دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز

برآورد بارش بیشینه محتمل ۲٤ ساعته با رویکرد تغییرات مکانی در حوزه‌های جنوبی استان کهگیلویه و بویراحمد

مصطفی گرجی[۱]، محمود رائینی سرجاز[۲] و رامین فضل اولی[۳]

۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه مهندسی آب، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، (نویسنده مسوول: m.gorji67@gmail.com)
۲و۳- استاد و دانشیار، گروه مهندسی آب، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
تاریخ دریافت: ۹۳/۱۰/۴ تاریخ پذیرش: ۹۴/۴/۱

چکیده

برای طراحی برخی از سازه‌های آبی، همچون سرریز سد و کانال‌ها نیاز به برآورد بارش بیشینه محتمل است. از آنجایی‌که تغییرپذیری اقلیمی و تغییر مکان در برآورد بارش بیشینه محتمل (PMP) اثر می‌گذارد، لذا انتخاب روش‌های مناسب آماری که برآورد درستی از بارش بیشینه محتمل به دست آورند بسیار مهم است. مقادیر بارش بیشینه محتمل به‌دست آمده از روش هرشفیلد برآورد کارآمدی فراهم نمی‌کند، بنابراین هدف از این پژوهش برآورد بارش بیشینه محتمل حوزه‌های جنوبی استان کهگیلویه و بویراحمد با استفاده از ضریب فراوانی (K_m) مناسب است. در این پژوهش از آمار بلندمدت ایستگاه‌های منطقه و آزمون من-کندال برای روندیابی و برای بررسی همگنی منطقه توسط روش گشتاور خطی، استفاده شد. یافته‌های این پژوهش نشان داد که از میان ۳۱ ایستگاه، ۳ ایستگاه دارای روند بود، که داده‌های آن‌ها در محاسبات وارد نشد. یافته‌های شبیه‌سازی آماره‌های همگنی داده‌های ۲۸ ایستگاه برگزیده نشان داد که بهترین توزیع آماری توزیع لوگ نرمال سه پارامتره است. آماره همگنی محاسبه‌شده H_1 برابر با ۱/٦۱- است، که نشان دهنده نسبتاً ناهمگنی این منطقه است. در این صورت می‌توان از بزرگ‌ترین ضریب فراوانی برای برآورد بارش بیشینه محتمل کلیه ایستگاه‌ها استفاده کرد، که در این پژوهش بزرگ‌ترین ضریب فراوانی برابر با ٤/٤٥ است. با استفاده از بارش بیشینه محتمل محاسبه‌شده ایستگاه‌ها منحنی‌های هم‌بارش بیشینه محتمل منطقه برای نمایش پراکنش مکانی تهیه شد.

واژه‌های کلیدی: ضریب فراوانی، هرشفیلد، من- کندال، هم‌بارش، PMP_{24}

مقدمه

توجه به منابع آب در مناطق مختلف بر پایه کاربردی که در حوزه‌های مختلف، مانند صنعت و کشاورزی دارد، بسیار مهم می‌باشد. هر ساله هزینه هنگفتی صرف حفظ منابع آب، همچون ساخت سدها و مخازن ذخیره آب می‌شود. سرریز سدها برای بیشینه سیل محتمل[۱] (PMF) برپایه بارش بیشینه محتمل طراحی می‌شود. از آنجایی‌که مقدار بارش بیشینه محتمل ۲۴ ساعته[۲] PMP_{24} در طراحی پل‌ها، زیرگذر جاده‌ها و راه‌آهن، کانال‌های زهکش شهری و زهکش فرودگاه‌ها، کنترل سیلاب و بسیاری از سازه‌های هیدرولیکی دیگر به کار می‌رود، در این صورت برآوردی دقیق از آن بسیار با اهمیت می‌باشد (۵). بیشینه بارش محتمل مقدار بارشی است که در یک مدت زمان مشخص برای یک منطقه خاص، از دیدگاه هواشناسی امکان ریزش آن وجود دارد (۲۰،۲) . معمولاً اثر تغییر اقلیم در برآورد این کمیت در یک دوره زمانی طولانی در نظر گرفته نمی‌شود. به طور کلی PMP به دو روش هواشناسی (همدیدی) و آماری برآورد می‌شود. به دلیل کمبود داده‌های جوّ بالا، روش نخست فراگیر نیست. روش آماری، برای محاسبه PMP، نخستین بار توسط هرشفیلد (۹) پیشنهاد شد. در این روش از داده‌های بارندگی بیشینه یک روزه ایستگاه‌های باران‌سنجی و همدیدی استفاده می‌شود. هرشفیلد با بررسی ۲۶۰۰ ایستگاه باران‌سنجی مقدار ضریب فراوانی را بین ۳ تا ۱۴/۵ به دست آورد و بیشترین مقدار آن را به عنوان ضریب فراوانی معادل ۱۵ در نظر گرفت. بعدها او متوجه شد که ضریب ۱۵ مناسب نیست (۹). برپایه یافته‌های هرشفیلد با افزودن ۱۵ برابر انحراف معیار داده‌های مشاهده‌ای هر ایستگاه به میانگین آن می‌تواند PMP با تداوم یک روزه را به‌دست آورد. در واقع عدد ۱۵ کران بالایی برای عامل فراوانی است (۱۶). در پژوهشی با مقایسه بارش و سیل با بیشینه بارش محتمل به این نتیجه رسیدند که بیشینه بارش منطقه در حوزه‌های کوچک کمتر از ۶۳ درصد بیشینه بارش محتمل ۲۴ ساعته می‌باشد (۳).

مقادیر PMP آماری بدست آمده با استفاده از ضریب فراوانی ۱۵ برای جنوب غربی ایران دو برابر روش سینوپتیکی برآورد شد (۶). در پژوهشی در مالزی، با آب و هوایی مرطوب (۲) با توجه به بارندگی بیشینه یک روزه مشاهده‌ای سالانه، برای محاسبه بیشینه بارش محتمل ۲۴ ساعته (PMP_{24}) ضریب فراوانی K_K هر ایستگاه جداگانه محاسبه شد و بیشینه آن به عنوان K_m منظور گردید.

یافته‌های این پژوهش نشان داد که K_m روش هرشفیلد سبب بیش برآورد بارش می‌شود. بنابراین، استفاده از K_m محاسبه شده ایستگاهی برآورد درست‌تری از PMP_{24} فراهم می‌کند (۵). همچنین یافته‌های قهرمان برای حوزه آبخیز اترک با نتایج پژوهش مالزی همخوانی دارد (۷). در برآورد بارش بیشینه محتمل ۲۴ ساعته به روش آماری در شرق ایران استفاده از K_m نسبت به روش هرشفیلد برآورد مناسب‌تری را نشان داد. این مسئله ممکن است به دلیل طول دوره آماری در روش هرشفیلد باشد (۱۸). فاکتور فراوانی بر اساس حداکثر بارش روزانه مشاهده شده در ناحیه‌ی کاتانیا واقع در اسپانیا ۸/۷ برآورد شد (۱). نوری قیداری و تلوری در پژوهشی حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته در حوزه آبریز سد بختیاری را با نگرش آماری و سینوپتیکی محاسبه شد. نتایج

1- Probable Maximum Flood
2- Probable Maximum Precipitation

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-08]
[DOI: 10.29252/jwmr.8.16.213]

نشان داد که مقادیر PMP آماری و سینوپتیکی با عامل فراوانی ۶/۱، حدود ۵۵ درصد از PMP مشاهده‌ای است، در صورتی که PMP آماری با عامل فراوانی ۱۵، کمتر از ۳۰ درصد PMP مشاهده شده است (۱۴).

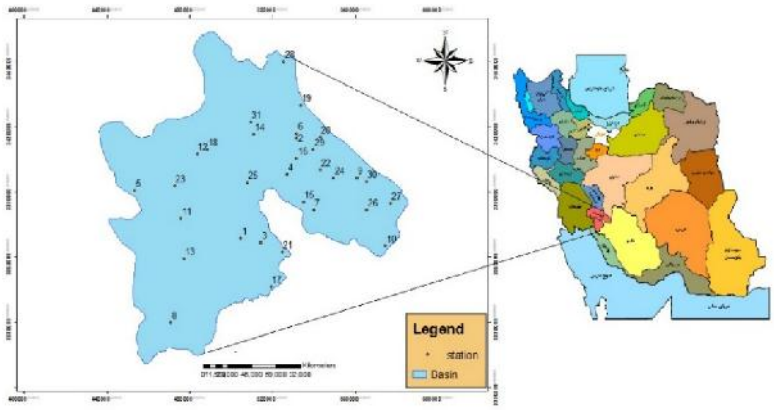
به نظر می‌رسد هرچه طول دوره آماری کاهش یابد روش هرشفیلد برآورد بیشتری را محاسبه می‌کند. به نظر می‌رسد که همگنی منطقه بر گزینش شمار K_m ها و دقت برآورد PMP_{24} اثر می‌گذارد. شاید دلیل بیش‌برآوردی در برخی از مطالعات به این مسئله ربط پیدا کند. پس در صورت ناهمگنی منطقه مورد بررسی گزینش یک K_m برای همه ایستگاه‌ها برای برآورد بارش بیشینه محتمل نادرست باشد. این کاستی‌ها سبب شد تا هرشفیلد در نگره خود بازنگری کند (۲۰). این بازنگری گویای نقش مهم همگنی اقلیمی ایستگاه‌ها در برآورد درست ضریب فراوانی است. برای آنالیز روش آماری هرشفیلد در محاسبه حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته از روش گشتاورهای خطی استفاده می‌شود. مقادیر حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته محاسبه شده توسط روش گشتاور خطی دارای همبستگی بالایی با مقادیر حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته محاسبه شده توسط هرشفیلد اصلاح هستند (۱۷). بارش محتمل ۲۴ ساعته بر اساس ضریب هرشفیلد در استان چهارمهال بختیاری برآورد شد. برای این منظور از تصحیح عامل فراوانی این منطقه، مقدار بیشینه بارش محتمل ۲۴ ساعته را برای ایستگاه‌های این استان محاسبه شد (۱۹).

هدف این پژوهش برآورد PMP_{24} حوزه‌های جنوبی استان کهگیلویه و بویراحمد از طریق محاسبه مناسب‌ترین K_m بر اساس همگنی منطقه توسط آزمون گشتاور خطی است. در این پژوهش منحنی‌های هم‌بارش PMP_{24} منطقه برای یافتن پراکنش مکانی آن‌ها ترسیم شد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوزه‌های جنوبی استان کهگیلویه و بویراحمد با ۱۰۸۴۶ کیلومتر مربع وسعت در جنوب غربی ایران قرار دارد که از مهم‌ترین حوزه‌های آبریز کشور محسوب می‌شود. موقعیت این حوزه‌ها از شرق با استان‌های اصفهان و فارس و از غرب با استان خوزستان و از جنوب با استان‌های فارس و بوشهر هم‌جوار است. این استان دربرگیرنده پنج حوزه آبریز یا قسمتی از آن‌ها بوده (خیرآباد، زهره، کارون، کر و مارون) که زهکشی این حوزه‌ها توسط رودخانه‌هایی چون آبریگون، بشار، خیرآباد، زهره، مارون، مارین صورت می‌گیرد. در این حوزه‌ها رشته کوه‌های زاگرس قرار دارد. برای پهنه‌بندی بیشینه بارش در منطقه با بررسی ۴۳ ایستگاه هواشناسی موجود در استان تعداد ۳۱ ایستگاه انتخاب شدند. از بین این ایستگاه ها، ۲۹ ایستگاه باران‌سنجی و ۲ ایستگاه سینوپتیک که دارای آمار مناسب با طول دوره آماری حداقل ۱۲ سال بودند. موقعیت و پراکندگی ایستگاه‌ها در جدول ۱، و اطلاعات مربوط به آن‌ها نشان داده شده است (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت و پراکندگی ایستگاه‌های باران‌سنجی منطقه مورد مطالعه در کشور و استان

Figure 1. Locations and distribution of rain gauge stations within the study region in the country and province

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.29252/jwmr.8.16.213]

جدول ۱- موقعیت و مشخصات ایستگاه‌های باران‌سنجی حوزه‌های جنوبی استان کهگیلویه و بویراحمد

Table 1. Locations and characteristics of rain gauge stations within southern catchments of Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad Province

شماره ایستگاه	نام ایستگاه	نام حوزه	طول دوره (سال)	ارتفاع(متر)	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۱	آبدگاه	زهره	۳۳	۱۰۴۰	۵۰-۴۸-۰۰	۳۳-۶۸-۴۷
۲	بطاری	کارون	۳۶	۱۵۶۰	۵۳-۱۸-۶۶	۳۴-۱۴-۶۹
۳	بن پیر	زهره	۲۹	۶۷۰	۴۷-۱۰-۹۴	۳۳-۲۹-۷۲
۴	بویری	خیرآباد	۲۹	۸۲۰	۴۵-۳۶-۸۹	۳۳-۹۰-۷۳
۵	پیراشکفت	کارون	۲۹	۱۹۰۰	۵۲-۷۱-۲۸	۳۳-۹۸-۰۵
۶	پیزین	زهره	۲۹	۱۱۰۰	۵۱-۴۴-۰۴	۳۳-۶۶-۶۳
۷	تنگاب	کارون	۲۰	۲۲۲۰	۵۳-۹۹-۵۷	۳۳-۸۱-۴۷
۸	توت نده	کارون	۲۰	۱۷۲۰	۵۳-۱۸-۶۱	۳۴-۱۶-۵۳
۹	چشمه چنار	کارون	۲۰	۲۲۰۰	۵۶-۰۶-۵۲	۳۳-۹۶-۳۴
۱۰	چیتاب	کارون	۲۰	۱۶۱۰	۵۳-۱۸-۹۴	۳۴-۰۵-۴۵
۱۱	حاج قلندر	زهره	۱۷	۷۵۴	۵۱-۹۲-۴۱	۳۳-۴۶-۳۲
۱۲	خفر	کارون	۲۰	۲۲۰۰	۵۴-۶۱-۴۳	۳۴-۲۹-۵۱
۱۳	گچساران	خیرآباد	۲۰	۷۷۵	۴۷-۷۵-۷۸	۳۳-۵۹-۲۵
۱۴	ده کهنه	کارون	۲۷	۲۲۰۰	۵۷-۶۸-۷۵	۳۳-۵۹-۵۰
۱۵	دهدشت	خیرآباد	۳۱	۸۲۹	۴۵-۸۵-۵۱	۳۴-۰۹-۱۸
۱۶	دیل	خیرآباد	۲۱	۸۷۳	۴۷-۶۰-۱۷	۳۳-۷۷-۷۳
۱۷	سپیدار	کارون	۳۳	۲۱۰۰	۵۳-۵۱-۵۰	۳۳-۸۵-۱۴
۱۸	سرچنار	کارون	۱۳	۲۱۴۵	۵۱-۱۱-۵۱	۳۴-۱۶-۴۹
۱۹	سرفاریاب	خیرآباد	۱۷	۱۲۰۰	۴۸-۴۰-۵۵	۳۴-۰۷-۲۶
۲۰	سی سخت	کارون	۳۶	۲۱۴۰	۵۴-۳۰-۲۰	۳۱-۴۴-۷۲
۲۱	سیدآباد	خیرآباد	۳۱	۶۵۰	۴۷-۲۸-۵۷	۳۳-۹۲-۵۱
۲۲	شاه مختار	کارون	۴۱	۱۷۴۰	۵۴-۹۴-۷۹	۳۳-۹۶-۲۸
۲۳	طسوج	خیرآباد	۲۸	۲۰۰۰	۵۰-۷۹-۸۱	۳۳-۹۴-۳۲
۲۴	فیروزآباد	کارون	۲۰	۱۹۴۰	۵۴-۳۰-۷۹	۳۳-۹۹-۹۵
۲۵	قلات	کارون	۱۲	۱۸۷۰	۵۶-۵۵-۳۰	۳۳-۸۱-۵۹
۲۶	کاکان	کر	۱۲	۲۲۵۰	۵۷-۷۰-۵۲	۳۳-۸۴-۷۰
۲۷	کتا	کارون	۳۶	۱۵۵۰	۵۲-۵۴-۰۹	۳۴-۴۹-۷۶
۲۸	کریک	کارون	۲۷	۱۷۰۰	۵۳-۹۸-۵۴	۳۴-۰۹-۱۷
۲۹	گلبابکان	زهره	۳۵	۹۳۰	۵۳-۰۵-۲۱	۳۳-۶۶-۶۸
۳۰	مارگون	مارون	۱۳	۲۲۲۰	۵۰-۹۵-۵۳	۳۴-۲۲-۰۳
۳۱	یاسوج	کارون	۲۵	۱۸۳۲	۵۶-۵۴-۵۰	۳۳-۹۴-۷۰

روش تحقیق

آماده‌سازی داده‌ها

یک مشاهده استثنایی در سری داده‌ها به مشاهده‌ای اطلاق می‌شود که با سایر مشاهدات از نظر مقدار تفاوت فاحشی داشته باشد. برای انجام این مطالعه، نخست داده‌های بیشینه بارش ۲۴ ساعته ایستگاه‌ها توسط آزمون دامنه استیودنت[1] (RST) بررسی شد (۱۵).

آزمون روند

استفاده از سری‌های بلند مدت زمانی در تخمین PMP تنها زمانی مناسب خواهد بود که هیچ روند افزایشی یا کاهشی معنی‌داری در سری داده‌ها وجود نداشته باشد، بنابراین، برای برآورد بارش بیشینه محتمل باید روند داده‌های ایستگاه‌ها بررسی شود. از آزمون من-کندال برای تعیین روند استفاده شد.

$$\tau = \frac{4\sum n_i}{N(N-1)} - 1 \qquad (۱)$$

$$\sigma_\tau^2 = \frac{(4N+10)}{9N(N-1)} \qquad (۲)$$

که در آن‌ها τ آماره مورد نظر به‌صورت یک متغیر تصادفی و σ_τ^2 پراش آن، n_i مقادیر بیشتر از i امین مقدار و N تعداد داده‌ها است. نسبت τ/σ_τ نشان دهنده یک روند بین داده‌هاست، در صورتی که این نسبت $-۱/۹۶ \leq Z \leq ۱/۹۶$ باشد، نبود روند بین داده‌ها را در سطح اعتماد ۹۵ درصد نشان می‌دهد (۲۰).

روش هرشفیلد

در روش هرشفیلد بارندگی بیشینه محتمل با توجه به معادله عمومی تناوب، ارائه شده توسط چاو و همکاران (۲)، به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$x_t = \overline{x} + K\sigma_n \qquad (۳)$$

و مقدار K ضریب فراوانی است. اگر بیشینه بارش مشاهده شده x_L به‌جای x_t و K_m به‌جای K، (K_m مقدار انحراف معیاری است که باید به x_n و σ_n افزوده شود تا x_L به دست آید) نشان داده شود، رابطه شماره ۴ به‌صورت زیر درمی‌آید:

1- Range Studentized Test

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.29252/jwmr.8.16.213]

$$PMP = \overline{x} + K_m \quad (۴)$$

که در آن PMP، بارش بیشینه محتمل در سری زمانی هر ایستگاه، $\overline{x}$ و σ_n به ترتیب میانگین و انحراف معیار سری بیشینه بارندگی‌های سالانه می‌باشد. ثابت K_m بزرگ‌ترین مقدار محاسبه شده K برای تمامی ایستگاه‌های منطقه است. مقدار K از رابطه زیر به دست آید:

$$K = (x_L - x_{n-L})/\sigma_{n-L} \quad (۵)$$

که در آن x_L بیشینه بارندگی مشاهده شده در سری داده‌ها، x_{n-L} میانگین بارندگی‌های سالانه بدون احتساب بارندگی بیشینه، σ_{n-L} انحراف معیار بارندگی‌های سالانه بدون احتساب بارندگی بیشینه است. هرشفیلد دریافت که K به طور معکوس با متوسط بیشینه بارندگی‌های سالیانه در هر ایستگاه تغییر می‌کند. زیرا استفاده از ضریب ۱۵ برای محاسبه PMP صرف نظر از موقعیت ایستگاه‌هایی که میانگین بیشینه بارندگی‌های سالانه آن زیاد است می‌تواند منجر به تخمین بیشتر از اندازه PMP شود. بنابراین محاسبه ضریب فراوانی از طریق روش هرشفیلد توسعه یافته بر اساس داده‌های تاریخی به‌جای استفاده از ضریب ۱۵ تخمین بهتری را خواهد داد (۵).

آزمون همگنی منطقه

روش گشتاور خطی

قبل از محاسبه ضریب فراوانی و انتخاب بیشترین مقدار آن در ایستگاه‌های حوزه به‌عنوان مقدار پوش جهت محاسبه PMP، لازم است که بررسی همگنی ایستگاه‌های منطقه نسبت به یکدیگر صورت گیرد. در صورتی که منطقه همگن نباشد باید از طریق روش‌های موجود آن را به گروه‌های همگن تقسیم نمود و برای هر منطقه مقادیر PMP بر اساس K_m را جداگانه محاسبه کرد. به‌طوری‌که برای بررسی همگنی حوزه از نظر آب و هواشناسی و تولید بیشینه بارش، ابتدا فرض می‌شود که حوزه همگن است و سپس این فرض توسط این روش آزمون می‌شود. اگر تغییرپذیری ایستگاه‌ها یا فضای پراکنش ایستگاه‌ها در یک مجموعه انتخابی بزرگ باشد، احتمال تعلق این ایستگاه‌ها به این مجموعه واحد را می‌توان به‌وسیله آزمون همگنی گشتاورهای خطی بررسی کرد. برای محاسبه پراکنش نسبت‌های گشتاورهای خطی ناحیه‌ای اقدام به شبیه‌سازی داده‌های ناحیه‌ای معادل می‌شود. برای این منظور می‌بایست تابع توزیع مناسبی را در نظر گرفت و با استفاده از آمار واقعی ناحیه‌ای، پارامترهای یک تابع توزیع دو و یا سه پارامتری خاص، تابع چهار پارامتری کاپا برای اجرای شبیه‌سازی در نظر گرفته می‌شود (۱۱). پس از محاسبه پارامترهای تابع توزیع کاپا برای ناحیه مورد نظر، اقدام به شبیه‌سازی داده‌های منطقه‌ای معادل به روش مونت کارلو می‌شود. به این منظور در ایستگاه‌ها به تعداد طول دوره آماری آن ایستگاه، اعداد تصادفی (معمولاً به تعداد ۵۰۰ عدد) به‌عنوان مقادیر احتمال وقوع در بازه (۰،۱) در نظر گرفته شده و با استفاده از تابع چندک توزیع کاپا و پارامترهای برآورد شده آن در ناحیه مربوطه اقدام به برآورد آمار بیشینه بارندگی روزانه معادل می‌گردد. سپس ضرایب گشتاور خطی (ضریب تغییرات، ضریب چولگی و کشیدگی) مربوط به آمار برآورد شده محاسبه خواهد شد. پس از محاسبه این ضرایب با استفاده از آمار شبیه‌سازی شده در تمامی ایستگاه‌های واقع در ناحیه مفروض، مقادیر پارامترهای آماره آزمون همگنی به دست می‌آید. برای مقادیر واقعی بیشینه بارش ثبت شده ایستگاه‌های حوزه محاسبه می‌کنیم. با به دست آوردن این سه پارامتر آماره آزمون همگنی (H_i) قابل محاسبه است، که هر یک دارای شکل عمومی زیر است.

$$H_i = \frac{(V_{obs} - \mu_v)}{\delta_v} \quad (۶)$$

که در این رابطه μ_v و σ_v به ترتیب میانگین و انحراف معیار مقادیر شبیه‌سازی شده (تولید شده از توزیع کاپا) و پارامتر V_{obs} را با استفاده از داده‌های هر حوزه محاسبه نمود که به هر یک از آماره‌های H_i (به ترتیب H_1، H_2 و H_3)، به‌صورت زیر تعریف می‌شود (۱۰).

تابع تجمعی توزیع کاپا به‌صورت زیر است:

$$F(x) = \left\{1 - h[1 - k(x - \xi)/\alpha\,]^{\frac{1}{k}}\right\}^{\frac{1}{h}} \quad (۷)$$

که در آن h, k, ξ, α پارامترهای توزیع کاپا، x مقدار واقعه و $F(x)$ تابع تجمعی توزیع است که مقدار تابع به‌صورت زیر است:

$$x(F) = \xi + \frac{\alpha}{k}\left[1 - \left(\frac{1-F^h}{h}\right)^k\right] \quad (۸)$$

برای محاسبه پارامترهای توزیع کاپا، از معادلات ارائه شده توسط هوسکینگ استفاده می‌شود (۱۰). درنهایت با استفاده از محاسبه پارامترهای توزیع کاپای حوزه و با به دست آوردن مقادیر میانگین و انحراف معیار مقادیر شبیه‌سازی شده داده‌های منطقه معادل، آماره آزمون همگنی از معادله ۶ قابل محاسبه است. برنامه کلیه مراحل مذکور در محیط نرم‌افزار tlab نوشته شده است.

آزمون نکویی برازش

جهت تعیین بهترین تابع توزیع منطقه‌ای برای شبیه‌سازی پارامترهای همگنی منطقه از آزمون نکویی برازش استفاده شد. آماره نکویی برازش Z^{Dist} به شکل زیر تعریف می‌شود.

$$Z^{Dist} = \frac{\overline{t_4} - \tau_4{}^{Dist}}{\sigma_4} \quad (۹)$$

که در رابطه بالا $\overline{t_4}$ متوسط منطقه‌ای ضریب کشیدگی خطی، t_4^{Dist} ضریب کشیدگی خطی توزیع برازش داده شده به داده‌ها و σ_4 انحراف معیار ضریب کشیدگی خطی برازش داده شده است. جهت انتخاب بهترین تابع توزیع منطقه‌ای، گشتاورهای توزیع‌های مختلف با گشتاورهای متوسط نمونه‌ای مورد مقایسه قرار گرفت. تابع توزیعی که در آن $|Z^{Dist}| \leq ۱/۶۴$ می‌تواند به‌عنوان توزیع منطقه‌ای انتخاب شود. در مواردی که بیش از یک توزیع شرایط ذکر شده را داشته باشد در این صورت توزیعی که کمترین مقدار (Z^{Dist}) را داشته باشد به‌عنوان بهترین توزیع منطقه‌ای انتخاب خواهد شد.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.29252/jwmr.8.16.213]

نتایج و بحث

آزمون مشاهده استثنایی

بررسی داده‌های بارندگی بیشینه سالانه با استفاده از آزمون RST در سطح اطمینان ۹۵ نشان داد رخداد استثنایی در این سری از داده‌ها وجود ندارد. بنابراین، برآورد بارش بیشینه محتمل تحت تأثیر مشاهده استثنایی نیست.

آزمون روند

نتایج آزمون روند ایستگاه‌های منطقه نشان داد که داده‌های حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته در سه ایستگاه آبدهگاه، شاه مختار و یاسوج داری روند کاهشی معنی‌داری بودند، بنابراین برپایه پیشنهاد شفیعی و قهرمان (۱۶) داده‌های این سه ایستگاه در محاسبات وارد نشد (جدول ۲).

جدول ۲- آماره‌های آزمون روند من-کندال ایستگاه‌های منطقه

Table 2. Statistics of Mann-kendall trend tests of study region stations

شماره ایستگاه	τ/σ_τ	شماره ایستگاه	τ/σ_τ	شماره ایستگاه	τ/σ_τ
۱	-۲/۲۰۴*	۱۲	۰/۱۳۶	۲۳	۱/۳۹۲
۲	-۰/۸۴۰	۱۳	۱/۲۲۸	۲۴	۱/۰۲۳
۳	-۰/۸۱۵	۱۴	۰/۴۵۴	۲۵	۰/۸۹۴
۴	-۰/۰۷۷	۱۵	۰/۷۵۴	۲۶	۰/۲۹۸
۵	-۰/۷۳۷	۱۶	۰/۹۵۰	۲۷	-۰/۸۴۰
۶	-۰/۶۶۰	۱۷	-۰/۸۳۰	۲۸	-۰/۴۵۴
۷	۱/۱۵۹	۱۸	-۰/۶۵۸	۲۹	۱/۶۲۲
۸	۰/۷۵۰	۱۹	۰	۳۰	-۰/۱۳۱
۹	-۰/۰۶۸	۲۰	-۰/۴۲	۳۱	-۲/۵۲۸*
۱۰	-۰/۱۳۶	۲۱	۱/۵۶۲		
۱۱	-۰/۱۷۴	۲۲	-۲/۴۱۶*		

ایستگاه‌هایی که با علامت * مشخص شده‌اند در سطح اطمینان ۹۵ دارای روند می‌باشند.

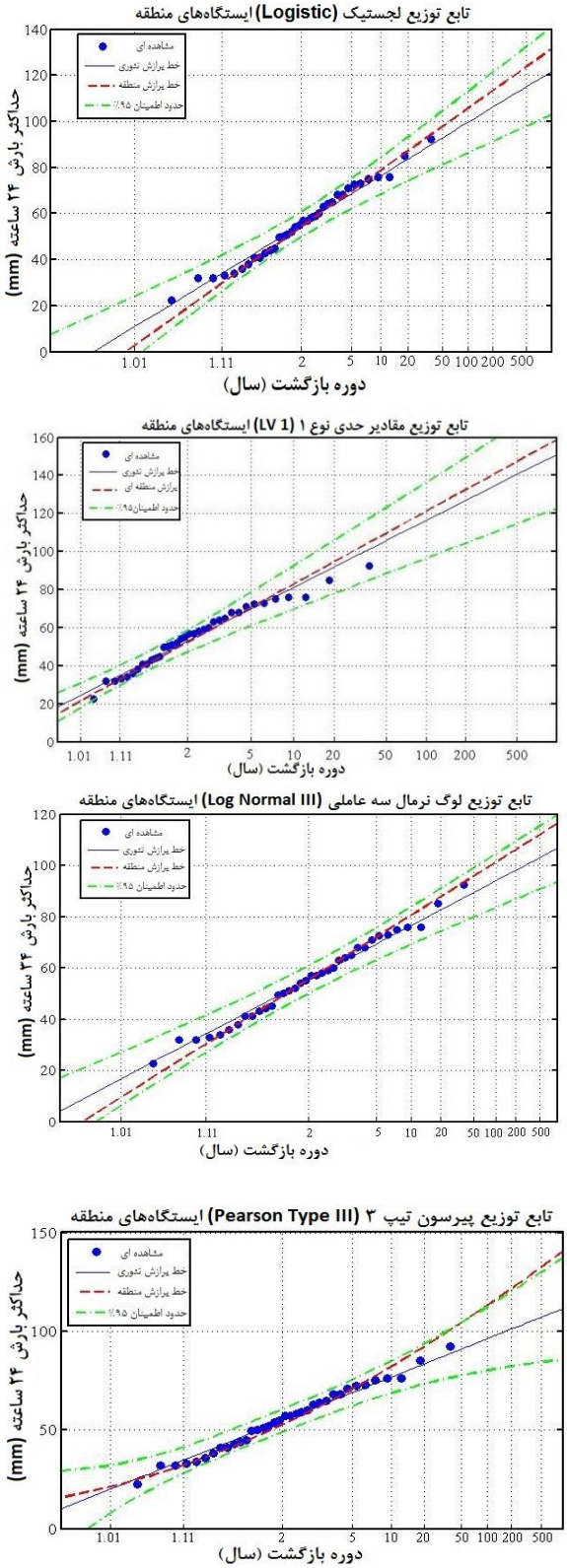
آزمون همگنی منطقه

روش گشتاور خطی

برای اجرای آزمون همگنی منطقه نیاز به پارامترهای تابع کاپای منطقه است. در این صورت ابتدا بهترین توزیع احتمالاتی برای محاسبه و شبیه‌سازی مربوط به گشتاور خطی تعیین شد، سپس نتایج گشتاورهای خطی وزن‌دار احتمالی آمار بی‌بعد منطقه محاسبه و اقدام به برآورد مقادیر چهار پارامتر توزیع کاپای منطقه شد. جدول ۲ یافته‌های آزمون نکویی برازش بهترین تابع توزیع آماری منطقه نشان می‌دهد (شکل ۲). یافته‌های این آزمون نشان داد که توزیع لوگ نرمال سه عاملی برازش خوبی برای داده‌های بارش بیشینه ۲۴ ساعته دارد. بنابراین از این توزیع برای شبیه‌سازی آماره‌های همگنی استفاده شد. مقادیر عامل‌های توزیع کاپای منطقه شامل α، ξ، k و h نیز به ترتیب ۰/۸۹۴، ۰/۳۰۳، ۰/۰۴۹ و ۰/۰۶۷- به دست آمد، و سرانجام آماره همگنی (H_1)، ۱/۶۱- محاسبه شد. این یافته نشان می‌دهد منطقه تقریبا ناهمگن است. اگر H_i به اندازه کافی بزرگ باشد، منطقه ناهمگن خواهد بود. در این مورد هوسینگ و والیس (۱۱) پیشنهاد کرد که یک منطقه وقتی می‌تواند منطقه همگن قابل‌قبول باشد اگر$H_1<1$ و می‌تواند منطقه نسبتاً ناهمگن باشد اگر $1 \leq H_1<2$ و به‌عنوان منطقه مشخصاً ناهمگن خواهد بود اگر $H_1 >2$ باشد. با توجه به مقادیر H_i و تعریف همگنی می‌توان دریافت که آماره H_1 برای منطقه بیشتر از یک بوده، بنابراین منطقه مورد نظر نسبتاً ناهمگن است و یا به عبارتی پراکنش ایستگاه‌ها حول میانگین نسبتاً پذیرفتنی است. لذا با توجه به اینکه ضریب تغییرات ایستگاه‌های منطقه با همدیگر اختلاف زیادی ندارد (جدول ۴) با اطمینان می‌توان مقدار ضریب فراوانی و سپس برآورد بارش بیشینه محتمل را برای منطقه انجام داد.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.29252/jwmr.8.16.213]



شکل ۲- توابع توزیع چگالی تجمعی برازش داده شده به سری‌های زمانی بارش بیشینه ۲۴ ساعته در منطقه

Figure 2. Cumulative distribution density functions fitted to maximum 24 hours rainfall chronology series of the region

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.29252/jwmr.8.16.213]

جدول ۳- آزمون نکویی برازش جهت انتخاب بهترین تابع توزیع برای ایستگاه‌های منطقه‌ای

Table 3. Goodness of fit test for selecting the best distribution function estimation for region stations

منطقه	تابع توزیع منطقه				
	توزیع مقادیر حدی نوع ۱	لجستیک	لوگ نرمال سه پارامتره	پیرسون نوع سه	پارتوی تعمیم یافته
Z^{Dist}	۲/۵۷	-۰/۴۸	-۰/۴۲*	-۰/۹۴	-۶/۷۷

*: نشان‌دهنده توزیع منطقه‌ای قابل‌قبول

برآورد بارش بیشینه محتمل ۲۴ ساعته

نتایج به دست آمده از آزمون همگنی منطقه از طریق روش گشتاور خطی نشان داد که منطقه نسبتاً ناهمگن است، در این صورت می‌توان از یک ضریب فراوانی برای منطقه استفاده کرد. با توجه به نتیجه به دست آمده از آزمون من-کندال از بین ۳۱ ایستگاه برگزیده، ۳ ایستگاه دارای روند بودند که از ادامه محاسبات کنار گذاشته شدند (جدول ۲). لذا ضریب‌های فراوانی $\sigma_{n-L}, x_{n-L}, \overline{x}, x_L$ و ضریب تغییرات ($CV = \sigma_n/\overline{x}$) برای هر ایستگاه محاسبه شد (جدول ۴). از آنجا که برای محاسبه PMP_{24} نیاز به بیشترین ضریب فراوانی است، بنابراین ۴/۴۵ که بالاترین ضریب منطقه بود در محاسبات منظور شد. استفاده از بیشینه ضریب فراوانی K_m= ۴/۴۵ برای کل ایستگاه‌های منطقه جهت برآورد بارش بیشینه محتمل ۲۴ ساعته معقول‌تر می‌باشد (۱۲،۱۷). این برآورد با نتایج بدست آمده در منطقه مرطوب در مالزی (۵)، منطقه خشک حوزه اترک (۴) و حوزه آبخیز قره قوم (۱۶) در ایران همخوانی دارد. همچنین از ضریب تعدیل پیشنهادی سازمان جهانی هواشناسی، ۱/۱۳، برای تبدیل بارش بیشینه محتمل یک روزه به بیشینه بارش محتمل ۲۴ ساعته استفاده شد (۲۰). یافته‌های بارش بیشینه ۲۴ ساعته محتمل منطقه، و نسبت PMP_{24} به بیشینه مشاهده شده هر ایستگاه در جدول ۴ آورده شده است.

جدول ۴- نتایج محاسبه بارش بیشینه محتمل ۲۴ ساعته ایستگاه‌های منطقه

Table 4. Calculated probability of maximum 24-hours intense precipitation of study region stations

شماره ایستگاه	$Max_{PMP_{24}}$	$\overline{x}$	σ	$CV\%$	K_m	$PMP(mm)$	$x_L/_{PMP_{24}}$
۲	۹۲/۵	۵۵/۳	۱۶/۹	۳۰/۵	۲/۴۶	۱۴۷/۳	۱/۶
۳	۱۴۰	۶۱/۲	۲۸/۴	۴۶/۴	۳/۲۵	۲۱۱/۹	۱/۵
۴	۱۲۰	۷۲/۵	۲۳/۸	۳۲/۹	۲/۱۵	۲۰۱/۸	۱/۷
۵	۱۰۵	۷۳/۳	۱۹/۷	۲۶/۹	۱/۶۸	۱۸۲/۱	۱/۷
۶	۱۷۰	۹۴/۶	۳۲/۷	۳۴/۵	۲/۵۶	۲۷۱/۲	۱/۶
۷	۲۲۰	۱۱۰	۴۱/۷	۳۷/۹	۳/۳۰	۳۳۳/۹	۱/۵
۸	۱۳۳	۵۸/۴	۲۴/۶	۴۲/۲	۴/۲۱	۱۸۹/۷	۱/۴
۹	۱۳۲	۷۸/۶	۲۷/۸	۳۱/۷	۱/۷۱	۲۲۸/۵	۱/۷
۱۰	۱۱۵	۶۵/۷	۱۹/۸	۳۰/۲	۳/۰۱	۱۷۴/۱	۱/۵
۱۱	۱۳۱	۷۳/۲	۲۵/۹	۳۵/۴	۲/۶۹	۲۱۲/۸	۱/۶
۱۲	۱۵۰	۹۸/۸	۳۷	۳۷/۵	۱/۴۵	۲۹۷/۸	۲
۱۳	۱۲۷	۵۷/۲	۲۶/۴	۴۶/۲	۳/۳۱	۱۹۷/۵	۱/۶
۱۴	۱۶۰	۹۱/۱	۲۹/۹	۳۲/۸	۲/۵۸	۲۵۳/۳	۱/۶
۱۵	۱۰۰	۶۱/۳	۲۱/۸	۳۵/۶	۱/۸۷	۱۷۸/۹	۱/۸
۱۶	۱۲۵	۷۶/۲	۲۶/۹	۳۵/۳	۱/۹۸	۲۲۱/۱	۱/۸
۱۷	۲۵۵	۱۱۴/۹	۴۱/۸	۳۶/۴	۴/۱۵	۳۴۰/۱	۱/۳
۱۸	۱۱۰	۸۱/۳	۲۰/۵	۲۵/۲	۱/۵۲	۱۹۴/۹	۱/۸
۱۹	۱۲۲	۷۴/۸	۲۶	۳۴/۷	۲/۰۳	۲۱۵/۱	۱/۸
۲۰	۱۲۹	۶۸/۳	۲۲/۲	۳۲/۵	۳/۱۹	۱۸۸/۶	۱/۵
۲۱	۱۰۰	۵۵/۴	۲۰/۸	۳۷/۶	۲/۳۳	۱۶۷/۱	۱/۷
۲۳	۲۰۸	۸۹/۳	۳۵/۱	۳۹/۳	۴/۴۵	۳۷۷/۴	۱/۳
۲۴	۱۴۰	۷۹/۶	۲۶/۲	۳۲/۹	۲/۷۱	۲۲۱/۷	۱/۶
۲۵	۱۲۲	۸۴/۵	۲۶/۴	۳۱/۲	۱/۵۶	۲۲۸/۱	۱/۹
۲۶	۱۳۸/۵	۸۶/۲	۲۸/۶	۳۳/۱	۲/۱۸	۲۴۱	۱/۷
۲۷	۱۰۴	۵۷/۴	۲۱/۱	۳۶/۷	۲/۳۲	۱۷۰/۸	۱/۶
۲۸	۱۲۱	۶۵/۷	۲۰/۸	۳۱/۷	۳/۱۱	۱۷۸/۹	۱/۵
۲۹	۲۱۰	۱۱۰/۱	۴۲/۷	۳۸/۸	۲/۴۰	۳۳۸/۹	۱/۶
۳۰	۸۵	۵۶/۸	۱۷/۴	۳۰/۷	۱/۸۲	۱۵۱/۸	۱/۸
میانگین							۱/۶

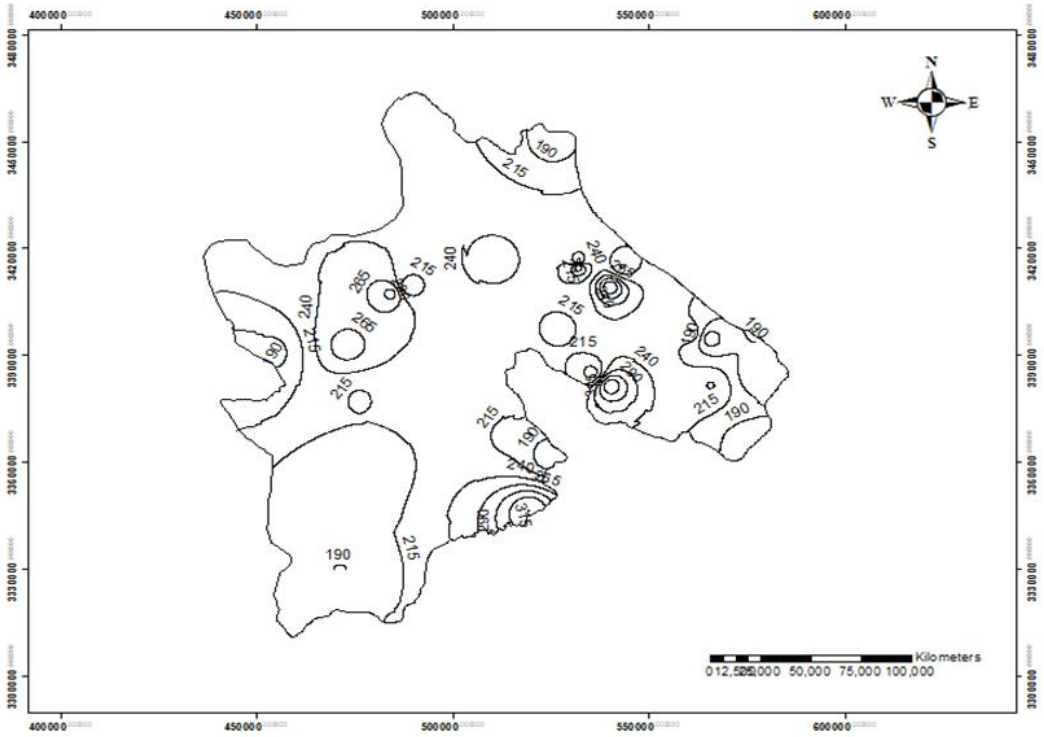
تحلیل مکانی PMP_{24} در سطح منطقه

یافته‌های پراکنش مکانی نشان داد که بین مقدار PMP_{24} و ارتفاع ایستگاه‌ها همبستگی‌ای وجود ندارد. برای صحت‌سنجی بارش‌های بیشینه برآوردی هر ایستگاه از ضریب تغییرات ایستگاه‌های پیرامون استفاده شد. برای این صحت‌سنجی ضرایب تغییرات (CV) ایستگاه‌ها بر روی نقشه منطقه وارد شد تا تفاوت‌ها شناسایی شود. این بررسی برای کاهش خطای درونی ایجاد شده توسط ضریب تغییرات ضروری است (۴). در صورتی که نیاز به اصلاح ضریب تغییرات باشد، مقدار آن با متوسط حدود ضریب تغییرات منطقه اصلاح می‌شود (۱۶) بنابراین نتیجه گرفته می‌شود که ضریب تغییرات ایستگاه‌های منطقه از لحاظ مکانی با یکدیگر

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.29252/jwmr.8.16.213]

همبستگی دارند و اختلافی بین ضریب تغییرات ایستگاه‌های مجاور دیده نمی‌شود. در نتیجه از طریق درونیابی به روش IDW مدل رقومی بیشینه بارش ۲۴ ساعته تهیه شد (۸ و ۱۲). سپس منحنی‌های هم بارش بیشینه محتمل ۲۴ ساعته منطقه به فواصل ۲۵ میلیمتر رسم شد (شکل ۳). همانطور که دیده می‌شود مقادیر هم‌بارش از ۱۹۰ تا ۳۳۰ میلیمتر در سطح منطقه تغییر می‌کند که بیشترین مقدار PMP_{24} مربوط به نواحی شرقی منطقه است. خلجی پیربلوطی و سپاسخواه (۱۳) با تعمیم مقادیر PMP_{24} بدست آمده به روش همدیدی با استفاده از اصلاح ضریب رطوبتی بت لاهمی، متوسط PMP_{24} نواحی جنوبی و جنوب غربی ایران را معادل ۲۶۰ میلیمتر برآورکرند، که با یافته‌های این پژوهش همخوانی دارد.



شکل ۳- منحنی‌های هم‌بارش بیشینه محتمل ۲۴ ساعته منطقه
Figure 3. Isohyetal lines of probable maximum 24-hours intense precipitation

روش هرشفیلد در برآورد بارش بیشینه محتمل ۲۴ ساعته ناکارآمد است، به‌همین دلیل بایستی از راهکارهای دیگر برای این برآورد استفاده کرد. از آنجایی که روش هرشفیلد برآورد بالایی از PMP_{24} دارد، در این صورت برآورد ضریب فراوانی معقول برای کلیه ایستگاه‌ها منطقه از طریق روش‌های آماری ضروری است. بنابراین استفاده از روش‌های آماری مناسب که بتواند برآورد درست‌تری از بارش بیشینه محتمل ۲۴ ساعته فراهم کند ضروری است. برای این منظور باید منطقه از لحاظ همگنی مورد بررسی قرار گیرد. برای بررسی همگنی منطقه از روش گشتاور خطی استفاده شد. روش گشتاور خطی از طریق شبیه‌سازی آماره‌های همگنی توسط انتخاب بهترین توزیع آماری برای ایستگاه‌های یکنواخت (بی‌روند) برای منطقه صورت گرفت. آزمون همگنی منطقه نشان داد که منطقه نسبتاً ناهمگن است، و می‌توان از بیشترین ضریب فراوانی ایستگاه‌های منطقه برای برآورد بارش بیشینه محتمل ۲۴ ساعته کلیه ایستگاه‌ها استفاده کرد. برای این منطقه ضریب فراوانی ۴/۴۵ به دست آمد. آزمون نکویی برازش برای انتخاب بهترین تابع توزیع، و همگنی منطقه توسط آزمون گشتاور خطی از مزیت این پژوهش می‌باشد.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.29252/jwmr.8.16.213]

منابع

1. Casas, M.C., R. Rodrıguez, R. Nieto and A. Redano. 2008. The estimation of probable maximum precipitation the case of Catalonia, trends and directions in climate research. Annals of the New York Academy of Sciences, 1146: 291–302.
2. Chow, V.T., D.R. Maidment and L.W. Mays. 1988. Applied Hydrology. McGraw-Hill, New York, U.S.A.
3. Daniela, R., S. Zbynek and K. Vit. 2005. Estimation of probable maximum precipitation over the catchments in the Czech Republic. Atmospheric Research, 77: 707-721.
4. Desa, M.A.B and P.R. Rakhecha. 2007. Probable maximum precipitation for 24-hr duration over an equatorial region: part 2-Johor, Malaysin. Atmospheric Research. 84: 84-90.
5. Desa, M.M.N., A.B. Noriah and P.R. Rakhecha. 2001. Probable maximum precipitation for 24-hr duration over Southeast Asian monsoon region-selangor, Malaysin. Atmospheric Research, 58: 41-54.
6. Fattahi, E., A.M. Noorian and K. Noohi. 2011. Comparison of physical and statistical methods for estimating probable maximum precipitation in southwestern basins of Iran. Desert, 15: 127-132.
7. Ghahraman, B. 2008. The estimation of one day duration probable precipitation over Atrak watershed in Iran. Journal of Scienes & Technology, 32: 175-179.
8. Hartkamp, A.D., K.D.N. Stein and J.W. White. 1999. Interpolation Technique's for climate Variables Res. Rep. NRG-GIS Series 99-01. Mexico, D.F.: CIMMYT.
9. Hershfield, D.M. 1965. Method for estimating probable maximum Percipitation. J. Am. Water Works Assoc, 57: 965-972.
10. Hosking, J.R.M. 1994. The Four-Parameter Kappa distribution. IBM Journal of Research and Development, 38: 251-258.
11. Hosking, J.R.M. and J.R. Wallis. 1997. Regional on L-Moments Cambridge University Press, New York, USA.
12. Hutchinson, M.F. 1991. The application of thin plate smoothing splines to continent-wide data assimilation. Melbourne: Bureau of Meteorology. In: Data Assimilation Systems, edited by J. D. Jasper, BMRC Research Report, 27: 104-113.
13. Khalaji Pirbalouty, M. and A. Sepaskhah. 2002. Estimating and Mapping 24-h Probable Maximum Precipitation by Statistical Methods as Compared to Synoptic Method for Iran. JWSS - Isfahan University of Technology, 6(1): 1-11 (In Persian).
14. Noori Gheidari, M.H. and A.R. Telvari. 2015. Estimating the Probable Maximum Precipitation in the Bakhtiari Dam Basin Using the Statistical and Synoptical Methods. Journal of Civil Engineering, 27(1): 189-198.
15. Rosner, B. 1975. On the detection of many outliers. Techno metrics, 17: 221-227.
16. Shafiei, M. and B. Ghahraman. 2009. Spatial distribution of Probable maximum precipitation for 24 h duration over Ghareh Ghum watershed. Iranian Journal of irrigation and drainage, 2(3): 50-59 (In Persian).
17. Soleimani Sardou, F., A. Salagegh, M. Sanjari and A. Azare. 2015. Application of linear moment methods for Hershfild method (case study Halilrud watershed). Journal of Range and Watershed Management, 68(1): 95-108.
18. Tajbakhsh, M. and B. Ghahraman. 2009. Estimation of 24-h probable maximum precipitation by using different statistical approaches for north-east of Iran. Journal of Water and Soil Conservation, 16(1): 123-141 (In Persian).
19. Torke Herchgani, M. 2014. Statistical estimation of 24-h probable maximum precipitation using correction of Hirschfild coefficient (cace study for Chaharmahal and Bakhtyari Province). Journal of Meteorological Organization, 38(85): 11-16.
20. World Metrological organization Estimates of maximum floods. 1969. WMO tech Note, No. 98, 208 pp.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.29252/jwmr.8.16.213]

Estimation of Maximum Possible 24-Hour Precipitation using Local spatial Variations in Southern Kohgiluyeh-e-Boyerahmad Watersheds

Mostafa Gorji[1], Mahmoud Raeani Sarjaz[2] and Ramin Fazloula[3]

1- Graduated M.Sc. Student, Department of Water Engineering, Sari Agriculture Sciences and Natural Resources University (Corresponding author: m.gorji67@gmail.com)
2- Professor and Associate Professor, Department of Water Engineering, Sari Agriculture Sciences and Natural Resources University
Received: December 25, 2014 Accepted: June 22, 2015

Abstract

To design water constructs, such as spillways, canals and many other water structures one needs to estimate probable maximum precipitation (PMP). Since climate variability and spatial variations affect PMP estimation selection of proper statistical method, which provides better estimation is important. Based on general frequency equation, Hirschfield method has been proposed for this purpose, but it overestimation makes it unfavourable. Therefore, the aim of this research is to estimate PMP24 of Kohgiluyeh-e-Boyerahmad region using frequency factor. The PMP trend was calculated using long term meteorological data. Data of 3 out of 31 stations showed trends, which were omitted from further processing The simulated statistics of the 28 selected stations shows that the 3-factor log-normal is the best model to fit the data. The homogeneity factor (H1) is -1.61, which shows a slight non-homogeneity in the region. Therefore, the biggest frequency coefficient could be used to estimate PMP24 in all stations, which were 4.45. Using these criteria the calculated PMP of all stations were used to draw isohyet and reveal special rainfall distribution.

Keywords: Frequency coefficient, Hirschfield, Mann-Kendall, Isohyet, PMP24

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-08]

[DOI: 10.29252/jwmr.8.16.213]