



تحلیل منطقه‌ای فراوانی بیشینه بارش‌های ۲۴ ساعته در مناطق خشک با بهره‌گیری از گشتاورهای خطی (بررسی موردی: استان یزد)

مژده محمدی^{۱*}، علی طالبی^۲

۱. دکتری آبخیزداری دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد، یزد، ایران.

۲. استاد، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد، یزد، ایران.

* نویسنده مسئول: m.mohammadi@stu.yazd.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۸/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۰/۲۶

چکیده

مقدار بیشینه بارش ۲۴ ساعته یکی از متغیرهای مهم در طرح‌های آبیاری و زهکشی، آبخیزداری و طراحی سازه‌های آبی است. از این متغیر برای محاسبه بارش‌های کوتاه مدت ۶ ساعته و سیلاب طرح استفاده می‌شود. تحلیل ایستگاهی و منطقه‌ای بیشینه بارش ۲۴ ساعته برای طرح‌های اقلیم‌شناسی ضروری است و می‌تواند گامی مثبت و کارا در تحلیل رگبارها و سیلاب‌های مولد باشد. تحلیل فراوانی منطقه‌ای بر اساس تعیین همگنی و تعیین تابع توزیع مناسب برای هر منطقه صورت می‌گیرد. در پژوهش حاضر از روش گشتاورهای خطی برای تحلیل فراوانی منطقه‌ای بیشینه بارش ۲۴ ساعته، ۱۸ ایستگاه هواشناسی استان یزد استفاده شده است. با استفاده از روش خوشه‌بندی Ward ایستگاه‌های مورد بررسی به دو منطقه همگن تقسیم شد. همگنی به دست آمده از روش خوشه‌بندی Ward، با معیار ناهمگنی هاسکینگ و والیس شد. بعد از اطمینان از همگنی نواحی بدست آمده، با استفاده از آماره Z ، توزیع مقادیر حد تعمیم یافته به عنوان بهترین تابع توزیع منطقه‌ای برای هر دو منطقه همگن انتخاب شد. در پایان مولفه‌های توزیع فراوانی به روش گشتاورهای خطی به صورت منطقه‌ای و ایستگاهی محاسبه و عملکرد آن‌ها با روش تعیین احتمال وقوع ویبول با استفاده از دو آماره $RMSE$ و $RRMSE$ مورد مقایسه قرار گرفت. بر پایه نتایج، برآوردهای منطقه‌ای و ایستگاهی در دوره بازگشت‌های کمتر از ۱۰ سال تفاوت چندانی نداشته و مقدار خطای محاسباتی کم است، ولی با بالا رفتن دوره بازگشت این تفاوت محسوس است. می‌توان گفت که مقدارهای منطقه‌ای به ترتیب در منطقه همگن اول و دوم، در حدود ۸۰٪ و ۷۰٪ موارد نسبت به مقدارهای ایستگاهی، برآوردهای قابل اعتمادتری از خود نشان می‌دهد.

واژگان کلیدی: توزیع؛ همگنی؛ روش ایستگاهی؛ خوشه بندی وارد

■ مقدمه

بارش‌های شدید عامل تولید کننده سیلاب‌ها هستند. بروز سیلاب‌های بزرگ و مخرب نتایج ناگواری را برای جامعه انسانی به همراه دارند. برای تخمین سیلاب‌ها نیاز به بارش مولد آن‌ها است (۱۹). تحلیل فراوانی بارش‌های روزانه یکی از ابزارهای اساسی در جهت برنامه‌ریزی اقتصادی و ایمن در زمینه طراحی سدهای کوچک از جمله سدهای آبخیزداری و همچنین طراحی پل‌ها و طراحی سازه‌های آبیاری و زهکشی است. در دنیا به طور گسترده از این داده‌ها در زمینه آبخیزداری شهری استفاده شده است. بیشینه بارش ۲۴ ساعته یکی از متغیرهای هواشناسی با ماهیتی بسیار تصادفی در مقایسه با سایر داده‌های مرتبط با بارندگی از جمله بارش‌های ماهانه و سالانه است. استفاده از بارش‌های بیشینه در برآورد سیلاب و مقادیر رواناب در حوضه‌های کوچک یا فاقد آمار طولانی مدت آب‌سنجی، همواره مورد توجه بوده است. بر اساس روابط ارائه شده توسط SCS، از مقدار بیشینه بارش ۲۴ ساعته با دوره بازگشت‌های مختلف، بارش ۶ ساعته برآورد می‌شود. این روابط و استفاده از آن‌ها در محاسبه آب‌نمودها (هیدروگراف) اهمیت زیادی دارد (۷). یکی دیگر از اهمیت‌های بیشینه بارش ۲۴ ساعته برای برآورد زمان تمرکز است، که یکی از روش‌های برآوردها، معادله اورتون-میدوز است که در آن P_{24} میانگین بیشینه بارش ۲۴ ساعته می‌باشد. با توجه به فقدان داده‌های مربوط به بارش‌های کوتاه مدت در بسیاری از مناطق دنیا برآورد این قبیل اطلاعات بر اساس روش‌هایی مانند روش SCS انجام می‌شود که وابسته به بارندگی بیشینه ۲۴ ساعته است (۲۶). معمولاً تحلیل رگبارهای ساعتی در حوضه‌های بدون آمار، یکی از پدیده‌های اصلی تحلیل سیلاب‌هاست. تعیین رگبار حوضه نیاز به تحلیل منطقه‌ای رگبارها و انتقال آن‌ها به مرکز ثقل حوضه دارد. بنابراین تحلیل نقطه‌ای و منطقه‌ای بیشینه بارش ۲۴ ساعته از برای طرح‌های اقلیم‌شناسی ضروری است و می‌تواند گامی مثبت و کارا در تحلیل رگبارها و سیلاب‌های مولد باشد. تحلیل فراوانی منطقه‌ای بر اساس تعیین همگنی و تعیین تابع توزیع مناسب برای هر منطقه

صورت می‌گیرد. روش‌های مختلفی برای تجزیه و تحلیل فراوانی متغیرهای آب و هوایی مانند بارش، سیل، خشکسالی، تبخیر و تعرق و دیگر اجزای چرخه آب در دهه‌های گذشته مورد استفاده قرار گرفته است که از جمله آن‌ها می‌توان به روش رگرسیون چند متغیره (۲۴،۳۲)، روش منطقه اثر (۹)، روش شاخص سیل (۲۰)، هیبرید (۳۵)، تحلیل مولفه‌های اصلی (۳۹) و همبستگی کانونی (۴،۳۴) اشاره کرد. روش گشتاورهای خطی^۱ از جمله روش‌های تحلیل سیل است که در سال ۱۹۹۷ توسط هاسکینگ و والیس معرفی شده است. گشتاورهای وزن‌دار احتمالی^۲ برای نخستین بار توسط گرینوود و همکاران، ارائه شد. سپس هاسکینگ و همکاران گشتاورهای خطی را به صورت ترکیب خطی گشتاورهای وزن‌دار احتمالی بیان نمودند. بررسی‌های متعددی برای مشخص ساختن کارایی روش گشتاور خطی در تحلیل منطقه‌ای (۸،۲۳) و همگن‌بندی (۲۱،۱۳) در سراسر دنیا انجام گرفته است. با استفاده از روش گشتاورهای خطی ۱۰۴ گروه همگن بارشی در سراسر ایالت متحده آمریکا به دست‌آمد (۱۴). در تجزیه و تحلیل بیشینه بارش‌های ماهانه با استفاده از گشتاورهای خطی در منطقه‌ای خشک در استان اصفهان، توزیع‌های مقادیر حد تعمیم یافته و پیرسون نوع سوم مناسب‌ترین توزیع‌های منطقه‌ای انتخاب شدند (۱۰) و برای برآورد بارندگی‌های بیشینه ماهانه در حوزه آبخیز زاینده رود توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته مناسب‌ترین توزیع احتمالاتی مشاهده گردید (۱۱). در واشنگتن همگن‌بندی مناطق به کمک مقادیر بارش‌های ۲ ساعته و ۲۴ ساعته در دوره بازگشت‌های مختلف با استفاده از روش گشتاورهای خطی انجام گردید (۴۱). به کمک همگن‌بندی حوضه‌ای سیل‌خیز در اروپای مرکزی به روش گشتاورهای خطی، منحنی‌های رشد منطقه‌ای برای هر منطقه همگن در دوره بازگشت‌های مختلف به دست‌آمد (۲۲). مدل‌سازی تغییر آب و هوا در بازه‌های زمانی مختلف با بارش‌های ماکزیمم روزانه در ۵ منطقه کره به وسیله گشتاورهای خطی صورت گرفت (۳۳). با توجه به اهمیت بارش‌های ۲۴ ساعته در تعیین تغییرات اقلیم، از تحلیل فراوانی این

²Probability Weighted Moment (PWM)¹Linear Moment

پیرسون تیپ سه، مقادیر حدی تعمیم یافته و لجستیک تعمیم یافته را برای هر منطقه همگن مناسب تشخیص دادند (۲۵). با انتخاب بهترین متغیرها برای ناحیه‌ای کردن میانگین سالانه بارش ناحیه زاگرس در ایران، ۹ ناحیه همگن بارش فصلی در ایران به دست آمد (۵). تحلیل فراوانی منطقه‌ای بارش‌های متوالی با استفاده از روش گشتاورهای خطی در جزیره‌ای در کره نشان داد این منطقه در سه حوضه همگن قابل طبقه‌بندی است و دو توزیع گمبل و مقادیر حد تعمیم یافته نیز بهترین تابع توزیع منطقه‌ای می‌باشند (۱۸). همگن‌بندی بارش حوضه دریاچه ارومیه با استفاده از ۶۳ ایستگاه باران‌سنجی واقع در منطقه و ویژگی‌های آماری، اقلیمی و جغرافیایی آن‌ها نشان داد به طور نسبی با انتخاب هر دسته از ویژگی‌ها و وزن‌دهی آن‌ها، می‌توان به ناحیه‌بندی منظم و قابل قبولی در سطح حوضه رسید (۶). تخمین بارش بیشینه روزانه در حوضه ویستولا در هلند توزیع مقادیر حد تعمیم یافته به عنوان بهترین توزیع نشان داد (۲۷). محاسبه میزان بیشینه بارش ۲۴ ساعته یکی از پارامترهای مهم در طرح‌های آبیاری، آبخیزداری و طراحی سازه‌های آبی می‌باشد و از آن‌ها، برای محاسبه بارش‌های کوتاه مدت و محاسبه سیل طرح استفاده می‌شود. این مسئله در کنار مشکلات موجود نظیر نبود آمار طولانی مدت در ایستگاه‌های مورد مطالعه بخصوص در مناطق خشک مانند استان یزد و عدم دقت کافی در برآوردهای ایستگاهی، موجب افزایش استفاده از روش‌های منطقه‌ای شده است. در تجزیه و تحلیل ایستگاهی تنها از اطلاعات موجود از ایستگاه مورد نظر می‌توان استفاده کرد اما در روش منطقه‌ای می‌توان از داده‌های ایستگاه‌های موجود با دقت بیشتری در مناطق فاقد داده یا دارای آمار کوتاه مدت در هر منطقه همگن استفاده کرد و به این طریق کمبود و فقدان داده‌های زمانی را جبران کرد. با توجه به آن‌چه گفته شد، پژوهش‌های زیادی در ارتباط با تحلیل منطقه‌ای بارش انجام شده است ولی تا کنون پژوهشی به منظور تجزیه و تحلیل ایستگاهی و منطقه‌ای داده‌های بیشینه بارش ۲۴ ساعته در منطقه مورد مطالعه صورت نگرفته است. از این رو پژوهش حاضر،

بارش‌ها به صورت منطقه‌ای و بر اساس روش گشتاورهای خطی استفاده شد (۳۶). معادلات منطقه‌ای مقدار-مدت-فراوانی بارش در ۲۴ ایستگاه بارانسنجی واقع در استان خراسان با استفاده از گشتاورهای خطی استخراج گردید. این رابطه‌ها گامی مهم در هیدرولوژی بوده که به منظور تخمین رگبارهای طرح در بسیاری از پروژه‌های مهندسی و طراحی سازه‌های آبی به کار می‌روند. نتایج بررسی نشان داد منطقه مورد مطالعه به دو منطقه همگن قابل تقسیم است و رابطه‌های مقدار-مدت و مقدار فراوانی منطقه‌ای با استفاده از تابع توزیع منطقه‌ای مقادیر حد تعمیم یافته برای این مناطق به دست آمد (۱۲). آزمون همگنی گشتاورهای خطی داده‌های حداکثر بارش ۲۴ ساعته سالانه جنوب غرب ایران را به ۴ ناحیه تقسیم کرد (۱). کاربرد گشتاورهای خطی و خوشه‌بندی وارد^۱ برای تعیین الگوهای منطقه‌ای بارش در ایران مورد بررسی قرار گرفت. با استفاده از بارش سالانه ۱۳۷ ایستگاه بارانسنجی، ۶ الگوی منطقه‌ای بارش در منطقه به دست آمد که به دلیل تفاوت در سازوکار بارش‌ها، هیچ توزیع واحدی برای کل ایران مشاهده نشد. ولی به طور کلی دو توزیع مقادیر حد تعمیم یافته و لجستیک تعمیم یافته بهترین برازش را با داده‌های منطقه نشان دادند (۲۸). تعیین الگوهای منطقه‌ای بارندگی حوضه لوآن‌هی^۲، با از روش گشتاورهای خطی و آنالیز خوشه‌ای نیز، نتایجی مشابهی به همراه داشت. در این بررسی، روش تحلیل خوشه‌ای ۷ منطقه بارندگی را در منطقه مورد مطالعه نشان داد که آزمون همگنی هاسکینگ تنها ۴ منطقه را از مجموع ۷ منطقه، همگن شناسایی کرد. با استفاده از آماره Z^{DIST} ، ۵ توزیع سه پارامتری لجستیک تعمیم یافته، مقادیر حد تعمیم یافته، نرمال تعمیم یافته، پیرسون نوع سه و پارتو تعمیم یافته به چهار منطقه همگن برازش داده شد. اما با تفاوت در سازوکارهای ایجاد بارش از جمله: ارتفاع حوضه، نزدیکی به دریا، بزرگی سامانه‌های گردش بوم‌سپهر (اتمسفر)، نمی‌توان هیچ توزیع واحدی را برای کل حوضه مورد مطالعه در نظر گرفت (۱۵). تحلیل منطقه‌ای بارندگی‌های روزانه ۴۷ ایستگاه واقع در استان گلستان، توزیع‌های

² LuanHe¹ Ward's Cluster

نهایت تعداد ۱۸ ایستگاه هواشناسی شامل: ۱۲ ایستگاه بارن‌سنجی، ۳ ایستگاه اقلیم‌شناسی (کلیماتولوژی) و ۳ ایستگاه هم‌دیدگی (سینوپتیک)، انتخاب شد (شکل ۱).

روش پژوهش

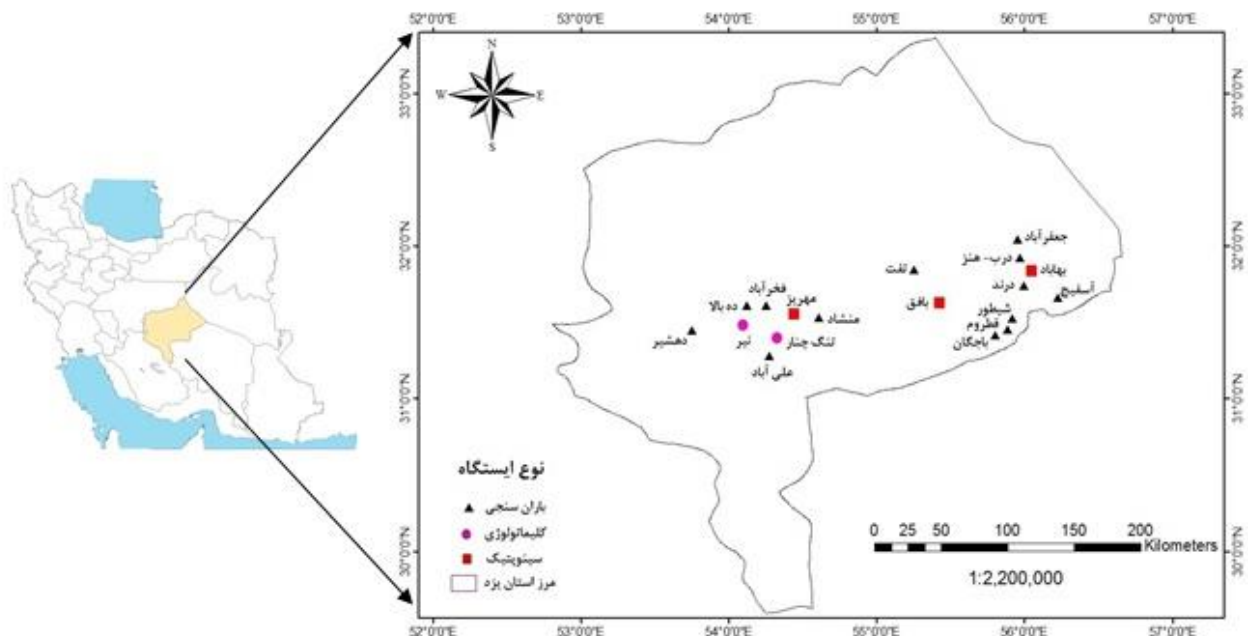
پژوهش حاضر از چهار بخش اصلی تشکیل شده که شامل: بخش اول، بررسی همگنی ایستگاه‌های مورد بررسی، بخش دوم، بررسی همگنی نواحی به دست آمده، بخش سوم، تعیین و برآورد پارامترهای بهترین توزیع احتمالاتی با استفاده از روش گشتاورهای خطی و بخش چهارم، به برآورد مقادیر ایستگاهی^۱ و منطقه‌ای^۲ بیشینه بارش ۲۴ ساعته و ارزیابی عملکرد دو روش توسط آماره‌های RMSE^۳ و RRMSE^۴ پرداخته است. به منظور تحلیل منطقه‌ای بیشینه بارش‌های ۲۴ ساعته با استفاده از گشتاورهای خطی، در ابتدا باید ایستگاه‌های مورد مطالعه را به مناطق همگن تقسیم نمود. نتایج تحلیل منطقه‌ای، در صورتی معتبر خواهد بود که منطقه مورد بررسی همگن باشد.

با هدف بررسی کارایی روش گشتاورهای خطی در دو حالت ایستگاهی و منطقه‌ای، در برآورد بیشینه بارش‌های ۲۴ ساعته‌ی ۱۸ ایستگاه هواشناسی واقع در استان یزد انجام شد.

■ مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

استان یزد با مساحتی حدود ۱۲۹۱۸۵ کیلومتر مربع در ۳۵° ۲۹' تا ۳۵° ۷' عرض شمالی و طول شرقی ۵۰° ۵۲' تا ۵۸° ۱۶' قسمت مرکزی فلات ایران قرار دارد. اقلیم استان گرم و خشک بوده و نوسان بارندگی به گونه‌ای است که میانگین بارندگی سالانه آن ۸۳ میلی‌متر است. دامنه نوسان سالانه و روزانه بسیار زیاد است. استان یزد از نظر پستی و بلندی دارای تنوع می‌باشد و ارتفاع نقاط مختلف آن متفاوت و از حدود ۶۶۰ متر از سطح دریای آزاد در اطراف کوه ریگ زرین تا ۴۰۵۵ متر در شیرکوه تغییر می‌کند (۳۸). در پژوهش حاضر بعد از بررسی داده‌های جمع‌آوری شده از ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه، به دلیل نقص‌های فراوان موجود در داده‌های در دسترس، در



شکل ۱. موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی در استان یزد

¹ At-site

² Regional

³ Root Mean square Error, RMSE

⁴ Relative Root Mean Square Error, RRMSE

باجگان، درب هنز و درند می‌باشد (شکل ۲). سپس، برای بررسی همگنی نواحی به دست آمده، نسبت‌های گشتاورهای خطی برای ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه محاسبه گردید. به همین منظور برنامه‌ای در محیط MATLAB نوشته شد و با استفاده از این نسبت‌ها، همگنی دو منطقه به دست آمده از روش خوشه‌بندی Ward با استفاده از روش کیفی، نمودار نسبت گشتاورهای خطی (۱۶،۱۷) یعنی ضریب تغییرات خطی^۱ در مقابل ضریب چولگی خطی^۲ Lcv-Lcs و دو روش کمی آزمون ناهمنوائی^۳ و ناهمگنی^۴ هاسکینگ و والیس (۳۲) مورد بررسی قرار گرفت.

با تقسیم ایستگاه‌ها به نواحی همگن، از داده‌های ایستگاه‌های موجود با دقت بیشتری می‌توان در مناطق فاقد داده یا دارای آمار کوتاه مدت در هر منطقه همگن استفاده نمود. همگنی اولیه با استفاده از متغیرهای ارتفاع، میانگین بارش سالانه و بارش ۲۴ ساعته ایستگاه‌ها (جدول ۱) به روش خوشه‌بندی Ward (۳۱)، با نرم‌افزار مینی‌تب ۱۸ انجام و ۱۸ ایستگاه هواشناسی واقع در استان یزد به دو زیر منطقه تقسیم شد که منطقه همگن اول شامل ایستگاه‌های تفت، نیر، مهریز، منشاد، تنگ چنار، ده بالا، علی آباد، فخرآباد و دهشیر و منطقه همگن دوم شامل ایستگاه‌های بهاباد، آسفیج، جعفرآباد، بافق، قطروم، شیطور،

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه

نام ایستگاه	مشخصات جغرافیایی		تعداد سال آماری	متوسط بارش سالانه	متوسط حداکثر بارش ۲۴ ساعته	نوع ایستگاه
	طول	عرض				
تفت	۱۵°۵۵'	۵۱°۳۱'	۱۵	۱۳۰/۸	۲۱/۸۰	باران سنجی
نیر	۰۵°۵۴'	۲۸°۳۱'	۲۱	۱۹۴/۲	۳۳/۹۸	کلیماتولوژی
مهریز	۲۶°۵۴'	۳۳°۳۱'	۱۵	۶۶/۷	۱۴/۹۷	هم‌دید
منشاد	۱۲°۵۴'	۳۲°۳۱'	۱۷	۳۳۱/۵	۶۲/۷۴	باران سنجی
تنگ چنار	۱۹°۵۴'	۲۳°۳۱'	۱۷	۲۲۰/۸	۳۶/۰۴	کلیماتولوژی
ده بالا	۰۷°۵۴'	۳۷°۳۱'	۱۸	۳۳۹/۷	۵۱/۸۶	باران سنجی
علی آباد	۴۹°۵۳'	۳۸°۳۱'	۱۸	۱۸۳/۳	۵۱/۴۱	کلیماتولوژی
فخرآباد	۱۵°۵۴'	۳۷°۳۱'	۲۵	۱۴۰/۳	۲۵/۹۲	باران سنجی
دهشیر	۴۴°۵۳'	۲۷°۳۱'	۱۵	۱۰۸/۵	۲۲/۳۳	باران سنجی
بهباد	۰۳°۵۶'	۵۱°۳۱'	۱۹	۸۳/۷	۱۳/۸۷	سینوپتیک
آسفیج	۱۳°۵۶'	۴۰°۳۱'	۱۶	۱۰۷/۳	۲۱/۵۱	باران سنجی
جعفرآباد	۵۷°۵۵'	۰۳°۳۲'	۱۶	۵۸/۷	۱۵/۲۵	باران سنجی
بافق	۱۵°۵۵'	۳۶°۳۱'	۱۶	۵۶/۷	۱۳/۰۸	هم‌دید
قطروم	۴۸°۵۵'	۳۲°۳۱'	۱۲	۱۳۴/۷	۲۰/۰۰	باران سنجی
شیطور	۵۵°۵۵'	۳۲°۳۱'	۱۳	۱۳۱/۶	۲۱/۳۸	باران سنجی
باجگان	۵۲°۵۵'	۲۷°۳۱'	۱۱	۲۱۸/۵	۳۲/۲۲	باران سنجی
درب هنز	۵۸°۵۵'	۵۶°۳۱'	۱۱	۷۵/۱	۱۲/۵۴	باران سنجی
درند	۵۱°۵۵'	۴۸°۳۱'	۱۱	۲۰۵/۱	۲۵/۶۱	باران سنجی

منطقه همگن اول

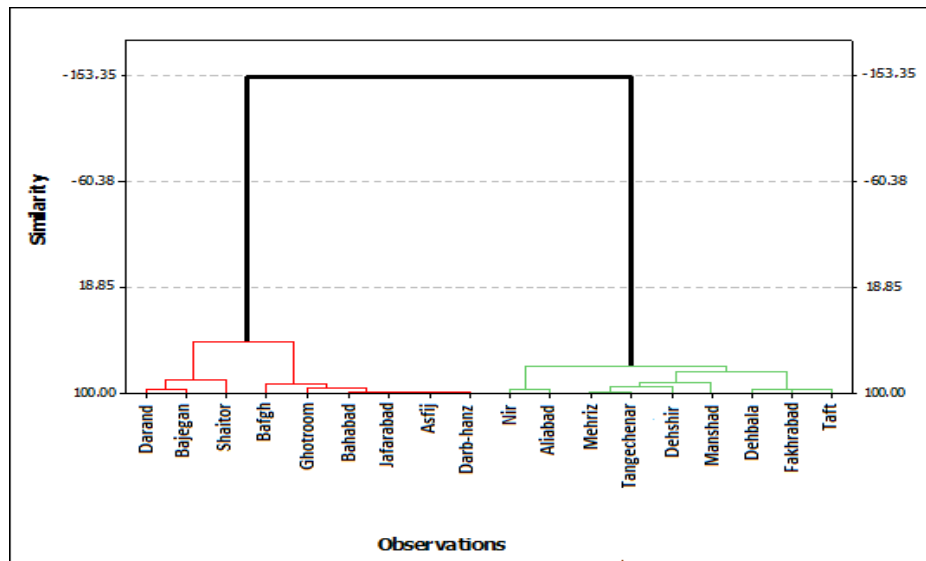
منطقه همگن دوم

¹ Linear- coefficient variation, L-cv

² Linear- coefficient skewness, L-cs

³ Discordancy, Di

⁴ Heterogeneity, Hi



شکل ۲. نمودار روش خوشه بندی Ward برای ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه

روش گشتاورهای خطی

گشتاورهای خطی توابعی از گشتاورهای وزنی احتمال هستند. گشتاورهای وزنی احتمالی به صورت رابطه (۳) تعریف شدند (۲۹).

$$\beta_r = E\{X[F(X)]^r\} \tag{۳}$$

که در آن $F(X)$ تابع توزیع تجمعی برای متغیر x و F و X معکوس تابع توزیع تجمعی از x محاسبه شده برای احتمال F و $r=0,1,2,\dots$ عدد صحیح غیر منفی است که برای $r=0$ ، β_r برابر با میانگین توزیع است. گشتاورهای خطی با استفاده از رابطه‌های (۴) تا (۷) برآورد شد (۱۶).

$$\lambda_1 = \beta. \tag{۴}$$

$$\lambda_2 = 2\beta_1 - \beta. \tag{۵}$$

$$\lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta. \tag{۶}$$

$$\lambda_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta. \tag{۷}$$

β تا β_3 گشتاورهای وزنی احتمال، λ_1 یا میانگین گشتاورهای خطی، معیاری از تمایل به مرکز و λ_4 انحراف معیار گشتاورهای خطی معیاری از پراکندگی، λ_3 گشتاور

در ادامه، با استفاده از نمودار نسبت گشتاورهای خطی یعنی ضریب چولگی در مقابل ضریب کشیدگی خطی^۱ و $Lck-Lcs$ و آزمون نکویی برازش بهترین تابع توزیع احتمالاتی انتخاب گردید. بعد از مشخص شدن تابع توزیع منطقه‌ای، برای برازش داده‌ها، پارامترهای آن برآورد شدند. پارامترها و چندک‌های توزیع منطقه‌ای منتخب با استفاده از روش گشتاورهای خطی به دو روش منطقه‌ای و ایستگاهی محاسبه شد. در نهایت عملکرد روش گشتاورهای خطی در برآورد چندک‌ها به دو روش منطقه-ای و ایستگاهی با استفاده از آماره‌های ریشه میانگین مربعات خط رابطه (۱) و میانگین مربعات نسبی خطا رابطه (۲) مورد بررسی قرار گرفت.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(Q_i) - (P_i)]^2} \tag{۱}$$

$$RRMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[\frac{(Q_i) - (P_i)}{(Q_i)} \right]^2} \tag{۲}$$

که در روابط فوق، P_i مقدار بیشینه بارش ۲۴ ساعته پیش بینی شده، Q_i مقدار بیشینه بارش ۲۴ ساعته مشاهداتی، n تعداد داده‌ها و \bar{Q} میانگین مقادیر بیشینه بارش ۲۴ ساعته مشاهداتی می‌باشند.

^۱Linear- coefficient kurtosis, L-ck

آزمون ناهمگنی هاسکینگ

در آزمون ناهمگنی گشتاورهای خطی یک توزیع چهار پارامتری کاپا (رابطه ۱۲) به سری داده‌های مشاهداتی منطقه برازش داده شد و به وسیله شبیه سازی عددی، یک دسته ۵۰۰ تایی از داده‌های منطقه‌ای تولید گردید و سپس تغییر پذیری گشتاورهای خطی ناحیه واقعی با گشتاورهای خطی سری شبیه سازی شده مقایسه شد (۱۱).

$$F(x) = \left\{ 1 - h \left[1 - k(x - \xi) / \alpha \right]^{1/k} \right\}^{1/h} \quad (12)$$

در این رابطه $F(X)$ تابع توزیع تجمعی برای متغیر x ، ξ پارامتر موقعیت، α پارامتر مقیاس و h و k پارامترهای شکل هستند (۱۱، ۲۹). در بررسی تغییرپذیری سه آماره ناهمگنی H_1 ، H_2 و H_3 مختلف استفاده شد. آماره H_1 برای بررسی ضریب تغییرات خطی، آماره H_2 برای بررسی ضریب تغییرات خطی و ضریب چولگی خطی و آماره H_3 برای بررسی ضریب چولگی خطی و ضریب کشیدگی خطی به کار گرفته شد (۳۰). هر یک از آماره‌های H به طور کلی دارای شکلی مطابق با رابطه (۱۳) است (۳۲):

$$H = \frac{(V_{obs} - \mu_V)}{\sigma_V} \quad (13)$$

به طوری که μ_V و σ_V به ترتیب میانگین و انحراف معیار مقادیر شبیه سازی شده متغیر مورد نظر و پارامتر V_{obs} مقادیر محاسبه شده متغیر مورد نظر با استفاده از داده‌های منطقه‌ای و مبتنی بر آماره V است. برای هر یک از آماره‌های H به ترتیب V_1 ، V_2 ، V_3 به صورت رابطه‌های (۱۴) تا (۱۶) محاسبه شدند (۱۰، ۱۲).

$$V_1 = \frac{\sum_{i=1}^N (n_i (Lcv_i - \bar{Lcv})^2)}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (14)$$

$$V_2 = \frac{\sum_{i=1}^N \left(n_i \left[(Lcv_i - \bar{Lcv})^2 + (\tau_{pi} - \bar{\tau}_p)^2 \right] \right)^{1/2}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (15)$$

خطی سوم داده‌ها و λ_4 گشتاور خطی چهارم داده‌ها است. نسبت‌های گشتاورهای خطی از نسبت λ_2 به λ_1 ، τ_2 ضریب تغییرات گشتاورهای خطی، از نسبت λ_3 به λ_2 ، τ_3 ضریب چولگی گشتاور خطی و از نسبت λ_4 به λ_3 ، τ_4 ضریب کشیدگی گشتاورهای خطی برآورد شدند (۳۷).

آزمون‌های مورد استفاده در روش گشتاورهای خطی

آزمون ناهمگنی هاسکینگ و والیس

آزمون ناهمگنی یا ناسازگاری، D_i با استفاده از رابطه (۱۱) برای حذف ایستگاه‌های ناسازگار که در نمودار گشتاورهای خطی در محدوده‌ی فضای دو بعدی (τ_2 و τ_3) قرار ندارند، انجام گرفت. فرض شد که تابع u_i (رابطه ۸) برداری دربرگیرنده نسبت‌های گشتاورهای خطی برای ایستگاه i بود (۱۶). بنابراین:

$$u_i = [lcv_i, \tau_2, \tau_3]^T \quad (8)$$

در واقع رابطه (۸) ترانهاده ماتریس متشکل از lcv_i ، τ_2 و τ_3 به ترتیب ضریب تغییرات، ضریب چولگی خطی و ضریب کشیدگی خطی است. برای محاسبه میزان ناسازگاری، \bar{u} میانگین‌های گروه و s ماتریس کوواریانس نمونه به صورت رابطه (۹) و (۱۰) محاسبه شد (۱۷):

$$\bar{u} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n u_i \quad (9)$$

$$s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (u_i - \bar{u})(u_i - \bar{u})^T \quad (10)$$

$$D_i = \frac{1}{n} (u_i - \bar{u})^T s^{-1} (u_i - \bar{u}) \quad (11)$$

در رابطه‌ها n تعداد کل ایستگاه‌ها، $(u_i - \bar{u})^T$ ترانهاده حاصل از اختلاف ماتریس ایستگاه مورد نظر و ماتریس منطقه‌ای است. اگر آماره D_i مربوط به یک ایستگاه بیش از ۳ باشد، داده مشاهداتی آن ایستگاه ناهمگن و ناسازگار با دیگر ایستگاه‌های منطقه در نظر گرفته می‌شود و بایستی از سایر مراحل مطالعاتی کنار گذاشته شود (۲۴، ۲).

τ_f^m ضریب کشیدگی میانگین منطقه‌ای برای m امین منطقه شبیه‌سازی شده و N_{sim} تعداد منطقه شبیه‌سازی شده است که با استفاده از توزیع کاپا تولید گردید (۲۹).

$$V_f = \frac{\sum_{i=1}^N \left(n_i \left[(\tau_{fi} - \bar{\tau}_f)^2 + (\tau_{fi} - \bar{\tau}_f)^2 \right] \right)}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (16)$$

در رابطه‌ها n تعداد ایستگاه‌ها، Lcv_i ، \bar{Lcv} ، τ_{fi} ، $\bar{\tau}_f$ ، τ_f و $\bar{\tau}_f$ به ترتیب ضریب تغییرات در ایستگاه مورد نظر، ضریب تغییرات منطقه‌ای، ضریب چولگی خطی در ایستگاه مورد نظر، ضریب چولگی میانگین منطقه‌ای، ضریب کشیدگی خطی در ایستگاه مورد نظر و ضریب کشیدگی میانگین منطقه‌ای است. در صورتی که H کوچکتر از یک باشد منطقه همگن و اگر بین ۱ و ۲ باشد، منطقه تا حدی همگن و اگر بزرگتر از ۲ باشد، منطقه ناهمگن است. بنابراین، مجموعه‌ای از ایستگاه‌های مورد بررسی باید دارای پارامتر H کمتر از ۱ باشند تا به عنوان ناحیه همگن در نظر گرفته شود (۲).

نتایج و بحث

به منظور تعیین ایستگاه‌هایی که در فضای τ_f و τ_f نسبت به ایستگاه‌های دیگر پرت می‌باشند، تست ناهمنوائی هاسکینگ و والیس برای همه ایستگاه‌های مورد بررسی به دست‌آمد (جدول ۱).

نتایج حاصله بیانگر این بود که مقدار آماره Di در هیچکدام از ایستگاه‌های منطقه همگن اول و دوم، بیشتر از ۳ نمی‌باشد. بنابراین ایستگاه ناسازگار در دو منطقه همگن وجود ندارد. نتایج بررسی همگنی با استفاده از نمودارهای نسبت گشتاورهای خطی یعنی $Lcv-Lcs$ ، حاکی از همگنی ۲ منطقه‌ی به دست آمده از خوشه بندی Ward است چرا که نقاط داده‌ها به‌طور خوشه‌ای قرار گرفتند و نقاط فاصله زیادی از میانگین منطقه‌ای نداشته و در اطراف آن تجمع یافتند (شکل ۳). با برازش توزیع کاپا به داده‌های این ۲ منطقه همگن، معیار ناهمگنی هاسکینگ محاسبه گردید. نتایج نشان داد که پارامترهای H_1 برای هر دو منطقه همگن کمتر از یک می‌باشد که نشان دهنده‌ی همگن بودن هر دو منطقه است (جدول ۳). این نتایج توسط نتایج حاصل از نمودارهای نسبت گشتاورهای خطی $Lcv-Lcs$ تایید شده است.

با بررسی‌های انجام گرفته، منطقه مورد مطالعه با استفاده از خوشه بندی Ward (شکل ۲) به دو گروه همگن تقسیم شد که با اعمال تست ناهمنوائی و ناهمگنی هاسکینگ و والیس، این مناطق همگن شناخته شدند. نکته قابل توجه در نظر داشتن آماره H_1 به عنوان معیاری برای همگنی است. بر پایه بررسی‌های هاسکینگ و والیس، آماره H_1 توان بهتری برای جداسازی نواحی همگن از غیر همگن دارد و به‌عنوان شاخصی اساسی برای غیر همگنی توصیه شده است. در حالی که آماره H_2 و H_3 حالت کاذبی را در شاخص همگنی ارائه می‌دهند.

آماره Z^{DIST} به منظور تعیین توزیع مناسب

برای انتخاب بهترین تابع توزیع منطقه‌ای مقدار آماره Z^{DIST} (رابطه ۱۷) برای توزیع‌های متداول شامل مقادیر حد تعمیم یافته GEV^1 ، پیرسون نوع سوم $P-III^2$ و لوجستیک تعمیم یافته $GLOG^3$ محاسبه گردید و بهترین توزیع یعنی توزیعی دارای $1.64 < Z^{DIST}$ انتخاب شد (۱۱).

$$|Z^{DIST}| = \frac{(\tau_f^{DIST} - \tau_f^R + \beta_f)}{\sigma_f} \quad (17)$$

که τ_f^R ضریب کشیدگی میانگین منطقه همگن و τ_f^{DIST} ضریب کشیدگی مربوط به هر تابع توزیع محاسبه شده است. β_f و σ_f به ترتیب بیانگر مقدار اریب و انحراف معیار مربوط به τ_f^R هستند که از طریق شبیه‌سازی (رابطه ۱۸) محاسبه شدند (۱۶).

$$\beta_f = N^{-1}_{sim} \sum_{m=1}^{N_{sim}} (\tau_f^m - \tau_f^R) \quad (18)$$

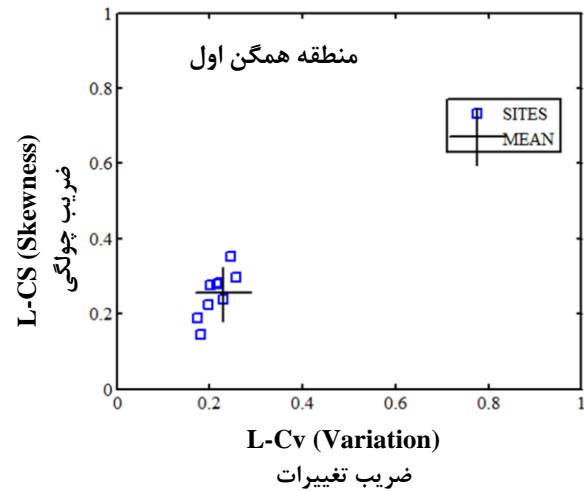
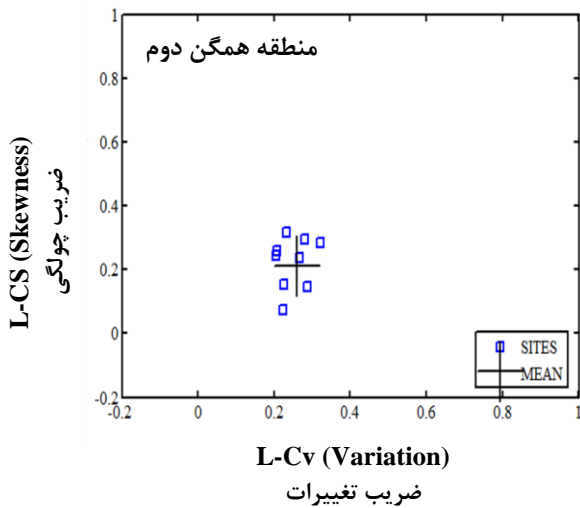
³Generalized Logistic, GLOG

¹Generalized Extreme value, GEV

²Pearson Type 3, P-III

جدول ۲. مقادیر نسبت گشتاورهای خطی و آماره ناهمگنی هاسکینگ و والیس برای ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه

نام ایستگاه	تعداد سال آماری	میانگین	L-CV ضریب تغییرات	L-CS ضریب چولگی	L-CK ضریب کشیدگی	D _i آماره ناهمناوبی
تفت	۱۵	۲۱/۸۰	۰/۲۲۵۵	۰/۱۵۳۸	۰/۳۰۳۷	۲/۱۷
نیر	۲۱	۳۳/۹۸	۰/۲۰۵۹	۰/۲۶۸	۰/۲۰۱۲	۰/۶۷
مهریز	۱۵	۱۴/۹۷	۰/۲۸۷۲	۰/۴۱۴۶	۰/۳۴۶۵	۰/۷۲
منشاد	۱۷	۶۲/۷۴	۰/۲۲۵۶	۰/۲۷۲۱	۰/۲۵۳۴	۰/۲۲
تنگ چنار	۱۷	۳۶/۰۴	۰/۳۳۷۳	۰/۳۹۲۲	۰/۲۳۴	۱/۰۳
ده بالا	۱۸	۵۱/۸۶	۰/۲۰۶۲	۰/۱۱۸۳	۰/۱۱۶	۰/۷۳
علی آباد	۱۸	۵۱/۴۱	۰/۲۰۸۳	۰/۱۲۳	۰/۰۹۶۵	۰/۹۲
فخرآباد	۲۵	۲۵/۹۲	۰/۳۳۱۹	۰/۲۳۹۵	۰/۱۷۹	۱/۵۴
دهشیر	۱۵	۲۲/۳۳	۰/۲۷۲۶	۰/۴۵۳۹	۰/۳۱۴۱	۰/۹۹
میانگین‌های منطقه‌ای نسبت گشتاورهای خطی						
بهباد	۱۹	۱۳/۸۷	۰/۲۰۶۷	۰/۱۴۵۶	۰/۱۵۵۲	۰/۴۱
آسفیج	۱۶	۲۱/۵۱	۰/۳۲۶۰	۰/۲۶۲۴	۰/۱۰۸۳	۲/۲۷
جعفرآباد	۱۶	۱۵/۲۵	۰/۳۴۹۷	۰/۳۴۳۶	۰/۲۹۶۳	۱/۷۴
بافق	۱۶	۱۳/۰۸	۰/۳۱۰۶	۰/۱۵۰۷	۰/۱۵۱۵	۰/۸۳
قطروم	۱۲	۲۰/۰۰	۰/۲۱۲۸	۰/۲۳۳۱	۰/۲۱۰۲	۰/۴۲
شیطور	۱۳	۲۱/۳۸	۰/۲۱۴۹	۰/۲۴۵۸	۰/۲۲۲۷	۰/۴۸
باجگان	۱۱	۳۲/۲۲	۰/۲۶۹۶	۰/۲۳۶۳	۰/۲۲۶۰	۰/۲۶
درب هنز	۱۱	۱۲/۵۴	۰/۲۲۹۷	۰/۳۰۸۱	۰/۲۰۸۴	۰/۹۹
درند	۱۱	۲۵/۶۱	۰/۲۲۵۵	۰/۰۰۸۹	۰/۰۵۲۴	۱/۶
میانگین‌های منطقه‌ای نسبت گشتاورهای خطی						



شکل ۳. نسبت گشتاورهای خطی Lcv-Lcs مناطق همگن

جدول ۳. معیار ناهمگنی برای منطقه مورد مطالعه

H ₃	H ₂	H ₁	نواحی همگن
-۱/۰۴	-۰/۲۸	۰/۱۸	اول
-۱/۸۷	-۱/۱۲	۰/۲۴	دوم

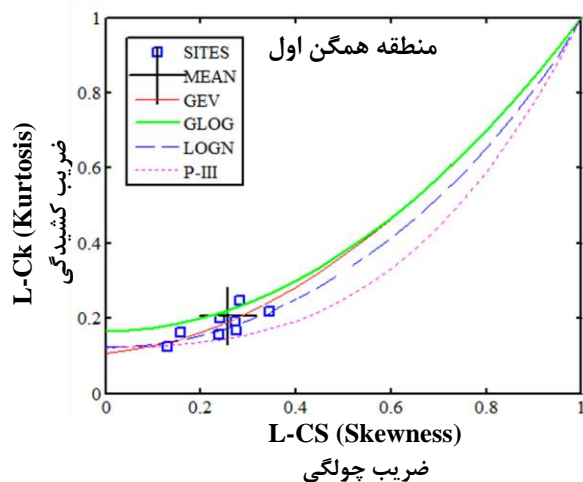
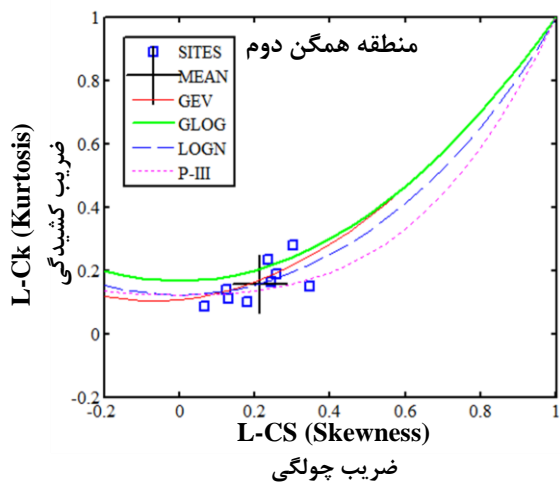
یافته GLOG، و پیرسون نوع سوم P-III، مناسب در نظر گرفته شدند.

بر اساس نتایج حاصل از آزمون نکوئی، توزیع‌های GLOG و GEV برای منطقه همگن اول و توزیع‌های GLOG، GEV و P-III به عنوان بهترین توزیع‌های منطقه‌ای برای برآورد بیشینه بارش‌های ۲۴ ساعته مناسب تشخیص داده شدند.

از میان توزیع‌های منتخب برای دو منطقه همگن، توزیع GEV، به دلیل دارا بودن کمترین آماره Z به عنوان تابع توزیع منطقه‌ای برتر انتخاب شد (جدول ۴). نتایج انتخاب بهترین تابع توزیع منطقه‌ای نشان داد که در روش گشتاورهای خطی مطابقت خوبی بین دو روش آماره Z^{Dist} و نمودار گشتاورهای خطی Lck-Lcs وجود دارد. به طوری که در هر دو روش، توزیع GEV به عنوان توزیع منطقه‌ای مناسب برای هر دو منطقه همگن انتخاب شد. بنابراین یافته‌های نمودار نسبت گشتاورهای خطی می‌تواند به‌عنوان روشی قابل اعتماد برای تعیین توزیع منتخب در منطقه مورد بررسی، استفاده شود.

به‌ویژه در نواحی که تعداد مکان‌ها، مثل منطقه مورد مطالعه کم و طول دوره آماری کمتر از ۳۰ سال هستند (۲۹). برازش توزیع‌های آماری مختلف با استفاده از نمودار نسبت‌های گشتاورهای خطی Lck-Lcs نشان داد (شکل ۴) که پراکنش اطراف میانگین در منطقه همگن اول کمتر از منطقه همگن دوم است. در حقیقت این فرضیه که بارش‌ها در ایستگاه‌های مختلف دارای توزیع اصلی مشابه هستند، برای منطقه همگن اول نسبت به منطقه همگن دوم بیشتر قابل قبول است که ناشی از نزدیک‌تر بودن پارامترهای توزیع برای منطقه همگن اول است. همچنین، نتایج نمودار Lck-Lcs در دو منطقه همگن اول و دوم، نشان داد (شکل ۴) که ایستگاه‌ها به صورت یک خوشه در اطراف توزیع مقادیر حد تعمیم یافته GEV، قرار گرفته‌اند و بنابراین توزیع GEV می‌تواند به عنوان بهترین برازش منطقه‌ای برای داده‌های مورد انتظار باشد.

علاوه بر این برای بعضی از داده‌های ایستگاه‌های منفرد در منطقه همگن اول و دوم، نیز توزیع‌های لجستیک تعمیم



شکل ۴. نسبت گشتاورهای خطی Lcs-Lck مناطق همگن

جدول ۴. معیارهای نکوئی برازش Z^{DIST} برای نواحی همگن

P-III	GEV	GLOG	نواحی همگن
-	-۰/۲۷*	۰/۹۷	اول
۰/۴۶	۰/۳۶*	-۱/۱۷	دوم

(۳۹،۱) نمی‌باشد. آن‌ها در بررسی‌های خود نشان دادند که برای مناطق با سامانه‌های بارشی متفاوت نمی‌توان توزیع‌های مشابهی ارائه نمود. از طرفی بررسی‌ها نشان داده است که مناطق همگن با سازوکارهای بارشی متفاوت می‌توانند از یک توزیع احتمالاتی تبعیت کنند (۳). به طوری که در بیشتر بررسی‌های صورت گرفته توزیع مقادیر حد تعمیم یافته بهترین تابع توزیع منطقه‌ای برای داده‌های بیشینه بارش‌ها (۲۷، ۱۰، ۱۲، ۳۰، ۱۱) به دست آمده است. بنابراین می‌توان توزیع GEV را برای برازش به داده‌های بیشینه بارش مناسب بیان کرد. در بررسی تاثیر مناطق همگن هیدرو- اقلیمی بر تعیین بهترین توزیع احتمالاتی برای بارش‌های بیشینه روزانه کل کشور، نیز مناسب‌ترین توزیع احتمالاتی بعد از توزیع ۵ پارامتره ویکبای، توزیع مقادیر حد تعمیم یافته گزارش شده است (۳۰). این فرض را باید مد نظر داشت که تفاوت هیدرولوژیکی بر نوع تابع توزیع احتمالاتی مقادیر بارش تاثیرگذار است و تغییرهای موجود در مقدار میانگین بارش در این منطقه که جز مناطق خشک و نیمه خشک ایران به حساب می‌آید موجب تغییر در تابع توزیع احتمالاتی و انتخاب توزیع GEV شده است. هم‌چنین با توجه به نتایج به دست آمده می‌توان این گونه بیان کرد که روش‌های منطقه‌ای و ایستگاهی در دوره بازگشت‌های پایین، کمتر از ۱۰ سال تفاوت چندانی در برآورد چندک‌ها نداشته و مقدارای خطای محاسباتی کمتر است ولی با بالا رفتن دوره بازگشت این تفاوت محسوس شده است. چرا که روش‌های منطقه‌ای باعث افزایش طول دوره آماری شده و این امر سبب بالا رفتن اعتماد پذیری می‌گردد (شکل ۵).

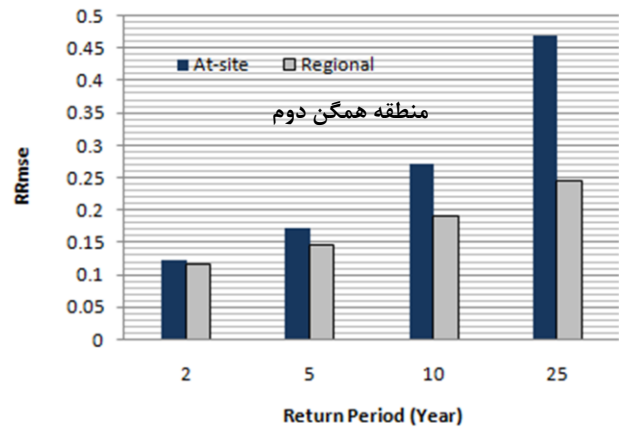
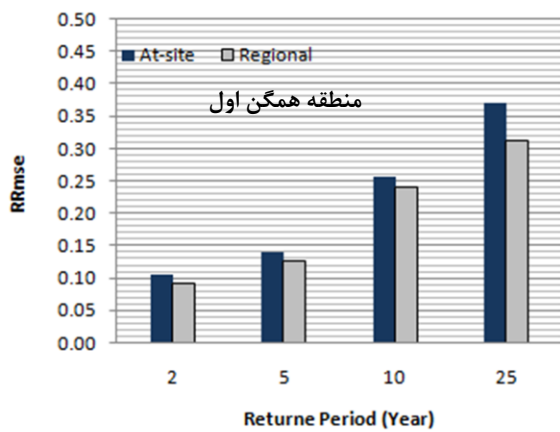
بعد از مشخص شدن تابع توزیع GEV، پارامترها و چندک‌های آن با استفاده از روش گشتاورهای خطی به دو روش منطقه‌ای و ایستگاهی برآورد گردید. ارزیابی عملکرد روش گشتاورهای خطی در برآورد چندک‌ها به دو روش منطقه‌ای و ایستگاهی با استفاده از آماره‌های RMSE و RRMSE نشان داد که روش برآورد منطقه‌ای در مقایسه با روش برآورد ایستگاهی، توانایی بیشتری در برآورد پارامترها و چندک‌های توزیع GEV دارد (جدول ۵). این حالت در دو منطقه همگن به خوبی مشاهده شده است. مقدارهای RMSE روش منطقه‌ای در منطقه همگن اول در تمام ایستگاه‌ها به غیر از ایستگاه تنگ‌چنار و فخرآباد کمترین مقادیر عددی را به خود اختصاص داده است و در منطقه همگن دوم تنها ایستگاه‌های آسفیج، جعفرآباد و بافق مقادیر RMSE بیشتری نسبت به روش ایستگاهی دارند. بررسی‌ها نشان داد که ایستگاه‌هایی که در دو منطقه همگن دارای RMSE بالایی در روش منطقه‌ای هستند مقدارهای ضریب تغییرات بالای ۰/۳ را به خود اختصاص دادند. در حالی که ضریب تغییرات در سایر ایستگاه‌ها کمتر و یکنواخت‌تر است. زیاد بودن ضریب تغییرات بارش در ایستگاه‌های مورد نظر نشان دهنده نوسانات بارشی در این ایستگاه‌هاست که موجب شده برآوردهای منطقه‌ای نسبت به ایستگاهی، از اطمینان کمتری برخوردار باشند و روش منطقه‌ای به ترتیب در منطقه همگن اول و دوم، در حدود ۰/۸۰ و ۰/۷۰ موارد نسبت به روش ایستگاهی توانایی بیشتری در برآورد چندک‌ها از خود نشان دهد. اما همگی از تابع توزیع GEV تبعیت می‌کنند. این نتایج منطبق بر یافته‌های سایر محققان

جدول ۵. مقادیر ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) برای چندک‌های منطقه‌ای و ایستگاهی به روش L-moment

At-site	Regional	ایستگاه	منطقه همگن	At-site	Regional	ایستگاه	منطقه همگن
۰/۸۸	۰/۳۹۸	بهباد		۲/۸۱	۲/۶۰۳	تفت	
۶/۵۳	۶/۸۹	آسفیج		۳/۱۲۲	۱/۶۵	نیر	
۳/۸۷	۴/۱۲	جعفرآباد		۵/۵۲	۵/۳۳	مهریز	
۱/۳۶	۱/۶۸	بافق		۷/۴۴	۵/۹	منشاد	
۴/۵۳	۲/۸۷	قطروم	دوم	۱۴/۶۴	۱۶/۳۳	تنگ چنار	اول
۶/۵۲	۳/۸۲	شیطور		۴/۵۱	۱/۲۷	ده بالا	
۹/۴۱	۸/۹۴	باجگان		۴/۶۸	۳/۲۶	علی آباد	
۳/۶۵	۲/۹۵	درب هنز		۴/۹۷	۵/۴۳۱	فخرآباد	
۳/۴۴	۱/۴۷	درند		۹/۲۹	۸/۴۵	دهشیر	

بالا؛ ۱۰۰ سال؛ به ۳۰ درصد افزایش نشان داده است (جدول ۶). بیشترین تفاوت‌ها مربوط به دو ایستگاه مهریز و دهشیر در منطقه همگن اول و ایستگاه‌های جعفرآباد و بهاباد در منطقه همگن دوم است که این نتایج نشان دادند برآوردهای ایستگاهی برای ایستگاه‌های با طول دوره آماری کمتر از ۲۰ سال به خصوص در دوره بازگشت‌های بالا قابل اعتماد نیست.

برای مقایسه دقیق‌تر برآوردهای ایستگاهی و منطقه‌ای بیشینه بارش ۲۴ ساعته در منطقه مورد مطالعه، درصد اختلاف بین برآوردهای ایستگاهی و منطقه‌ای به دست آمد. نتایج به دست آمده نشان داد که تفاوت‌ها بین مقادیر ایستگاهی و منطقه‌ای با افزایش طول دوره بازگشت، افزایش داشتند. به طوری که تفاوت‌ها در دوره بازگشت‌های پایین؛ کمتر از ۱۰ سال؛ در تمامی ایستگاه‌های دو منطقه همگن کمتر از ۱۰ درصد بودند و برای دوره بازگشت‌های



شکل ۵. مقادیر RRMSE توزیع GEV به روش PWM

جدول ۶. درصد اختلاف بین برآوردهای منطقه‌ای و ایستگاهی بیشینه بارش ۲۴ ساعته منطقه مورد بررسی

نام ایستگاه	تعداد سال آماری	دوره بازگشت					
		۱۰۰	۵۰	۲۵	۱۰	۵	
منطقه همگن اول	تفت	۲۰/۰۲	۱۴/۵۱	۸/۹۹	۱/۹۷	۲/۴۷	۱۵
	نیر	۹/۴۶	۸/۴۹	۷/۲۹	۵/۲۳	۳/۰۹	۲۱
	مهریز	۳۸/۱۱	۲۴/۷۷	۱۳/۶۸	۲/۴۵	۴/۶۰	۱۵
	منشاد	۳/۴۹	۳/۳۵	۳/۰۷	۲/۴۲	۱/۶۲	۱۷
	تنگ چنار	۵۱	۳۷/۳۷	۲۵/۱۲	۱۰/۱۱	۰/۷۸	۱۷
	ده بالا	۲۵/۸۳	۱۹/۷۳	۱۳/۵۷	۵/۴۳	۰/۵۹	۱۸
	علی آباد	۲۴/۱۶	۱۸/۷۵	۱۳/۲۷	۶	۰/۴۹	۱۸
	فخرآباد	۵/۸۵	۴/۲۲	۲/۶۶	۰/۸۱	۰/۴	۲۵
	دهشیر	۳۸/۴۲	۲۲/۴۴	۹/۷۸	۲/۴۱	۸/۳۵	۱۵
منطقه همگن دوم	بهاباد	۱۷/۹۱	۱۵/۸۵	۱۳/۵۷	۹/۸۵	۶/۲۳	۱۹
	آسفیج	۱۱/۳۶	۱۰/۲۱	۸/۹۱	۶/۷۳	۴/۴۶	۱۶
	جعفرآباد	۳۵/۹۸	۲۹/۵۴	۲۳/۱۶	۱۰/۴۲	۷/۱۴	۱۶
	بافق	۸/۳۲	۷/۶۷	۶/۹۱	۵/۴۴	۳/۸۵	۱۶
	قطروم	۱۶/۲۲	۱۴/۷۰	۱۲/۸۷	۹/۸۲	۶/۶۴	۱۲
	شیطور	۱۴/۱۶	۱۲/۸۶	۱۱/۳۳	۸/۷۱	۵/۹۰	۱۳
	باجگان	۳/۳۹	۲/۸۸	۲/۳۵	۱/۵۶	۰/۵۵	۱۱
	درب هنز	۹/۲۱	۸/۷۵	۸/۰۶	۶/۵۹	۴/۸۵	۱۱
	درند	۲۳/۱۳	۱۹/۴۱	۱۵/۴۷	۹/۷۵	۴/۶۶	۱۱

استان یزد و عدم دقت کافی در برآوردهای ایستگاهی، موجب افزایش استفاده از روش‌های منطقه‌ای شده است. بنابراین پژوهش حاضر با هدف تجزیه و تحلیل مقادیر ایستگاهی و منطقه‌ای بیشینه بارش ۲۴ ساعته با استفاده از گشتاورهای خطی در استان یزد انجام شده است. نتایج پژوهش حاضر، ایستگاه‌های مورد بررسی در استان یزد را به دو منطقه همگن تقسیم کرد و نشان داد که نمودار گشتاورهای خطی یعنی Lcv-Lcs و Lck-Lcs می‌تواند به-عنوان روشی قابل اعتماد برای تایید همگنی و تعیین تابع توزیع منتخب در منطقه مورد مطالعه استفاده شود. همچنین، در روش گشتاورهای خطی برآورد منطقه‌ای در مقایسه با برآورد ایستگاهی، توانایی بیشتری در برآورد پارامترها و چندک‌های توزیع GEV دارد. به طوری که روش منطقه‌ای به ترتیب در منطقه همگن اول و دوم، در حدود ۸۰٪ و ۷۰٪ توانایی بهتری در برآورد چندک‌ها از خود نشان داده است. زیاد بودن ضریب تغییرات بارش و به دنبال آن نوسان‌های بارشی در تعدادی از ایستگاه‌های دو منطقه همگن موجب شده، برآوردهای منطقه‌ای نسبت به ایستگاهی، از اطمینان کمتری برخوردار باشند. نتایج این بررسی نشان داد افزایش طول دوره آماری می‌تواند باعث به‌دست آمدن برآوردهای قابل اعتمادتری از روش ایستگاهی گردد. علاوه بر این باید در نظر داشت که برای ایستگاه‌های با آمار حدود ۳۰ سال، همیشه نمی‌توان انتظار برآوردهای قابل اعتمادی را داشت. با در نظر گرفتن نتایج به دست آمده از پژوهش حاضر، می‌توان بیان داشت که تجزیه و تحلیل منطقه‌ای با استفاده از گشتاورهای خطی پتانسیل بالایی در تعیین نواحی همگن بارشی و انتخاب تابع توزیع منطقه‌ای برای مدیریت بهینه منابع آب و خاک و مدیریت جامع مخاطرات محیطی ناشی از آن‌ها در منطقه مورد بررسی برخوردار است.

در منطقه همگن دوم، بعد از ایستگاه جعفرآباد با ۱۶ سال آمار، ایستگاه بهاباد با بالاترین اندازه نمونه، ۱۹ سال آمار، دارای بیشترین تفاوت در حدود ۲۰ درصد است. این در حالی است که در منطقه همگن اول، ایستگاه فخرآباد و نیر با بالاترین اندازه نمونه به ترتیب ۲۵ و ۲۱ سال، تفاوتی کمتر از ۱۰ درصد را در دوره بازگشت‌های بالا نشان دادند. نکته دیگری که حائز اهمیت است، در تفاوت‌های نسبی موجود بین برآوردهای منطقه‌ای و ایستگاهی در دوره بازگشت‌های پایین، ۲، ۵ و ۱۰ سال روند منظمی مشاهده نشد. البته این حالت در منطقه همگن اول به طور کامل محسوس است و در منطقه همگن دوم تنها در ایستگاه‌های درند و باجگان دیده شده است. منطقه همگن اول دارای ۴ نوع روند مختلف، افزایشی-کاهشی-افزایشی، افزایشی، کاهشی و کاهشی-افزایشی-کاهشی است اما در منطقه همگن دوم ۲ نوع روند مختلف، افزایشی و افزایشی-کاهشی-افزایشی مشاهده شد. می‌توان دلیل این امر را ناشی از تفاوت در متوسط ارتفاع و به واسطه آن تغییرپذیری بارش در این مناطق بیان کرد. میانگین ارتفاع در منطقه همگن اول و دوم، به ترتیب در حدود ۲۰۵۸ و ۱۶۳۴ متر است. در مجموع نوسان ضریب تغییرپذیری بارش با توجه به موقعیت جغرافیایی و توپوگرافی زیاد منطقه همگن اول را می‌توان عامل بی‌نظمی روند تفاوت‌ها در این منطقه عنوان کرد. به طوری که دو ایستگاه باجگان و درند در منطقه همگن دوم به ترتیب با ۲۰۵۸ و ۲۲۴۳ متر نیز روندی مشابه منطقه همگن اول از خود نشان دادند.

■ نتیجه‌گیری

مشکلات و موانع موجود نظیر نبود آمار طولانی مدت در ایستگاه‌های مورد مطالعه به‌ویژه در مناطق خشک مانند

■ References

1. Abolverdi, J., & Khalili, D. (2010). Development of regional rainfall annual maxima for Southwestern Iran by L-moments, *Water Resources Management*, 24(11), 2501-2526.
2. Adamowski, K. (2000). Regional analysis of annual maximum and partial duration flood data by nonparametric and L-moment methods, *Hydrology*, 229(3-4), 219-231.
3. Ahmadpour, A., Fathian, H., & Haghghatjoo, P. (2017). Frequency analysis of maximum daily rainfall in various climates of Iran, *Water Science & Engineering*, 7(16), 49-60. (in Farsi)

4. Cavadias, G. S., Ouarda, T. B., Bobée, B., & Girard, C. (2001). A canonical correlation approach to the determination of homogeneous regions for regional flood estimation of ungauged basins, *Hydrological Sciences*, 46(4), 499-512.
5. Darand, M., & Daneshvar, M. R. M. (2014). Regionalization of precipitation regimes in Iran using principal component analysis and hierarchical clustering analysis, *Environmental Processes*, 1(4), 517-532.
6. Dehghan, Z., Eslamian, S. S., & Modarres, R. (2019). Using the principal component analysis approach for weighting statistical, climatic and geographical attributes of the maximum 24-hour rainfall and spatial clustering analysis (a case study: Urmia lake basin), *Water and Soil Science*, 22(4), 41-58. (in Farsi)
7. De Salas Regalado, L., and Fernández Yuste, J. A. (2006). Maximum rainfall intensity analysis using l-moments in Spain, The 7th international Conference on Hydro science and Engineering. Philadelphia Drexel University.
8. Di Baldassarre, G., Castellarin, A., & Brath, A. (2006). Relationships between statistics of rainfall extremes and mean annual precipitation: an application for design-storm estimation in northern central Italy, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10(4), 589-601.
9. Eng, K., Tasker, G. D., & Milly, P. (2005). An analysis of region of influence methods for flood regionalization in the Gulf-Atlantic rolling plains, *American Water Resources*, 41(1), 135-143.
10. Eslamian, S. S., & Feizi, H. (2007). Maximum monthly rainfall analysis using L-moments for an arid region in Isfahan province, Iran, *Applied Meteorology and Climatology*, 46(4), 494-503.
11. Feizie, H., & Islamian, S. S. (2005). Comparing regional and at-site l-moments for estimation of maximum monthly rainfall in the Zayandehroud basin, *Water and Wastewater*, 16(2), 54-64. (in Farsi)
12. Ghahraman, B., Shamkoian, H., & Davary, K. (2010). Derivation of the regional rainfall depth-duration-frequency equations using linear moment theories (case study: Khorasan provinces), *Irrigation and Drainage*, 1(4), 132-142. (in Farsi)
13. Gorji, M., Sarjaz, M. R., & Fazloulou, R. (2017). Estimation of maximum possible 24-hour precipitation using local spatial variations in southern Kohgiluyeh-e-Boyerahmad watersheds, *Watershed Management Research*, 8(16), 213-222. (in Farsi)
14. Guttman, N. B., Hosking, J., & Wallis, J. R. (1993). Regional precipitation quantile values for the continental United States computed from L-moments, *Climate*, 6(12), 2326-2340.
15. Hassan, B. G., & Ping, F. (2012). Regional rainfall frequency analysis for the luanhe basin-by using l-moments and cluster techniques, *APCBEE Procedia*, 1, 126-135.
16. Hosking, J. R. M. (1990). L-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics, *The Royal Statistical Society: Series B (Methodological)*, 52(1), 105-124.
17. Hosking, J.R.M and Wallis, J.R. 1997. Regional flood frequency analysis: an approach based on L-Moment. Cambridge University Press. London, UK.
18. Kar, K. K., Yang, S.-K., Lee, J. H., & Khadim, F. K. (2017). Regional frequency analysis for consecutive hour rainfall using L-moments approach in Jeju Island, Korea, *Geoenvironmental Disasters*, 4(18), 1-13.
19. Khamchin, F., Moghaddam, H., Sedghi, F., Kaveh, M., & Manshoury, M. (2010). Regionalization of maximum daily precipitation of Iran, *Water and Soil*, 24(1), 97-106. (in Farsi)
20. Kjeldsen, T. R., Smithers, J., & Schulze, R. (2002). Regional flood frequency analysis in the KwaZulu-Natal province, South Africa, using the index-flood method, *Hydrology*, 255(1-4), 194-211.
21. Kumar, R., & Chatterjee, C. (2005). Regional flood frequency analysis using L-moments for North Brahmputra region of India, *Hydrologic Engineering*, 10(1), 1-7.
22. Kysely, J., & Picek, J. (2007). Probability estimates of heavy precipitation events in a flood-prone central-European region with enhanced influence of Mediterranean cyclones, *Advances in Geosciences*, 12, 43-50.
23. Lee, S. H., & Meang, S. J. (2003). Frequency analysis of extreme rainfall using L-Moment, *Irrigation and Drainage*, 52, 219-230.

24. Malekinezhad, H., Nachtnebel, H., & Klik, A. (2011). Comparing the index-flood and multiple-regression methods using L-moments, *Physics and Chemistry of the Earth*, 36(1-4), 54-60.
25. Malekinezhad, H., & Zare-Garizi, A., (2014). Regional frequency analysis of daily rainfall extremes using L-moment approach, *Atmosphere*, 27(4), 411-427.
26. Matinzadeh, M. m., Fattahi, R., Shayanzadeh, M., & Abdollahi, K. (2013). Estimation and reconstruction of annual maximum 24-h rainfall data using combination of genetic algorithm and artificial neural networks models (case study: Chaharmahal va Bakhtiyari province), *Watershed Management Science&Engineering*, 7(22), 53-62. (in Farsi)
27. Młyński, D., Wałęga, A., Petroselli, A., Tauro, F., & Cebulska, M. (2019). Estimating maximum daily precipitation in the upper Vistula basin, Poland, *Atmosphere*, 10(43), 1-18.
28. Modarres, R., & Sarhadi, A. (2011). Statistically-based regionalization of rainfall climates of Iran, *Global and Planetary Change*, 75(1-2), 67-75.
29. Mohammadi, M. (2008). Regional Flood Frequency Analysis using L-moments approach in some watersheds of Isfahan– Sirjan and Yazd - Ardakan basins. M.Sc. thesis. Faculty of Natural Resources. Yazd University. (in Farsi)
30. Mohammadi, S., Malekinezhad, H., & Dolati, A. (2019). Investigating the effect of hydro-climatic homogeneous regions on priority of the best- fit probability distributions for daily rainfall analysis in Iran, *Management System*, 12(40), 105-114. (in Farsi)
31. Mohammadi khoshoui, M., Malekinezhad, H., & Afkhami Ardakani, H. (2017). Determination of hydrological homogeneous regions using canonical correlation analysis. *Watershed Management Science & Engineering*, 11(38), 11-24. (in Farsi)
32. Mohammadi khoshoui, M., Malekinezhad, H., & Dastorani, M. T. (2017). comparing regional analysis methods of estimation of the peak flow in some watershed s of Isfahan- Sirjan and Yazd- Ardakan basins. *Natural Resources*, 70(2), 515-529. (in Farsi)
33. Nadarajah, S., & Choi, D. (2007). Maximum daily rainfall in South Korea, *Earth System Science*, 116(4), 311-320.
34. Ouarda, T. B., Girard, C., Cavadias, G. S., & Bobée, B. (2001). Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis, *Hydrology*, 254(1-4), 157-173.
35. Rao, A. R., & Srinivas, V. (2006). Regionalization of watersheds by hybrid-cluster analysis, *Hydrology*, 318(1-4), 37-56.
36. Rosenberg, E. A., Keys, P. W., Booth, D. B., Hartley, D., Burkey, J., Steinemann, A. C., & Lettenmaier, D. P. (2010). Precipitation extremes and the impacts of climate change on stormwater infrastructure in Washington State, *Climatic Change*, 102(1-2), 319-349.
37. Sankarasubramanian, A., & Srinivasan, K. (1999). Investigation and comparison of sampling properties of L-moments and conventional moments, *Hydrology*, 218(1-2), 13-34.
38. Shirani, F., Mazidi, A., & Khodaghali, M., (2010). Regionalization of climate in Yazd province using multivariate statistical methods, *Geography and Regional Development*, 7(13), 139-157.
39. Singh, C. (1999). Principal components of monsoon rainfall in normal, flood and drought years over India, *International Journal of Climatology: The Royal Meteorological Society*, 19(6), 639-652.
40. Singla, Sh., Halder, R., Khosa, R., Singla, R., & Rajeev, R., (2014). Frequency analysis of annual one to five consecutive day maximum rainfall for Gandak river basin, *Engineering and Technology*, 3(2):93-98.
41. Wallis, J., Schaefer, M., Barker, B., & Taylor, G. (2007). Regional precipitation-frequency analysis and spatial mapping for 24-hour and 2-hour durations for Washington State, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(1), 415-442.

Regional Frequency Analysis of Maximum 24-Hour Precipitation in Arid Lands Using The L-Moments Approach (Case Study: Yazd Province)

M. Mohammadi^{1*}, A. Talebi²

1. Ph. D of Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Yazd, Iran.
 2. Professor, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Yazd, Iran.
- * Corresponding Author: m.mohammadi@stu.yazd.ac.ir

Received date: 30/10/2019

Accepted date: 16/01/2020

Abstract

Estimation of the maximum 24-hour precipitation is one of the important parameters in irrigation and drainage projects, design of hydraulic structures, and watershed management. This rainfall data is used to calculate short-term rainfall and design flood. At-site and regional frequency analysis of the maximum 24-hour precipitation climate projects are essential and can be a positive and efficient step for analyzing the storms and productive floods. In this research, the L-moments approach is used for regional frequency analysis of the maximum 24-hour precipitation of 18 stations in Yazd province. The Ward clustering algorithm is used to identify homogeneous region. The selected stations are classified into two groups, and each region is tested using Hosking and Wallis Homogeneity criterion. After ensuring the homogeneity of the regions, by using the goodness of fit test, Generalized Extreme Value distribution is suggested as the best fit distribution in both regions. The parameters of the distribution were calculated by the L-moments method for both regional and at-site approach. The performance of the two approaches was compared using RMSE and RRMSE statistic indices. Comparison of the regional approach with the at-site approach showed that both estimates at short return periods (less than 10 years) are not much different and computational errors are also less. However, there is so much difference at longer return periods. It can be stated that the regional approach in the first and second homogeneity regions (80% and 70%, respectively) is more appropriate rather than the at-site approach for maximum 24-hour precipitation frequency analysis.

Keywords: Distribution; Homogeneous; At-site approach; Ward clustering