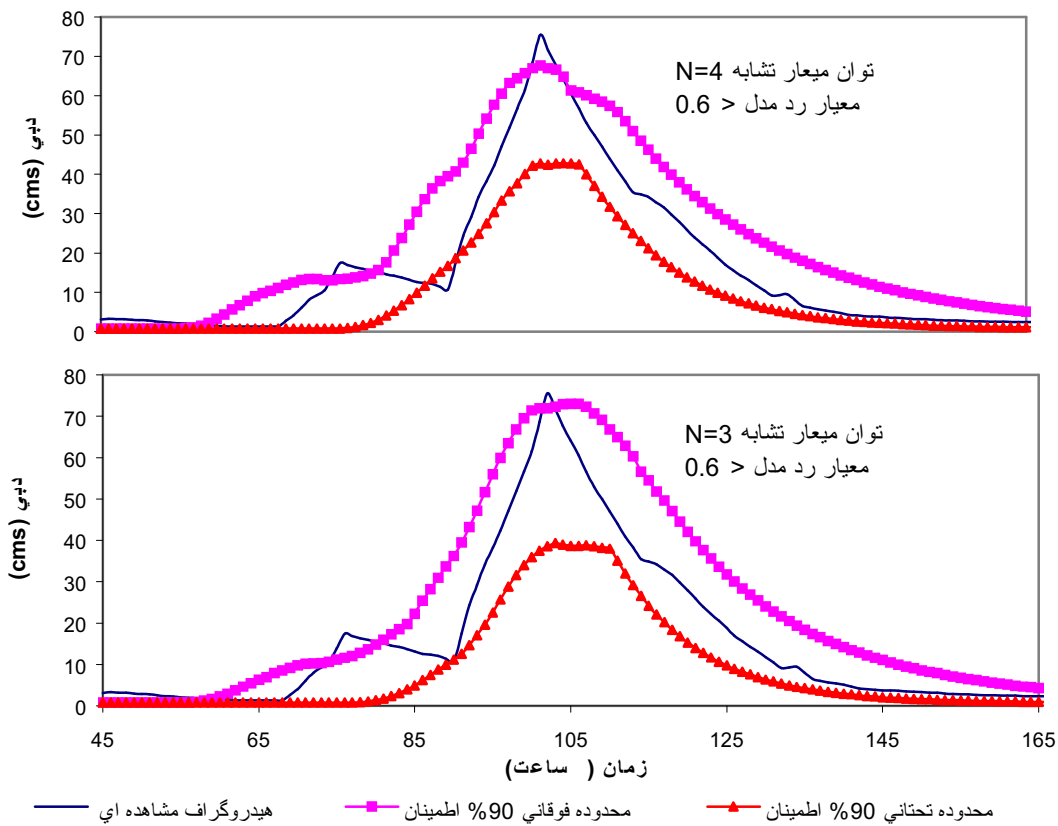
$$\bar{X} = \frac{\sum_{t=1}^n w_t X_t}{\sum_{t=1}^n w_t} \quad (12)$$



شکل ۸- توزیع احتمالاتی پارامترهای مدل با تشابه معادله (۱۰) و $N=1$



شکل ۹- پراکندگی معیارهای تشابه مختلف نسبت به پارامتر SR (الف- تابع معادله ۱۰ با $N=10$ ، ب- تابع تشابه وزنی، ج- تابع لگاریتم داده ها، د- تابع رابطه ۱۴ با $N=1$)



شکل ۱۰- محدوده پیش بینیها به ازای $N=3$ و $N=4$ در سیلاب مورخ ۱۸ آذر ۵۷

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{t=1}^n w_t (x_t - \bar{x})^2}{n-1} \quad (13)$$

با استفاده از معادلات (۱۰) و (۱۳) معیار تشابه متأثر از وزن دبی اوج محاسبه شد و با تعیین آستانه مشخص برای رد مدل، مدل‌های قابل قبول و متعاقباً محدوده پیش بینیها به ازای درصد اطمینان حاصل شد. حساسیت پارامتر SR نسبت به تابع فوق در شکل (۹-ب) نشان داده شده است. حساسیت پارامتر SR به تابع تشابه وزنی نسبت به سایر توابع در این شکل بیشتر مشهود است. با اعمال اثر وزنی دبی اوج در محاسبات، محدوده پیش بینی در بخش اوج هیدروگراف باریکتر می‌شود و خطاهای مربوط به این بخش را کاهش می‌دهد. در مقابل خطای سایر بخشهای هیدروگراف به نسبت زیاد می‌شود. در مواقعی که شبیه سازی حجم هیدروگراف سیل دارای اولویت باشد، باید از توابع معیاری استفاده شود که از ایجاد خطای زیاد در حجم هیدروگراف جلوگیری شود.

نمونه دیگری از تابع تشابه به صورت زیر توسط فرییر [۱۰] استفاده شده است.

$$L(\theta_i | Y) = \exp(-N\sigma_i^2 / \sigma_{obs}^2) \quad \sigma_i^2 \leq \sigma_{obs}^2 \quad (14)$$

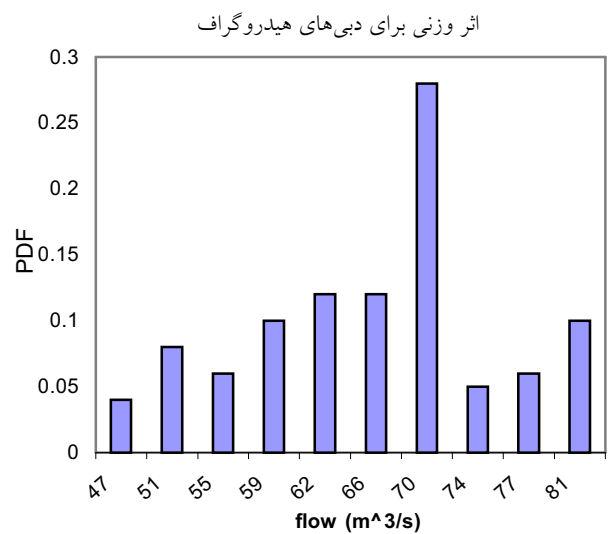
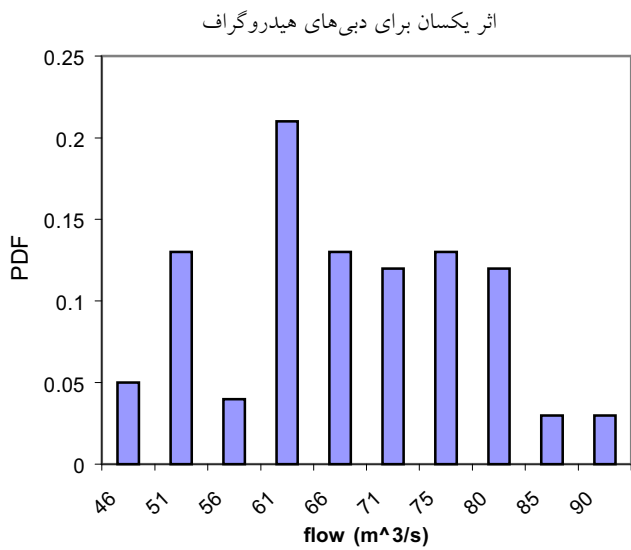
این معادله دارای برتری در به کارگیری تئوری بیز برای به هنگام سازی وزنه‌های تشابه است همچنین واریانس خطاها در این معادله برای هر دوره آماری داده‌ها دارای وزن یکسان هستند. حساسیت پارامتر SR نسبت به این تابع تشابه در شکل (۹-د) ارائه شده است. همان طور که در این شکل مشخص است مقدار این تابع تشابه به ازای تمامی سیلابها مثبت بوده و اثر روند تغییرات پارامتر SR در آن به خوبی مشخص است. تابع تشابه معادله (۱۰) حساسیت تغییرات SR در مقادیر کم را نشان می‌داد ولی تابع معادله (۱۴) این حساسیت را نشان نمی‌دهد.

نکته مهم این است که پارامترها مستقل از هم نبوده و معیار تشابه $L(\theta_i | Y)$ برای i امین مدل به همراه سری کامل پارامترهای θ_i مشروط به متغیر مشاهده‌ای Y در نظر گرفته

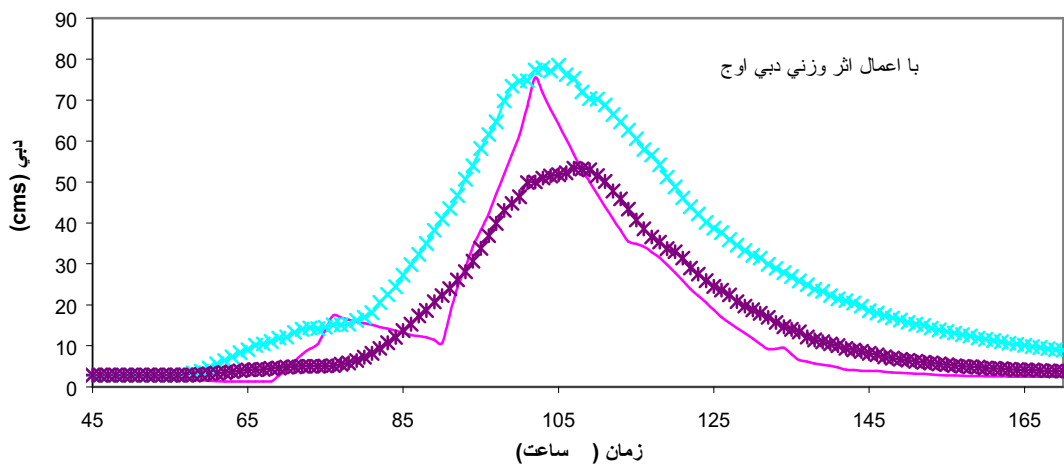
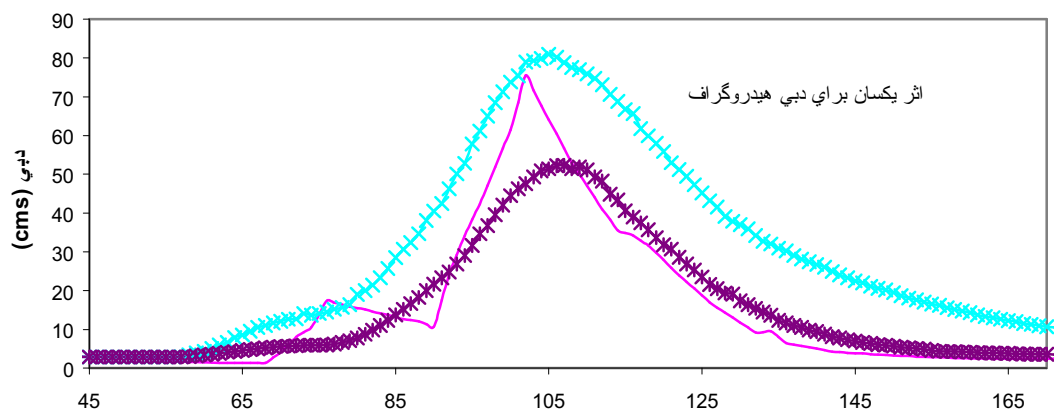
می‌شوند. بدین ترتیب امکان ارزیابی حساسیت پارامترهای مستقل با در نظر داشتن توزیع تشابه مدل‌های قابل قبول و مردود از طریق وزنه‌های تشابه وجود دارد. این ارزیابی همچنین با توزیع حاشیه‌ای تشابه برای هر پارامتر با انتگرال گیری در طول فضای پارامتری امکانپذیر است.

۷- محدوده پیش بینیها

با فرض مقدار آستانه معیار تشابه برای رد مدلها، که اغلب یک مقدار مشخص در معیار تشابه برای رد مدل در نظر گرفته می‌شود، مدل‌های مردود تعیین شدند. مقادیر وزنه‌های (تشابهات) مدل‌های باقیمانده مجدداً مقداردهی شدند تا مجموع آنها برابر یک شود. توزیع احتمالاتی دبی‌ها با توجه به نتایج شبیه سازی حاصل از مدل مادکلارک تعیین شد که نمونه‌ای از آن برای دبی اوج سیلاب آذر ۵۷ با در نظر گرفتن اثر یکسان و با اعمال اثر وزنی برای دبی اوج هیدروگراف با فرض $N=1$ و مقدار 0.5 آستانه معیار تشابه رد مدل در شکل (۱۱) ارائه داده شده است. برای محاسبه این توزیع ابتدا توزیع احتمالاتی دبی در هر گام زمانی حاصل از شبیه سازی تعیین شد و سپس توزیع احتمالاتی مربوطه در تشابه متناظر ضرب شد. با استفاده از تابع چگالی احتمالاتی^{۱۱} حاصله، تابع توزیع تجمعی^{۱۲} محاسبه شد و از طریق آن محدوده ۹۰٪ اطمینان پیش بینیها تعیین شدند. بدین ترتیب توزیع تجمعی پیش بینیها براساس وزنه‌های مدل در هر گام زمانی تعیین شد. با اعمال اثر وزنی دبی هیدروگراف، توزیع چگالی احتمالاتی دبی اوج هیدروگراف در دبی اوج مشاهده‌ای متمرکز می‌شود. در حالی که برای سایر دبی‌های هیدروگراف این موضوع بر عکس است. تغییر شکل تابع چگالی دبی اوج به خاطر اهمیت دادن به بخش اوج هیدروگراف نسبت به سایر دبی‌ها در تابع تشابه با اثر وزنی بوده است. محدوده اطمینان پیش بینیها برای سه تکرار مونت کارلو با اعمال اثر وزنی دبی اوج و بدون اعمال آن در شکل (۱۲) نشان داده شده است. محدوده پیش بینی بخش اوج هیدروگراف با اعمال اثر وزنی دبی‌ها کمی باریکتر شده است. مقایسه توزیع چگالی دبی



شکل ۱۱- توزیع احتمالاتی پیش بینی در دبی اوج سیلاب آذر ۵۷ (دبی مشاهده‌ای ۷۵.۵ cms)



—*— محدوده تحتانی ۹۰٪ اطمینان —x— محدوده فوقانی ۹۰٪ اطمینان —— هیدروگراف مشاهده‌ای

شکل ۱۲- محدوده پیش‌بینی با اثر یکسان و اثر وزنی دبی هیدروگراف سیلاب مورخ ۱۸ آذر ۵۷

هیدروگراف در گامهای زمانی مختلف بیشتر موید تغییر محدوده پیش بینی در بخشهای مختلف هیدروگراف است.

۸- خلاصه و نتیجه گیری

در تحقیق حاضر کاربرد روش مونت کارلو برای تعیین عدم قطعیت پارامترهای مدل بارش - رواناب به روش مادکلارک در حوزه قره سو بررسی شد و نتایج آن در این مقاله ارائه شد. محدوده عدم قطعیت پیش بینیها و توزیع احتمالاتی پیش بینیها متأثر از تابع هدف انتخابی (تابع تشابه) بوده و آستانه رد و قبول مدل نیز در کاهش و افزایش این محدوده نقش قابل توجهی دارد. با توجه به اهمیت پیش بینی دبی اوج هیدروگراف در پیش بینی سیل، استفاده از تابع تشابهی که به دبی اوج هیدروگراف اهمیت بیشتری نسبت به سایر بخشهای هیدروگراف دهد می تواند در پیش بینی مطمئن تر دبی اوج موثر باشد. در تحقیق حاضر نتایج حاصل از یکسان گرفتن نقش خطای دبی های هیدروگراف سیل و اولویت دادن به این خطاها در محدوده اوج هیدروگراف مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاکی از آن بود که با یکسان گرفتن نقش خطاها، محدوده نسبتاً وسیعی برای پیش بینی بخش اوج هیدروگراف حاصل می شود. در حالی که با اعمال اولویت بالاتر برای محدوده اوج هیدروگراف در معیار تشابه، حدود پیش بینی در این محدوده کاهش یافته و در مقابل خطای پیش بینی در سایر قسمتهای هیدروگراف زیاد می شود. چنانچه آستانه رد مدل برای کاهش این محدوده افزایش یابد، دبی های مشاهده ای خارج از محدوده ۹۰٪ اطمینان پیش بینیها قرار خواهند گرفت و نتایج پیش بینیها را دستخوش خطا خواهند کرد.

تغییرات پارامترهای حساس در دقت پیش بینیها تأثیر به سزایی دارد. در مقاله حاضر حساسیت هر یک از پارامترها نسبت به تغییرات معیار تشابه سنجیده شد. تغییر پارامترهای نفوذ ذوب برف در سیلابهای پاییزه در تغییر معیار تشابه نقشی

نداشته و حساسیت این پارامترها در سیلابهای زمستانه و بهاره نیز نسبت به پارامترهای نفوذ باران کمتر است. با در نظر گرفتن طبیعت پیچیده سطح عکس العمل پارامترها و خطاهای مدل سازی، به سختی می توان با کاهش عدم قطعیت پارامترها به پیش بینیهای بدون خطا رسید. در این مقاله با وجود نواقص بسیار در اطلاعات ثبت شده حوزه قره سو، سعی شد محدوده منطقی عدم قطعیتهای پارامترها کمی شود. از طرف دیگر محدوده عدم قطعیت پیش بینیها برای سیلابهای به وقوع پیوسته محدودی تعیین شد که روش مورد استفاده با این اطلاعات محدود نمی تواند خطاهای اطلاعات کم ورودی و ساختار مدل را جبران کند. باید خاطر نشان کرد که تغییرات محدوده عدم قطعیتها با تعریف معیار تشابه مختلف ناچیز است. چرا که در این روش شبیه سازیهای مربوط به مدل های قابل قبول حاصل از تعریف معیار تشابه برای پیش بینی به کار می رود. بنابراین معیارهای تشابه مختلف ضرورتاً دارای سری شبیه سازیهای مشترکی خواهند بود با این اختلاف که وزنهای حاصل از تشابهات متفاوت اند. در عمل وزنهای تشابهات به علت تعدد مدل های قابل قبول، تأثیر اندکی در محدوده عدم قطعیتهای پیش بینی خواهد داشت. در این روش عمده تغییر عدم قطعیت پیش بینی ها مربوط به آستانه رد و قبول مدل است.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از مهندسین مشاور جاماب به خاطر در اختیار گذاشتن اطلاعات و نقشه های پایه و همچنین آقای مهندس حمیدرضا اسلامی به خاطر همکاری در خدمات GIS این تحقیق تشکر و قدردانی می شود.

1. Goodness of fit
2. generalized likelihood uncertainty estimation
3. Markov chain Monte Carlo
4. Lumped
5. digital elevation model (DEM)
6. Flow Accumulation

7. Kriging
8. likelihood
9. Generalized sensitivity analysis
10. nonbehavioral
11. probability density function (PDF)
12. commutative density function (CDF)

مراجع

1. Bates B. C., and Campbell E. P., "A Markov Chain Monte Carlo Scheme for Parameter Estimation and Inference in Conceptual Rainfall – Runoff Modeling," *Water Resource Research*, 37(4), 2001.
2. Beven K. J., *Rainfall– Runoff Modeling*, 350, John Wiley & Sons, LTD, 2000.
3. Binley A. M., Beven K. J., Calver A., and Watts L. G., "Changing Responses in Hydrology: Assessing the Uncertainty in Physically Based Model Predictions," *Water Resources Research*, 27(6), PP. 1253-1261, 1991.
4. Beven K. J., Binley A., "The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction," *Hydrological Process* 6(3), PP. 279-298, 1993.
5. Beven K. J., *Environmental Foresight and Models*: 2002.
6. Beven K. J., Freer J., "Equifinality, Data Assimilation and Uncertainty Estimation in Mechanistic Modeling of Complex Environmental Systems Using the GLUE Methodology," *Journal of Hydrology* 249: 11-29, 2001.
7. Campbell E. P., Cox D. R., Bates B. C., "A Bayesian approach to parameter estimation and pooling in nonlinear flood event models," *Water Resource Research*, 35(1), 1999.
8. Chaubey I., Haan C. T., Grunward S. and Salisbury J. M., "Uncertainty in the model parameters due to spatial variability of rainfall," *J. of Hydrology*, 220:48-61, 1999.
9. Engineering Computer Graphics Laboratory, *Watershed Modeling System (WMS) – Reference Manual*, Brigham Young University, 1998.
10. Freer J., Beven K. J. and Ambrose B., "Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: An application of the GLUE approach," *Water Resource Research*, 32: 2161-2173, 1996.
11. Hydrologic Engineering Center, *Hydrologic Modeling System HEC-HMS*; Technical Reference Manual, US Army Corps of Engineers, 2000.
12. Kull D., Feldman A., "Evolution of Clark's unit graph method to spatially distributed runoff," *Journal of Hydrologic Engineering*, ASCE, 3(1), 9-19, 1998.
13. Kuczera G., Parent E., "Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: The Metropolis algorithm," *J. of Hydrology*, 211: 69-85, 1998.
14. Peters J, Easton D., "Runoff simulation using radar rainfall data," *Water Resource Bulletin*, AWRA, 32(4), 753-760, 1996.
15. Singh K. P., Comment on "A Bayesian surrogate for regional skew in flood frequency analysis" by George Kuczera, *Water Resource Research*, Vol 20, 1984.
16. Yapo P., Gupta H. and Sorooshian S., "Multi – objective global optimization for hydrological models," *Journal of Hydrology*, 204:83-97, 1998.