

واسنجی فراسنج‌های رادار امیرآباد برای برآورد بارش فصل گرم

پرویز پنجه‌کوبی^۱، سید ابوالفضل مسعودیان^{۲*} و عبدالعظیم قانقرمه^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲. استاد، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳. استادیار، گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

(دریافت: ۹۷/۱/۲۷، پذیرش نهایی: ۹۷/۳/۳)

چکیده

رادار هواشناسی در برآورد مقدار بارش بر روی گستره‌های پهناور کاربرد زیادی دارد. پیوند میان بارش و بازگشت‌پذیری رادار پیوندی نمایی است $Z = aR^b$ و a و b فراسنج‌های مدل هستند و چنانچه درست انتخاب نشوند، بارش برآوردی رادار با اشتباه همراه می‌شود. اندازه و توزیع چکه‌های بارش اثر زیادی بر فراسنج‌های این مدل دارد. دامنه ورودی این فراسنج‌ها بسیار زیاد است. در این پژوهش بارش‌های ۲۸ تا ۲۹ تیر و ۱۰ تا ۱۱ شهریور سال ۱۳۹۴ ایستگاه‌های آمل، بابلسر، ساری، دشت ناز، بندر گز، گمیشان و گرگان که در محدوده ۳۰ تا ۱۰۰ کیلومتری رادار امیرآباد بهشهر (رادار خزرشرقی) جا گرفته‌اند بررسی شد. در بارش اول برای هرایستگاه، زاویه ارتفاع بهینه پرتو انتخاب و فراسنج‌ها واسنجی و رابطه مربوط به آن نقطه به دست آمد. با استفاده از این رابطه مقدار بارش برآوردی رادار از ۲۲ درصد به ۹۷ درصد افزایش یافت و میانگین مجموع بارش برآوردی رادار از ۹/۸ به ۴۳/۴ میلی‌متر رسید که از میانگین واقعی فقط ۱ میلی‌متر کمتر است. در بارش دوم، با استفاده از داده‌های بارش تمام ایستگاه‌ها، فقط یک معادله به دست آمد و رادار واسنجی شد. نتایج برآورد بارش رادار به این روش نیز با تقریب خوبی مورد قبول بود و میانگین مجموع بارش برآوردی رادار از ۸/۶ به ۲۸/۵ میلی‌متر افزایش یافت که ۳ میلی‌متر از مقدار واقعی کمتر بود.

واژه‌های کلیدی: رادار، برآورد بارش، واسنجی، خزر شرقی.

۱. مقدمه

در فصول مختلف و زمان و مکان با هم فرق دارد (عبداللهی و همکاران، ۱۳۹۶). می‌توان با نصب باران‌سنج در نقاط کوهستانی و سخت‌گذر و یا با افزایش تراکم باران‌سنج‌ها در سایر مناطق، از نحوه پراکنش و تغییرات بارش آگاه شد. البته انجام این کار هزینه‌بر است. نقطه‌ی قوت داده‌های بارش رادار، توانایی پوشش گسترده است که این نقطه‌ضعف داده‌های باران‌سنج است و نقطه‌ضعف داده‌های بارش رادار عدم دقت مقدار مجموع بارش در یک منطقه است که این نقطه قوت باران‌سنج است. داده‌های رادار مزایای بیشتری دارد زیرا رادار برآورد بارش را در یک بخش وسیع و با درجه تفکیک فضایی و زمانی مناسب، نسبت به باران‌سنج ارائه می‌دهد که این می‌تواند برای استفاده در مدل‌ها بسیار مفید باشد. رادار به معنی آشکارسازی هدف و فاصله‌یابی آن به وسیله پرتوهای رادیویی است (اسکولین، ۱۳۹۲). معادله رادار به

اندازه‌گیری شدت و مقدار بارش در بخش‌های گوناگونی مانند مدیریت منابع آب، کشاورزی، تعیین اقلیم بارشی و مهم‌تر از همه در هشدار و پیش‌آگاهی رخداد سیلاب کاربرد گسترده‌ای دارد. بارش یک کمیت بسیار متغیر است و شدت و پراکنش آن در مسافت کوتاه بسیار متفاوت است و این اختلاف در بارش‌های همرفتی با منشاء ابرهای جوششی بیشتر است. باران‌سنج‌ها، ابزار قدیمی اندازه‌گیری بارش هستند که در انواع مختلف برای اندازه‌گیری مقدار بارش در محل نصب می‌شوند. با پیشرفت علم سنجش از دور، احتمال برآورد بارش توسط ماهواره امکان‌پذیر شد. برآورد بارش ماهواره نسبت به باران‌سنج و رادار از دقت کمتری برخوردار است اما برای سنجش بارش بر فراز اقیانوس‌ها و مناطق دور که امکان سنجش با رادار و باران‌سنج شدن نیست، ابزار مهمی است. البته بستگی به نوع ماهواره برآورد آنها برای بارش

آزمایش‌هایی که با طول موج ۱۰ سانتی‌متری رادار انجام شده، نشان داده که توان به‌دست آمده از بازتابش ذرات آب با تعداد ذرات و توان ششم قطر ذرات آب متناسب است و این تناسب تا فاصله ۱۰۰ کیلومتری رادار سودمند است. (مارشال و همکاران، ۱۹۴۷). زیرا به‌طور فرضی پرتو بازگشتی باران در فاصله ۸/۸ کیلومتری و در ارتفاع ۲۵۰ متری از سطح زمین، با بارشی که یک دقیقه بعد به سطح زمین می‌رسد متناسب است و این زمانی است که قطره باران نیاز دارد تا از آن ارتفاع به زمین برسد. با در نظر گرفتن زاویه پرتو رادار بین ۰/۵ تا ۱/۵ درجه و در فاصله ۱۰۰ کیلومتری از رادار، ارتفاع پرتو رادار از زمین حدود ۲۰۰۰ متر خواهد شد که قطره باران حدود ۶ دقیقه وقت نیاز دارد تا از این ارتفاع به سطح زمین رسیده و اندازه‌گیری شود (مارشال و همکاران، ۱۹۴۷). و در فاصله بیشتر از ۱۰۰ کیلومتر بر میزان خطا افزوده می‌شود. این تناسب بر چندین پیش‌فرض استوار است: واسنجی رادار عالی انجام شده باشد، پخش از رابطه ریلی پیروی کند، پرتو رادار دستخوش تضعیف نشود، مانعی در برابر پرتوهای راداری نباشد و انتشار پرتوها دستخوش ناهنجاری نشود. این پیش‌فرض‌ها به ندرت تحقق پیدا می‌کنند و به همین سبب عملاً به جای بازگشت‌پذیری رادار، بازگشت‌پذیری مؤثر (Z_e) به کار گرفته می‌شود (یوجنهور، ۲۰۰۱). ضریب بازگشت‌پذیری رادار به تعداد و اندازه ذرات آب بستگی دارد و از رابطه (۴) به‌دست می‌آید (لی و زاوادسکی، ۲۰۰۵).

$$Z_e = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N_D \times D^6 dD \quad (4)$$

N_D تابع احتمال توزیع ذرات آب (که از رابطه ۷ به‌دست می‌آید)، D قطر ذرات آب بر حسب میلی‌متر و Z_e ضریب بازگشت‌پذیری است که بر حسب میلی‌متر بر مترمکعب است. برای ذرات کوچک که $Z_e = 0.001$ و برای چکه‌های بزرگ مانند تگرگ $Z_e = 1000000$ است. برای از بین بردن این اختلاف، ضریب بازگشت‌پذیری به‌صورت لگاریتمی و به‌صورت $Z = 10 \log_{10} Z_e$ نمایش

زبان ساده رابطه‌ای بین توان دریافتی P_r نسبت به توان ارسالی P_t آن از یک ذره در فاصله r با سطح مقطع بازتابش کننده است (باتان، ۱۹۷۳). معادله رادار هواشناسی پیوند بین توان دریافتی توسط رادار و ویژگی‌ها و فاصله هدف تا رادار را بیان می‌کند. در اینجا هدف همان ذرات آب هستند. بدون در نظر گرفتن تضعیف پرتو رادار به‌دلیل جرم گازهای هوا، بارش، رطوبت و انحراف پرتو رادار، معادله رادار به‌صورت زیر نوشته می‌شود. (دفترچه راهنمای نرم افزار رنگین کمان، ۲۰۱۲)

$$\bar{P}_r = \frac{\pi^3}{1024 \times \ln 2} \times \frac{P_t \times G^2 \times \theta \times \phi \times h}{\lambda^2} \times \frac{|K|^2}{r^2} Z \quad (1)$$

که در آن G بهره آنتن رادار، P_t بیشینه توان ارسالی رادار (بر حسب وات)، θ زاویه پهنای افقی پرتو رادار، ϕ زاویه پهنای عمودی پرتو رادار، λ طول موج رادار، h ارتفاع طول موج، K ضریبی که به ثابت دی‌الکتریک آب وابسته است (≈ 93 آب)، r فاصله مستقیم رادار تا هدف، Z ضریب بازگشت‌پذیری و \bar{P}_r توان دریافتی رادار (بر حسب وات) است. بخش اول رابطه ۱ همیشه مقدار ثابتی است و بخش دوم آن نیز مربوط به سخت‌افزاری رادار است که برای هر رادار مقدار ثابتی است. و فقط بخش سوم آن بستگی به نوع و اندازه ذرات باران و فاصله آنها با رادار دارد که متغیر است بنابراین با ثابت بودن دو بخش اول رابطه خلاصه شده رادار را می‌توان به‌صورت رابطه ۲ نوشت.

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

C به مشخصات فنی رادار و $|K|^2$ و Z به ویژگی‌های بارش وابسته‌اند (یوجنهور، ۲۰۰۱). Z ضریب بازگشت‌پذیری $\sum_i^n N_i D_i^6$ است که در آن D_i قطر ذرات آب و N_i تابع احتمال توزیع ذرات آب در واحد حجم است. از نگاه هواشناسی میانگین شدت بازتابش در یک نمونه حجم ابر یا بارش مستقیماً با ضریب Z متناسب است (اتلس، ۱۹۵۴). با ثابت در نظر گرفتن $|K|^2$ آب رابطه (۲) را می‌توان به‌صورت زیر نوشت.

$$P_r = C \frac{Z_e}{r^2} \quad (3)$$

به صورت رابطه (۹) به دست می‌آید.

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} N_D D^6 dD = N_0 \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 e^{-\Lambda D} dD \quad (9)$$

با وارد کردن مقادیر ثابت در این معادله رابطه معروف مارشال و پالمر به صورت $Z=206R^{1.56}$ به دست می‌آید. مارشال و پالمر (۱۹۴۸) با انتشار مقاله معروف توزیع بزرگی قطرات باران مقادیر فراسنج‌های مدل را به صورت تجربی برابر ۲۰۰ و ۱/۶ به دست آوردند ($Z=200R^{1.6}$) که با مقدار محاسبه شده به صورت تئوری بسیار نزدیک و به نام رابطه Z-R معروف است.

یکی از اولین گزارش‌های اندازه‌گیری بارش رادار، گزارش مارشال و همکاران (۱۹۴۷) بود. آنها بر پایه پیوند بین ضریب بازگشت‌پذیری Z و شدت بارش R مدل نمایی $Z = aR^b$ را پیشنهاد کردند. a و b فراسنج‌های مدل هستند که ممکن است در یک منطقه و از یک فصل به فصل دیگر متفاوت باشند. اندازه قطرات باران و توزیع آنها، هم در یک بارش و هم از یک بارش به بارش دیگر به طور چشم‌گیری تغییر می‌کند (اتلس و یولبریچ، ۱۹۷۷). یولبریچ (۱۹۸۳) دامنه وردش فراسنج b را ۱/۲ تا ۲/۸ و دامنه وردش فراسنج a را از چند ده تا چند صد در نظر گرفته است.

به طور کلی خطاهای رادار به سه دسته تقسیم می‌شوند که خطای مربوط به دستگاه، خطای مربوط به محیط و خطای مربوط به پدیده‌ها هستند و منابع خطا در رادار عبارتند از (۱) اختلاف ارتفاع بازگشت‌پذیری رادار که مربوط به چند کیلومتری سطح زمین است در حالی که باران‌سنج بارش را در سطح زمین اندازه می‌گیرد. (۲) خطای واسنجی رادار (۳) پژواک‌های بازگشتی از برآمدگی‌های نزدیک زمین. (۴) تضعیف پرتو رادار (۵) پژواک‌های بازگشتی غیر واقعی از پدیده‌های جامد مانند تگرگ، برف، منطقه ذوب برف (هاگن و یوتر، ۲۰۰۲؛ رایزکف و زرنیک، ۱۹۹۵). خطای برآورد بارش رادار ناشی از دامنه تغییرات بزرگی

داده می‌شود. که برحسب dBz بیان می‌شود. بازگشت‌پذیری پدیده‌های جوی به اندازه (قطر ذرات)، غلظت (تعداد ذرات در واحد حجم)، حالت (جامد، مایع یا آمیزه‌ای از جامد و مایع) و شکل (گرد، پخ، تخت) ذرات بستگی دارد (یوجلهوت، ۲۰۰۱).

شدت بارش از رابطه (۵) به دست می‌آید که در آن $V(D)$ سرعت ترمینال فروافتادن ذرات آب در هوای آرام بر حسب متر بر ثانیه و D قطر معادل ذرات آب بر حسب میلی‌متر است. N_D تابع احتمال توزیع ذرات آب است و R شدت بارش و بر حسب میلی‌متر بر ساعت است. ساده‌ترین و رایج‌ترین شکل تابع سرعت ترمینال، رابطه توانی (۶) است (لی و زوادسکی، ۲۰۰۴).

$$R = 6 \times 10^{-4} \int_{D_{min}}^{D_{max}} V_D \times D^3 \times N_D dD \quad (5)$$

$$V(D) = CD^\gamma \quad (6)$$

اتلس و یولبریچ (۱۹۷۷) نشان دادند که $c=3/778$ و $\gamma=0.67$ بر حسب متر بر ثانیه و D بر حسب میلی‌متر است. نتایج این تابع در بازه $(0.5 \leq D \leq 5)$ میلی‌متر با داده‌های گان و کینزر (۱۹۴۹) برازش خوبی دارد (یوجلهوت، ۲۰۰۱؛ گان و کینزر، ۱۹۴۹). به جز ذرات با قطر کوچک، تابع احتمال توزیع ذرات آب با رابطه عمومی (۷) برازش خوبی دارند.

$$N_D = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (7)$$

که در آن D قطر ذرات آب، N_D تابع احتمال توزیع ذرات آبی که قطر آنها بین D و $D+dD$ در واحد حجم است و N_0 تابع احتمال توزیع ذرات آب برای قطر ۰/۸ میلی‌متر است. برای هر شدت بارش مقدار Λ از رابطه (۸) و برحسب میلی‌متر بر ساعت به دست می‌آید (مارشال و پالمر، ۱۹۴۸؛ زوادسکی، ۱۹۸۸).

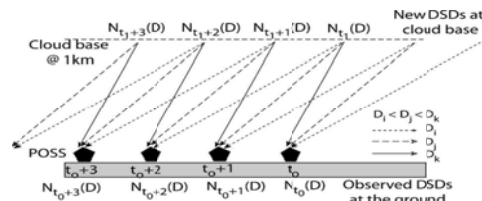
$$\Lambda = 41R^{-0.21} \quad (8)$$

در اینجا R شدت بارش (میلی‌متر بر ساعت) است. از مقایسه رابطه‌های (۴) و (۷) مقدار ضریب بازگشت‌پذیری

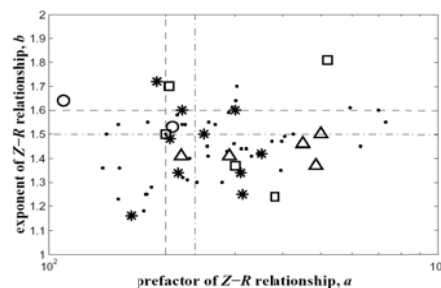
اختلاف وقتی بیشتر می‌شود که سرعت باد، سرعت حرکت هسته ناپایداری و اغتشاش جوی نیز زیاد باشد (شکل ۱).

نابرابری مقیاس اندازه‌گیری یک دلیل دیگر ناسازگاری است. زیرا ابعاد دهانه باران‌سنج ۲۰۰ تا ۳۰۰ سانتی‌متر مربع است درحالی که یک یاخته رادار دارای ابعاد ۱*۱ یا ۲*۲ کیلومتر است. همچنین رادار اندازه نمونه بارش را در یک سطح دوبعدی و در بالای سطح زمین اندازه‌گیری می‌کند، درحالی که باران‌سنج بر روی زمین قرار دارد (پدرسون و همکاران، ۲۰۱۰). با دور شدن از رادار پرتو از زمین دورتر می‌شود و شماری از ذرات آبی در نزدیکی زمین هستند قابل‌سنجش نیستند و با دور شدن از رادار این ناسازگاری بیشتر می‌شود (وانگ و همکاران، ۲۰۱۲). توزیع اندازه ذرات آب در ارتفاعات مختلف با هم اختلاف دارد و استفاده از یک رابطه Z-R یکتا برای برآورد بارش، مقدار خطا را بیشتر می‌کند (توکای و همکاران، ۲۰۰۸). یوجله‌نوت (۲۰۰۱) در رابطه $Z = aR^b$ ، با توجه به نوع بارش، ۶۹ ارتباط مختلف از فرانسج‌های a و b بیان کرد (شکل ۲).

و توزیع اندازه ذرات آب است و همچنین انتخاب نادرست رابطه Z-R نیز در این خطا سهیم است. دلایلی مانند واسنجی سخت‌افزاری، پدیده‌های هواشناسی، جداسازی پرتوها، زمان‌بندی درست و ... نیز در برآورد نادرست بارش توسط رادار اثرگذار هستند (زاوادسکی، ۱۹۸۴). به دلیل اینکه در مسافت دور از رادار، پرتوی آن از سطح زمین فاصله می‌گیرد، هر چه فاصله هدف تا رادار کمتر باشد برآوردها معتبرتر خواهند بود. برآوردهایی که رادار از مقدار بارش در فاصله‌های دور از رادار به دست می‌دهد باید بیشتر مطالعه شود. آزمایش لی و زاوادسکی (۲۰۰۴) برای تعیین اثر اندازه ذرات آب بر سرعت سقوط و توزیع ذرات آب نشان داد دو ذره آب ۰/۵ و ۵ میلی‌متری که از ارتفاع ۱۰۰۰ متری از ابر فروافتادند، سرعت متوسط ذره کوچک‌تر ۲ متر بر ثانیه و سرعت ذره بزرگ‌تر ۹ متر بر ثانیه بود. بنابراین ذره‌ی کوچک‌تر ۳۹۰ ثانیه دیرتر به سطح زمین رسید. اگر پرتو رادار، بازگشت‌پذیری را در ارتفاع ۱۰۰۰ متری از سطح زمین سنجش کند، برآورد بارش رادار با آنچه باران‌سنج در سطح زمین اندازه‌گیری می‌کند اختلاف دارد و این



شکل ۱. نمایی از اثر قطر ذرات آب بر سرعت سقوط آنها و اندازه‌گیری اختلاف زمان رسیدن این ذرات به سطح زمین. در اینجا فقط سه اندازه مختلف آورده شده است. اختلاف اندازه‌ها در درون ابرهای همرفتی و در فواصل افقی کوچک می‌تواند بیشتر هم باشد (لی و زاوادسکی، ۲۰۰۴).



شکل ۲. مقادیر مختلف فرانسج‌های a و b از ۶۹ ارتباط Z-R در رابطه $Z = aR^b$ که در آن $Z = \frac{mm^6}{m^3}$ و $R = \frac{mm}{hr}$ است (باتان، ۱۹۷۳). که بر پایه نوع بارش طبقه‌بندی شده است. بارش کوهستانی (دایره)، بارش همراه با توفان رعد و برق (سه گوش)، بارش گسترده (ستاره)، رگبارها (چهارگوش)، شناسایی نشده (نقطه). خط چین مربوط به رابطه مارشال و همکاران (۱۹۵۵) $Z = 200R^{1.6}$ و خط چین و نقطه چین مربوط به رابطه مارشال پالمر (۱۹۴۸) $Z = 237R^{1.5}$ که با رابطه کلی باتان $Z = 238R^{1.5}$ بسیار نزدیک است (یوجله‌نوت، ۲۰۰۱).

بنابراین نتیجه شد که استفاده از فاکتورهای مهم و تأثیرگذار مانند فاصله از رادار، ارتفاع و مدت زمان بارش برای بهینه کردن دقت رابطه Z-R مشهود است. با در نظر گرفتن پژوهش‌های انجام شده مشخص شد داده‌های رادار بدون واسنجی دارای خطا است و همچنین دامنه وردش فراسنج‌های رادار بسیار زیاد است. عوامل زیادی در این وردش تأثیرگذار هستند و همین موجب ناسازگاری در برآورد بارش رادار می‌شود. این پژوهش می‌کوشد تا فراسنج‌های رادار خزرشرقی که به طور پیش فرض $a=200$ و $b=1/6$ است را واسنجی کند تا مقدار برآورد بارش به مقدار درست نزدیک‌تر شود.

۲. روش پژوهش

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش شامل دو سری داده‌های ایستگاه‌های زمینی و داده‌های رادار است. واسنجی نرم‌افزاری و محیطی رادار در هنگام نصب رادار و با توجه به شکل و تعداد موانع پیرامون رادار انجام گرفته است و اگر فراسنج‌های رادار به درستی واسنجی شوند دقت برآورد بارش آن مناسب خواهد بود. بنابراین در این پژوهش، ابتدا از داده باران‌سنج‌هایی که در فاصله افقی بین ۳۰ تا ۱۰۰ کیلومتری رادار امیرآباد بهشهر (خزرشرقی) جا دارند استفاده شد. پس از کنترل کیفی و کمی بارش‌ها، داده‌های بارشی ۷ ایستگاه (ساری، دشت‌ناز، آمل، بابلسر، بندرگز، گمیشان و گرگان) که موقعیت و فاصله آنها در شکل ۳ نشان داده شده است، انتخاب شد و دیگر ایستگاه‌ها به دلیل نبود پیوستگی آماری و نبود دقت باران‌سنج و مسدود شدن پرتو رادار و برای این پژوهش مناسب نبودند و در نظر گرفته نشدند.

دو ایستگاه گرگان و گمیشان دارای داده‌های بارشی یک ساعته و دیگر ایستگاه‌ها دارای داده‌های بارشی ۱۰ دقیقه‌ای بودند. داده‌های رادار خزرشرقی در بازه زمانی ۱۵ دقیقه‌ای بود. بنابراین بازه زمانی ۳۰ دقیقه‌ای و یک ساعته که بین داده‌های رادار و باران‌سنج‌ها مشترک بود، برای مقایسه انتخاب شد. شدت بارش باران‌سنج‌ها بر حسب

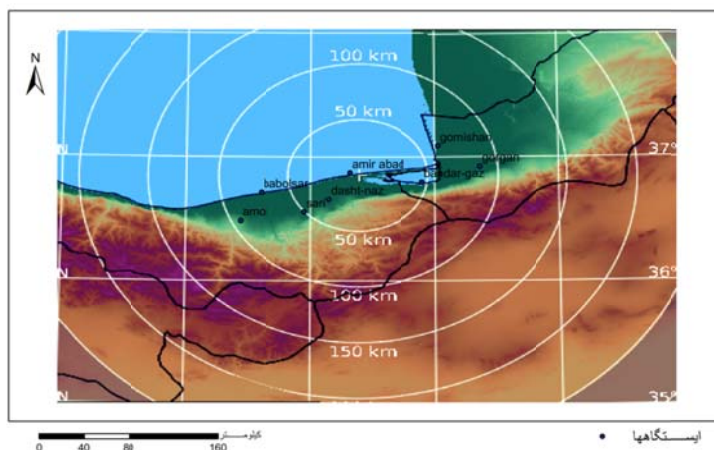
پژوهش رولنیک و بندیسک (۲۰۰۶) نشان داد که واسنجی پیشرفته رادار توانست بر محدودیت‌های فنی آن غلبه کند و رادار در شرایط محیطی سخت و مشکل‌دار مقرون به صرفه بود. اوریم و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از رادار هواشناسی بارش‌های سنگین هلند را بررسی کرده و منحنی شدت-مدت-فراوانی را به دست آوردند. ژوزفین و همکاران (۲۰۱۴) کاربرد داده‌های بارش رادارهای هواشناسی جهت برآورد رواناب را در در حوضه چنای (Chennai) هند بررسی کردند نتایج آنها نشان داد که استفاده از داده‌های رادار ممکن است برای برآورد حجم رواناب حوضه با تراکم مناسب ایستگاه‌های زمینی اختیاری باشد، اما برای محاسبه اوج جریان و تخمین زمان اوج جریان بسیار مناسب است. بنابراین داده‌های بارش رادار یک ورودی مناسب برای برآورد رواناب است. پژوهش محمدیها و همکاران (۱۳۹۲) در واسنجی برآورد بارش رادار هواشناسی تهران نشان داد که مقادیر برآورد بارش رادار از مقادیر بارش باران‌سنج‌ها کمتر بود. که این ناسازگاری میان رادار و باران‌سنج‌ها در اوج شدت بارش بیشتر بود. برای کم کردن این ناسازگاری ضرایب a و b رابطه لگاریتمی رادار ($Z = aR^b$) برای بارش‌های این منطقه واسنجی شد که پس از تصحیح مقادیر بارش برآوردی رادار، نسبت به داده‌های زمینی، از ۴۰ درصد قبل از واسنجی به ۹۰ درصد رسید و این پژوهش نشان داد که با واسنجی رادار در هر نقطه و در هر فصل، برآورد بارش رادار به مقدار درست نزدیک‌تر می‌شود.

در واکاوی داده‌های راداری و داده‌های زمینی در منطقه وینیتو (Veneto) در ایتالیا مایکلا و همکاران (۲۰۰۸) به نکات زیر اشاره می‌کنند که تراکم بسیار خوب یک شبکه باران‌سنج هم نمی‌تواند به خوبی رادار جزئیات بارش‌های همرفتی را نشان دهد و تنها یک رادار با تفکیک بالا این جزئیات را نشان می‌دهد. پژوهش نیکهاد و همکاران (۲۰۱۶) نشان داد که رابطه رادار مهم است مخصوصاً اگر برای کاربردهای آب‌شناختی-هواشناسی استفاده شود که نیاز به درجه تفکیک فضایی بالا است.

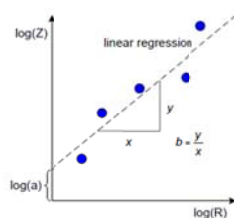
افزار رنگین کمان داده‌های رادار به فرمت اسکی (Ascii) تبدیل شد. اطلاعات اسکی رادار در یک ماتریس 800×800 و به صورت رقومی به دست آمد. هر یاخته رادار 0.25 کیلومتر مربع ($500 \text{ متر} \times 500 \text{ متر}$) و دارای مختصات جغرافیایی است. سپس مختصات دقیق جغرافیایی ایستگاه‌های باران‌سنجی به دست آمد و هر دو فایل مربوطه در نرم‌افزار اکسل همپوشانی شد و مقادیر بازگشت‌پذیری ایستگاه در زمان‌های انتخابی به دست آمد. چنانچه در دستگاه مختصات بر روی محور عمودی آن مقادیر $\log Z$ (لگاریتم مقدار بازگشت‌پذیری) و بر روی محور افقی آن مقادیر $\log R$ (لگاریتم شدت بارش باران‌سنج) باشد و همبستگی بین لگاریتم بازگشت‌پذیری و لگاریتم شدت بارش باران‌سنج را به دست آوردیم به کمک رگرسیون خطی به روش حداقل مربعات خطا، می‌توان خطی از این نقاط گذراد (رابطه ۱۰) که شیب این خط برابر b و عرض از مبدأ آن $\log a$ خواهد بود (شکل ۴). هرچه بازه زمانی بین اندازه‌گیری کوتاه‌تر باشد دقت ارزیابی بیشتر خواهد بود.

میلی‌متر بر ساعت تبدیل شد. بدین گونه که با استفاده از داده‌های ۱۰ دقیقه‌ای ایستگاه‌ها، ابتدا مجموع بارش در نیم ساعت محاسبه و سپس با یک جدول تناسب، مقدار بارش در یک ساعت به دست آمد. دو رخداد بارشی ۲۸ تا ۲۹ تیر ماه ۱۳۹۴ (۱۹ تا ۲۰ جولای ۲۰۱۵) و ۱۰ تا ۱۱ شهریور ۱۳۹۴ (۱ تا ۲ سپتامبر ۲۰۱۵) که دارای گستره افقی بیشتر و همچنین شدت و مقدار خوبی بودند برای این پژوهش برگزیده شدند.

به کمک نرم‌افزار رنگین کمان (نرم‌افزار تبدیل داده‌های خام راداری به صورت شکل و فرآورده‌های راداری و همچنین تبدیل داده‌ها به فرمت‌های مختلف (اسکی، بافر و ...) که همراه با نصب رادار هواشناسی، در اختیار قرار می‌گیرد و در حال حاضر فقط سازمان هواشناسی کشور از آن بهره می‌برد) نخست مقدار بازگشت‌پذیری رادار در زمان‌های مشخصی که بارش رخ داده بود استخراج شد و با شدت بارش به دست آمده از باران‌سنج در همان بازه زمانی مطابقت داده شد. روش استخراج بازگشت‌پذیری رادار بدین گونه بود که ابتدا توسط نرم-



شکل ۳. موقعیت و محدوده جغرافیایی مورد مطالعه (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵).



$$Z = a \cdot R^b$$

$$\downarrow$$

$$\log(Z) = \log(a) + b \cdot \log(R)$$

→ $\log(a)$ is y-offset
→ b is slope
of the regression line.

شکل ۴. نمایش گرافیکی مطابقت معادله رادار و معادله شیب خط به روش رگرسیون خطی (دفترچه راهنمای نرم‌افزار رنگین کمان، ۲۰۱۲).

۳. اندازه‌گیری، مشاهده و محاسبه

۱-۳. بارش ۲۸ تا ۲۹ تیر ماه ۱۳۹۴

به کمک رگرسیون خطی به روش حداقل مربعات خطا برای تمام ایستگاه به‌طور جداگانه مناسب‌ترین رابطه رادار به‌دست آمد. (جدول ۱). سپس با استفاده از فراسنج‌های جدید در رابطه رادار مقدار بارش برای ایستگاه‌ها به‌دست آمد و با مقادیر بارش برآوردی رادار قبل از واسنجی مطابقت داده شد (شکل ۱۲).

در ادامه نمودار بارش تجمعی آنها ترسیم شد. نمودار مقایسه‌ای مجموع بارش ساعتی رادار قبل از تصحیح ضرایب (R_r) و بعد از تصحیح ضرایب و واسنجی رادار (\hat{R}_r) و مجموع بارش باران‌سنج (R_g)، در شکل‌های ۵ تا ۱۱ ردیف الف دیده می‌شود. در بعضی از ایستگاه‌ها و در برخی ساعات ناهماهنگی (تأخر یا تقدم) بین بارش برآوردی رادار و بارش باران‌سنج دیده شد. که البته این ناهماهنگی با توجه به روش اندازه‌گیری رادار و باران‌سنج، به‌طور کامل قابل حذف نیست.

$$Y = aX + b \equiv \log Z = b \log R + \log a \quad (10)$$

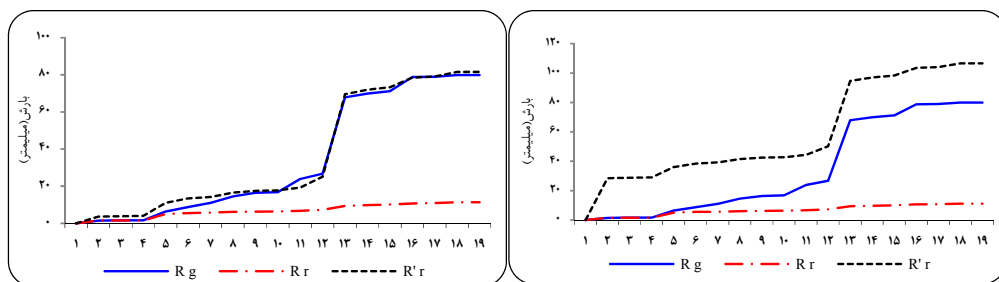
در ادامه، به کمک نرم‌افزار Rainbow، برای تمام ایستگاه‌های این پژوهش و دو بارش انتخابی، بازگشت‌پذیری پرتو رادار در زاویه‌های ارتفاع ۰/۲، ۰/۳، ۰/۴، ۰/۵، ۰/۶، ۰/۸ و ۱/۱ درجه و پرتو ارتفاع ثابت ۰/۲ و ۰/۵ کیلومتر برای تمام ایستگاه‌ها به‌دست آمد. و همبستگی آنها با مقدار بارش باران‌سنج در همان بازه زمانی نیز به‌دست آمد. سپس به کمک معادله شماره ۱۰ برای تمام زاویه‌های انتخابی پرتو رادار (۹ زاویه) و شدت بارش باران‌سنج تمام ایستگاه‌ها مقدار جدید فراسنج‌های رادار به‌دست آمد. به این ترتیب برای هر ایستگاه، ۹ معادله خط و ۹ جفت فراسنج مختلف محاسبه شد. سپس با استفاده از فراسنج‌های جدید در رابطه رادار ($Z = aR^b$)، شدت و مجموع بارش رادار برآورد شد. برای هر ایستگاه، زاویه پرتوی بهینه به گونه‌ای برگزیده شد که بهترین برآورد بارش، بیشترین همبستگی و کمترین مقدار مربعات خطا را داشته باشد. سپس شدت و مجموع بارش برای تمام ایستگاه‌ها برآورد شد.

جدول ۱. معادله خط و ضرایب a ، b و برگزیدن رابطه Z-R رادار برای بارش ۲۸ تا ۲۹ تیرماه ۱۳۹۴.

ایستگاه	معادله خط	R ²	تعداد مشاهدات	a	b	رابطه Z-R
آمل	$Y=1/2379X + 1/516$	$R^2=0/74$	۱۷	۳۳	۱/۲۴	$Z=33 \times R^{1/24}$
بابلسر	$Y=1/0549X + 1/296$	$R^2=0/93$	۲۲	۲۰	۱/۰۶	$Z=20 \times R^{1/06}$
ساری	$Y=1/271X + 1/492$	$R^2=0/85$	۲۴	۳۱	۱/۲۷	$Z=31 \times R^{1/27}$
دشت ناز	$Y=1/271X + 1/492$	$R^2=0/85$	۲۴	۳۱	۱/۲۷	$Z=31 \times R^{1/27}$
بندرگز	$Y=1/1166X + 1/577$	$R^2=0/79$	۱۵۵	۳۸	۱/۱۲	$Z=38 \times R^{1/12}$
گمیشان	$Y=1/048X + 1/718$	$R^2=0/88$	۱۱	۵۲	۱/۰۵	$Z=52 \times R^{1/05}$
گرگان	$Y=1/1756X + 1/764$	$R^2=0/92$	۱۱	۵۸	۱/۱۸	$Z=58 \times R^{1/18}$

باران و یا نوع و شدت بارش در آغاز و پایان بارش متفاوت بوده است. بنابراین برای حل این چالش، بارش در تمامی ایستگاه‌ها به دو بخش تقسیم شد و برای بخش اول بارش که ناسازگاری بیشتری بین بارش برآوردی رادار و باران‌سنج وجود داشت یک معادله خط مشترک به صورت $Y=1.5466X+1.6986$ به دست آمد ($a=50$ و $b=1/55$). با استفاده از این فراسنج‌ها در معادله رادار مقادیر بارش برای بخش نخست بارش دوباره برآورد شد. نتایج به دست آمده از برآورد بارش به این روش برای بیشتر ایستگاه‌ها، بهتر از قبل بود. (شکل‌های ۵ تا ۱۱ ردیف ب).

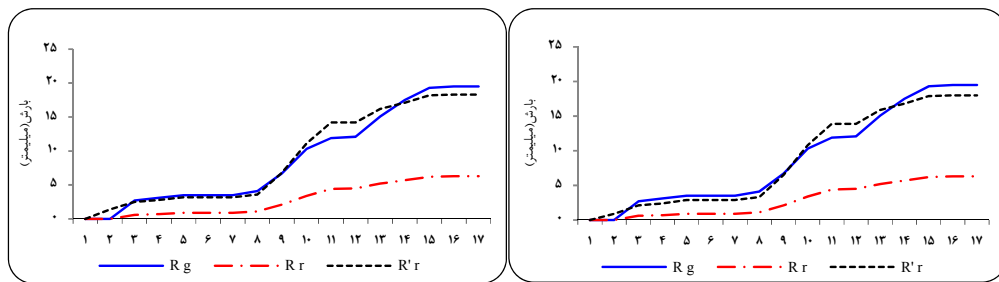
با توجه به بهبود بارش برآوردی رادار بعد از واسنجی، نکته‌ای که در بیشتر نمودارهای بارشی ایستگاه‌ها دیده شد (شکل‌های ۵ تا ۱۱ ردیف الف) این بود که در تمام ایستگاه‌ها، بارش در چند ساعت اول دارای یک وقفه چند ساعته بوده و دوباره شروع شده بود. مقادیر بارش برآوردی رادار در ساعات نخستین بارش، بیشتر از مقدار اندازه‌گیری شده توسط باران‌سنج بود که موجب افزایش مجموع بارش برآوردی رادار در قیاس با مجموع باران‌سنج شد. چون این خطا در بیشتر ایستگاه‌ها دیده شد، این گمان را برانگیخت که شاید توزیع اندازه ذرات آب



(ب)

(الف)

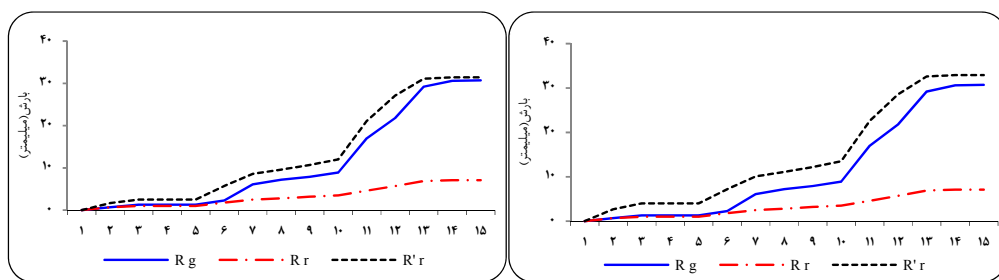
شکل ۵. بارش تجمعی ایستگاه بابلسر. R_r بارش برآوردی رادار قبل از واسنجی، \hat{R}_r بارش برآوردی رادار بعد از واسنجی و R_g بارش باران‌سنج: (الف) استفاده از یک رابطه برای برآورد بارش رادار (ب) استفاده از دو رابطه برای برآورد بارش رادار (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵).



(ب)

(الف)

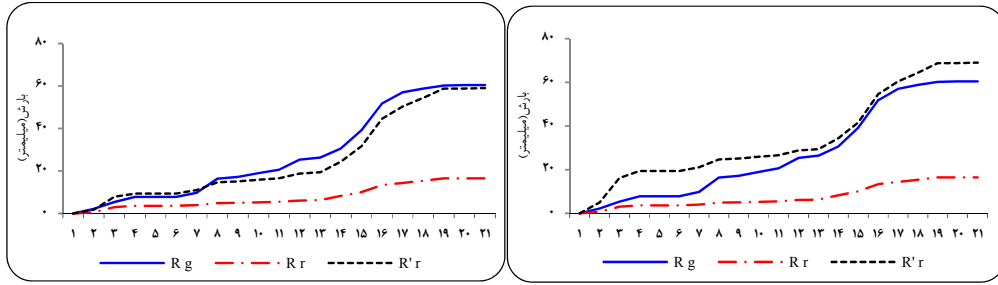
شکل ۶. بارش تجمعی ایستگاه گرگان (نمایه‌ها مانند شکل ۵).



(ب)

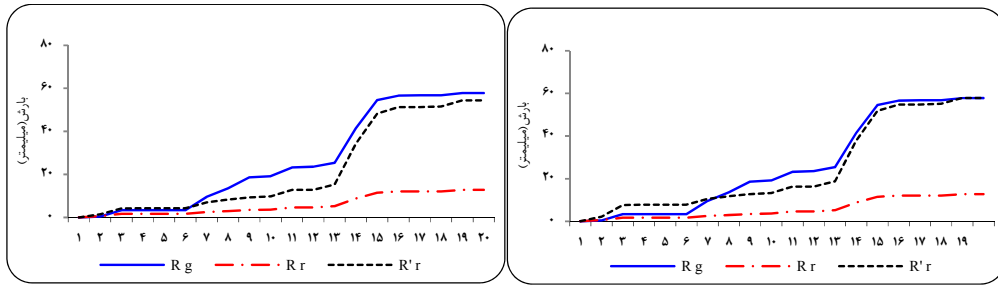
(الف)

شکل ۷. بارش تجمعی ایستگاه بندرگز (نمایه‌ها مانند شکل ۵).



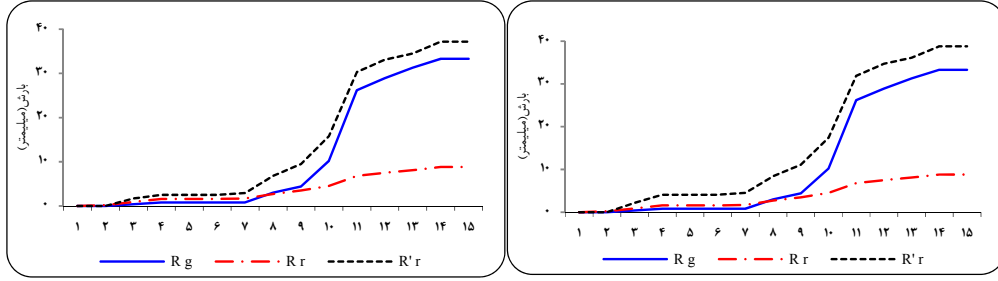
(الف) (ب)

شکل ۸. بارش تجمعی ایستگاه ساری (نمایه‌ها مانند شکل ۵).



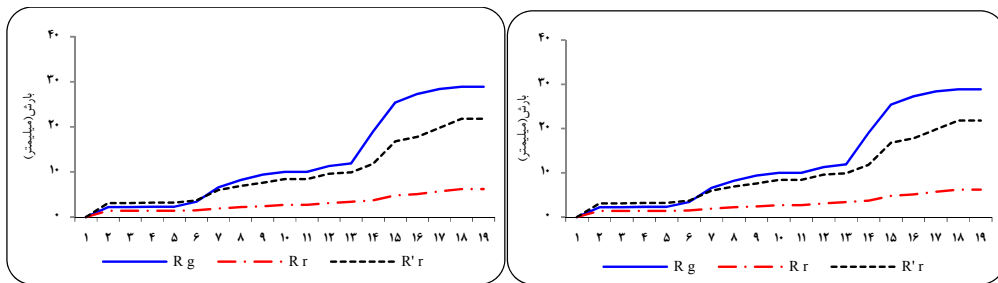
(الف) (ب)

شکل ۹. بارش تجمعی ایستگاه دشت‌ناز (نمایه‌ها مانند شکل ۵).



(الف) (ب)

شکل ۱۰. بارش تجمعی ایستگاه گمیشان (نمایه‌ها مانند شکل ۵).



(الف) (ب)

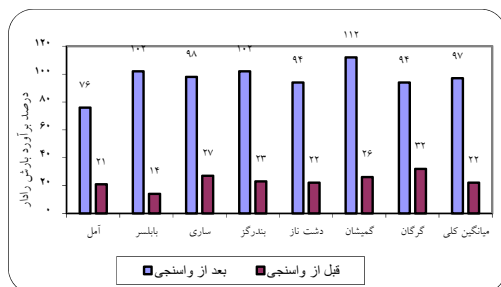
شکل ۱۱. بارش تجمعی ایستگاه آمل (نمایه‌ها مانند شکل ۵).

مقدار بارش برآوردی رادار، ۲ درصد بیشتر از مقدار واقعی بود. بارش برآوردی رادار در ایستگاه گمیشان ۱۲ درصد بیشتر و در ایستگاه آمل ۲۴ درصد کمتر از مقدار بارانسنج بود. با واسنجی رادار، مقدار میانگین برآورد بارش رادار از ۲۲ درصد قبل از واسنجی به ۹۷ درصد مقدار واقعی افزایش یافت و میانگین مجموع بارش از ۹/۸ میلی‌متر به ۴۳/۴ میلی‌متر رسید که از مقدار میانگین واقعی بارش ۱ میلی‌متر کمتر بود (شکل ۱۲-الف). با توجه به گستره پوشش افقی رادار (گستره افقی دایره‌ای به شعاع ۲۵۰ کیلومتر) که فرآیند اندازه‌گیری بارش را در هر اسکن انجام می‌دهد، این اختلاف قابل چشم‌پوشی است و می‌توان مقادیر بارش برآوردی رادار خزر شرقی را پس از واسنجی در حد قابل قبول دانست.

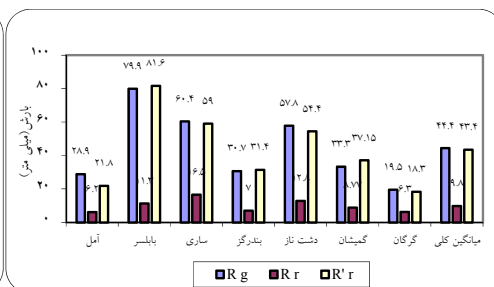
نمودار پراکنش مقایسه بارش برآوردی رادار قبل و بعد از واسنجی با داده‌های بارش واقعی که از مجموع بارش ساعتی تمامی ایستگاه‌ها به‌دست آمده (شکل ۱۳) نشان می‌دهد پس از واسنجی، برآوردها بهتر است.

در پیش‌بینی رخداد سیل، آگاهی از شدت و مقدار بارش بسیار ضروری و مهم است. مجموع بارش برآوردی رادار خزر شرقی قبل از واسنجی، از مقدار واقعی بارش بسیار کمتر بود (۳۲ درصد) و این اختلاف در مواردی که مقدار مجموع و شدت بارش زیاد بود، بیشتر بود. در سه ایستگاه بابلسر، ساری و دشت‌ناز که مقدار واقعی بارش به ترتیب ۷۹/۹، ۶۰/۴ و ۵۷/۸ میلی‌متر بود، مقدار بارش برآوردی رادار ۱۱/۴، ۱۶/۵ و ۱۲/۲ میلی‌متر بود. بروز این ناسازگاری شدید در بارش برآوردی رادار قبل از واسنجی، باعث ایجاد اشتباه در پیش‌بینی زمان و شدت سیل احتمالی می‌شود. در این پژوهش سعی بر آن بود که این اختلاف برآورد بارش رادار کاهش یابد. که این امر تا حدود زیادی محقق شد (شکل ۱۲ الف و ب).

بارش برآوردی رادار بعد از واسنجی در ایستگاه ساری ۹۸ درصد و در دو ایستگاه گرگان و دشت‌ناز ۹۴ درصد مقدار واقعی بود. همچنین برای ایستگاه بابلسر و بندرگز

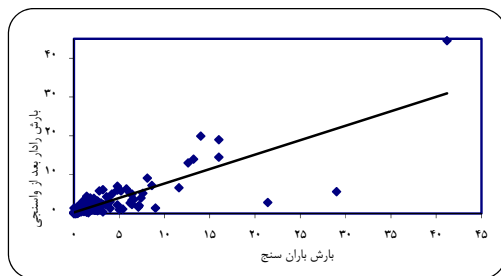


(ب)

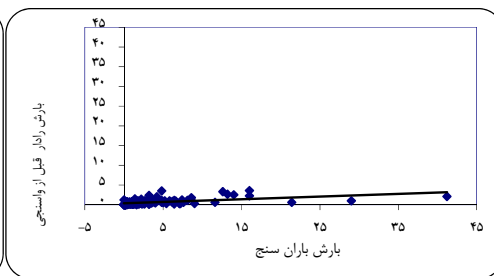


(الف)

شکل ۱۲. مجموع بارش برآوردی رادار قبل (R_p)، بعد از واسنجی (\hat{R}_p) و بارش واقعی (R_g) مربوط به بارش ۲۸ تا ۲۹ تیر ماه ۱۳۹۴: (الف) برحسب میلی‌متر (ب) برحسب درصد (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵).



(ب)



(الف)

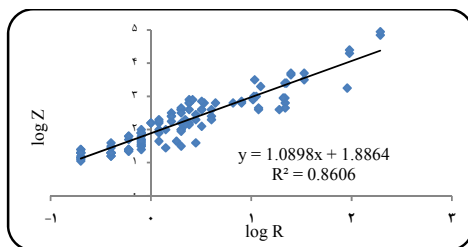
شکل ۱۳. نمودار پراکنش مقایسه بارش بارانسنج و برآوردی رادار: (الف) قبل از واسنجی، (ب) بعد از واسنجی.

۲-۳. بارش ۱۰ تا ۱۱ شهریور ۹۴

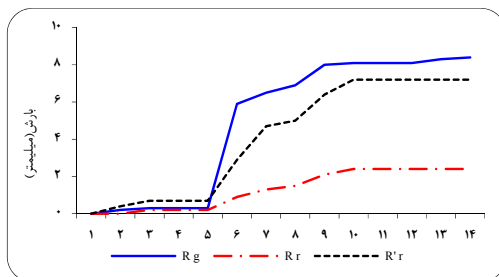
در بارش اول برای هر یک از ایستگاه‌ها یک رابطه جداگانه به دست آمد. چون انجام این کار ممکن است وقت‌گیر یا مشکل باشد بنابراین برای رخداد بارش روز ۱۰ تا ۱۱ شهریور ۱۳۹۴ (۱ تا ۲ سپتامبر ۲۰۱۵) با استفاده از داده‌های شدت بارش تمامی ایستگاه‌ها و مقدار ضریب بازگشت‌پذیری رادار Z ، یک معادله کلی برای رادار

به دست آمد (شکل ۱۴).

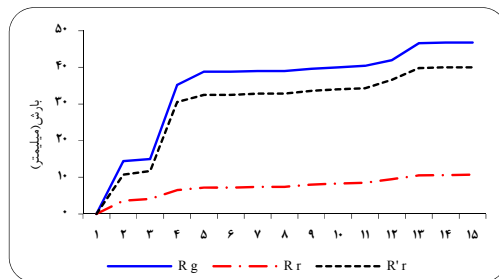
با جای‌گذاری فراسنج‌های a و b در رابطه اصلی رادار، نخست مقدار بارش برآورد شد و سپس مجموع بارش ساعتی برای تمام ایستگاه‌های به دست آمد. نمودار بارش تجمعی و مقایسه آن با مقادیر قبل از واسنجی، به تفکیک در شکل‌های ۱۵ تا ۲۱ آمده است.



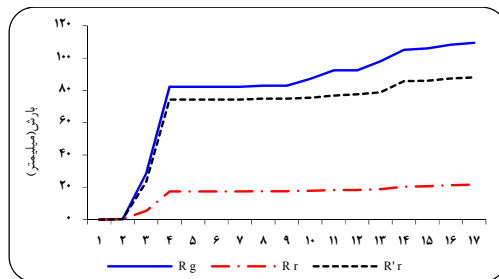
شکل ۱۴. معادله خط و مقدار R^2 مربوط به بارش ۱۰ تا ۱۱ شهریور ۱۳۹۴ $a = ۷۷$ $b = ۱/۰۹$



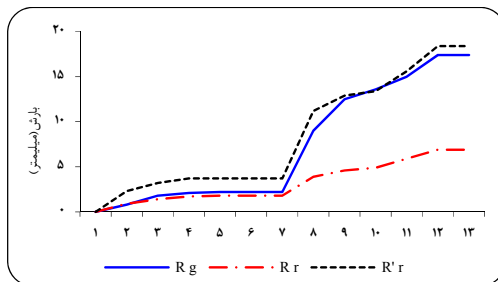
شکل ۱۵. بارش تجمعی آمل، R_r بارش برآوردی رادار قبل از واسنجی، R'_r بارش برآوردی رادار بعد از واسنجی و R_g بارش باران‌سنج (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵).



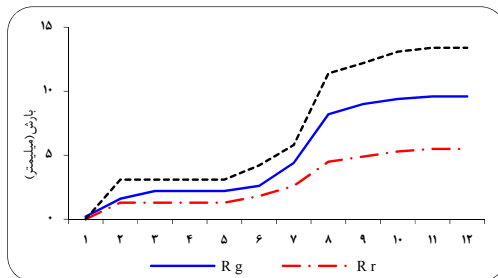
شکل ۱۶. بارش تجمعی دشت‌ناز (نمایه‌ها مانند شکل ۱۵).



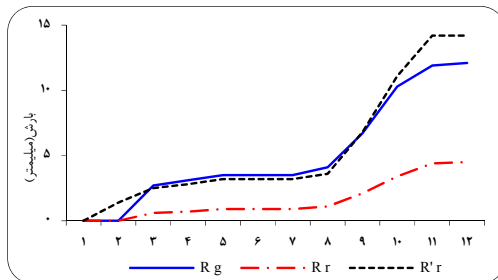
شکل ۱۷. بارش تجمعی بابلسر (نمایه‌ها مانند شکل ۱۵).



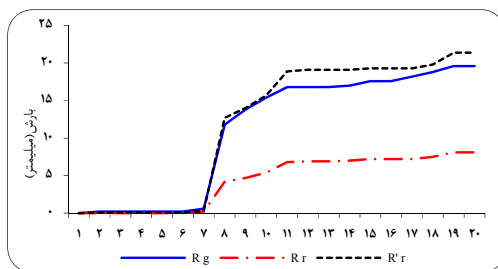
شکل ۱۸. بارش تجمعی بندرگز (نمایه‌ها مانند شکل ۱۵).



شکل ۱۹. بارش تجمعی گمیشان (نمایه‌ها مانند شکل ۱۵).



شکل ۲۰. بارش تجمعی گرگان (نمایه‌ها مانند شکل ۱۵).



شکل ۲۱. بارش تجمعی ساری (نمایه‌ها مانند شکل ۱۵).

بارش باران‌سنج‌ها دارد. البته در دو ایستگاه آمل و گمیشان مقدار بارش برآوردی رادار با ناسازگاری بیشتری بود. که البته با توجه به مجموع کم بارش در این دو نقطه، این مقدار اختلاف در نمودار بارش تجمعی آنها نمود بیشتری دارد.

نمودارهای مقایسه‌ای مجموع بارش ساعتی رادار قبل و بعد از واسنجی، با مقادیر بارش باران‌سنج‌ها، نشان داد که در بیشتر ایستگاه‌ها داده‌های مجموع بارش برآورد شده و سیر تغییرات بارش برآوردی رادار پس از واسنجی، هماهنگی مناسبی با داده‌های

جدول ۴. مقایسه مقدار بارش برآورد رادار قبل و بعد از واسنجی.

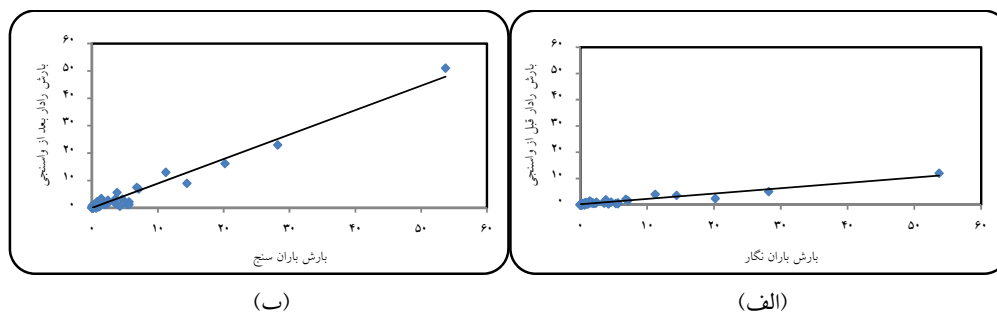
ایستگاه	بارش باران سنج	بارش رادار قبل از واسنجی (میلی‌متر)	بارش رادار بعد از واسنجی (میلی‌متر)	بارش رادار بعد از واسنجی (درصد)	بارش رادار قبل از واسنجی (درصد)
آمل	۸/۴	۲/۴	۷/۲	۸۶	۲۹
بابلسر	۱۰۹/۰	۲۱/۷	۸۸/۱	۸۱	۲۰
ساری	۱۹/۶	۸/۱	۲۱/۴	۱۰۹	۴۱
بندرگز	۱۷/۴	۶/۹	۸/۴	۱۰۶	۴۰
دشت‌ناز	۴۶/۸	۱۰/۷	۴۰/۰	۸۶	۲۳
گمیشان	۹/۶	۵/۵	۱۳/۴	۱۳۹	۵۷
گرگان	۹/۸	۴/۸	۱۱/۳	۱۱۵	۴۹
میانگین کلی	۳۱/۵	۸/۶	۲۸/۵	۹۱	۲۷

فصل گرم در محدوده رادار امیرآباد نشان داد که دامنه وردش فراسنج‌های رادار زیاد بود و مقدار آنها با آنچه که به‌عنوان پیش‌فرض برای رادار تعریف شده است بسیار متفاوت بود. مقدار بارش برآوردی رادار قبل از واسنجی بسیار کمتر از مقدار بارش باران سنج بود. اگر برای هر بارش و هر مکان، رادار جداگانه واسنجی شود، اختلاف بارش برآوردی رادار با بارش باران سنج‌ها اندک خواهد شد. در بارش ۲۸ و ۲۹ تیر با استفاده از این روش، به‌طور متوسط مقدار مجموع بارش برآوردی رادار از ۲۲ درصد قبل از واسنجی به ۹۷ درصد افزایش یافت. انجام واسنجی رادار به این روش وقت‌گیر است. بنابراین در بارش ۱۰ تا ۱۱ شهریور، با استفاده از داده‌های بارش تمام ایستگاه‌ها، رادار واسنجی شد. مقدار برآورد بارش رادار از ۲۷ درصد قبل از واسنجی به ۹۱ درصد افزایش یافت.

جدول مقایسه‌ای برآورد بارش رادار قبل و بعد از واسنجی (جدول ۴) نشان داد که می‌توان به بارش برآوردی رادار اعتماد کرد. حتی اگر برای تمام ایستگاه‌ها از یک معادله خط و فراسنج‌های یکسان استفاده شده باشد. میانگین مجموع بارش از ۸/۶ میلی‌متر قبل از واسنجی به ۲۸/۵ میلی‌متر رسید که از مقدار ۳۱/۵ میلی‌متر که میانگین مجموع باران سنج‌ها بود، تنها ۳ میلی‌متر کمتر برآورد شد. این اختلاف اندک در مجموع بارش برآوردی رادار با توجه به گستره پوشش آن، قابل چشم‌پوشی است. نمودار مقایسه‌ای پراکنش داده‌های بارش برآورد شده رادار قبل و بعد از واسنجی با مقدار بارش باران سنج، افزایش دقت برآورد را به‌خوبی نشان داد (شکل ۲۲).

۴. بحث و نتیجه‌گیری

داده‌های بارش برآوردی رادار در دو نمونه از بارش‌های



شکل ۲۲. نمودار پراکنش مقایسه‌ی بارش باران سنج و رادار: (الف) قبل از واسنجی (ب) بعد از واسنجی (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵).

سهیلی فرد، م. و آقابابایی، م.، انتشارات ادبستان (ویرایش سوم).

عبدالهی، ب.، حسینی، م. و ابراهیمی، ک.، ۱۳۹۶، ارزیابی داده‌های ماهواره‌ای CMORPH و TRMM 3B42RT V7 به منظور تخمین بارش در حوضه‌ی گرگانرود، علوم مهندسی و آب‌خیزداری ایران، ۱۱ (۳۶)، ۵۵-۶۸.

محمدیها، ا.، معماریان، م.ح. و ریحانی‌پوری، م.، ۱۳۹۲، ارزیابی برآوردهای رادار هواشناسی تهران از کمیت بارش به روش Z-R برای سه رویداد بارش سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۹ (۲)، ۱۸۷-۲۰۴.

- Atlas, D. and Ulbrich, C. W., 1977, Path- and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *J. Appl. Meteorol.*, 16, 1322-1331.
- Atlas, D., 1954, The estimation of cloud parameters by radar; *Journal of meteorology*; 309-317
- Battan, L. J., 1973, Radar observation of the atmosphere. The University of Chicago Press, Chicago, 324 pp.
- Hagen, M. and Yuter, S., 2002, Relations between radar reflectivity, Liquid-water content and rainfall rate durins the MAP SOP; *Journal Reserch Meteorological*, Vol, 129, 477-493
- Gunn, R. and Kinzer, G. D., 1949, The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteorol.*, 6, 243-248.
- Josephine, V. S., Mudgal, B. V. and 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*, Vol. 39: 989-997
- Lee, G. W. and Zawadzki, I., 2004, Variability of drop size distribution: Noise and Noise filtering in disdrometric data, *Journal of applied meteorology* , Vol 44 , 634-652
- Lee, G. and 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.
- Marshall, J. S. and Palmer, W. M., 1948, The distribution of raindrops with size, *Journal. Of Meteorological.*, 5, 165-166.
- Marshall, J. S., Langille, R. C. and Palmer, W. M., 1947, Measurment of rainfall by radar; *Journal of meteorology* ; 186-192.
- Marshall, J. S., Hitschfeld, W. and Gunn, K. L. S.,

نتایج این پژوهش نشان داد که مقادیر فراسنج‌های رادار برای هر بارش با توجه به موقعیت جغرافیایی و فاصله از رادار متفاوت است و همچنین برای یک نقطه خاص و در یک بارش هم ممکن است این ضرایب مختلف باشد. تعداد کم نمونه‌های بارش واکاوی و تعداد ایستگاه‌های انتخاب شده از کمبودهای این پژوهش بود و پیشنهاد می‌شود که برای کاربردی کردن فراسنج‌های رادار، تعداد نمونه بارش و تعداد ایستگاه‌های بیشتری واکاوی شود.

مراجع

- اسکولین، م.، ۱۳۹۲، مقدمه‌ای بر سیستم رادار، ترجمه: 1955, *Advances in radar weather*, *Adv. Geophys.*, 2, 1-56.
- Michela, C., Alberto, D. F., Francesco, D., Marco, M. and Andrea, M., 2008, A Radar-based climatology of convective activity in the Veneto region , foralps, Technical Report, 4, Trento, Italy, 44 pp
- Nikahd, A., Hashim, M. and Nazemosadat, M. J., 2016, An improved algorithm in unipolar weather radar calibration for rainfall estimation; *Innov. Infrastruct. Solut*; 1-11
- Overeem, A., Buishand, T. A. and Holleman, I., 2009, Extreme rainfall analysis and estimation Of depth-duration-frequency curves using weather radar, *Weter Resources Reserch*, Vol. 45: 1-15
- Pedersen, I., Jensen, N. E. and Madsen, H., 2010, Calibration of Local Area Weather Radar— Identifying significant factors affecting the calibration; *Atmospheric Research* 97 129-143
- RB5-Manuals-Rainbow Training Manual, 2012.
- Rollenbeck, R. and Bendix, V., 2006, Experimental calibration of a cost-effective X-band weather radar for climate ecological studies in southern Ecuador; *Atmospheric Research* 79 ; 296-316.
- Ryzhkov, A. and Zrnicek, D. S., 1995, Precipitation and attenuation measurement at a 10-cm wavelength *Journal of applied meteorology* , Vol 34; 2121-2134
- Tokay, A., Hartmann, P. and Battaglia, A., 2008, A Field Study of Reflectivity and Z-R Relations Using Vertically Pointing Radars and Disdrometers, *Journal of Atmosphric and Oceanic Technology* Vol 26 , 1120-1134
- Ulbrich, C. W., 1983, Natural variations in the analytical form of the raindrop size

- distribution. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 1764–1775.
- Uijlenhoet, R., 2001, Raindrop size distributions and radar reflectivity–rainrate relationships for radar hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences* 5 (4), 615–627.
- Wang, G., Liu, L. and 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*, Vol. 29, No. 3, 575–584.
- Zawadzki, I., 1984, Factors affecting the precision of radar measurements of rain. Preprints, 22nd Conf. on Radar Meteorology, Zurich, Switzerland, Amer. Meteor. Soc., 251–256.
- Zawadzki, I., 1988, Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain; *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol 45, No 22, 3552–3559.

Calibration of Amirabad radar parameters for estimating precipitation in hot weather

Panjehkoobi, P.¹, Masoodian, S. A.^{2*} and Ghanghermeh, A.³

1. Ph.D. Student, Department of Physical Geography, Faculty of Geographical Sciences and Planning, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2. Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Geographical Sciences and Planning, University of Isfahan, Isfahan, Iran

3. Assistant Professor, Department of Geography, Faculty of Humanities, Golestan University, Gorgan, Iran

(Received: 16 April 2018, Accepted: 25 Sep 2018)

Summary

Meteorological radar is usually used to estimate rainfall. The relationship between rainfall and the reflectivity of the radar is exponential. Measurement of the intensity and amount of precipitation in the management of water resources, agriculture, and flood alert is widely used. Radar and rain gauges can better estimate the amount and spatial distribution of rainfall. Marshall et al. (1947) proposed $Z = aR^b$ based on the relationship between the reflectivity coefficient Z and the precipitation intensity R . Here, a and b are coefficients of the model and may differ in different places and seasons. The factors affecting these variables are: 1- type of rainfall, 2- Season; 3-Geographic and Topographic Surface of the Region. The size of precipitation drops and their distribution varies in different rainfalls. The sources of error in the radar are (1) the difference in radar reflection height, that is related to the height of the ground, while the rain-gauge measures rainfall on the earth's surface. 2) Radar calibration error. 3) Echoes of recurrences from obstacles near the ground. 4) Radar beam attenuation 5) Unrealized echoes of solid phenomena such as hail, snow, melting region. Estimates are more credible near radar. The best way to collect rainbow data is to use both radar and rain gauge simultaneously.

Data used in this study include two series of ground station data and radar data. The rain gauge was used between 30 and 100 kilometers from Amirabad radar. The rainfall in July and September 2015 were selected. The severity of the two selected rainfall was appropriate, and their rainfall was remarkable. In this research, radar beam angles were measured at 0.2, 0.3, 0.4, 0.5 and 0.6 degrees as well as radar beam at constant altitudes of 200, 500 and 1000 meters from ground level. At the specified times, the radar reflection value was matched to the amount of precipitation obtained from the rainfalls during the same time interval.

In the coordinate system on the vertical axis, the values of $\log Z$ (logarithm of reflectivity) were plotted on the horizontal axis and $\log R$ (rainfall intensity logarithm) and correlation between the logarithm of reflection and the logarithm of precipitation were obtained by regression method by which linear equation is extracted where the slope of this line is equal to b and the width of its origin is $\log a$.

For all the studied stations and for both selected precipitation and all selected angles, the values of the new radar parameter were obtained separately and the new values of radar precipitation were estimated with the help of new parameters and the relation $Z = aR^b$.

Using the obtained coefficients, the intensity and total radar rainfall were estimated. The results were different for each station. Regarding estimated radar rainfall values and station distance from the radar, for each station, the optimal beam angle was chosen to have the best estimate of precipitation. In Gorgan, Sari, and Dash-e-Naz ratio of precipitation estimated by radar to rain gauge measurement is about 90 percent.

Meanwhile in Babolsar and Banda-e-Gaz the ratio is only 2 percent. Estimated rainfall was 12 percent higher at Gomishan station. At Amol station, it was 25% less than the rain, measured.

Because it was difficult to get radar coefficients for each station as it took a lot of time. So, for the rain event of September 1 and 2, 2015, using the rainfall data of all ground stations and the radar reflection coefficient Z , a general equation was obtained. Comparison of total radar precipitation data before calibration and after calibration, with rainfall values of ground stations, showed that in most stations, the total estimated rainfall data of the radar after calibration, approached the amounts of actual rainfalls. The average rainfall increased from 6.8 mm to 28.5 mm, and just 3 mm lower than the average rain gauges.

Estimated rainfall data in two samples of the hot season of the Amir Abad radar showed that the range of radar parameters was high, and their value was very different from the radar default value. The estimated rainfall was much lower than the rainfall before calibration. If a radar is calibrated for each precipitation and location, the estimated radar precipitation value is very close to what is measured by ground stations. The results of this study showed that radar coefficients are different for each rainfall. It is also different for rainfall that occurs in one area at different times, and this depends on the geographic location and distance from the radar. To achieve better results, the number of additional stations and the number of additional rainfalls should be studied.

Keywords: Radar, rainfall estimation, calibration, Eastern Caspian.

* Corresponding author:

s.a.masoodian@geo.ui.ac.ir