



Research Paper

Validation of Radar Rainfall Based on the Mountainous Climate of Western Iran (Case Study: Kermanshah)

Javad Khoshhal Dastjerdi ^a, Farshad Safarpour ^{* b} , Kaveh Mohammadpour ^c

^a Associate Professor, Department of Natural Geography, Faculty of Geographical Sciences and Planning, Isfahan University, Isfahan, Iran

^b PhD, Department of Natural Geography, Faculty of Geographical Sciences and Planning, University of Isfahan, Isfahan, Iran (Secretary of Geography, Education and Training of Sanandaj District 2)

^c PhD, Department of Climatology, Faculty of geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Received: 2024/04/04

Accepted: 2024/06/14

PP: 63-78

Use your device to scan and read
the article online



Keywords: Weather radar,
Rainfall, Validation
Mountainous Climate,
Kermanshah.

Abstract

Validation is the relationship of converting reflectance to precipitation rate compared to station precipitation. Based on this, in this study, the radar data of Kermanshah synoptic station and the heavy rains of Kermanshah, Sarpol- Zahab, Qasr Shirin, Islamabad, Kangavar, Ravansar, Songhor, Gilan-gharb, Javanrood, Harsin, Somar and Taze-Abad stations, which are within the range 30 to 100 km from the Kermanshah radar, it was checked. In the studied precipitations, for each of the studied points, the optimal height angle of the selection beam and the relationship related to that extraction point and correction coefficients were obtained. By using this relationship, the radar's estimated rainfall increased from 33% to 93% and the total average of the radar's estimated rainfall reached from 9.4 to 31.1 mm, which is only 5 mm less than the actual average. Then, in order to calibrate Kermanshah radar rainfall data based on climatic conditions, Kermanshah province was divided into 3 climatic regions and an equation was calculated for each region, which slightly reduced the accuracy of the estimated rainfall data. The results showed that the radar rainfall can be reliably estimated with the mentioned method, and the total average radar rainfall estimate increased from 9.8 to 24.5 mm. In sum, the findings of the research showed that if the radar coefficients for different regions are corrected correctly, heavy rains can be predicted and thus it is possible to prevent the occurrence of unexpected events.

Citation: Khoshhal Dastjerdi, J., Safarpour, F., & Mohammadpour, K. (2025). Validation of Radar Rainfall Based on the Mountainous Climate of Western Iran (Case Study: Kermanshah), *Journal of Environmental Research in Mountainous Regions*, 1(1), 63-78.

DOI: <https://doi.org/10.22034/ermr.2024.63334>



© The Author(s).

Publisher: University of Kurdistan

* **Corresponding author:** Farshad Safarpour, **Email:** farshadclima2008@gmail.com

Extended Abstract

Introduction

The estimation of precipitation patterns (modeling) is considered one of the fundamental aspects of spatial climate research. Forecasting torrential rains in terms of intensity, amount, and duration is often not accurately possible with conventional methods. It requires highly skilled forecasters who are familiar with local conditions, especially in western Iran, where the weather is mainly orographic and barrage-like, similar to other mountainous areas. This often leads to severe, destructive, and sometimes catastrophic floods in these regions. Today, weather radars are a valuable tool for forecasters in predicting torrential rains, provided they are checked according to local conditions, recalibrated over time, and adjusted in response to climate changes. Rainfall forecasting is carried out using different methods, the most important of which are synoptic forecasting, thermodynamic forecasting, satellite forecasting, and radar forecasting. In the first three methods, it is not possible to accurately determine the exact amount, time, and location of precipitation. Additionally, the observations have time intervals of at least 6 to 12 hours. The main reason for the low accuracy in predicting the amount and location of precipitation is related to the arrangement and large distances between ground stations and their low resolution, resulting in many areas being overlooked and ignored. In radar forecasting, the exact location and amount of precipitation in small areas can be determined with a high degree of accuracy. This is because radar has high resolution and can penetrate clouds to measure the amount of moisture within their layers. The radar can quickly and accurately estimate and calculate the location and amount of precipitation caused by different clouds. However, the amount of precipitation measured by radar can differ from the amount received on the ground. This discrepancy has several causes, some of which are related to the nature of radar technology itself, while others are linked to the weather conditions of each region and the characteristics of the earth's surface. The current research aims to investigate and analyze the relationship between the rainfall measured by radar and the rainfall measured by ground stations. This will enable quick precipitation estimates by

applying corrected relationships to the data recorded from the Kermanshah weather radar. In line with the objectives of the current research, validating the Kermanshah meteorological radar against the province's conditions will assist forecasters in predicting rainfall characteristics before they occur, thereby enabling them to issue necessary warnings to the public and authorities. Finally, these estimates will help identify high-risk areas.

Methodology

In this research, data from rain gauges located within a horizontal distance of 30 to 100 km from the Kermanshah radar were used to correct the coefficients. After qualitatively and quantitatively controlling the rainfall data, ten stations (Kermanshah, Sarpol-Zahab, Qasr-Shirin, Islamabad, Kangavar, Ravansar, Sanghor, Gilan-Gharb, Harsin, and Eslamabad) were selected. Other stations were deemed unsuitable for this research due to a lack of statistical continuity, inaccuracies in the rain gauges, and obstruction of the radar beam. To facilitate the analysis, a geographic coordinate grid was created in MATLAB software, covering the range of the Kermanshah radar, with each pixel representing one square kilometer. Consequently, an 800 x 800 matrix was created for the radar data. Two rainfall events, occurring between November 4th and March 21st, 2015, which had a greater horizontal extent as well as significant intensity and amount, were selected for this study. Subsequently, Kermanshah province was divided into three climatic regions, and a general formula was derived for each region.

Results and Discussion

The findings of the research showed that the radar precipitation can be reliably estimated with the mentioned method, and the average total radar precipitation estimate increased from 9.8 to 24.5 mm. In sum, the findings of the research showed that if the radar coefficients for different regions are corrected correctly, heavy rains can be predicted and, in this way, it is possible to prevent the occurrence of unexpected incidents.

Conclusion

In this research, data collected from rain gauges located within a horizontal distance of 30 to 100 km from the Kermanshah radar were used to

correct the coefficients. The precipitation dates were selected to effectively demonstrate the distribution and characteristics of precipitation throughout the year, thereby showcasing the performance of the meteorological radar. Based on climatic conditions, the study area was divided into three regions, and a final equation was obtained for each. The research results showed that the average value of radar parameter a ranged from 15 to 42, with an average value of 27. The range of parameter b was between 1.05 and 1.6, with an average value of 1.24. Although the accuracy of rainfall estimation decreased, the overall accuracy remained at 81%, a 12% reduction. This method, with an error of less than 19%, provided estimates for the amount, intensity, and distribution of precipitation. Given the radar's coverage range, the dispersion of rain gauge stations, and the radar's resolution, which provides numerical values for each square kilometer, this method proved very beneficial. Using this method, the amount and intensity of precipitation can be directly obtained as the rain begins, utilizing new parameters. The study concluded that radar-estimated precipitation using default radar gauges, which averaged

36.9% of the actual precipitation, is not particularly useful. However, radar-estimated rainfall using the average of the parameters, which averaged 83.1% of the actual rainfall, can be valuable for determining runoff and issuing immediate flood warnings. Furthermore, radar-estimated rainfall using specific parameters for particular rainfall events and locations, which showed an average of 2.89% of the actual precipitation, can be highly useful. The research also indicated that by adjusting the radar coefficients for each region and season, the radar precipitation estimate becomes closer to the actual value. If Kermanshah radar experts and officials use the formulas obtained from this research, they can make accurate forecasts before rainfall occurs and issue necessary warnings to relevant departments and organizations to prevent accidents caused by heavy rains. Finally, it is recommended that the coefficients of the radar equation be calculated for each area covered by the meteorological radar to accurately predict rainfall and provide necessary warnings to different centers.

Financial sponsor

According to the responsible author, this article has no financial sponsor.

Contribution of the authors to the research

First author: supervisor

Second author: data analysis, compilation of findings and conclusions.

Third author: writing the introduction and literature review and research records and final review

Conflict of interest

The authors declare that they have no conflict of interest in writing or publishing this article.

Appreciation and thanks

The authors sincerely thank and appreciate the cooperation of the General Department of Meteorology of Kermanshah province for their cooperation in collecting the required data.



واسنجی بارش رادار بر پایه اقلیم کوهستانی غرب ایران (مطالعه موردی: کرمانشاه)

جواد خوشحال دستجردی: دانشیار، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
فرشاد صفرپور*  **دکتر،** گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران (دبیر جغرافیا، آموزش و پرورش ناحیه دو، سنجند)
کاوه محمدپور: دکتر، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۲۵ شماره صفحات: ۶۳-۷۸	واسنجی، رابطه تبدیل بازتابندگی به نرخ بارش در مقایسه با بارش ایستگاهی است. بر همین مبنای پژوهش حاضر داده های رادار ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه و بارش های سنگین ایستگاه های کرمانشاه، سرپل ذهاب، قصر شیرین، اسلام آباد، کنگاور، روانسر، سنقر، گیلان غرب، جوانرود، هرسین، سومار و تازه آباد که در محدوده ی ۳۰ تا ۱۰۰ کیلومتری رادار کرمانشاه جا گرفته اند، بررسی شد. در بارش های مورد بررسی برای هریک از نقاط مورد مطالعه، زاویه ی ارتفاع بهینه ی پرتو انتخاب و رابطه ی مربوط به آن نقطه استخراج و ضرایب تصحیح بدست آمد. با استفاده از این رابطه مقدار بارش برآوردی رادار از ۳۳ درصد به ۹۳ درصد افزایش یافت و میانگین مجموع بارش برآورد شده رادار از ۹/۴ به ۳۱/۱ میلی متر رسید که از میانگین واقعی فقط ۵ میلی متر کم تر است. سپس جهت واسنجی داده های بارش رادار کرمانشاه بر اساس شرایط اقلیمی، استان کرمانشاه به ۳ منطقه اقلیمی تقسیم و برای هر منطقه یک معادله به محاسبه گردید که اندکی از دقت داده های بارش برآورد شده کم شده است. نتایج نشان داد که با روش مذکور هم می توان بارش رادار را تا حد قابل اعتمادی برآورد کرد و میانگین مجموع بارش برآورد رادار از ۹/۸ به ۲۴/۵ میلی متر افزایش یافت. در مجموع، یافته های پژوهش نشان داد که اگر ضرایب رادار برای مناطق مختلف به درستی تصحیح شوند، بارش های سنگین قابل پیش بینی بوده و به این ترتیب جلوگیری از وقوع حوادث غیرمترقبه امکان پذیر است.
واژه های کلیدی: رادار هواشناسی، بارش، واسنجی، اقلیم کوهستانی، کرمانشاه.	

استناد: خوشحال دستجردی، جواد؛ صفرپور، فرشاد و محمدپور، کاوه (۱۴۰۴). واسنجی بارش رادار بر پایه اقلیم کوهستانی غرب ایران (مطالعه

موردی: کرمانشاه)، نشریه علمی پژوهش های محیطی در قلمروهای کوهستانی، (۱)، ۷۸-۶۳.

DOI: <https://doi.org/10.22034/ermr.2024.63334>

مقدمه

برآورد الگوهای (مدلسازی) رفتار بارش، از اصول تحقیقات مکانی اقلیمی محسوب می‌گردد. پیش‌بینی بارش‌های رگباری از لحاظ شدت، مقدار و تداوم به روش‌های معمول، اغلب به طور دقیق میسر نبوده و به پیش‌بینی‌های بسیار خبره و آشنا به شرایط محلی نیاز دارد (میکلا و همکاران، ۲۰۰۸) که در غرب ایران همانند سایر مناطق کوهستانی عمدتاً اوروگرافیک و رگباری می‌باشند. این امر منجر به سیلاب‌های شدید، مخرب و گاهی فاجعه‌بار در این مناطق می‌گردد. امروزه رادارهای هواشناسی به عنوان ابزاری بسیار ارزشمند برای پیش‌بینی بارش‌های رگباری در اختیار متخصصان پیش‌بینی قرار گرفته‌اند، به شرطی که متناسب با شرایط محلی بررسی و در طی زمان و همزمان با تغییرات آب و هوایی، واسنجی شوند (مایکل و همکاران، ۲۰۰۰؛ کلماس، ۲۰۰۹؛ دیدلاک و کومجین، ۲۰۱۸).

پیش‌بینی بارش‌ها به روش‌های مختلفی صورت می‌گیرد که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از پیش‌بینی همدید، پیش‌بینی ترمودینامیک، پیش‌بینی ماهواره‌ای و پیش‌بینی راداری. در سه روش نخست، اولاً مقدار، زمان و مکان دقیق بارش امکان‌پذیر نیست و دوماً فواصل زمانی بین دیده بانی‌ها حداقل ۶ و یا ۱۲ ساعت خواهد بود (کبلوتی و همکاران، ۲۰۱۳؛ هازنبرگ و همکاران، ۲۰۱۴). اصلی‌ترین علت پایین بودن دقت پیش‌بینی مقدار و مکان بارش نیز به پیچیدگی و فواصل زیاد ایستگاه‌های زمینی و قدرت تفکیک پایین آن‌ها مربوط می‌شود که در اثر آن بسیاری از سرزمین‌های واقع در بین جایگاه‌ها، قابل رویت نبوده و در نادیده گرفته خواهد شد (گابلا و همکاران، ۲۰۰۵؛ وو و همکاران، ۲۰۱۸؛ لاورنس و همکاران، ۲۰۲۰؛ وانگ و همکاران، ۲۰۲۰). در پیش‌بینی راداری محل دقیق و میزان بارش نقاط کم‌مساحت هم تا حدود زیادی امکان‌پذیر است. زیرا قدرت تفکیک رادار بالا بوده و نیز به علت نفوذ پرتوهای آن در درون ابرها و اندازه‌گیری مقدار رطوبت در داخل طبقات آن‌ها، رادار به سرعت و با دقت بالا می‌تواند محل و میزان بارش‌های ناشی از ابرهای مختلف را برآورد و محاسبه کند (وانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ ژوسفین، ۲۰۱۴). میزان بارش اندازه‌گیری شده توسط رادار با میزان بارش دریافت شده در سطح زمین تفاوت دارد. این اختلاف، علل متعددی دارد که برخی از آن‌ها به ماهیت رادار و برخی دیگر به شرایط آب‌وهوایی هر منطقه و ویژگی‌های سطح زمین مربوط می‌شود (کریستودولوس و مایکل ۲۰۰۹؛ هوانگ و چن، ۲۰۱۹).

مرور ادبیات و سوابق پژوهش

امروزه رادارهای هواشناسی برای اندازه‌گیری شدت بارش در مناطق نسبتاً وسیع و با درجه‌ی تفکیک مکانی و زمانی مناسب بکار می‌روند (سرکار و کومار، ۲۰۰۷؛ مازومدار و همکاران، ۲۰۰۹؛ روی و همکاران، ۲۰۱۰؛ بهوومیک و همکاران، ۲۰۱۱). برای نمونه، پژوهش‌های انجام گرفته بر روی برآورد بارش‌ها توسط رادار و صحت‌سنجی داده‌های رادار در ایران و جهان نشان می‌دهد که مقادیر برآورد بارش رادار هواشناسی تهران از مقادیر بارش باران‌سنج‌ها کم‌تر تخمین زده شده است (محمدیها و همکاران، ۲۰۱۳). این ناسازگاری میان رادار و باران‌سنج‌ها در اوج شدت بارش قابل ملاحظه‌تر است که با تصحیح ضرایب رادار در هر نقطه و در هر فصل، برآورد بارش رادار به مقدار درست نزدیک‌تر شده است. در پژوهشی مشابه (مکوندی، ۲۰۰۸)، ارزیابی دقت تخمین بارندگی رادار هواشناسی تبریز نشان داد که ضرایب پیش‌فرض رادار برای پیش‌بینی بارش مناسب نبوده و نیاز به تصحیح مقدار a و b (به ترتیب $1/19$ و $18/6$) برای دقت بالای بارش با رادار است. همچنین، طوفانی نژاد و همکاران (۲۰۰۹)، توانایی سیستم راداری باند x در تخمین بارندگی در یک منطقه شهری در کشور هلند را مورد بررسی قرار دادند. برای این کار ابتدا داده‌های راداری از خطاهای ناشی از کلاتر زمین و تضعیف سیگنال تصحیح شده و سپس شدت بارندگی از روی داده‌های اصلاح شده را محاسبه کردند که نتایج حاصله نشان داد که روند سری زمانی نتایج راداری مطابق روند سری زمانی داده‌های ثبت شده توسط باران‌سنج‌ها می‌باشد، اما اندازه‌گیری‌های انجام شده توسط رادار نیاز به اصلاح و واسنجی دارد. برای واکاوی ناتوانی رادار هواشناسی در برآورد بارش در کشور کره جنوبی نیز نشان دادند که که داده‌های تصحیح شده رادار در مقایسه با داده‌های خام به مقدار واقعی نزدیک‌تر است (آمیتای و همکاران، ۲۰۰۲). بعلاوه، اُوریم و هولمن^۹ (۲۰۰۸) داده‌های برآورد شده رادار برای یک دوره ۱۰ ساله و در بازه‌های زمانی ۱، ۲، ۴، ۸، ۱۲ و

1. Mhela
2. Michael
3. Hazenberg
4. Gabella
5. Laurencin
6. Wang
7. osephine
8. Huang & Chen
9. Overeem and Holleman

۲۴ ساعته و با درجه تفکیک ۲,۴ کیلومتر مربع در هلند را واکاوی کردند. همچنین، اُوریم و بوشند^۱ (۲۰۰۹) به کمک رادار هواشناسی، بارش های سنگین هلند را در یک دوره ۱۱ ساله واکاوی کردند و منحنی شدت-مدت- فراوانی را برای بازه زمانی ۱۵ دقیقه تا ۲۴ ساعته خطایابی کردند. اما، مایکلا و همکاران (۲۰۰۸) در واکاوی داده های راداری و داده های زمینی در ایتالیا نشان دادند که تراکم بسیار خوب یک شبکه ی باران سنج نمی تواند به خوبی رادار جزئیات بارش های همرفتی را نشان دهد. در پژوهشی دیگر، دامنه وردش از چند ده تا چند صد، و دامنه وردش b بین ۱ تا ۳ در نظر شده است (اسمیت و کراجوسکی، ۲۰۰۲).

بنابراین، با در نظر گرفتن نتایج پژوهش های فوق این پژوهش در صدد است ضرایب رادار کرمانشاه را که بطور پیش فرض $a=200$ و $b=1.6$ است، را واسنجی نماید تا مقدار برآورد بارش به مقدار دقیق تر نزدیک شود. پس، پژوهش حاضر به دنبال بررسی و واکاوی رابطه بین بارش های اندازه گیری شده رادار و بارش های اندازه گیری شده ایستگاه های زمینی است. این امر موجب می شود تا با اعمال رابطه و یا روابط تصحیح شده بر روی داده های ثبت شده از رادار هواشناسی کرمانشاه، به سرعت بارش ها برآورد گردد. بر این اساس و در راستای هدف تحقیق حاضر، صحت سنجی رادار هواشناسی کرمانشاه با شرایط استان به متخصصان پیش بینی کمک خواهد کرد تا ویژگی های بارش را قبل از وقوع آن پیش بینی کرده و هشدارهای لازم را به مردم و مسئولان اعلام نمایند. درنهایت، برآوردها کمک می کند تا مناطق مخاطره آمیز شناسایی گردد.

روش شناسی پژوهش

در این پژوهش برای تصحیح ضرایب، از داده های باران سنج هایی که در محدوده ی فاصله ی افقی بین ۳۰ تا ۱۰۰ کیلومتری رادار کرمانشاه قرار دارند، استفاده شد. پس از کنترل کیفی و کمی بارش ها، داده های بارشی ۱۰ ایستگاه (کرمانشاه، سرپل ذهاب، قصر شیرین، اسلام آباد، کنگاور، روانسر، سنقر، گیلان غرب، هرسین و تازه آباد) که موقعیت و فاصله ی آن ها در شکل ۱ نشان داده شده است، انتخاب شد و دیگر ایستگاه ها به دلیل نبود پیوستگی آماری و نبود دقت باران سنج و مسدود شدن پرتو رادار، برای این پژوهش مناسب نبودند. برای این کار ابتدا در نرم افزار متلب یک شبکه مختصات جغرافیایی که در محدوده رادار کرمانشاه بود، ایجاد شد که هر پیکسل آن یک کیلومتر مربع بود. بنابراین یک ماتریس 800×800 برای داده های رادار ایجاد شد. دو رخداد بارشی بازه زمانی ۴ آبان و ۲۱ اسفند سال ۱۳۹۵ که دارای گستره ی افقی بیش تر و همچنین شدت و مقدار خوبی بودند برای این پژوهش برگزیده شدند. سپس استان کرمانشاه به ۳ منطقه اقلیمی تقسیم و برای هر منطقه یک فرمول کلی به دست آمد.

با استفاده از معادله زیر می توان مقادیر چکه های بارش را محاسبه کرد:

$$\bar{P}_r = C \frac{|K|^2}{r^2} Z \quad (\text{رابطه ۱})$$

$\bar{P}_r$ میانگین پژواک (بر حسب وات) دریافتی از چکه باران هایی که در فاصله ی r کیلومتری رادار هستند، C ثابت رادار، $|K|^2$ ضریبی که به ثابت دی الکتریک آب (≈ 0.93) وابسته می باشد و Z ضریب بازتابندگی رادار بر حسب میلی متر بر مترمکعب است. مقدار C ، وابسته به مشخصات فنی رادار و $|K|^2$ و Z وابسته به ویژگی های بارش هستند (یولیونهوت، ۲۰۰۱). با ثابت در نظر گرفتن $|K|^2$ آب رابطه (۱) را می توان به صورت زیر نوشت.

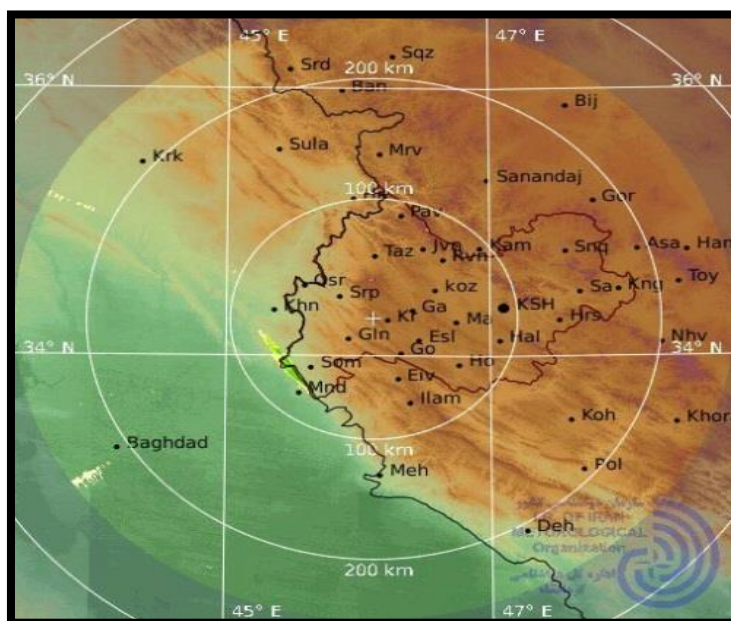
$$P_r = c \frac{Z_e}{r^2} \quad (\text{رابطه ۲})$$

Z_e ضریب بازتابندگی رادار است که به تعداد و اندازه چکه های بارش بستگی دارد (لی و زاوادیکی، ۲۰۰۵). آزمایش هایی که در طول موج ۱۰ سانتی متری رادار انجام شد، نشان داد که توان بدست آمده از بازتابش چکه های بارش با ضریب بازتابندگی رادار، با توان ششم قطر چکه های بارش متناسب است و این تناسب در برآورد شدت بارش، تا فاصله ۱۰۰ کیلومتری رادار مفید است (مارشال و همکاران، ۱۹۵۵). این تناسب بر چندین فرض استوار است: ۱- واسنجی رادار عالی انجام شده باشد، ۲- پخش از رابطه ریلی پیروی کند، ۳- پرتو رادار دستخوش

1. Overeem and Buishand
2. Smith and Krajewski
3. Uijlenhoet
4. Lee & Zawadzki
5. Marshall

تضعیف نشود، ۴- مانعی در برابر پرتوهای راداری نباشد و ۵- انتشار پرتوها دستخوش ناهنجاری نشود (باتان؛ ۱۹۷۳؛ لیو و همکاران، ۲۰۰۷؛ چن و همکاران، ۲۰۱۶؛ یانگ و همکاران، ۲۰۱۸).

تمامی ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه دارای داده‌های بارشی ۱۰ دقیقه‌ای بودند. داده‌های رادار کرمانشاه در بازه زمانی ۱۵ دقیقه‌ای بود. به کمک نرم‌افزار Rainbow (نرم‌افزاری برای تبدیل داده‌های خام رادار به نگاره و فراورده‌های راداری است و در حال حاضر فقط سازمان هواشناسی کشور از آن بهره می‌برد). نخست مقدار بازتابندگی رادار در زمان‌های مشخصی که بارش رخ داده بود یادداشت کرده و با مقدار بارش بدست آمده از باران‌سنج مطابقت شد. پس از بدست آوردن مقادیر تازه ضرایب رادار، به کمک نرم‌افزار، نخست شدت بارش سطحی و سپس مجموع بارش یک ساعته آن بدست آمد. از آنجا که مقادیر و شدت بارش رادار بر حسب میلی‌متر بر ساعت است، مقادیر بارش باران سنج‌ها نیز به میلی‌متر بر ساعت تبدیل شد. برای برگزیدن ضرایب a و b واسنجی رادار، داده‌های بارشی باران‌سنج و مقدار بازتابندگی Z مورد نیاز است که از باران‌سنج‌های زمینی و رادار به دست آمد.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه

رابطه $Z - R$

شدت بارش از رابطه (۳) بدست می‌آید که در آن $V(D)$ تابع تندی حدی فروافتادن چکه‌های باران در هوای آرام بر حسب متر بر ثانیه و D قطر معادل چکه‌های باران بر حسب میلی‌متر است. ساده‌ترین و رایج‌ترین شکل این تابع، رابطه‌ی توانی (۴) است (لی و زاوادزکی، ۲۰۰۵).

$$R = 6\pi \times 10^{-4} \int_{D_{min}}^{D_{max}} V_D D^3 N_D dD \quad (\text{رابطه ۳})$$

$$V(D) = CD^\gamma \quad (\text{رابطه ۴})$$

بجز ذرات با قطر کوچک، دیدبانی‌های تجربی را می‌توان با رابطه عمومی (۵) برازش کرد که در آن D قطر چکه‌ها و N_D تعداد چکه‌ها که قطر آنها بین D و $D + dD$ در واحد حجم است و N_0 تعداد چکه‌های بارش برای قطر مساوی ۰٫۸ میلی‌متر است.

$$N_D = N_0 e^{-\lambda D} \quad (\text{رابطه ۵})$$

برای هر شدت بارش مقدار λ از رابطه (۶) و بر حسب میلی‌متر بر ساعت بدست می‌آید و R شدت بارش بر حسب میلی‌متر بر ساعت است (زاوادزکی، ۱۹۸۸).

1. Battan
2. Liu
3. Chen
4. Yang
5. Zawadzki

$$A = 41R^{-0.21} \text{ (رابطه ۶)}$$

یکی از اولین گزارش‌های اندازه‌گیری بارش توسط رادار، گزارش مارشال در سال ۱۹۴۷ بود. که رابطه تجربی را بر پایه پیوند بین فاکتور بازتابندگی Z و مقدار بارش R بصورت رابطه نمایی $Z = aR^b$ پیشنهاد کرد. a و b ضرایبی هستند که ممکن است از یک فصل به فصل دیگر متفاوت باشند (جدول ۱) (یولیونهوت، ۱۹۹۹).

جدول ۱- ضرایب مورد استفاده

α	β	μ	N_0	ε	δ	
۲۰۸	۵۳٫۱	۰/۲۷	4.27×10^4	۰/۰۸	۰/۲۳	بارش‌های کوهستانی
۱۰۹	۱/۶۴	-۱/۰۳	9.82×10^3	۰/۰۵۵	۰/۲۸	
۳۱	۱/۷۱	-۱/۳۹	1.59×10^4	۰/۰۳۱	۰/۳۱	
۴۸۶	۱/۳۷	۱/۶۳	2.05×10^5	۰/۱۳	۰/۱۶	بارش با طوفان رعد و برق
۲۹۰	۱/۴۱	۱/۰۱	1.24×10^6	۰/۱۰۱	۰/۱۸	
۲۱۹	۱/۴۱	۱/۰۱	2.46×10^4	۰/۰۹	۰/۱۸	
۴۵۰	۱/۴۶	۰/۴	7.05×10^4	۰/۱۱۸	۰/۲	
۳۱۳	۱/۲۵	۴/۶۵	6.4×10^{10}	۰/۱۱۴	۰/۱۱	بارش گسترده و فراگیر
۲۵۵	۱/۴۱	۱/۰۱	7.53×10^5	۰/۱۱	۰/۱۸	
۲۰۵	۱/۴۸	۰/۱۸	1.96×10^5	۰/۰۸۲	۰/۲۱	
۲۲۰	۱/۶	۰/۷۹	7.24×10^4	۰/۰۷۷	۰/۲۶	
۳۸۰	۱/۳۴	۵/۰۴	9.2×10^{10}	۰/۱۲۹	۰/۱	رگبارها
۳۰۰	۱/۳۷	۱/۶۳	7.54×10^6	۰/۱۰۶	۰/۱۶	
۲۰۰	۱/۵	۰/۰۱	1.09×10^5	۰/۰۸۱	۰/۲۲	
۲۰۴	۱/۷	-۱/۳۴	1.31×10^3	۰/۶۹	۰/۳	
۵۲۰	۱/۸۱	-۱/۷۹	9.13×10^1	۰/۰۹۵	۰/۳۵	
۱۲۶	۲/۸۷	-۳/۴۲	1.29×10^0	۰/۰۱۳	۰/۸	

ضرایب α و β در رابطه $Z = \alpha R^\beta$ بدست آمده از واکاوی رابطه‌ی بارش رادار و مقادیر N_0 و μ ضرایب اشعه گاما توزیع چکه‌های بارش و مقادیر مطابقت داده شده ضرایب ε و δ در رابطه $D_0 - R$ از رابطه $D_0 = \varepsilon R^\delta$ و تعیین ارتباط بین شدت بارش R و قطر چکه‌های بارش D منبع: (اولبریح، ۱۹۸۳)

برآورد نادرست بارش رادار مربوط به توزیع اندازه چکه‌های بارش است که بسیار متغیر است و همچنین به انتخاب نادرست رابطه $Z-R$ بستگی دارد و دلایلی مانند واسنجی سخت افزار، پدیده‌های هواشناسی، جداسازی پرتوها، زمان‌بندی درست و در برآورد نادرست بارش رادار تاثیر گذار هستند (زاوادی، ۱۹۸۴). برای اعتبار بخشیدن و بهینه کردن برآورد مقدار بارش با داده‌های رادار، فاصله از رادار دارای اهمیت است. ارزیابی اندازه‌گیری مقدار بارش در فاصله‌های دورتر از رادار، باید مورد مطالعه‌ی بیش‌تری قرار گیرد (سامی و همکاران، ۲۰۱۰). پژوهش‌های زیادی برای درک اثرات خصوصیات فیزیکی مراحل توزیع اندازه چکه‌های بارش و تاثیر آن بر رابطه‌ی $Z-R$ توسط محققین صورت گرفته تا داده‌های مشکوک رادار کم‌تر شود و مقدار برآورد بارش رادار به مقدار واقعی نزدیک‌تر شود (یولیونهوت، ۲۰۰۱).

واکاوی نقش تاخیر زمانی در برآورد بارش رادار با رابطه $Z-R$ برای بازتابش کم، متوسط و زیاد نشان داد که بیش‌ترین اختلاف بارش اندازه‌گیری شده برای چکه‌ی بارش با قطر یک میلی‌متر و در ارتفاع ۱۰۷۶ متری و برای بازتابش کم، ۱۰ درصد است و اختلاف برآورد بارش برای بازتابش متوسط بسیار ناچیز و قابل چشم‌پوشی است و برای بازتابش زیاد حدود ۶ درصد است. اندازه‌گیری‌های انجام شده بین داده‌های باران سنج و رادار باند S , K برای واکاوی نقش زمان و ارتفاع در برآورد بارش نشان داد که مقدار اختلاف بازتابندگی تا ارتفاع ۵۰۰ متری، 1 dB است و با افزایش ارتفاع این اختلاف بیشتر می‌شود. باد و توزیع اندازه چکه‌های بارش، اختلاف بازتابندگی را بیش‌تر می‌کنند. با توجه به تغییرات زیاد ضرایب a , b در رابطه $Z-R$ ، در ۹۵٪ موارد مشاهده شده است که این ضرایب از یک توفان به توفان دیگر فرق می‌کند. توزیع اندازه

چکه‌های بارش در ارتفاع مختلف با هم اختلاف دارد و استفاده از یک رابطه Z-R برای برآورد بارش، مقدار خطا را بیش‌تر می‌کند (توکای و همکاران؛ ۲۰۰۸).

یافته‌ها و بحث

در این پژوهش ابتدا ۲ مورد از بارش‌های سنگین ایستگاه‌های کرمانشاه، سرپل‌ذهاب، قصرشیرین، اسلام‌آباد، کنگاور، روانسر، سنقر، گیلان غرب، جوانرود، هرسین، سومان و تازه‌آباد که در محدوده‌ی ۳۰ تا ۱۰۰ کیلومتری رادار کرمانشاه جا گرفته‌اند، بررسی شد. برای بهتر نشان دادن عملکرد رادار هواشناسی، تاریخ‌های بارش به گونه‌ای انتخاب شد که بتوانند پراکنش و ویژگی‌های بارش را در طول سال به خوبی نشان دهند. به همین منظور تاریخ بارش‌ها در فصل پاییز، زمستان و بهار انتخاب گردید.

الف) بارش ۴ آبان ماه

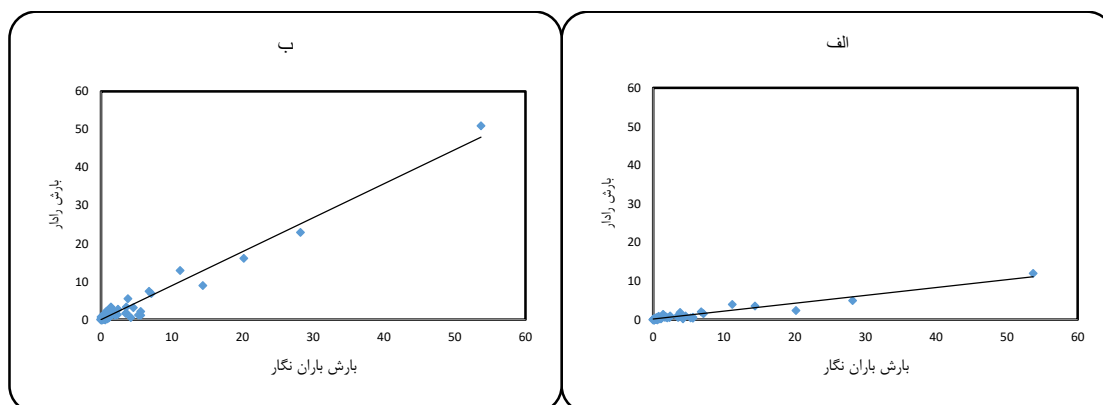
به منظور برگزیدن پیوند بین بازتابندگی رادار و شدت بارش در این بازه‌ی زمانی برای ۱۰ ایستگاه (کرمانشاه، قصرشیرین، سرپل‌ذهاب، اسلام‌آباد، روانسر، گیلان‌غرب، جوانرود، سنقر، هرسین و تازه‌آباد) زاویه‌های مختلف پرتو ارسالی رادار اندازه‌گیری شد و مقدار بازتابندگی بدست آمد. بازتابندگی رادار برای زاویه‌های پرتو رادار با مقادیر ۰/۲، ۰/۳، ۰/۴، ۰/۵، ۰/۶، ۰/۸، ۱/۱ درجه و همچنین پرتو ارتفاع ثابت ۰/۲ و ۰/۵ کیلومتر رادار برای ۱۰ ایستگاه بدست آمد. و مقدار بارش باران‌سنج در همان بازه زمانی نیز بدست آمد. و سپس در سیستم دستگاه مختصات، معادله خط و ضریب R^2 ، بازتابندگی با مقدار بارش ایستگاه‌های زمینی به دست آمد. بنابراین برای هر ایستگاه، ۹ معادله خط و ۹ جفت ضرایب مختلف بدست آمد. با استفاده از ضرایب بدست آمده، شدت و مجموع بارش رادار برآورد شد. نتایج بدست آمده برای هر یک از ایستگاه‌ها متفاوت بود. با توجه به مقادیر بارش برآورد شده رادار و جایگاه و دوری ایستگاه‌ها از مرکز رادار، برای هر ایستگاه، زاویه پرتو بهینه به گونه‌ای انتخاب شد که بهترین برآورد بارش، بیش‌ترین همبستگی و کم‌ترین مقدار مربعات خطا را داشت (جدول ۲).

جدول ۲. ضرایب a, b و برگزیدن رابطه Z-R رادار برای بارش ۴ آبان ۱۳۹۵

ایستگاه	مجموع بارش روزانه	تخمین بارش روزانه توسط رادار قبل از تصحیح	تخمین بارش روزانه توسط رادار بعد از تصحیح	تعداد مشاهدات	مقدار a	مقدار b	رابطه Z-R
کرمانشاه	۳۵/۱	۱۰/۲	۳۲/۷	۲۷	۳۴	۱/۳	$Z=34 \times R^{1.3}$
قصرشیرین	۱۶/۸	۶/۴	۱۳/۶	۲۴	۲۶	۱/۵	$Z=26 \times R^{1.5}$
سنقر	۳۴/۵	۱۱/۸	۳۰/۲	۳۴	۲۳	۱/۲	$Z=23 \times R^{1.2}$
هرسین	۳۲/۲	۹/۳	۳۰/۱	۲۴	۲۲	۱/۲	$Z=22 \times R^{1.2}$
تازه‌آباد	۴۵/۴	۱۵/۴	۳۸	۲۹	۳۹	۱/۳	$Z=39 \times R^{1.3}$
جوانرود	۴۳/۱	۱۵/۲	۳۶/۱	۲۲	۳۳	۱/۲۴	$Z=33 \times R^{1.24}$
روانسر	۴۱/۸	۱۵/۴	۳۵/۱	۲۴	۳۶	۱/۰۶	$Z=36 \times R^{1.06}$
سرپل‌ذهاب	۱۹/۵	۸/۸	۱۵/۱	۱۸	۲۵	۱/۲۷	$Z=25 \times R^{1.27}$
اسلام‌آباد	۳۳/۲	۹/۳	۲۵/۷	۲۲	۳۴	۱/۱۷	$Z=34 \times R^{1.17}$
گیلان‌غرب	۲۱/۳	۷/۴	۱۷/۲	۱۶	۲۴	۱/۲۱	$Z=24 \times R^{1.21}$

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

نمودار مقایسه‌ای پراکنش داده‌های بارش برآورد شده رادار قبل و بعد از واسنجی با مقدار بارش باران‌سنج، افزایش دقت برآورد را به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۲).



شکل ۲. نمودار پراکنش مقایسه بارش باران سنج و مقدار برآورد رادار (الف) قبل از واسنجی (ب) بعد از واسنجی
منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

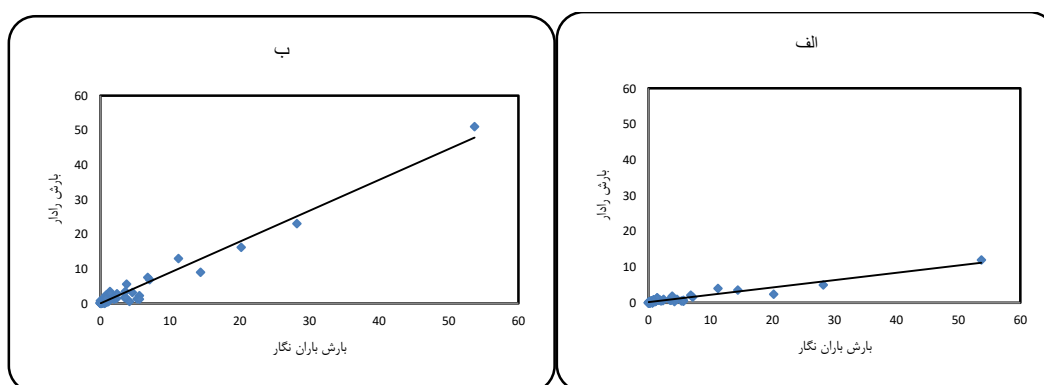
(ب) بارش ۲۱ اسفند ماه ۹۵:

برای بارش اسفند ماه ۱۳۹۵ نیز برای هر کدام از ایستگاه‌ها ضرایب معادله رادار تصحیح گردید. با استفاده از ضرایب بدست آمده، شدت و مجموع بارش رادار برآورد شد. در سیستم دستگاه مختصات، معادله خط و ضریب R^2 بازتابندگی با مقدار بارش ایستگاه‌های زمینی بدست آمد. نتایج بدست آمده برای هر یک از ایستگاه‌ها متفاوت بود. (جدول ۳).

جدول ۳. ضرایب a , b و برگزیدن رابطه Z-R رادار برای بارش روز ۱۳۹۵/۱۲/۲۱

ایستگاه	مجموع بارش روزانه ایستگاه	تخمین بارش روزانه توسط رادار قبل از تصحیح	تخمین بارش روزانه توسط رادار بعد از تصحیح	تعداد مشاهدات	مقدار a	مقدار b	رابطه Z-R
کرمانشاه	۳۰/۹	۱۳/۱	۲۷/۵	۱۷	۳۳	۱/۲۴	$Z=33 \times R^{1.24}$
قصر شیرین	۱۷/۹	۶/۸	۱۵/۶	۲۲	۲۰	۱/۰۶	$Z=20 \times R^{1.06}$
سنقر	۳۷/۸	۱۳/۱	۳۴/۹	۲۴	۳۱	۱/۲۷	$Z=31 \times R^{1.27}$
هرسین	۳۲/۲	۹/۵	۳۰/۱	۱۸	۲۴	۱/۱۷	$Z=24 \times R^{1.17}$
تازه آباد	۳۹/۶	۱۸/۲	۲۵/۳	۲۲	۳۴	۱/۲۱	$Z=34 \times R^{1.21}$
جوانرود	۳۷/۳	۱۷/۱	۳۲/۹	۱۶	۳۵	۱/۱۶	$Z=35 \times R^{1.16}$
روانسر	۳۶/۳	۱۵/۸	۳۲/۸	۲۲	۳۸	۱/۰۵	$Z=38 \times R^{1.05}$
سرپل زهاب	۱۹/۵	۶/۱	۱۷	۱۶	۱۵	۱/۱۸	$Z=31 \times R^{1.18}$
اسلام آباد	۲۸/۵	۱۲/۵	۲۵/۵	۲۱	۳۲	۱/۲۲	$Z=32 \times R^{1.22}$
گیلان غرب	۱۶/۴	۵/۲	۱۴/۵	۱۷	۱۷	۱/۲۱	$Z=31 \times R^{1.21}$

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



شکل ۳. نمودار پراکنش مقایسه بارش باران سنج و مقدار برآورد رادار (الف) قبل از واسنجی (ب) بعد از واسنجی
منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

در مواردی که زمان کافی در اختیار نیست (صدور پیش بینی احتمال وقوع بارش‌های سنگین) یا در مناطقی که تعداد ایستگاه‌های مورد مطالعه خیلی زیاد است و یا اینکه برآورد بارش با دقت زیاد، ضرورت ندارد، و یا اینکه بدست آوردن ضرایب تصحیح و واسنجی رادار برای تمام نقاط به منظور بالا بردن دقت کار، ممکن است چالش‌هایی را برای پیش‌برد کار ایجاد کند. بنابراین یافتن زاویه پرتو مناسب برای تمامی نقاط و استخراج معادله خط جداگانه برای هر یک از این نقاط ضرورت ندارد و یا اینکه به دلیل کمبود زمان امکان‌پذیر نیست. در این صورت می‌توان برای تمام نقاط تحت پوشش رادار و با استفاده از اطلاعات بارش این نقاط و فاکتور بازتابندگی رادار یک معادله کلی و ضرایب کلی a و b را بدست آورد و با جایگزینی در معادله رادار مقادیر بارش را برآورد کرد. در این بخش از پژوهش استان کرمانشاه به ۳ منطقه جغرافیایی (غرب زاگرس، شرق زاگرس و مرکز زاگرس) تقسیم شد و برای هر کدام از این مناطق یک معادله کلی برای رادار محاسبه گردید. همچنین برای هر منطقه یک مورد از بارش‌های سنگین بر اساس معادله نهایی رادار بررسی و تحلیل شد.

معادله نهایی به دست آمده برای بارش‌های مناطق غرب زاگرس

بارش تاریخ ۱۳۹۵/۱۱/۲۱

برای بارش روز ۲۱ بهمن ماه ۱۳۹۵ از یک معادله کلی برای تمامی ایستگاه‌های واقع در غرب زاگرس (قصر شیرین، سرپل‌ذهاب و گیلان غرب) استفاده شد. بنابراین با استفاده از داده‌های بارش زمینی تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه و مقدار فاکتور بازتابندگی رادار Z ، یک معادله کلی برای رادار به دست آمد و بر اساس آن بارش برآوردی رادار هواشناسی قبل و بعد از تصحیح ضرایب با بارش ثبت شده توسط باران‌سنج ها مقایسه و تحلیل گردید (جدول ۴).

جدول ۴. ضرایب نهایی به دست آمده برای مناطق غرب زاگرس

مقدار a	مقدار b	رابطه $Z-R$
۲۲	۱/۲۸	$Z=22 \times R^{1.28}$

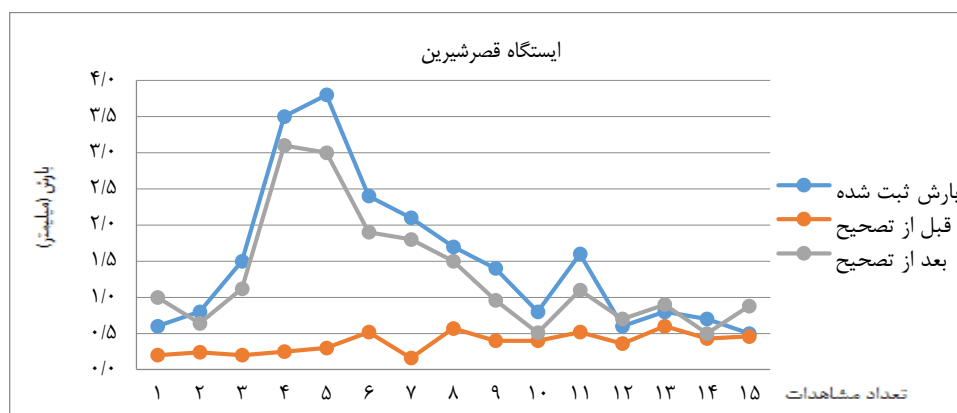
منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

جدول ۵. برآورد بارش ۱۳۹۵/۱۱/۲۱ بر اساس ضرایب نهایی به دست آمده برای مناطق غرب زاگرس

ایستگاه	مجموع بارش روزانه ایستگاه	تخمین بارش روزانه توسط رادار قبل از تصحیح	تخمین بارش روزانه توسط رادار بعد از تصحیح	تفاضل بارش باران‌سنج و رادار بعد از تصحیح
قصر شیرین	۲۲/۸	۷/۸	۱۹/۸	۳
سرپل‌ذهاب	۳۴/۵	۶/۱	۲۰	۴/۵
گیلان غرب	۲۰/۴	۹/۲	۱۷/۵	۲/۹

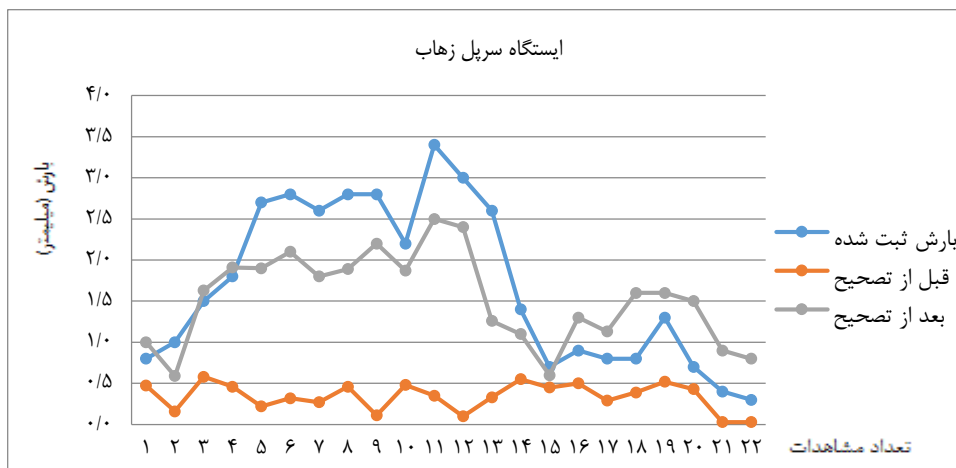
منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

ضرایب a و b جدید به دست آمده به ترتیب ۲۲ و ۱/۲۸ می‌باشد. همانطور که مشاهده می‌شود، مقدار بارش اصلاحی رادار با اعمال ضرایب تصحیح، بهبود یافته و از روند مشابه باران‌سنج پیروی می‌کند (شکل ۴ تا ۶).



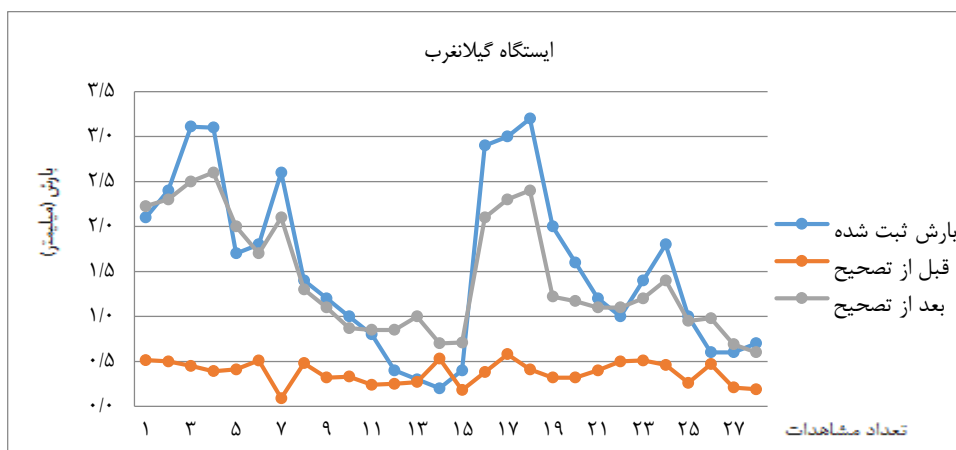
شکل ۴. برآورد بارش ایستگاه قصر شیرین

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



شکل ۵. برآورد بارش ایستگاه سرپل زهاب

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



شکل ۶. برآورد بارش ایستگاه گیلان غرب

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

معادله نهایی به دست آمده برای بارش‌های مناطق داخلی زاگرس

بارش تاریخ ۱۳۹۶/۰۱/۲۵

برای بارش روز ۲۵ فروردین ماه ۱۳۹۶ نیز از یک معادله کلی برای ایستگاه‌های واقع در داخل زاگرس (کرمانشاه، تازه‌آباد، جوانرود، روانسر و اسلام‌آباد) استفاده شد. بنابراین با استفاده از داده‌های بارش زمینی تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه و مقدار فاکتور بازتابندگی رادار Z ، یک معادله کلی برای رادار بدست آمد و بر اساس آن بارش برآوردی رادار هواشناسی قبل و بعد از تصحیح ضرایب با بارش ثبت شده توسط باران سنج‌ها مقایسه و تحلیل گردید. ضرایب a و b جدید به دست آمده به ترتیب ۳۵ و ۱/۲۱ می‌باشد. همانطور که مشاهده می‌شود، مقدار بارش اصلاحی رادار با اعمال ضرایب تصحیح، بهبود یافته و از روند مشابه باران سنج پیروی می‌کند (شکل ۷ تا ۱۱).

جدول ۶. ضرایب نهایی به دست آمده برای مناطق داخلی زاگرس

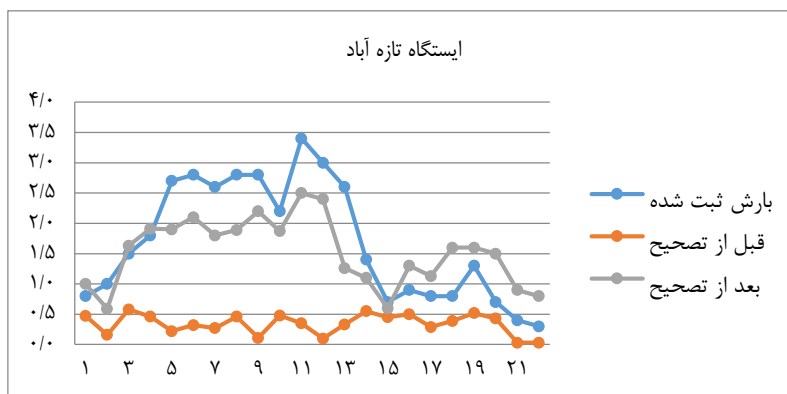
مقدار a	مقدار b	رابطه $Z-R$
۳۵	۱/۲	$Z=35 \times R^{1.2}$

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

جدول ۷. برآورد بارش ۱۳۹۵/۰۱/۲۵ بر اساس ضرایب نهایی به دست آمده برای مناطق داخلی زاگرس

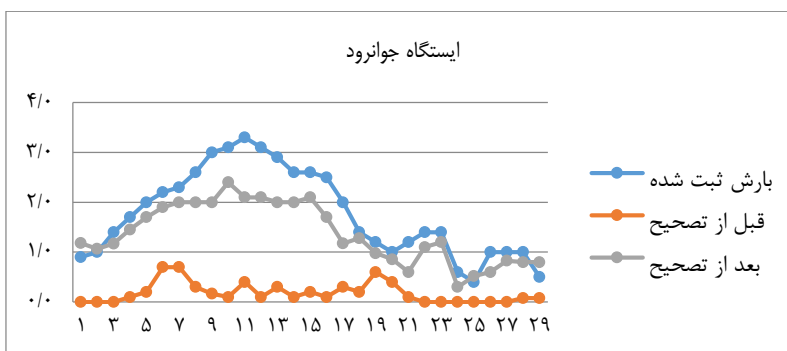
ایستگاه	مجموع بارش روزانه ایستگاه	تخمین بارش روزانه توسط رادار قبل از تصحیح	تخمین بارش روزانه توسط رادار بعد از تصحیح	تفاضل بارش باران‌سنج و رادار بعد از تصحیح
کرمانشاه	۳۵/۹	۱۳/۱	۳۱/۱	۴/۸
تازه آباد	۴۷	۱۹/۲	۴۵/۵	۱/۵
جوانرود	۴۵/۷	۱۸/۱	۴۳/۱	۲/۶
روانسر	۴۴/۳	۱۶/۸	۴۲/۸	۱/۵
اسلام آباد	۳۲/۵	۱۴/۵	۳۰/۵	۲

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



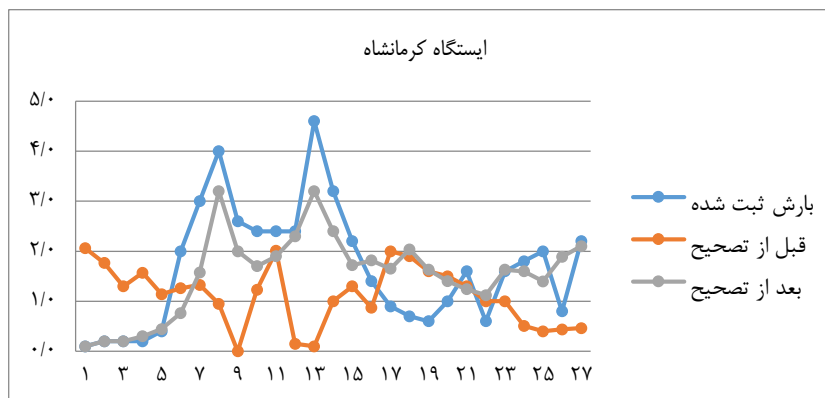
شکل ۷. برآورد بارش ایستگاه تازه‌آباد

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



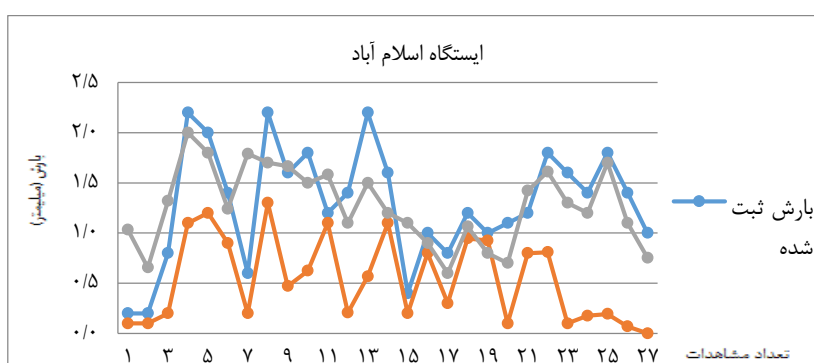
شکل ۸. برآورد بارش ایستگاه جوانرود

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



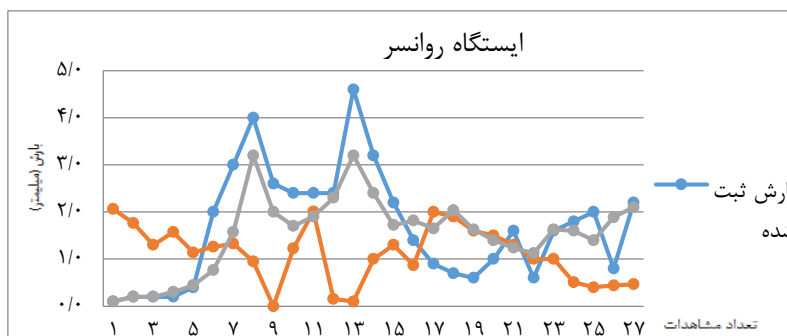
شکل ۹. برآورد بارش ایستگاه کرمانشاه

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



شکل ۱۰. برآورد بارش ایستگاه اسلام‌آباد

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



شکل ۱۱. برآورد بارش ایستگاه روانسر

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

معادله نهایی به دست آمده برای بارش‌های مناطق شرق زاگرس

بارش تاریخ ۱۳۹۶/۰۲/۱۱

برای بارش روز ۱۱ اردیبهشت ماه ۱۳۹۶ نیز با استفاده از داده‌های بارش زمینی تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه و مقدار فاکتور بازتابندگی رادار Z، یک معادله کلی برای رادار بدست آمد و بر اساس آن بارش برآوردی رادار هواشناسی قبل و بعد از تصحیح ضرایب با بارش ثبت شده توسط باران‌سنج‌ها مقایسه و تحلیل گردید. از یک معادله کلی برای ایستگاه‌های واقع در شرق زاگرس (سنقر، هرسین و صحنه) استفاده شد. ضرایب a و b جدید به دست آمده به ترتیب ۲۴ و ۱/۲۳ می‌باشد. همانطور که مشاهده می‌شود، مقدار بارش اصلاحی رادار با اعمال ضرایب تصحیح، بهبود یافته و از روند مشابه باران‌سنج پیروی می‌کند (شکل ۱۲ تا ۱۴).

جدول ۸. ضرایب نهایی به دست آمده برای مناطق شرق زاگرس

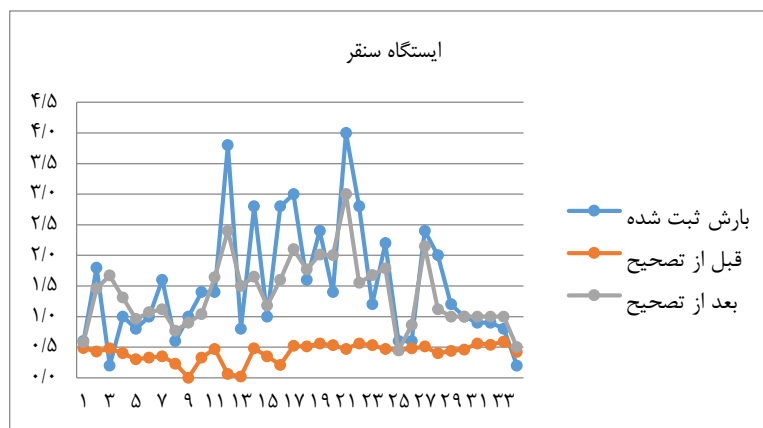
مقدار a	مقدار b	رابطه Z-R
۲۴	۱/۲۳	$Z=24 \times R^{1.23}$

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

جدول ۹. برآورد بارش ۱۳۹۶/۰۲/۱۱ بر اساس ضرایب نهایی به دست آمده برای مناطق شرق زاگرس

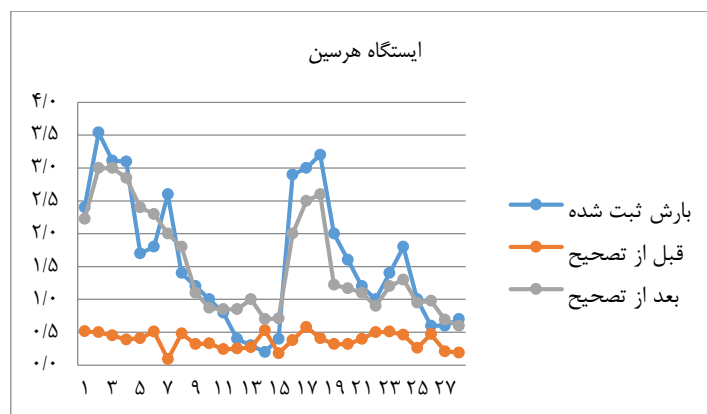
ایستگاه	مجموع بارش روزانه ایستگاه	تخمین بارش روزانه توسط رادار قبل از تصحیح	تخمین بارش روزانه توسط رادار بعد از تصحیح	تفاضل بارش باران‌سنج و رادار بعد از تصحیح
سنقر	۳۳/۳	۱۳/۱	۳۰/۵	۲/۸
هرسین	۳۲/۹	۱۳/۵	۲۹/۴	۳/۵
صحنه	۲۹/۴	۹/۲	۲۵/۵	۳/۹

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



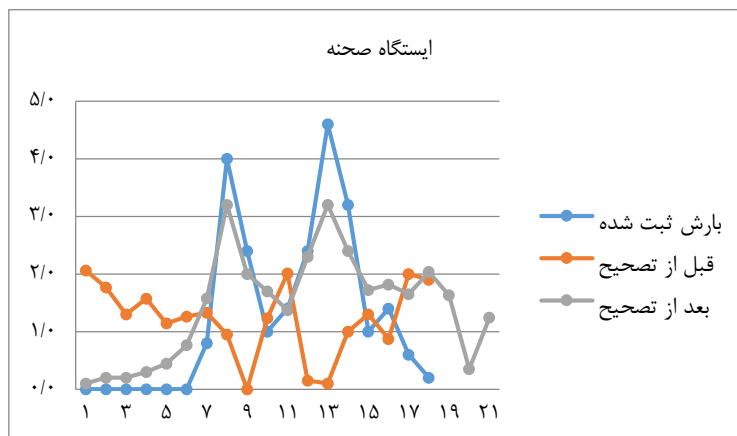
شکل ۱۲. برآورد بارش ایستگاه سنقر

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



شکل ۱۳. برآورد بارش ایستگاه هرسین

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳



شکل ۱۴. برآورد بارش ایستگاه صحنه

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

در این پژوهش، مقدار متوسط فراسنج‌های رادار بدین گونه بدست آمد که دامنه وردش فراسنج a بین ۱۵ تا ۴۲ و مقدار میانگین آن ۲۷ بود. و دامنه وردش فراسنج b بین ۱/۰۵ تا ۱/۶ و مقدار میانگین آن ۱/۲۴ بود ($a=27$, $b=1.24$). سپس با استفاده از متوسط فراسنج‌ها، مقدار بارش رادار برای ۵ بارش بدست آمد (جدول ۲۶). اگرچه دقت برآورد بارش کاسته شد و درستی برآورد بارش نسبت به روش قبلی، با کاهش ۱۲ درصدی به ۸۱ درصد رسید. با این روش و با خطای کمتر از ۱۹ درصد مقدار، شدت، نحوه‌ی پراکنش بارش بدست آمد. با توجه به گستره پوشش رادار نسبت به پراکندگی ایستگاه‌های باران‌سنجی و درجه تفکیک رادار که برای هر کیلومتر مربع یک مقدار عددی نشان می‌دهد، استفاده از این روش بسیار سودمند بود. با این روش، هم‌زمان با شروع بارش و با بکارگیری فراسنج‌های جدید، مقدار و شدت بارش بطور مستقیم به دست خواهد آمد.

جدول ۱۰. بررسی همسنجی مجموع ۵ بارش

تاریخ بارش	مجموع بارش باران‌سنج (میلی متر)	مجموع بارش رادار (میلی متر)	مجموع بارش رادار با فراسنج‌های متفاوت (میلی متر)	مجموع بارش رادار با فراسنج‌های میانگین $a=27$ $b=1.24$ (میلی متر)	مجموع بارش رادار با فراسنج‌های میانگین $a=27$ $b=1.24$ (درصد)
۱۳۹۵/۰۸/۰۴	۳۲۲/۹	۱۰۹/۲	۲۷۳/۸	۲۶۰/۹	۸۰/۵
۱۳۹۵/۱۲/۲۱	۲۹۶/۴	۱۱۷/۴	۲۶۶/۱	۲۳۷/۸	۸۰/۲
۱۳۹۵/۱۱/۲۱	۲۵۶/۷	۹۷/۱	۲۴۱/۶	۲۲۳/۳	۸۷
۱۳۹۶/۰۱/۲۵	۲۷۲/۳	۱۰۵/۵	۲۶۰	۲۴۳/۵	۸۹/۴
۱۳۹۶/۰۲/۱۱	۲۶۵/۷	۱۰۰/۴	۲۳۵/۷	۲۱۱/۲	۷۹/۴
مجموع کلی بارش ها (میلی متر)	۱۴۱۴	۵۲۹/۶	۱۲۷۷,۲	۱۱۷۶/۷	
مجموع کلی بارش ها (درصد)		۳۶/۹	۸۹/۲	۸۳/۱	

منبع: یافته‌های پژوهش، ۱۴۰۳

اگر مقدار بارش باران‌سنج‌ها را به عنوان بارش واقعی (۱۰۰ درصد) در نظر بگیریم در این پژوهش با استفاده از ۵ بارش سه مقدار متفاوت بارش برآوردی رادار بدست آمد. بارش برآوردی رادار با استفاده از فراسنج‌های پیش فرض رادار که بطور میانگین ۳۶/۹ درصد بارش واقعی بود. این برآورد کم بارش کاربرد زیادی ندارد. بارش برآوردی رادار با استفاده از میانگین فراسنج‌ها که به‌طور میانگین ۸۳/۱ درصد بارش واقعی بود. از این روش در تعیین رواناب و صدور هشدار فوری سیل می‌توان استفاده کرد. بارش برآوردی رادار با استفاده از فراسنج‌های متفاوت که مخصوص یک بارش و مکان مشخص بود و بطور متوسط ۸۹/۲ درصد بارش واقعی بود. برآورد بارش رادار با این روش کاربرد زیادی دارد.

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر برای تصحیح ضریب‌ها، از داده‌های گردآوری شده از باران سنج‌هایی که در محدوده فاصله افقی مابین ۳۰ تا ۱۰۰ کیلومتری رادار کرمانشاه واقع شده‌اند، استفاده گردید. برای بهتر نشان دادن عملکرد رادار هواشناسی، تاریخ‌های بارش به گونه‌ای انتخاب شد که بتوانند پراکنش و ویژگی‌های بارش را در طول سال به خوبی نشان دهند. بر اساس شرایط اقلیمی، منطقه مورد مطالعه به سه منطقه تقسیم و برای هر کدام یک معادله نهایی به دست آمد. نتایج پژوهش نشان داد مقدار متوسط فراسنج‌های رادار برای فراسنج a بین ۱۵ تا ۴۲ و مقدار میانگین آن ۲۷ بود. و دامنه وردش فراسنج b بین ۱/۰۵ تا ۱/۶ و مقدار میانگین آن ۱/۲۴ بود. اگرچه دقت برآورد بارش کاسته شد و درستی برآورد بارش، با کاهش ۱۲ درصدی به ۸۱ درصد رسید. با این روش و با خطای کمتر از ۱۹ درصد مقدار، شدت، نحوه‌ی پراکنش بارش بدست آمد. با توجه به گستره پوشش رادار نسبت به پراکندگی ایستگاه‌های باران‌سنجی و درجه تفکیک رادار که برای هر کیلومتر مربع یک مقدار عددی نشان می‌دهد، استفاده از این روش بسیار سودمند بود. با این روش، هم‌زمان با شروع بارش و با بکارگیری فراسنج‌های جدید، مقدار و شدت بارش بطور مستقیم به دست خواهد آمد. با توجه به نتایج تحقیق می‌توان نتیجه گرفت که بارش برآوردی رادار با استفاده از فراسنج‌های پیش فرض رادار که بطور میانگین ۳۶/۹ درصد بارش واقعی بود، کاربرد زیادی ندارد. بارش برآوردی رادار با استفاده از میانگین فراسنج‌ها که بطور میانگین ۸۳/۱ درصد بارش واقعی بود، در تعیین رواناب و صدور هشدار فوری سیل می‌تواند مفید باشد و بارش برآوردی رادار با استفاده از فراسنج‌های متفاوت که مخصوص یک بارش و مکان مشخص است و بطور متوسط ۸۹/۲ درصد بارش واقعی را نشان می‌داد، می‌تواند کاربرد زیادی داشته باشد. همچنین نتایج پژوهش نشان داد که با تصحیح ضرایب رادار در هر منطقه و در هر فصل، برآورد بارش رادار به مقدار درست نزدیک‌تر می‌شود و اگر کارشناسان و مسئولان رادار کرمانشاه از فرمول‌های به دست آمده در این پژوهش استفاده کنند، می‌توانند قبل از وقوع بارش، پیش‌بینی دقیق انجام داده و هشدارهای لازم را به ادارات و سازمان‌های مربوطه صادر نمایند تا از وقوع حوادث ناشی از بارش‌های سنگین جلوگیری به عمل آید.

در نهایت پیشنهاد می‌شود که برای هر مناطقی که تحت پوشش رادار هواشناسی است، ضرایب معادله رادار محاسبه شود تا با استفاده از آن بتوان بارش‌ها را به طور دقیق پیش‌بینی و هشدارهای لازم را به مراکز مختلف داد.

حامی مالی

بنا به اظهار نویسنده مسئول، این مقاله حامی مالی نداشته است.

سهام نویسندگان در پژوهش

نویسنده اول: استاد راهنما

نویسنده دوم: تجزیه و تحلیل داده‌ها، تدوین یافته‌ها و نتیجه‌گیری

نویسنده سوم: نگارش مقدمه و مرور ادبیات و سوابق پژوهش و مرور نهایی

تضاد منافع

نویسندگان اعلام می‌دارند که هیچ تضاد منافعی در رابطه با نویسندگی و یا انتشار این مقاله ندارند.

تقدیر و تشکر

نویسندگان از همکاری اداره کل هواشناسی استان کرمانشاه به دلیل همکاری در جمع‌آوری داده‌های مورد نیاز، صمیمانه تشکر و قدردانی می‌نمایند.

منابع

۱. محمدیها، امیر؛ معاریان، محمدحسین و ریحانی‌پروری، محمد. (۱۳۹۲). ارزیابی برآوردهای رادار هواشناسی تهران از کمیت بارش به روش Z-R برای سه رویداد بارش سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱. فیزیک زمین و فضا، ۲۳(۳۹)، ۱۸۷-۲۰۴. [doi: 10.22059/jesphys.2013.35198](https://doi.org/10.22059/jesphys.2013.35198)
۲. محمدیها، امیر (۱۳۹۰)، راست‌آزمایی پیش‌بینی‌های مدل WRF برای محتوای آب قابل بارش و میزان بارش با استفاده از داده‌های رادار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما: دکتر محمد حسین معاریان و مجید آزادی، رشته هواشناسی، دانشگاه یزد.
3. Amitai, E., Wolff, D. B., Marks, D. A., & Silberstein, D. S. (2002). Radar rainfall estimation; lessons learned from the NASA / TRMM validation program. *Proceedings of ERAD Publication Series*, 1, 255-260.

- https://www.researchgate.net/publication/252120997_Radar_rainfall_estimation_lessons_learned_from_the_NASATRMM_validation_program
4. Battan, L. J. (1973). *Radar observation of the atmosphere*. The University of Chicago Press.
 5. Bhowmik, S. K. R., Roy, S. S., Srivastava, K., Mukhopadhyay, B., Thampi, S. B., Reddy, Y. K., Singh, H., Venkateswarlu, S., & Adhikary, S. (2011). Processing of Indian Doppler weather radar data for mesoscale applications. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 111, 133–147. <http://dx.doi.org/10.1007/s00703-010-0120-x>
 6. Biggerstaff, M. I., & Listemaa, S. A. (2000). An improved scheme for convective/stratiform echo classification using radar reflectivity. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 39(12), 2129–2150. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040%3C2129:AISFCS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040%3C2129:AISFCS%3E2.0.CO;2)
 7. Chen, F., Fu, Y., Liu, P., & Yang, Y. (2016). Seasonal variability of storm top altitudes in the tropics and subtropics observed by TRMM PR. *Atmospheric Research*, 169, 113–126. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.09.017>
 8. Christodoulou, C. I., Michaelides, S. C., Gabella, M., & Pattichis, C. S. (2004, July). Prediction of rainfall rate based on weather radar measurements. In 2004 IEEE International Joint Conference on Neural Networks (IEEE Cat. No. 04CH37541) (Vol. 2, pp. 1393–1396). IEEE. <https://ieeexplore.ieee.org/document/1380153>
 9. Didlake, A. C., & Kumjian, M. R. (2018). Examining storm asymmetries in Hurricane Irma using polarimetric radar observations. *Geophysical Research Letters*, 45(13), 513–522. <https://doi.org/10.1029/2018GL080739>
 10. Gabella, M., Bolliger, M., Germann, U., & Perona, G. (2005). Large sample evaluation of cumulative rainfall amounts in the Alps using a network of three radars. *Atmospheric Research*, 77, 256–268. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.10.014>
 11. Hazenberg, P., Leijnse, H., & Uijlenhoet, R. (2014). The impact of reflectivity correction and accounting for raindrop size distribution variability to improve precipitation estimation by weather radar for an extreme low-land mesoscale convective system. *Journal of Hydrology*, 519, 3410–3425. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.057>
 12. Huang, H., & Chen, F. (2019). Precipitation microphysics of tropical cyclones over the western North Pacific based on GPM DPR observations: A preliminary analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(3), 3124–3142. <https://doi.org/10.1029/2018JD029454>
 13. Josephine, V. S., Mudgal, B. V., & Thampi, S. B. (2014). Applicability of Doppler weather radar based rainfall data for runoff estimation in Indian watersheds—A case study of Chennai basin. *Sadhana*, 39(4), 989–997. <http://dx.doi.org/10.1007/s12046-014-0258-1>
 14. Keblouti, M., Ouerdachi, L., & Berhail, S. (2013). The use of weather radar for rainfall-runoff modeling, case of Seybouse watershed (Algeria). *Arab Journal of Geosciences*, 54, 23–34. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-013-1224-7>
 15. Klemas, V. V. (2009). The role of remote sensing in predicting and determining coastal storm impacts. *Journal of Coastal Research*, 25(6), 1264–1275. <https://doi.org/10.2112/08-1146.1>
 16. Laurencin, C. N., Didlake, A. C., Loeffler, S. D., Kumjian, M. R., & Heymsfield, G. M. (2020). Hydrometeor size sorting in the asymmetric eyewall of Hurricane Matthew (2016). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2020JD032671. <https://doi.org/10.1029/2020JD032671>
 17. Lee, G. W., & Zawadzki, I. (2004). Variability of drop size distribution: Noise and noise filtering in disdrometric data. *Journal of Applied Meteorology*, 44, 634–652. <https://doi.org/10.1175/JAM2222.1>
 18. Lee, G., & Zawadzki, I. (2005). Variability of drop size distributions: Time-scale dependence of the variability and its effects on rain estimation. *Journal of Applied Meteorology*, 44(2), 241–255. <https://doi.org/10.1175/JAM2183.1>
 19. Liu, C., Zipser, E. J., & Nesbitt, S. W. (2007). Global distribution of tropical deep convection: Different perspectives from TRMM infrared and radar data. *Journal of Climate*, 20(3), 489–503. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4023.1>
 20. Makundi, H. (2010). *Weather radar calibration using automatic rain gauge data to evaluate the accuracy of radar precipitation estimates* (Master's thesis, Supervisor: Dr. Mohammad Mousavi, Department of Water Engineering, Ferdowsi University of Mashhad).
 21. Marshall, J. S., Hitschfeld, W., & Gunn, K. L. S. (1955). Advances in radar weather. *Advances in Geophysics*, 2, 1–56. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60310-6](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60310-6)
 22. Mazumdar, A. B., Khole, M., & Devi, S. S. (2009). Cyclones and depression over the North Indian Ocean during 2009. *MAUSAM*, 61(3), 271–290. <http://dx.doi.org/10.54302/mausam.v61i3.831>
 23. Mendez, A., Magana, V., Caetano, E., Dasilveira, R. B., & Dominguez, R. (2009). Analysis of daily precipitation based on weather radar information in México City. *Atmósfera*, 22(2), 299–313. <https://www.revistascca.unam.mx/atm/index.php/atm/article/view/8628>

24. Michela, C., Alberto, D. F., Francesco, D., Marco, M., & Andrea, M. (2008). A radar-based climatology of convective activity in the Veneto region. Università di Trento. Dipartimento di ingegneria civile e ambientale. www.foralps.net
25. Overeem, A., Buishand, T. A., & Holleman, I. (2009). Extreme rainfall analysis and estimation of depth-duration-frequency using weather radar. *Water Resources Research*, 45, 1–15. <http://dx.doi.org/10.1029/2009WR007869>
26. Overeem, A., Holleman, I., & Buishand, A. (2008). Derivation of a 10-year radar-based climatology of rainfall. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 1448–1463. <https://doi.org/10.1175/2009JAMC1954.1>
27. Roy, S. S., Lakshmanan, V., Bhowmik, S. K. R., & Thampi, S. B. (2010). Doppler weather radar-based nowcasting of cyclone Oghi. *Journal of Earth System Science*, 119(2), 183–199. <http://dx.doi.org/10.25932/publishup-50426>
28. Sami, E., Alin, C., & Khalidou, B. (2010). Validation and use of rainfall radar data to simulate water flows in the Rio Escondido basin. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 24, 559–565. <http://dx.doi.org/10.1007/s00477-009-0336-9>
29. Sarkar, S. K., & Kumar, A. (2007). Recent studies on cloud and precipitation phenomena for propagation characteristics over India. *Indian Journal of Radio & Space Physics*, 36, 502–513. https://www.researchgate.net/publication/242279712_Recent_studies_on_cloud_and_precipitation_phenomena_for_propagation_characteristics_over_India
30. Smith, J. A., & Krajewski, W. F. (2002). Radar hydrology: Rainfall estimation. *Advances in Water Resources*, 25, 1387–1394. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00062-3](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00062-3)
31. Tokay, A., Hartmann, P., & Battaglia, A. (2008). A field study of reflectivity and Z–R relations using vertically pointing radars and disdrometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 1120–1134. <http://dx.doi.org/10.1175/2008JTECHA1163.1>
32. Toufaninezhad, Z., Kamali, G., & Alizadeh, A. (2009). Use of high-resolution X-band weather radar for areal rainfall estimation in small catchments. *Water and Soil*, 23(1), 57–67. <https://doi.org/10.22067/jsw.v0i0.1534>
33. of X-band weather radars in estimating rainfall in small basins. *Journal of Water and Soil*, 23(1), 67–57.
34. Uijlenhoet, R. (2001). Raindrop size and radar reflectivity – rain rate relationships for radar hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(4), 615–627. <https://doi.org/10.5194/hess-5-615-2001>
35. Uijlenhoet, R., & Stricker, J. N. M. (1999). Dependence of rainfall interception on drop size: 1. Development of the two-layer stochastic model. *Journal of Hydrology*, 217, 157–163. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02998-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02998-2)
36. Ulbrich, C. W. (1983). Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22, 1764–1775. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1983\)022%3C1764:NVITAF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022%3C1764:NVITAF%3E2.0.CO;2)
37. Wang, G., Liu, L., & Ding, Y. (2012). Improvement of radar quantitative precipitation estimation based on real-time adjustments to Z-R relationships and inverse distance weighting correction schemes. *Advances in Atmospheric Sciences*, 29(3), 575–584. <http://dx.doi.org/10.1007/s00376-011-1139-8>
38. Wang, M., Zhao, K., Pan, Y., & Xue, M. (2020). Evaluation of simulated drop size distributions and microphysical processes using polarimetric radar observations for landfalling Typhoon Matmo (2014). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(6). <https://doi.org/10.1029/2019JD031527>
39. Wu, D., Zhao, K., Kumjian, M. R., Chen, X., Huang, H., Wang, M., & Zhang, F. (2018). Kinematics and microphysics of convection in the outer rainband of Typhoon Nida (2016) revealed by polarimetric radar. *Monthly Weather Review*, 146(7), 2147–2159. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0320.1>
40. Yang, Y. J., Wang, H., Chen, F., Zheng, X., Fu, Y., & Zhou, S. (2019). TRMM-based optical and microphysical features of precipitating clouds in summer over the Yangtze–Huaihe River valley, China. *Pure and Applied Geophysics*, 176(1), 357–370. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00024-018-1940-8>
41. Zawadzki, I. (1984). Factors affecting the precision of radar measurements of rain. In *22nd conference on radar meteorology, Zurich, Switzerland* (pp251-256). https://www.researchgate.net/publication/279585126_Factors_Affecting_the_Precision_of_Radar_Measurements_of_Rain
42. Zawadzki, I. (1988). Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45(22), 3552–3559. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045%3C3452:ERSDIT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045%3C3452:ERSDIT%3E2.0.CO;2)