

بررسی تأثیر توزیع مکانی بارندگی بر سیلاب در حوضه آبریز سد بختیاری با استفاده از نرم افزار HEC-HMS

علیرضا نیکبخت شهبازی^{۱*}

(۱) گروه علوم و مهندسی آب، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، اهواز، ایران.

* نویسنده مسئول: nikbakhta@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۲/۱۴

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۹/۰۴

چکیده

توزیع ناهمگون مکانی و زمانی بارندگی در سطح کشور و تنوع آب و هوایی هر از چند گاهی در برخی نقاط باعث طغیان آب رودخانه‌ها و وقوع سیلاب‌های بزرگی می‌گردد که از بابت خسارت‌های جانی و مالی، قابل توجه می‌باشد. طراحی عملیات کنترل سیلاب نیازمند اطلاع دقیق از شرایط حوضه آبخیز مولد سیلاب بویژه واحدهای کوچکتر در حوضه‌های وسیع است. تعیین پتانسیل تولید سیل جهت تعیین کمی سهم هر زیر حوضه در تولید سیلاب پایین دست می‌تواند مبنای تعیین شاخصی به نام شاخص سیل خیزی هر زیر حوضه قرار گیرد. در این پژوهش تأثیر توزیع مکانی بارش‌های بحرانی بر پتانسیل سیل‌خیزی حوضه آبریز سد بختیاری با استفاده از مدل HEC-HMS مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت، نتایج نشان داد که اثر توزیع مکانی بارندگی در شاخص سیل خیزی چشمگیر است، به ویژه هنگامی که با وقایع بزرگتر و با تعداد زیرحوضه‌هایی با مساحت بیشتر مواجه هستیم. از طرف دیگر تقدم مشارکت هر زیرحوضه در روندیابی بر دبی اوج خروجی از حوضه و نهایتاً روی شاخص سیل خیزی مؤثر خواهد بود. افزایش عمق بارندگی در زیرحوضه‌هایی که زمان تمرکز کمتری دارند تأثیر بیشتری بر روی شاخص سیل خیزی دارد. در زیر حوضه‌هایی که زمان تمرکز بیشتر و وسعت زیادتر است، توزیع‌های مکانی مختلف تأثیر کمی بر شاخص سیل خیزی دارد. همچنین نتایج این تحقیق نشان داد که اگر اثر توزیع مکانی را در نظر نگیریم، شاخص سیل خیزی با افزایش مساحت زیرحوضه کاهش می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: شاخص سیل خیزی، توزیع مکانی بارندگی، حوضه آبریز سد بختیاری، مدل HEC-HMS.

مقدمه

استفاده و مدیریت بهینه منابع آب، مستلزم شناخت پدیده های هیدرولوژیکی می باشد که رواناب سطحی یکی از مهمترین فازهای این چرخه به شمار می آید. رواناب سطحی در برگیرنده بخشی از آب حاصل از بارش است که مازاد بر ذخیره برگابی، ذخیره گودالی و نفوذ و تبخیر می باشد. در بسیاری از موارد، جریان های سطحی مبنای احداث طرح های هیدرولیکی و پروژه های آبی از قبیل تامین آب مصرفی شهری و صنعتی، طراحی مخازن سد ها، کنترل سیلاب ها و پروژه های تامین آب برای بخش کشاورزی می باشد. بنابراین تخمین و پیش بینی مقدار جریان رودخانه ای و سیلاب از اهمیت خاصی برخوردار می باشد. آمار و اطلاعات موجود از سیل حاکی از روند افزایشی وقوع این پدیده در طی سال های اخیر می باشد. براساس آخرین آمار منتشر شده، تعداد دفعات سیل در ایران رو به افزایش است. بر اساس رویکردهای جدید، مهار کلیه سیلاب ها امکان پذیر و اقتصادی نیست و تنها می توان با مدیریت آنها، خسارت ها را در برابر هزینه ها به حداقل رساند. روش های مختلفی برای مدیریت سیلاب به کار گرفته می شوند. این روش ها را می توان در چهار دسته کاهش سیلاب، کاهش آسیب پذیری در مقابل سیلاب، کاهش خسارات و ایجاد آمادگی برای تحمل خسارات طبقه بندی نمود.

پروژه های تخفیف سیل در بسیاری از مناطق جهان اجرا می شود و مطالعات بی شماری برای برآورد دبی سیل و همچنین تأثیر خصوصیات حوضه روی دبی اوج آن انجام شده است. از جمله اقداماتی که محققین برای کاهش خطر سیل در مناطق پائین دست مطرح می کنند، مهار سیل در سر منشأ آن می باشد. در این ارتباط شناسایی مناطق سیل خیز در درون حوضه دارای اهمیت بسیاری می باشد، زیرا انجام عملیات اجرایی و کنترل سیل در سراسر حوضه نه تنها امکان پذیر نیست، بلکه ممکن است اثرات تشدید کننده در بر داشته باشد. لذا باید مناطقی که پتانسیل بالایی از نظر سیل خیزی دارند شناسایی و اولویت بندی شوند تا امکان بهینه سازی عملیات اجرایی در سطوح بحرانی فراهم شود.

یکی از مهمترین مسائل در علم هیدرولوژی، تحلیل سیلاب های طراحی به منظور استفاده در عملیات کنترل سیلاب است. این مسئله نیازمند روشی جامع است که تمامی فاکتورهای مؤثر سیل خیزی را در نظر بگیرد. تغییرات مکانی عوامل هیدرولوژیکی، محدودیت ایستگاه های اندازه گیری در سطح حوضه و نیز عدم وجود آمار طولانی مدت و کافی همیشه عامل محدود کننده تحلیل سیلاب ها محسوب می شود. یکی از راه حل های در نظر گرفتن کامل تغییرات مکانی عوامل هیدرولوژیکی، استفاده از شبیه سازی نیمه توزیعی جهت تعیین پتانسیل سیل خیزی واحدهای هیدرولوژیکی است (صادقی، ۱۳۷۴).

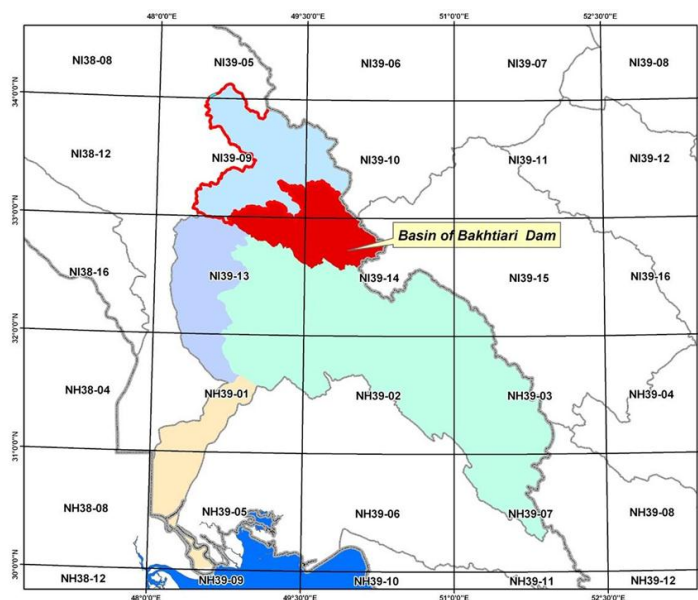
در حوضه های وسیع، تفکیک حوضه به قسمت های کوچکتر ضروری است. در این راستا، تعیین سیل خیزی واحدهای هیدرولوژیکی و بررسی پتانسیل هر واحد از نظر مشارکت سیلاب در نقطه خروجی اصلی حوضه آبخیز حائز اهمیت است

(خسروشاهی، ۱۳۸۰). Islam and Sado (2000) نقشه های سیل خیزی برای بنگلادش را با استفاده از داده های سنجش از دور از واقعه سیلاب ۱۹۸۸ تهیه نمودند. در این تحقیق از ارتفاع، پوشش سطح زمین، خصوصیات زمین شناسی و فیزیوگرافیک حوضه و داده های شبکه زهکشی حوضه استفاده شد. نقشه های سیل خیزی در واقع نشان دهنده درجه سیل خیزی و تخریب ناشی از سیل در هر منطقه می باشد. این نقشه ها برای تعیین ریسک سیلاب با استفاده از داده های سنجش از دور و ارتفاعات رقومی به کار رفته است. (Juracek (2000) از اطلاعات رقومی توپوگرافیک، خاک و کاربری زمین جهت تعیین اولویت مکانی سیل خیزی زیرحوضه ها در ایالت کانزاس آمریکا استفاده نمود. ترکیبات مختلفی از نفوذپذیری خاک و شاخص های رطوبتی، توپوگرافی و کاربری زمین جهت دسته بندی پتانسیل تولید رواناب از زیاد به کم مورد استفاده قرار گرفت. این پژوهش در مقیاس وسیعی در حوضه هایی با مساحت ۱۵۰ تا ۶۶۰۰ کیلومترمربع و با ملاحظه تأثیر توزیع مکانی شدت بارش بارندگی انجام گرفت. نتایج نشان داد که تمایز پتانسیل سیل خیزی زیر حوضه ها بسیار محدود است. (Forozani (2004) با استفاده از نقشه مدل رقومی ارتفاع (DEM) و نرم افزارهای ILWIS و HEC-GEO HMS، مدل توزیعی شبیه سازی عکس العمل زیرحوضه های رود زرد را با استفاده از نرم افزار MIKE11 ارایه نمود. در این تحقیق تبدیل بارش- رواناب زیر حوضه ها با روش کلارک انجام گرفت. با توجه به حذف انفرادی و متوالی هر یک از سلول ها در روندیابی، اولویت بندی زیرحوضه های سیل خیز با توجه به شاخص سیل خیزی مشخص گردید. نتایج این پژوهش نشان داد که حساسیت دبی اوج خروجی نسبت به تغییر شماره منحنی بیشتر از زمان تمرکز و ضریب ذخیره است. همچنین سناریوهای بیولوژیکی نظیر کاهش شماره منحنی جهت کاهش دبی اوج خروجی به کار گرفته شد. Reyni (2002) and Nan با استفاده از نرم افزار GIS روشی را برای تعیین سطح سیل خیز و خسارت پذیر ارایه نمودند. در این روش با استفاده از نرم افزار HEC-GEO RAS سطح سیل خیز و سطح غیر سیل خیز جدا شد و با روش های عددی مختلف خسارت برآورد گردید. این روش قابلیت خوبی برای مقابله با سیل و کنترل خسارات ارایه نموده است. (Khosroshahi and Saghafian (2005) عکس العمل هر واحد زیرحوضه در هیدروگراف سیلاب خروجی از حوضه آبریز دماوند را بر مبنای مدل شبیه سازی HEC-HMS مورد بررسی قرار دادند. در این پژوهش سهم هر واحد سیلابی (زیرحوضه) از طریق روندیابی پس از حذف آن واحد و محاسبه دبی پیک سیلاب خروجی به دست آمد. نتایج این پژوهش نشان داد که روندیابی رودخانه ها در تعیین شاخص سیل خیزی و اولویت بندی زیرحوضه ها بسیار مهم می باشد. همچنین هیچگونه رابطه تک متغیره ای بین شاخص سیل خیزی و سایر خصوصیات زیرحوضه ها از قبیل شماره منحنی و شیب زمین مشاهده نشد. (Ashoori et al. (2007) جهت بررسی اثرات توسعه شهری بر افزایش رواناب از ترکیب سامانه اطلاعات جغرافیایی و الحاقیه HEC-GeoHMS با مدل HEC-HMS استفاده کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که

تغییر کاربری اراضی ناشی از توسعه شهری باعث افزایش پتانسیل سیل خیزی این حوضه گردیده و اثرات تغییر کاربری اراضی بر دبی اوج با افزایش دوره بازگشت کم می‌شود. (Khosroshahi and Saghafian (2005) تأثیر سیل خیزی زیرحوضه‌ها را با استفاده از مدل HEC-HMS و روش تکرار حذف انفرادی زیرحوضه‌ها در حوضه آبریز دماوند مورد بررسی قرار داد. نتایج تحقیق آنها نشان می‌دهد زمانی که تأثیر دبی زیرحوضه‌ها در دبی اوج خروجی کل حوضه مد نظر قرار می‌گیرد، نسبت تأثیر آنها به کوچکی و بزرگی دبی در محل زیرحوضه بستگی ندارد. بلکه اثر متقابل عوامل موثر از جمله موقعیت مکانی زیرحوضه‌ها می‌تواند تعیین کننده باشد. (Nasri and Soleimani (2011 اولویت بندی مناطق موثر بر دبی اوج سیلاب با استفاده از مدل هیدرولوژیک HEC-HMS در حوضه آبریز سد شیخ بهایی بررسی نمودند. نتایج نشان داد مناطقی که در نزدیکی نقطه خروجی حوضه قرار دارند بیشترین نقش را در تولید سیل داشته و بایستی در اولویت اول فعالیت‌های آبخیزداری قرار گیرند. نتایج به دست آمده می‌تواند کمک شایانی به سیستم پایش منطقه نماید. رضوی زاده و همکاران (۱۳۹۲) تأثیر تغییر کاربری اراضی بر خصوصیات سیلاب با استفاده از مدل HEC-HMS در حوضه آبریز طالقان را بررسی کردند. بر اساس نتایج شبیه سازی، به علت تغییرات کاربری اراضی (کاهش سطح اراضی کشاورزی و افزایش مراتع)، دبی اوج و حجم سیل در سال ۱۳۸۱ نسبت به ۱۳۶۶ به ترتیب میزان کاهش متوسط معادل ۱۶/۱۷ و ۱۳/۶ درصدی را نشان داد. بررسی زمان پایه سیل نشان دهنده عدم تغییر این پارامتر در هیدروگرافهای سیل در دوره مطالعاتی است. (MoradNejadi et al. (2015 بررسی کارایی مدل هیدرولوژیک HEC-HMS در شبیه سازی هیدروگراف سیلاب حوضه های آبریز جنگلی خیرود بررسی کردند. همچنین به منظور آنالیز آماری داده های حداکثر بارش روزانه ایستگاه باران سنج، پس از ورود مدل هواشناسی حوضه به برنامه HEC-HMS هیدروگراف سیلاب با دوره بازگشت های ۲، ۵، ۱۰، ۲۵ و ۱۰۰ ساله شبیه سازی شد. در نهایت برای واسنجی مدل پس از بررسی داده های ایستگاه هیدرومتری خیرود، بین سه واقعه متناظر جهت واسنجی و اعتبارسنجی، دو واقعه جهت واسنجی و یک واقعه جهت اعتبارسنجی مدل استفاده شد. نتایج نشان داد که کارایی مدل پس از واسنجی آن برای شبیه سازی دبی اوج سیلاب در حوضه مطالعه شده مورد تأیید است. با توجه به اهمیت توزیع مکانی بارش ها و اینکه این عامل قبلاً در سایر تحقیقات شاخص سیل خیزی به مفهومی که در این پژوهش معرفی شده است مورد بررسی قرار نگرفته است، هدف از این پژوهش بررسی تأثیر الگوی توزیع مکانی رگبارهای طراحی بر شاخص سیل خیزی زیرحوضه‌ها است.

مواد و روش ها

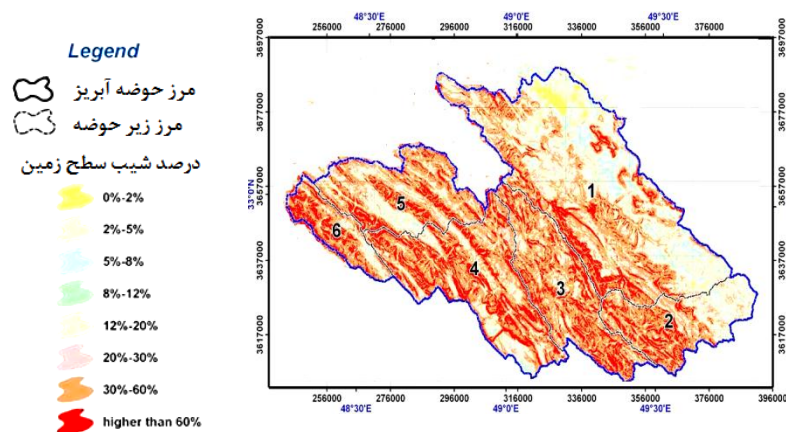
حوضه آبخیز رودخانه بختیاری در جنوب غربی ایران، در شمال استان خوزستان و در محدوده ای بین چهار استان لرستان، خوزستان، چهارمحال و بختیاری و اصفهان واقع شده است. حوضه آبریز رودخانه بختیاری در محدوده حوضه آبریز رودخانه دز قرار دارد که خود زیر مجموعه ای از حوضه آبریز رودخانه کارون بزرگ و حوضه آبریز خلیج فارس و دریای عمان می باشد. شکل (۱) موقعیت حوضه بختیاری در حوضه کارون بزرگ را نشان می دهد. سد بختیاری روی رودخانه بختیاری و قبل از اتصال با رودخانه سزار پیش بینی شده است. با توجه به اینکه داده های ایستگاه هیدرومتری تنگ پنج بختیاری قابل اعتماد تشخیص داده نشدند، حوضه ابتدا روی ایستگاه تله زنگ سد دز بسته شد تا امکان واسنجی مدل HEC-HMS با داده های این ایستگاه فراهم گردد. در ادامه وضعیت عمومی حوضه سد دز بیان می شود، لیکن تأثیر توزیع مکانی بارش تنها بر روی حوضه سد بختیاری مورد بررسی قرار می گیرد. حوضه رودخانه بختیاری با توجه به محل تقاطع رودخانه ها و نقاط با اهمیت به شش زیرحوضه و حوضه رودخانه سزار به پنج زیرحوضه به اضافه یک زیرحوضه انتهایی (از محل تقاطع تنگ پنج تا محل ایستگاه تله زنگ) تقسیم شدند. بر اساس نقشه مدل ارتفاعی رقومی (DEM)، توزیع و مشخصه های فیزیوگرافی ارتفاعی زیر حوضه ها به شرح جدول (۱) استخراج شدند.



شکل ۱: موقعیت حوضه رودخانه بختیاری در حوضه کارون بزرگ.

جدول ۱: برخی مشخصات فیزیوگرافی زیر حوضه ها

زیر حوضه	شماره منحنی متوسط	طول آبراهه اصلی (Km)	شیب متوسط (%)	ارتفاع متوسط (m)	محیط (Km)	مساحت (Km ²)
۱	۷۶	۱۱۳	۲۶/۶	۲۵۵۲	۳۹۳	۲۴۹۰
۲	۷۲	۶۳	۳۵/۲	۲۶۷۲	۱۹۲	۶۷۱
۳	۷۶	۵۶	۴۳/۸	۲۲۳۴	۲۴۰	۸۶۶
۴	۷۷	۹۴	۴۲/۷	۱۸۷۵	۲۸۵	۱۲۱۵
۵	۸۰	۵۶	۳۷/۱	۱۶۷۹	۲۰۸	۸۱۹
۶	۷۸	۵۰	۴۵/۳	۱۲۷۹	۱۳۲	۳۲۷
کل حوضه	۷۶	۲۷۰	۳۵/۲	۲۲۱۲	۷۱۲	۶۳۸۸



شکل ۲: نقشه طبقه بندی شیب زمین حوضه سد بختیاری

همچنین نقشه شیب کل حوضه از مدل ارتفاعی زمین (DEM) نیز در شکل (۲) آمده است.

مدل کامپیوتری HEC-HMS با توجه به سوابق طولانی کاربرد در مطالعات برآورد سیلاب و قابلیت‌های نسبتاً متنوع و نیز مقبولیت عام در بین مهندسين هیدرولوژی، جهت شبیه سازی انتخاب گردید. مدل مورد نظر دارای قابلیت شبیه سازی تلفات و نفوذ، ذوب برف، روندیابی زیرحوضه ها و روند یابی شبکه رودخانه ها می باشد (HEC، ۲۰۰۰). آمار و اطلاعات هواشناسی شامل بارندگی و دما از ایستگاه های هواشناسی اخذ گردید. مراحل آماده سازی مدل برای حوضه منتهی به تله زنگ به شرح زیر انجام گردید. ورود اطلاعات زیر حوضه ها و اتصال شبکه رودخانه ها (از محل خروجی زیر حوضه ها تا خروجی کل حوضه) در محیط مدول BASIN و ورود آمار و اطلاعات هواشناسی شامل بارندگی و دما و نیز برف از طریق مدول METEOROLOGY عملی شد.

واسنجی و اعتبارسنجی مدل

واسنجی فرآیندی است که در آن پارامترهای هیدرولوژیکی مدل به گونه ای تنظیم می شود که مدل تا حد ممکن رفتار حوضه را شبیه سازی کند. برای انجام عمل واسنجی نیاز به اطلاعات پایه استاتیک مانند شاخص های فیزیوگرافی زیر حوضه ها و اطلاعات دینامیک توفان های کالیبراسیون مانند سری های زمانی بارندگی، سری های زمانی دما، ارتفاع آب معادل برف و نرخ تنزیل دما به ازاء افزایش ارتفاع می باشد. کمیت و کیفیت اطلاعات کالیبراسیون در ادامه تشریح می شود. برای کالیبراسیون مدل HMS از بین رگبارهای بزرگ ثبت شده، چند توفان که از نظر کمیت و کیفیت داده های پایه نسبتاً کامل بودند انتخاب شدند. جدول ۲ تاریخ وقوع توفان های انتخابی برای مراحل کالیبراسیون و اعتباریابی و نیز تداوم سیلاب ثبت شده را نشان می دهد. جهت بررسی دقت و ارزیابی مدل در مرحله واسنجی و صحت سنجی مدل از میانگین قدر مطلق خطا (MAE) و ضریب تعیین (R2) استفاده شده است:

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|}{n} \quad (1)$$

$$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})]^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (2)$$

جدول ۲: تاریخ بارش و سیلاب مراحل کالیبراسیون و اعتباریابی

مرحله	زمان سیلابی	بیک سیلابی (cms)	دوره بارندگی (day)
واسنجی	۶-۹ آوریل ۱۹۹۸	۵۶۸۰	۴
واسنجی	۳۰ ژانویه تا ۶ فوریه ۱۹۹۱	۴۱۲۹	۳
صحت سنجی	۶ تا ۱۵ ژانویه ۱۹۹۱	۳۶۲۱	۲

توزیع زمانی بارندگی هر توفان در هر زیر حوضه بر اساس مقادیر بارش اندازه گیری شده در ایستگاه های سینوپتیک سازمان هواشناسی منطقه با فواصل زمانی ۶ ساعته تعیین گردید. مقدار بارندگی هر توفان در هر زیر حوضه از نقشه های توزیع مکانی بارش بر اساس روش عکس مجذور فاصله به دست آمد. تلفات نفوذ نیز از روش نفوذ SCS شبیه سازی شد که در آن مقادیر عدد منحنی هر زیر حوضه نیز واسنجی شدند. همچنین مقدار تلفات اولیه معادل ۱۰ درصد ظرفیت نگهداشت پتانسیل هر زیر حوضه در نظر گرفته شد تا در مرحله کالیبراسیون در صورت نیاز تغییرات لازم در آن داده شود. از میان روش های موجود روندیابی زیر حوضه در مدل HMS، از روش هیدروگراف واحد مصنوعی کلارک بعنوان متداول ترین روش برای روند یابی زیر حوضه ها استفاده شد. در این روش قابلیت خوبی برای انطباق هیدروگراف شبیه سازی با هیدروگراف مشاهده ای به علت استفاده از پارامترهای زمان تمرکز و ضریب ذخیره وجود دارد. روند یابی جریان

سیلاب در رودخانه‌ها از روش هیدرولوژیکی ماسکینگام انجام گردید. در این روش، پارامتر بدون بعد X برای تمام رودخانه‌ها با توجه به دوره‌ای بودن مسیر برابر با $0/2$ در نظر گرفته شد. پارامتر K ماسکینگام به صورت زمان پیمایش موج سیلاب در هر رودخانه با تقسیم طول رودخانه بر سرعت متوسط موج جریان در رودخانه محاسبه شد. همچنین تعداد اولیه بازه‌های هر رودخانه با تقسیم طول رودخانه به طولی که جریان در هر گام زمانی محاسباتی با توجه به سرعت موج طی می‌کند تعیین شد.

شاخص سیل خیزی

در این تحقیق یک شاخص سیل خیزی جهت تعیین مقدار سهم هر زیر حوضه در تولید سیلاب خروجی در نظر گرفته شد. ثقفیان و خسروشاهی (۲۰۰۵) شاخص سیل خیزی را به صورت زیر پیشنهاد نمودند:

$$F = \frac{Q_{\max} - Q_i}{Q_{\max}} \times 100 \quad (3)$$

که در آن Q_{\max} دبی اوج شبیه سازی شده در محل خروجی حوضه و Q_i دبی اوج خروجی پس از حذف زیرحوضه A_i می‌باشد. شاخص سیل خیزی F به صورت درصد بیان می‌شود. شاخص دیگری با نرمال کردن اثر مساحت هر زیرحوضه بدست می‌آید (ثقفیان و خسروشاهی، ۲۰۰۵):

$$f_i = \frac{Q_{\max} - Q_i}{A_i} \quad (4)$$

که در آن f_i شاخص سیل خیزی زیر حوضه A_i بر حسب $m^3/s/km^2$ و A_i مساحت زیرحوضه A_i (بر حسب km^2) است. توزیع مکانی بارش بر دبی اوج سیلاب حوضه و شاخص سیل خیزی مؤثر است. این موضوع در حوضه‌های بزرگ اهمیت بیشتری دارد. جهت بررسی اثر توزیع مکانی بارش‌ها، توزیع مکانی بدون بعد ۲۰ توفان مهم تاریخی حوضه ترسیم شدند. توزیع‌های بدون بعد با اعمال مقادیر میانگین وزنی بارش ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰ و ۳۰۰ میلی‌متر به خطوط همباران مطلق تبدیل شدند. همچنین مقادیر بارش میانگین انتخاب شده بارش‌های کم تا زیاد را پوشش می‌دهد، لذا می‌توان حساسیت نتایج شاخص سیل خیزی را به ازای عمق رگبارهای مختلف در ازای ۲۰ توزیع مکانی مشاهده‌ای سنجید.

نتایج

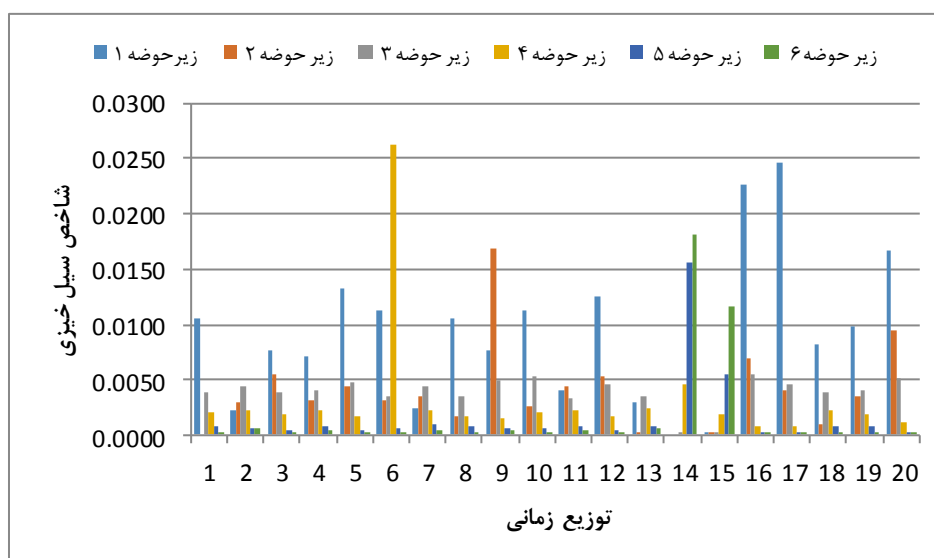
در مرحله واسنجی، عملکرد مدل در مقایسه هیدروگراف سیل شبیه سازی شده و اندازه گیری شده در ایستگاه هیدرومتری تله زنگ بررسی گردید. با ترکیب روش‌های دستی سعی و خطا و اتوماتیک، فرآیند کالیبراسیون برای هر یک از توفان‌ها تکمیل شد. مقایسه بین هیدروگراف‌ها در مراحل کالیبراسیون و اعتباریابی نشان می‌دهد که تطابق قابل قبولی بین هیدروگراف‌های شبیه سازی و

مشاهده‌ای وجود دارد. جدول (۴) مقادیر نهایی پارامترهای حاصل از کالیبراسیون مدل و میزان حداقل خطا را در مرحله واسنجی و صحت سنجی را نشان می‌دهند.

جدول ۴: مشخصات مدل کلارک پس از کالیبراسیون و نتایج واسنجی و صحت سنجی مدل

صحت سنجی		واسنجی		(hr.)	(hr.)	زیر حوضه
MAE	R^2	MAE	R^2	زمان	ضریب	
				تمرکز	ذخیره	
۰/۵	۰/۹۴۵	۰/۶۷	۰/۹۴۹	۱	۴۹/۳	۱
۰/۳۵	۰/۹۴۹	۰/۶۵	۰/۹۴۷	۴/۲	۱۰/۸	۲
۰/۳۵	۰/۹۴۴	۰/۶۲	۰/۹۵۶	۲/۶	۷/۶	۳
۰/۳۸	۰/۹۴۷	۰/۶۶	۰/۹۴۸	۵/۷	۱۹/۸	۴
۰/۳۸	۰/۹۴۷	۰/۶۶	۰/۹۴۸	۲/۸	۸	۵
۰/۳۴	۰/۹۴۶	۰/۵۹	۰/۹۵	۲/۸	۵/۱	۶

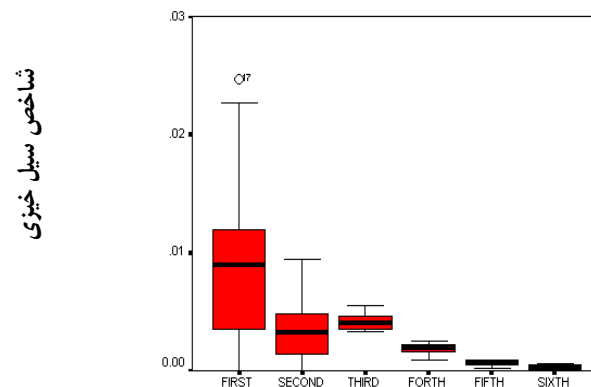
سپس شاخص سیل خیزی برای هر یک از حالات توزیع مکانی و میانگین بارش محاسبه شد. در مجموع، حاصلضرب تعداد زیرحوضه در مقدار بارش در وضعیت توزیع مکانی، معادل $6 \times 5 \times 20$ یا ۶۰۰ شبیه سازی را بوجود آورد. تغییرات شاخص سیل خیزی (f) را برای توزیع‌های مکانی مختلف (۲۰ توزیع) و بارش‌های مختلف (۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰، ۳۰۰ میلی‌متر به دست آمده است. پس از بررسی مشاهده می‌شود زیرحوضه‌های ۱ و ۲ بیشترین شاخص سیل خیزی و زیرحوضه‌های ۵ و ۶ کمترین شاخص سیل خیزی را به خود اختصاص می‌دهند. شکل (۳) تعدادی از شاخص‌های سیل خیزی بدست آمده را برای بارش ۱۰ میلی‌متر و برای ۲۰ توزیع مختلف نشان می‌دهد.



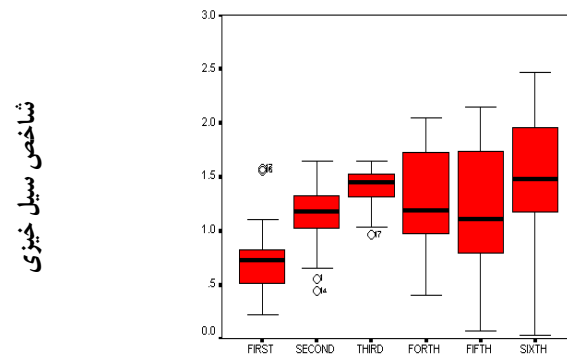
شکل ۳: شاخص سیل خیزی محاسبه شده برای بارش ۱۰ میلی‌متر

جهت بررسی تفاوت شاخص‌های سیل‌خیزی حاصل از توزیع‌های مکانی مختلف برای دو بارش حدی پایین و بالای ۱۰ و ۳۰۰ میلی‌متر، رابطه‌ی خطی f_i با توزیع‌های مکانی مختلف ترسیم شد. اختلاف شیب و عرض از مبدأ این دو خط از آزمون F معنی‌دار بود. از نمودار جعبه‌ای جهت بررسی تغییرات شاخص سیل‌خیزی حول میانه و حد پایین و بالای توزیع‌های مکانی مختلف استفاده شد. شکل (۴) مبین پراکندگی خارج از محدوده (۲۵ درصد) برای آ‌های زیرحوضه‌های ۳ تا ۶ و بارش کوچکتر از ۵۰ میلی‌متر است که حاکی از تأثیر چشمگیر توزیع مکانی بارندگی در این زیرحوضه‌ها روی شاخص سیل‌خیزی است. از طرف دیگر با افزایش بارندگی (۱۰۰ تا ۳۰۰ میلی‌متر) پراکندگی f_i ها در زیرحوضه‌های ۱ تا ۳ مشاهده می‌شود. مشارکت در روندیابی زیرحوضه‌های ۱ تا ۳ نسبت به ۴ تا ۶ در روندیابی تأخیر دارند که به نظر می‌رسد با در نظر گرفتن توزیع مکانی، از تغییرات شاخص سیل‌خیزی حول میانه آن برای وقایع بارندگی بزرگتر (در زیر حوضه‌های ۱ تا ۳) کاسته می‌شود.

در شکل (۴) ملاحظه می‌شود که هر چه وقایع بارندگی بزرگتر باشد شاخص‌های سیل‌خیزی بدست آمده تغییرات کمتری را نشان می‌دهد یعنی با توجه به توزیع‌های مکانی مختلف بارش‌ها، تأثیر این توزیع‌ها روی شاخص سیل‌خیزی کاهش چشمگیری داشته و شاخص سیل‌خیزی زیرحوضه به عدد ثابتی میل می‌کند. این مسئله برای زیرحوضه‌های ۴، ۵ و ۶ در شکل (۴) (B) مشهود است.

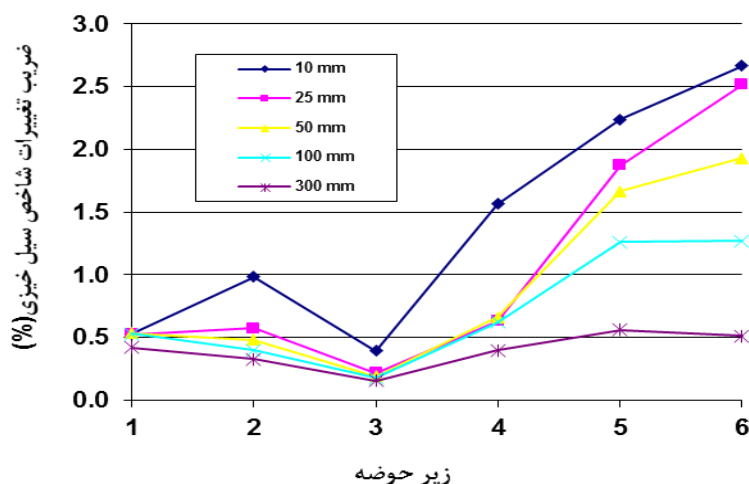


(A) شماره زیر حوضه



(B) شماره زیر حوضه

شکل ۴: نمودار جعبه‌ای شاخص سیل‌خیزی برای بارش (A) ۱۰ (B) ۳۰۰ میلی‌متر (f1 تا f6 شاخص‌های سیل‌خیزی زیرحوضه‌های اول تا ششم می‌باشد).

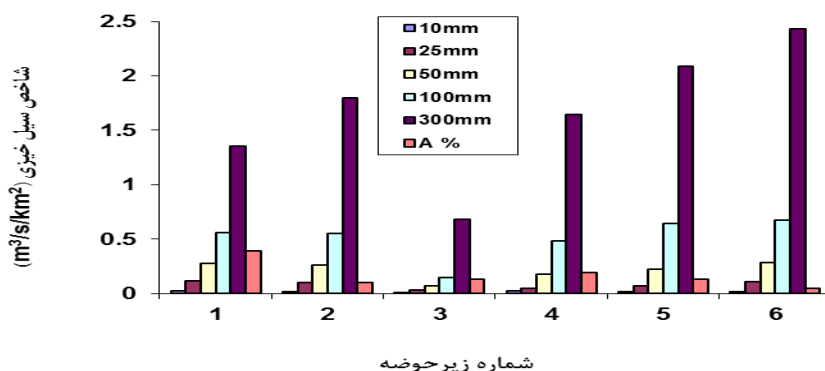


شکل ۵: ضرب تغییرات شاخص سیل خیزی f در ۶ زیرحوضه بر اساس توزیع‌های مکانی مختلف

در شکل (۵) ملاحظه می‌شود که تفاوت ضرب تغییرات شاخص سیل خیزی محاسبه شده برای هر زیر حوضه (۱ تا ۶) برای بارش های ۱۰، ۲۵ و ۵۰ میلی متری زیاد است. بطوریکه ضرب تغییرات زیرحوضه ۶ بالای ۱/۷ درصد در حالیکه برای بارش ۳۰۰ میلی متر ۰/۵ درصد است و به نظر می‌رسد برای بارش های بزرگتر از ۱۰۰ میلی متر ضرب تغییرات شاخص سیل خیزی های بدست آمده از توزیع های مکانی مختلف به عدد ثابتی میل می‌کند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که با افزایش عمق بارندگی تأثیر توزیع مکانی بارش روی شاخص سیل خیزی کاهش یافته بوده و به عدد ثابتی میل می‌کند. به عبارت دیگر، در سیلاب‌های استثنایی تاخیر توزیع مکانی بارش بر شاخص سیل خیزی هر زیر حوضه نسبت به بارش یکنواخت ناچیز است.

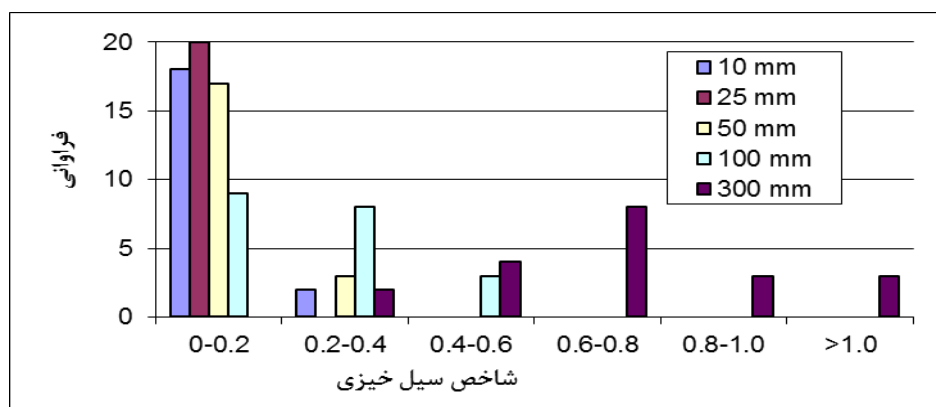
ضرب تغییرات شاخص سیل خیزی در ازای ۲۰ توزیع مکانی مختلف تا زیرحوضه سوم با کاهش همراه است که علت آن را می‌توان در توزیع‌های در نظر گرفته شده خصوصاً برای زیر حوضه سوم جستجو نمود (شکل ۵). از طرفی موقعیت و توپوگرافی این زیرحوضه نیز در کاهش تغییرات شاخص سیل خیزی مؤثر می‌باشد. دامنه تغییرات شاخص f بازای توزیع‌های بارش در زیر حوضه سوم ۸۰ تا ۱۰۴ در صد (اختلاف ۲۴ درصد)، در زیرحوضه دوم ۴۲ تا ۱۳۷ درصد (۹۵) در صد اختلاف و در زیرحوضه چهارم ۸۶ تا ۱۳۱ درصد (۴۵) درصد اختلاف است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که اثر مستقیم توزیع مکانی بر روی شاخص سیل خیزی بارش های کوچکتر (۱۰ و ۲۵ میلی متر) قابل ملاحظه است.

میانگین f_i برای عمق بارش‌های مختلف و زیرحوضه‌های مختلف محاسبه شده است. تفاوت زیادی بین شاخص f_i برای ۳۰۰ میلی‌متری با شاخص f بارش‌های ۱۰۰ میلی لیتر و کمتر وجود دارد. از طرفی میانگین f_i برای عمق بارش تا ۱۰۰ میلی‌متر تفاوت زیادی بین زیر حوضه‌ها نشان نمی‌دهد. برای زیر حوضه سوم کمترین تغییرات مشاهده می‌شود که ناشی از همان تغییرات توزیع‌های مکانی کمتر در این زیرحوضه است. پیش از آنکه مساحت زیرحوضه تعیین کننده شاخص سیل خیزی باشد، بزرگی وقایع نقش تعیین کننده‌ای دارند بطوری که برای وقایع بزرگ ۱۰۰ و ۳۰۰ میلی‌متر با افزایش شاخص f_i همراه است (شکل ۶).



شکل ۶: درصد مساحت هر زیر حوضه و میانگین f های بدست آمده

زیرحوضه‌هایی که زمان تمرکز کمتری دارند، افزایش عمق بارندگی تأثیر زیادی روی حداکثر شاخص سیل خیزی خواهد داشت. از طرفی در زیر حوضه اول که زمان تمرکز و وسعت زیادی دارد، توزیع مکانی مختلف تأثیر کمی روی شاخص سیل خیزی دارد. روند خاصی با توجه به تغییرات مکانی بارش روی شاخص سیل خیزی با زمان تمرکز زیرحوضه‌ها و همچنین CN زیرحوضه‌ها مشاهده نشد. تغییرات فراوانی شاخص سیل خیزی در هر زیرحوضه در شکل (۷) ترسیم شده است. همانطور که مشاهده می‌شود، بازه تغییرات شاخص سیل خیزی برای اکثر بارندگی‌ها (۱۰ تا ۱۰۰ میلیمتری) کمتر از ۰/۲ است. هرچه عمق بارش افزایش می‌یابد، شاخص سیل خیزی فراوانی بیشتری در مقادیر زیاد دارد. بررسی فراوانی نسبت عمق بارش به ۵۰ میلیمتر برای بارش‌های کوچکتر از ۵۰ میلی متر و برای بارش‌های کوچکتر از ۳۰۰ میلی متر در کنار فراوانی شاخص سیل خیزی نشان داد توزیع فراوانی شاخص سیل خیزی در بارش‌های کمتر با توزیع فراوانی بارندگی هماهنگی ندارد.



شکل ۷: توزیع های فراوانی شاخص سیل خیزی برای بارش های مختلف

نتیجه گیری

یکی از مهم ترین پیش نیازهای پروژه های کنترل سیلاب در سر منشأ بویژه در روش های غیر سازه ای، شناسایی مناطق سیل خیز در سطح حوضه می باشد. از این رو ارائه یک روش جهت تعیین مناطقی که پتانسیل سیل خیزی بیشتری در حوضه آبریز دارند بنحوی که جلوگیری یا مهار سیل در این نقاط منجر به کاهش خسارات در پایین دست حوضه گردد از اهمیت بسیاری برخوردار است.

یکی از محدود روش‌های مطرح در این رابطه روش عکس العمل سیل واحد است که در آن با حذف متوالی واحدهای داخل حوضه، روندیابی رواناب ناشی از بارش طرح و تعیین اثر هر کدام از این واحدها در سیل خروجی از کل حوضه انجام می‌گیرد. بر مبنای این راهکار اولویت بندی مناطق سیل خیز میسر می‌شود. در تحقیق حاضر روش پیشنهادی فوق با توجه به تأثیر احتمالی توزیع‌های مکانی بارش اجرا شد و نحوه مشارکت واحدهای حوضه در سیل خروجی حوضه بالا دست رودخانه بختیاری با توجه به توزیع‌های مکانی بارندگی حاصل از توفان‌های مهم این حوضه بررسی گردید. توزیع‌های مکانی مختلف تعدادی از توفان‌های بزرگ بصورت بدون بعد تهیه گردید و بارش‌های ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰ و ۳۰۰ میلی‌متر در این توزیع‌ها اعمال شد. با تعیین شاخص سیل خیزی برای هر توزیع مکانی و هر زیر حوضه، به شاخص سیل خیزی زیر حوضه‌ها با عمق بارش‌ها همبستگی خوبی نشان داد. با افزایش عمق بارندگی تأثیر توزیع مکانی بارش بر شاخص سیل خیزی ناچیز بوده و به عدد ثابتی میل می‌کند به عبارت دیگر هر چه وقایع بارندگی بزرگتر باشد، ضریب تغییرات شاخص سیل خیزی کاهش می‌یابد و با توجه به توزیع‌های مکانی مختلف بارش‌ها، تأثیر این توزیع‌ها بر روی شاخص سیل خیزی کاهش چشمگیری می‌یابد. رابطه مشخصی بین شاخص سیل خیزی برای توزیع‌های مکانی مختلف در زیر حوضه‌ها از یک طرف و پارامترهای شماره منحنی، زمان تمرکز، طول آبراهه اصلی و نسبت مساحت زیرحوضه به کل حوضه به دست نیامد. اگر چه زیرحوضه‌هایی که زمان تمرکز کمتری دارند، افزایش عمق بارندگی تأثیر بیشتری روی حداکثر شاخص سیل خیزی دارد. توزیع مکانی بارندگی در شاخص سیل خیزی بویژه زمانی مؤثر است که با وقایع بزرگتر و با زیرحوضه‌هایی با مساحت بیشتر همراه است. در مجموع اگر چنانچه طراحی‌ها بر اساس وقایع بارش یا دور بازگشت کمتر (عمق کمتر) انجام گیرد باید به نحوی تأثیر توزیع مکانی بویژه در حوضه متوسط و بزرگ نیز از طریق روشهای تحلیل حساسیت و یا تعیین دامنه تغییرات شاخص سیل خیزی انجام پذیرد. لیکن توزیع مکانی اهمیت خود را دارد وقایع بزرگ و نادر با عمق بارندگی زیاد بر شاخص سیل خیزی از دست می‌دهد.

منابع

- Ahoori .,m. Khosroshahi., F and Arhami., M. (2011).** Investigation of urban development on runoff excess. National Hydraulic Conferences. Shahrekord university.
- Dushmanta Dutta A., and Srikantha Herath Katumi M. (2003).** A mathematical model for flood loss estimation. Journal of Hydrology, 277(1), pp: 24-49.
- Forozani., A. (2005).** Determination effects of flood hydrograph and suitable scenario selection for flood control. Msc. Theses, Tarbiat Modarres University.
- Ghaemi., H. (2000).** Study of watershed management in Karkheh basin. Iran Ministry of Agriculture.
- Hydrologic Engineering Center., (HEC) (2000).** Hydrologic modeling system HEC-HMS: technical reference manual, U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, Calif.
- Iranian National committee of irrigation and drainage. (2006).** Flood forecast and alert. 250 p.

- Islam., M and M., Sado K. (2000).** Development of Flood hazard maps of Bangladesh using NOAA-AVHRR images with GIS. *Hydrolic Science Journal*. 45(3), pp:337-355.
- Jonkmana., and S.N. M. Bokarjovab, M. Koc P. Bernardinid. (2008).** Integrated hydrodynamic and economic modelling of flood damage in the Netherlands. *Ecological Economics*. 66(1), pp:77-90.
- Juracek, K. E. (2000).** Estimation and comparison of potential runoff contributing areas in Kansas using topographic, soil, and land use information. *USGS Water Resources Investigations Ref. 00-417*, 28.
- Moradinejad., M. jourgholami., M. and Malekian., A. (2014).** investigation of HEC-HMS model on flood hydrograph simulation in Kheyrood watershed. *Jungle and woods journal*. ۶۸(۲), pp:۶۲۵-۶۳۹.
- Nasri., M. and Soleymani Sardo., F. (2011).** prioritization of regions effects on peak flow discharge using HEC-HMS model in Sheikh Bahaee Dam. *Journal of nature science and technology*. 6(3), pp:1-15.
- Razavi zadeh., S. Salajegheh., A. khalighi Sigaroodi., Sh. And Jafari., M. (2014).** effect of land use changes on flood using HEC-HMS in Taleghan watershed. *Journal of Pasture and Watershed Management*. 66(3):373-386.
- Reyni., L. and Nan., L. (2002).** Flood area and damage estimation in Zhejiang, China. *Journal of Environmental Management*. 66, pp:1-8.
- Sadeghi., H. (2002).** Runoff producing in basins using spatially distributed model. *Iranian National committee of irrigation and drainage conference*. 10-20.
- Saghafian., B. and Khosroshahi., M. (2005).** Unit response approach for priority determination of flood source areas, *Journal of Hydrologic Engineering, ASCE*.
- Saghafian., B. B. Ghermezcheshmeh., M. M. Kheirkhah. (2010).** Iso-flood severity mapping: a new tool for distributed flood source identification. *Natural Hazard*, 55(2), pp:557-570.
- Saghafian., B. Hassan Farazjoo Babak Bozorgy Farhad Yazdandoost. (2008).** Flood Intensification due to Changes in Land Use. *Water Resources Management*. 22(8), pp:1051-1067.
- Saghafian B. B. Ghermez cheshmeh. (2008).** Spatial Variation of Flood Severity Index. *Iran-Water Resources Research*, 4(1), pp:28-39.
- United States Department of Agriculture (1986).** *Urban Hydrology for Small Watersheds*, TR-55.