Water and Soil Management and Modeling

Online ISSN: 2783 - 2546

University of Mohaghegh Ardabili

Estimating precipitation intensity and its spatial distribution based on fractal theory (Case study: Tireh-Borujerd watershed)

Tayebeh Sepahvabd[1], Mahdi Soleimani-Motlagh[*2], Hossein Zeinivand[3], Amir Mirzaei Mossivand[2]

[1]M.Sc. Student, Department of Range and Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources, Lorestan University, Khorramabad, Iran
[2]Assistant Professor, Department of Range and Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources, Lorestan University, Khorramabad, Iran
[3]Associate Professor, Department of Range and Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Extended Abstract

Introduction

Estimating the amount and intensity of precipitation and its spatial distribution in various return periods is necessary for flood estimation hydrological models. This information is obtained based on traditional methods through intensity-duration-frequency curves with many assumptions, such as the choice of suitable distribution for each period, and the requirement of many parameters in different return periods. If a study area has incomplete data or a lack of data, traditional methods are limited. For this reason, the fractal method is used to transform the precipitation hyetograph in different durations and transfer the precipitation data from one place to another. The fractal method is a self-similar method; It means that every part of it is similar to the whole, like a pine tree, where every branch is like a whole tree. This method has high reliability, convenient access, and less number of parameters, which can be used to create daily precipitation data over long and short periods. It is noteworthy, that in the past valuable research has been done in the field of using the fractal theory to extract IDF curves. Nevertheless, in this research, in addition to extracting the characteristics of precipitation based on the above method in all the stations inside and outside the selected watershed, the spatial distribution of the rainfall intensity mapped based on the Co-Kriging method, and has been compared with the Ghahraman method.

Materials and Methods

The study area is the Tireh watershed in the Borujerd-Dorud region, which is located between east longitudes from ′28 ˚48 to ′17 ˚49 and north latitudes from 51 ˚33 to ′35 ˚33. This watershed, with an area of 2127.28 km^2, is in the northernmost part of the large Karun River watershed and in the south of Oshtorinan town. The average rainfall in the mountains and plain areas has been estimated as 611.4 and 410.6 mm, respectively. The average annual temperature of the plain with an average elevation of 1493.3 m is 13.4℃ and in the highlands with an average elevation of 2025 m, it is 8.5℃. In addition, the amount of evaporation in the highlands and plains is 1852.2 and 2148.8 mm per year respectively. In this research, the maximum intensity and amount of precipitation were estimated based on the fractal theory using the daily precipitation data for 12 stations with a statistical period of 31 years recorded from 1990 to 2021. The research method was conducted based on studies of Azhdary Moghaddam and Heravi, (2018) in the following steps. A) data extraction of the maximum amount of precipitation in different durations of 1, 2 and … days B) determining the maximum intensity of annual precipitation by dividing the maximum precipitation values by their durations C) calculating the weighted moment of the data ($\beta_{r,d}$) in different orders (r) and durations (d) and then drawing linear graphs on a logarithmic scale, D) and then, using the related relationship, the maximum rainfall was calculated in the specified duration and return period. Since hourly precipitation data are not available in most of the stations, therefore, at this step, the IDF curves were extracted using the fractal theory and were compared with the experimental method of Ghahraman (which is based on the maximum daily precipitation) by the Pearson correlation coefficient. The Co-kriging method was used to create spatial distribution maps of precipitation

Water and Soil Management and Modeling

Online ISSN: 2783 - 2546

University of Mohaghegh Ardabili

intensity and amount based on fractal theory. The geostatistical Co-kriging interpolation method is similar to kriging and auxiliary variables can be used for better spatial analysis. Optimal spatial distribution maps of rainfall intensity and amount are provided by the existing point data extracted from the fractal method, and introducing different auxiliary layers such as maximum daily rainfall in the 24-hour continuity period.

Results and discussion

Fractal analysis of precipitation data showed that there is a linear relationship between scale power and moment order in all stations. Therefore, the maximum precipitation data in the study area have a mono-fractal nature, which means that by using the fractal theory, the precipitation data can be converted from one duration to another. The results of the density of precipitation zoning based on fractal theory using the Co-kriging method showed that the accuracy of interpolation increases with the increase of the return period. Indeed the calculated values have a suitable fitting with the observed values and are close to the fitted line. Contrary to this, the results of precipitation zoning based on the Ghahraman method using the Co-kriging method showed the most scattered points around the fitting line; which actually shows the low accuracy of this method in estimating and zoning the area precipitation. The results of the 24-hour rainfall interpolation error using the fractal method showed an increase in the RMSE value with the increase of the return period based on only the auxiliary variable of the rainfall intensity data produced by the fractal method. The RMSE was calculated based on adding auxiliary data such as the amount and annual average of precipitation and the value of the maximum one-day precipitation intensity of the original data to precipitation intensity prepared by the fractal theory. According to this, the RMSE in the return periods of 2, 5, 25, 50, 100, 200, and 300 years equals 0.09, 0.27, 0.74, 0.18, 0.25, 0.059, and 0.13, respectively, have a decreasing trend compared to the use of only auxiliary variable of precipitation magnitude. This composition has reduced the error criterion values to less than a fifth compared to the initial state (only by precipitation intensity covariate) in the return period of over 50 years.

Conclusion

The analysis of statistical moments showed that the precipitation maximum intensity data has a mono-fractal nature. In other words, the changes in the power of the scale are completely linear with respect to moment order, and it can be used to produce the data in different durations. The statistical analysis of the results of estimating the intensity of precipitation in the different return periods and durations with this method compared to the Ghahraman method showed that in most stations there is a significant relationship with a correlation coefficient of over 99 % at a confidence level of 99 %. Generally, the results of the spatial distribution error of precipitation intensity using the Co-kriging method based on fractal in the return periods of 2, 25, 100, and 200 years showed acceptably reduced interpolation error by adding different auxiliary data.

Keywords: Co-kriging, Fractal theory, Ghahraman method, Interpolation error

Article Type: Research Article

* Corresponding Author, E-mail: soleimani.m@lu.ac.ir

Citation: Sepahvand, T., Soleimani-Motlagh, M., Zeinivand, H., & Mirzaei Mossivand, A. (2023). Estimating precipitation intensity and its spatial distribution based on fractal theory (Case study: Tireh - Borujerd watershed). *Water and Soil Management and Modeling*, 3(4), 209-226.
DOI: 10.22098/mmws.2023.12076.1200
DOR: 20.1001.1.27832546.1402.3.4.14.8

Received. 08 January 2023, Received in revised form: 28 January 2023, Accepted: 28 January 2023, Published online: 28 January 2023

Water and Soil Management and Modeling, Year 2023, Vol. 3, No. 4, pp. 209-226

Publisher: University of Mohaghegh Ardabili
© Author(s)

مدل‌سازی و مدیریت آب و خاک

شاپا الکترونیکی: ۲۵٤٦-۲۷۸۳

برآورد شدت بارش و توزیع مکانی آن مبتنی بر تئوری فراکتال (مطالعه موردی: حوزهٔ آبخیز تیره–بروجرد)

طیبه سپه‌وند[۱]، مهدی سلیمانی‌مطلق*[۲]، حسین زینی‌وند[۳]، امیر میرزایی موسیوند[۲]

[۱] دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه مهندسی مرتع و آبخیزداری، دانشکدهٔ منابع طبیعی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

[۲] استادیار، گروه مهندسی مرتع و آبخیزداری، دانشکدهٔ منابع طبیعی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

[۳] دانشیار، گروه مهندسی مرتع و آبخیزداری، دانشکدهٔ منابع طبیعی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

چکیده

برآورد شدت بارش و توزیع مکانی آن در دوره‌های بازگشت برای مدل‌های هیدرولوژیکی تخمین سیلاب ضروری است. لذا در این پژوهش برآورد متغیرهای شدت بارش در حوزهٔ آبخیز تیره–بروجرد با استفاده از ۱۲ ایستگاه در هفت دورهٔ بازگشت با روش فراکتال انجام شد. تحلیل گشتاورهای آماری نشان داد که داده‌های حداکثر شدت بارش دارای ماهیت تک‌فراکتالی است. بررسی آماری نتایج برآورد شدت بارش در دورهٔ بازگشت و تداوم‌های مختلف با این روش نسبت به روش قهرمان نشان داد که در اغلب ایستگاه‌ها رابطهٔ معنادار با ضریب همبستگی بالای ۹۹ درصد در سطح اطمینان ۹۹ درصد وجود دارد. در این پژوهش نتایج خطای توزیع مکانی شدت بارش به روش کوکریجینگ در دوره بازگشت‌های ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ ساله نشان داد که این روش با اضافه کردن داده‌های کمکی مختلف می‌تواند خطای ناشی از درون‌یابی را به طرز قابل‌قبولی کاهش دهد و مشکل خطای زیاد تخمین بارش با روش‌های قدیمی نظیر استفاده از روش گرادیان بارش–ارتفاع را کاهش دهد. در مجموع استفاده از متغیرهای کمکی شامل مقدار بارش به روش فراکتال، میانگین بارش سالانه و میانگین حداکثر شدت بارش یک‌روزهٔ داده‌های اصلی در دوره بازگشت‌های ۵۰ سال به بالا باعث تقلیل میزان خطا به کم‌تر از یک پنجم آن نسبت به حالتی که تنها از یک متغیر کمکی استفاده شده، است. بر این اساس میانگین مربعات خطای درون‌یابی حداکثر شدت بارش در دورهٔ بازگشت ۵۰ ساله با در نظر گرفتن متغیر کمکی مقدار بارش، برابر ۱/۴۰ بود. سپس با اعمال داده‌های کمکی میانگین بارش سالانه، مقادیر خطا معادل ۰/۱۹ به‌دست آمد. هم‌چنین، میزان خطا در این دورهٔ بازگشت، با اضافه نمودن مقدار میانگین حداکثر شدت بارش یک‌روزهٔ داده‌های اصلی به متغیرهای فوق، برابر ۰/۱۸ به‌دست آمد. بررسی نتایج پهنه‌بندی مبتنی بر روش فراکتال در دوره بازگشت‌های مختلف نشان داد که بیش‌ترین و کم‌ترین شدت بارش به‌ترتیب متعلق به جنوب و شمال حوزهٔ آبخیز است. در حالی‌که نتایج پهنه‌بندی روش قهرمان نشان‌دهندهٔ تغییرات کم مقادیر شدت بارش در قیاس با روش فراکتال در حوزهٔ آبخیز مورد مطالعه است. علاوه بر آن، این روش توانایی مدل کردن پهنه‌بندی مکانی بارش در دوره بازگشت‌های بزرگ‌تر یا مساوی ۲۰۰ سال را ندارد.

واژه‌های کلیدی: تئوری فراکتال، خطای درون‌یابی، روش قهرمان، کوکریجینگ

نوع مقاله: پژوهشی

*مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: soleimani.m@lu.ac.ir

استناد: سپه‌وند، طیبه، سلیمانی‌مطلق، مهدی، زینی‌وند، حسین، و میرزایی موسیوند، امیر (۱۴۰۲). برآورد شدت بارش و توزیع مکانی آن مبتنی بر تئوری فراکتال (مطالعه موردی: حوزهٔ آبخیز تیره–بروجرد). *مدل‌سازی و مدیریت آب و خاک*، ۳(۴)، ۲۰۹–۲۲۶.

DOI: 10.22098/mmws.2023.12076.1200

DOR: 20.1001.1.27832546.1402.3.4.14.8

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۰/۱۸، تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۱۱/۰۸، تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۰۸، تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۱/۰۸

مدل‌سازی و مدیریت آب و خاک، سال ۱۴۰۲، دوره ۳، شماره ۴، شماره صفحه ۲۰۹ تا ۲۲۶

ناشر: دانشگاه محقق اردبیلی

©نویسندگان

۱- مقدمه

محاسبهٔ حداکثر شدت بارش از جمله پژوهش‌های مهم و کاربردی برای برآورد و برنامه‌ریزی سیلاب است. این اطلاعات از طریق منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی به‌دست می‌آید. اما این منحنی‌ها دارای فرضیات زیاد، از قبیل انتخاب توزیع برای هر دورهٔ تداوم هستند و به تعداد زیادی پارامتر در دوره بازگشت‌های مختلف نیاز دارند، از این‌رو دقیق و قابل‌اعتماد نیستند. ارزش و دقت چنین روش‌هایی به‌علت عدم قطعیت‌های برازش، تعداد زیاد پارامترهای آماری و عدم توانایی کافی در تعریف خواص بارش در مقیاس‌های زمانی مختلف محدود می‌شود (Agbazo et al., 2016). منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی ابزارهای اساسی طراحی مهندسی هستند؛ زیرا اطلاعات مربوط به بارندگی شدید در طیف گسترده‌ای از مقیاس‌های زمانی مشخص را شامل می‌شود (Emmanouil et al., 2022). استخراج منحنی‌های IDF به روش‌های متداول به‌دلیل نیاز به داده‌های بارندگی در تداوم‌های مختلف و پارامترهای زیاد، دقت کافی ندارند. روش فراکتال روشی نوین است که در آن تعداد پارامترها کم‌تر بوده و فقط داده‌های روزانه بارش که جزء فراوان‌ترین اطلاعات بارش هستند، استفاده می‌شوند و بارش را در دوره تداوم‌های کوتاه‌تر ایجاد می‌کنند (Chow et al., 1998).

استخراج منحنی‌های IDF مستلزم تحلیل آماری داده‌های بارش در تداوم‌های مختلف است. بنابراین، هنگامی‌که حوزهٔ آبخیز مورد مطالعه فاقد آمار و یا دارای آماری محدود باشد، بررسی مشکل می‌شود (Azhdary Moghaddam and Heravi, 2018). درصورتی‌که حوزهٔ آبخیز مورد مطالعه دارای آمار ناقص و یا کمبود آمار باشد، روش‌های سنتی دچار محدودیت می‌شوند. بنابراین، برای تبدیل هیتوگراف بارش در تداوم‌های مختلف و انتقال اطلاعات بارش از یک مکان به مکان دیگر از روش فراکتال استفاده می‌شود. روش فراکتال، روشی خود متشابه است که هر جزء آن شبیه به‌کل است مثل درخت کاج که هر شاخهٔ آن شبیه یک درخت کامل است. به‌دلیل قابلیت اطمینان بالا، دسترسی راحت و تعداد پارامتر کم‌تر می‌توان با استفاده از این روش داده‌های بارش روزانه در دوره تداوم‌های بلند و کوتاه ایجاد کرد (Noorigheidari, 2012a). خصوصیت خودتشابهی در متغیرهای اقلیمی، امکان استفاده از بعد فراکتالی و تحلیل تغییرات زمانی و مکانی آن را فراهم می‌نماید. بر این اساس استفاده از هندسهٔ فراکتالی در پیش‌بینی رفتار بسیاری از فرآیندهای طبیعی از جمله بارندگی در مناطق مختلف از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (Mostafazadeh et al., 2016). فراکتال روشی رضایت بخش است که خودشباهتی بارش و منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی را بر اساس پیچیدگی بارندگی در مقیاس‌های مختلف نشان می‌دهد. فرآیندهای فراکتالی رفتار یکسانی را برای اندازه‌گیری مقیاس‌های مختلف نشان می‌دهند، بنابراین آن‌ها خودمتشابه هستند. این ویژگی فراکتال، ماهیت آماری دارد که می‌توان ویژگی‌های مقیاس‌بندی آن‌ها را با روابط آماری بیان کرد (García-Marín et al., 2019). تئوری فراکتال شامل تک‌فراکتال و چندفراکتال است که در حالت تک‌فراکتال داده‌ها از خاصیت عدم تغییرپذیری مقیاس پیروی می‌کنند (Schertzer and Lovejoy, 1987). در زمینهٔ استفاده از تئوری فراکتال در برآورد منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی بارش، پژوهش‌های زیر انجام شده است. به‌طور مثال Beuchat et al. (2011) برای تبدیل مقدار بارش روزانه به مقدار بارش با تداوم‌های کم‌تر از ۲۴ ساعت، از تئوری فراکتال استفاده کردند. Cheng et al. (2001) از تئوری عدم تغییرپذیری مقیاس زمانی بارش برای استخراج هیتوگراف بی‌بعد و تبدیل آن به تداوم دلخواه استفاده کردند. Nhat et al. (2007) با استفاده از مدل فراکتال روابطی برای استخراج رگبار طرح در ایستگاه‌های فاقد آمار برای کشور ژاپن ارائه کردند. Bara (2009) خصوصیات فراکتالی مقادیر حدی بارش را بررسی و وجود خاصیت عدم تغییرپذیری در داده‌های حدی را تعیین کردند. Gupta and Waymire (1990) با استفاده از تئوری فراکتال بین بارش در تداوم‌های مختلف یک رابطهٔ ریاضی ایجاد و بارش‌های روزانه با تداوم‌های کوتاه و بلندمدت را تولید کردند. بررسی رفتار فرکتالی داده‌های بارش در ایستگاه باران‌سنجی تله زنگ نشان داد که بارش‌های یک تا هشت روزه از خصوصیات تک‌فراکتالی برخوردار بوده به‌طوری‌که می‌توان در محدودهٔ تداوم‌های مذکور اقدام به تبدیل حداکثر شدت بارش سالانه از یک تداوم به تداوم دیگر نمود (Noorigheidari, 2012b). در پژوهشی، Bolouki et al (2022) با بررسی رفتار فراکتالی بارش در ایستگاه همدید زاهدان دریافتند که بیشینه شدت بارش از رفتار تک‌فراکتالی تبعیت می‌کند. در مطالعه‌ای، Safavi et al. (2019) با استفاده از تئوری فراکتال بارش مبتنی بر ایجاد نوعی نظم در بی‌نظمی، تغییرات منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی را در ایستگاه سینوپتیک اصفهان بررسی کردند.

به‌دلیل مشکلات کمبود اطلاعات بارش دوره تداوم‌های مختلف در کشور، در پژوهش حاضر داده‌های حداکثر بارش در دوره بازگشت و تداوم مشخص از روش فراکتال محاسبه شد. هم‌چنین، برای پهنه‌بندی مکانی شدت بارش در منطقهٔ مورد مطالعه از روش کوکریجینگ با تعریف چندلایه مؤثر استفاده شد. روش‌های زمین‌آماری، روش‌هایی دقیق و قوی برای برآورد داده‌های مکانی هستند، زیرا این روش‌ها برای محاسبهٔ تخمین،

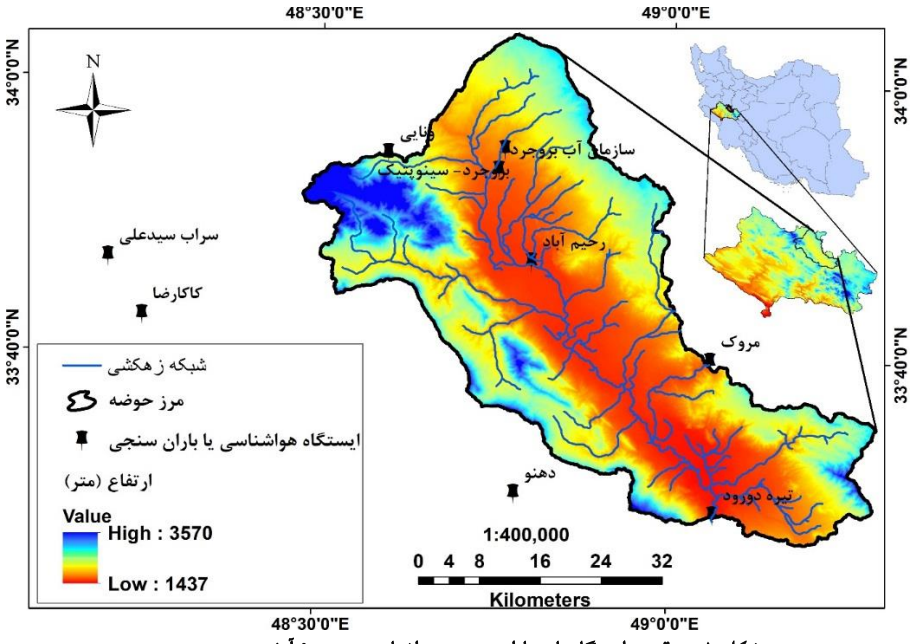
واریانس خطای تخمین را نیز محاسبه می‌کنند (Sedghamiz, 2021). یکی از کاربردهای این روش تخمین میانگین بارش منطقه است. در این راستا، Pardo-Igúzquiza (1998) برای تخمین میانگین بارش حوزهٔ آبخیز رود گودال هورس در اسپانیای شمالی، از روش‌های سنتی و کریجینگ معمولی و کوکریجینگ استفاده کرد. در ادامه، Zare Chahouki (2000) برای تحلیل منطقه‌ای و برآورد بارندگی فصلی و سالانه در دامنهٔ جنوبی البرز از روش کوکریجینگ استفاده کرد. در مطالعه‌ای، Diodato and Ceccarelli (2005) از روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ و چندین روش دیگر برای تولید نقشه‌ی مکانی بارش کوهستانی در شمال‌شرقی فرانسه، بهره گرفتند. در پژوهشی، Misaghi and Mohammadi (2006) دریافتند که روش‌های زمین‌آماری کریجینگ و کوکریجینگ نسبت به دیگر روش‌ها برای درون‌یابی حوزهٔ آبریز مارون برتر هستند. در پژوهش دیگری، Saghafian et al. (2011) روش شبه‌گوسی کریجینگ و کوکریجینگ را به‌عنوان بهترین الگو برای پهنه‌بندی بارش معرفی کردند. هم‌چنین، Eivazi and Mosaedi (2012) برای تعیین بهترین توزیع الگویی مکانی بارندگی سالانه در استان گلستان از شش روش درون‌یابی استفاده کردند و نتایج آن‌ها نشان داد که روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ کم‌ترین خطای میانگین مربعات را دارند. در نهایت، Vayskarami et al. (2022) برای برآورد میزان بارش در رگبارهای انتخابی در سطح استان لرستان درون‌یابی کوکریجینگ ساده را روشی مناسب معرفی کردند.

اگرچه در گذشته، پژوهش‌های ارزشمند، ولی اندک در زمینهٔ استفاده از روش فراکتال برای استخراج منحنی‌های IDF انجام شده است، اما در این پژوهش علاوه‌بر استخراج خصوصیات بارش در تمام ایستگاه‌های موجود در داخل و خارج حوزهٔ آبخیز مورد مطالعه با روش فوق، توزیع مکانی شدت آن با روش کوکریجینگ پهنه‌بندی و با روش قهرمان مقایسه و تحلیل شده است.

۲- مواد و روش‌ها

۲- ۱- معرفی منطقهٔ مورد مطالعه

حوزهٔ آبخیز تیره-بروجرد بخشی از شهرستان‌های دورود و بروجرد است که بین '۲۸ °۴۸ تا '۱۷ °۴۹ طول‌شرقی و '۵۱ °۳۳ تا '۳۵ °۳۳ عرض‌شمالی واقع شده است. این محدوده با مساحت ۲۱۲۷/۲۸ کیلومتر مربع در شمالی‌ترین قسمت حوزهٔ آبریز کارون بزرگ و در جنوب محدودهٔ مطالعاتی اشترینان است. متوسط بارش آن در ارتفاعات و دشت به‌ترتیب ۶۱۱/۴ و ۴۱۰/۶ میلی‌متر است. میانگین درجهٔ حرارت سالانهٔ با متوسط ارتفاع ۱۴۹۳/۳ متر، ۱۳/۴ درجهٔ سانتی‌گراد و در ارتفاعات با متوسط ارتفاع ۲۰۲۵/۱ متر، ۸/۵ درجهٔ سانتی‌گراد است. میزان تبخیر در ارتفاعات و دشت به‌ترتیب ۱۸۵۲/۲ و ۲۱۴۸/۸ میلی‌متر در سال است (Sangab Zagros, 2012). شکل ۱ موقعیت جغرافیایی حوزهٔ آبخیز تیره و پراکنش ایستگاه‌های هواشناسی و باران‌سنجی را نشان می‌دهد. در این پژوهش حداکثر شدت بارش بر مبنای تئوری فراکتال با استفاده از داده‌های بارش روزانهٔ ۱۲ ایستگاه (۳۱ سال از ۱۳۶۹ تا ۱۴۰۰)، برآورد شد. جدول ۱ مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های موجود در حوزهٔ آبخیز تیره-بروجرد را نشان می‌دهد هم‌چنین، در شکل ۲ مراحل انجام پژوهش حاضر ارائه شده است.



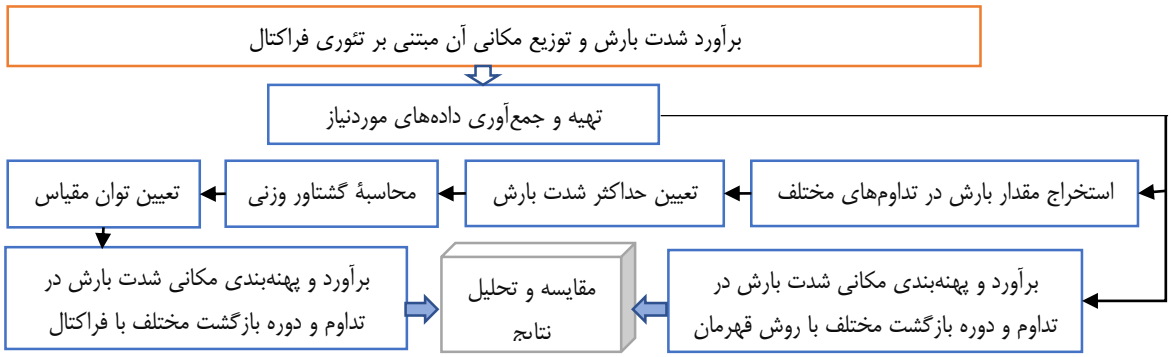
شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های بارانسنجی و هواشناسی در حوزهٔ آبخیز تیره-بروجرد

Figure 1- The location of the rain gauge and meteorological stations in the Tireh-Borujerd watershed

جدول ۱- مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های هواشناسی و باران‌سنجی حوزهٔ آبخیز تیره-بروجرد

Table 1- Geographical characteristics of meteorological and rain gauge stations in Tireh-Borujerd watershed

ردیف	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)
1	خرم‌آباد	16′48″°48	33°26′23″	1148
2	کاکارضا	15′0″°48	33°42′36″	1550
3	سراب صیدعلی	12′0″°48	33°46′48″	1530
4	بروجرد	45′35″°48	33°55′12″	1629
5	مروک	3′23″°49	33°39′57″	1570
6	سازمان آب بروجرد	35′43″°49	33°53′20″	1546
7	ونایی	48°35′41″	33°54′46″	1970
8	ازنا چم زمان	49°26′53″	33°27′37″	1874
9	رحیم آباد	48°48′2″	33°47′2″	1492
10	دهنو	48°46′53″	33°30′7″	1788
11	تیره دورود	49°3′48″	33°28′46″	1448
12	دره تخت	49°22′58″	33°22′23″	1870



شکل ۲- مراحل انجام پژوهش حاضر

Figure 2- The steps of the current research

۲- ۲- برآورد شدت رگبار طراحی

حداکثر بارش در دوره بازگشت‌های مختلف با استفاده از روش فراکتال برآورد می‌شود. با این روش بر اساس خاصیت خودهمانندی بارش می‌توان از روی بارش روزانه، بارش‌هایی با تداوم کوتاه و بلند را تولید کرد (Noorigheidari, 2012a). از آن‌جایی‌که روابط شدت-مدت-فراوانی بر مبنای تحلیل فراوانی بارندگی برای دوره تداوم‌های مختلف نیاز به تعداد زیاد پارامتر و فرضیات زیاد از قبیل انتخاب توزیع برای هر دوره تداوم دارند، دقیق و قابل اعتماد نیستند (Bougadis and Adamowski, 2006). از این‌رو می‌توان از خصوصیات مقیاسی بارش‌های حدی در جهت رفع کاستی‌های روش‌های سنتی بهره گرفت. بنابراین در این مطالعه، حداکثر بارش طراحی در دوره بازگشت و تداوم معین با استفاده از تئوری فرکتال و توزیع احتمالاتی مقادیر حدی تعمیم یافته (Generalized extreme value) نوع دو برآورد می‌شود. مراحل محاسبهٔ این روش به‌صورت زیر است: الف) استخراج داده‌های حداکثر مقدار بارش در تداوم‌های مختلف یک، دو و چند روزه. ب) تعیین حداکثر شدت بارش سالانه با تقسیم مقادیر حداکثر بارش در مرحلهٔ قبل بر تداوم آن‌ها. ج) محاسبهٔ گشتاور وزنی داده‌ها ($\beta_{r,d}$) در مراتب مختلف (r) و تداوم (d) و سپس ترسیم نمودارهای خطی در مقیاس لگاریتمی (لگاریتم گشتاور وزنی مرتبه (r) نسبت به لگاریتم تداوم بارش (Azhdary Moghaddam and Heravi, 2018).

$$\beta_{r,d} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{(i-1)(i-2)(i-3)\dots(i-r)}{(n-1)(n-2)(n-3)\dots(n-r)}(y_i) \quad (۱)$$

در آن n تعداد داده‌ها، y_i حداکثر شدت بارش سالانه به‌ترتیب صعودی و i شماره ردیف است. ج) با تعیین شیب‌های روابط خطی در نمودار قبل، نمودار توان مقیاس (شیب) نسبت به مرتبهٔ گشتاور ترسیم خواهد شد. ه) با استفاده از رابطهٔ (۲)، بارش حدی در تداوم و دورهٔ بازگشت مورد نظر محاسبه خواهد شد:

$$I_t(T) = \left\{\mu_{24} + \frac{\sigma_{24}}{K_{24}}\left(1 - \left[-\ln\left(1-\frac{1}{T}\right)\right]^{K_{24}}\right)\right\}\left(\frac{t}{24}\right)^{\emptyset} \quad (۲)$$

در فرمول بالا، I_T^t حداکثر شدت بارش در تداوم t و دورهٔ بازگشت T است. پارامترهای μ_{24}، σ_{24} و k_{24} به‌ترتیب میانگین، انحراف

معیار و پارامتر شکل داده‌های حداکثر شدت بارش روزانه هستند که با برازش توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته بر داده‌ها در نرم‌افزار EasyFit برآورد می‌شوند و پارامتر Ø مقدار توان مقیاس است. انتخاب توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته در پژوهش حاضر با استناد به پژوهش‌های (Noorigheidari, 2012b; Azhdary Moghaddam and Heravi, 2018;) به‌علت نمایش مناسب رفتار توانی بارش حدی صورت گرفته است.

۲-۳- ارزیابی کارایی مدل

از آن‌جایی‌که آمار بارش ساعتی در ایستگاه‌های مختلف در دسترس نیست، لذا در این مرحله، منحنی‌های IDF مستخرج از مدل فراکتال با روش تجربی قهرمان (که مبتنی بر حداکثر بارش روزانه است) از طریق ضریب همبستگی پیرسون مقایسه شد.

۲-۴- پهنه‌بندی مکانی شدت بارش

در این پژوهش به‌منظور تهیهٔ نقشه‌های توزیع مکانی شدت بارش با روش فراکتال، با بررسی اولیه مشخص شد که پهنه‌بندی شدت بارش با روش‌های درون‌یابی معمولی نظیر IDW، کریجینگ معمولی و ساده و RBF با معرفی داده‌های نقطه‌ای دارای خطای بالایی است. لذا از روش کوکریجینگ که یک روش درون‌یابی زمین‌آماری شبیه به کریجینگ است، استفاده شد تا علاوه‌بر داده‌های نقطه‌ای موجود مستخرج از روش فراکتال، با معرفی لایه‌های کمکی مختلف نظیر حداکثر مقدار بارش روزانه و میانگین بارش سالانه، نقشه‌های توزیع بهینهٔ مکانی شدت بارش در دورهٔ تداوم ۲۴ ساعته فراهم شود. روش کوکریجینگ بین متغیر وابسته و متغیر نمونه رابطه‌ایی فضایی ایجاد می‌کند تا مقادیر مجهول را تخمین بزند. به‌طوری‌که بین متغیر اصلی و متغیر کمکی رابطهٔ همبستگی مکانی ایجاد نماید. این روش با کاهش واریانس، زمانی استفاده می‌شود که نمونه‌گیری از متغیرها مشکل و پرهزینه باشد (Bogaert et al., 1995). به‌طورکلی صحت روش‌های درون‌یابی زمین آماری بسیار بالاتر از روش‌های رگرسیون خطی است و روش کوکریجینگ نسبت به سایر روش‌های رگرسیون خطی، منعطف و دارای دقت بیش‌تر برای برآورد بارش در مناطق کوهستانی است (Diodato and Ceccarelli, 2005). به‌همین دلیل در این پژوهش از روش کوکریجینگ با استفاده از اطلاعات متغیرهای کمکی مختلف، نظیر مقدار بارش به روش فراکتال، میانگین بارش سالانه، میانگین حداکثر شدت بارش روزانه داده‌های اصلی برای درون‌یابی شدت بارش استفاده شده است. روش اصلاح شدهٔ کریجینگ، کوکریجینگ نام دارد که رابطهٔ آن به‌صورت زیر است (Nabipour and Vafakhah, 2016):

$$Z_{(x_o)} = \sum_{i=1}^{n} \lambda_{1i} Z_{1(x_i)} \cdot \sum_{j=1}^{m} \lambda_{2j} Z_{2(x_j)} \qquad (۳)$$

در آن، $Z_{2(x_j)}$ متغیر مکانی کمکی، $Z_{1(x_i)}$ متغیر مکانی اصلی، $Z_{(x_o)}$ مقدار برآورد شدهٔ متغیر در نقطهٔ x_o، m تعداد نقاط نمونه‌برداری متغیرهای فرعی و n تعداد نقاط نمونه‌برداری متغیرهای اصلی و λ_{1i} و λ_{2j} ، وزن‌های آماری داده شده به متغیرهای اصلی و کمکی هستند. برای بررسی میزان خطای درون‌یابی کوکریجینگ در پهنه‌بندی مقدار و شدت بارش بر اساس تئوری فراکتال و روش قهرمان از ریشهٔ میانگین مربعات خطا[1] (RMSE) استفاده شد. معادلات این دو نوع خطا در زیر آمده است (Nabipour and Vafakhah, 2012).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(z^*(x_i) - z(x_i))^2} \qquad (۴)$$

در این معادله $Z^*(X_i)$: مقدار برآورد شدهٔ متغیر مورد نظر، $z(x_i)$ مقدار اندازه‌گیری شدهٔ متغیر مورد نظر و n تعداد داده‌هاست.

۲- ۵- روش قهرمان

برای محاسبهٔ بارش به روش قهرمان از فرمول زیر استفاده می‌شود (Alizadeh, 2006):

$$P_T^t = (0.4524 + 0.2471Ln(T - 0.6000))(0.3710 + 0.6184t^{0.4484})P_{10}^{60} \qquad (۵)$$

$$P_{10}^{60} = 2.2598X_1^{1.1374}X_2^{-0.3072} \qquad (۶)$$

در آن، T دورهٔ بازگشت به سال و t مدت دوام بارندگی به ساعت و P_T^t مقدار بارندگی با مدت دوام t و دورهٔ بازگشت T سال بر حسب میلی‌متر است. هم‌چنین، X_1 متوسط بارندگی حداکثر روزانه و X_2 متوسط بارندگی سالانه بر حسب میلی‌متر است. روش قهرمان، روش سنتی و تجربی محاسبهٔ برآورد شدت بارش است که رابطهٔ آن بر اساس تحلیل داده‌های بسیار محدود حاصله از ایستگاه‌های بارانگار در سال‌های قبل به‌دست آمده که ممکن است از درجهٔ دقت زیادی برخوردار نباشد. لذا نیاز به واستجی مجدد و تولید روابط جدید است. علاوه‌بر این، این رابطه برای دوره بازگشت‌های ۲ تا ۱۰۰ سال و دورهٔ تداوم ۱۵ دقیقه تا ۲۰ ساعت برای نقاط مختلف کشور مناسب است (Alizadeh, 2006). در صورتی‌که روش فراکتال روشی خودمتشابه است که دارای دقت بالا و مراحل محاسباتی کم‌تر است و دارای قابلیت

[1] Root Mean Square Error

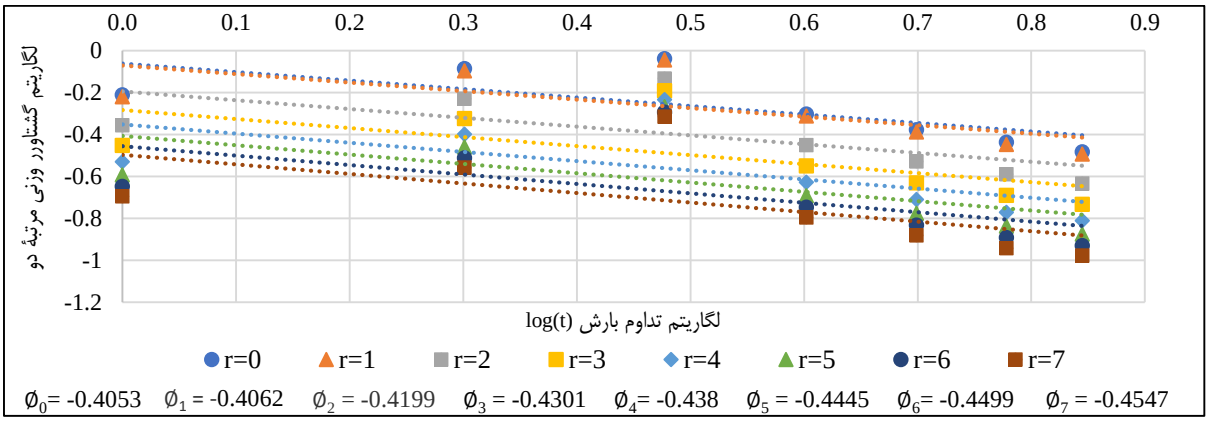
اطمینان بیش‌تر، دسترسی راحت‌تر و پارامتر کم‌تری است که با استفاده از این ویژگی می‌توان داده‌های بارش را از داده‌های بارش روزانه در دوره بازگشت‌های مختلف و در دوره تداوم‌های بلند و کوتاه ایجاد کرد (Nhat et al., 2007).

۳- نتایج و بحث

۳-۱- بررسی فراکتالی بارش

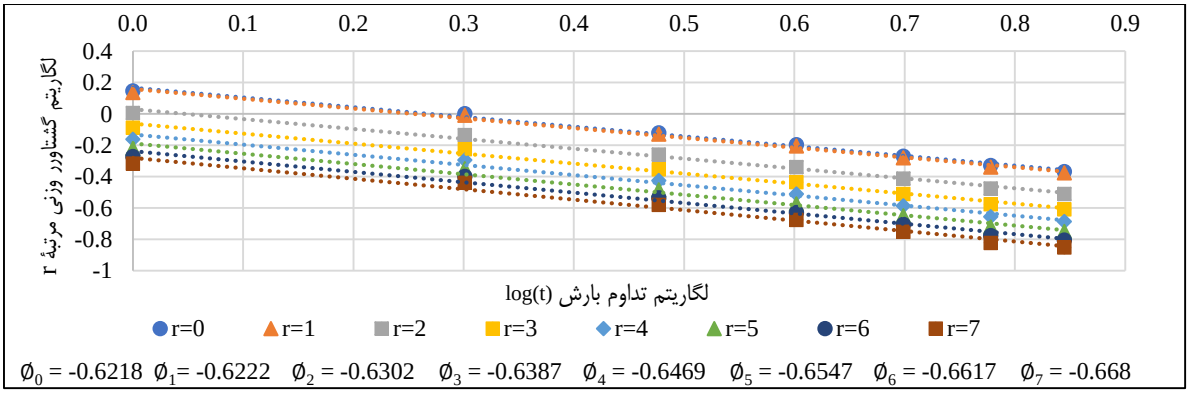
برای تعیین نوع فراکتال و بررسی بازهٔ زمانی آن از روش گشتاور آماری استفاده می‌شود. به‌همین منظور با استفاده از داده‌های بارش روزانه، داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه در تداوم‌های یک، دو، ... و هفت روز استخراج و سپس گشتاور ($\beta_{r,d}$) در مراتب مختلف (r) و تداوم (d) محاسبه شد. در ادامه، نمودار خطی در مقیاس لگاریتمی ترسیم شد که به‌دلیل جلوگیری از حجیم شدن مقاله، این نمودار برای ایستگاه‌های باران‌سنجی رحیم‌آباد و کاکارضا در شکل‌های ۳ و ۴ آورده شده است.

وقتی در مختصات لگاریتمی، گشتاور داده‌ها دارای رابطهٔ خطی نسبت به تداوم بارش باشد، در این صورت داده‌ها دارای رفتار تک‌فراکتالی هستند (Noorigheidari, 2012a). همان‌طور که در شکل‌های ۳ تا ۶ مشاهده می‌شود، برای داده‌های حداکثر بارش سالانه ایستگاه‌های هواشناسی رحیم‌آباد و کاکارضا، گشتاور وزنی داده‌ها در مختصات لگاریتمی در بازهٔ زمانی یک تا هفت روز دارای رابطهٔ خطی تداوم بارش است. در واقع رابطهٔ بین توان مقیاس (شیب متوسط خطوط لگاریتم گشتاور وزنی نسبت به لگاریتم تداوم بارش در مرتبه‌های مختلف) و مرتبهٔ گشتاور وزنی، خطی است. بنابراین، داده‌های حداکثر بارش در منطقه مورد مطالعه در این بازهٔ زمانی دارای ماهیت تک‌فراکتالی هستند. بدین معنی که با استفاده از تئوری فراکتال می‌توان داده‌های بارش را از یک تداوم به تداوم دیگر تبدیل کرد. این امر می‌تواند به‌دلیل خصوصیات عدم تغییرپذیری مقیاس بارش روزانه و ساختار توزیع زمانی بارندگی باشد. به‌عبارتی خواص بارش در بازهٔ زمانی یک تا هفت روز از فرضیهٔ تک‌مقیاسی (تک‌فراکتالی) تبعیت می‌کند. بنابراین، پیرو نتایج Bara et al. (2009) در این محدودهٔ زمانی می‌توان داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه را از یک تداوم به تداوم دیگر تبدیل کرد.



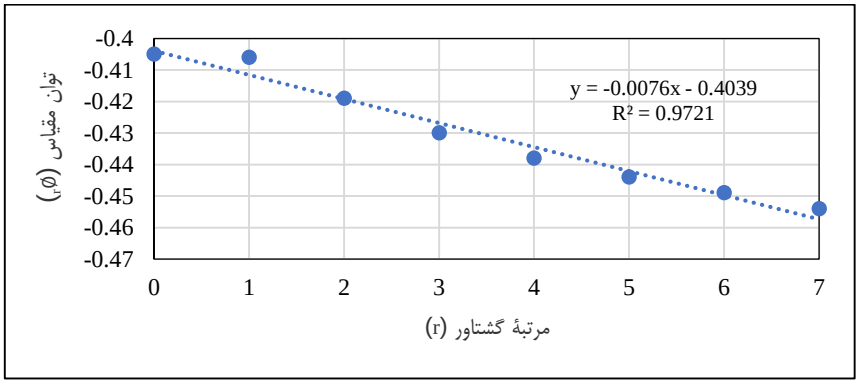
شکل ۳- توان مقیاس در مرتبه‌های مختلف (r) گشتاور وزنی داده‌های حداکثر بارش سالانه در بازهٔ زمانی یک تا هفت روز برای ایستگاه هواشناسی رحیم‌آباد

Figure 3- The power of scale in different orders (r) of the weighted moment of maximum annual rainfall data in the period of one to seven days for the Rahim Abad meteorological station



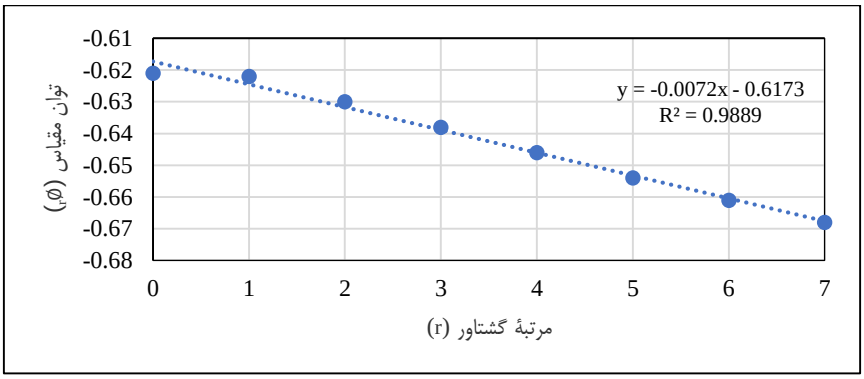
شکل ۴- توان مقیاس در مرتبه‌های مختلف (r) گشتاور وزنی داده‌های حداکثر بارش سالانه در بازهٔ زمانی یک تا هفت روز برای ایستگاه کاکارضا

Figure 4- The power of scale in different orders (r) of the weighted moment of maximum annual rainfall data in the period of one to seven days for the Kaka Reza station



شکل ۵- رابطهٔ خطی تغییرات توان مقیاس در برابر مرتبهٔ گشتاور در ایستگاه رحیم‌آباد

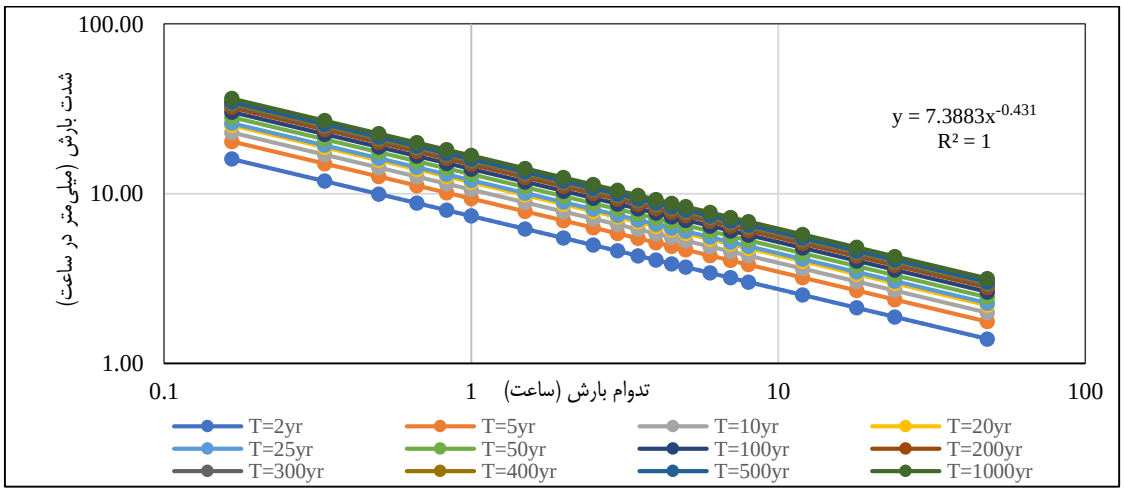
Figure 5- Linear relationship of scale power changes against moment order at Rahim Abad station



شکل ۶- رابطهٔ خطی تغییرات توان مقیاس در برابر مرتبهٔ گشتاور در ایستگاه کاکارضا

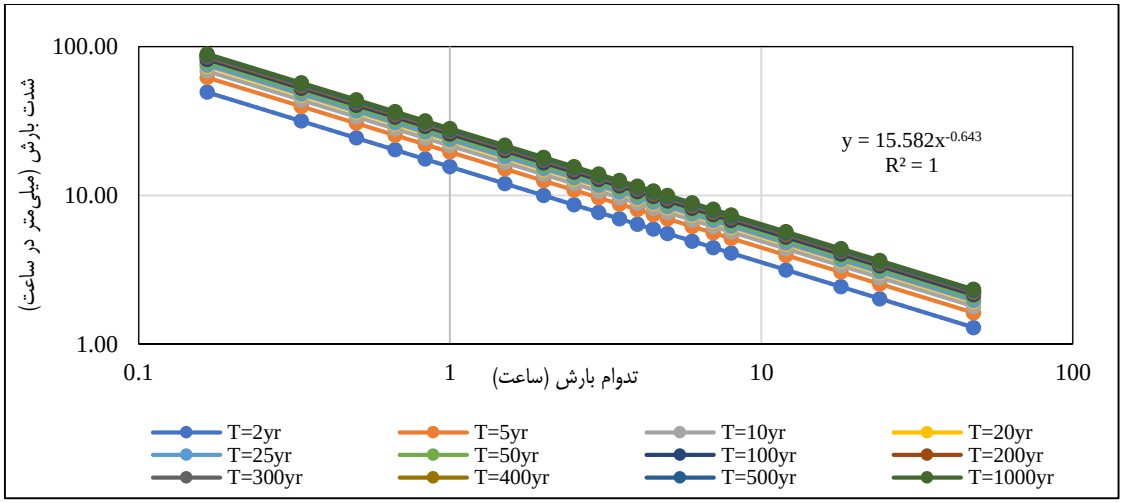
Figure 6- Linear relationship of scale power changes against moment order at Kaka Reza station

شکل‌های ۷ و ۸ منحنی‌های شدت-مدت- فراوانی به‌روش تک‌فراکتال را برای دو ایستگاه رحیم‌آباد و کاکارضا را نشان می‌دهد و نمایانگر این است که منحنی‌ها کاملا خطی هستند. مطابق نمودارها، متوسط شیب خطوط که همان توان مقیاس (φ) است برابر ۰/۴۳۱- و ۰/۶۴۳- به‌ترتیب برای ایستگاه رحیم‌آباد و کاکارضا است.



شکل ۷- منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی استخراج شده به روش تک‌فراکتال در ایستگاه رحیم‌آباد

Figure 7- Intensity-duration-frequency curves extracted by the monofractal method at Rahim Abad station

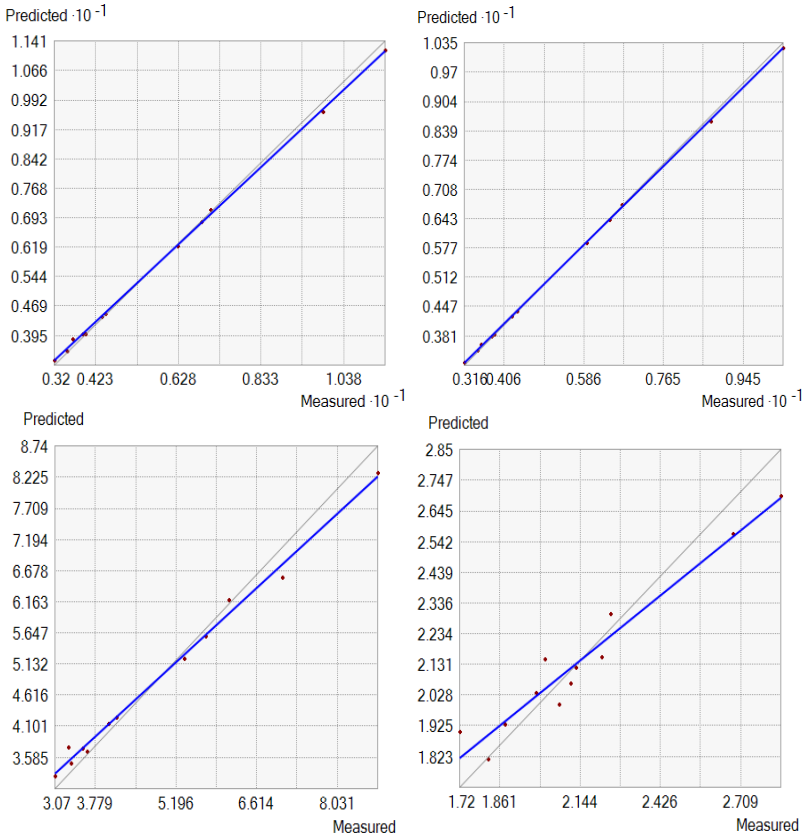


شکل ۸- منحنی‌های شدت–مدت–فراوانی استخراج شده به روش تک‌فراکتال در ایستگاه کاکارضا

Figure 8- Intensity-duration-frequency curves extracted by the monofractal method at Kaka Reza station

۳- ۲- پهنه‌بندی شدت بارش مبتنی بر روش‌های فراکتال و قهرمان

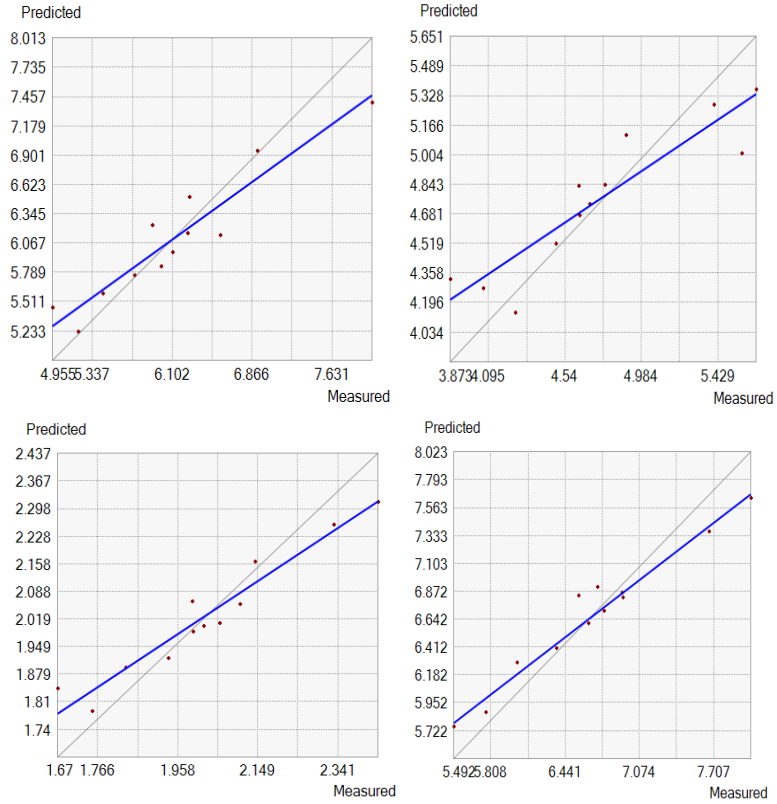
درون‌یابی شدت بارش فراکتال به‌روش کوکریجینگ برای حوزهٔ آبخیز تیره در محدودهٔ بروجرد–دورود بر مبنای ۱۲ ایستگاه ذکر شده (جدول ۱) در دورهٔ بازگشت ۲، ۵، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰ و ۳۰۰ انجام شد. در شکل ۹ چند مورد از شکل‌های میزان برازش مقادیر محاسباتی و مشاهداتی و نقشه‌های پهنه‌بندی شدت بارش در چند دورهٔ بازگشت آورده شده است.



شکل ۹- برازش مقادیر مشاهداتی و محاسباتی شدت بارش ۲۴ ساعته فراکتال به‌ترتیب از راست به چپ با دورهٔ بازگشت ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ به روش کوکریجینگ با استفاده از متغیرهای کمکی مقدار بارش، میانگین بارش سالانه و میانگین حداکثر شدت یک‌روزه داده‌های اصلی

Figure 9- Fitting the observed and calculated values of the Co-Kriging interpolation of the 24-hour rainfall intensity of Fractal in the return period of 2, 25, 100, 200 years from right to left, respectively, using the auxiliary data of the precipitation amount, the average annual precipitation and the average maximum one-day precipitation intensity of the main data.

شکل ۱۰ نشان‌دهندهٔ میزان دقت درون‌یابی شدت بارش به روش کوکریجینگ در دوره بازگشت‌های ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ به روش فراکتال و قهرمان است. با توجه به شکل با افزایش دورهٔ بازگشت، میزان دقت درون‌یابی افزایش و مقادیر محاسباتی دارای انطباق بالایی با مقادیر مشاهداتی بوده و به خط برازش نزدیک‌تر هستند. نتایج برازش مقادیر مشاهداتی و محاسباتی پهنه‌بندی شدت بارش قهرمان به‌روش کوکریجینگ برای حوزهٔ آبخیز تیره–روجرد مبین پراکنش بیش‌تر نقاط اطراف خط برازش است و نشان‌دهندهٔ دقت پایین این روش در برآورد و پهنه‌بندی مقادیر بارش است.



شکل ۱۰– تطابق مقادیر مشاهداتی و محاسباتی درون‌یابی کوکریجینگ شدت بارش۲۴ ساعته قهرمان به‌ترتیب از راست به چپ با دورهٔ بازگشت ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ با داده‌های کمکی مقدار بارش، میانگین بارش سالانه و میانگین حداکثر شدت بارش یک‌روزه داده‌های اصلی

Figure 10- Fitting the observed and calculated values of the Co-Kriging interpolation of the 24-hour rainfall intensity of Ghahraman, in the return period of 2, 25, 100, 200 years from right to left, respectively, using the auxiliary data of the precipitation amount, the average annual precipitation and the average maximum one-day precipitation intensity of the main data

شکل‌های ۸ و ۹ میزان خطای درون‌یابی کوکریجینگ شدت بارش ۲۴ ساعته به روش قهرمان را نشان می‌دهند که می‌توان مشاهده کرد میزان خطای درون‌یابی در مقایسه با روش فراکتال بیش‌تر است. پس روش فراکتال همان‌طور که گفته شد دارای دقت بالاتر، محاسبهٔ سریع‌تر و تعداد پارامتر کم‌تر است.

با توجه به جدول ۲ مشاهده می‌شود که داده‌های کمکی باعث کاهش میانگین مربعات خطا در دوره بازگشت‌های مختلف شده‌اند. برای نمونه میانگین مربعات خطای درون‌یابی شدت بارش با دورهٔ بازگشت ۲۰۰ ساله با در نظر گرفتن شدت بارش ۲۴ ساعته به روش فراکتال برابر ۲/۳۸ است. مقادیر معیار آماری فوق در هنگام اضافه نمودن دادهٔ کمکی میانگین بارش سالانه برابر ۰/۳۳ است. هم‌چنین، مقدار خطای فوق با اعمال داده‌های کمکی حداکثر شدت بارش یک‌روزه داده‌های اصلی برابر ۰/۰۵۹ است. برای نمونه، درون‌یابی شدت بارش با دورهٔ بازگشت ۵۰ ساله با در نظر گرفتن متغیر کمکی مقدار بارش، میانگین مربعات خطا برابر ۱/۴۰ و با دادهٔ کمکی میانگین بارش سالانه معادل ۰/۱۹ است. هم‌چنین، میزان خطا علاوه‌بر متغیرهای فوق با اضافه نمودن مقدار میانگین حداکثر شدت بارش یک‌روزه داده‌های اصلی، برابر ۰/۱۸ است. از این‌رو، می‌توان تأثیر بسیار زیاد استفاده از داده‌های کمکی را برای افزایش دقت و کاهش خطای میانگین مربعات خطا در درون‌یابی شدت بارش فراکتال به روش کوکریجینگ را مشاهده نمود. لذا، این روش می‌تواند یک

الگوی مناسب و رویکرد نوینی در برآورد بارش حوضه‌های کوهستانی و فاقد آمار محسوب شود.

در جدول ۲ مشاهده می‌شود مقدار RMSE با اضافه نمودن داده‌های کمکی میانگین بارش سالانه و مقدار بارش به شدت بارش در دوره بازگشت‌های ۲، ۵، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰ سال به‌ترتیب برابر، ۰/۰۰۱، ۰/۳۵، ۰/۸۴، ۰/۱۹، ۰/۱۷، ۰/۳۳، ۰/۴۷ بوده که نسبت به استفادهٔ تنها متغیر کمکی مقدار بارش به‌جز دورهٔ بازگشت ۲ ساله دارای روند کاهشی هستند. این متغیر کمکی باعث تقلیل مقادیر معیار میانگین مربعات خطا، به کم‌تر از یک پنجم آن نسبت به حالت اولیه (استفادهٔ تنها متغیر کمکی مقدار بارش) در دوره بازگشت‌های بالای ۵۰ سال شده است. هم‌چنین، مطابق جدول ۲ برای درون‌یابی شدت بارش به روش فراکتال، در هنگام اضافه کردن دادهٔ کمکی میانگین حداکثر شدت بارش یک‌روزه داده‌های اصلی به سایر متغیرها، مقادیر RMSE نسبت به حالت قبل در همهٔ دوره بازگشت‌های فوق به‌جزء دورهٔ بازگشت ۱۰۰ ساله، روند کاهشی را نشان می‌دهد. مقایسهٔ مقادیر خطای پهنه‌بندی مبین این است که مقادیر میانگین مربعات خطا به‌دست آمده از روش قهرمان در قیاس با روش فراکتال بسیار بیش‌تر بوده است و نشان‌دهندهٔ دقت کم‌تر نسبت به روش فراکتال است.

جدول ۲- مقدار خطای پهنه‌بندی شدت بارش ۲۴ ساعته به روش کوکریجینگ بر اساس تئوری فراکتال و روش قهرمان

Table 2- The amount of zoning error of 24-hour rainfall intensity using the Co-Kriging method based on fractal theory and Ghahraman method

داده‌های کمکی	دورهٔ بازگشت	RMSE (میلی‌متر بر ساعت)	
		فراکتال	قهرمان
مقداربارش	2	0.89	0.07
	5	0.51	0.44
	25	0.89	0.59
	50	1.40	0.186
	100	1.83	0.28
	200	2.38	0.208
	300	2.35	0.32
مقدار بارش و میانگین بارش سالانه	2	0.001	0.07
	5	0.35	0.27
	25	0.84	0.31
	50	0.19	0.217
	100	0.17	0.33
	200	0.33	0.208
	300	0.47	0.19
مقدار بارش، میانگین بارش سالانه و میانگین حداکثر شدت بارش یک‌روزه داده‌های اصلی	2	0.09	0.07
	5	0.27	0.27
	25	0.74	0.57
	50	0.18	0.173
	100	0.25	1.60
	200	0.059	0.208
	300	0.13	0.17

۳-۳- تحلیل مکانی پهنه‌بندی مقدار و شدت بارش

در این بخش تحلیل پهنه‌بندی مکانی در حوزهٔ آبخیز مورد مطالعه برای شدت بارش ۲۴ ساعته به روش فراکتال و قهرمان انجام شده است. شکل‌های ۱۱ و ۱۲ به‌عنوان نمونه، نقشه‌های پهنه‌بندی متغیرهای شدت بارش ۲۴ ساعته به روش‌های مذکور در چهار دورهٔ بازگشت ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ ساله را نشان می‌دهند.

با توجه به نقشه‌های پهنه‌بندی خصوصیات بارش به روش فراکتال بر اساس شکل ۱۱ مشاهده می‌شود، بیش‌ترین مقدار و شدت بارش در جنوب حوزهٔ آبخیز و کم‌ترین آن در شمال حوزهٔ آبخیز مورد مطالعه در دوره بازگشت‌های مختلف اتفاق می‌اُفتد. نتایج پهنه‌بندی بر اساس روش فراکتال نشان می‌دهد که حداکثر شدت بارش در جنوب حوزهٔ آبخیز مطالعه در دوره بازگشت ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ ساله به‌ترتیب در دامنهٔ حدود ۲/۴۸ — ۲/۲۱، ۴/۶۷— ۲/۲۵، ۶/۰۲ — ۵/۲۹ و ۶/۹۱ — ۶/۱۰ میلی‌متر در ساعت و کم‌ترین آن در شمال و شمال غربی حوزهٔ آبخیز به‌ترتیب دوره بازگشت‌های فوق در دامنهٔ حدود ۲/۰۷ — ۱/۹۷، ۳/۷۸ — ۳/۳۶، ۴/۵۷ — ۳/۸۳ و ۵/۰۴ — ۴/۲۴ میلی‌متر در ساعت اتفاق می‌اُفتد. با توجه به نقشه‌های پهنه‌بندی شدت بارش ۲۴ ساعته به روش قهرمان بر اساس شکل ۱۲ ملاحظه می‌شود در دوره بازگشت‌های ۲ و ۱۰۰ ساله بیش‌ترین شدت بارش متعلق به قسمت کوچکی از جنوب حوزهٔ آبخیز و در دورهٔ بازگشت ۲۵ ساله بیش‌ترین شدت بارش در جنوب حوزهٔ آبخیز، شمال غربی و قسمتی از شرق حوزهٔ آبخیز است. در دورهٔ بازگشت ۲۰۰ ساله،

حداکثرشدت آن متعلق به بخش شمال غربی حوزهٔ آبخیز است. همان‌طورکه بیان شد روش قهرمان برای دوره بازگشت‌های ۲ تا ۱۰۰ سال و دوره تداوم ۱۵ دقیقه تا ۲۰ ساعت برای نقاط مختلف کشور مناسب است (Alizadeh, 2006). لذا، این روش با افزایش دورهٔ بازگشت ممکن است باعث تغییر مکانی حداکثر شدت بارش شود. بر مبنای این روش در دورهٔ بازگشت ۲ ساله، بیش‌ترین شدت بارش در قسمت جنوب حوزهٔ آبخیز حدود ۲/۲۱ تا ۲/۴۸ میلی‌متر در ساعت و کم‌ترین شدت بارش در قسمت مرکزی و قسمتی از شمال شرقی و شمال غربی حوزهٔ آبخیز بین ۱/۹۷ تا ۲/۰۷ میلی‌متر در ساعت است. هم‌چنین، نتایج مقادیر این متغیرها بر اساس روش قهرمان در دورهٔ بازگشت ۲۵ ساله نشان می‌دهد که تغییرات مکانی شدت بارش ۲۴ ساعته به‌طور قابل‌توجهی با روش فراکتال مشابه بوده، به‌طوری‌که بیش‌ترین شدت بارش ۴/۵۱-۶/۲۲ میلی‌متر در ساعت عمدتا در جنوب و شمال حوزهٔ آبخیز اتفاق می‌اُفتد.

مقایسهٔ نقشه‌های پهنه‌بندی بر اساس روش‌های بالا نشان می‌دهد اگرچه تغییرات مکانی خصوصیات شدت بارش در دوره بازگشت‌های ۲ تا ۱۰۰ سال تا حدودی مشابه است اما تغییرات مقادیر پارامترهای شدت بارش در روش قهرمان در سطح حوزهٔ آبخیز، بسیار اندک است. در صورتی‌که در روش فراکتال، تغییرات قابل توجه است. هم‌چنین، در دوره بازگشت‌های بالا (۲۰۰ ساله) روش قهرمان روند مشابه دوره بازگشت‌های پایین از نظر پهنه‌بندی مکانی را نشان نمی‌دهد. به‌عبارت دیگر می‌توان گفت که این روش در دوره بازگشت‌های بالا توانایی مدل کردن مکانی پهنهٔ بارش را ندارد.

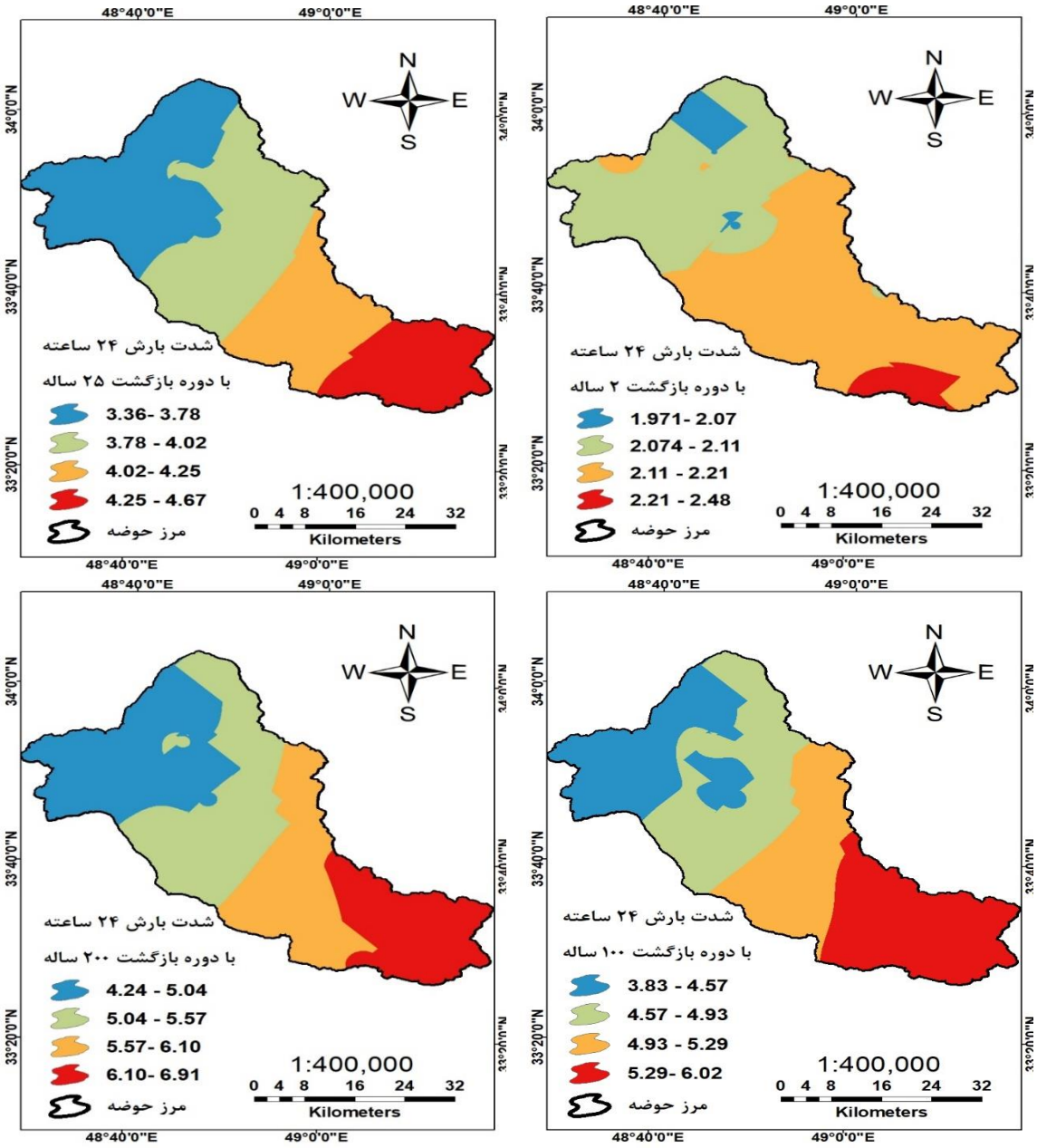
در این پژوهش شدت بارش مبتنی بر تئوری فراکتال و روش قهرمان محاسبه شد. مقایسهٔ نتایج با یافته‌های پژوهش Noorighidari (2012a)، Beuchat et al. (2011)، Cheng et al (2001) نشان می‌دهد که مشابه با نتایج گذشته، خصوصیات شدت بارش از روش فراکتال تبعیت می‌کند و تفاوت اساسی این پژوهش با پژوهش‌های قبل این است که علاوه‌بر بررسی شدت بارش در دوره بازگشت‌های مختلف برای ایستگاه‌های موجود در داخل و اطراف حوزهٔ آبخیز، پهنه‌بندی مکانی آن به روش کوکریجینگ در سطح حوزهٔ آبخیز انجام شده است. علاوه‌بر این، نتایج نشان داده است که با اضافه کردن داده‌های کمکی فراکتال و معمولی به متغیر اصلی شدت بارش، میزان خطا به نحو مطلوبی کاهش پیداکرده که یک روش نوینی در برآورد حوضه‌های کوهستانی و فاقد آمار محسوب می‌شود.

پژوهش Sari Sarraf and Azarm (2017) نشان می‌دهد که استفاده از روش‌های میانیابی زمین‌آماری در مقایسه با روش‌های آمار کلاسیک یا روش‌های رگرسیون چندمتغیره جهت پهنه‌بندی بارش بهتر است. در مطالعهٔ مذکور اگرچه روش رگرسیون چندمتغیره جهت برآورد مقدار بارش، روشی مناسب ذکر شده، اما ضریب تعیین برای رابطهٔ پیش‌بینی تغییرات بارش بر اساس عوامل شیب و ارتفاع تنها برای سطوح ارتفاعی کم‌تر از ۱۰۰۰ متر دارای ضریب تعیین بالا (۶۶ درصد) بوده و برای سطوح ارتفاعی بالای ۱۰۰۰ متر، ۲۹ درصد به‌دست آمده است. این امر مبین تأثیر مثبت ارتفاع و شیب تا یک آستانهٔ مشخص بوده و از آن به بعد دقت مدل رگرسیونی در برآورد بارش کاهش می‌یابد. لذا، با توجه به کوهستانی بودن منطقهٔ پژوهش حاضر، استفاده از روش گرادیان بارش-ارتفاع و یا استفاده از مدل‌های رگرسیونی چندمتغیره مطلوب به نظر نمی‌رسید. نتایج پژوهش Vayskarami et al. (2022) نیز از عدم ارائه نتایج قابل‌قبول استفاده از منحنی همباران بر اساس رابطهٔ بارش-ارتفاع به‌دلیل پراکنش و تعداد نامناسب ایستگاه‌های هواشناسی و امتداد متفاوت کوهستان‌ها نسبت به جریان‌های باران‌زا در استان لرستان تأکید دارند و روش درونیابی و زمین‌آمار کوکریجینگ ساده را روشی مناسب در تولید نقشهٔ همباران معرفی نموده است. هم‌چنین، یافته‌های پژوهش Saghafian et al. (2011) در استان فارس نشان داد که برازش شبه‌گوسی روش کوکریجینگ معمولی به‌علت خطای پایین بدون استفاده از متغیر کمکی ارتفاع به‌عنوان بهترین الگو برای برآورد میانگین بارش سالانه محسوب می‌شود. از این‌رو، این یافته‌ها با نتایج پژوهش حاضر هم‌راستاست. به‌طوری‌که استفاده از متغیر کمکی ارتفاع برای درون‌یابی متغیر اصلی بدون تأثیر بود و در پهنه‌بندی خصوصیات بارش دخالت داده نشد. اگرچه میزان خطای درون‌یابی به روش‌های کریجینگ و کوکریجنگ در مطالعهٔ Saghafian et al. (2011) و پژوهش Sari Sarraf and Azarm (2017) پایین است، اما مقدار آن در پژوهش حاضر به‌دلیل استفادهٔ متغیرهای کمکی مقدار بارش به روش فراکتال، میانگین بارش سالانه، میانگین حداکثر شدت بارش روزانه داده‌های اصلی برای درون‌یابی شدت بارش در منطقهٔ مورد مطالعه بسیار پایین است.

۳-۴- مقایسهٔ آماری روش فراکتال و قهرمان

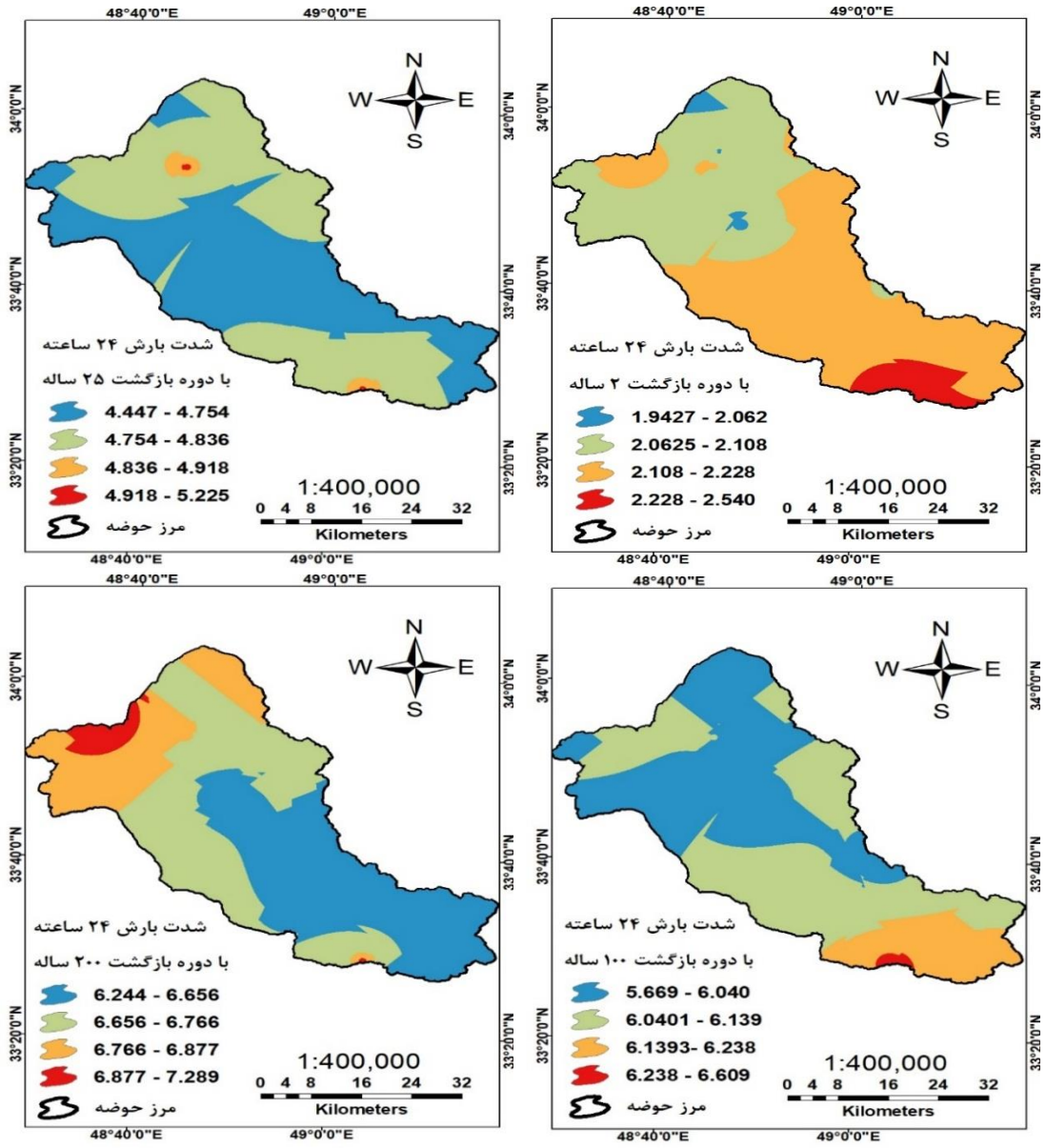
مطابق با جدول ۳، بررسی رابطهٔ آماری بین شدت بارش با روش فراکتال و روش قهرمان در دوره بازگشت‌های ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ سال مبین همبستگی معنادار در سطح اطمینان ۹۹ درصد برای ایستگاه‌های خرم‌آباد، کاکارضا، سراب صیدعلی ،بروجرد، مروک،

سازمان آب بروجرد، ونایی، ازنا چم زمان، دهنو، تیره دورود، دره تخت، با ضریب همبستگی پیرسون بالای ۹۹ درصد است.



شکل ۱۱- پهنه‌بندی شدت بارش ۲۴ ساعته (میلی‌متر در ساعت) فراکتال به روش کوکریجینگ با واریوگرام Stable و خطای محاسباتی RMSE در دورهٔ بازگشت ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰

Figure 11- Fractal zoning of 24-hour rainfall intensity (mm/h) using the Co-Kriging method with Stable variogram and computational error (RMSE) in return period of 2, 25, 100, and 200 years



شکل ۱۲- پهنه‌بندی شدت بارش ۲۴ ساعته (میلی‌متر در ساعت) قهرمان به روش کوکریجینگ با واریوگرام Stable و خطای محاسباتیRMSE در دورهٔ بازگشت ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ سال

Figure 12- Zoning of 24-hour rainfall intensity (mm/h) of Heroin using the Cookkriging method with Stable Variogram with and computational error (RMSE) in return period of 2, 25, 100, and 200 years

جدول ۳- ضریب همبستگی پیرسون شدت بارش با دو روش فراکتال و قهرمان در دورهٔ بازگشت ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰

Table 3- Pearson correlation coefficient of rainfall intensity with two fractal and Ghahraman methods in the return period of 2, 25, 100 and 200

ایستگاه	خرم‌آباد	کاکارضا	سراب صیدعلی	بروجرد	مروک	سازمان آب بروجرد	ونایی	ازنا	رحیم‌آباد	دهنو	تیره دورود	دره تخت
ضریب همبستگی	0.999**	0.996**	0.997**	1**	0.999**	0.997**	0.997**	0.998**	0.974**	0.993**	0.999**	0.995**

**همبستگی در سطح ۱ درصد معنادار است.

۴- نتیجه‌گیری

محاسبهٔ حداکثر شدت بارش برای برآورد و برنامه‌ریزی سیلاب ضروری است. به‌همین منظور در این پژوهش، برآورد این متغیرها در تیره بروجرد-دورود با استفاده از ۱۲ ایستگاه در هفت دورهٔ بازگشت با روش فراکتال انجام شده است. با تحلیل و بررسی

گشتاورهای آماری مشاهده شد که داده‌های حداکثر شدت‌بارش دارای ماهیت تک‌فراکتالی است به‌عبارتی تغییرات توان مقیاس نسبت به مرتبهٔ آن کاملا خطی است و با استفاده از این خصوصیت می‌توان بین داده‌ها در تداوم‌های مختلف ارتباط برقرار کرد. بررسی آماری نتایج برآورد مقدار و شدت بارش ۲۴ ساعته در دوره بازگشت‌های مختلف با این روش نسبت به روش قهرمان نشان داد که بین آن دو، رابطهٔ معنادار در اغلب ایستگاه‌ها با ضریب همبستگی بالای ۹۹ درصد و در سطح اطمینان ۹۹ درصد برقرار است. در این پژوهش نتایج خطای پهنه‌بندی مکانی مقدار و شدت بارش به روش کوکریجینگ در دوره بازگشت‌های ۲، ۲۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ ساله نشان داد که این روش با اضافه کردن داده‌های کمکی مختلف از جمله مقدار بارش، بارش سالانه و میانگین حداکثر شدت بارش یک‌روزه داده‌های اصلی می‌تواند خطای ناشی از درون یابی شدت بارش را به طرز قابل‌قبولی کاهش دهد و مشکل خطای زیاد تخمین بارش با روش‌های قدیمی نظیر استفاده از روش گرادیان بارش–ارتفاع یا مدل‌های آماری کلاسیک را بکاهد. به‌عبارتی استفاده از متغیرهای کمکی مقدار بارش به روش فراکتال، میانگین بارش سالانه و میانگین حداکثر شدت بارش یک‌روزهٔ داده‌های اصلی برای درون‌یابی شدت بارش مبتنی بر روش فراکتال باعث کاهش در میزان میانگین مربعات خطا می‌شود. بررسی نتایج پهنه‌بندی به روش فراکتال در دوره بازگشت‌های مختلف نشان داد که بیش‌ترین شدت بارش در جنوب و کم‌ترین آن در شمال حوزهٔ آبخیز است. بررسی نتایج هم‌چنین، نشان داد که پهنه‌بندی کوکریجینگ مبتنی بر روش قهرمان مبین تغییرات اندک شدت بارش در قیاس با روش فراکتال در سطح حوزهٔ آبخیز است. علاوه‌بر این، این روش قدیمی توانایی مدل کردن مکانی پهنهٔ بارش در دوره بازگشت‌های بالا مشابه با دوره بازگشت‌های پایین را ندارد.

منابع

اژدری مقدم، مهدی، و هروی، زهرا (۱۳۹۶). ارزیابی روش‌های استخراج منحنی IDF با رابطه مبتنی بر ماهیت فراکتالی بارش. *پژوهش‌های حفاظت آب و خاک*، ۲۴(۶)، ۲۷۱–۲۸۲. doi:10.22069/JWSC.2018.11418.2582.

بلوکی، هدا، فاضلی، مهدی، و شریف‌زاده، مهدی (۱۴۰۰). بررسی تاثیر اقلیم تحت سناریوهای انتشار بر منحنی‌های شدت–مدت–فراوانی بارش در ایستگاه همدید زاهدان با استفاده از تئوری فراکتال. *اکوهیدرولوژی*، ۸(۳)، ۷۳۵–۷۴۷. doi:10.22059/IJE.2021.323710.1505

ثقفیان، بهرام، رزم‌خواه، هما، و قرمزچشمه، باقر (۱۳۹۰). بررسی تغییرات منطقه‌ای بارش سالانه باکاربرد روش‌های زمین‌آمار (مطالعهٔ موردی: استان فارس). *مهندسی منابع آب*، ۴(۹)، ۲۹–۳۸. dor:20.1001.1.20086377.1390.4.9.3.1

زارع چاهوکی، اصغر، و زارع چاهوکی، محمدعلی (۱۳۹۰). برآورد بارندگی فصل و سالانه با استفاده از روش‌های درون‌یابی چندمتغیره (بررسی موردی دامنه جنوبی البرز در استان سمنان). *منابع طبیعی ایران*، ۶۴(۱)، ۳۹–۵۱.

ساری صراف، بهروز، و آزرم، کامل (۱۳۹۵). برآورد تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی با روش‌های میان‌یابی. *اندیشه جغرافیایی*، ۸(۱۵)، ۷۴–۹۳.

سنگاب زاگرس، (۱۳۹۱). گزارش توجیهی تخصیص منابع آب محدوده مطالعاتی دورود–بروجرد، ۸۱ صفحه.

صدق‌آمیز، عباس (۱۴۰۰). تخمین عمق آب زیرزمینی بر اساس داده‌های بارش با استفاده از روش‌های زمین‌آماری. *سامانه‌های سطوح آبگیر باران*، ۹(۲)، ۷۱–۸۳. dor:20.1001.1.24235970.1400.9.2.6.0

صفوی، حمیدرضا، دادجو، شهاب‌الدین، و نعیمی، گلنار (۱۳۹۸). استخراج منحنی‌های شدت–مدت–فراوانی در شرایط تغییر اقلیم، مطالعه موردی ایستگاه سینوپتیک اصفهان. *تحقیقات منابع آب ایران*، ۱۵(۲)، ۲۱۷–۲۲۷. dor:20.1001.1.17352347.1398.15.2.17.6

علیزاده، امین (۱۳۸۵). هیدرولوژی کاربردی، چاپ بیست و ششم، انتشارات دانشگاه امام رضا (ع) مشهد، ۸۷۲ صفحه.

عیوضی، معصومه، و مساعدی، ابوالفضل (۱۳۹۱). بررسی الگوی گسترش مکانی بارش در سطح استان گلستان با استفاده از مدل‌های قطعی و زمین آماری. *آب و خاک*، ۲۶(۱)، ۵۱–۶۴. doi:10.22067/JSW.V0I0.13629

مصطفی‌زاده، رئوف، ذبیحی، محسن، و ادهمی، مریم (۱۳۹۶). تحلیل زمانی و مکانی تغییرات بارش ماهانه در استان گلستان به کمک بُعد فراکتالی. *مهندسی و مدیریت آبخیز*، ۹(۱)، ۳۴ –۴۵. doi:10.22092/ijwmse.2017.108757

میثاقی، فرهاد، و محمدی، کوروش (۱۳۸۵). پهنه‌بندی اطلاعات بارندگی با استفاده از روش‌های آماری کلاسیک و زمین‌آمار و مقایسه با شبکه‌های عصبی مصنوعی. *کشاورزی*، ۲۹(۴)، ۱–۱۳.

نبی‌پور، یوسف، و وفاخواه، مهدی (۱۳۹۵). مقایسه روش‌های مختلف زمین‌آمار برای برآورد بارندگی در حوزه آبخیز حاجی قوشان. *منابع طبیعی ایران*، ۶۹(۲)، ۴۸۷–۵۰۲. doi:10.22059/jrwm.2016.61698

نوری قیداری، محمدحسین (۱۳۹۰). برآورد رگبار طرح با استفاده از تئوری مالتی فراکتال در ایستگاه سد گتوند. *دانش آب و خاک*، ۲۲(۱)، ۱۴۵–۱۵۴.

نوری قیداری، محمدحسین (۱۳۹۱). تعیین حداکثر شدت بارش طراحی با استفاده از روش تلفیقی تئوری فراکتال و توزیع احتمالاتی

مقادیر حدی تعمیم یافته. *علوم و مهندسی آبیاری*، ۳۵(۲)، ۸۳ – ۹۰.

ویس‌کرمی، ایرج، پیامنی، کیانفر، و جعفرزاده، مریم سادات (۱۴۰۱). کاربرد روش‌های زمین‌آمار در تعیین منحنی‌های عمق–مدت–مساحت بارندگی (استان لرستان). *مدل‌سازی و مدیریت آب و خاک*، ۲(۳)، ۱۷–۲۶. doi: 10.22098/mmws.2022.9843.1067

یوسفی کبریا، علیرضا.، نادی، مهدی.، و جامعی، مژده. (۱۴۰۰). بررسی روش های آماری و زمین آماری در تهیه نقشه هم‌بارش استان مازندران. *پژوهشنامه مدیریت حوضه آبخیز*، ۱۲(۲۳)، ۲۲۳–۲۱۲. doi:10.52547/jwmr.12.23.212

References

Agbazo, M., Koton'Gobi, G., Kounouhewa, B., Alamou, E., & Afouda, A. (2016). Estimation of IDF curves of extreme rainfall by simple scaling in northern Oueme Valley, Benin Republic (West Africa). *Earth Sciences Research Journal*, *20*(1), 1-7. doi:10.15446/esrj.v20n1.49405

Alizadeh, A. (2006). *Principles of Applied Hydrology*. 26th Edition: Imam Reza University of Mashhad, 872 pages. [In Persian]

Azhdary Moghaddam, M., & Heravi, Z. (2018). Evaluation of IDF curve production methods by relationship based on nature of combination of fractal of precipitation. *Journal of Water and Soil Conservation*, *24*(6), 271-282. doi: 10.22069/JWSC.2018.11418.2582 [In Persian]

Bara, M. (2009). Scaling properties of extreme rainfall in Slovakia. In Proceedings of the 11th international science conference of PhD Students, Juniorstav.

Beuchat, X., Schaefli, B., Soutter, M., & Mermoud, A. (2011). Toward a robust method for subdaily rainfall downscaling from daily data. *Water Resources Research*, *47*(9). doi:10.1029/2010WR010342

Bogaert, P., Mahau, P., & Beckers, F. (1995). *The spatial interpolation of agro-climatic data. FAO Agrometeorology Series (No. 12).* Working Paper.

Bolouki, H., Fazeli, M., & Sharifzadeh, M. (2021). Investigation of the effect of climate change under emission scenarios on intensity-duration-frequency curves of precipitation in Zahedan Synoptic Station using Fractal theory. *Iranian Journal of Ecohydrology*, *8*(3), 735-74 doi: 10.22059/IJE.2021.323710.15057 [In Persian].

Bougadis, J., & Adamowski, K. (2006). Scaling model of a rainfall intensity-duration-frequency relationship. *Hydrological Processes*, *20*(17), 3747-3757. doi:10.1002/hyp.6386

Cheng, K.S., Huter, I., Hsu, E.C. & Yeh, H.C. (2001). A scale-invariant gauss-markov model for design storm hyetographs. *Journal of the American water Resources Association*, *37*(3), 723-736. doi:10.1111/j.1752-1688.2001.tb05506.x

Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. (1998). Applied Hydrology. International Edition: McGraw-Hill-Inc, New York, USA,

Diodato, N., & Ceccarelli, M. (2005). Interpolation processes using multivariate geostatistics for mapping of climatological precipitation mean in the Sannio Mountains (southern Italy). *The Journal of the British Geomorphological Research Group*, *30*(3), 259-268. doi:10.1002/esp.1126

Eivazi, M., & Mosaedi, A. (2012). An Investigation on spatial pattern of annual precipitation in Golestan Province by using deterministic and geostatistics models. *Water and Soil*, *26*(1), 53-64. doi:10.22067/JSW.V0I0.13629 [In Persian]

Emmanouil, S., langousis, A., Nikolopoulos, E.I., & Anagnostou, E.N. (2022). The effects of Climata change on intensity-duration-frequency curves: past and future trends based on multifractal scaling arguments. STAHY2022 - 12th International Workshop on Statistical Hydrology, Chia, Sardinia (Italy).

García-Marín, A.P., Morbidelli, R., Saltalippi, C., Cifrodelli, M., Estévez, J., & Flammini, A. (2019). On the choice of the optimal frequency analysis of annual extreme rainfall by multifractal approach. *Journal of Hydrology*, *575*, 1267-1279. doi:10.1016/j.jhydrol.2019.06.013

Gupta, V.K., & Waymire, E. (1990). Multiscaling properties of spatial rainfall and river flow distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *95*(3), 1999-2009. doi:10.1029/JD095iD03p01999

Misaghi, F., & Mohammadi, K. (2006). Rainfall information zoning using classical statistical methods and geostatistics and comparison with artificial neural networks. *Scientific Journal of Agriculture*, *29*(4), 1- 13. [In Persian]

Mostafazadeh, R., Zabihi, M., & Adhami, M. (2017). Spatial and temporal analysis of monthly precipitation variations in Golestan Province using fractal dimension. *Watershed Engineering and Management*, *9*(1), 34-45. doi:10.22092/ijwmse.2017.108757 [In Persian]

Nabipour, U., & Vafahkhah, M. (2016). Comparison of different geostatistical methods to estimate rainfall in Haji Qochan watershed. *Iran Natural Resources*, *69*(2), 487-502. doi:10.22059/jrwm.2016.61698 [In Persian]

Nhat, L.M., Tachikawa, Y., Sayama, T., & Takara, K. (2007). Regional rainfall intensity-duration-frequency relationships for ungauged

catchments based on scaling properties. *Disaster Prevention Research Institute Kyoto University*, *50*, 33-43.

Noorigheidari, M.H. (2012a). Estimation of design storm using multifractal theory in ghotvan Dam site. *Water and Soil Science*, *22*(1), 145-154. [In Persian]

Noorigheidari, M.H. (2012b). Determine of design maximum intensity of precipitation by combined fractal theory and generalized extreme value distribution. *Irrigation Sciences and Engineering*, *35*(2), 83-90. [In Persian]

Pardo-Igúzquiza, E. (1998). Comparison of geostatistical methods for estimating the areal average climatological rainfall mean using data on precipitation and topography. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, *18*(9), 1031-1047. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199807)18:9<1031::AID-JOC303>3.0.CO;2-U

Safavi, H.R., Dadjou, S., & Naeimi, G. (2019). Extraction of intensity-duration-frequency (IDF) curves under climate change, Case study: Isfahan Synoptic Station. *Iran-Water Resources Research*, *15*(2), 217-227. dor:20.1001.1.17352347.1398.15.2.17.6 [In Persian]

Saghafian, B., Razmkhah H., & Ghermez Cheshmeh., B. (2011). Assessing regional changes of annual precipitation using geostatistical methods, Case Study, Fars Province. *Water Resources Engineering*, *4*(9), 29-39. dor:20.1001.1.20086377.1390.4.9.3.1 [In Persian]

Sangab Zagros, (2012). Explanatory report on the allocation of water resources in the study area of Durud-Broujerd, 81 pages.

Sari Sarraf, B., & Azarm, K. (2017). Estimating spatial variation of precipitation in the central Zagros using interpolation methods. *Geographic Thought*, *8*(15), 74-93. [In Persian]

Schertzer, D., & Lovejoy, S. (1987). Physical modeling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling multiplicative processes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *92*(8), 9693-9714. doi:10.1029/JD092iD08p09693

Sedghamiz A. (2021). Estimation of groundwater depth based on precipitation data using geostatistical methods. *Journal of Rainwater Catchment Systems*, *9*(2), 71-83. dor:20.1001.1.24235970.1400.9.2.6.0 [In Persian]

Vayskarami, I., Kianfar, P., & Jafarzadeh, M.S. (2022). Application of geostatistical methods in determination of depth-area-duration rainfall curves (Lorestan province). *Water and Soil Management and Modeling*, *2*(3), 17-26. doi: 10.22098/MMWS.2022.9843.1067 [In Persian]

Yousefi kebria, A., Nadi, M., & Jamei, M. (2021). Investigation of Statistical and Geostatistical Methods in Preparing the Rainfall Map of Mazandaran Province. *Journal of Watershed Management Research*,12(23), 212-223. doi:10.52547/jwmr.12.23.212 [In Persian]

Zare Chahouki, A.Z., & Chahouki, M.A.Z. (2011). Estimation of seasonal and annual precipitation using geostatistical methods (case study: Southern Alborz of Semnan Province). *Journal of Range and Watershed Management*, *64*(1), 39-51. [In Persian]