

Bài báo khoa học

Nghiên cứu đánh giá hiệu quả các phương pháp ước tính định lượng mưa từ dữ liệu radar thời tiết

Bùi Thị Khánh Hòa^{1*}, Đỗ Thị Ánh Huyền¹, Nguyễn Việt Hưng¹, Hoàng Thị Thanh Thuật¹, Nguyễn Thị Hoàng Anh¹, Nguyễn Vinh Thu¹

¹ Trung tâm Mạng lưới khí tượng thủy văn quốc gia; khanhhoa303@gmail.com; anhhuyen1998.n@gmail.com; nguyenviethungb115@gmail.com; hoangthithanhthuath99@gmail.com; hoanganhck@gmail.com; vinhthu73@gmail.com

*Tác giả liên hệ: khanhhoa303@gmail.com; Tel.: +84-916591270

Ban Biên tập nhận bài: 12/4/2024; Ngày phản biện xong: 7/5/2024; Ngày đăng bài: 25/10/2024

Tóm tắt: Nghiên cứu này đưa ra phương pháp xây dựng mối quan hệ giữa lượng mưa (R) và tham số độ lệch pha riêng (K_{dp}) của radar phân cực đôi trong trường hợp không có thiết bị phân loại kích thước hạt và so sánh hiệu quả ước tính định lượng mưa (*Quantitative Precipitation Estimation - QPE*) giữa phương pháp sử dụng tham số K_{dp} , phương pháp hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện (*Kriging with Radar-based Error correction - KRE*) và phương pháp Marshall-Palmer trong một số trường hợp mưa lớn tại khu vực Hà Nội. Kết quả chỉ ra rằng, mối quan hệ thực nghiệm $R(K_{dp}) = 31,9K_{dp}^{0,81}$ xây dựng được trong nghiên cứu này được áp dụng riêng cho khu vực Hà Nội trong trường hợp xảy ra mưa lớn và phù hợp với hiện trạng khi không có mô phỏng về phân bố kích thước hạt mưa; việc sử dụng công thức thực nghiệm ước tính định lượng mưa $R(K_{dp})$ được thiết lập khi không có thiết bị phân loại hạt mang lại ít hiệu quả trong các trường hợp mưa lớn kể cả khi đã điều chỉnh cả hệ số a và b đối với từng đặc điểm thời tiết khác nhau. Phương pháp hiệu chỉnh KRE đã mô phỏng và nắm bắt tương đối tốt các trường hợp mưa thử nghiệm và cho kết quả tốt nhất trong số ba phương pháp đánh giá.

Từ khóa: QPE; Độ lệch pha riêng K_{dp} ; Radar phân cực đôi; KRE.

1. Mở đầu

Lượng mưa là một trong những biến quan trọng của khí quyển. Các quan trắc lượng mưa trên toàn cầu và khu vực thực hiện việc giám sát sự thay đổi của lượng mưa theo thời gian và không gian giúp chúng ta hiểu rõ hơn về các hiện tượng thời tiết nguy hiểm mà yếu tố mưa đóng góp chính như mưa lớn, mưa đá, bão, lũ,... cũng như dự báo được các hiện tượng đó một cách dễ dàng hơn. Thiết bị đo mưa bề mặt và radar thời tiết là những công cụ được sử dụng rộng rãi nhất để thu thập ước tính lượng mưa gần theo thời gian thực. Mặc dù thiết bị đo mưa bề mặt và radar thời tiết thể hiện được những điểm mạnh nhất định nhưng cả hai thiết bị này đều mắc phải nhiều lỗi phổ biến đã làm hạn chế khả năng đưa ra ước tính lượng mưa tối ưu [1]. Dữ liệu trạm đo mưa bề mặt cung cấp ước tính lượng mưa dạng điểm tương đối chính xác gần bề mặt; tuy nhiên, ngay cả phép đo mưa tốt nhất tại một thời điểm cũng chỉ đại diện cho một khu vực giới hạn trên mặt đất, bị hạn chế bởi diện tích bao phủ, vì vậy không thể biểu thị phạm vi không gian của hiện tượng. Trong khi đó radar lại cung cấp độ phân giải cao theo không gian của trường lượng mưa tương đối chính xác [2] là nguồn số liệu bổ khuyết cho những khu vực có địa hình phức tạp (vùng núi, vùng biển, ...) không thể lắp đặt các hệ thống đo đặc truyền thống. Ước tính định lượng mưa QPE chính xác dựa trên radar là một trong những mục tiêu ứng dụng quan trọng của radar thời tiết.

Đối với radar đơn cực, cường độ mưa (R) được tính từ giá trị cường độ phản hồi vô tuyến (PHVT) của radar. Tuy nhiên, trên thực tế thì R không chỉ phụ thuộc vào PHVT (Z) mà còn phụ thuộc vào đặc điểm của sự phân bố kích thước hạt (*Raindrop size distributions - DSD*). Trong trường hợp xảy ra mưa lớn, tín hiệu radar có thể bị ảnh hưởng bởi sự suy giảm và làm giảm đáng kể cường độ PHVT radar, do đó ảnh hưởng đến ước tính lượng mưa thu được. Để khắc phục những khó khăn này, radar phân cực đôi đã được nghiên cứu và sử dụng rộng rãi nhằm cải thiện QPE. Công nghệ radar phân cực đôi phát triển nhanh chóng trong các cơ quan dự báo thời tiết do cải thiện được chất lượng dữ liệu, đo cường độ mưa chính xác hơn và có thể phân loại mục tiêu khí tượng thủy văn, mà điều này không thể thực hiện được với radar đơn cực truyền thống. Một tính năng quan trọng của radar phân cực đôi là việc đánh giá mức độ hiệu quả của chúng đối với việc ước tính các tham số của DSD. Các tham số DSD này thay đổi phụ thuộc vào các quá trình vi vật lý của đám mây, liên quan đến sự bất ổn định của khí quyển, thành phần sol khí, nhiệt độ và độ ẩm. Các quá trình hình thành loại mây khác nhau cũng gây ra sự biến thiên của các tham số DSD trong mưa khác nhau.

Radar phân cực đôi có thể cải thiện độ chính xác của QPE tốt hơn so với mối quan hệ Z - R thông thường, giúp phát hiện vị trí, cường độ mưa của các hiện tượng thời tiết nguy hiểm. Ngoài ra, việc sử dụng các radar phân cực đôi cũng cải thiện khả năng phát hiện và loại bỏ những PHVT phi khí tượng (như nhiễu địa hình, nhiễu sóng biển, nhiễu dị thường, hay các mục tiêu là sinh vật như côn trùng, chim, dơi, ...) và giảm tác động của sự thay đổi phân bố DSD đối với chất lượng QPE [3]. Hệ thống radar phân cực đôi cung cấp cả thông tin về pha lan truyền vi phân và tán xạ ngược, do đó có thể đưa ra các đặc điểm bổ sung về môi trường lan truyền lượng mưa, hạn chế những sai số liên quan đến QPE do sự biến đổi của DSD. Ngoài cường độ PHVT (Z), radar phân cực đôi còn có khả năng đo được nhiều tham số khác nhau, bao gồm độ lệch PHVT giữa hai kênh phân cực (Z_{dr}), hệ số tương quan (ρ_{hv}), độ lệch pha do môi trường truyền (Φ_{dp}) và độ lệch pha riêng (K_{dp}), trong đó, Z_{dr} và K_{dp} thường được sử dụng riêng hoặc kết hợp để ước tính QPE.

Khái niệm ước tính định lượng mưa sử dụng K_{dp} lần đầu được giới thiệu bởi [4], nghiên cứu đã đưa ra mối quan hệ giữa R và K_{dp} cho các radar băng sóng S. Không giống như Z hay Z_{dr} , K_{dp} không phải là kết quả của phép đo radar trực tiếp. Các ước lượng thu được từ K_{dp} được định nghĩa là một nửa đạo hàm theo khoảng cách của Φ_{dp} hay mức chênh lệch Φ_{dp} giữa hai khoảng cách, cho biết lượng nước lỏng ở vị trí nhất định. Độ lệch chuẩn của K_{dp} phụ thuộc vào khoảng cách trung bình của phạm vi quan trắc của radar. Tham số K_{dp} không bị ảnh hưởng bởi sự suy giảm của quá trình lan truyền búp sóng radar và sai số hiệu chỉnh, vì vậy mà nó được coi là hữu ích trong ước tính QPE và dự kiến sẽ cải thiện độ chính xác của QPE trong mưa lớn. Tuy nhiên, cần cân nhắc khi lựa chọn giữa độ chính xác và độ phân giải khoảng cách của các ước tính QPE dựa trên K_{dp} . Các thuật toán tính toán K_{dp} đã được phát triển để ước tính QPE dựa trên mối quan hệ tham số $R(K_{dp})$ đơn lẻ [5]. Sau đó, nghiên cứu [6] đã đề xuất một công thức sửa đổi có khả năng xử lý các giá trị K_{dp} âm và giảm sai lệch trong ước tính lượng mưa tích lũy. Ước tính QPE dựa trên K_{dp} ($R(K_{dp})$) có ưu điểm là không nhạy cảm với các sai số do hiệu chỉnh, suy giảm, che khuất một phần hay nhiễu địa hình [6]. Nghiên cứu [7] chỉ ra rằng, các phương pháp ước tính định lượng mưa từ tham số K_{dp} cung cấp những phép tính chính xác nhất về lượng mưa lớn trong số nhiều phương pháp ước tính QPE sử dụng radar đơn cực và phân cực đôi. Ngoài ra, dựa trên độ lệch pha riêng (K_{dp}) có thể hiệu chỉnh sai số radar, suy giảm PHVT do mưa và che khuất một phần chùm tia radar [6].

Mối quan hệ $R(K_{dp})$ ít bị ảnh hưởng bởi sự biến đổi của DSD, đặc biệt là đối với trường hợp mưa lớn [5–6]. Tuy nhiên, các tham số a và b trong quan hệ lũy thừa $R(K_{dp}) = aK_{dp}^b$ cần được điều chỉnh tùy thuộc vào loại mưa chiếm ưu thế, và K_{dp} bị ảnh hưởng bởi kích thước hạt nếu kích thước các hạt mưa không đủ lớn và nó không bị ảnh hưởng bởi sự hiện diện của các hạt nhỏ. Nói chung, hệ số a cao hơn đối với mưa ở khu vực nhiệt đới, thấp hơn đối với mưa ở khu vực lục địa vì mưa lục địa thường chứa những hạt mưa có đường kính lớn hơn so

với khu vực nhiệt đới [8–13]. Một số nghiên cứu đã đưa ra hệ số a và b cho mỗi quan hệ $R(K_{dp}) = aK_{dp}^b$ áp dụng với radar băng sóng C như trong các nghiên cứu [8–11, 13–16]. Các mối quan hệ này được liệt kê trong Bảng 1.

Bảng 1. Mối quan hệ giữa R và K_{dp} đối với radar băng sóng C.

R(K_{dp}) (mm/h)	Công trình
$R = 31,37 K_{dp}^{0,835}$	[17]
$R = 28,80 K_{dp}^{0,850}$	[10]
$R = 24,68 K_{dp}^{0,810}$	[11]
$R = 25,10 K_{dp}^{0,777}$	[12]
$R = 35,40 K_{dp}^{0,799}$	[14]
$R = 22,15 K_{dp}^{0,866}$	[15]
$R = 30,62 K_{dp}^{0,780}$	[16]

Các công thức trong Bảng 1 được xây dựng trong từng trường hợp nghiên cứu cụ thể tại từng khu vực khác nhau, đặc điểm thời tiết khác nhau, do vậy không thể áp dụng riêng một công thức nào cho khu vực Việt Nam. Hơn nữa, hiện tại, ở Việt Nam vẫn chưa lắp đặt thiết bị phân loại kích thước hạt nên trong nghiên cứu này sẽ trình bày phương pháp xây dựng công thức thực nghiệm ước tính định lượng mưa từ độ lệch pha riêng K_{dp} trong trường hợp chưa có thiết bị phân loại kích thước hạt.

Tại Việt Nam đã có một số nghiên cứu về việc ước tính định lượng mưa từ các tham số của radar. Năm 2010 và năm 2013, nghiên cứu [17] đã xây dựng công thức thực nghiệm để tính toán cường độ mưa từ độ PHVT quan trắc bởi radar cho khu vực Trung Trung Bộ, Bắc Trung Bộ và Nam Đồng Bằng Bắc Bộ [17–18]. Nghiên cứu [19] đã thực hiện đánh giá ước lượng mưa từ độ PHVT của radar cho trạm radar Nhà Bè sử dụng các công thức thực nghiệm dựa trên mối quan hệ giữa độ PHVT của radar và cường độ mưa. Nghiên cứu [20] đã sử dụng số liệu của radar phân cực đối với các biến: độ PHVT (Z), độ lệch pha riêng (K_{dp}), hệ số tương quan (phv) và độ lệch PHVT (Z_{dr}) để nghiên cứu xây dựng phương pháp phân loại đặc điểm mưa sử dụng thuật toán phân loại Máy vectơ hỗ trợ. Nghiên cứu [20] cho thấy công thức ước lượng mưa sử dụng các biến của radar phân cực đôi đem lại kết quả tốt hơn, giá trị các sai số nhỏ hơn và hệ số tương quan tốt hơn khi chỉ sử dụng giá trị Z thông thường. Những nghiên cứu trước đây chủ yếu tập trung về mối quan hệ Z-R thông thường, đôi khi vẫn còn hạn chế trong việc ước tính khu vực xảy ra mưa lớn.

Tuy nhiên, kể cả radar phân cực đơn và radar phân cực đôi đều không thể tránh khỏi những sai số do dẫn đến ước lượng mưa không chính xác. Vì vậy, bên cạnh việc sử dụng radar, để cải thiện các vấn đề liên quan đến kỹ thuật đo lường, những cố gắng hợp nhất các ước lượng mưa từ radar và đo mưa bề mặt đã được đưa vào nghiên cứu nhằm cho phép trích xuất điểm mạnh của từng công cụ, đồng thời giảm thiểu những điểm yếu. Việc sử dụng kết hợp radar và thiết bị đo mưa bề mặt để ước lượng mưa vượt trội hơn so với việc sử dụng riêng biệt. Các phương pháp hiệu chỉnh phụ thuộc vào các yếu tố như mật độ mạng lưới radar, xử lý dữ liệu radar, địa hình, tính khả dụng về không gian và thời gian của mạng lưới đo mưa bề mặt.

Kriging là một phương pháp nội suy tối ưu áp dụng một đường trung bình cộng có trọng số để tạo ra ước tính cục bộ tốt nhất của một biến số được khu vực hoá. Kriging dựa trên mô hình hiệp phương sai không gian của dữ liệu. Hợp nhất có điều kiện còn được gọi là Kriging với hiệu chỉnh radar KRE được xây dựng bởi [21] sử dụng trường dữ liệu radar để ước tính sai số liên quan đến phương pháp Kriging thông thường dựa trên đo mưa bề mặt và hiệu chỉnh nó. Quá trình này dựa trên giả định rằng quan trắc radar tạo ra trường giá trị thực chưa biết, trong khi đó đo mưa bề mặt tạo ra trường giá trị thực xác định. Cấu trúc không gian của trường quan trắc dựa trên dữ liệu radar và dữ liệu đo mưa bề mặt được đưa vào trường này bằng cách sử dụng Kriging nguyên bản.

Radar tạo ra một quan trắc về trường lượng mưa thực không xác định bị ảnh hưởng bởi một số nguồn sai số, nhưng vẫn giữ nguyên cấu trúc hiệp phương sai chung của trường lượng mưa thực. Thông tin từ radar có thể được sử dụng để hiệu chỉnh thông tin bị giới hạn về mặt không gian thu được bằng cách nội suy giữa các trạm đo mưa bề mặt và tạo ra ước lượng về trường lượng mưa có cấu trúc không gian chính xác trong khi dữ liệu đo mưa bề mặt bị giới hạn. Phương pháp KRE tương đối đơn giản, hiệu quả về mặt tính toán

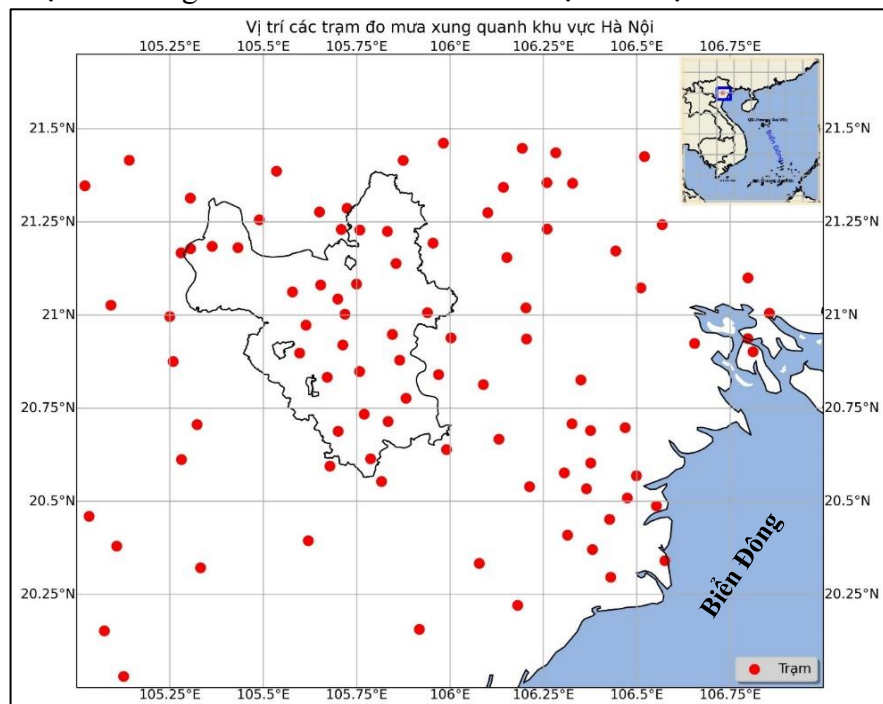
Việc sử dụng nhiều phương pháp khác nhau để ước lượng mưa thì đều nhằm một mục đích duy nhất là cải thiện độ chính xác trong tính toán định lượng mưa từ radar. Tuy nhiên, trong nghiên cứu này sẽ tập trung nghiên cứu hai phương pháp chính là sử dụng tham số độ lệch pha riêng K_{dp} và sử dụng phương pháp KRE, từ đó đưa ra những nhận xét và đánh giá xem phương pháp nào cải thiện việc tính toán định lượng mưa tốt hơn cho hệ thống radar Việt Trì trong trường hợp xảy ra mưa lớn, sau đó đánh giá áp dụng cho khu vực Hà Nội.

2. Số liệu và phương pháp nghiên cứu

2.1. Số liệu và khu vực nghiên cứu

Khu vực nghiên cứu: Trạm radar Việt Trì (nằm ở tọa độ $21^{\circ}41'94''$ vĩ độ Bắc và $105^{\circ}30'47''$ kinh độ Đông) ban đầu được lắp đặt trong khuôn khổ của dự án viện trợ không hoàn lại vào năm 2001, đây là loại radar TRS - 2730 của Pháp. Đến năm 2020, trạm radar này được nâng cấp lên chủng loại WRM200 do Phần Lan lắp đặt. Đây là trạm radar phân cực đôi, băng sóng C, chế độ quét xung dài bao gồm năm góc nâng cố định ($0,5^{\circ}$; $1,5^{\circ}$; $2,5^{\circ}$; $3,6^{\circ}$ và $5,0^{\circ}$) và chế độ quét xung ngắn là 10 góc nâng cố định; tần suất quan trắc của radar là 10 phút một bao gồm cả chế độ xung dài và xung ngắn. Nằm ở độ cao 150m so với mực nước biển, do địa hình xung quanh hệ thống radar Việt Trì khá phức tạp gồm nhiều đồi núi cao nên các tia quét radar bị ảnh hưởng nhiều; radar bị che khuất một phần búp sóng ở khu vực phía Bắc Đông Bắc so với trạm, nên vùng PHVT ở khu vực này bị mất khá nhiều. Khu vực Hà Nội nằm trong bán kính quét tối ưu của radar Việt Trì (120 km), khu vực này cũng là khu vực có mật độ trạm đo mưa bề mặt dày nhất cả nước cũng như có chất lượng tốt hơn hẳn so với các khu vực còn lại, địa hình khá bằng phẳng không bị che khuất nhiều nên trong phạm vi nghiên cứu này sẽ sử dụng dữ liệu quan trắc tại trạm radar Việt Trì để ước tính định lượng mưa từ radar nhằm cải thiện khả năng ước tính mưa lớn cho khu vực Hà Nội.

Số liệu radar: dữ liệu radar ở góc nâng thấp nhất trong chế độ quét xung dài sẽ được sử dụng để trích xuất ra tham số độ lệch pha riêng K_{dp} (lý giải việc lựa chọn góc nâng thấp nhất sẽ được trình bày ở phần 3.1). Trường PHVT (Z) tại 5 góc nâng ở chế độ quét xung dài sẽ được sử dụng để thiết lập mặt cắt PCAPPI ở độ cao 2km phục vụ cho việc ước tính lượng mưa sử dụng cường độ PHVT. Tham số



Hình 1. Vị trí các trạm đo mưa xung quanh khu vực Hà Nội.

cường độ PHVT (Z), độ lệch pha riêng (K_{dp}) của radar Việt Trì trong giai đoạn 2021-2022 được sử dụng. Phương pháp kiểm soát chất lượng dữ liệu radar được áp dụng trong nghiên cứu này dựa trên thuật toán của Viện Khí tượng Phần Lan (<https://github.com/fmidev/rack>, truy cập ngày 9/1/2024), phương pháp hiệu chỉnh suy giảm dựa trên phương pháp Mkraemer [23].

Đối với dữ liệu đo mưa bề mặt nghiên cứu sử dụng số liệu của 92 trạm đo mưa (bao gồm cả trạm khí tượng tự động và trạm đo mưa tự động) trong vùng bán kính quan trắc của radar Việt Trì với tần suất quan trắc 10 phút một trong năm 2021. Vị trí của 92 trạm đo mưa này được phân bố như trong Hình 1. Dữ liệu của 92 trạm này đã được kiểm soát chất lượng trước khi đưa vào sử dụng theo phương pháp [24].

2.2. Phương pháp ước lượng mưa từ radar Việt Trì áp dụng cho khu vực Hà Nội

2.2.1. Phương pháp ước lượng mưa từ radar Việt Trì áp dụng cho khu vực Hà Nội sử dụng độ lệch pha riêng K_{dp}

Hiện nay tại Việt Nam chưa có thiết bị phân loại kích thước hạt nên không thể đánh giá mô phỏng giữa các tham số đo đặc kích thước hạt và các tham số của hệ thống radar phân cực kép Việt Trì. Do vậy để xây dựng được mối quan hệ giữa cường độ mưa và tham số phân cực kép K_{dp} thì cần thiết phải sử dụng dữ liệu mưa từ các trạm đo mưa xung quanh khu vực radar Việt Trì với tần suất quan trắc 10 phút tương tự như K_{dp} để xây dựng mối quan hệ này. Khi sử dụng tham số K_{dp} để tính toán lượng mưa cần quan tâm tới (i) góc nâng được sử dụng để ước tính lượng mưa, thông thường góc nâng thấp sẽ là tốt nhất; (ii) khả năng che khuất của radar cũng được xem xét để xác định mức độ mạnh hoặc yếu của trường PHVT; (iii) khoảng cách đến radar cũng được quan tâm là do búp sóng radar hẹp khi ở gần radar và mở rộng hơn khi ở xa radar nên ở càng xa radar thì sự suy giảm năng lượng càng lớn nên không thể sử dụng K_{dp} để ước tính lượng mưa ở các khu vực ngoài bán kính 120 km. Mối quan hệ giữa cường độ mưa và độ lệch pha riêng K_{dp} được xác định như sau:

$$R(K_{dp}) = aK_{dp}^b \quad (1)$$

Trong đó R là lượng mưa ước tính từ radar; K_{dp} là tham số độ lệch pha riêng của radar; a, b là các hệ số thực nghiệm.

Các bước thực hiện để xây dựng công thức ước tính định lượng mưa cho khu vực Hà Nội như sau:

Bước 1: Thu thập dữ liệu K_{dp} từ các ô lưới trên vị trí trạm đo mưa xung quanh khu vực Hà Nội (Hình 1) trong vùng bán kính quét 120 km của radar Việt Trì theo các trường hợp mưa lớn ở Bảng 2. Năm trường hợp xảy ra mưa lớn tại khu vực này được thu thập (Bảng 2).

Bước 2: Đánh giá phân bố giữa (Z, K_{dp}) để kiểm tra độ phân giải theo phương ngang và lựa chọn phạm vi mà K_{dp} được xem là tốt nhất cho việc ước lượng cường độ mưa; đánh giá việc lựa chọn góc nâng thứ nhất hoặc thứ hai trong trình quét của radar Việt Trì phù hợp cho khu vực Hà Nội.

Bước 3: Chỉ trong trường hợp $K_{dp} \geq 0,5$ và $Z > 38\text{dBZ}$ thì mới tính toán cường độ mưa từ K_{dp} với tham số nguyên bản từ nghiên cứu radar gần đây ở khu vực nhiệt đới với cường độ mưa 10 phút từ các trạm đo mưa của Việt Nam để phát huy hiệu quả của K_{dp} trong trường hợp mưa lớn và loại trừ khả năng K_{dp} không hiệu quả nếu kích thước hạt không đủ lớn.

Bước 4: Vẽ giản đồ dạng tụ điểm từ dữ liệu lượng mưa 10 phút ước lượng từ K_{dp} và lượng mưa 10 phút của các trạm đo mưa.

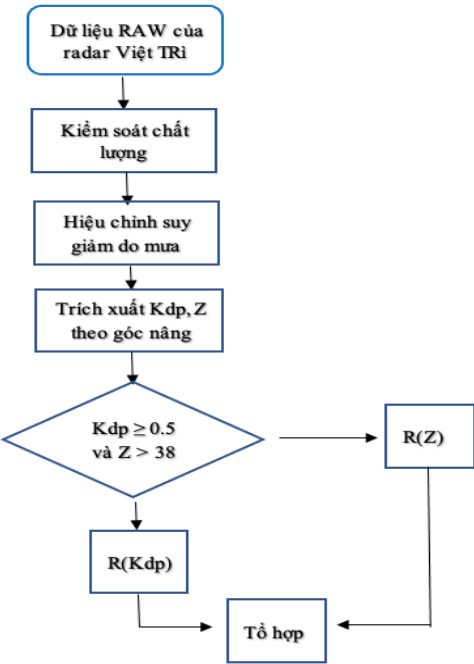
Bước 5: Thiết lập tham số hiệu chỉnh bằng cách lấy nghịch đảo hệ số hồi quy từ mối quan hệ tuyến tính thu được ở Bước 4. Như vậy, tại mỗi thời điểm quan trắc (10 phút) thì hệ số hiệu chỉnh này sẽ thay đổi từ đó đưa ra hệ số a, b cần tìm. Với mỗi trường hợp mưa lớn khác nhau thì các hệ số a và b cũng sẽ khác nhau.

Bảng 2. Những trường hợp mưa lớn năm 2021 được đưa vào thử nghiệm trong nghiên cứu.

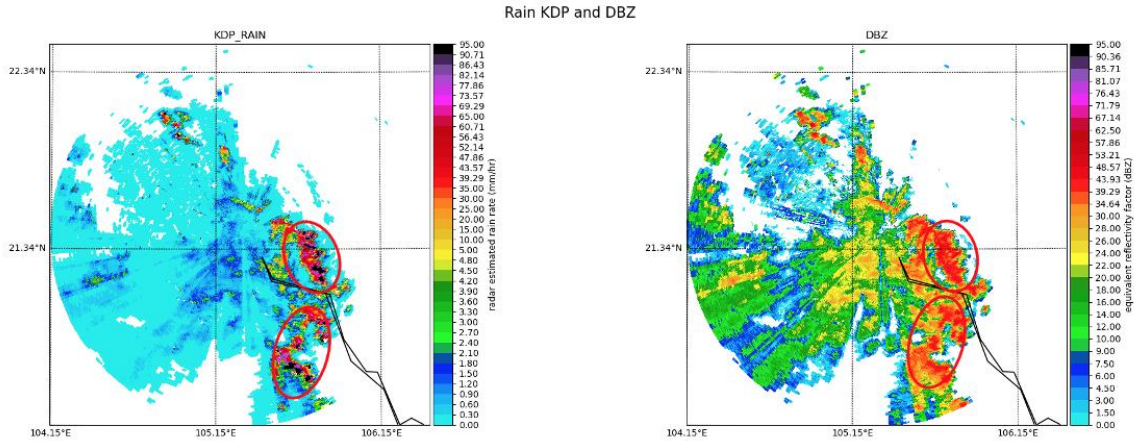
STT	Thời gian	Đặc điểm mưa
1	25/04 - 26/04	Do có sự ảnh hưởng của không khí lạnh kết hợp với hội tụ gió lên đến mực 1500 mm gây mưa lớn trên khu vực Bắc Bộ, các tỉnh từ Thanh Hoá đến Quảng Bình. Lượng mưa phổ biến từ 30-70 mm, một số nơi lượng mưa trên 100 mm như: Văn Lý (Nam Định) 124 mm, Đô Lương (Nghệ An) 126 mm, Hoài Đức (Hà Nội) 106 mm, Tam Đảo (Vĩnh Phúc) 101 mm, Bắc Quang (Hà Giang) 109 mm,...
2	06/06 - 10/06	Do ảnh hưởng của rãnh áp thấp quanh nam Đồng bằng Bắc bộ kết hợp với hội tụ gió lên đến mực 5000 m gây mưa lớn trên khu vực Bắc Bộ và các tỉnh Thanh Hoá, Nghệ An. Lượng mưa phổ biến 70-150 mm, một số nơi có lượng mưa lớn hơn như: Mường Lát (Thanh Hoá) 196 mm, Thạch Quảng (Thanh Hoá) 186 mm, Tây Hiếu (Nghệ An) 175 mm, Hưng Yên 184 mm,...
3	07/07 - 09/07	Ảnh hưởng của hoàn lưu vùng áp thấp nhiệt đới sau suy yếu thành vùng thấp kết hợp với đới gió Đông Nam gây mưa lớn trên khu vực Bắc Bộ, Bắc Trung Bộ. Lượng mưa phổ biến từ 50-80 mm, riêng khu vực Bắc Trung Bộ, Hòa Bình, Nam Sơn La, đồng bằng và trung du Bắc Bộ có lượng mưa từ 70-120 mm, một số nơi có lượng mưa lớn hơn như: Sầm Sơn (Thanh Hóa) 202 mm, Thanh Hóa 175 mm, Đô Lương (Nghệ An) 120 mm, Thái Bình 150 mm, Nam Định 154 mm, Sơn Tây (Hà Nội) 161 mm, Văn Lý (Nam Định) 129 mm, Hòa Bình 130 mm, Bắc Yên (Sơn La) 135 mm, Văn Chấn (Yên Bái) 133 mm,...
4	23/09 - 24/09	Do ảnh hưởng của bão số 6 gây mưa lớn trên khu vực các tỉnh từ Quảng Trị đến Bình Định, Kon Tum và Gia Lai. Lượng mưa phổ biến từ 100-250 mm, có nơi trên 250 mm, các tỉnh Kon Tum, Gia Lai phổ biến 80-150 mm, có nơi trên 200 mm. Một số nơi có lượng mưa lớn như: Phước Năng (Quảng Nam) 310 mm, Đức Phổ (Quảng Ngãi) 310 mm, Trà Hiệp (Quảng Ngãi) 282 mm, Bình Khương (Quảng Ngãi) 271 mm, Sơn Giang (Quảng Ngãi) 268 mm, Đắk Ui (Kon Tum) 277 mm,...
5	07/11 - 11/11	Ảnh hưởng của không khí lạnh kết hợp với nhiễu động gió Đông gây mưa lớn từ Thừa Thiên Huế đến Khánh Hoà. Lượng mưa phổ biến 150-250 mm, có nơi trên 300 mm như: Trà My (Quảng Nam) 342 mm, Ba Tơ (Quảng Ngãi) 316 mm, Trà Kót (Quảng Nam) 463 mm, Sơn Kỳ (Quảng Ngãi) 450 mm, Sông Hình 4 (Phú Yên) 389 mm,...

Từ công thức thực nghiệm ước tính định lượng mưa từ K_{dp} mới tìm được; một sơ đồ thuật toán giúp cải thiện ước tính định lượng mưa cho khu vực Hà Nội được đưa ra (Hình 2).

Hình 2 trình bày sơ đồ thuật toán ước tính định lượng mưa sử dụng tham số K_{dp} cho khu vực Hà Nội. Đầu tiên, dữ liệu thô dạng (.RAW) của radar Việt Trì năm 2021 sẽ được thu thập. Sau khi kiểm soát chất lượng và hiệu chỉnh suy giảm, từ dữ liệu RAW này trích xuất ra trường dữ liệu của tham số độ lệch pha riêng (K_{dp}) và cường độ PHVT (Z) theo từng góc nâng về vị trí các trạm đo mưa (92 trạm xung quanh khu vực Hà Nội, Hình 1). Với điều kiện $K_{dp} \geq 0,5$ và $Z > 38$ được đưa ra để phân loại mưa và chỉ tính toán công thức K_{dp} trong trường hợp vùng mây đó là mây đối lưu và điều kiện này cũng là để lọc các vùng không mây trong khu vực của radar Việt Trì. Nếu K_{dp} và Z không thỏa mãn điều kiện trên thì ước tính lượng mưa QPE được tính dựa vào mối quan hệ Marshall-Palmer ($Z=200R^{1,6}$). Cuối cùng sản phẩm tổ hợp trường lượng mưa ước tính từ K_{dp} và Z được đưa ra.



Hình 2. Sơ đồ thuật toán cải thiện ước tính định lượng mưa sử dụng K_{dp} cho khu vực Hà Nội.



Hình 3. Mô phỏng trường mưa ước tính sử dụng độ lệch pha riêng K_{dp} (bên trái) và PHVT radar (bên phải) tại trạm Việt Trì vào lúc 13:00UTC ngày 25 tháng 6 năm 2021.

Hình 3 là ví dụ minh họa cụ thể cho việc ước tính định lượng mưa sử dụng K_{dp} tại trạm radar Việt Trì dựa vào sơ đồ thuật toán ở Hình 2. Trong Hình 3, đối với khu vực có PHVT lớn trên 38 dBZ và giá trị K_{dp} lớn hơn hoặc bằng 0,5 (vùng được khoanh đỏ) là khu vực sử dụng công thức thực nghiệm K_{dp} và những khu vực không thỏa mãn điều kiện trên sẽ sử dụng mối quan hệ Marshall-Palmer từ PHVT (Z) để ước tính định lượng mưa từ radar.

2.2.2. Phương pháp định lượng mưa sử dụng kỹ thuật hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện

Phương pháp định lượng mưa sử dụng kỹ thuật hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện [22] áp dụng cho khu vực Hà Nội được xác định theo các bước sau:

Bước 1: Các giá trị radar được nội suy trên mỗi vị trí của thiết bị đo mưa bề mặt xung quanh khu vực Hà Nội và được tính theo Kriged để tạo ra trường Kriged của radar (R_K).

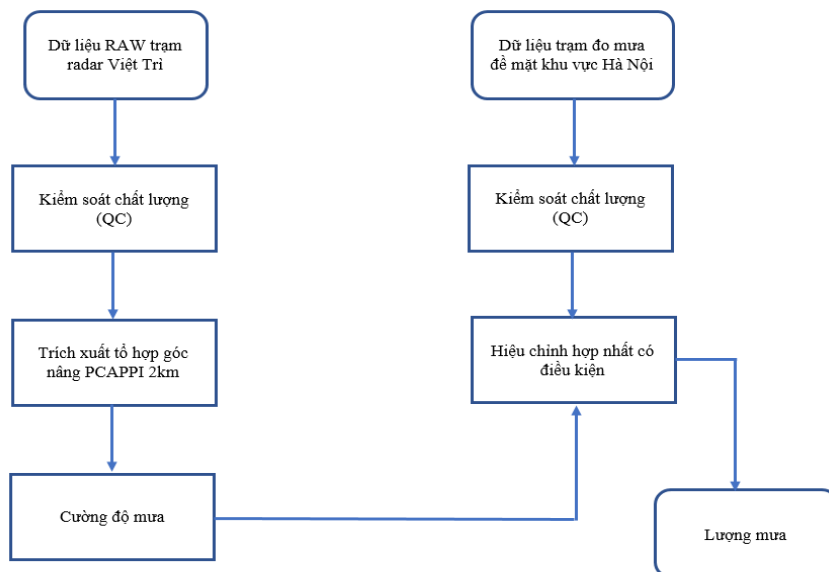
Bước 2: Sự khác biệt giữa trường radar Kriged và trường radar ban đầu được lấy để thu được trường hiệu chỉnh với phương trình sau:

$$\epsilon_R(s_i) = R(s_i) - R_K(s_i) \quad (2)$$

Bước 3: Trường hiệu chỉnh được thêm vào đo mưa bề mặt Kriged (G_K) để thu được ước lượng mưa đã hiệu chỉnh Corr. Precip(s_i) tại vị trí s_i theo biểu thức sau:

$$\text{Corr. Precip}(s_i) = G_K(s_i) + \epsilon_R(s_i) \quad (3)$$

Sơ đồ thuật toán mô tả các bước thực hiện này được minh họa ở Hình 4.



Hình 4. Sơ đồ thuật toán cải thiện ước tính định lượng mưa sử dụng phương pháp hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện cho khu vực Hà Nội.

2.3. Phương pháp đánh giá

Khả năng ước tính định lượng mưa từ các phương pháp trình bày ở phần 2.2 được đánh giá thông qua việc sử dụng các chỉ số đánh giá như sau:

$$\text{Sai số trung bình (ME): } ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_i - O_i) \quad (4)$$

$$\text{Sai số tuyệt đối trung bình (MAE): } MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |R_i - O_i| \quad (5)$$

$$\text{Sai số bình phương trung bình gốc (RMSE): } RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_i - O_i)^2} \quad (6)$$

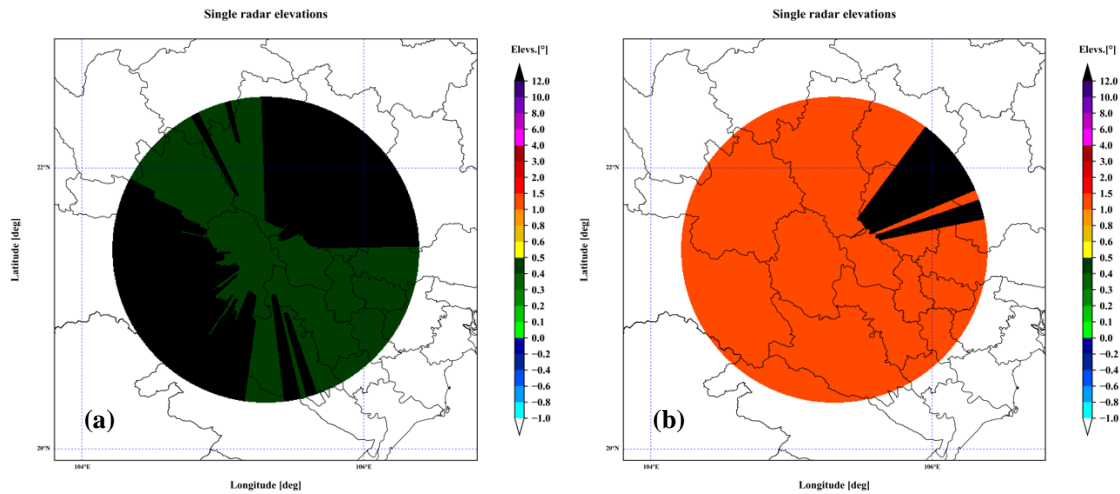
$$\text{Hệ số tương quan (CC): } CC = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_i - \bar{R})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_i - \bar{R})^2 \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \quad (7)$$

Trong đó R_i là lượng mưa ước lượng; O_i là lượng mưa quan trắc; \bar{R} là lượng mưa ước lượng trung bình và \bar{O} là lượng mưa trung bình quan trắc từ bề mặt; N là số điểm có dữ liệu.

3. Kết quả và thảo luận

3.1. Xây dựng công thức tính toán định lượng mưa từ tham số K_{dp}

Phân tích che khuất để lựa chọn góc nâng thứ nhất cho việc trích xuất K_{dp} :



Hình 5. Che khuất búp sóng theo từng góc nâng của radar Việt Trì: (a) Góc nâng 0,5°, (b) Góc nâng 1,5°.

Hình 5a là bản đồ mô phỏng che khuất búp sóng tại góc nâng 0,5° và Hình 5b là bản đồ mô phỏng che khuất búp sóng tại góc nâng 1,5°. Những khu vực màu đen là những khu vực bị che khuất (hay vùng không nhìn thấy của radar). Trên Hình 5a, khu vực phía Đông Bắc và Tây Nam của trạm radar Việt Trì là những khu vực bị che khuất búp sóng. Khi lên góc nâng 1,5 độ (Hình 5b), việc bị che khuất búp sóng đã giảm đi đáng kể. Có thể nhận thấy ở cả 2 chế độ quét 0,5° và 1,5°, khu vực Hà Nội đều không bị che khuất. Với địa hình bằng phẳng và ít đồi núi xung quanh, hơn nữa khoảng cách từ tâm radar đến khu vực Hà Nội không quá xa nên sẽ ít bị suy giảm năng lượng. Do vậy góc nâng 0,5° sẽ được sử dụng để trích xuất dữ liệu K_{dp} về vị trí trạm tương ứng.

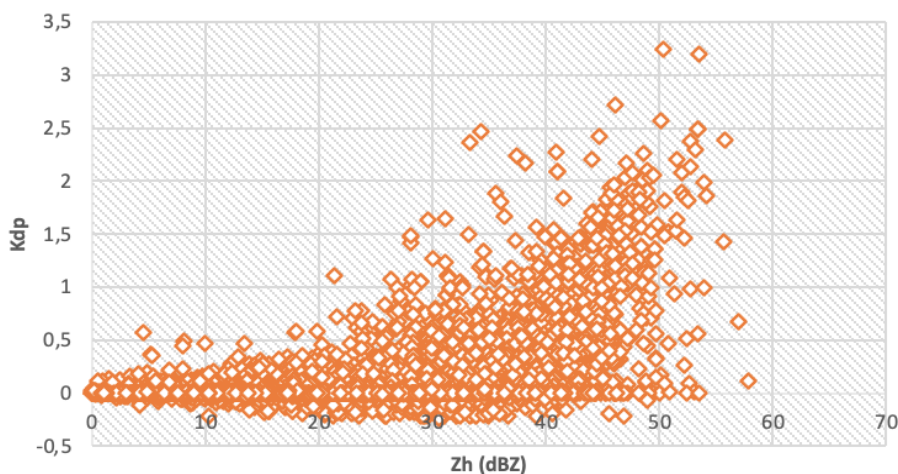
Theo các bước thực hiện mô tả ở phần 2.2.1 thì tại Bước 1 tất cả các giá trị K_{dp} sẽ được trích xuất về vị trí các trạm đo mưa xung quanh khu vực Hà Nội theo từng trận mưa lớn được trình bày ở Bảng 2. Hình 6 là kết quả trích xuất K_{dp} . Các file này sẽ có cấu trúc như sau: bao gồm 9 cột, tương ứng là mã trạm, vĩ độ trạm, kinh độ trạm, vị trí ô lưới radar, dữ liệu mưa

10 phút từ trạm đo mưa, giá trị PHVT (Z) chưa hiệu chỉnh suy giảm, giá trị K_{dp} trích xuất từ radar chưa hiệu chỉnh suy giảm, giá trị PHVT (Z) đã hiệu chỉnh suy giảm, giá trị K_{dp} đã hiệu chỉnh suy giảm, thời gian quan trắc (dạng năm tháng ngày giờ quan trắc). Rõ ràng, có thể nhận thấy có khá nhiều giá trị NaN (-327,68 hoặc -9999) ở trong file dữ liệu trích xuất (Hình 6). Do vậy cần xử lý loại bỏ những giá trị này; mặt khác các ngưỡng giá trị của K_{dp} nằm trong khoảng từ $-0,5^{\circ}/\text{km}$ đến $7^{\circ}/\text{km}$ đối với mưa; do đó các giá trị nằm ngoài khoảng này cũng cần phải lọc bỏ trước khi thực hiện Bước 2.

StationNo	latNO	lonNO	grid_radar	AWS	PPI_DBZNONE	PPI_KDPNONE	PPI_DBZADJ	PPI_KDPADJ	YDMHM
18422	21,728	104,961	200998	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
20761	22,741	104,727	269488	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
25117	22,683	104,462	265253	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
27842	22,728	104,621	268275	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
43138	22,739	105,312	268948	-9999	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
43546	22,362	105,398	243715	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
44082	19,969	105,549	83864	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
53765	21,071	106,159	157249	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
59510	20,865	105,172	143324	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
125443	21,201	105,956	166243	-9999	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
128526	21,182	106,076	165053	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
129145	21,113	106,156	160254	0	-327,68	0	-327,68	-104,82	25/04/2021 0:00
135130	21,065	106,083	157241	0	-327,68	-327,68	-327,68	-372,68	25/04/2021 0:00
135231	21,094	106,035	159039	0,2	-327,68	-69,14	-327,68	-69,14	25/04/2021 0:00
139832	21,044	106,292	155460	0	15,36	0,03	15,51	0,03	25/04/2021 0:00
140048	22,477	105,836	251573	0,4	16,09	0	16,15	0	25/04/2021 0:00
143422	20,569	106,499	124229	0	0,91	0	0,91	0	25/04/2021 0:00
146365	20,296	106,430	106192	0,2	7,59	0,02	0,02	0,02	25/04/2021 0:00
152043	20,898	105,597	145772	0	-327,68	0,02	-327,68	0,02	25/04/2021 0:00
172153	22,078	103,626	224297	0	-327,68	0,02	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
174840	20,698	106,469	132640	-9999	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
184251	19,532	104,338	54890	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
184635	19,528	104,159	54872	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00
189153	19,400	104,146	46456	0	-327,68	-327,68	-327,68	-327,68	25/04/2021 0:00

Hình 6. Minh họa File trích xuất dữ liệu K_{dp} tại vị trí từng trạm đo mưa trên khu vực Hà Nội trong 05 đợt mưa lớn của năm 2021.

Sau khi lọc bỏ các giá trị không phù hợp ở Bước 1 sẽ thu được phân bố của (K_{dp} , Z) cho 05 trường hợp mưa trên khu vực Hà Nội. Có thể thấy rằng khi K_{dp} tăng thì giá trị cường độ PHVT (Z) cũng tăng (Hình 7). Với những giá trị PHVT lớn, hiển nhiên ở đó lượng mưa định lượng sẽ lớn. Một số điểm PHVT đạt gần 60 dBZ nhưng giá trị K_{dp} lại khá nhỏ, chỉ dao động từ 0 đến $0,5^{\circ}/\text{km}$, điều này có thể do lúc này các hạt mưa đang ở trạng thái tăng kích thước hạt hoặc đang ở độ cao khá cao và bắt đầu rơi xuống bề mặt đất với xu hướng là nhập vào với các hạt mưa nhỏ hơn khiến kích thước các hạt mưa này được tăng lên trước khi rơi xuống đất, tuy nhiên những trường hợp này thường ít khi xảy ra. Vì vậy đối với các điểm trạm đo mưa mà có các trường hợp xảy ra như mô tả này cần xem xét kỹ lưỡng cả về mặt không gian và thời gian tại từng thời điểm quan trắc.



Hình 7. Phân bố ngang của trường PHVT Z và độ lệch pha riêng K_{dp} của khu vực Hà Nội trong 05 đợt mưa năm 2021.

Khu vực Hà Nội sử dụng trạm radar Việt Trì là radar phân cực đôi, băng sóng C và Việt Nam nằm trong khu vực nhiệt đới nên dựa vào Bảng 1, công thức phù hợp được sử dụng để tìm mối quan hệ thực nghiệm trong phần này là:

$$R(K_{dp}) = 30,6K_{dp}^{0,78}$$

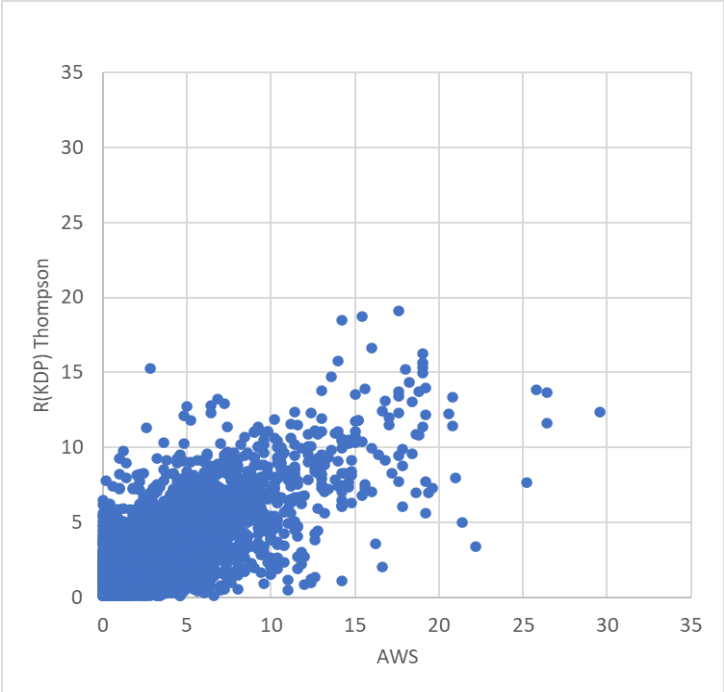
(8)

Kết quả đánh giá giữa mưa tính từ K_{dp} và mưa thực đo cho khu vực Hà Nội được thể hiện trên hình 8.

StationNo	AWS	PPI_KDPADJ	R
285864	0,22	0,6	3,6
289205	0,24	2,2	13,2
301248	0,1	1	6
315542	1,13	11,2	67,2
320831	0,26	1,8	10,8
321497	0,1	3,6	21,6
325951	0,39	4,4	26,4
338591	0,1	0,8	4,8
342807	0,19	3,6	21,6
354697	0,5	4,8	28,8
373812	0,04	0,6	3,6
380691	0,18	2,6	15,6
396617	0,2	1,8	10,8
423987	0,11	0,4	2,4
450412	0,52	2,4	14,4
459571	0,05	0,4	2,4
478414	0,17	1,8	10,8

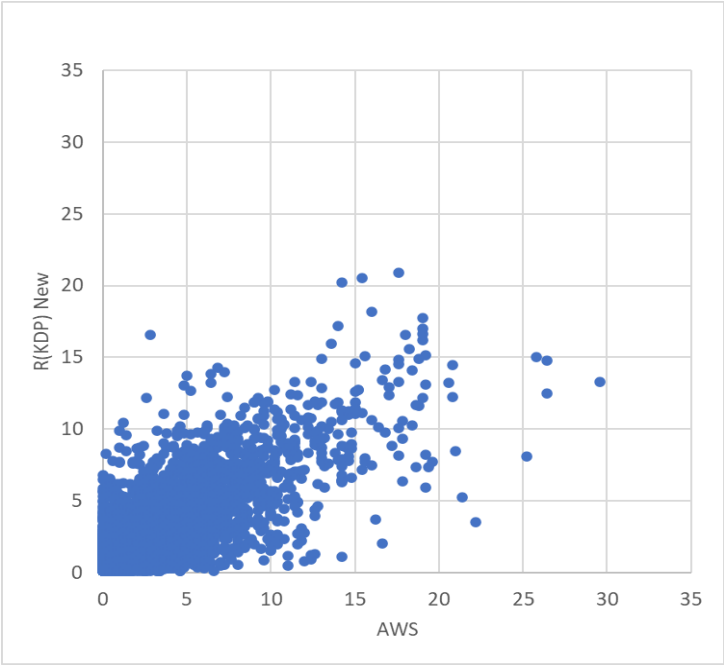
Hình 8. File số liệu lượng mưa được tính toán từ K_{dp} sử dụng công thức thực nghiệm gốc của Thompson [16].

Kết quả của Bước 4 (phần 2.2.1) được thể hiện ở Hình 9.



Hình 9. Biểu đồ scatter mô tả mối quan hệ giữa lượng mưa ước lượng từ K_{dp} sử dụng mối quan hệ của Thompson [16] và mưa quan trắc bề mặt 10 phút.

Hình 9 mô tả mối quan hệ giữa lượng mưa ước lượng từ K_{dp} sử dụng công thức của Thompson [16] và mưa quan trắc bề mặt 10 phút. Kết quả bước 5 (phần 2.2.1) thu được như Hình 10.



Hình 10. Biểu đồ scatter mô tả mối quan hệ giữa lượng mưa 10 phút từ trạm đo mưa và lượng mưa 10 phút ước lượng từ radar dựa trên công thức hiệu chỉnh.

Hình 10 mô tả mối quan hệ giữa lượng mưa ước lượng từ K_{dp} dựa trên công thức hiệu chỉnh và mưa quan trắc bề mặt 10 phút xây dựng được cho khu vực Hà Nội. Với 05 trường hợp mưa được đưa vào thử nghiệm (Bảng 2), nghiên cứu đã tiến hành thực hiện theo 05 bước được mô tả ở Hình 2. Công thức cuối cùng thu được sau khi sử dụng bộ dữ liệu để tìm mối quan hệ giữa K_{dp} và cường độ mưa cho khu vực Hà Nội là:

$$R(K_{dp}) = 31,9K_{dp}^{0,81} \tag{9}$$

3.2. Đánh giá kết quả các phương pháp định lượng mưa

Phần này trình bày kết quả đánh giá của ba phương pháp ước tính định lượng mưa: mưa ước tính theo mối quan hệ Marshall-Palmer ($R(Z)$); mưa ước tính theo độ lệch pha riêng ($R(K_{dp})$) và mưa hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện ($R(KRE)$) cho 03 trường hợp mưa lớn được lựa chọn trong Bảng 3.

Bảng 3. Thông tin các trường hợp mưa lớn được sử dụng để đánh giá thử nghiệm.

Trường hợp	Thời gian	Đặc điểm mưa
01	26/04/2021	Ảnh hưởng của không khí lạnh kết hợp với hội tụ gió lên đến mực 1500 m, khu vực Bắc Bộ và các tỉnh từ Thanh Hoá đến Quảng Bình có mưa với lượng mưa phổ biến từ 30-70 mm. Một số nơi có lượng mưa trên 100 mm như: Văn Lý (Nam Định) 124 mm, Đô Lương (Nghệ An) 126 mm, Hoài Đức (Hà Nội) 106 mm, Tam Đảo (Vĩnh Phúc) 101 mm, Bắc Quang (Hà Giang) 109 mm, ...
02	05/05/2021	Ảnh hưởng của rãnh áp thấp bị nén bởi bộ phận không khí lạnh tăng cường yếu ở phía Bắc gây mưa vừa, có nơi mưa to đến rất to trên khu vực vùng núi Bắc bộ. Một số nơi có lượng mưa lớn như Bắc Quang (Hà Giang) 208 mm, Thất Khê (Lạng Sơn) 98 mm, Nam Định 91 mm, Thái Nguyên 80 mm, Ngân Sơn (Bắc Kạn) 64 mm, , ...
03	17/08/2021	Ảnh hưởng của hội tụ gió lên đến mực 5000 m, vùng núi Bắc bộ có mưa vừa đến mưa to, lượng mưa phổ biến từ 50-120 mm, một số nơi có lượng mưa lớn như: Móng Cái (Quảng Ninh) 305 mm, Tiên Yên (Quảng Ninh) 266 mm, Sơn Động (Bắc Giang) 138 mm, Đồng Văn (Hà Giang) 215 mm, Bắc Quang (Hà Giang) và Hà Giang 191 mm, Sa Pa (Lào Cai) 135 mm, Tam Đường (Lai Châu) 140 mm, ...

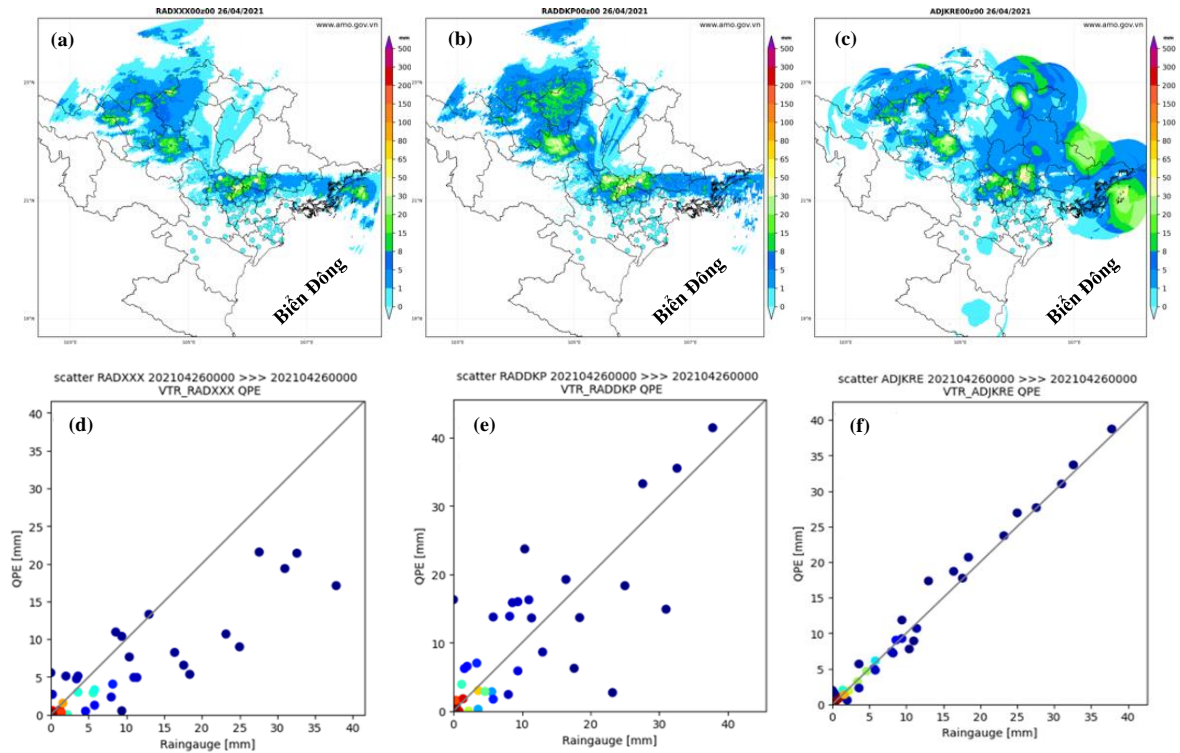
Để đánh giá mức độ hiệu quả của ước tính lượng mưa từ độ lệch pha riêng và hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện, nghiên cứu tiến hành so sánh hai phương pháp trên với công thức ước lượng mưa từ cường độ PHVT (Z) theo mối quan hệ Marshall-Palmer: $Z = 200R^{1,6}$. Kết quả đánh giá các chỉ số thống kê để ước tính định lượng mưa của 3 phương pháp tính mưa: Marshall-Palmer, K_{dp} và KRE so với mưa bề mặt cho 04 trường hợp mưa được đưa ra ở các Bảng 4 - Bảng 7.

Bảng 4. Các chỉ số ME, MAE, RMSE, CC của QPE tích lũy từng giờ từ 00:00 đến 05:00 (UTC) ngày 26 tháng 4 năm 2021 theo 3 phương pháp tính mưa. Trong đó $R(Z)$ là mưa ước tính theo mối quan hệ Marshall-Palmer: $Z = 200R^{1,6}$, $R(K_{dp})$ là mưa ước tính theo độ lệch pha riêng K_{dp} và $R(KRE)$ là ước tính mưa dựa vào hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện.

Phương pháp Thời gian (UTC)	R(Z)				R(K_{dp})				R(KRE)			
	ME	MAE	RMSE	CC	ME	MAE	RMSE	CC	ME	MAE	RMSE	CC
00	-1,6	2,01	4,48	0,91	0,14	2,09	4,42	0,85	0,13	0,4	0,88	0,99
01	-1,22	1,82	4,64	0,79	0,51	2,33	4,68	0,75	-0,13	0,78	3,39	0,88
02	0,5	1,59	4,28	0,81	0,64	2,16	4,52	0,82	0,08	0,47	1,43	0,98
03	-0,28	1,04	3,53	0,86	0,32	0,92	2,81	0,92	0,1	0,26	0,83	0,99
04	-0,38	0,81	2,62	0,7	0,03	0,97	2,54	0,73	-0,02	0,27	0,84	0,97
05	-0,64	1,6	3,78	0,72	0,39	1,57	3,32	0,79	0,05	0,39	0,84	0,99

Bảng 4 đưa ra kết quả lần lượt là các chỉ số đánh giá sai số trung bình (ME), sai số tuyệt đối (MAE), sai số quân phương (RMSE) và hệ số tương quan giữa mưa ước lượng và mưa quan trắc (CC) tương ứng với 3 phương pháp ước tính định lượng mưa tích lũy 01 giờ từ lúc 00Z đến 05Z (UTC) ngày 26/4/2021. Có thể nhận thấy sai số ME đạt giá trị nhỏ nhất khi sử dụng phương pháp hợp hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện (Bảng 4). Sai số ME đạt giá trị dương khi sử dụng phương pháp K_{dp} chứng tỏ QPE cho kết quả cao hơn so với lượng mưa quan trắc. Ngược lại, sai số ME mang giá trị âm trong hầu hết các thời điểm quan trắc khi sử dụng mối quan hệ $R(Z)$ cho thấy mưa ước lượng cho kết quả thấp hơn so với quan trắc thực tế. Giá trị các sai số MAE và RMSE có sự tương đồng, khi RMSE tăng thì MAE cũng tăng và ngược lại, ít có sự biến động lớn cho thấy sự tương quan tốt giữa lượng mưa ước lượng và mưa quan trắc, điều này cũng được thể hiện thông qua chỉ số tương quan R trong Bảng 4. Sai số MAE và RMSE cũng đạt giá trị nhỏ nhất khi sử dụng phương pháp hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện và cao hơn khi sử dụng mối quan hệ $R(Z)$. Thêm vào đó là giá trị hệ số tương quan khi sử dụng phương pháp hiệu chỉnh KRE cũng cao hơn nhiều so với 02 phương pháp còn lại. Hệ số tương quan CC khi sử dụng phương pháp hiệu chỉnh KRE cũng cho giá trị tương đối tốt ($> 0,88$), đặc biệt giá trị này gần như bằng 1 vào lúc các thời điểm 00:00UTC, 03:00UTC và 05:00UTC. Tại các thời điểm này này, khi sử dụng phương pháp KRE, giá trị sai số ME, MAE và RMSE rất thấp, sai số ME chỉ khoảng từ 0,05 đến 0,13; MAE nằm trong khoảng từ 0,26 đến 0,4 và sai số RMSE trong khoảng từ 0,83 đến 0,88.

Để xem xét rõ hơn sự khác biệt theo không gian của mưa radar trước và sau khi áp dụng các phương pháp, Hình 11 là một ví dụ minh họa cụ thể. Trong đó, Hình 11a-11c lần lượt là hình ảnh mô phỏng không gian ước tính định lượng mưa từ các phương pháp Marshall-Palmer, K_{dp} , KRE và mưa bề mặt (chấm tròn) vào lúc 00:00UTC ngày 26/04/2021, Hình 11d-11f là các giản đồ tụ điểm giữa ước tính mưa radar và mưa bề mặt tương ứng với các hình phân bố không gian từ Hình 11a-11c. Các chấm tròn là lượng mưa quan trắc tại trạm, màu sắc của chấm tròn được thể hiện tương ứng với giá trị lượng mưa ở thang đo.



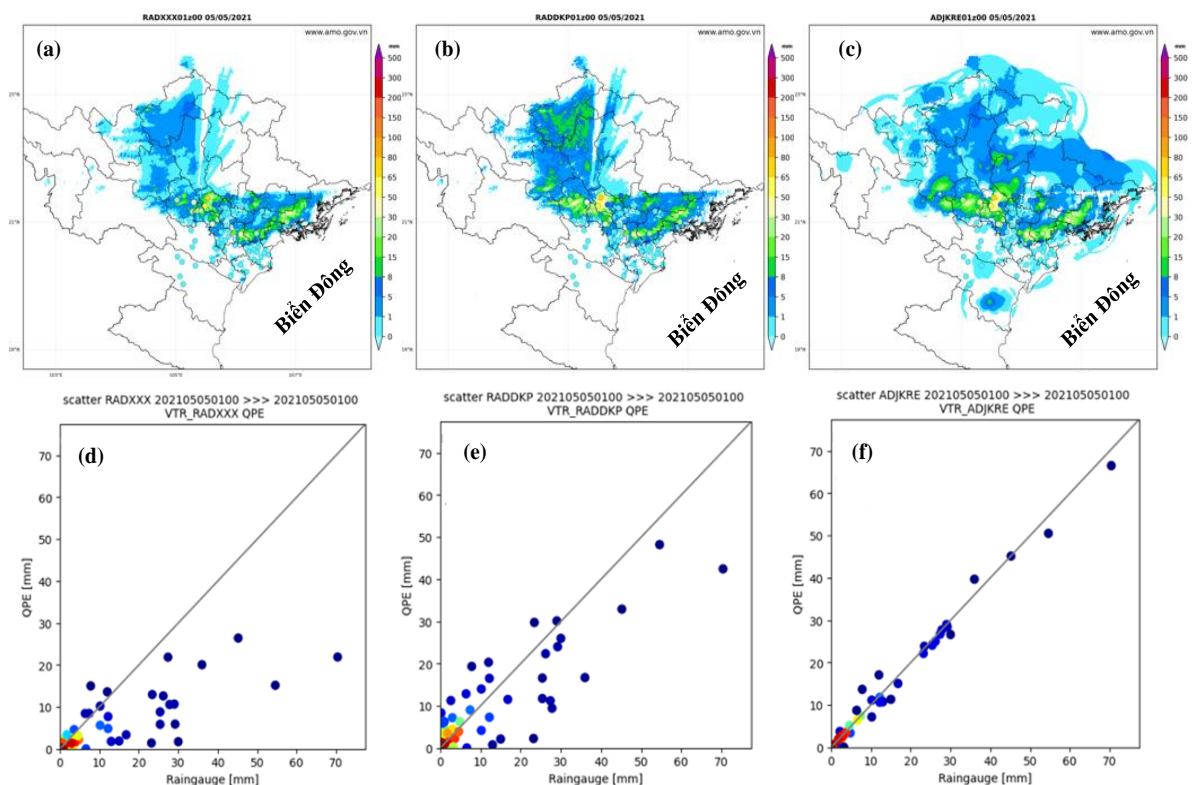
Hình 11. Hình ảnh QPE 01 giờ tương ứng với các phương pháp tính mưa sử dụng: (a) $R(Z)$, (b) $R(K_{dp})$, (c) $R(KRE)$ lúc 00:00UTC ngày 26 tháng 4 năm 2021; (d-f): Giản đồ tụ điểm giữa QPE radar và mưa bề mặt tương ứng với các hình (a-c).

Về mặt không gian (Hình 11a-11c), cả ba phương pháp đều cho kết quả mô phỏng tương đối chính xác về diện mưa. Trong Hình 11a, khi chỉ sử dụng công thức ước lượng mưa từ cường độ PHVT (Z) theo mối quan hệ Marshall-Palmer: $Z = 200R^{1,6}$, khu vực Hà Nội có lượng mưa tương đối nhỏ, khoảng từ 5-25 mm và cho thiên thấp hơn so với thực tế. Trong Hình 11b, khi sử dụng công thức QPE từ độ lệch pha riêng K_{dp} , mưa vẫn tập trung tại các khu vực trên, lượng mưa khoảng từ 5-30 mm, có nơi trên 30 mm. Tại điểm mưa cực trị, mưa có xu hướng cho thiên cao hơn so với thực tế. Trong Hình 11c, khi sử dụng phương pháp hiệu chỉnh KRE, mưa ước lượng đã có sự cải thiện đáng kể cả về diện mưa và lượng mưa. Mưa ước lượng đã nắm bắt được hầu hết các cực trị mưa trên khu vực Hà Nội. Điều này cũng được thể hiện rõ hơn khi xem biểu đồ scatter của ba phương pháp trên. Đối với phương pháp Marshall-Palmer các điểm nằm tập trung xung quanh đường chéo với lượng mưa nhỏ dưới 15 mm và nằm lệch hẳn xuống dưới đối với lượng mưa trên 20 mm (Hình 11d); một vài điểm mưa từ 20-30 mm thì $R(K_{dp})$ bị ước lượng thiên thấp (Hình 11e). Đối với phương pháp KRE (Hình 11f), các điểm nằm bám sát đường chéo lý tưởng cả với lượng mưa nhỏ, mưa vừa và mưa to.

Bảng 5. Tương tự như Bảng 4 cho trường hợp từ 00:00UTC đến 04:00UTC (UTC) ngày 05 tháng 5 năm 2021.

Phương pháp Thời gian (UTC)	$R(Z)$				$R(K_{dp})$				$R(KRE)$			
	ME	MAE	RMSE	CC	ME	MAE	RMSE	CC	ME	MAE	RMSE	CC
00	-4,17	4,25	8,3	0,55	-1,52	3,54	0,66	0,59	0,03	0,6	0,89	0,99
01	-6,91	7,77	13,04	0,77	-2,28	6,03	8,57	0,85	-0,42	1,23	1,89	0,99
02	-6,05	7,32	11,06	0,75	-1,24	6,23	9	0,77	-0,02	1,51	2,61	0,98
03	-3,32	4,51	7,46	0,83	-0,31	4,69	7,99	0,73	-0,24	0,91	1,54	0,99
04	-2,7	4,2	8,31	0,79	-0,2	5,43	8,79	0,7	-0,38	0,88	1,85	0,99

Tương tự Bảng 4, Bảng 5 đưa ra kết quả tính toán các chỉ số sai số ME, MAE, RMSE và R cho 3 phương pháp ước tính định lượng mưa tích lũy 1 giờ từ cường độ PHVT ($R(Z)$) theo mối quan hệ Marshall-Palmer: $Z = 200R^{1,6}$, độ lệch pha riêng $R(K_{dp})$ và phương pháp hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện $R(KRE)$ từ lúc 00:00UTC đến 04:00UTC ngày 05/05/2021. Khi sử dụng phương pháp hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện, các giá trị sai số ME, MAE, RMSE cho giá trị nhỏ nhất, cho thấy việc sử dụng phương pháp hiệu chỉnh này giúp giảm thiểu sai số trong việc ước tính định lượng mưa từ radar so với khi sử dụng công thức thực nghiệm từ K_{dp} và khi sử dụng phương pháp Marshall-Palmer. Đồng thời, hệ số tương quan CC khi sử dụng phương pháp KRE cũng được cải thiện đáng kể so với hai phương pháp còn lại. Hệ số tương quan CC khi sử dụng phương pháp hiệu chỉnh KRE cho giá trị tương đối cao. Hệ số tương quan đạt giá trị cao nhất là 0,99 khi sử dụng phương pháp KRE, trong khi đó, giá trị này cao nhất khi sử dụng phương pháp K_{dp} là 0,85 và khi sử dụng mối quan hệ $R(Z)$ là 0,83. Sai số ME cho giá trị âm trong hầu hết các khung giờ tính toán đối với cả ba phương pháp cho thấy ước tính định lượng mưa cho thiên thấp hơn so với quan trắc thực tế.



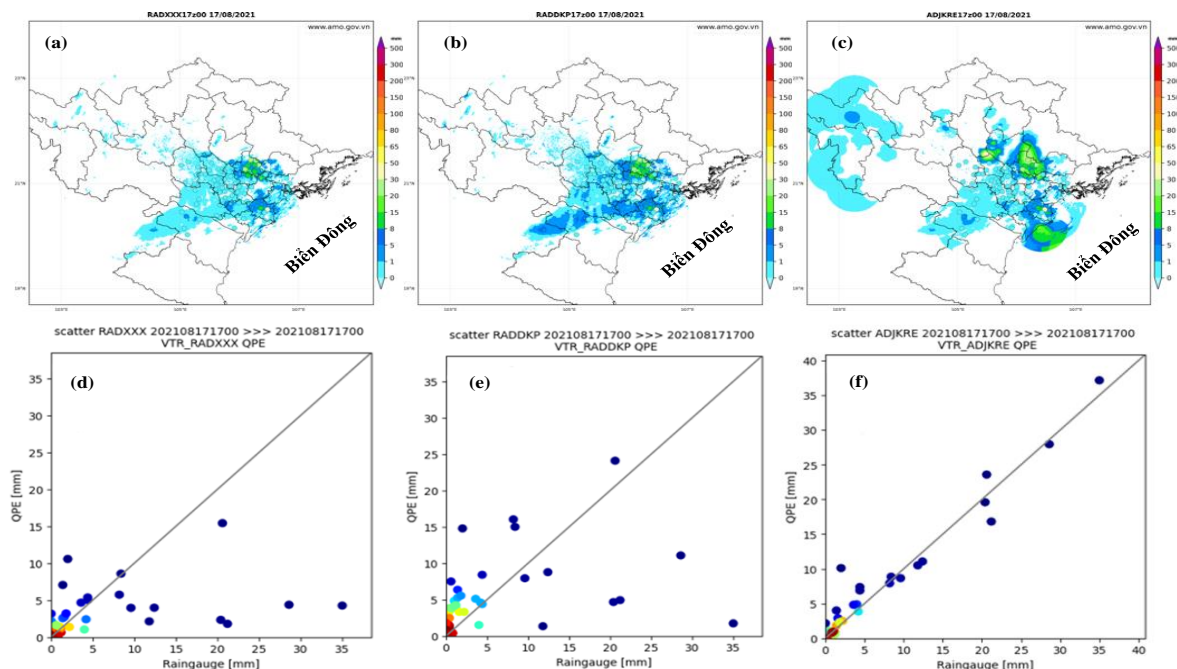
Hình 12. Tương tự như Hình 11 cho trường hợp lúc 01:00UTC ngày 05 tháng 5 năm 2021.

Tương tự Hình 11, Hình 12 là hình mô tả hình ảnh không gian và biểu đồ scatter vào lúc 01:00UTC ngày 05 tháng 5 năm 2021. Trong đó, Hình 12a-12c lần lượt là hình ảnh mô phỏng không gian ước tính định lượng mưa từ các phương pháp Marshall-Palmer, K_{dp} , KRE và mưa bề mặt (chấm tròn), Hình 12d-12f là các biểu đồ scatter giữa ước tính mưa radar và mưa bề mặt tương ứng với các hình từ 12a đến 12c. Các chấm tròn ở Hình 12a-12c là lượng mưa quan trắc tại trạm, màu sắc của chấm tròn được thể hiện tương ứng với giá trị lượng mưa ở thang đo. Nhận thấy, đối với phương pháp Marshall-Palmer (Hình 12d), K_{dp} (Hình 12e), kết quả đánh giá ước tính định lượng mưa vẫn cho các điểm nằm tập trung xung quanh đường chéo lý tưởng với lượng mưa nhỏ dưới 20mm và phân tán đối với lượng mưa trên 20mm; đặc biệt là có xu thế lệch xuống ở phương pháp Marshall-Palmer (Hình 12d). Tuy nhiên, khi sử dụng phương pháp hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện (Hình 12f), các giá trị này tập trung quanh đường chéo. Giá trị các sai số ME, MAE và RMSE khi sử dụng phương pháp KRE tại các thời điểm này rất nhỏ và hệ số tương quan thì gần như bằng 1.

Bảng 6. Tương tự như Bảng 4 cho trường hợp từ 15:00UTC đến 19:00UTC ngày 17 tháng 08 năm 2021.

Phương pháp Thời gian (UTC)	R(Z)				R(K _{dp})				R(KRE)			
	ME	MAE	RMSE	CC	ME	MAE	RMSE	CC	ME	MAE	RMSE	CC
15	-0,28	0,3	1,83	0,55	-0,31	0,42	1,82	0,71	0,03	0,15	0,76	0,94
16	0,57	0,62	3,01	0,71	-0,44	0,54	2,28	0,84	-0,01	0,14	0,78	0,97
17	-1,54	1,71	4,7	0,72	-1,27	1,66	4,53	0,6	0,01	0,29	0,84	0,99
18	-1,78	2,1	6,05	0,83	-1,02	2,43	6,71	0,57	0,03	0,53	1,2	0,99
19	-1,05	1,87	5,36	0,54	0,28	2,53	5,37	0,51	0,21	0,49	1,23	0,98

Bảng 6 là kết quả các chỉ số sai số ME, MAE, RMSE và R được tính toán cho 3 phương pháp ước tính định lượng mưa tích lũy từng giờ lần lượt tương ứng với các phương pháp tính toán QPE dựa trên mối quan hệ Marshall-Palmer ($R(Z)$: $Z = 200R^{1.6}$), phương pháp sử dụng độ lệch pha riêng ($R(K_{dp})$) và phương pháp hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện ($R(KRE)$) từ lúc 15:00UTC đến 19:00UTC ngày 17/08/2021. Sai số ME mang giá trị âm trong hầu hết các obs khi sử dụng phương pháp Marshall-Palmer và độ lệch pha riêng K_{dp} cho thấy ước tính định lượng mưa cho kết quả thấp hơn so với quan trắc thực tế. Ngược lại, sai số ME mang giá trị dương trong hầu hết các thời điểm quan trắc khi sử dụng phương pháp hiệu chỉnh KRE cho thấy mưa ước lượng cho thiên cao hơn so với thực tế. Sai số ME đạt giá trị nhỏ nhất khi sử dụng phương pháp KRE. Khi xem xét các giá trị sai số MAE và sai số RMSE cũng cho các kết quả tương tự. Đồng thời, hệ số tương quan CC khi sử dụng phương pháp KRE cũng được cải thiện đáng kể so với hai phương pháp còn lại. Hệ số tương quan CC khi sử dụng phương pháp hiệu chỉnh KRE cho giá trị tương đối cao, nằm trong khoảng từ 0,94 đến 0,99. Hệ số tương quan đạt giá trị cao nhất là 0,99 vào lúc 17:00UTC và 18:00UTC khi sử dụng phương pháp KRE, trong khi đó, giá trị R cao nhất lần lượt là 0,83 và 0,84 khi dùng phương pháp Marshall-Palmer và K_{dp} .



Hình 13. Tương tự như Hình 12 cho trường hợp lúc 17:00UTC ngày 17 tháng 08 năm 2021.

Hình 13 mô tả hình ảnh không gian và biểu đồ scatter vào lúc 17:00UTC ngày 17 tháng 8 năm 2021. Trong đó, Hình 13a-13c lần lượt là hình ảnh mô phỏng không gian ước tính định lượng mưa từ các phương pháp Marshall-Palmer, K_{dp} , KRE và mưa bề mặt (chấm tròn), Hình 13d-13f là các biểu đồ scatter giữa ước tính mưa radar và mưa bề mặt tương ứng với các hình

từ 13a đến 13c. Dựa vào biểu đồ scatter, nhận thấy khi sử dụng phương pháp hiệu chỉnh KRE (Hình 13f), các điểm nằm bám sát vào đường chéo cho thấy khả năng ước lượng mưa từ phương pháp này là rất tốt và tốt nhất trong 3 phương pháp nghiên cứu. Tuy nhiên, đối với 2 phương pháp còn lại (Hình 13d, 13e), các điểm có xu hướng phân tán sang hai bên (trục QPE đối với lượng mưa $R(K_{dp})$; trục mưa bề mặt đối với lượng mưa $R(Z)$), đặc biệt là đối với lượng mưa trên 10mm, cho thấy khả năng ước lượng mưa từ radar kém hơn hẳn so với phương pháp $R(KRE)$, lượng mưa $R(Z)$ và $R(K_{dp})$ đều có xu hướng thiên thấp so với quan trắc (Hình 13d, 13f).

Như vậy, qua 3 trường hợp thử nghiệm, nhận thấy việc sử dụng phương pháp KRE giúp cải thiện ước tính định lượng mưa từ radar hơn hẳn hai phương pháp Marshall-Palmer và độ lệch pha riêng K_{dp} cho khu vực Hà Nội. Điều này ngụ ý rằng việc hiệu chỉnh sự sai lệch giữa lượng mưa ước lượng từ radar và lượng mưa quan trắc giúp cải thiện việc tính toán QPE hơn là việc sử dụng các tham số phân cực kép khi chưa đánh giá mô phỏng phân bố kích thước hạt mưa từ máy đo kích thước hạt với các tham số này. Phương pháp KRE cho ước tính QPE khá chính xác cả về diện mưa và lượng mưa. Các sai số ME, MAE, RMSE đều cho giá trị tương đối nhỏ và hệ số tương quan CC tương đối cao khi sử dụng phương pháp KRE (trong khoảng từ 0,88 đến 0,99). Hơn nữa, có một điểm đặc biệt là phương pháp tính toán QPE sử dụng độ lệch pha riêng K_{dp} được kỳ vọng là một phương pháp tốt để ước tính định lượng mưa từ radar, tuy nhiên trong một số thời điểm, việc ước tính QPE từ phương pháp này lại cho kết quả thấp hơn cả khi chỉ sử dụng phương pháp ước tính QPE thông thường do việc xây dựng mối quan hệ giữa cường độ mưa và K_{dp} trong nghiên cứu này chưa mô phỏng, đánh giá xem xét được phân bố kích thước hạt tại khu vực nghiên cứu và các tham số phân cực kép của radar như K_{dp} , Z_{dr} ,... mà chỉ dừng lại việc xây dựng mối quan hệ thực nghiệm toán học thuần túy mà không tính đến ảnh hưởng của số lượng hạt, kích thước hạt đến phân bố mưa. Sai số ME, MAE và RMSE của phương pháp $R(K_{dp})$ cao hơn, đồng thời hệ số tương quan CC cũng thấp hơn khi sử dụng công thức Marshall-Palmer (coi tất cả mây gây mưa là mây tầng). Mặc dù $R(K_{dp})$ tương đối không nhạy cảm đối với sự biến thiên của DSD so với các công cụ ước lượng mưa như Z , Z_{dr} và các ước tính liên quan, tuy nhiên sự khác biệt nhỏ vẫn tồn tại đối với các DSD khác nhau và đặc biệt là đối với các hình dạng hạt mưa khác nhau. Vì vậy, ngay cả khi đã điều chỉnh cả hệ số a và b khác nhau đối với từng đặc điểm thời tiết khác nhau (thể hiện qua các trường hợp thử nghiệm bởi các hình thể gây mưa lớn khác nhau) thì phương pháp $R(K_{dp})$ vẫn chưa thể áp dụng tại Việt Nam nói chung và khu vực Hà Nội nói riêng khi xảy ra mưa lớn khi chưa có thiết bị quan trắc phân loại kích thước hạt.

4. Kết luận

Nghiên cứu này đã sử dụng tham số độ lệch pha riêng K_{dp} của radar phân cực kép và phương pháp hiệu chỉnh hợp nhất có điều kiện KRE để cải thiện ước tính định lượng mưa cho khu vực Hà Nội. Nhìn chung, kết quả chỉ ra rằng phương pháp hiệu chỉnh KRE đã mô phỏng và nắm bắt tương đối tốt các trường hợp thử nghiệm. Phương pháp này cho kết quả tốt hơn hẳn khi sử dụng công thức ước tính định lượng mưa từ K_{dp} khi không có thiết bị phân loại hạt.

Bên cạnh đó, nghiên cứu này cũng tiến hành đánh giá công thức thực nghiệm ước tính định lượng mưa từ độ lệch pha riêng $R(K_{dp})$ và phương pháp hiệu chỉnh KRE với công thức ước tính định lượng mưa dựa vào mối quan hệ Marshall-Palmer. Kết quả phương pháp KRE cho hiệu suất ước tính định lượng mưa tốt hơn, với giá trị sai số RMSE, MAE nhỏ hơn và hệ số tương quan CC lớn hơn so với công thức thực nghiệm ước tính định lượng mưa $R(K_{dp})$ và công thức Marshall-Palmer.

Ngoài ra, kết quả của nghiên cứu cũng thể hiện được rằng việc sử dụng công thức thực nghiệm ước tính định lượng mưa $R(K_{dp})$ khi không có thiết bị phân loại hạt là khó có thể áp dụng vào thực tế nghiệp vụ, kể cả khi đã điều chỉnh cả hệ số a và b khác nhau đối với từng đặc điểm thời tiết khác nhau.

Đóng góp của tác giả: Xây dựng ý tưởng nghiên cứu: B.T.K.H., N.V.T., N.T.H.A.; Lựa chọn phương pháp nghiên cứu: B.T.K.H.; Đ.T.A.H., N.T.H.A.; Xử lý số liệu: N.V.H., H.T.T.T.; Phân tích mẫu: B.T.K.H., Đ.T.A.H., H.T.T.T.; Lấy mẫu: Đ.T.A.H., H.T.T.T.; Viết bản thảo bài báo: B.T.K.H., Đ.T.A.H., H.T.T.T.; Chỉnh sửa bài báo: B.T.K.H., Đ.T.A.H., N.T.H.A.

Lời cảm ơn: Tập thể tác giả trân trọng cảm ơn sự hỗ trợ của đề tài nghiên cứu khoa học cấp quốc gia “Nghiên cứu ứng dụng dòng quang để ước lượng và dự báo định lượng mưa cho toàn lãnh thổ Việt Nam trên cơ sở số liệu vệ tinh Himawari và Radar thời tiết”, mã số ĐTDL.CN-58/21. Tập thể tác giả xin được gửi lời cảm ơn sâu sắc đến chuyên gia Chiho Kimpara của Hiệp hội Khí tượng Nhật Bản đã hỗ trợ chúng tôi trong việc nghiên cứu, xây dựng phương pháp ước tính lượng mưa radar sử dụng hệ số độ lệch pha riêng.

Lời cam đoan: Tập thể tác giả cam đoan bài báo này là công trình nghiên cứu của tập thể tác giả, chưa được công bố ở đâu, không được sao chép từ những nghiên cứu trước đây; không có sự tranh chấp lợi ích trong nhóm tác giả.

Tài liệu tham khảo

1. Jack, L.M.; Andrew D.B. A review of gauge-radar merging methods for quantitative precipitation estimation in hydrology. *Can. Water Resour. J.* **2015**, 1–2, 186–203.
2. Bringi, V.N.; Chandrasekar, V. Polarimetric doppler weather radar: Principles and applications. Cambridge University Press, 2001, pp. 635.
3. Cifelli, R.; Chandrasekar, V.; Lim, S.; Kennedy, P.C.; Wang, Y.; Rutledge, S.A. A new dual-polarization radar rainfall algorithm: application in Colorado precipitation events. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **2011**, 28(3), 352–364.
4. Seliga, T.A.; Bringi, V.N. Differential reflectivity and differential phase shift: Applications in radar meteorology. *Radio Sci.* **1978**, 13, 271–275.
5. Sachidananda, M.; Zrnić, D.S. Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation. *Radio Sci.* **1986**, 21, 235–247.
6. Zrnić, D.S.; Ryzhkov, A.V. Advantages of rain measurements using specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **1996**, 13, 454–464.
7. Ryzhkov, A.V.; Giangrande, S.; Schuur, T.J. Rainfall estimation with a polarimetric prototype of WSR-88D. *J. Appl. Meteor.* **2005**, 44, 502–515.
8. May, P.T.; Keenan, T.D.; Zrnić, D.S.; Carey, L.D.; Rutledge, S.A. Polarimetric radar measurements of tropical rain at a 5cm wavelength. *J. Appl. Meteor.* **1999**, 38, 750–765.
9. Keenan, T.D.; Carey, L.D.; Zrnić, D.S.; May, P.T. Sensitivity of 5cm wavelength polarimetric radar variables to rain drop axial ratio and drop size distribution. *J. Appl. Meteor.* **2001**, 40, 526–545.
10. Bringi, V.N.; Thurai, M.; Nakagawa, K.; Huang, G.J.; Kobayashi, T.; Adachi, A.; Hanado, H.; Sekizawa, S. Rainfall estimation from C-band polarimetric radar in Okinawa, Japan: Comparisons with 2D-video disdrometer and 400 MHz wind profiler. *J. Meteor. Soc. Japan.* **2006**, 84, 705–724.
11. Bringi, V.N.; Rico-Ramirez, M.A.; Thurai, M. Rainfall estimation with an operational polarimetric C-band radar in the United Kingdom: Comparison with a gauge network and error analysis. *J. Hydrometeorol.* **2011**, 12, 935–954.
12. Gu, J.Y.; Ryzhkov, A.V.; Zhang, P.; Neill, P.; Knight, M.; Wolf, B.; Lee, D.I. Polarimetric attenuation correction in heavy rain at C band. *J. Appl. Meteor. Climatol.* **2011**, 50, 39–58.
13. Ryzhkov, A.; Zhang, P.; Krause, J. Simultaneous measurements of heavy rain using S-band and C-band polarimetric radars. *Am. Meteor. Soc.* **2011**, 17, 1–9.

14. Wang, Y.; Zhang, J.; Ryzhkov, A.V.; Tang, L. C-band polarimetric radar QPE based on specific differential propagation phase for extreme typhoon rainfall. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **2013**, *30*, 1354–1370.
15. Zrnić, D.S.; Keenan, T.D.; Carey, L.D.; May, P. Sensitivity analysis of polarimetric variables at a 5-cm wavelength in rain. *J. Appl. Meteor.* **2000**, *39*, 1514–1526.
16. Thompson, E.J.; Rutledge, S.A.; Dolan, B.; Thurai, M.; Chandrasekar, V. Dual-polarization radar rainfall estimation over tropical oceans. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2018**, *57*(3), 755–775.
17. Điền, N.H. Công thức thực nghiệm tính toán cường độ mưa từ độ phản hồi vô tuyến quan trắc bởi Ra đa cho khu vực Trung Trung Bộ. *Tạp chí khoa học: Khoa học Tự nhiên và Công nghệ* **2010**, *26*(3S), 317–321.
18. Điền, N.H. Công thức thực nghiệm tính toán cường độ mưa từ độ phản hồi radar cho khu vực Bắc Trung Bộ và Nam Đồng Bằng Bắc Bộ. *Tạp chí Khoa học ĐHQGHN: Khoa học Tự nhiên và Công nghệ* **2013**, *29*(1S), 51–55.
19. Thanh, C.; Quý, N.N.; Khiêm, M.V. Đánh giá ước lượng mưa từ độ phản hồi radar Nhà Bè. *Tạp chí Khoa học ĐHQGHN: Các Khoa học Trái đất và Môi trường* **2018**, *34*(1S), 10–17.
20. Quân, N.K.; Ngà, P.T.T. Phân loại đặc điểm mưa và ước tính mưa bằng quan trắc Ra đa phân cực cho khu vực Tây Bắc. *Tạp chí Khí tượng Thủy văn* **2023**, *749*, 71–84.
21. Ehret, U. Rainfall and flood nowcasting in small catchments using weather radar. Andras Bardossy, University of Stuttgart, Germany, 2002.
22. Yoon, S.S.; Bae, D.H. Optimal rainfall estimation by considering elevation in the Han River Basin. *South Korea* **2012**, *52*, 802–818.
23. Kraemer, S.; Verworn, H.R. Improved C-band radar data processing for real time control of urban drainage systems. *Water Sci. Technol.* **2009**, *60*(1), 84–175.
24. Tonouchi, M.; Hoa, B.T.K.; Hung, N.V.; Cuong, N.M. Quality check of rain gauge data for quantitative precipitation estimate. *J. Hydro-Meteorol.* **2023**, *15*, 21–27.

Research for evaluating the effectiveness of based-radar rainfall estimation methods

Bui Thi Khanh Hoa^{1*}, Do Thi Anh Huyen¹, Nguyen Viet Hung¹, Hoang Thi Thanh Thuat¹, Nguyen Thi Hoang Anh¹, Nguyen Vinh Thu¹

¹ National Centre for Hydro-Meteorological Network; khanghoa303@gmail.com; anhuyen1998.n@gmail.com; nguyenviethungb115@gmail.com; hoangthithanhthuat99@gmail.com; hoanganhck@gmail.com; vinhthu73@gmail.com

Abstract: This study provides a method to make the relationship between rain rate and the specific differential phase (K_{dp}) parameter of the dual-polarization weather radar system without disdrometers. It compares the effectiveness of quantitative precipitation estimation (QPE) using K_{dp} , KRE, and Marshall-Palmer methods for some heavy rainfall cases in Hanoi area. The results show that the empirical formula $R(K_{dp}) = 31.9K_{dp}^{0.81}$ is given to apply specifically to Hanoi area without disdrometers, and using an empirical formula to estimate the amount of rain $R(K_{dp})$ established is less effective in heavy rainfall cases even when adjusting coefficient and coefficient b for each weather characteristic. The KRE method simulates and captures the heavy rainfall cases study relatively well and gives the best results among three QPE methods in this study.

Keywords: QPE; Specific differential phase; K_{dp} , Dual-Pol Radar; KRE.