Archive of SID

Iranian Journal of Irrigation and drainage
No. 2, Vol. 3, fall 2009, p. 50-59

مجله آبیاری و زهکشی ایران
شماره ۲، جلد۳، پاییز ۱۳۸۸، ص. ۵۹-۵۰

بررسی تغییرات مکانی حداکثر بارش محتمل ۲٤ ساعته در حوضه آبریز قره‌قوم

مجتبی شفیعی، بیژن قهرمان*[۱]

چکیده

یکی از بزرگترین مشکلات در هیدرومتئورولوژی تخمین مقدار معقول حداکثر بارش محتمل (PMP) برای دوره های مختلف است که انتظار می‌رود در یک نقطه و یا در یک محدوده اتفاق افتد. هرشفیلد یک روش آماری برای برآورد PMP بر اساس معادله عمومی تناوب ارائه کرده است. بررسی‌های متعددی بر روی ضریب فراوانی این روش صورت گرفته است ولی هنوز هم منجر به برآوردهای بالایی از PMP می‌شود. این مقاله ضریب فراوانی روش هرشفیلد را بر اساس آمار محلّی حوضه آبریز قره‌قوم با مساحت۴۴۴۹۱ کیلومترمربع تحلیل کرده است. روش گشتاورهای خطی همگنی ۵۷ ایستگاه باران‌سنجی حوضه را تائید کرد. بر این اساس ضریب فراوانی رابطه هرشفیلد برابر ۷/۶۳ بدست آمد که با تحقیقات مشابه در حوضه اترک و همچنین کشور مالزی هماهنگی دارد. سپس حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته در ایستگاه‌های حوضه محاسبه و مورد بررسی قرار گرفت. در نهایت منحنی‌های هم مقدار حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته حوضه جهت نشان دادن توزیع مکانی آن در حوضه مذکور ترسیم گردید.

واژه‌های کلیدی: حداکثر بارش محتمل، ضریب فراوانی، گشتاورهای خطی، حوضه قره‌قوم

مقدمه

در بررسی پدیده‌های هیدرولوژی این سوال پیش می‌آید که PMF یا حداکثر سیل محتمل (Probable Maximum Flood) چه شدتی خواهد داشت؟ بررسی ها نشان می دهد که مقدار حداکثر سیل محتمل بی نهایت است، زیرا با کاهش احتمال وقوع، بر شدت واقعه افزوده می شود. و هنگامی که احتمال وقوع سیل به سمت صفر میل کند، شدت آن به سمت بی‌نهایت میل خواهد کرد. حداکثر سیل محتمل به سیلی گفته می شود که اگر تمام عوامل فیزیکی، هیدرولوژی و هواشناسی دست به دست هم بدهند در یک منطقه امکان وقوع آن وجود داشته باشد. برخی از سازه های بزرگ که ریسکی برای خراب شدن آنها نمی توان پذیرفت براساس PMF طراحی می شوند. از آنجایی که سیل محصول مستقیم بارش است، می‌توان پذیرفت که محدودیت‌های فیزیکی سبب تثبیت شدت بارش، و در نتیجه سیلاب خواهد شد. به عبارت دیگر می توان ادعا کرد که شدت بارش دارای یک حد نهایی نظری است، که به PMP یا حداکثر بارش محتمل (Probable Maximum Precipitation) معروف می‌باشد. حداکثر بارش محتمل برابر بیشترین ارتفاع بارش است که امکان ریزش آن از نظر فیزیکی در یک محدوده جغرافیایی و در یک زمان معین از سال منطقی باشد (Chow, et al., 1988). 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 (سینوپتیکی) و آماری برآورد می شود. در روش اول نیاز به اطلاعات هواشناسی از توده های هوای بالای جو مانند رطوبت نسبی، دما، نقطه شبنم و غیره می باشد. استفاده از این روش به علت نقص اطلاعات مورد نیاز در نقاط مختلف چندان آسان نیست. در روش آماری برای محاسبه PMP از بارندگی حداکثر یک روزه مشاهده‌ای ایستگاه باران‌سنجی استفاده می شود. مبتکر این روش هرشفیلد است. نامبرده در سال ۱۹۶۵روش برآورد PMP را به روش آماری ارائه داده است. این پژوهشگر ۲۶۰۰ ایستگاه باران سنجی را انتخاب و بارندگی حداکثر ۲۴ ساعته مشاهده‌ای سالانه آنها را برای تحلیل به کار برد. او دریافت که اگر ۱۵ برابر انحراف معیار داده‌های مشاهده‌ای هر ایستگاه را به میانگین آنها اضافه کند، حاصل می تواند برآوردی از PMP با تداوم یک روز این ایستگاه باشد. در واقع عدد ۱۵ کران بالایی برای عامل فراوانی است (شفیعی و همکاران، ۱۳۸۷). دسا و همکاران (Desa, et al., 2001) برای محاسبه حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته در حوضه‌هایی مرطوب در مالزی، ضریب فراوانی (K_K) را برای هر ایستگاه با توجه به بارندگی حداکثر یک روزه مشاهده‌ای سالانه آنها به طور جداگانه محاسبه کردند، و حداکثر مقدار آن را به عنوان K_m برای محاسبه حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته (PMP_{24}) در حوضه‌های مذکور بکار گرفتند و نتیجه گرفتند که K_m روش

۱- به ترتیب دانشجوی دکتری و دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
(* - نویسنده مسئول: (Email: bijangh@um.ac.ir

www.SID.ir

Archive of SID

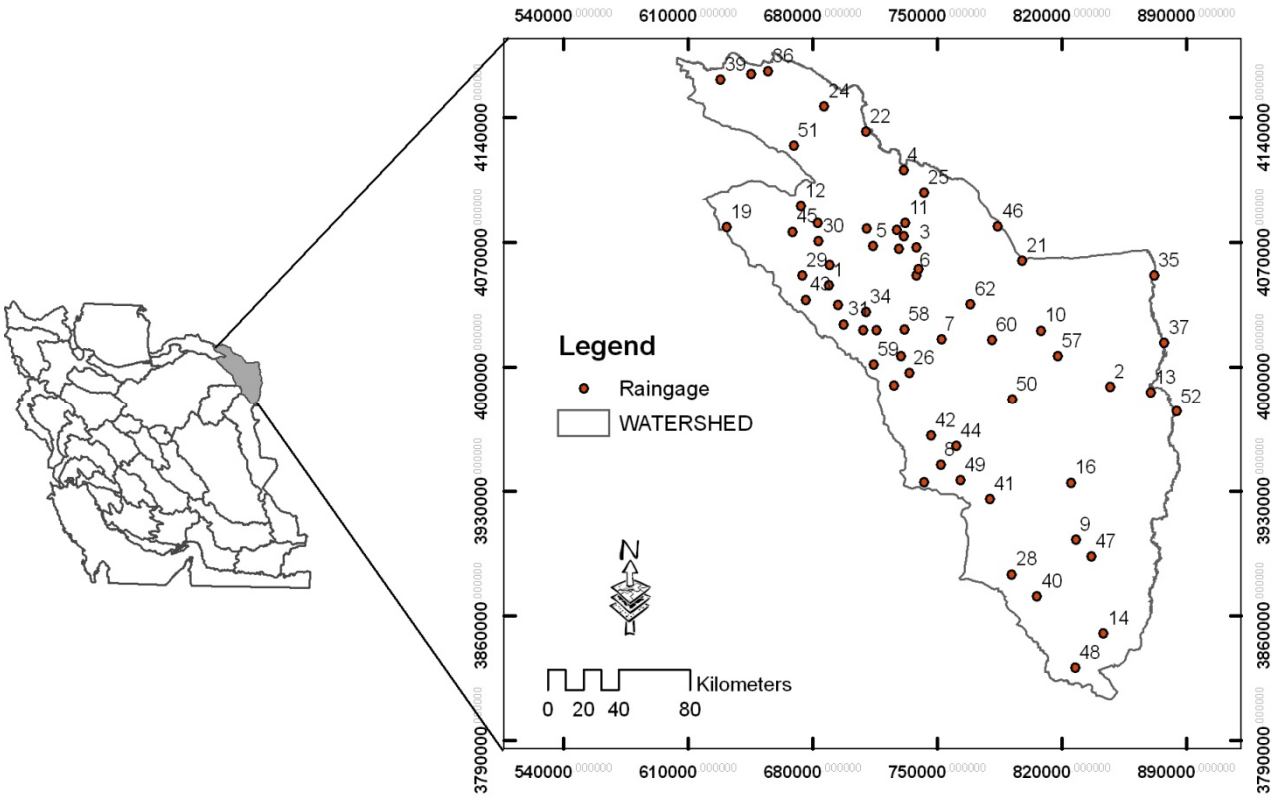
هرشفیلد برای حوضه بسیار زیاد است و استفاده از مقادیر K_m براساس محاسبه در ایستگاه‌های موجود در حوضه برآورد معقول تری از PMP_{24} نسبت به روش هرشفیلد می دهد. همچنین Ghahrama (2007) در حوضه خشک اترک نیز به نتایج مشابهی رسید.

به نظر می‌رسد که انتخاب یک مقدار برای حداکثر ضریب فراوانی (K_m) در یک منطقه منوط به همگن بودن ایستگاه‌های واقع در آن منطقه می‌باشد، در حالی که در موارد مطالعات ذکر شده به این نکته توجه نشده است. در صورتی که یک منطقه همگن نباشد انتخاب یک مقدار K_m جهت برآورد محاسبه حداکثر بارش محتمل صحیح نخواهد بود، زیرا رفتار باران‌ها در نواحی غیرهمگن متفاوت است و همچنین هرشفیلد در مطالعات بعدی خود ذکر کرده است که مقدار ضریب فراوانی ثابت ۱۵ را نمی‌توان در تمام مناطق به طور یکسان به کار برد (WMO, 1969). این امر خود نشان دهنده این است که ضریب فراوانی به همگن بودن ایستگاه‌ها در اقلیم بستگی دارد. هدف از این مقاله محاسبه K_m مناسب جهت برآورد PMP_{24} در حوضه آبریز قره‌قوم، ضمن بررسی همگنی حوضه توسط آزمون گشتاورهای خطی می‌باشد. در نهایت منحنی‌های هم مقدار حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته حوضه جهت نشان دادن توزیع مکانی آن در حوضه قره‌قوم نیز ترسیم شده‌اند.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز قره‌قوم یکی از ۳۸ حوضه بزرگ کشور است که تماماً در استان خراسان رضوی واقع شده است. مساحت کل حوضه برابر ۴۴۴۹۱ کیلومتر مربع است. حوضه مذکور در برگیرنده دو رودخانه اصلی بوده به طوری که زهکشی حوضه در قسمت مرکزی به وسیله رودخانه کشف‌رود انجام می‌گیرد و در حاشیه جنوب–جنوب شرقی هم رودخانه جام‌رود زهکشی حوضه را عهده‌دار بوده و به رودخانه کشف-رود می‌ریزد، همچنین دشت مشهد به عنوان مهم‌ترین مرکز اجتماعی–سیاسی در این حوضه واقع شده است. این حوضه از سمت شمال و شمال غرب هم مرز با ترکمنستان و از سمت شرق با افغانستان هم مرز می‌باشد. مهم‌ترین رشته کوه‌های حوضه هزارمسجد از سمت شمال و شمال غربی و بینالود در غرب است (شکل۱). جهت مطالعه حداکثر بارش محتمل در این حوضه با بررسی ۷۸ ایستگاه هواشناسی موجود در حوضه تعداد ۶۲ ایستگاه که ۶۰ ایستگاه باران‌سنجی و ۲ ایستگاه سینوپتیک دارای آمار کامل و بدون نقص و با دوره آماری حداقل ۱۲ سال بودند انتخاب شدند. در شکل شماره۱ موقعیت و پراکندگی ایستگاه‌ها و در جدول شماره ۱ اطلاعات آنها نشان داده شده است.



(شکل ۱)- موقعیت حوضه آبریز قره‌قوم و پراکندگی ایستگاه‌ها

www.SID.ir

Archive of SID

(جدول ۱)- مشخصات ایستگاه‌های حوضه

شماره ایستگاه	نام ایستگاه	طول دوره (سال)	ارتفاع (متر)	شماره ایستگاه	نام ایستگاه	طول دوره (سال)	ارتفاع (متر)
۱	آبقد	۲۴	۱۳۸۰	۳۲	سد طرق	۱۵	۱۲۴۰
۲	آق دربند	۳۰	۶۸۰	۳۳	سد کارده	۱۳	۱۳۰۰
۳	آل	۱۵	۱۴۷۵	۳۴	سر آسیاب	۲۵	۱۲۷۰
۴	ارچنگان	۱۲	۷۳۹	۳۵	سرخس	۳۳	۲۷۵
۵	ارداک	۳۰	۱۳۱۰	۳۶	سنگ سوراخ	۱۹	۹۰۰
۶	اندرخ	۳۳	۱۱۲۰	۳۷	سنگر	۳۲	۳۵۰
۷	اولنگ اسدی	۳۳	۹۰۰	۳۸	شریف آباد	۱۷	۱۴۵۵
۸	باغ عباس	۳۳	۱۶۵۰	۳۹	شمخال	۳۰	۱۴۹۵
۹	باغسنگان	۳۳	۹۴۵	۴۰	شهرک باخزر	۲۹	۱۲۸۰
۱۰	بزنگان	۳۳	۱۰۲۰	۴۱	غار شیشه	۳۳	۱۴۹۰
۱۱	بلغور	۱۹	۱۹۲۰	۴۲	فرهاد گرد	۲۸	۱۵۰۰
۱۲	بهمن جان	۱۹	۱۳۴۰	۴۳	فریزی	۱۶	۱۶۴۰
۱۳	پل خاتون	۳۳	۴۶۰	۴۴	فریمان	۱۵	۱۳۹۵
۱۴	تایباد	۲۳	۸۱۰	۴۵	قدیر آباد	۱۷	۱۱۷۵
۱۵	تلغور	۱۵	۱۵۴۰	۴۶	قره تیکان	۲۹	۵۲۰
۱۶	تیمنک	۲۹	۱۱۷۰	۴۷	قند تربت جام	۱۸	۹۰۰
۱۷	جاغرق	۱۸	۱۴۲۰	۴۸	کرات	۱۹	۱۰۷۰
۱۸	جنگ	۱۳	۱۷۳۰	۴۹	کلاته رحمان	۲۹	۱۶۱۰
۱۹	چکنه علیا	۱۶	۱۷۸۰	۵۰	کلاته منار	۱۹	۹۹۰
۲۰	چناران	۱۹	۱۱۷۰	۵۱	کبکان	۲۵	۱۴۳۵
۲۱	چهچهه	۱۲	۴۷۹	۵۲	گرماب	۱۴	۴۰۰
۲۲	حاتم قلعه	۳۳	۴۹۰	۵۳	گلمکان	۱۵	۱۱۷۶
۲۳	حصار	۱۴	۱۲۲۰	۵۴	گوش بالا	۱۵	۱۵۸۰
۲۴	درگز	۱۸	۴۸۰	۵۵	مارشک	۲۴	۱۸۷۰
۲۵	دربند کلات	۱۳	۹۵۷	۵۶	محمد تقی بیک	۱۵	۹۹۰
۲۶	درخت توت	۲۰	۱۲۷۰	۵۷	مزدوران	۳۳	۹۲۰
۲۷	دولت آباد	۳۱	۱۵۱۰	۵۸	مشهد	۲۹	۹۹۹
۲۸	ده منج	۲۹	۱۲۸۰	۵۹	مغان	۱۵	۱۷۸۰
۲۹	دهانه اخلمد	۳۰	۱۴۶۰	۶۰	میامی	۲۰	۱۰۳۰
۳۰	رادکان	۳۲	۱۲۱۰	۶۱	ناری	۲۷	۱۸۴۰
۳۱	زشک	۲۸	۱۸۸۰	۶۲	هندل آباد	۱۵	۱۲۱۰

روش هرشفیلد

در روش هرشفیلد حداکثر بارندگی محتمل با توجه به معادله عمومی تناوب، ارائه شده توسط چاو، به صورت زیر محاسبه می شود:

$$x_t = \bar{x} + K\sigma_n \qquad (۱)$$

که x_t ارتفاع بارش برای دوره برگشت t، $\bar{x}$ مقدار متوسط، σ_n انحراف معیار داده با تعداد n بارش حداکثر روزانه درسال و مقدار K ضریب فراوانی است. اگر حداکثر بارش مشاهده شده x_L به جای x_t و K_m به جای K، (K_m مقدار انحراف معیاری است که باید به x_n و σ_n اضافه گردد تا x_L بدست آید) نشان داده شود، رابطه شماره ۱ به صورت زیر در می آید:

$$PMP = \bar{x} + K_m\sigma_n \qquad (۲)$$

که PMP، حداکثر بارش محتمل برای یک ایستگاه مشخص در تداومی مشخص، $\bar{x}$ و σ_n به ترتیب میانگین و انحراف معیار سری حداکثر بارندگی‌های سالانه ثبت شده در دوره مشخص می باشند. ثابت K_m بزرگترین مقدار محاسبه شده K برای تمام ایستگاه‌ها در یک سطح می‌باشد. مقدار K از رابطه زیر محاسبه می شود.

$$K = (x_L - x_{n-L})/\sigma_{n-L} \qquad (۳)$$

www.SID.ir

Archive of SID

که در آن x_L حداکثر بارندگی مشاهده شده در سری داده‌ها، x_{n-L} میانگین بارندگی‌های سالانه بدون احتساب بارندگی حداکثر و σ_{n-L} انحراف معیار بارندگی‌های سالانه بدون احتساب بارندگی حداکثر می‌باشد. هرشفیلد با بررسی ۲۶۰۰ ایستگاه باران سنجی مقدار ضریب فراوانی را بین ۳ تا ۱۴/۵ بدست آورد و بیشترین مقدار آن را به عنوان ضریب فراوانی معادل ۱۵ در نظر گرفت. بعدها او متوجه شد که ضریب ۱۵ مناسب نیست. به این نتیجه رسید که K به طور معکوس با متوسط حداکثر بارندگی‌های سالیانه در هر ایستگاه تغییر می‌کند. زیرا استفاده از ضریب ۱۵ برای محاسبه PMP صرف نظر از موقعیت ایستگاه، بخصوص برای ایستگاه‌هایی که میانگین حداکثر بارندگی‌های سالانه آن زیاد است می‌تواند منجر به تخمین بیش از اندازه PMP شود. بنابراین محاسبه ضریب فراوانی بر اساس داده‌های تاریخی به جای استفاده از ضریب ۱۵ تخمین بهتری را خواهد داد (Desa et al., 2001).

آزمون همگنی داده‌ها

استفاده از سری‌های بلند مدت در تخمین PMP تنها زمانی مناسب خواهد بود که هیچ روند افزایش یا کاهشی معنی‌داری در سری داده‌ها وجود نداشته باشد، لذا جهت بررسی همگنی سری زمانی داده‌های ایستگاه‌ها از آزمون تشخیص روند Mann-Kendall استفاده شد.

$$\tau = \frac{4\sum n_i}{N(N-1)} - 1 \qquad (۴)$$

$$\sigma_\tau = \sqrt{\frac{4n+10}{9N(N-1)}} \qquad (۵)$$

در این روابط، n_i تعداد مقادیر بزرگتر، قبل از i امین مقدار است و N تعداد کل داده‌ها می باشد. نسبت τ به σ_τ نشان دهنده روند بین داده‌ها می باشد. در صورتی که این نسبت بین ۱/۹۶- و ۱/۹۶+ باشد، عدم وجود روند بین داده‌ها را نشان می‌دهد (WMO, 1969). جهت سهولت در استفاده از این آزمون برای سری داده‌های حداکثر بارش سالانه ایستگاه‌ها، برنامه‌ای به زبان فرترن نوشته شده است.

آزمون همگنی حوضه

روش گشتاورهای خطی

قبل از محاسبه ضریب فراوانی در ایستگاه‌های حوضه و انتخاب بیشترین مقدار آن در ایستگاه‌های حوضه به عنوان مقدار پوش جهت محاسبه PMP، لازم است که بررسی همگنی ایستگاه‌های حوضه نسبت به یکدیگر صورت گیرد. در صورتی که حوضه همگن نباشد باید با روش‌های موجود آن را به گروه‌های همگن تقسیم نمود و برای هر منطقه آن محاسبه PMP بر اساس یک K_m جداگانه انجام داد. به طوری که برای بررسی همگنی حوضه از نظر هیدرومتئورولوژی و تولید حداکثر بارش، ابتدا فرض می‌شود که حوضه همگن می‌باشد 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 به وسیله 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 درنظر گرفته و با استفاده از آمار واقعی ناحیه‌ای، پارامترهای تابع انتخابی در هر ناحیه تعیین گردد. برای پرهیز از انتخاب یک تابع توزیع دو و یا سه پارامتری خاص، تابع چهار پارامتری کاپا جهت اجرای شبیه‌سازی در نظر گرفته می‌شود (Hosking and Wallis, 1997). پس از محاسبه پارامترهای تابع توزیع کاپا برای ناحیه مورد نظر، اقدام به شبیه‌سازی داده‌های منطقه‌ای معادل به روش مونت‌کارلو می‌شود. به این منظور در هر ایستگاه به تعداد طول دوره آماری آن ایستگاه، اعدادی تصادفی (معمولاً به تعداد ۵۰۰ عدد) به عنوان مقادیر احتمال وقوع در بازه (۱، ۰) در نظر گرفته شده و با استفاده از تابع چندک توزیع کاپا و پارامترهای برآورد شده آن در ناحیه مربوطه اقدام به برآورد آمار حداکثر بارندگی روزانه معادل می‌گردد. سپس ضرایب گشتاورهای 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 V_i $(i=1,2,3)$ با استفاده از روابط شماره ۷ تا ۹ محاسبه می‌گردند. فرایند شبیه‌سازی آمار در هر ایستگاه و محاسبه ضرائب گشتاورهای خطی و آماره‌های V_i، ۵۰۰ بار تکرار شده و در نتیجه ۵۰۰ مقدار V_i حاصل خواهد شد. میانگین μ_v و انحراف معیار σ_v مربوط به مقادیر شبیه‌سازی شده V_iها تعیین می‌شود. پارامتر دیگر آزمون همگنی، V_{obs} را با استفاده از روابط شماره ۷ تا ۹ برای مقادیر واقعی حداکثر بارش ثبت شده ایستگاه‌های حوضه محاسبه می‌کنیم. با بدست آوردن این سه پارامتر آماره آزمون همگنی (H_i) قابل محاسبه است. سه آماره همگنی این آزمون یعنی H_1 برای بررسی ضریب تغییرات خطی L_{cv}، آماره H_2 برای ترکیبی از ضریب تغییرات خطی و ضریب چولگی خطی L_{sk}، و آماره H_3 برای

www.SID.ir

Archive of SID

ترکیبی از ضریب چولگی خطی و ضریب کشیدگی خطی L_{ku} بکار برده می‌شود که هر یک دارای شکل عمومی زیر می‌باشد.

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

به طوری که σ_v, μ_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 حوضه محاسبه نموده که برای هر یک از آماره‌های H_i (به ترتیب H_1, H_2, H_3)، به صورت زیر تعریف می‌شود (Hosking, 1994):

$$V_1 = \sum_{i=1}^{N} \left(n_i (L_{cv}^{(i)} - L_{cv}^{(R)})^2 \right) / \sum_{i=1}^{N} n_i \qquad (۷)$$

$$V_2 = \sum_{i=1}^{N} \left(n_i (L_{cv}^{(R)} - L_{cv}^{(R)})^2 + (t_3^{(i)} - t_3^{(i)})^2 \right)^{1/2} / \sum_{i=1}^{N} n_i \qquad (۸)$$

$$V_3 = \sum_{i=1}^{N} \left(n_i [(t_3^{(i)} - t_3^{(R)})^2 + (t_4^{(i)} - t_4^{(R)})^2 \right)^{1/2} / \sum_{i=1}^{N} n_i \qquad (۹)$$

که در آن‌ها پارامترها به ترتیب $L_{cv}^{(R)}, L_{cv}^{(i)}, n_i, N$، تعداد ایستگاه‌های حوضه، طول دوره آماری ایستگاه i ام، ضریب تغییرات خطی هر یک از ایستگاه‌های یک حوضه، میانگین ضریب تغییرات خطی ایستگاه‌های یک حوضه (مجموع ضریب تغییرات خطی هر ایستگاه در یک حوضه و تقسیم آن بر تعداد ایستگاه) می‌باشد. تابع تجمعی توزیع کاپا به صورت زیر می‌باشد:

$$F(x) = \left\{ 1 - h\left[1 - k(x - \xi)/\alpha \right]^{\frac{1}{k}} \right\}^{\frac{1}{h}} \qquad (۱۰)$$

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

$$x(F) = \xi + \frac{\alpha}{k}\left[1 - \left(\frac{1 - F^h}{h} \right)^k \right] \qquad (۱۱)$$

می‌باشد. برای محاسبه پارامترهای توزیع کاپا، از معادلات ارائه شده توسط Hosking, (1994) استفاده می‌شود. در نهایت با محاسبه پارامترهای توزیع کاپای حوضه و با بدست آوردن مقادیر میانگین و انحراف معیار مقادیر شبیه‌سازی شده داده‌های منطقه‌ای معادل، آماره آزمون همگنی از معادله ۶ قابل محاسبه است. برنامه کلیه مراحل مذکور در محیط نرم افزار Matlab نوشته شده است.

نتایج و بحث

داده‌های مورد استفاده وآزمون همگنی داده‌ها

جهت بررسی همگنی سری زمانی داده‌های ۶۲ ایستگاه منتخب، از آزمون تشخیص روند Mann-Kendall استفاده شد. نتایج این آزمون نشان داد که از بین ایستگاه‌های حوضه داده‌های پنج ایستگاه ناهمگن می‌باشند، (درگز، رادکان، سنگر، فرهادگرد و حاتم‌قلعه) لذا از ادامه محاسبات کنار گذاشته شدند.

آزمون همگنی حوضه

روش گشتاورهای خطی

برای اجرای آزمون همگنی حوضه به روش گشتاورهای خطی نیاز به پارامترهای تابع کاپای ناحیه مورد نظر است. بدین منظور، ابتدا گشتاورهای وزن‌دار احتمالی آمار بی‌بعد حوضه محاسبه و سپس اقدام به برآورد مقادیر چهار پارامتر توزیع کاپای حوضه شد. نتایج در جداول شماره ۲ و ۳ ارائه شده است. حال با داشتن تابع توزیع کاپا و پارامترهای آن، ۵۰۰ سری داده ناحیه‌ای شبیه‌سازی شده تولید و پارامترهای آزمون همگنی محاسبه می‌شوند. جدول شماره ۴ میانگین و انحراف‌معیار مقادیر شبیه‌سازی شده V_i (معادلات ۷ الی ۹) را نشان می‌دهد. در جدول شماره ۵ نیز مقادیر V_1، V_2 و V_3 داده‌های واقعی (V_{obs}) حوضه ارئه شده است. با در اختیار داشتن این پارامترها (μ_v ، δ_v و V_{obs}) و با استفاده از رابطه ۶، آماره H_i آزمون همگنی محاسبه شده و مقادیر این آماره در جدول شماره ۶ نشان داده شده است.

(جدول ۲)- مقادیر گشتاورهای وزن‌دار احتمالی مقادیر ناحیه‌ای بی-بعد حوضه

β_0	β_1	β_2	β_3
۱	۰/۵۹۵	۰/۴۳۴	۰/۳۴۵

(جدول ۳)- مقادیر پارامترهای تابع توزیع کاپا برای حوضه

ξ	α	h	k
۰/۲۸۹	۰/۸۳۳	۰/۰۵۰	۰/۰۳۰

(جدول ٤)- پارامترهای ناحیه شبیه‌سازی شده با استفاده از تابع توزیع کاپا جهت اجرای آزمون همگنی

μ_V			σ_V		
V_1	V_2	V_3	$V1$	$V2$	$V3$
۰/۰۰۵۸	۰/۰۰۵۲	۴/۹۸۵	۱۳/۶۱۴	۱۲/۵۲۷	۳۲/۳۷۸

www.SID.ir

Archive of SID

(جدول ۵)- مقادیر پارامترهای آماره V داده‌های واقعی حوضه

V_1	V_2	V_3
۰/۲۰۱	۰/۱۳۴	۰/۰۰۴

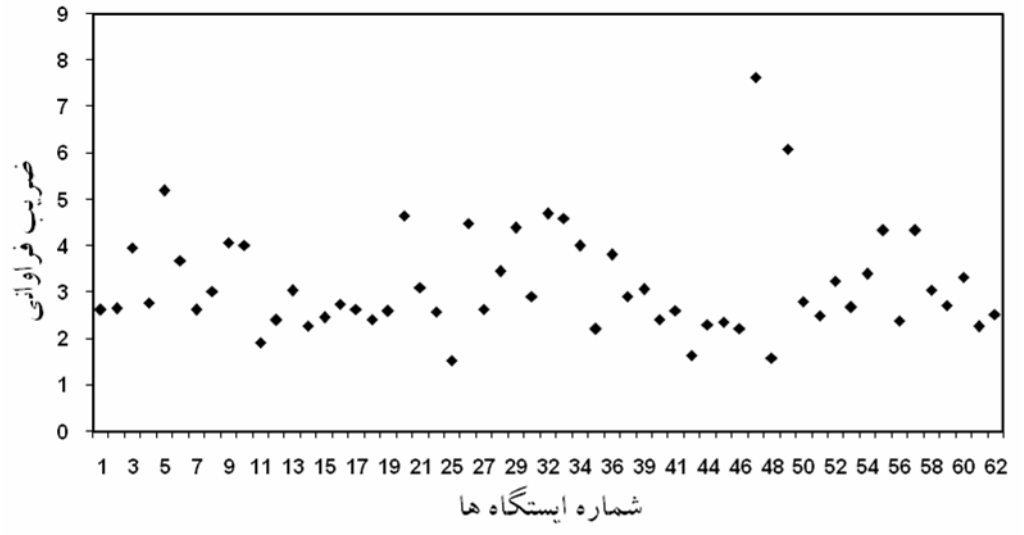
(جدول ٦)- نتایج آزمون همگنی حوضه

H_1	H_2	H_3
-۰/۲۹۵	-۰/۳۵۶	-۰/۳۸۰

اگر H_i به اندازه کافی بزرگ باشد، ناحیه ناهمگن خواهد بود. در این مورد(1997) ,Hosking and Wallis پیشنهاد کردند که یک ناحیه، وقتی می‌تواند ناحیه همگن قابل قبول باشد اگر $H_i < 1$، و می‌تواند ناحیه نسبتاً ناهمگن باشد اگر $1 \le H_i < 2$ و به عنوان ناحیه مشخصاً ناهمگن خواهد بود اگر $H_i > 2$ باشد. با توجه به جدول ۶ و تعریف همگنی می‌توان دریافت که آماره‌های H برای حوضه کمتر از یک بوده، بنابراین حوضه مورد نظر همگن می باشد و یا به عبارتی پراکنش ایستگاه‌ها حول میانگین در حد قابل قبول است. لذا با اطمینان می‌توان مقدار ضریب فراوانی و سپس برآورد حداکثر بارش محتمل را برای حوضه انجام داد.

تخمین حداکثر بارش محتمل ٢٤ ساعته نقطه‌ای

نتایج بدست آمده از آزمون همگنی حوضه به روش گشتاورهای خطی نشان داد که حوضه قره‌قوم همگن می‌باشد، لذا می‌توان تنها از یک مقدار ضریب فراوانی برای حوضه استفاده کرد. همچنین نتیجه بدست آمده از آزمون من‌کندال نشان داد که از بین ۶۲ ایستگاه بارانسجی انتخاب شده تنها پنج ایستگاه ناهمگن هستند، در ادامه مقادیر سری داده‌های حداکثر یک روزه ۵۷ ایستگاه باقی‌مانده جهت محاسبه PMP_{24} مورد تحلیل قرار گرفت. در این راستا مقادیر پارامترهای آماری x_L، $\bar{x}$، x_{n-L}، σ_{n-L} و ضریب تغییرات ($CV = \sigma_n / \bar{x}$) برای هر ایستگاه محاسبه شد. سپس مقادیر ضریب فراوانی در ایستگاه‌های حوضه بین ۱/۵۲ تا ۷/۶۳ با استفاده از رابطه ۳ بدست آمد. شکل شماره ۲ پراکندگی ضریب فراوانی را در ایستگاه-ها نشان می‌دهد. بیشترین ضریب فراوانی ۷/۶۳ می‌باشد، لذا حداکثر بارش محتمل یک روزه با استفاده از میانگین (x_n) و انحراف معیار (σ_n) و K_m=۷/۶۳ برای هر ایستگاه توسط رابطه ۲ محاسبه می-شود. همچنین از ضریب تعدیل پیشنهادی سازمان هواشناسی جهانی، ۱/۱۳ برای تبدیل حداکثر بارش محتمل یک روزه به حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته استفاده شده است (WMO, 1969). نتایج در جدول ۷ به همراه نسبت PMP_{24} به حداکثر مشاهده شده ارائه شده است که متوسط این مقدار در حوضه ۲/۲ می‌باشد.



(شکل ۲)- پراکندگی ضریب فراوانی در ایستگاه‌های حوضه

www.SID.ir

Archive of SID

(جدول ۷)- نتایج محاسبه حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته

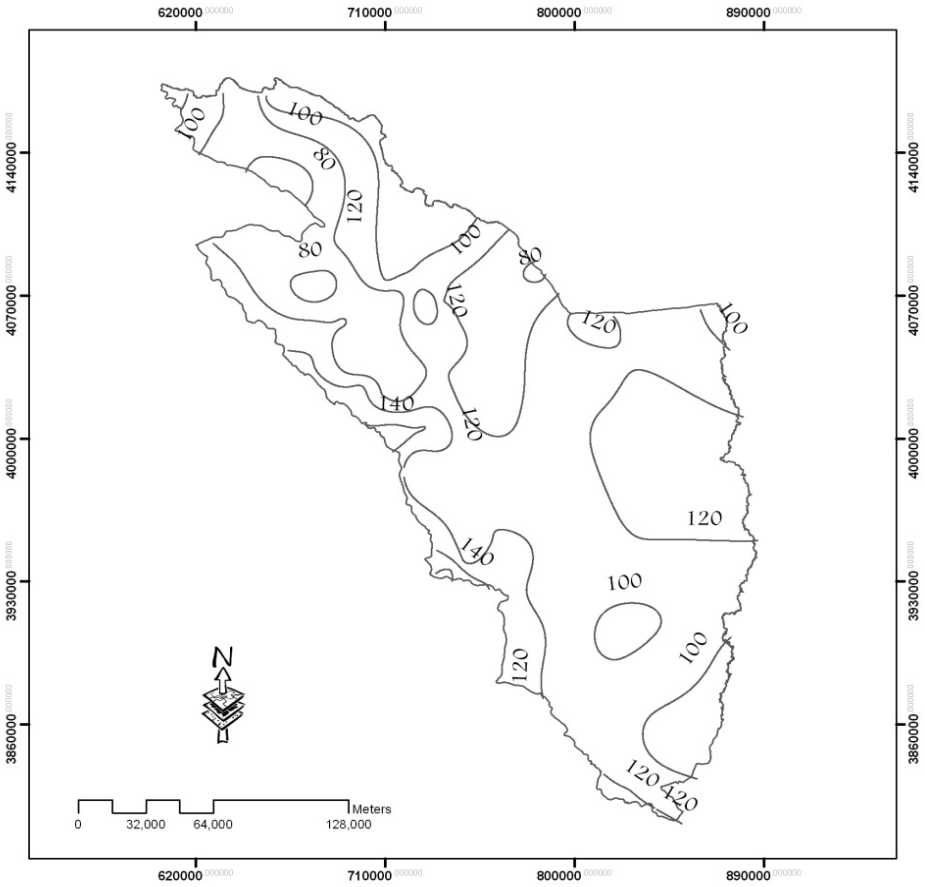
شماره ایستگاه	$\bar{x}$ (mm)	CV (%)	PMP_{24} (mm)	X_L / PMP_{24}	شماره ایستگاه	$\bar{x}$ (mm)	CV (%)	PMP_{24} (mm)	X_L / PMP_{24}
۱	۲۶/۰	۳۰/۶	۹۸/۱	۲/۲	۳۳	۲۶/۰	۳۴/۸	۱۰۷/۲	۲/۱
۲	۳۲/۸	۳۱/۷	۱۲۶/۶	۲/۲	۳۴	۲۲/۷	۳۳/۹	۹۲/۰	۲/۰
۳	۲۷/۰	۲۹/۶	۹۹/۴	۲/۱	۳۵	۲۴/۶	۳۲/۸	۹۷/۵	۲/۴
۴	۲۷/۹	۴۳/۳	۱۳۵/۶	۲/۵	۳۶	۲۶/۱	۴۵/۰	۱۳۰/۹	۲/۲
۵	۲۲/۴	۳۱/۴	۸۶/۰	۱/۸	۳۸	۲۴/۸	۳۶/۸	۱۰۶/۶	۲/۴
۶	۲۶/۸	۳۴/۵	۱۱۰/۳	۲/۰	۳۹	۲۸/۶	۳۱/۳	۱۰۹/۵	۲/۱
۷	۲۲/۷	۳۲/۷	۸۹/۵	۲/۲	۴۰	۲۹/۲	۳۳/۰	۱۱۶/۲	۲/۳
۸	۲۰/۹	۳۶/۷	۸۹/۶	۲/۲	۴۱	۲۶/۲	۳۹/۲	۱۱۷/۸	۲/۴
۹	۲۹/۶	۳۰/۵	۱۱۱/۳	۱/۹	۴۳	۲۵/۸	۳۹/۹	۱۱۸/۰	۲/۸
۱۰	۲۸/۷	۳۱/۷	۱۱۰/۹	۱/۹	۴۴	۲۸/۱	۳۵/۹	۱۱۸/۹	۲/۵
۱۱	۲۷/۹	۳۲/۸	۱۱۰/۶	۲/۵	۴۵	۱۷/۹	۳۱/۱	۶۸/۳	۲/۳
۱۲	۲۵/۱	۳۰/۳	۹۴/۰	۲/۲	۴۶	۲۳/۹	۲۵/۰	۷۸/۶	۲/۲
۱۳	۲۸/۶	۳۹/۸	۱۳۰/۴	۲/۲	۴۷	۲۴/۶	۷۹/۷	۱۹۶/۵	۲/۱
۱۴	۲۴/۸	۳۰/۴	۹۳/۰	۲/۳	۴۸	۳۵/۵	۲۳/۶	۷۴/۲	۲/۰
۱۵	۲۸/۳	۳۶/۸	۱۲۲/۰	۲/۴	۴۹	۲۸/۵	۵۹/۲	۱۷۷/۴	۲/۰
۱۶	۲۶/۳	۳۷/۷	۱۱۵/۰	۲/۳	۵۰	۳۲/۲	۳۵/۴	۱۳۴/۷	۲/۲
۱۷	۲۵/۱	۳۳/۴	۱۰۰/۴	۲/۳	۵۱	۲۳/۲	۴۲/۱	۱۱۰/۶	۲/۵
۱۸	۲۴/۳	۴۰/۵	۱۱۲/۲	۲/۵	۵۲	۳۵/۱	۲۹/۳	۱۲۸/۴	۲/۲
۱۹	۳۰/۹	۲۸/۱	۱۰۹/۸	۲/۲	۵۳	۱۹/۷	۳۱/۳	۷۵/۴	۲/۲
۲۰	۲۰/۴	۴۴/۳	۱۰۰/۸	۲/۱	۵۴	۲۹/۵	۴۱/۲	۱۳۷/۹	۲/۳
۲۱	۲۷/۵	۳۷/۷	۱۲۰/۴	۲/۴	۵۵	۲۵/۱	۴۰/۲	۱۱۵/۶	۲/۰
۲۳	۲۳/۳	۳۱/۵	۸۹/۸	۲/۲	۵۶	۲۳/۸	۲۶/۲	۸۰/۶	۲/۱
۲۵	۲۸/۷	۳۶/۵	۱۲۲/۹	۲/۷	۵۷	۲۶/۰	۴۴/۳	۱۲۸/۶	۲/۰
۲۶	۲۵/۹	۴۴/۰	۱۲۷/۷	۲/۱	۵۸	۲۷/۶	۳۲/۹	۱۰۹/۳	۲/۱
۲۷	۲۲/۸	۳۱/۰	۸۶/۹	۲/۲	۵۹	۳۲/۹	۳۹/۴	۱۴۸/۹	۲/۴
۲۸	۲۵/۳	۳۷/۳	۱۰۹/۸	۲/۱	۶۰	۲۴/۷	۳۶/۱	۱۰۴/۷	۲/۱
۲۹	۲۵/۰	۳۸/۵	۱۱۱/۲	۱/۹	۶۱	۳۵/۹	۳۹/۴	۱۶۲/۴	۲/۵
۳۱	۲۸/۰	۳۸/۹	۱۲۵/۴	۲/۲	۶۲	۲۳/۸	۳۳/۵	۹۵/۷	۲/۴
۳۲	۲۷/۴	۴۵/۹	۱۳۹/۴	۲/۲					

بررسی توزیع مکانی حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته در سطح حوضه

جهت بررسی توزیع مکانی PMP_{24} در سطح حوضه ابتدا سعی شد بین PMP_{24} بدست آمده و ارتفاع ایستگاه‌ها همبستگی مناسبی بدست آید، بررسی انجام شده نشان داد که هیچ‌گونه همبستگی بین آن دو وجود ندارد. در نتیجه توسط درونیابی به روش ANUSPLIN مدل رقومی آن تهیه شده است (Hutchinson, 1991 و Hartkamp et al., 2001). سپس منحنی‌های هم مقدار حداکثر بارش‌های محتمل ۲۴ ساعته حوضه با فواصل ۲۰ میلیمتر استخراج گردید. لازم به ذکر است که قبل از ارائه منحنی‌های هم مقدار حداکثر بارش‌های محتمل، مقادیر ضریب تغییرات (CV)، ایستگاه‌های حوضه بر روی نقشه حوضه مورد بررسی قرار گرفت، که اگر در ایستگاه‌های حوضه در سطحی مشخص مقدار CV در یک ایستگاه با ایستگاه همسایه خود بسیار متفاوت باشد قابل شناسایی باشد. این بررسی جهت بر طرف کردن خطاهای درونی ایجاد شده توسط ضریب تغییرات زیاد ضروری است (Desa and Rakhecha, 2007). به عنوان مثال، اگر در سطحی مشخص مقادیر ضریب تغییرات در رده‌های ۳۰٪ تا ۴۰٪ باشد، در حالی که یک ایستگاه در آن سطح، ضریب تغییرات ۶۰٪ داشته باشد آنگاه ضریب تغییرات آن لازم است که با مقدار ۳۵٪ اصلاح شود. سپس با استفاده از مقادیر اصلاح شده ضریب تغییرات (CV)، انحراف معیار (σ_n) توسط مقدار اصلی میانگین (X_n) آن ایستگاه مجدد محاسبه خواهد شد. با مقدار اصلاح شده انحراف معیار، PMP_{24} برای آن ایستگاه دوباره محاسبه خواهد شد.

www.SID.ir

Archive of SID



(شکل ۳)- منحنی‌های هم مقدار حداکثر بارش محتمل ۲٤ ساعته حوضه

در این مطالعه این تصحیح تنها بر روی ۲ ایستگاه (قند تربت‌جام و کرات) انجام شد. در نهایت منحنی‌های هم مقدار حداکثر بارش‌های محتمل ۲۴ ساعته حوضه در شکل ۳ با فواصل ۲۰ میلیمتر ترسیم گردید. همانطور که دیده می‌شود مقادیر آن از ۸۰ تا ۱۴۰ میلیمتر در سطح حوضه تغییر می‌کند و بیشترین مقادیر PMP_{24} در نوار غربی حوضه وجود دارد. بر اساس نتایج خلجی پیربلوطی و سپاس‌خواه (۱۳۸۱)، که با استفاده از تعمیم مقادیر PMP_{24} بدست آمده با روش سینوپتیکی، در حوضه‌های جنوب غربی ایران، به کل کشور توسط اصلاح ضریب رطوبتی در روش بت‌لاهمی؛ مقدار متوسط PMP_{24} را برای نواحی مرکزی و شرقی کشور معادل ۱۱۰ میلیمتر گزارش کرده‌اند، که با نتایج بدست آمده در حوضه قره‌قوم مطابقت دارد.

جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

برآورد آماری حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته برای ۵۷ ایستگاه همگن موجود در حوضه آبریز قره‌قوم با استفاده از ضریب فراوانی K_m =۷/۶۳ انجام شد، و بر همین اساس منحنی‌های هم مقدار حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته حوضه ترسیم گردید. شایان ذکر است که K_m =۷/۶۳ دوره بازگشتی معادل ۳۱۰۰۰ سال دارد در حالی که مقدار ضریب فراوانی ۱۵ در رابطه هرشفیلد دوره بازگشتی معادل 10^9 سال دارد، که این عدد دور از تعریف حداکثر بارش محتمل می‌باشد (WMO, 1969). بنابراین می توان به این نتیجه رسید که استفاده از K_m =۷/۶۳ برآورد معقول‌تری از حداکثر بارش محتمل می دهد، Desa et al., (2001) در یک منطقه مرطوب در مالزی و Ghahraman, (2007) در منطقه خشک حوضه اترک در ایران مقادیر K_m را به ترتیب ۸/۷ و ۹/۶۳ گزارش داده‌اند و به نتایج مشابهی رسیده‌اند. انجام آزمون همگنی ایستگاه‌های حوضه مزیّت عمده این مقاله نسبت به تحقیقات پیشین به شمار می‌آید.

مراجع

خلجی پیربلوطی، م. و سپاسخواه، ع. (۱۳۸۱)، رسم منحنی‌های حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته با روش‌های مختلف آماری و مقایسه آن با روش سینوپتیکی برای ایران. مجله علوم و فنون

www.SID.ir

Archive of SID

کشاورزی و منابع طبیعی. ۶ (۱): ۱-۱۱.

شفیعی، م. ، قهرمان، ب. داوری، ک. و انصاری، ح. (۱۳۸۷)، برآورد آماری حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته براساس تصحیح ضریب فراوانی هرشفیلد (مطالعه موردی حوضه آبریز نیشابور). مجموعه خلاصه مقالات سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران. تبریز. صفحه ۴۹۵.

Chow. V.T.,Maidment, D.R., and Mays, L.W. (1988), Applied Hydrology. McGraw-Hill, New York, U.S.A.

Desa, M., M.N., Noriah, A.B., Rakhecha, P.R., (2001), Probable maximum precipitation for 24-hr duration over Southeast Asian monsoon region-Selangor, Malaysia. Atmos. Res. 58: 41–54.

Desa, M., and A.B., Rakhecha, P.R., (2007), Probable maximum precipitation for 24-h duration over an equatorial region: Part 2-Johor, Malaysia. Atmos. Res. 84: 84–90.

Ghahraman, B., (2007), The estimation of one day duration probable precipitation over Atrak watershed in Iran. Iran. J. Sci. Tech. 32: 175-179.

Hartkamp, A. D., Stein, K.D.N., White, J.W., (2001), Interpolation Techniques for Climate Variables. Res. Rep. NRG-GIS Series 99-01. Mexico, D.F.: CIMMYT.

Hershfield, D.M., (1965), Method for estimating probable maximum Precipitation. J. Am. Water Works Assoc. 57: 965-972.

Hosking, J.R.M., (1994), The Four-Parameter Kappa distribution. IBM Journal of Research and Development, 38: 251-258.

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.

Hosking, J.R.M., and Wallis, J.R., (1997), Regional frequency analysis: An approach based on L-Moments. Cambridge University Press, New York, USA.

Hutchinson, M.F., (1991), The application of thin plate smoothing splines to continent-wide data assimilation. Res. Rep No. 27. Data Assimilation Sys, Bureau of Meteorology, Melbourne, pp. 104–113.

World Metrological Organization, (1969), Estimate of maximum floods, WMO tech Note No.98 No233,TP-126.

تاریخ دریافت: ۸۷/۸/۱۵

تاریخ پذیرش: ۸۸/۷/۱۹

www.SID.ir

Archive of SID

Iranian Journal of Irrigation and drainage
No. 2, Vol. 3, fall 2009, p. 50-59

مجله آبیاری و زهکشی ایران
شماره ۲، جلد۳، پاییز ۱۳۸۸، ص. ۵۹-۵۰

Spatial distribution of Probable maximum precipitation for 24 h duration over Ghareh Ghum watershed

M. Shafiei and B. Ghahraman[1]*

Abstract

One of the most important problems in Hydrometeorology is the estimation of reliable Probable Maximum Precipitation (PMP) for different durations that are expected to occur over a point or an area. A statistical method for estimating PMP values was developed by Hershfield based on frequency equation. Many researches had been done on frequency factor in this method but all of them lead to high estimation of PMP. In this paper the frequency factor of Hershfield method is analyzed based on local data in Ghareh Ghum watershed with 44491 km^2 area. Using L-Moment method confirms the homogeneity of 57 stations in investigated watershed. Based on this procedure, the frequency factor of Hershfield equation was found to be 7.63. The approximated frequency factor is in accordance with corresponding researches in Atrak watershed and Malaysia. Finally a generalized map was prepared for showing the spatial distribution of 24 h Probable maximum precipitation.

Keywords: Probable maximum precipitation, Frequency factor, L-Moments, Ghareh Ghum watershed

1- PhD student and Associate Professor of Water Engineering, College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad, respectivly
(* - Corresponding author Email: bijangh@um.ac.ir)

www.SID.ir