

استخراج معادلات منطقه‌ای مقدار - مدت - فراوانی بارش با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی (مطالعه موردی: استان‌های خراسان)

بیژن قهرمان^{۱*}، حمیرا شامکوفیان^۲ و کامران داوری^۳

چکیده

تعیین معادلات مقدار-مدت-فراوانی بارندگی کامی مهم در علم هیدرولوژی بوده که به منظور تخمین رگبارهای طرح در بسیاری از پروژه‌های مهندسی و طراحی سازه‌های آبی به کار می‌روند، به طوری که بتوان برآورد قابل قبولی از بارش‌های مورد نظر جهت طراحی پروژه‌های آبی فراهم آورد. همواره کمبود ایستگاه‌های اندازه‌گیری، کوتاه بودن طول دوره آماری، وجود داده‌های پرت و غیر قابل اطمینان، مهمترین مشکلات موجود برای نیل به این هدف بوده است. در این مطالعه به منظور رفع مشکلات مذکور، از تحلیل منطقه‌ای بارش‌های کوتاه مدت بر اساس تئوری گشتاورهای خطی استفاده شده است. به طوری که در این تحلیل به جای استفاده از آمار یک ایستگاه، آمار و ویژگی‌های مجموعه‌ای از ایستگاه‌های هم‌رفتار مورد مطالعه قرار می‌گیرد. در تمامی مراحل تحلیل منطقه‌ای از جمله تعیین نواحی همگن و هم‌رفتار، برازش و برآورد پارامترهای توابع توزیع مناسب در هر ناحیه همگن و تعیین معادلات مقدار-مدت-فراوانی بارش‌های کوتاه مدت از گشتاورهای خطی استفاده شده است. بر این اساس ۲۴ ایستگاه باران‌سنج ثابت با طول دوره آماری ۸ تا ۲۴ سال واقع در استان‌های خراسان (تحت نظارت وزارت نیرو) با استفاده از تحلیل خوشه‌ای و بر اساس ویژگی‌هایی از جمله باران متوسط سالانه، طول و عرض به دو ناحیه تقسیم شده، به طوری که در ناحیه A، ۸ ایستگاه و در ناحیه B، ۱۶ ایستگاه جای گرفت. همگنی نواحی مذکور با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی ارزیابی و مورد تأیید قرار گرفت. پارامترهای تابع توزیع GEV در هر ایستگاه برآورد شد و معادلات مقدار-مدت و مقدار-فراوانی ناحیه‌ای به دست آمد. معادلات مذکور ترکیب شدند و در نتیجه روابط ناحیه‌ای مقدار-مدت-فراوانی در نواحی دو گانه حاصل گردید. معادلات نهایی مذکور تابعی از مدت، فراوانی، $R_{60\min}^{10\text{yr}}$ و MAP منطقه مورد نظر بوده و با حداکثر خطای $\pm 19\%$ در نواحی دو گانه قادر به برآورد مقدار بارش در مدت ۵ تا ۶۰ دقیقه و فراوانی ۲ تا ۱۰۰ سال می‌باشند. تفاوت نتایج با تحلیل‌های نقطه‌ای با تابع توزیع احتمال گامبل چشمگیر نبود.

واژه‌های کلیدی: گشتاورهای خطی، روابط ناحیه‌ای مقدار - مدت - فراوانی بارندگی، خراسان

مقدمه

جهت پیش‌بینی احتمالات آینده، تعیین ریسک و بالا بردن راندمان طراحی مورد استفاده قرار گرفته و به عنوان یک مفهوم کلیدی در طراحی سازه‌های هیدرولیکی مطرح می‌شوند (Smithers and Schulze, 2000). مدت باران طرح که جهت محاسبه سیلاب طرح مورد نیاز است، از ۵ دقیقه در حوضه‌های آبریز شهری با واکنش هیدرولوژی بالا، تا چندین روز در مطالعات سیلاب منطقه‌ای تغییر می‌کند.

یکی از مسائل مورد نیاز در تحلیل فراوانی، طولانی بودن دوره آماری داده‌های منطقه است. در حالیکه در اغلب موارد آمار و اطلاعات ناحیه مورد مطالعه در اختیار محقق نبوده و یا در صورت وجود از طول دوره آماری کافی برخوردار نمی‌باشد. در این‌گونه موارد می‌توان از مناطق مشابه و نزدیک (از نقطه نظر هیدرولوژی) استفاده نمود. این نگرش تحت عنوان تحلیل فراوانی منطقه‌ای مطرح می‌شود که در آن از داده‌های چندین ایستگاه مشابه به منظور تخمین توابع توزیع فراوانی داده‌های مشاهده‌ای در هر ایستگاه استفاده می‌شود

تعیین شدت بارندگی در احتمالات و یا دوره‌های بازگشت‌های مختلف، در بسیاری از مدل‌های هیدرولوژی و فرایندهای محاسبات کمی و کیفی آب مورد نیاز می‌باشد. به عنوان مثال مهندسی و هیدرولوژیست‌ها به منظور طراحی سازه‌های هیدرولیکی (پل‌ها، آبراهه‌های زیر گذر جاده‌ای، بندها و سیستم‌های زهکشی)، نیازمند محاسبه فراوانی و اندازه باران‌های حدی و در نتیجه تولید هیدروگراف‌های سیل می‌باشند. بنابراین روابط DDF و یا مقدار-مدت-فراوانی که بر اساس آمار ثبت شده بارندگی استخراج می‌شوند،

۱ و ۳- به ترتیب استاد و دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه

فردوسی مشهد

Email: (bijangh@um.ac.ir)

* - نویسنده مسئول:

۲- کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، شرکت سهامی آب منطقه‌ای خراسان

رضوی

انتخاب ویژگی‌های مکانی مذکور و همچنین اجرای فرایند منطقه-بندی با استفاده از تحلیل خوشه‌ای صورت می‌گیرد. روش‌های تحلیل خوشه‌ای در دو بخش کلی سلسله مراتبی و غیر سلسله مراتبی مطرح می‌شود (نیرومند، ۱۳۷۸). در این تحلیل به منظور محاسبه فاصله بین حوضه‌های آبریز از روش بلوک شهری، و برای تعیین فاصله بین گروه‌ها و خوشه‌بندی آنها از الگوریتم پیوند متوسط استفاده شده است. نتایج حاصل از این تحلیل با استفاده از آزمون‌های گشتاورهای خطی (ناهمنوائی و ناهمگنی) مورد بررسی قرار می‌گیرد. همچنین با استفاده از آزمون نیکوئی برازش Z برازش توابع توزیع انتخابی در هر ایستگاه با آمار واقعی مورد بررسی قرار گرفته تا بدین‌وسیله از قابلیت توابع مذکور اطمینان حاصل شود.

برآورد پارامترهای توابع توزیع، با استفاده از روش گشتاورهای وزن‌دار احتمالی (PWM) انجام پذیرفت. گشتاورهای خطی ترکیبات خطی از آماره‌های ترتیبی هستند که به داده‌های پرت حساس نبوده و برای نمونه‌های کوچک از داده‌های مشاهداتی غیر اریب می‌باشند. بنابراین کاربرد آنها برای تحلیل فراوانی (تعیین تابع توزیع مناسب و تخمین پارامترهای آن) مناسب است (Hosking, 1990; Hosking and Wallis, 1993). گشتاورهای وزنی احتمال (PWM) برای متغیر تصادفی X با تابع توزیع تجمعی F، و امید ریاضی E توسط Greenwood et al. (1979) به صورت رابطه (۱) بیان می‌شود:

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

که در آن β_r ، برآوردگر موقعیت، و r مرتبه گشتاور می‌باشد (مثلاً ۰، ۱، ۲، و ۳). Hosking (1986, 1990) چهار گشتاورهای خطی نخست که ترکیباتی خطی از گشتاورهای وزن‌دار احتمال اند، را به-ترتیب مناسب به صورت $\lambda_1 = \beta_0$ ، $\lambda_2 = 2\beta_1 - \beta_0$ ، $\lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0$ و $\lambda_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0$ معرفی کرد.

نسبت گشتاورهای خطی نیز توسط Hosking and Wallis (1993) به صورت $\tau = \lambda_2 / \lambda_1$ و $\tau_r = \lambda_r / \lambda_2$ (برای $r > 2$) ارائه شده است. در این روابط، میانگین گشتاور خطی یا λ_1 ، معیاری از تمایل به مرکز، و انحراف معیار گشتاور خطی یا λ_2 ، معیاری از پراکندگی است. نسبت λ_2 به λ_1 یا τ ، به‌عنوان ضریب تغییرات گشتاور خطی، نسبت λ_3 به λ_2 یا τ_3 ، به‌عنوان ضریب چولگی گشتاور خطی، و نسبت λ_4 به λ_3 یا τ_4 ، به‌عنوان ضریب کشیدگی گشتاور خطی می‌باشد. علاوه بر موارد یاد شده، λ_1 به‌عنوان اندازه یا معیار موقعیت و λ_2 ، اندازه مقیاس و پراکنش نیز نام-گذاری می‌شوند. گشتاورهای خطی و وزن‌دار احتمالی ابزاری مفید برای بررسی همگنی نواحی مورد مطالعه از نظر هیدرولوژیک، و هماهنگی ایستگاه‌های موجود در هر ناحیه و همچنین برآورد پارامترهای توابع توزیع به شمار می‌آیند.

(Hosking and Wallis, 1997). روش متداول مطالعات منطقه‌ای مقدار-مدت-فراوانی بارندگی‌ها، روش بل (Bell, 1969) است. این روش با طول دوره‌ی آماری مختلف در بازه‌هایی از زمان توسط قهرمان و همکارانش (قهرمان و سپاسخواه، ۱۳۶۹ الف و ب؛ قهرمان، ۱۳۷۵؛ قهرمان و آبخضر، ۱۳۸۳؛ قهرمان و همکاران، ۱۳۸۵؛ Ghahraman, 1995) در ایران انجام شده است. علیرغم قدمت این روش، شواهدی از بکارگیری آن در سایر کشورهای دیگر مانند آرژانتین (Maurino, 2004) نیز وجود دارد. با این حال روش گشتاورهای خطی نگرشی دیگر در این موضوع است. گشتاورهای خطی که برای اولین بار در سال ۱۹۹۰ توسط Hosking (1990) معرفی شد، در تحلیل‌های فراوانی منطقه‌ای کاربردهای فراوانی دارند. به‌طور کلی مهم‌ترین کاربرد گشتاورهای خطی را می‌توان در حل مسائل مربوط به تخمین پارامترهای توابع توزیع، تعیین بهترین تابع توزیع، خلاصه کردن توزیع آماری و منطقه‌ای کردن نام برد (Hosking, 1990). (Dinpashoh et al. (2003) با استفاده از روش گشتاورهای خطی، به بررسی همگنی و انتخاب توابع توزیعی که بهترین برازش را با آمار بارندگی ۷۷ ایستگاه ایران دارند پرداخته، و منحنی‌های رشد آمار بارش سالانه بدون بعد ناحیه‌ای را استخراج کردند. آنها در مطالعه خود جهت تقسیم ایران به مناطق همگن از بین ۵۷ متغیر، ۱۲ متغیر مناسب را به کمک روش‌های چند متغیره برگزیدند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که استفاده از روش گشتاورهای خطی برای تحلیل DDF در سطح جهان تنها برای کشورهای آفریقای جنوبی (Smithers and Schulze, 2000). و کانادا (Alila, 2000) انجام شده است.

سوابق قابل تهیه نشان می‌دهد که تا به حال از این روش در ایران استفاده نشده است. هدف از این مقاله در ذیل اشاره می‌گردد:

- همگن سازی منطقه خراسان با استفاده از تحلیل خوشه‌ای از نقطه نظر مشابهت در روند بارش

- آزمون همگنی و اطمینان از ناحیه بندی حاصله با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی

- استخراج معادلات مقدار-مدت-فراوانی ناحیه‌ای در هر ناحیه همگن

با تعیین این معادلات در هر نقطه از خراسان محاسبه بارش‌های ۵ تا ۶۰ دقیقه در فراوانی‌های ۲ تا ۱۰۰ سال میسر خواهد بود.

روش تحقیق

در مطالعات تحلیل منطقه‌ای ابتدا می‌بایست منطقه مورد مطالعه را به نواحی همگن و مشابه تقسیم نمود. در این مطالعه موقعیت جغرافیایی و بارندگی متوسط سالانه به‌عنوان ویژگی‌های مکانی و مبنای تقسیم منطقه در نظر گرفته می‌شود. قابل ذکر است که

$$V_3 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i \left\{ \left(t_3^{(i)} - t_3^{(R)} \right)^2 + \left(t_4^{(i)} - t_4^{(R)} \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (5)$$

اگر H_i به اندازه کافی بزرگ باشد، ناحیه مورد بررسی ناهمگن خواهد بود. یک ناحیه وقتی می‌تواند ناحیه همگن قابل قبول باشد اگر $H_i < 1$ ، و می‌تواند ناحیه نسبتاً ناهمگن باشد اگر $1 \leq H_i < 2$ و به عنوان ناحیه مشخصاً ناهمگن خواهد بود اگر $H_i > 2$ باشد. با این وجود بر اساس Hosking and Wallis (1991) آماره‌های H_2 و H_3 بر اساس معیارهای V_2 و V_3 فاقد توان لازم برای تفکیک بین نواحی همگن و ناهمگن بوده و آماره H_1 بر اساس V_1 توان بهتری برای تفکیک دارد. بنابراین عمده‌تاً آماره H_1 بر اساس V_1 به‌عنوان شاخص اساسی برای معیار ناهمگنی توصیه شده است. هنگامی که داده‌های موجود در یک ناحیه همگن بوده و متعلق به یک توزیع پارامتری مشخصی باشند، آزمون برازندگی مبتنی بر گشتاورهای خطی انجام می‌گیرد تا یکی از توزیع‌های رایج انتخاب و پارامترهای آن تخمین زده شود. سپس فراوانی‌های سیل در داخل یک ناحیه بر اساس توزیع منطقه‌ای منتخب تعیین می‌شود. معیار برازندگی برای هر توزیع بر اساس گشتاورهای خطی تعیین و آماره Z نام می‌گیرد (Hosking and Wallis, 1993).

$$Z^{\text{DIST}} = \left(\tau_4^{\text{DIST}} - t_4^R + B_4 \right) / \sigma_4 \quad (6)$$

در این رابطه DIST اشاره به توزیع منتخب می‌کند. B_4 و σ_4 به ترتیب مقدار اریب و انحراف از معیار t_4^R یا ضریب کشیدگی خطی متوسط ناحیه‌ای می‌باشند و با استفاده از روابط (۷) و (۸) محاسبه می‌شوند:

$$B_4 = N_{\text{sim}}^{-1} \sum_{m=1}^{N_{\text{sim}}} \left(t_4^{[m]} - t_4^R \right) \quad (7)$$

$$\sigma_4 = \left[\frac{\left\{ \sum_{m=1}^{N_{\text{sim}}} \left(t_4^{[m]} - t_4^R \right)^2 - N_{\text{sim}} B_4^2 \right\}}{(N_{\text{sim}} - 1)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

N_{sim} تعداد سری داده‌های منطقه‌ای شبیه‌سازی شده می‌باشد که با استفاده از توزیع کاپا و همانند روش آماره همگن تولید گردیده است. حرف m اشاره به m امین ناحیه شبیه‌سازی شده دارد که بدین روش

آزمون ناهمخوانی مبتنی بر گشتاورهای خطی به منظور تشخیص ایستگاه‌های ناهمنا از مجموعه ایستگاه‌های مورد مطالعه انجام می‌گیرد. برای این منظور آماره D_i بر اساس نسبت گشتاورهای خطی τ_3 و τ_4 هر ایستگاه محاسبه می‌شود. اگر D_i بزرگ باشد، ایستگاه i ناهمنا تلقی می‌گردد. تعریف مقدار بزرگ بودن، بستگی به تعداد ایستگاه‌های موجود در گروه دارد. اگر D_i از مقادیر تعیین شده جدول مقادیر بحرانی بیشتر باشد، ایستگاه مورد نظر ناهمنا خواهد بود. مقادیر حد مجاز آماره مذکور حسب تعداد ایستگاه‌های موجود در ناحیه مورد بررسی از $1/333$ برای ۵ ایستگاه، تا ۳ برای ۱۵ ایستگاه و بیشتر تغییر می‌کند (Hosking and Wallis, 1997).

اگر تغییرپذیری یا فضای پراکنش ایستگاه‌ها بزرگ باشد، احتمال تعلق این ایستگاه‌ها به یک مجموعه واحد را می‌توان به وسیله آزمون ناهمگنی گشتاورهای خطی بررسی کرد. آزمون ناهمگنی گشتاورهای خطی یک توزیع چهار پارامتری کاپا را به سری داده‌های مشاهداتی منطقه برازش داده، و به روش شبیه‌سازی مونت کارلو یک دسته ۵۰۰ تایی از داده‌های منطقه‌ای معادل را تولید می‌کند. سپس تغییرپذیری گشتاورهای خطی ناحیه‌ای واقعی را با گشتاورهای خطی سری شبیه‌سازی مقایسه می‌نماید (Hosking and Wallis, 1997). عموماً سه آماره ناهمگنی H_1 برای بررسی ضریب تغییرات خطی (L_{CV})، آماره H_2 برای ترکیبی از ضریب تغییرات خطی و ضریب چولگی (L_{CS}) و آماره H_3 برای ترکیبی از ضریب چولگی خطی و ضریب کشیدگی خطی (L_{CK}) در بررسی تغییرپذیری سه آماره خطی مختلف به کار گرفته می‌شود. هر یک از آماره‌های H دارای فرم عمومی مطابق رابطه (۲) است:

$$H = \frac{(V_{\text{obs}} - \mu_v)}{\sigma_v} \quad (2)$$

که در آن μ_v و σ_v به ترتیب میانگین و انحراف معیار مقادیر شبیه‌سازی شده متغیر مورد نظر، و پارامتر V_{obs} مقادیر محاسبه شده متغیر مورد نظر با استفاده از داده‌های منطقه‌ای است. این پارامتر مبتنی بر یک آماره V بوده که برای هر یک از آماره‌های H (به ترتیب H_1 ، H_2 و H_3) در روابط (۳) تا (۵) تعریف می‌شود:

$$V_1 = \sum_{i=1}^N n_i \left(t^{(i)} - t^{(R)} \right)^2 / \sum_{i=1}^N n_i \quad (3)$$

$$V_2 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i \left\{ \left(t^{(i)} - t^{(R)} \right)^2 + \left(t_3^{(i)} - t_3^{(R)} \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (4)$$

زمانی و مکانی بارندگی و درجه حرارت هوا شده است. به‌طوریکه تغییرات بارندگی سالانه از حدود ۶۵۰ میلی‌متر تا ۶۰ میلی‌متر در حاشیه کویر مرکزی و کویر لوت متغیر است.

در مطالعه حاضر از آمار بارش‌های کوتاه مدت ایستگاه‌های باران-سنج ثبات تحت نظارت وزارت نیرو، واقع در این استان‌ها و ویژگی‌هایی از جمله موقعیت جغرافیایی و باران متوسط سالانه ایستگاه‌های مذکور استفاده شده است. به طور کلی در استان‌های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی، ۳۳ ایستگاه باران‌سنج ثبات تحت نظارت وزارت نیرو وجود دارد. به‌طوریکه از این تعداد، ۹ ایستگاه آل، باغ سنگان، بلغور، بیرجند، فردوس، گوش بالا، مارشک، مغان و نقنچ طول دوره آماری کمتر از ۵ سال داشته، و در نتیجه مطالعه بر ۲۴ ایستگاه باقی مانده صورت می‌گیرد. به‌طور کلی طول دوره آماری ایستگاه‌های مورد بررسی متفاوت بوده و بین ۸ تا ۲۴ سال (به ترتیب برای ایستگاه‌های ارداک و گناباد) متغیر می‌باشد.

در جدول (۱) برخی از ویژگی‌های ایستگاه‌های باران سنج ثبات مورد استفاده در مطالعه حاضر ارائه شده است. کمیت و کیفیت آمار ایستگاه‌های مذکور قبلاً بررسی شده است (قهرمان و همکاران، ۱۳۸۵). موقعیت ایستگاه‌های مورد نظر در استان‌های خراسان شمالی، جنوبی و رضوی و همچنین مرز دو ناحیه همگن مورد مطالعه شکل (۱) آورده شده است.

نتایج و بحث

در قدم اول و در یک روال سعی و خطا با استفاده از تحلیل خوشه‌ای در محیط نرم‌افزار MATLAB، ضریب کوفنتیک حاصل از تحلیل خوشه‌ای هر ترکیب مختلفی از متغیرهای موجود محاسبه گردید. بر این اساس بالاترین ضریب کوفنتیک با انتخاب سه متغیر باران متوسط سالانه، طول و عرض ایستگاه معادل با 0.7781 بدست آمد. در گام بعد با در نظر گرفتن تعداد خوشه‌های مختلف، مقادیر متوسط عرض سیلهوت هر یک از آنها محاسبه گردید. در نتیجه بهترین گروه‌بندی با انتخاب دو خوشه توأم بود که بیشترین مقدار این عامل $(S=0.665)$ را در بر داشت (نیرومند، ۱۳۷۸). در شکل (۱) ایستگاه‌های واقع در هر یک از دو خوشه حاصل مشخص شده است.

ضرائب گشتاورهای خطی (ضرائب تغییرات خطی τ ، چولگی τ_3 و کشیدگی τ_4) و آماره ناهمنوایی D_i ایستگاه‌های واقع در هر ناحیه محاسبه شد. نتایج نشان داد که هیچ یک از ایستگاه‌ها را دو ناحیه مورد مطالعه نمی‌توان ناهمنوا قلمداد نمود. بنابراین تحلیل بر اساس تمامی ایستگاه‌ها صورت خواهد گرفت. آزمون ناهمگنی به منظور اطمینان از همگنی نواحی دو گانه مفروض بر بارش‌های با مدت مختلف ایستگاه‌های موجود صورت گرفت. به عنوان مثال جدول (۲) نتایج هر یک از آزمون‌های H را در ناحیه A نشان می‌دهد.

به دست آمده است.

به منظور اجرای کلیه مراحل پژوهش از نرم‌افزار MATLAB استفاده گردیده به‌طوریکه متن این برنامه‌ها در مرجع شامکوئیان (۱۳۸۶) موجود است. برنامه‌های مذکور توانایی اجرای تحلیل خوشه‌ای و تعیین نواحی همگن بر اساس متغیرهای انتخابی، اجرای آزمون‌های گشتاورهای خطی، برآورد پارامترهای توابع توزیع متداول لوگ‌نرمال سه پارامتری، پیرسون نوع ۳، پارتو تعمیم‌یافته، لوجستیک تعمیم‌یافته و مقادیر حدی تعمیم‌یافته را دارد. ورودی برنامه‌ها شامل اطلاعات مربوط به ایستگاه‌های مورد بررسی مانند تعداد سال‌های آماری، آمار بارندگی‌های کوتاه مدت در طول دوره آماری و ویژگی‌های موقعیت ایستگاه‌ها می‌باشد. روابط نظری این توابع به همراه تابع توزیع کاپا در اینجا آورده نشده است. خوانندگان علاقه‌مند به هاسکینگ و والیس (Hosking and Wallis, 1997) مراجعه نمایند. به منظور استخراج معادلات منطقه‌ای DDF (مقدار-مدت-فراوانی)، ۴ مرحله زیر مورد استفاده قرار می‌گیرد:

الف- در هر ناحیه همگن با استفاده از روش گشتاورهای خطی و آمار بی‌بعد بارندگی سالانه مدتهای ۵ تا ۶۰ دقیقه ایستگاه‌های موجود، بهترین تابع توزیع احتمالی برازش داده می‌شود و با استفاده از آن در هر ایستگاه و برای مدتهای مختلف مقادیر بارندگی با دوره بازگشت‌های ۲، ۵، ۱۰، ۲۰، ۵۰ و ۱۰۰ ساله محاسبه می‌گردد.

ب- با استفاده از روش رگرسیون حداقل مربع‌ها، مناسب‌ترین رابطه داخلی مقدار-مدت ناحیه‌ای استخراج می‌شود.

پ- با استفاده از روش رگرسیون حداقل مربع‌ها، مناسب‌ترین رابطه داخلی مقدار-فراوانی ناحیه‌ای استخراج می‌گردد.

ت- روابط مقدار-مدت و مقدار-فراوانی حاصل از گام‌های ب و پ، به منظور استخراج معادلات نهایی مقدار-مدت-فراوانی ناحیه‌ای ترکیب می‌شوند.

منطقه مورد بررسی

استان‌های خراسان با وسعتی معادل ۳۳۰۰۰۰ کیلومتر مربع حدود یک پنجم خاک کشور را در بر می‌گیرند. این سه استان در طول جغرافیایی ۱۸-۵۵ تا ۳۰-۶۱ و عرض جغرافیایی ۱۳-۳۰ تا ۸-۳۸ واقع شده‌اند، به‌طوریکه از شمال و شمال‌شرق به ترکمنستان، از مشرق به افغانستان، از جنوب‌شرق به استان سیستان و بلوچستان، از جنوب به کرمان، از غرب به استان‌های یزد و اصفهان و سمنان و از شمال‌غرب به مازندران محدود می‌گردند. بلندترین نقطه استان‌های خراسان در قله بینالود به ارتفاع ۳۳۰۰ متر و پائین‌ترین آن در منتهی الیه دشت سرخس به ارتفاع ۲۵۰ متر از سطح دریا می‌باشد. آب و هوای استان‌های مذکور متنوع و به‌طور کلی از نوع نیمه خشک تا خشک متغیر می‌باشد. تنوع آب و هوایی موجب توزیع بسیار متغیر

همان‌طور که مشاهده می‌شود، مقادیر H تماماً کمتر از یک بوده و لذا همگنی این ناحیه در مدت‌های مذکور به خوبی تأیید می‌شود. نتایج مشابه نیز در ناحیه B حاصل گردید (نتایج آورده نشد). مقادیر بزرگتر H_1 در مقایسه با H_2 و H_3 نشان می‌دهد که غالباً چنانچه آماره H_1 همگنی نواحی را تأیید نماید، دو آماره دیگر نیز این مطلب را تأیید می‌کنند. این مورد در منابع دیگر نیز اشاره شده است (Hosking and Wallis, 1993, 1997). به علت برآزش مناسب تابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته (GEV) غالباً از آن به عنوان تابع مناسب یاد می‌شود (مثلاً Smithers and Schulze-2000 و Alila-2000). بنابراین در اینجا نیز به منظور برآورد معادلات ناحیه‌ای DDF، از تابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته (GEV) استفاده گردید. با این حال ما از آزمون نیکوئی برآزش Z که همان معیار برآزندگی برای هر توزیع بر اساس گشتاورهای خطی

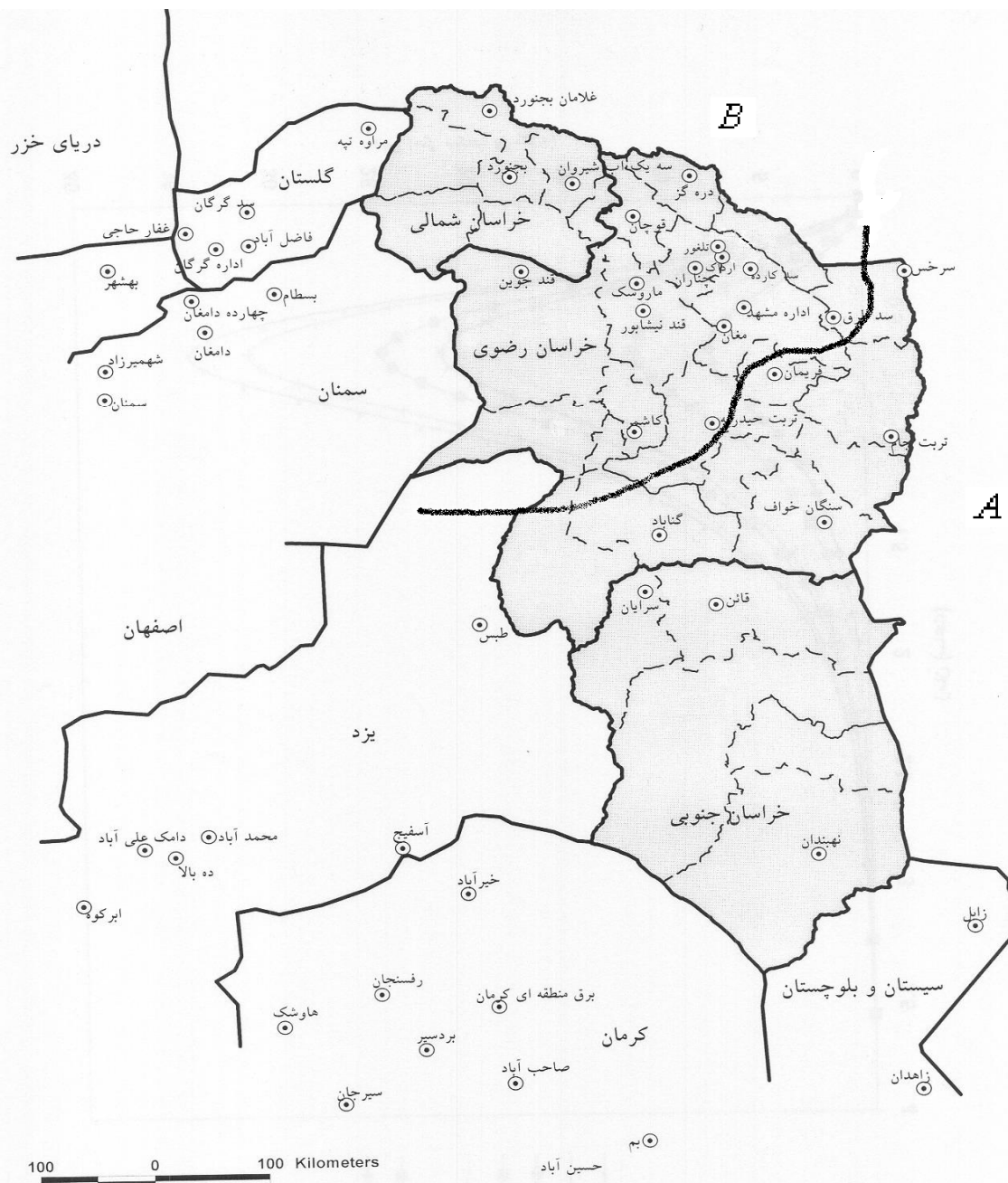
است نیز استفاده کردیم.

نتایج نشان داد که از نظر آماری ($\alpha = 5\%$) تابع GEV برای تمامی مدت‌ها (۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۵۰ و ۶۰ دقیقه) قابل قبول می‌باشد. پس از برآورد پارامترهای تابع توزیع GEV در هر یک از ایستگاه‌های نواحی ۲ گانه، مقادیر بارش در دوره بازگشت‌های ۲، ۵، ۱۰، ۲۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال و مدت‌های مذکور محاسبه گردید. اخیراً قهرمان و همکاران (۱۳۸۵) اطلاعات باران‌های حداکثر در استان‌های خراسان را با روش‌های کلاسیک تحلیل کردند و از تابع توزیع احتمال گامبل استفاده نمودند. مقایسه‌ی نتایج نشان داد که بین این دو روش تفاوت ناچیزی (میانگین قدر مطلق تفاوت برای باران ۶۰ دقیقه‌ای برای ۶ دوره‌ی بازگشت انتخابی برای ایستگاه‌های مشهد، بجنورد و قاین به ترتیب برای استان‌های خراسان رضوی، شمالی و جنوبی ۰/۶۸، ۱/۴۲ و ۱/۲۶) وجود دارد.

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های باران سنج ثابت استان‌های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی* وابسته به وزارت نیرو

ردیف	نام ایستگاه	کد ایستگاه	مختصات جغرافیایی			سال تاسیس	طول دوره آماره	تعداد سال‌های پیوسته مفید
			طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع			
۱	بجنورد	۱۱-۰۴۶	۵۷-۱۹-۳۸	۳۷-۲۸-۴۴	۱۰۶۰	۴۹-۸۱	۱۱	
۲	سه یک آب شیروان	۱۱-۰۰۶	۵۷-۵۶-۴۹	۳۷-۲۴-۳۹	۱۱۱۵	۶۳-۸۱	۱۶	
۳	غلامان بجنورد	۱۱-۰۳۸	۵۷-۰۸-۳۹	۳۸-۰۳-۲۳	۱۲۴۰	۶۶-۸۱	۱۳	
۴	ارداک	۶۴-۰۱۵	۵۹-۲۳-۴۱	۳۶-۴۳-۵۵	۱۳۰۵	۷۰-۸۱	۸	
۵	ترتید حیدریه	۴۷-۰۷۸	۵۹-۱۳-۳۰	۳۵-۱۷-۴۲	۱۳۹۰	۶۲-۸۲	۱۷	
۶	ترتید جام	۶۲-۰۰۲	۶۰-۵۶-۰۰	۳۵-۰۷-۰۰	۹۰۰	۶۳-۷۹	۱۵	
۷	تلغور	۶۴-۰۵۰	۵۹-۲۱-۳۳	۳۶-۴۹-۳۰	۱۵۴۰	۶۸-۸۲	۱۰	
۸	چناران	۶۴-۰۵۶	۵۹-۰۷-۳۵	۳۶-۳۸-۵۳	۱۱۷۰	۶۲-۸۱	۱۵	
۹	دره گز	۶۸-۰۱۰	۵۹-۰۶-۲۹	۳۷-۲۶-۵۰	۴۸۰	۵۵-۸۱	۱۵	
۱۰	سد طرُق	۶۴-۰۴۴	۵۹-۳۳-۱۲	۳۶-۱۰-۲۷	۱۲۴۰	۶۷-۸۱	۱۱	
۱۱	سد کارده	۶۴-۰۴۰	۵۹-۴۰-۰۰	۳۶-۳۷-۲۲	۱۳۰۰	۶۷-۸۱	۱۱	
۱۲	سرخس	۶۵-۰۱۳	۶۱-۰۹-۴۷	۳۶-۳۲-۳۵	۲۷۵	۵۴-۸۲	۲۴	
۱۳	سنگان خواف	۵۵-۰۲۲	۶۰-۱۵-۰۰	۳۴-۲۴-۰۰	۸۷۰	۶۳-۷۴	۱۱	
۱۴	فریمان	۶۲-۰۱۲	۵۹-۵۰-۵۵	۳۵-۴۲-۳۱	۱۳۹۵	۶۳-۸۱	۱۵	
۱۵	قند جوبین	۴۷-۱۴۰	۵۷-۲۵-۰۰	۳۶-۳۹-۲۴	۱۱۶۰	۵۵-۸۰	۱۶	
۱۶	قند نیشابور	۴۷-۱۴۶	۵۸-۳۵-۵۲	۳۶-۱۷-۴۰	۱۱۷۰	۶۳-۸۱	۱۵	
۱۷	قوچان	۱۱-۰۰۳	۵۸-۳۲-۰۰	۳۷-۰۶-۴۷	۱۳۶۰	۵۱-۸۰	۱۶	
۱۸	کاشمر	۴۷-۱۴۲	۵۸-۲۸-۱۹	۳۵-۱۴-۳۲	۱۰۶۰	۶۳-۸۲	۱۴	
۱۹	گناباد	۴۷-۰۸۲	۵۸-۴۰-۲۷	۳۴-۲۰-۲۹	۱۱۱۵	۵۵-۷۹	۲۴	
۲۰	ماروسک	۴۷-۱۴۴	۵۸-۳۲-۴۷	۳۶-۳۱-۴۷	۱۴۹۵	۶۹-۸۱	۹	
۲۱	مشهد	۶۴-۰۱۸	۵۹-۳۵-۰۰	۳۶-۱۷-۴۲	۹۹۰	۶۳-۸۲	۱۶	
۲۲	سرایان	۴۷-۱۳۷	۵۸-۳۱-۱۳	۳۳-۵۱-۳۲	۱۴۴۰	۶۳-۸۰	۱۵	
۲۳	قائن	۵۵-۰۰۷	۵۹-۱۱-۱۸	۳۳-۴۳-۴۷	۱۴۴۰	۵۵-۸۰	۱۸	
۲۴	نهبندان	۴۵-۰۴۲	۶۰-۰۲-۱۸	۳۱-۳۲-۰۰	۱۱۶۰	۶۲-۸۱	۱۶	

* ردیف‌های ۱ تا ۳ مربوط به خراسان شمالی، ۲۲ تا ۲۴ مربوط به خراسان جنوبی و بقیه مربوط به خراسان رضوی می‌باشد (تهیه شده از آرشیو شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی).



(شکل ۱) - موقعیت ایستگاه‌های باران سنج ثابت استان‌های خراسان (علامت نقطه- دایره) و مرز دو ناحیه همگن مورد مطالعه. ناحیه B در بالا و A در پایین مرز واقع شده است.

(جدول ۲) - نتایج آزمون ناهمگنی ناحیه A

H ₃	H ₂	H ₁	مدت بارش (دقیقه)
-۰/۳۲	-۰/۲۱	-۱/۰۰	۵
-۰/۱۴	-۰/۱۶	-۰/۸۸	۱۰
-۰/۱۷	-۰/۱۳	-۰/۹۵	۲۰
-۰/۳۶	-۰/۳۰	-۰/۷۲	۳۰
-۰/۲۰	-۰/۷۵	-۰/۶۸	۵۰
-۰/۱۵	-۰/۰۹	-۰/۷۳	۶۰

معادلات ناحیه‌ای مقدار-مدت

$$a = 0.3725t^{0.2504} \quad (9)$$

$$a = 0.3463t^{0.2408} \quad (10)$$

که در آن‌ها t مدت بارش بر حسب دقیقه می‌باشد. مقادیر عرض از مبدأ کمیت‌های نزدیک به صفر را به خود اختصاص داده‌اند، بنابراین از آن‌ها چشم‌پوشی می‌شود. با جایگذاری روابط (۹) و (۱۰) در رابطه خطی حاصل میان مقادیر بارش و بارش ۶۰ دقیقه $(R_t^T = aR_{60min}^T + b)$ ، روابط مقدار-مدت به ترتیب برای نواحی A و B حاصل می‌شود:

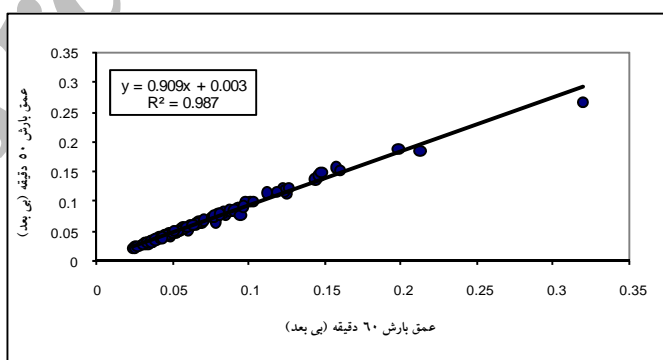
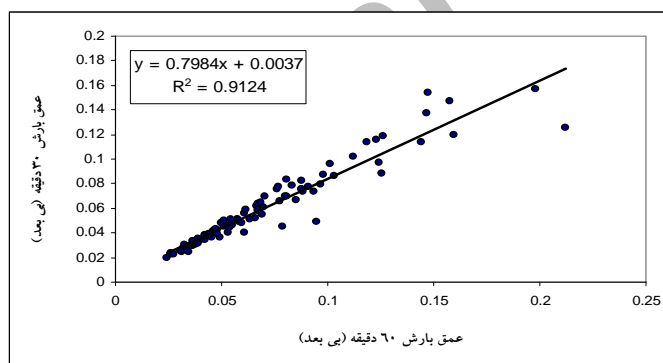
$$R_t^T = 0.3725t^{0.2504}R_{60min}^T \quad (11)$$

$$R_t^T = 0.3463t^{0.2408}R_{60min}^T \quad (12)$$

همان‌طور که مشاهده می‌شود در دو رابطه اخیر مقدار بارش در هر فراوانی، به صورت تابعی از مدت و مقدار بارش ۶۰ دقیقه در همان فراوانی می‌باشد. این نتیجه با یافته‌های دیگر محققین مانند قهرمان و آبخضر (۱۳۸۳) و (Alila 2000) نیز هماهنگی دارد.

فارغ از دوره‌ی بازگشت، همچون یافته‌های (Bell 1969) مقدار باران در مدت‌های مختلف ضریبی از مقدار باران در مدت ۶۰ دقیقه بود. بنابراین به منظور برآورد معادلات ناحیه‌ای مقدار-مدت، رگرسیون خطی مقدار بارش هر یک از مدت‌های مختلف، در مقابل مقدار بارش با مدت ۶۰ دقیقه برای دوره بازگشت‌های ۵، ۱۰، ۲۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال محاسبه گردید. به عنوان مثال شکل (۲) رابطه مقدار-مدت بارندگی-های ۳۰ و ۵۰ در برابر ۶۰ دقیقه در دوره بازگشت‌های مذکور را برای ایستگاه‌های موجود در ناحیه B نشان می‌دهد.

خطوط رگرسیون نشان می‌دهند که عرض از مبدأ روابط حاصل در تمامی مدت‌ها از مقادیر نزدیک به صفر برخوردار بوده و لذا قابل صرف نظر کردن می‌باشند. در نواحی مورد مطالعه مقادیر عرض از مبدأ و شیب در مدت‌های ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰ و ۵۰ دقیقه صعودی بوده، به طوری که می‌توان به ترتیب برای نواحی A و B رابطه شیب و مدت را به شکل روابط زیر بیان نمود (ضرایب تعیین به ترتیب ۰/۹۳ و ۰/۹۴ است):



(شکل ۲)- رابطه خطی مقدار-مدت برای بارندگی‌های ۵۰ و ۳۰ دقیقه در مقابل بارش ۶۰ دقیقه در ناحیه B. (خط پر نشان دهنده بهترین خط ترسیم شده در بین نقاط محاسبه شده است.)

معادلات ناحیه‌ای مقدار-فراوانی

نتایج نشان داد که نسبت مقدار بارش‌های با مدت‌های مختلف و یک فراوانی خاص، به بارش‌های نظیر ۱۰ ساله (مثلاً نسبت تمامی بارش‌های با دوره بازگشت ۱۰۰ سال به بارش‌های نظیر با دوره بازگشت ۱۰ سال) در هر ناحیه ثابت نبوده و با لگاریتم MAP (بارش متوسط سالانه) نظیر آن‌ها رابطه خطی به شکل $R_t^T / R_t^{10yr} = c \log(MAP) + d$ برقرار می‌کنند. در هر دو ناحیه همگن رگرسیون‌های حاصل در دوره بازگشت‌های ۲، ۵، ۲۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال دارای شیب و عرض از مبدأ صعودی می‌باشند. روابط خطی این مقادیر با لگاریتم دوره بازگشت‌های مختلف در نواحی A و B به ترتیب به صورت روابط (۱۳) و (۱۴) است (ضرایب تعیین برای عامل c برای دو ناحیه به ترتیب ۰/۹۷ و ۰/۹۰ و برای عامل d به ترتیب ۰/۹۶ و ۰/۹۱ است):

$$c = 1.66 \log(T) - 1.35 \quad (13)$$

$$d = -3.16 \log(T) + 3.45$$

$$c = -3.34 \log(T) + 2.56 \quad (14)$$

$$d = 8.78 \log(T) - 5.88$$

با جایگذاری مقادیر c و d حاصل از روابط (۱۳) و (۱۴) در رابطه خطی موجود میان نسبت‌های مذکور و لگاریتم MAP، معادلات مقدار-فراوانی به دست می‌آید. رابطه (۱۵) برای ناحیه A و رابطه (۱۶) برای ناحیه B می‌باشد.

$$R_t^T = [(1.66 \log(T) - 1.35) \log(MAP) + (-3.16 \log(T) + 3.45)] R_t^{10yr} \quad (15)$$

$$R_t^T = [(-3.34 \log(T) + 2.56) \log(MAP) + (8.78 \log(T) - 5.88)] R_t^{10yr} \quad (16)$$

روابط (۱۵) و (۱۶) برای فراوانی‌های ۲ تا ۱۰۰ سال و مدت‌های ۵ تا ۶۰ دقیقه قابل استفاده می‌باشند. Bell و Hershfield (1961) و همچنین نتیجه گرفتند که روابط مقدار-فراوانی مستقل از موقعیت جغرافیایی است و معادلات یکسانی را در بسیاری از مناطق دنیا همچون ایالات متحده، استرالیا، جنوب آفریقا، هاوایی، آلاسکا و پورتوریکو پیشنهاد کرده و قابل استفاده دانستند. در حالیکه بر اساس نتایج مطالعه حاضر و همچنین آلایلا (Alila, 2000) مشاهده می‌شود که این فرض صحیح نبوده و معادلات مذکور وابسته به مقدار MAP محل به عنوان شاخصی از موقعیت جغرافیایی می‌باشند. روابط (۱۵) و (۱۶) به عنوان عاملی اساسی در استخراج معادلات

DDF مطرح می‌شوند که در ادامه شرح داده شده است.

معادلات مقدار-مدت-فراوانی (DDF)

به منظور استخراج معادلات DDF ناحیه‌ای، روابط مقدار-مدت و مقدار-فراوانی حاصل از آن‌چه پیشتر گفته شد، با یکدیگر ترکیب می‌گردند. برای این منظور ابتدا معادلات مقدار-فراوانی (روابط ۱۵ و ۱۶) در مدت ۶۰ دقیقه در نظر گرفته می‌شوند. سپس با جایگذاری این روابط در معادلات مقدار-مدت (۱۱) و (۱۲)، روابط DDF تعمیم یافته در هر ناحیه حاصل می‌گردد. نتایج برای نواحی A و B به ترتیب عبارتند از:

$$R_t^T = [(2.1693 \log(T) - 1.8275) \log(MAP) + (-4.3667 \log(T) + 4.6242)] 0.3725 t^{0.2504} R_{60min}^{10yr} \quad (17)$$

$$R_t^T = [(-3.4594 \log(T) + 2.7054) \log(MAP) + (9.0446 \log(T) - 6.2169)] 0.3463 t^{0.2408} R_{60min}^{10yr} \quad (18)$$

با داشتن مقدار بارش ۱۰ سال -۶۰ دقیقه در هر نقطه از نواحی ۲ گانه، مقدار بارندگی با مدت ۵ تا ۶۰ دقیقه و فراوانی ۲ تا ۱۰۰ سال به کمک روابط (۱۷) و (۱۸) قابل محاسبه است. مقدار بارش ۱۰ سال -۶۰ دقیقه در مناطق فاقد ایستگاه می‌تواند با استفاده از نقشه‌های هم-باران برآورد شود (قهرمان و آبخضر، ۱۳۸۳؛ قهرمان و همکاران، ۱۳۸۵). توجه شود که معادلات DDF حاصل تنها برای مدت و فراوانی‌های موجود در دو بازه ذکر شده قابل استفاده‌اند و همان‌طور که مشاهده می‌شود تابعی از مدت، فراوانی، مقدار بارش متوسط سالانه و مقدار بارش ۱۰ سال -۶۰ دقیقه می‌باشند.

بررسی میزان خطای معادلات مقدار-مدت-فراوانی ناحیه‌ای

در این بخش خطای حاصل از معادلات مقدار-مدت-فراوانی نواحی ۲ گانه مورد بررسی قرار می‌گیرد. در شکل (۳) به عنوان نمونه R_t^T محاسبه شده با استفاده از روابط (۱۷) و (۱۸)، با مقادیر مشاهده شده نظیر آن‌ها در مقدار بارش ۱۰۰ سال -۳۰ دقیقه مقایسه شده است. شکل مذکور نشان می‌دهد که حداکثر خطای ناحیه‌ای (رابطه ۱۹) معادلات DDF $\pm 19\%$ می‌باشد. برای مقادیر بارش با مدت و فراوانی‌های دیگر نیز نتایج مشابهی در هر دو ناحیه حاصل شد. این مقدار خطا با محدوده‌های گزارش شده در منابع همخوانی دارد. Pagliari and Viti (1993) در ایتالیا دامنه خطای $\pm 20\%$ و Kothyari and Garde (1992) در هند، ایالت متحده و سریلانکا به ترتیب دامنه خطای $\pm 18\%$ ، $\pm 25\%$ و $\pm 30\%$ تخمین زده شده است.

صورت گرفته در دهه‌های اخیر می‌توان گفت، نتایج تحلیل منطقه‌ای نسبت به تحلیل نقطه‌ای از اطمینان بالاتری برخوردار است. بنابراین پیشنهاد می‌شود مطالعات مشابه دیگر از جمله تحلیل بارش‌های بلند مدت، فراوانی سیلاب و دیگر پارامترهای هیدرولوژی-هواشناسی با استفاده از این روش انجام گردد.

همچنین در مطالعه حاضر با توجه به رگرسیون‌های محاسبه شده مشاهده شد که مقدار بارش ۶۰ دقیقه با فراوانی ۱۰ سال و همچنین مقدار MAP در هر ناحیه با بارش‌های مختلف از همبستگی قابل قبولی برخوردار می‌باشند. بنابراین با توجه به اهمیت این مقادیر تلاش جهت تدقیق آنها چه در اندازه‌گیری و چه در برآورد بسیار حائز اهمیت است.

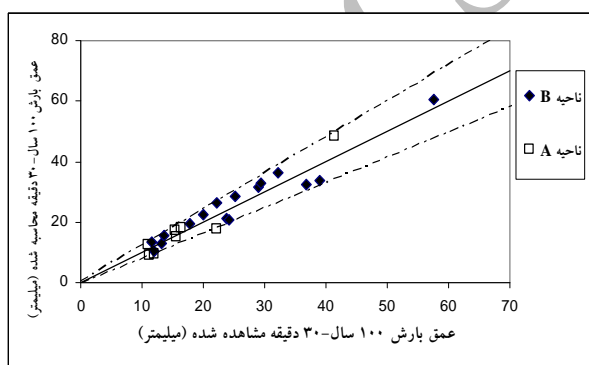
به علاوه پیشنهاد می‌گردد مطالعاتی از جمله تحلیل ممیزی به منظور تخصیص بهتر یک منطقه خاص به ناحیه همگن مربوطه آن انجام گردد تا بتوان پس از شناسایی ناحیه همگن مربوطه هر نقطه مورد نظر مراحل بعدی تحلیل را مطابق این مقاله دنبال نمود.

$$E(\%) = 100 \left[\frac{(R_t^T)_{\text{observed}} - (R_t^T)_{\text{computed}}}{(R_t^T)_{\text{observed}}} \right] \quad (19)$$

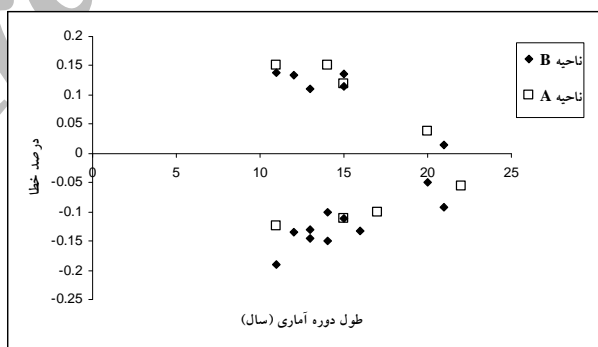
در شکل (۴) رابطه طول دوره آماری و خطای محاسبه شده در دو ناحیه A و B نشان داده شده است. مشخص است که با افزایش طول دوره آماری درصد خطا در هر دو ناحیه همگن کاهش می‌یابد.

نتیجه‌گیری

در این روش با توجه به انجام تحلیل منطقه‌ای و استفاده از آمار ویژگی‌های چندین ایستگاه هم‌رفتار به جای استفاده از یک ایستگاه (تحلیل نقطه‌ای)، تأثیر داده‌های پرت و غیر قابل اعتماد کاهش یافته و همان‌طور که نتایج نشان می‌دهد حداکثر خطای محاسبه شده در برآورد بارش‌های با مقدار، مدت و فراوانی‌های مختلف ۱۹٪ ± در نواحی دو گانه می‌باشد که با نتایج مطالعات پیشین قابل مقایسه است. بر این اساس و با توجه به مطالعات مختلف تحلیل منطقه‌ای



شکل ۳- مقایسه مقادیر محاسبه شده و مشاهده شده بارش ۱۰۰ سال-۳۰ دقیقه با استفاده از روابط (۱۷) و (۱۸) در نواحی دو گانه. خطوط خط چین نمایش دهنده خطای ۱٪ ± و خط پر نمایانگر خط یک به یک می‌باشد.



شکل ۴: خطای محاسبه شده در معادلات DDF به منظور تخمین مقدار بارش ۱۰۰ سال-۳۰ دقیقه به عنوان تابعی از طول دوره آماری.

مراجع

- Jahanbakhsh, S. and Mirnia, M. (2003). Selection of variables for the purpose of regionalization of Iran's precipitation climate using multivariate methods, *J. Hydrol.*, 297, 109-123.
- Ghahraman, B. 1995. A general dimensionless rainfall depth-duration-frequency relationship. *Iran Agric. Res.*, 14(2):217-235.
- Greenwood, J.A., Landwehr, J.M., Matalas, N.C. and Wallis, J.R. (1979). Probability weighted moments: Definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form, *Water Resour. Res.*, 15 (5), 1049-1054.
- Hershfield, D. M. (1961). Rainfall frequency atlas of the United States, Tech. Pap. 40, U.S. Weather Bur., Washington, D.C.
- Hosking, J.R.M. (1986). The theory of probability weighted moments, Res. Rep. RC 12210, IBM Research Division, Yorktown Heights, NY.
- Hosking, J.R.M. (1990). L-Moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics, *J. Royal Stat. Soc. B*, 52, 105-124.
- 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. (1993). Some statistics useful in regional frequency analysis, *Water Resour. Res.*, 29(2), 271-281.
- Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R. (1997). Regional frequency analysis: An approach based on L-Moments, Cambridge University Press, New York, USA.
- Kothyari, U.C. and Garde, R.J. (1992). Rainfall intensity-duration-frequency formula for india, *J. Hydrol.* 118(2), 323-336.
- Maurino, M.F. (2004). Generalized rainfall-duration-frequency relationships: Application in different climate regions of Argentina. *J. Hydrol. Engrng.*, ASCE, 9(4), 269-274.
- Pagliara, S. and Viti, C. (1993). Comment on Rainfall intensity-duration-frequency formula for India by U. C. Kothari and R. J. Garde", *J. Hydrol.* 119(8), 962-966.
- Smithers, J.C. and Schulze, R.E. (2000). A methodology for the estimation of short duration design storms in South Africa using a regional approach based on L-moments, *J. Hydrol.*, 241, 42-52.
- شامکوتیان، ح. (۱۳۸۶). تحلیل فراوانی سیلاب منطقه‌ای با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی و سیلاب نمایه در حوضه‌های آبریز استان‌های خراسان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، آبیاری و زهکشی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- قهرمان، ب. (۱۳۷۵). رابطه به روز شده شدت-مدت-فراوانی بارندگی در ایران با استفاده از باران یکساعته ده ساله. دانش کشاورزی، ۶(۱-۲): ۱۳-۳۲.
- قهرمان، ب. و آبخضر ح.ر. (۱۳۸۳). اصلاح روابط شدت-مدت-فراوانی بارندگی در ایران. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی ۸(۲)، ۱-۱۴.
- قهرمان، ب، س.م. حسینی و ک. داوری. ۱۳۸۵. تحلیل باران‌های کوتاه مدت در استان خراسان. شرکت سهامی آب منطقه‌ای خراسان، کمیته تحقیقات کاربردی. ۱۵۲ص.
- قهرمان، ب. و سپاسخواه ع.ر. (۱۳۶۹الف). تخمین باران یکساعته ده ساله برای تعیین روابط شدت-مدت-فراوانی بارندگی در ایران. در: انوار، س.ا. و طالب بیدختی، ن. (ویرایشگران). مجموعه مقالات سومین کنگره بین‌المللی مهندسی راه و ساختمان، ۲۴-۲۸ اردیبهشت ۱۳۶۹، جلد پنجم، دانشکده مهندسی دانشگاه شیراز، شیراز، ایران، ۳۵-۵۳.
- قهرمان، ب. و سپاسخواه ع.ر. (۱۳۶۹ب). تخمین رابطه شدت-مدت-فراوانی بارندگی در ایران با استفاده از باران یکساعته ده ساله. در: انوار، س.ا. و طالب بیدختی، ن. (ویرایشگران). مجموعه مقالات سومین کنگره بین‌المللی مهندسی راه و ساختمان، ۲۴-۲۸ اردیبهشت ۱۳۶۹، جلد پنجم، دانشکده مهندسی دانشگاه شیراز، شیراز، ایران، ۵۵-۷۴.
- نیرومند، ح. ۱۳۷۸، تحلیل آماری چند متغیره کاربردی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- Alila, Y. 2000. Regional rainfall depth-duration-frequency equations for Canada, *Water Resour. Res.*, 36(7), 67-78.
- Bell, F.C. 1969. Generalized rainfall depth-duration-frequency relationships, *Journal of Hydraulic. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 95(1), 331-327.
- Dinpashoh, Y., Fakheri-Fard, A., Moghaddam, M.,

تاریخ دریافت: ۸۷/۹/۳۰

تاریخ پذیرش: ۸۸/۱۱/۱۴

Derivation of the Regional Rainfall Depth-Duration-Frequency Equations using Linear Moment Theories (Case Study: Khorasan Provinces)

B. Ghahraman^{1*}, H. Shamkoian², K. Davary³

Abstract

The Rainfall Depth-Duration-Frequency (DDF) relationship is an important concept in hydrology, which is of important in engineering projects as well as in water structures. In this study twenty four recording raingage stations (from Ministry of Energy) in Khorasan provinces were considered. The region was divided in two homogeneous sections (A and B with 8 and 16 stations, respectively), by considering different parameters of mean annual precipitation (MAP), longitude, and latitude by using cluster analysis. The homogeneity of these regions were confirmed by linear moment theories. Generalized Extreme Value (GEV) were fitted to the short duration rainfalls, regional depth-duration, and depth-frequency, which were established for each region. The equations were combined to assign regional DDF relationships. The derived equations are functions of duration, frequency, and a key parameter; 10-year, 60-minute rainfall were showed a maximum error of 19%. which are able to determine the depth of rainfall in the duration of 5 to 60 minute and the frequency of 2 to 100 years. The differences of these results were negligible, as compared with the Gumble distribution.

Key words: Linear Moments, Regional Depth-Duration-Frequency Relationships, Khorasan

1- Associate Professor, Faculty of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad

(* - Corresponding author Email: bijangh@um.ac.ir)

2- Senior Irrigation Specialist, Khorasan Razavi Water Authority

3- Assistant Professor, Faculty of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad