



تحلیل فراوانی سیلاب منطقه‌ای با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی و سیلاب نمایه در حوضه‌های آبریز استان‌های خراسان

حمیرا شامکوئیان^۱ - بیژن قهرمان^{۲*} - کامران داوری^۳ - مجید سرمد^۴

تاریخ دریافت: ۸۷/۱/۲۷

تاریخ پذیرش: ۸۷/۸/۲۰

چکیده

روش تحلیل فراوانی سیلاب منطقه‌ای یکی از روش‌های متداول تحلیل فراوانی سیلاب بوده که به جای استفاده از آمار یک ایستگاه، آمار و ویژگی‌های مجموعه‌ای از ایستگاه‌های هم‌رفتار مورد استفاده قرار می‌گیرد. در مطالعه حاضر این روش با استفاده از گشتاورهای خطی و سیلاب نمایه در حوضه‌های آبریز استان‌های خراسان (شمالی، رضوی و جنوبی) و به کمک نرم‌افزار MATLAB مورد استفاده قرار گرفت. از آمار دبی سیلاب اوج لحظه‌ای سالانه ۶۸ ایستگاه آب‌سنجی با حداقل و حداکثر طول دوره آماری ۶ و ۳۹ سال و ویژگی‌های فیزیوگرافی حوضه‌های آبریز آن‌ها استفاده شد. با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای، منطقه مورد مطالعه به ۷ ناحیه همگن تقسیم شد. در این نواحی بترتیب ۱۶، ۵، ۲۰، ۵، ۱۱ و ایستگاه قرار گرفت. به کمک آزمون ناهمنوایی بر اساس گشتاورهای خطی، تنها یک ایستگاه به عنوان ایستگاه ناهمنوا تشخیص داده شد. آزمون ناهمگنی بر اساس گشتاورهای خطی، تمامی نواحی را همگن تشخیص داد. توابع توزیع لوگ نرمال سه پارامتری در دو ناحیه A و B، مقادیر حدی تعمیم یافته در ناحیه C، پارتو تعمیم یافته در دو ناحیه D و E، لوجستیک تعمیم یافته در ناحیه F و نهایتاً پیرسون نوع ۳ در ناحیه G با استفاده از آزمون‌های نیکوئی برآزش Z و کلموگروف-اسمیرنوف انتخاب شدند. با این وجود در آزمون نیکوئی برآزش Z تمامی توابع توزیع در دامنه مجاز واقع شدند. ولیکن انتخاب نهایی توابع بر اساس آزمون نیکوئی برآزش کلموگروف-اسمیرنوف صورت گرفت تا بدینوسیله برآزش توابع در دوره بازگشت‌های بالا ملاک انتخاب قرار گیرد. علاوه بر توابع توزیع برتر، تابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته برای تمامی نواحی همگن مناسب تشخیص داده شد، به طوری که تنها عوامل این تابع در نواحی مختلف متفاوت است. مدلی لگاریتمی و چهار متغیره به منظور برآورد سیلاب نمایه در هر نقطه از نواحی همگن، و مقیاس‌دار کردن مقادیر سیلاب بی‌بعد ناحیه‌ای با استفاده از ویژگی‌های فیزیوگرافی حوضه‌ها استخراج شد.

واژه‌های کلیدی: تحلیل منطقه‌ای سیلاب، گشتاورهای خطی، سیلاب نمایه، تحلیل خوشه‌ای، خراسان

مقدمه

تحلیل سیلاب صورت گرفته است. تحلیل منطقه‌ای شاید پایدارترین روش به منظور بهبود تخمین تناوب سیل باشد. هدف از تحلیل منطقه‌ای سیلاب تخمین مقادیر جریان و تناوب وقوع آن در یک حوضه مورد نظر است. به طور کلی تحلیل منطقه‌ای سیلاب شامل دو بخش (الف) تعیین حوضه‌های آبریزی که از لحاظ هیدرولوژیکی همگن‌اند، و (ب) حصول مدل‌های تناوب سیل برای هر منطقه همگن می‌باشد (۱۸).

دلریمپل برای اولین بار روش شاخص سیلاب (سیل نمایه) در تحلیل فراوانی منطقه‌ای را معرفی کرد (۷). بنسون نیز به بررسی این روش در تحلیل فراوانی منطقه‌ای پرداخت و اصلاحاتی را ارائه نمود (۶). این تحلیل در سیر تکاملی خود از صورت‌های مختلفی برخوردار بوده که روش شاخص سیلاب-گشتاورهای خطی یکی از معروفترین

تخمین دبی سیلاب و برآورد دوره بازگشت پیشامدهای نادر، از جمله سیلاب‌ها و باران‌های حدی در محل مورد نظر پروژه یکی از مهمترین عوامل لازم جهت طراحی کلیه سازه‌های آبی است (۱۳). بنابراین پژوهش در زمینه بهبود روش‌های تخمین سیلاب از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. از اوایل قرن ۱۹، تلاش‌های زیادی در زمینه

۱- دانشجوی سابق کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد

۲- دانشیار گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد
(*) نویسنده مسئول: (Email: bijangh@yahoo.com)

۳- استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

۴- استادیار آمار، دانشکده علوم ریاضی و آمار، دانشگاه فردوسی مشهد

آنهاست و کارایی بالایی دارد.

گشتاورهای خطی که برای اولین بار در سال ۱۹۹۰ توسط هاسکینگ معرفی شدند، در تحلیل‌های فراوانی منطقه‌ای کاربردهای فراوانی دارند (۱۱). به طور کلی مهم‌ترین کاربرد گشتاورهای خطی را می‌توان در حل مسائل مربوط به تخمین پارامترهای توابع توزیع، تعیین بهترین تابع توزیع، خلاصه کردن توزیع آماری و منطقه‌ای کردن نام برد (۱۱). مطالعات انجام شده در زمینه هیدرولوژی و نظریه‌های آماری تعیین سری‌های سیل سالانه حداکثر توسط هاسکینگ و همکاران، لتن‌مایر و پاتر و هاسکینگ نشان دادند که گشتاورهای وزنی احتمال و گشتاورهای خطی جهت تخمین پارامترهای توابع توزیع، به خصوص در مطالعات منطقه‌ای بسیار مناسبند (۱۵، ۱۱ و ۱۷).

آدامووسکی در پژوهشی به مقایسه روش‌های غیرپارامتری و گشتاورهای خطی در تحلیل منطقه‌ای سیلاب حوضه‌های واقع در استان‌های انتاریو و کبک کانادا پرداخت. وی در پژوهش خود، از داده‌های حداکثر سالیانه و سری‌های جزئی سیلاب استفاده کرد. او در نخستین گام، حوضه‌های مورد بررسی را بر اساس شکل تابع تجمع‌ی و زمان وقوع سیل به ۹ ناحیه همگن تقسیم نمود، به طوری که نواحی همگن مکانیسم تولید سیلاب مشابه داشتند. نتایج این پژوهش نشان‌دهنده ناکارآمدی مدل‌های غیر پارامتری در جداسازی مکانیسم‌های مختلف سیلاب و در پی آن ضعف در تعیین نواحی همگن می‌باشد (۳). دین‌پژوه و همکاران با استفاده از روش گشتاورهای خطی، به بررسی همگنی و انتخاب توابع توزیعی که بهترین برازش را با آمار بارندگی ۷۷ ایستگاه ایران دارند پرداخته، و منحنی‌های رشد آمار بارش سالانه بدون بعد ناحیه‌ای را استخراج کردند. آنها در مطالعه خود جهت تقسیم ایران به مناطق همگن از بین ۵۷ متغیر، ۱۲ متغیر مناسب را به کمک روش‌های چند متغیره برگزیدند (۸). کومار با استفاده از آزمون‌های ناهم‌نوابی و ناهمگنی، نمودار نسبت‌های گشتاورهای خطی و آزمون نیکوئی برازش معرفی شده توسط هاسکینگ و والیس به تحلیل فراوانی سیلاب منطقه‌ای پرداخت. نتایج نشان داد، تابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته، بهترین برازش را با آمار سیلاب حوضه آبریز براهماپوترای شمالی هند دارد. او به کمک این تابع و با استفاده از رابطه همبستگی بین ویژگی‌های حوضه و متوسط دبی اوج سالانه به تخمین سیلاب‌های با دوره بازگشت مختلف پرداخت (۱۶ و ۱۳). آسکوئیت با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی و گشتاورهای خطی تصحیح شده، پارامترهای تابع توزیع لاندای تعمیم‌یافته چهار پارامتری را برآورد کردند. نتایج نشان داد که این روش‌ها برای برآورد پارامترهای توابع توزیعی که در بی‌نهایت هم معنی دار هستند، بسیار مناسب است (۵).

کمبود ایستگاه‌های آب‌سنجی، کوتاهی دوره آماری، وجود داده‌های پرت در دوره مشاهداتی که ناشی از وقایع نادر سیلابی در

منطقه است و وجود سال‌های بدون جریان در دوره آماری موجود، مهم‌ترین مشکلات در بررسی تناوب سیل بوده که استفاده از روش‌های منطقه‌ای را ناگزیر می‌سازد. بنابراین هدف از مطالعه حاضر، اجرای تحلیل فراوانی منطقه‌ای با استفاده از روش شاخص سیلاب-گشتاورهای خطی در حوضه‌های آبریز استان‌های خراسان می‌باشد.

مواد و روش‌ها

تحلیل فراوانی سیلاب منطقه‌ای

تحلیل منطقه‌ای سیلاب شامل ۶ مرحله غربال داده‌ها، تعیین مناطق همگن، انتخاب تابع توزیع فراوانی منطقه‌ای، تخمین پارامترهای توابع توزیع هر ناحیه همگن، تخمین متوسط دبی سیلاب لحظه‌ای (سیلاب نمایه) در مناطق فاقد ایستگاه و محاسبه دبی سیلاب اوج لحظه‌ای با دوره بازگشت‌های مختلف در نواحی همگن می‌باشد.

عموماً داده‌های مورد استفاده برای ناحیه‌ای کردن مناطق، چندک‌های محاسبه شده دبی سیلاب (آماره‌های مکانی) و دیگر ویژگی‌های هر ایستگاه (خصوصیات مکانی) است. در مطالعات محیطی، موقعیت جغرافیایی، ارتفاع ایستگاه و دیگر ویژگی‌های فیزیکی و اقلیمی آن به عنوان ویژگی‌های مکانی در نظر گرفته می‌شوند. بر اساس مطالعات انجام شده (مثلاً ریگر ۱۹۷۳) سطح حوضه و پس از آن دو عامل شیب آبراهه اصلی و متوسط بارندگی سالانه مهم‌ترین و موثرترین عامل در تولید سیلاب می‌باشد (۱۹).

تحلیل خوشه‌ای

در این مطالعه به منظور ناحیه‌بندی مناطق مورد نظر، از تحلیل خوشه‌ای استفاده گردید. تحلیل خوشه‌ای به عنوان نوعی تحلیل چند متغیره، ابزاری آماری است که در آن داده‌ها و مشاهدات بر اساس متغیرهای تعیین شده توسط محقق طبقه‌بندی می‌شوند. روش‌های تحلیل خوشه‌ای در دو بخش کلی سلسله مراتبی و غیر سلسله مراتبی مطرح می‌شود. چندین الگوریتم معروف که کاربرد زیادی در تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی دارند، شامل الگوریتم‌های پیوند تکی، پیوند متوسط و پیوند کامل می‌باشد. این الگوریتم‌ها در روش تعیین شباهت و یا فاصله بین اعضاء و گروه‌ها، با یکدیگر متفاوتند. روش‌های تحلیل خوشه‌ای غیر سلسله مراتبی، جهت دسته‌بندی کردن مشاهدات به مجموعه‌ای از k خوشه طراحی شده است. تعداد خوشه‌ها، یعنی k ممکن است از پیش مشخص شده باشد، یا به عنوان بخشی از روش خوشه‌ای کردن تعیین گردد. به منظور مطالعات بیشتر به شامکوئیان (۱) مراجعه شود. در این مطالعه از روش تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی و به منظور محاسبه فاصله بین حوضه‌های آبریز از روش بلوک

میانگین دبی اوج لحظه‌ای سالانه مناطق دارای آمار، و ویژگی‌های فیزیوگرافی و اقلیمی آنها بر قرار می‌شود تا بتوان با استفاده از این رابطه میانگین مورد نظر در مناطق فاقد آمار را محاسبه نمود. شکل کلی رابطه همبستگی خطی بین مقادیر میانگین دبی اوج لحظه‌ای و ویژگی‌های حوضه در رابطه (۲) ارائه شده است (۱۴):

$$\mu_i = \theta_0 + \sum_{j=1}^k \theta_j z_j^{(i)} + u_i \quad (2)$$

که در آن، μ_i متوسط دبی اوج لحظه‌ای (سیلاب نمایه)، $z_1^{(i)}, \dots, z_k^{(i)}$ ویژگی‌های منتخب فیزیوگرافی و اقلیمی ایستگاه i ام، $\theta_j, j = 0, 1, \dots, k$ پارامترهای مدل و u_i پارامتر خطا می‌باشد.

با ضرب مقادیر دبی سیلاب بی‌بعد لحظه‌ای حاصل از توابع توزیع در سیلاب نمایه مطابق رابطه (۳)، مقادیر سیلاب در دوره بازگشت‌های مختلف را در هر نقطه از نواحی همگن محاسبه می‌شود.

$$\hat{Q}_i(F) = \hat{\mu}_i \hat{q}(F) \quad (3)$$

که در آن $\hat{\mu}_i$ برآوردی از سیلاب نمایه، $\hat{q}(F)$ چندک بی‌بعد ناحیه‌ای و $\hat{Q}_i(F)$ مقادیر سیلاب برآورد شده در دوره بازگشت‌های مختلف می‌باشد.

آزمون‌های تحلیل فراوانی

آزمون ناهمناوی: مبتنی بر گشتاورهای خطی به منظور تشخیص ایستگاه‌های ناهمناوی از مجموعه ایستگاه‌های مورد مطالعه انجام می‌گیرد. برای این منظور آماره D_i بر اساس نسبت گشتاورهای خطی τ_3 و τ_4 هر ایستگاه محاسبه می‌شود. اگر D_i بزرگ باشد، ایستگاه i ام ناهمناوی تلقی می‌گردد. تعریف مقدار بزرگ بودن، بستگی به تعداد ایستگاه‌های موجود در گروه دارد. اگر D_i از مقادیر تعیین شده جدول مقادیر بحرانی بیشتر باشد، ایستگاه مورد نظر ناهمناوی خواهد بود (۱۴). مقادیر حد مجاز آماره مذکور حسب تعداد ایستگاه‌های موجود در ناحیه مورد بررسی از $1/333$ برای ۵ ایستگاه، تا ۳ برای ۱۵ ایستگاه و بیشتر تغییر می‌کند (۱۴).

آزمون ناهمگنی: اگر تغییرپذیری یا فضای پراکنش ایستگاه‌ها بزرگ باشد، احتمال تعلق این ایستگاه‌ها به یک مجموعه واحد را می‌توان به وسیله آزمون ناهمگنی گشتاورهای خطی بررسی کرد. آزمون ناهمگنی گشتاورهای خطی یک توزیع چهار پارامتری کاپا را به سری داده‌های مشاهداتی منطقه برازش داده، و به روش شبیه‌سازی مونت کارلو یک دسته ۵۰۰ تایی از داده‌های منطقه‌ای معادل را تولید می‌کند. سپس تغییرپذیری گشتاورهای خطی ناحیه‌ای واقعی را با گشتاورهای خطی سری شبیه‌سازی مقایسه می‌نماید (۱۳). عموماً سه

شهری، و برای تعیین فاصله بین گروه‌ها و خوشه‌بندی آنها از الگوریتم پیوند متوسط استفاده شده است.

گشتاورهای خطی و وزن‌دار احتمالی

برآورد پارامترهای توابع توزیع نواحی همگن، با استفاده از روش گشتاورهای وزن‌دار احتمالی (PWM) انجام پذیرفت. گشتاورهای خطی ترکیبات خطی از آماره‌های ترتیبی هستند به داده‌های پرت حساس بوده و برای نمونه‌های کوچک از داده‌های مشاهداتی غیر اریب می‌باشند. بنابراین کاربرد آنها برای تحلیل فراوانی سیلاب (تعیین تابع توزیع مناسب و تخمین پارامترهای آن) مناسب است (۱۱،۱۳). این گشتاورها از لحاظ نظری مزایایی بر گشتاورهای متعارف دارند، از آن جمله که می‌توانند دامنه گسترده‌تری از توابع توزیع را مشخص کنند (۲۱). گشتاورهای وزنی احتمال (PWM) برای متغیر تصادفی X با تابع توزیع تجمعی F ، و امید ریاضی E توسط گرینوود و همکاران (۹) به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\beta_r = E\{X[F(X)]^r\} \quad (1)$$

که در آن β_r ، برآوردگر موقعیت، و r مرتبه گشتاور می‌باشد (مثلاً ۰، ۱، ۲، ۳). هاسکینگ (۱۰، ۱۱) چهار گشتاورهای خطی نخست را که ترکیباتی خطی از گشتاورهای وزن‌دار احتمال‌اند، را بترتیب به صورت $\lambda_1 = \beta_0, \lambda_2 = 2\beta_1 - \beta_0, \lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0$ و $\lambda_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0$ معرفی کرد. نسبت گشتاورهای خطی نیز توسط هاسکینگ (۱۱) به صورت $\tau = \lambda_2 / \lambda_1$ و $\tau_r = \lambda_r / \lambda_2$ (برای $r > 2$) ارائه شده است. در این روابط، میانگین گشتاور خطی یا λ_1 ، معیاری از تمایل به مرکز، و انحراف معیار گشتاور خطی یا λ_2 ، معیاری از پراکندگی است. نسبت λ_2 به λ_1 یا τ ، به عنوان ضریب تغییرات گشتاور خطی، نسبت λ_3 به λ_2 یا τ_3 ، به عنوان ضریب چولگی گشتاور خطی، و نسبت λ_4 به λ_3 یا τ_4 ، به عنوان ضریب کشیدگی گشتاور خطی، می‌باشد. علاوه بر موارد یاد شده، λ_1 به عنوان اندازه یا معیار موقعیت و λ_2 ، اندازه مقیاس و پراکنش نیز نام‌گذاری می‌شوند. گشتاورهای خطی و وزن‌دار احتمالی ابزاری مفید برای بررسی همگنی نواحی مورد مطالعه از نظر هیدرولوژیک، و هماهنگی ایستگاه‌های موجود در هر ناحیه و همچنین برآورد پارامترهای توابع توزیع به شمار می‌آیند.

سیلاب نمایه

مناطق فاقد ایستگاه عموماً یا فاقد آمار سیلاب بوده و یا طول دوره آماری ناکافی دارند. لذا میانگین سیلاب در این مناطق قابل محاسبه نمی‌باشد. در چنین شرایطی یک رابطه همبستگی بین مقادیر

خطی تعیین و آماره Z نام می‌گیرد (۱۳).

$$Z^{DIST} = (\tau_4^{DIST} - t_4^R + B_4) / \sigma_4 \quad (۸)$$

در این رابطه DIST اشاره به توزیع منتخب می‌کند. B_4 و σ_4 به ترتیب مقدار اریب و انحراف از معیار t_4^R یا ضریب کشیدگی خطی متوسط ناحیه‌ای می‌باشند و با استفاده از روابط (۹) و (۱۰) محاسبه می‌شوند:

$$B_4 = N_{sim}^{-1} \sum_{m=1}^{N_{sim}} (t_4^{[m]} - t_4^R) \quad (۹)$$

$$\sigma_4 = \left[(N_{sim} - 1)^{-1} \left\{ \sum_{m=1}^{N_{sim}} (t_4^{[m]} - t_4^R)^2 - N_{sim} B_4^2 \right\} \right]^{1/2} \quad (۱۰)$$

N_{sim} تعداد سری داده‌های منطقه‌ای شبیه‌سازی شده می‌باشد که با استفاده از توزیع کاپا و همانند روش آماره همگن تولید گردیده است. حرف m اشاره به m مین ناحیه شبیه‌سازی شده دارد که بدین روش به دست آمده است. تمامی منابع علمی در زمینه گشتاورهای خطی از این آزمون استفاده می‌کنند ولی این آزمون بر "بدنه" اطلاعات استوار است و لذا ما اعتقاد داریم که کفایت لازم را تدارک بجای آن انتخاب نهایی توابع توزیع با استفاده از آزمون نیکوئی برازش کلموگروف-اسمیرنوف انجام گردید. برتری این روش در تکیه به نقاط حدی است.

نرم افزار مورد استفاده

به منظور اجرای کلیه مراحل پژوهش از نرم افزار MATLAB استفاده شده است. متن این برنامه‌ها توسط نویسنده اول مقاله حاضر تهیه شده است. برنامه‌های مذکور توانایی اجرای تحلیل خوشه‌ای و تعیین نواحی همگن بر اساس متغیرهای انتخابی، اجرای آزمون‌های گشتاورهای خطی، برآورد پارامترهای توابع توزیع متداول لوگ نرمال سه پارامتری، پیرسون نوع ۳، پارتو تعمیم یافته، لوجستیک تعمیم یافته و مقادیر حدی تعمیم یافته و نیز تعیین مدل برآورد سیلاب نمایه را دارد. ورودی برنامه‌ها شامل اطلاعات مربوط به ایستگاه‌های مورد بررسی مانند تعداد سال‌های آمای، دبی سیلاب اوج لحظه‌ای در طول دوره آماری و ویژگی‌های فیزیوگرافی حوضه‌های آبریز می‌باشد. روابط نظری این توابع به همراه تابع توزیع کاپا در اینجا آورده نشده است. خوانندگان علاقه‌مند می‌توانند به هاسکینگ و والیس (۱۴) مراجعه نمایند.

منطقه مورد بررسی

منطقه مورد بررسی شامل حوضه‌های آبریز استان‌های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی می‌باشد. تمامی این حوضه‌ها در ۷ حوضه

آماره ناهمگنی H_1 برای بررسی ضریب تغییرات خطی (L_{CV})، آماره H_2 برای ترکیبی از ضریب تغییرات خطی و ضریب چولگی (L_{CS}) و آماره H_3 برای ترکیبی از ضریب چولگی خطی و ضریب کشیدگی خطی (L_{CK}) در بررسی تغییرپذیری سه آماره خطی مختلف به کار گرفته می‌شود. هر یک از آماره‌های H دارای فرم عمومی مطابق رابطه (۴) است:

$$H = \frac{(V_{obs} - \mu_v)}{\sigma_v} \quad (۴)$$

که در آن μ_v و σ_v به ترتیب میانگین و انحراف معیار مقادیر شبیه‌سازی شده متغیر مورد نظر، و پارامتر V_{obs} مقادیر محاسبه شده متغیر مورد نظر با استفاده از داده‌های منطقه‌ای است. این پارامتر مبتنی بر یک آماره V بوده که برای هر یک از آماره‌های H (به ترتیب H_1 ، H_2 و H_3) در روابط (۵) تا (۷) تعریف می‌شود:

$$V_1 = \sum_{i=1}^N n_i (t^{(i)} - t^{(R)})^2 / \sum_{i=1}^N n_i \quad (۵)$$

$$V_2 = \sum_{i=1}^N n_i \left\{ (t^{(i)} - t^{(R)})^2 + (t_3^{(i)} - t_3^{(R)})^2 \right\}^{1/2} / \sum_{i=1}^N n_i \quad (۶)$$

$$V_3 = \sum_{i=1}^N n_i \left\{ (t_3^{(i)} - t_3^{(R)})^2 + (t_4^{(i)} - t_4^{(R)})^2 \right\}^{1/2} / \sum_{i=1}^N n_i \quad (۷)$$

اگر $|H_i|$ به اندازه کافی بزرگ باشد (از آن جا که μ_v می‌تواند بزرگتر و یا کوچکتر از V_{obs} باشد، قدر مطلق H مورد بررسی قرار می‌گیرد)، ناحیه ناهمگن خواهد بود. یک ناحیه وقتی می‌تواند ناحیه همگن قابل قبول باشد اگر $|H_i| < 1$ ، و می‌تواند ناحیه نسبتاً ناهمگن باشد اگر $1 \leq |H_i| < 2$ و به عنوان ناحیه مشخصاً ناهمگن خواهد بود اگر $|H_i| > 2$ باشد. با این وجود بر اساس هاسکینگ و والیس (۱۲) آماره‌های H_2 و H_3 بر اساس معیارهای V_2 و V_3 فاقد توان لازم برای تفکیک بین نواحی همگن و ناهمگن بوده و آماره H_1 بر اساس V_1 توان بهتری برای تفکیک دارد. بنابراین عمده‌تاً آماره H_1 بر اساس V_1 به عنوان شاخص اساسی برای معیار ناهمگنی توصیه شده است. به منظور بررسی همگن بودن مناطق از نقطه نظر هیدرولوژیک روش‌های دیگری نیز وجود دارد (۴) که در اینجا بررسی نشده است.

آزمون نیکوئی برازش: هنگامی که داده‌های موجود در یک ناحیه همگن بوده و متعلق به یک توزیع پارامتری مشخصی باشند، آزمون برازندگی مبتنی بر گشتاورهای خطی انجام می‌گیرد تا یکی از توزیع‌های رایج انتخاب و پارامترهای آن تخمین زده شود. سپس تناوب‌های سیل در داخل یک ناحیه بر اساس توزیع منطقه‌ای منتخب تعیین می‌شود. معیار برازندگی برای هر توزیع بر اساس گشتاورهای

در جدول (۱) برخی از ویژگی‌های ایستگاه‌های آب‌سنجی مورد استفاده در مطالعه حاضر ارائه شده است. در این جدول ردیف‌های ۱ تا ۱۳ در خراسان شمالی، ردیف ۱۴ در خراسان جنوبی و بقیه ردیف‌ها مربوط به خراسان رضوی می‌باشد. به طور کلی طول دوره آماری ایستگاه‌های مورد بررسی متفاوت بوده و بین ۶ تا ۳۹ سال (به ترتیب برای ایستگاه‌های عراقی و آق‌در بند) متغیر می‌باشد.

نتایج و بحث

تمامی داده‌های مورد استفاده در تحلیل (آمار سیلاب اوج لحظه‌ای و ویژگی‌های حوضه‌های آبریز) به صورت تک تک به منظور تشخیص داده‌های پرت و تکراری مورد بررسی قرار گرفت، و برای ادامه کار تنها از داده‌های مورد قبول استفاده شد. در قدم اول و در یک روال سعی و خطا با استفاده از تحلیل خوشه‌ای در محیط نرم‌افزار MATLAB، ضریب کوفنتیک حاصل از تحلیل خوشه‌ای هر ترکیب مختلفی از متغیرهای موجود محاسبه گردید. بر این اساس بالاترین ضریب کوفنتیک ($=0/92$) با انتخاب چهار متغیر مساحت، طول بلند-ترین آبراهه، طول و عرض مرکز ثقل بدست آمد. در قدم بعد با در نظر گرفتن تعداد خوشه‌های مختلف، مقادیر متوسط عرض سیلهوت هر یک از آنها محاسبه گردید. در نتیجه بهترین گروه‌بندی با انتخاب هفت خوشه توأم بود که بیشترین مقدار این عامل ($S=0/65$) را دربر داشت. جزئیات بیشتر در مورد ترکیبات متغیرها و تعداد خوشه‌های دیگر در شامکوئیان (۱۳۸۶) آورده شده است (۱). جدول (۲) و شکل (۱) ایستگاه‌های مربوط به هر ناحیه حاصل از تحلیل خوشه‌ای را نشان می‌دهد.

آزمون ناهمنوایی

به منظور تعیین ایستگاه‌های ناهمنوا با سایر ایستگاه‌ها، مبادرت به محاسبه ضرائب گشتاورهای خطی (ضرائب تغییرات خطی τ ، چولگی τ_3 و کشیدگی τ_4) و آماره ناهمنوایی D_i ایستگاه‌های واقع در هر ناحیه گردید. بر این اساس، تنها ایستگاه چشمه علی واقع در ناحیه C با آماره ناهمنوایی $3/48$ نسبت به سایر ایستگاه‌های این ناحیه ناهمنوا تشخیص داده شد و از محاسبات حذف گردید. این ایستگاه از طول دوره آماری کمتری (۱۰ سال)، در مقایسه با سایر ایستگاه‌ها برخوردار است. همچنین ایستگاه مذکور ضریب کشیدگی منفی داشته ($\tau_4 = -0.0125$) که با ایستگاه‌های دیگر موجود در ناحیه C هم‌خوانی ندارد (گرچه امکان محاسبه عدد منفی از نظر منطقی وجود دارد). به علاوه میزان ضرائب تغییرات خطی و چولگی آن نیز در مقایسه با اکثر ایستگاه‌های ناحیه مربوطه کمتر است. ترکیب عوامل یاد شده احتمالاً منجر به ناهمنوا شدن این ایستگاه با سایر ایستگاه‌های ناحیه C می‌شود.

اصلی به نام‌های اترک، کشف رود-هریرود، نمکزار خواف، کال شور شمالی، کال شور جنوبی، کویر لوت و حوضه آبریز هیرمند واقع می‌شوند. در مطالعه حاضر از آمار دبی سیلاب اوج لحظه‌ای ۶۸ ایستگاه آب‌سنجی واقع در این حوضه‌ها و ویژگی‌های فیزیوگرافی حوضه‌های آبریز مربوطه شامل مساحت، شیب و ارتفاع متوسط، طول و عرض مرکز ثقل حوضه، طول آبراهه اصلی و ضریب شکل آن‌ها استفاده شده است.

حوضه آبریز اترک در شمال استان خراسان و هم‌مرز با کشور ترکمنستان می‌باشد. مساحت کل حوضه 18582 km^2 است. این حوضه از شمال به کشور ترکمنستان و حوضه کشف‌رود-هریرود، از شرق به حوضه آبریز کشف‌رود-هریرود، از جنوب به حوضه آبریز کال شور و کویر مرکزی و از غرب به مرز استان گلستان محدود می‌شود. مهم‌ترین آبراهه حوضه مذکور رودخانه اترک است (۲). تنها بخشی از حوضه آبریز اترک در استان‌های خراسان واقع شده است. بخش جنوب غربی حوضه آبریز کشف رود-هریرود (قره قوم)، با وسعتی معادل 44003 km^2 در شمال غرب خراسان و هم‌مرز با ترکمنستان (در شمال و شمال غربی) و افغانستان (از سمت غرب)، واقع شده است. حوضه مذکور در برگیرنده دو رودخانه اصلی است (۲). حوضه آبریز نمکزار خواف در شرق استان خراسان و در مجاورت مرز افغانستان واقع شده است. این حوضه آبریز از شمال به حوضه آبریز کشف رود-هریرود، از غرب به حوضه کال شور، از شرق به مرز بین المللی و از جنوب و جنوب غربی به حوضه هیرمند محدود می‌شود (۲). حوضه آبریز کال شور نمک (کال شور جنوبی) از شمال به حوضه آبریز کشف رود-هریرود و کال شور و کویر مرکزی، از شمال غرب و غرب به حوضه آبریز کال شور و کویر مرکزی، از جنوب به حوضه آبریز کویر لوت و از شرق به حوضه آبریز نمکزار خواف محدود می‌شود. وسعت کل حوضه 38880 km^2 می‌باشد (۲). مجموع مساحت حوضه آبریز کال شور و کویر مرکزی (کال شور شمالی) در خراسان 66248 km^2 کیلومتر مربع بوده که از شمال به حوضه کال شور جنوبی، از جنوب به حوضه کویر لوت، از شرق به حوضه نمکزار خواف و کال شور جنوبی و از غرب به مرز استان خراسان با دیگر استان‌ها محدود می‌شود (۲). حوضه آبریز کویر لوت با کل مساحت 134680 km^2 در در چهار استان خراسان، کرمان، سیستان و بلوچستان و یزد واقع شده است. مساحت آن بخش از حوضه که در استان خراسان قرار دارد، حدود 78962 km^2 بوده که در برگیرنده ۳ زیر حوضه می‌باشد (۲). کل مساحت حوضه آبریز هیرمند در خراسان 15617 km^2 بوده و از شمال به حوضه نمکزار خواف، از شرق به مرز افغانستان، از جنوب به مرز سیستان و بلوچستان و از شرق به حوضه کویر لوت محدود می‌شود (۲).

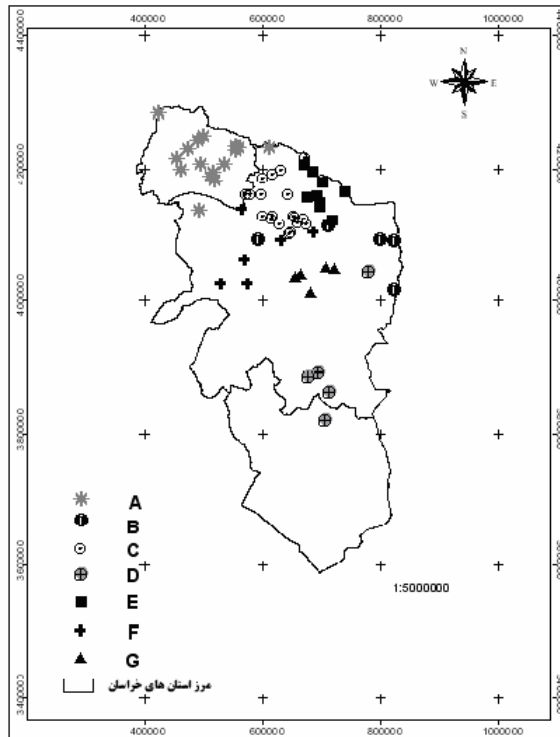
(جدول ۱) - برخی از ویژگی‌های ایستگاه‌های آب‌سنجی استان‌های خراسان

ردیف	ایستگاه	رودخانه	طول دوره آماری	ارتفاع از سطح دریا (متر)	ردیف	ایستگاه	رودخانه	طول دوره آماری	ارتفاع از سطح دریا (متر)
۱	آیرقابه	چندیر	۱۸	۱۲۸۰	۳۵	حاتم قلعه	قوزقان چای	۳۸	۶۷۰
۲	اسفراین	بیدواز	۳۱	۱۲۰۰	۳۶	حسین آباد جنگل	کالشور	۲۶	۴۸۰
۳	بازرو	قلجق	۲۷	۸۸۰	۳۷	حطیطه	کمایستان	۱۹	۱۳۹۰
۴	چشمه دیهوه	چشمه دیهوه	۲۱	۶۸۰	۳۸	خونیک علیا	کال خونیک	۲۱	۱۳۵۶
۵	در کش	درکش	۳۱	۱۱۵۵	۳۹	دولت آباد	خرم دره	۲۸	۱۵۷۰
۶	دربند سملقان	سملقان	۳۳	۱۵۰۰	۴۰	دواب	جام رود	۱۱	۱۴۰۰
۷	دربند سنگخواست	سنگخواست	۱۷	۱۷۶۰	۴۱	دربند کلات	قره سو	۷	۱۳۱۰
۸	سد شورک	شورک	۱۰	۱۲۰۰	۴۲	دهنه شور	مشکان	۱۶	۱۲۵۰
۹	عراقی	روبین	۶	۱۴۳۰	۴۳	روح آباد	کالشور	۲۹	۵۶۰
۱۰	فیروزه	فیروزه	۱۵	۶۴۰	۴۴	زشک	زشک	۲۴	۱۰۰۰
۱۱	قتلیش	شیرین دره	۳۴	۴۱۰	۴۵	زرنده	اندرآب	۱۸	۸۴۰
۱۲	قلعه بربر	شیرین دره	۱۶	۱۲۶۰	۴۶	سنگ دیوار	لاابین	۳۱	۱۰۰۰
۱۳	قوردانلو	قلجق	۸	۱۵۰۰	۴۷	سر آسیاب شاندیز	شاندیز	۳۱	۱۰۵۰
۱۴	کوردانلو	قلجق	۷	۱۲۹۰	۴۸	شریف آباد	کال خالدار	۷	۲۵۰
۱۵	آق دربند	کشف رود	۳۹	۱۵۷۰	۴۹	صنوبر	شصت دره	۳۳	۱۶۹۰
۱۶	اریه	بار	۳۲	۱۱۵۰	۵۰	طائون	طائون	۲۸	۱۶۸۰
۱۷	اندرخ	کارده	۳۲	۱۲۳۰	۵۱	عیش آباد	فاروبرومان	۱۲	۷۴۰
۱۸	اولنگ اسدی	کشف رود	۳۱	۱۰۹۰	۵۲	فرخی	شاخن	۱۷	۱۴۵۰
۱۹	امامزاده رادکان	رادکان	۳۲	۱۱۶۰	۵۳	قره تیکان	قره تیکان	۲۷	۷۲۰
۲۰	افین شور	شور	۱۷	۱۲۲۰	۵۴	کارده بالا	کارده	۲۰	۱۲۸۰
۲۱	ایرج آباد	ششطران	۱۹	۱۰۸۰	۵۵	کیکان	گرنی	۲۶	۱۴۳۰
۲۲	بند ساروج	ارداک	۳۲	۳۹۰	۵۶	کوشک آباد	کارده	۷	۱۳۷۵
۲۳	باغ عباس	فریمان	۳۳	۶۷۰	۵۷	کرتیان	طرق	۳۸	۱۲۳۰
۲۴	بیروت	سنگرد	۲۲	۱۸۷۰	۵۸	کلاته رحمان	قلندرآباد	۲۳	۱۵۷۰
۲۵	پل خاتون	کشف رود	۳۵	۱۹۵۰	۵۹	گلستان	چاغرق	۳۱	۱۲۰۰
۲۶	تیمتک	تیمتک	۲۸	۱۴۲۰	۶۰	گلمکان	گلمکان	۲۶	۱۴۸۰
۲۷	تبرک آباد	اترک	۳۴	۱۱۰۰	۶۱	ماه نساء	ماه نساء	۱۴	۱۵۰۰
۲۸	تروسک	کال سالار	۹	۱۳۹۰	۶۲	محمد تقی بیک	درونگر	۱۹	۱۰۳۰
۲۹	جعفر مشهدی	کال سالار	۲۳	۱۰۵۰	۶۳	موشنگ	فریزی	۳۳	۱۲۰۰
۳۰	چنگ	کارده	۸	۱۷۰۰	۶۴	مجموع دورود	خرو کوچک	۲۵	۱۷۰۰
۳۱	چشمه علی	چشمه علی	۱۰	۱۳۹۰	۶۵	نشیب	نشیب	۲۰	۱۲۰۰
۳۲	چهچه	چهچه	۲۴	۵۰۰	۶۶	هی هی قوچان	اترک	۲۲	۱۵۰۰
۳۳	چکنه علیا	چکنه	۲۰	۱۲۰۰	۶۷	ینگجه - آشار	ینگجه	۱۹	۱۶۸۰
۳۴	حصار	دهبار	۲۹	۱۲۲۰	۶۸	منصور آباد	فخررود	۱۲	۱۵۰۰

(جدول ۲) - ایستگاه‌های خوشه‌بندی شده هر ناحیه با استفاده از تحلیل خوشه‌ای

شماره ایستگاهها*	تعداد ایستگاهها	ناحیه
۱ الی ۱۴، ۳۷، ۶۲	۱۶	A
۱۵، ۱۸، ۲۵، ۳۶، ۴۰	۵	B
۱۶، ۱۹، ۲۷، ۳۱، ۳۳، ۳۴، ۳۹، ۴۴، ۴۵، ۴۷، ۵۰، ۵۱، ۵۵، ۵۹، ۶۰، ۶۳ الی ۶۶	۲۰	C
۲۰، ۲۶، ۳۸، ۵۲، ۶۸	۵	D
۱۷، ۲۲، ۳۰، ۳۲، ۳۵، ۴۱، ۴۶، ۵۳، ۵۴، ۵۶، ۶۱	۱۱	E
۲۱، ۲۴، ۴۲، ۴۳، ۴۸، ۵۷	۶	F
۲۳، ۲۸، ۲۹، ۴۹، ۵۸	۵	G

* بر اساس جدول شماره (۱)



شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های آب‌سنجی موجود در نواحی هفت‌گانه

آزمون ناهمگنی

همگنی نواحی را تأیید نماید، دو آماره دیگر نیز این مطلب را تأیید می‌کنند. این مورد در منابع دیگر نیز اشاره شده است (۱۳ و ۱۴). قابل به ذکر است که تمامی مراحل آزمون‌های ناهمگنی در هر یک از نواحی ۷ گانه به طور مجزا اجرا می‌شود.

جدول (۳) نتایج آزمون‌های H را در هر یک از نواحی نشان می‌دهد. مقدار قدرمطلق تماماً مقادیر از یک کمتر است و لذا همگنی نواحی ۷ گانه به خوبی تأیید می‌شود. مقادیر بزرگتر قدر مطلق H_1 در مقایسه با H_2 و H_3 نشان می‌دهد که غالباً چنانچه آماره H_1

جدول ۳- نتایج آزمون ناهمگنی نواحی ۷ گانه

ناحیه	H_1	H_2	H_3
A	-۰/۶۰۳۲	-۰/۶۰۴۲	-۰/۴۷۹۵
B	-۰/۹۹۶۴	-۰/۱۹۵۳	-۰/۲۸۸۷
C	-۰/۶۸۱	-۰/۲۵۸۹	-۰/۳۴۴۵
D	-۰/۷۳۸۶	-۰/۴۱۰۳	-۰/۰۴۹۲
E	-۰/۷۳۷۵	-۰/۹۸۶	-۰/۲۴۳۱
F	-۰/۶۳۱۸	-۰/۴۰۲۷	-۰/۵۳۴۵
G	-۰/۸۲۶۹	-۰/۰۶۶۸	-۰/۰۷۹۳

می‌توان گفت تمامی توابع توزیع در نظر گرفته شده قابل قبول اند. ولیکن جهت انتخاب بهترین تابع توزیع از نظر تولید آمار سیلاب با دوره بازگشت‌های بالا، از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف استفاده می‌شود. توابع انتخاب شده در هر

آزمون نیکوئی برآزش به منظور تعیین مناسب‌ترین تابع توزیع نواحی همگن

نتایج حاصل از آزمون نیکوئی برآزش Z در جدول (۴) نشان داده شده است. بر اساس این جدول و با در نظر گرفتن محدوده مجاز

ممکن، تابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته نیز برای تمامی نواحی در سطح $\alpha = 0.2$ معنی دار تشخیص داده شد. به عبارت دیگر می-توان برای نواحی مورد مطالعه، تابعی واحد با پارامترهای متفاوت پیشنهاد نمود.

ناحیه در بالاترین سطح اعتماد آزمون کلموگروف-اسمیرنوف معنی دار هستند که نتایج به دست آمده در جدول (۵) آورده شده است. با این وجود برخی دیگر از توابع نیز توسط این آزمون پذیرفته می-شوند، لیکن در جدول (۵) تنها مناسبترین توابع توزیع آورده شده است. علاوه بر توابع انتخابی در هر ناحیه به عنوان بهترین حالت

(جدول ۴)- مقایسه آماره Z^{DIST} (تقسیم بر ۱۰۰۰۰) در نواحی ۷ گانه

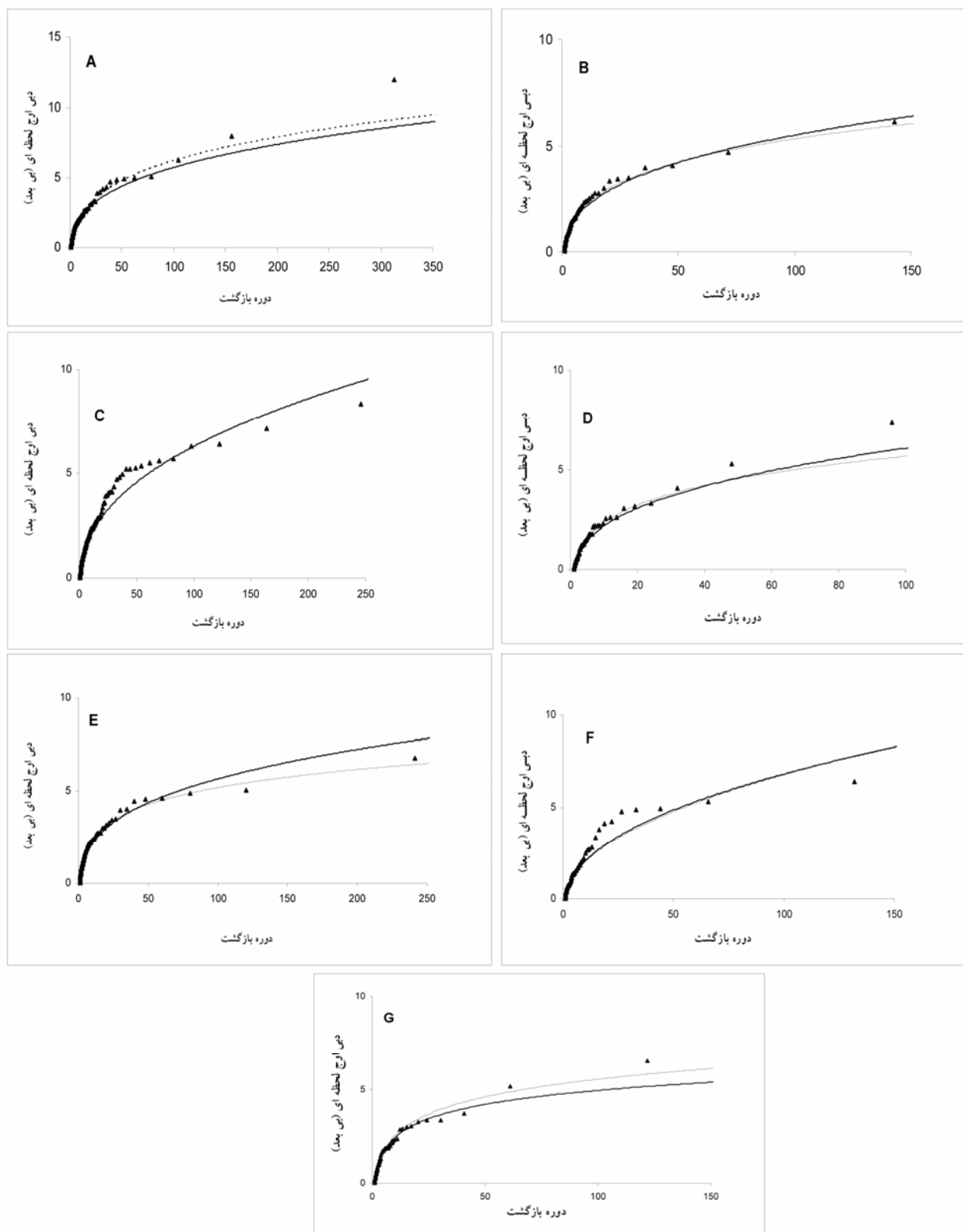
ناحیه	لوگ نرمال سه پارامتری	پیرسون نوع ۳	مقادیر حدی تعمیم یافته	لوجستیک تعمیم یافته	پارتو تعمیم یافته
A	۱۲	۴/۲۳	۱۶	۱۸	۹/۶۴
B	-۱۸	-۲۱	-۱۶	-۱۴	-۲۰
C	-۰/۱۷	-۸/۱۸	۴/۵۴	۵/۸۶	-۱/۴۲
D	-۱۷۳	-۲۵۱	-۱۲۷	-۱۰۵	-۲۰۷
E	۶/۹۳	-۱۶	۲۰	۲۹	-۸/۳۰
F	-۱۷	-۲۳	-۱۳	-۱۳	-۱۷
G	۳/۰۷	-۶۵	۴۳	۶۸	-۳۹

(جدول ۵)- توزیع های آماری تعیین شده برای نواحی ۷ گانه با استفاده از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف

ناحیه	توزیع آماری انتخابی	تابع چندک بدون بعد ناحیه ای
A	لوگ نرمال سه پارامتری	$\hat{Q}_T = -0.0907 + \exp(-0.3616 + 0.947 u)$
B	لوگ نرمال سه پارامتری	$\hat{Q}_T = -0.1512 + \exp(-0.1914 + 0.8151 u)$
C	مقادیر حدی تعمیم یافته	$\hat{Q}_T = 0.4711 - 0.9805 \left[1 - \left\{ -\log \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right\}^{-0.421} \right]$
D	پارتو تعمیم یافته	$\hat{Q}_T = 1.3 \times 10^{-5} - 5.553 \left[(1 - T^{0.1526}) \right]$
E	پارتو تعمیم یافته	$\hat{Q}_T = -0.0145 - 11.3887 \left[(1 - T^{0.0818}) \right]$
F	لوجستیک تعمیم یافته	$\hat{Q}_T = 0.6077 - 0.7331 \left[1 - (T - 1)^{0.4883} \right]$
G	پیرسون نوع ۳	$\hat{Q}_T = 0.999 + 1.101 K_T$

معنی دار نبوده و روابط تعیین شده مطابق آزمون های نیکوئی برآزش قابل قبول می-باشند. همچنین با توجه به شکل مذکور نتایج حاصل از توابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته نواحی مختلف، تفاوت چندانی با توابع چندک آن-ها ندارد. بنابراین می-توان از این تابع به عنوان تابعی جایگزین توابع دیگر استفاده نمود. قابل به ذکر است که استفاده از یک نوع تابع توزیع برای تمامی نواحی مورد مطالعه، می-تواند کاربردی تر و مؤثرتر واقع شود.

برآورد پارامترهای توابع توزیع نواحی همگن، با استفاده از روش گشتاورهای وزن دار احتمالی (PWM) و روابط پیشنهادی هاسکینگ (۱۱) صورت گرفت. پس از برآورد پارامترهای توابع توزیع، تابع چندک هر یک از نواحی ۷ گانه و تابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته مربوط به آن-ها ترسیم و در شکل (۲) ارائه شده است. با توجه به شکل مذکور مشاهده می-شود که مقادیر سیلاب نظری و تجربی از نزدیکی خوبی به خصوص در نواحی A, B, C, E و G برخوردارند. با این وجود تفاوت حاصل بین مقادیر سیلاب نظری و تجربی در نواحی دیگر



(شکل ۲) - مقایسه مقادیر دبی اوج لحظه‌ای بی‌بعد ناحیه‌ای تجربی (نقاط) و نظری (خط ممتد بر اساس توابع چندک و خط منقطع بر اساس تابع توزیع GEV هر یک از نواحی ترسیم شده است).

خطای استاندارد کمتر) برای هر یک از ناحیه‌ها داشتند. شکل کلی این رابطه به صورت زیر است:

$$\text{Log}(\mu) = \theta_0 + \theta_1 \text{Log}(H) + \theta_2 \text{Log}(FF) + \theta_3 \text{Log}(S) + \theta_4 \text{Log}(A) \quad (11)$$

ضرائب مدل مذکور و ویژگی‌های آماری آن برای هر ناحیه در جدول (۶) ارائه شده است. از آنجا که می‌بایست تأثیر متغیرهای مدل مذکور بر متوسط سیلاب اوج لحظه‌ای به شکل توأم مورد بررسی قرار گیرد، تغییر علامت هر یک از این متغیرها در نواحی مختلف دور از انتظار نخواهد بود.

تخمین متوسط دبی سیلاب لحظه‌ای (سیلاب نمایه) در مناطق فاقد ایستگاه

به منظور تخمین مقادیر سیلاب با دوره بازگشت‌های مختلف، برآوردی از میانگین دبی سیلاب اوج لحظه‌ای (سیلاب نمایه) مورد نیاز است (رابطه ۳). به منظور انتخاب متغیرهای مستقل مناسب، ترکیبات مختلفی از متغیرهای قابل تهیه در نظر گرفته شد و مدل لگاریتمی آن در هر ناحیه مورد بررسی و آزمون قرار گرفت. در نهایت چهار متغیر مستقل شیب متوسط (S)، ارتفاع متوسط بر حسب متر (H)، مساحت بر حسب کیلومتر مربع (A) و ضریب شکل (FF) ویژگی‌های آماری مناسب‌تری (ضریب همبستگی بیشتر و متوسط

جدول ۶- ضرائب مدل لگاریتمی چهار متغیره پیشنهادی رابطه (۲۴) برای هر یک از نواحی ۷ گانه

ناحیه	تعداد ایستگاه‌ها	θ_0	θ_1	θ_2	θ_3	θ_4	MSE
A	۱۶	-۳/۱۹	۰/۷۶	-۰/۲۳	-۱/۲۴	۰/۴۷	۰/۰۸۶
B	۵	-۱۵/۵۷	-۰/۱۶	-۰/۰۰۲	۰/۶۶	۱/۷۳	۰/۰۸۳
C	۱۹	۴/۶۳	-۱/۸۵	۰/۵۷	۰/۱۶	۰/۳۷	۰/۰۶۲
D	۵	۷۵/۱۸	-۱۵/۴۹	-۲۳/۸۴	۱۵/۵۵	-۵/۵۸	۰/۰۸۱
E	۱۱	۱/۰۰	-۰/۳۷	-۰/۱۳	۰/۲۸	۰/۱۷	۰/۰۱۷
F	۶	۳/۵۸	۱/۱۶	۱/۱۳	-۱/۶۰	-۰/۳۶	۰/۰۱۴۵
G	۵	-۴۱/۹۲	۱۲/۰۳	-۰/۹۹	-۱/۷۸	۰/۶۹	۰/۰۷۸

حاصل از این مقایسه در جدول (۷) ارائه شده است. با توجه به جدول مذکور مشاهده می‌شود که شیب و عرض از مبدأ خطوط همبستگی نزدیکی خوبی با خط ۱:۱ دارند.

با استفاده از آزمون t صحت این مدل‌ها مورد بررسی قرار گرفت. به عبارت دیگر خط برازش یافته بین مقادیر سیلاب تجربی و تئوری حاصل از توابع توزیع پیشنهاد شده با خط ۱:۱ مقایسه گردید. نتایج

جدول ۷- نتایج آزمون t و تعیین ضریب همبستگی بین مقادیر متوسط دبی اوج لحظه‌ای واقعی و تخمینی در نواحی ۷ گانه

ناحیه	سطح معنی‌داری R	ضریب همبستگی R	رابطه همبستگی
A	۰/۰۱	۰/۷۱	$y = x + 3 \times 10^{-5}$
B	۰/۰۰۱	۰/۹۹	$y = 1.008x - 0.0174$
C	۰/۰۰۱	۰/۸	$y = x - 5 \times 10^{-5}$
D	۰/۰۰۱	۰/۹۹	$y = 1.0038x - 0.0054$
E	۰/۰۵	۰/۶۱	$y = 1.0001x - 0.0001$
F	۰/۰۰۱	۰/۹۸	$y = 0.9989x + 0.0009$
G	۰/۰۰۱	۰/۹۹	$y = 0.9999x + 7 \times 10^{-5}$

با استفاده از توابع توزیع انتخابی در هر ناحیه همگن (جدول ۵) می‌توان اقدام به برآورد دبی سیلاب اوج لحظه‌ای بی‌بعد در دوره

محاسبه دبی سیلاب اوج لحظه‌ای در دوره بازگشت‌های مختلف در نواحی همگن

گشتاورهای خطی (آزمون ناهمگنی) مورد بررسی قرار گرفت و در نتیجه تمامی نواحی ۷ گانه همگن تشخیص داده شدند. با استفاده از آزمون نیکوئی برازش کلموگروف-اسمیرنوف توابع توزیع لوگ نرمال سه پارامتری در دو ناحیه A و B، مقادیر حدی تعمیم یافته در ناحیه C، پارتو تعمیم یافته در دو ناحیه D و E، لوجستیک تعمیم یافته در ناحیه F و نهایتاً پیروسون نوع ۳ در ناحیه G به منظور برآورد دبی سیلاب اوج لحظه‌ای در دوره بازگشت‌های مختلف انتخاب شدند. علاوه بر توابع انتخابی در هر ناحیه به عنوان بهترین حالت ممکن، تابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته نیز برای تمامی نواحی در سطح $\alpha = 0.2$ معنی‌دار تشخیص داده شد. قابل به ذکر است که استفاده از یک نوع تابع توزیع برای تمامی نواحی مورد مطالعه، می‌تواند کاربردی‌تر و مؤثرتر واقع شود. مدلی لگاریتمی و چهار متغیره با استفاده از مقادیر متوسط دبی سیلاب اوج لحظه‌ای به عنوان متغیر وابسته، و شیب و ارتفاع متوسط، مساحت و ضریب شکل به عنوان متغیرهای مستقل حوضه‌های آبریز در هر ناحیه استخراج شد. به کمک این مدل‌ها می‌توان اقدام به برآورد سیلاب نمایه در هر نقطه از نواحی همگن، و مقیاس‌دار کردن مقادیر سیلاب بی‌بعد ناحیه‌ای نمود. بنابراین با استفاده از تحلیل مذکور می‌توان در هر نقطه از حوضه‌های آبریز استان‌های خراسان، به خصوص مناطقی که فاقد آمار کافی جهت مطالعات هیدرولوژی هستند از روابط چندک‌های بی‌بعد ناحیه-ای استفاده کرد. همان‌طور که اشاره شد، نوآوری تحقیقاتی این پژوهش، تدوین برنامه‌های کامپیوتری اجرای مراحل تحلیل منطقه‌ای در محیط نرم‌افزاری MATLAB می‌باشد و در سطح منطقه اهمیت کاربردی دارد.

بازگشت‌های مختلف نمود. با توجه به مدل لگاریتمی پیشنهادی در هر ناحیه همگن (جدول ۶) سیلاب نمایه مربوطه محاسبه و با استفاده از رابطه (۳) مقادیر سیلاب بی‌بعد مقیاس‌دار می‌شوند. به طور کلی در تمامی نواحی مورد مطالعه روابط به دست آمده به منظور برآورد سیلاب اوج لحظه‌ای در دوره بازگشت‌های کم، از نزدیکی خوبی با آمار واقعی برخوردار است. با افزایش دوره بازگشت از حدود ۱۰۰ سال، به جز در سه ناحیه B، E و G این مقادیر از هم فاصله گرفته و در نهایت از دقت برآوردها کاسته می‌شود. با این وجود با توجه به آزمون نیکوئی برازش کلموگروف-اسمیرنوف این کاهش دقت در دوره بازگشت‌های مذکور، معنی‌دار نمی‌باشد. همچنین با مقایسه منحنی GEV با توابع توزیع تعیین شده در هر یک از نواحی، تفاوت چشمگیری مشاهده نشد. با توجه به این مطلب می‌توان تابع توزیع مذکور را به عنوان جایگزین توابع دیگر در نواحی ۷ گانه پذیرفت.

نتیجه‌گیری

در مطالعه انجام شده به منظور اجرای تحلیل فراوانی سیلاب منطقه‌ای، از نظر شباهت در فرایند تولید سیلاب، حوضه‌های آبریز استان‌های خراسان به ۷ ناحیه همگن تقسیم شدند. به منظور تقسیم منطقه تحت مطالعه به نواحی همگن، از تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی و غیر سلسله مراتبی، و ویژگی‌های فیزیوگرافی شامل ضریب شکل، مساحت، ارتفاع و شیب متوسط حوضه‌های آبریز استفاده شد. با استفاده از تحلیل خوشه‌ای غیر سلسله مراتبی (الگوریتم k-means) و مقایسه عرض سیلهوت حاصل از تعداد خوشه‌های مختلف، تعداد ۷ خوشه در منطقه مورد مطالعه مناسب تشخیص داده شد. همگنی حاصل از تحلیل خوشه‌ای با استفاده از روش‌های آماری بر اساس

منابع

- ۱- شامکوئیان، ج. ۱۳۸۶. تحلیل فراوانی سیلاب منطقه‌ای با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی و سیلاب نمایه در حوضه‌های آبریز استان‌های خراسان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۲- قیادیان، ع. ۱۳۶۹. سیمای طبیعی فلات ایران در ارتباط با بهره‌برداری کشاورزی-احیاء و بازسازی منابع طبیعی کشور، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- 3- Adamowski, K. (2000). "Regional analysis of annual maximum and partial duration flood data by nonparametric and l-moment methods", *Journal of Hydrology*, 229, 219-231.
- 4- Alila, Y. (2000). "Regional rainfall depth-duration-frequency equations for Canada", *Water Resources Research*, 36(7), 1767-1778.
- 5- Asquith, W. H. (2006). "L-Moments and TL-Moments of the generalized lambda distribution", *Computational Statistics & Data Analysis*, 3, 102-110.
- 6- Benson, M. A. (1962). "Factors influencing the occurrence of floods in a humid region of diverse terrain", *USGS Water Supply Paper*, 1580-B.
- 7- Dalrymple, T. (1960). "Flood frequency analysis", *US Geol. Surv. Wat. Supply Pap.*, 1543-A.
- 8- Dinpashoh, Y., Fakheri-Fard, A., Moghaddam, M., Jahanbakhsh, S. and Mirnia, M. (2003). "Selection of variables for the purpose of regionalization of iran's precipitation climate using multivariate methods", *Journal of Hydrology*, 297, 109-123.

- 9- Greenwood, J. A., Landwehr, J. M., Matalas, N. C. and Wallis, J. R. (1979). Probability weighted moments: Definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form, *Water Resources Research*, 15 (5), 1049-1054.
 - 10- Hosking, J. R. M. (1986). The theory of probability weighted moments, Res. Rep. RC 12210, IBM Research Division, Yorktown Heights, NY.
 - 11- Hosking, J. R. M. (1990). L-Moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics, *Journal of Royal Statistical Society B*, 52, 105-124.
 - 12- Hosking, J. R. M. and Wallis, J. R. (1991). Some statistics useful in regional frequency analysis, Res. Rep. RC 17096, IBM Research Division, Yorktown Heights, NY 10598.
 - 13- Hosking, J. R. M. and Wallis, J. R. (1993). Some statistics useful in regional frequency analysis, *Water Resources Research*, 29(2), 271-281.
 - 14- Hosking, J. R. M. and Wallis, J. R. (1997). *Regional frequency analysis: An approach based on L-Moments*, Cambridge University Press, New York, USA.
 - 15- Hosking, J. R. M., Wallis, J. R. and Wood, E. F. (1985). Estimation of the Generalized Extreme-Value distribution by the method of probability-weighted moments, *Technometrics*, 27, 251-261.
 - 16- Kumar, R. and Chatterjee, C. (2005). Regional flood frequency analysis using L-Moments for North Brahmaputra region of India, *Journal of Hydrologic Engineering*, 10, 1-7.
 - 17- Lettenmaier, D. P. and Potter, K. W. (1985). Testing flood frequency estimation methods using a regional flood generation model, *Water Resources Research*, 21, 1903-1914.
 - 18- Mosley, M. P. (1981). Delimitation of New Zealand hydrologic regions, *Journal of Hydrology*, 49, 173-192.
 - 19- Riggs, H. C. (1973). Regional analysis of streamflow characteristics, In *Techniques of Water Resources Investigations of the US Geological Survey*. US Government Printing Office, Washington, DC.
 - 20- Wallis, J. R., Lettenmaier, D. P. and Wood, E. F. (1991). A daily hydroclimatological data set for the continental United States, *Water Resources Research*, 27, 1657-1663
- Wallis, J. R., Matalas, N. C. and Slack, J. R. (1974). Just a moment!, *Water Resources Research*, 10(2), 211-219.



Flood frequency analysis using Linear moment and flood index method in Khorasan provinces

H. Shamkoueyan¹ – B. Ghahraman^{2*} – K. Davary³ – M. Sarmad⁴

Abstract

Natural disasters threatening and endangering human communities has resulted in the study and research of such disasters through the related sciences and present methods of forecasting their behavior with time and place and also from a qualification and quantity viewpoint. To this end, numerous methods for the determination of the maximum flood in various return period has been made available which can be referred to as flood frequency analysis methods. One of these methods is the regional flood frequency analysis in which instead of using the data from a single station, it considers the data and characteristics of a group of similar stations. In the case under the research this method uses L-Moments and Index Flood in North, Razavi and South Khorasan water basins and MATLAB software. Maximum annual flood statistics were used from 68 Hydrometric stations with minimum and maximum statistical periods of 6 and 39 years. Using Cluster analysis the region under study was divided to 7 partitions. Discordance test has conducted and only one station in region C was found as discordance station. Because of knowing the homogeneity of the regions, the parameter of Kappa distribution were estimated and with using the simulation method of Monte Carlo with 500 times, the homogeneity measure was tested in 7 regions. Using homogeneity test all regions was found homogen. Using goodness-of-fit measure z and Kolmogrove-Smirnov the Log normal 3 parameters distribution were selected for two regions of A and B, GEV for C, Generalized Pareto for D and E, Generalized logistic for F and Pearson III for G. Besides, GEV distribution was found appropriate for all of the regions, only their parameters are different in any regions. For estimating of index flood a logarithmic model has found for each region with 4 variables of area, height, average slop and form factor. Using of these models, the index flood can be estimated in each region and it can be used for standardize the statistics of maximum flood values.

Keywords: Regional flood frequency analysis; L-Moments; Index Flood; Cluster analysis; Khorasan

1- Former Graduate Student of Irrigation and Drainage, Associate (* - Corresponding author Email: bijangh@yahoo.com) and Assistant Professors of Irrigation, College of Agriculture and Assiatant Professor of Statistics, College of Mathematics and Statistics, Ferdowsi University of Mashhad.