

CÁC PHƯƠNG PHÁP ĐO MƯA BẰNG RAĐA KHÍ TƯỢNG

KS TRẦN DUY SƠN
Đài KTTV Nghệ Tĩnh

Mục đích lâu dài của việc khai thác và sử dụng radar khí tượng là đo mưa trên một vùng lãnh thổ rộng, bảo đảm đo nhanh và đo chính xác, đặc biệt là ở những nơi không có điều kiện đặt vũ lượng kế. Nhiều công trình nghiên cứu đã cố gắng đưa ra những phương pháp đo mưa nhằm đáp ứng cho yêu cầu dự báo khí tượng thủy văn. Song cho đến nay việc sử dụng radar để đo mưa còn gặp nhiều khó khăn. Các phương pháp đo mưa hiện có chưa đáp ứng được độ chính xác. Trong những năm gần đây kỹ thuật vô tuyến đã cho phép đưa vào sử dụng loại radar phân cực và radar Doppler. Song hệ thống radar này phức tạp và đắt tiền, không phải nước nào cũng đủ điều kiện để triển khai được. Khắc phục nhược điểm của những loại radar thông dụng, tìm ra những phương pháp đo đặc mới, nâng cao độ chính xác số liệu đo mưa vẫn là hướng cơ bản trong một tương lai lâu dài của bộ môn khí tượng radar.

Có nhiều phương pháp đo mưa song có thể tóm tắt bốn phương pháp cơ bản, thông dụng nhất sử dụng với các loại radar khí tượng bình thường.

1. Phương pháp đo độ suy giảm và độ phản hồi vô tuyến.
2. Phương pháp đo độ suy giảm
3. Phương pháp đo độ phản hồi vô tuyến (sử dụng hệ thức Marsal – Palmer)
4. Phương pháp kết hợp số liệu radar và số liệu vũ lượng kế. Sau đây sẽ lần lượt xét các phương pháp đó.

1. Phương pháp đo độ suy giảm và độ phản hồi vô tuyến.

Theo (1) cường độ mưa tính bằng mm/giờ được tính theo công thức

$$I = CK_{\lambda_i}^{\alpha_1} \eta_{\lambda_j}^{\alpha_2} \quad (1)$$

trong đó: I – cường độ mưa tính bằng mm/h; K_{λ_i} – độ suy giảm đo được của kênh sóng λ_i trong vùng mưa; η_{λ_j} – độ phản hồi vô tuyến của kênh sóng λ_j . Các hệ số C , α_1 , α_2 phụ thuộc vào độ dài bước sóng sử dụng.

Bảng 1 Giá trị các hệ số C , α_1 , α_2 đối với các bước sóng (theo [1]).

Độ dài bước sóng (cm)	C	α_1	α_2
0,86 và 10,0	$3,7 \cdot 10^{-2}$	1,2	-0,2
3,2 và 10,0	$5,0 \cdot 10^{-7}$	1,9	-0,9
0,86 và 3,2	$6,0 \cdot 10^{-1}$	1,1	-1,1

Khi tính cường độ mưa theo công thức (1) người ta sử dụng thiết bị radar hai kênh sóng. Khó khăn nhất của phương pháp này là khả năng phát hiện vùng mưa của kênh sóng milimet rất hạn chế. Nếu sử dụng $\lambda_1 = 0,86\text{cm}$ cùng với $\lambda_2 = 10\text{cm}$ thì sai số tương đối $\left(\frac{\Delta I}{I}\right)$ đạt đến 40 — 60%. Radar với bước

sóng đó cho phép thăm dò được vùng mưa không rộng vì năng lượng bức xạ của dải sóng λ_1 bị suy giảm nhiều. Các radar có bước sóng này với thể năng có thể cho phép đo độ suy giảm trong mưa có cường độ đến 15 — 20mm/h và độ rộng trung bình. Trong trường hợp cường độ mưa lớn hơn, vùng mưa rộng và đặc biệt khi có dải mưa mạnh chắn ngang hướng truyền sóng thì các radar với cặp bước sóng nói trên không sử dụng được. Vì vậy, việc chọn bước sóng thích hợp, đảm bảo đo mưa chính xác là điều quan trọng.

2. Phương pháp đo độ suy giảm.

Phương pháp này dựa trên mối quan hệ

$$K = aI^\alpha \quad (2)$$

Trong đó: K — hệ số suy giảm, a và α — các hệ số phụ thuộc vào độ dài bước sóng sử dụng và cấu trúc vi mô của hạt mưa. Dạng công thức (2) giống với công thức Marsal — Palmer (sẽ nói ở phần sau) song ưu điểm của phương pháp này là các hệ số a , α không dao động mạnh như các hệ số trong công thức Marsal — Palmer. Phân tích sự dao động của a và α , Đa đali /2/, Atlas và Wesler /3/ đã kết luận rằng phương pháp đo mưa theo độ suy giảm này có độ chính xác rất lớn. Sai số tương đối $\left(\frac{\Delta I}{I}\right)$ là 15% (trường hợp

phổ hạt mưa được biết trước và $\lambda_1 = 0,86\text{cm}$). Các tác giả này cũng cho biết α thay đổi không nhiều khi các tham số của hàm phân bố hạt mưa theo kích thước thay đổi, ngược lại a thay đổi nhiều và phụ thuộc vào mật độ hạt mưa.

3. Phương pháp đo độ phản hồi vô tuyến (sử dụng hệ thức Marsal — Palmer).

Theo phương pháp này cường độ mưa và độ phản hồi đo được liên hệ với nhau bằng hệ thức

$$Z = AI^b \quad (3)$$

trong đó: Z — độ phản hồi vô tuyến tính bằng mm^6/m^3 , I — cường độ mưa tính bằng mm/h . A và b — những hệ số thực nghiệm,

Công thức còn gọi là công thức Marsal — Palmer, xuất hiện lần đầu tiên vào năm 1948. Đây là phương pháp cổ điển nhất trong các phương pháp đo mưa bằng radar và cũng là phương pháp đang được bàn cãi nhiều vì càng ngày người ta càng phát hiện ra nhiều nhược điểm của mối quan hệ $Z-I$ (3). Một số ý kiến cho rằng phương pháp này chỉ đáng dùng để lấy số liệu tham khảo, không có ý nghĩa trong thực tế, nhất là trong dự báo khí tượng thủy văn. Lý do của những hạn chế đó là mối quan hệ giữa độ phản hồi Z đo được trong mưa và cường độ mưa I không chặt chẽ. Quan hệ hàm số trong công thức (3) phát hiện được trên cơ sở lý thuyết về phân bố hạt theo kích thước hoặc dựa trên quan trắc thực nghiệm không phản ánh cụ thể và chứa đựng nhiều sai số. Có thể liệt kê các nguồn sai số như sau:

a) Khối mưa mà radar đo độ phản hồi không hoàn toàn là khối mưa sẽ rơi xuống mặt đất ngay lúc đó do hiệu ứng của gió thổi ngang.

b) Không tính đến hiệu ứng bay hơi trong lớp khí quyển từ khối mưa mà radar quan trắc được đến mặt đất.

c) Thi sai của bộ chỉ thị làm cho vị trí của khối mưa do radar quan trắc được và vị trí điểm đo ở mặt đất không phù hợp.

d) Chuyển động thăng trong khí quyển cũng gây ra sai số, trong quan hệ Z-I (do sự thay đổi dòng thăng dẫn đến sự thay đổi kích thước hạt trong điều kiện bất ổn định theo chiều thẳng đứng).

Ngoài ra, những sai số nhỏ trong việc kiểm chuẩn radar và sự suy giảm năng lượng sóng vô tuyến trong vùng mưa cũng dẫn đến sai số trong quan hệ Z-I.

Trong những nguyên nhân kể trên thì nguyên nhân thứ hai có thể khắc phục được nhờ cách thay đổi ngưỡng phản hồi trong thiết bị thu của radar. Ngưỡng phản hồi phải đặt ở mức tối thiểu để loại bỏ các hạt mưa có khả năng bay hơi hoàn toàn trên quãng đường rơi xuống mặt đất. Những radar khi tương ứng sóng $\lambda \leq 3,2\text{cm}$ khi quan trắc các cơn mưa có cường độ lớn sẽ làm cho kết quả đo mưa mất ý nghĩa. Những nguyên nhân gây nên các sai số đó được phản ánh trong sự giao động mạnh của các hệ số A, b. Theo [4] [6] giá trị A thay đổi từ 16 đến 1200 và b từ 1 đến 2,87, Stout và Miuler [1] đã phân tích sự dao động của A, b và tính giá trị của chúng cho những điều kiện địa lý khác nhau: Miami, Aliaski, Phlorida, Illinois, đảo Marsal và Ấnôxêxia. Kết quả tính toán cho thấy rằng quan hệ Z-I thay đổi mạnh đối với những vùng địa lý khác nhau: Ví dụ cùng một độ phản hồi $Z = 1,1.104\text{mm}^6/\text{m}^3$, cường độ mưa ở đảo Marsal gấp 2,5 lần cường độ mưa ở Aliaski.

Những công trình nghiên cứu tiếp theo đã đi theo hướng phân chia các hệ số A, b theo hình thể synốp, theo độ bất ổn định nhiệt động lực và theo loại mưa. Song việc xem xét hình thể synốp và điều kiện bất ổn định nhiệt động lực chưa chắc chắn đã đạt được kết quả mong muốn. Phân chia theo loại mưa thì ít nhiều nâng cao được độ chính xác song đối với cùng một loại mưa thì phạm vi dao động của A và b vẫn còn rất rộng.

V.M. Mu-trô-nhie [5] đã lưu ý đến mối liên quan giữa các hệ số A, b với một số đại lượng như độ cao tầng nhiệt độ 0°C và độ hụt bão hòa Δf ở mặt đất. Ông đã toán đồ hóa mối liên hệ đó và sử dụng chúng trong đó đặc. Gần đây Robert và Kataneo đã trở lại vấn đề này có tính thêm độ hụt bão hòa ở mức 500m cách mặt đất và tần số giông n trong khu vực. Họ đã đưa ra công thức A và b. Cụ thể:

$$A = 1,372n - 4,702\Delta f + 571 \quad (4)$$

$$b = 0,00444\Delta f + 1,776 \quad (5)$$

Cho đến nay vẫn chưa thấy có kết quả kiểm nghiệm độ chính xác và khả năng sử dụng các công thức (4) và (5). Có thể các công thức này sẽ cho kết quả về tổng lượng mưa 10 ngày và một tháng.

Một số tác giả đã tìm kiếm sự phân chia hệ số A và b theo độ cao đỉnh phản hồi và loại phản hồi vô tuyến kết hợp với hình thể synốp. Song chưa

thấy có thông báo về ưu điểm của quan điểm này. Tác giả bài này đề xuất dùng độ cao của vùng phản hồi cực đại trong mưa kết hợp với độ ẩm mặt đất để phân chia các hệ số A, b.

Tóm lại, đo mưa bằng phương pháp này không cho kết quả chính xác sai số cực đại $\left(\frac{\Delta I}{I}\right)$ đạt đến 140% [8]. Số liệu mưa đo bằng phương pháp này chỉ dùng để tham khảo, không sử dụng được trong các mô hình tính.

4. Kết hợp sử dụng hệ thức Marsal-Palmer và số lượng của hệ thống vũ lượng kế

Đây là phương pháp mà theo Wilson [7] có nhiều hứa hẹn trong tương lai. Không nên nghĩ rằng radar khi tương tác sẽ thay thế được hệ thống vũ lượng kế trong nhiệm vụ đo mưa. Vì vậy, phải nghĩ cách sử dụng kết hợp hai nguồn số liệu nhằm khai thác triệt để ưu điểm của từng loại. Vũ lượng kế đo chính xác lượng mưa ở một điểm. Muốn có số liệu mưa chính xác trên một vùng rộng phải bố trí một mạng lưới vũ lượng kế với mật độ càng dày càng tốt. Theo Huff [7] sai số đo lượng mưa trung bình trên một vùng lãnh thổ là 5% nếu sử dụng mạng lưới dày một vũ lượng kế/50km² và cường độ mưa >10mm/h, 10% nếu sử dụng mạng lưới một vũ lượng kế/150km² và cường độ mưa >4mm/h. Song việc bố trí một mạng lưới vũ lượng kế đủ dày như vậy đòi hỏi chi phí lớn về tài chính và nhân lực. Ở những vùng rừng núi hiểm trở hay vùng hồ rộng, vùng biển thì khó có thể thiết lập được mạng lưới vũ lượng kế với mật độ như thế.

Radar có ưu điểm đo được mưa trên khu vực rộng, đo nhanh và cung cấp số liệu mưa kịp thời. Quan sát màn ảnh radar có thể biết chính xác những vùng đang có mưa. Cường độ phản hồi thu được trên màn chỉ thị cho chúng ta những khái niệm định tính về sự phân bố cường độ mưa trong khu vực. Tuy vậy, độ chính xác của số liệu mưa do radar cung cấp lại bị hạn chế. Phương pháp kết hợp cả hai cách đo mưa đang được triển khai và đã có những kết quả đáng mừng.

Brandes [7] đã phát triển lý thuyết về kết hợp sử dụng vũ lượng kế và radar trong nhiệm vụ đo mưa trên cơ sở các kết luận đã có trước đó. Phương pháp của ông hướng vào việc khai thác triệt để ưu điểm đo mưa tại điểm của vũ lượng kế và khả năng quét diện của đo mưa bằng radar. Những bước chủ yếu của phương pháp Brandes là:

a) Lấy số liệu mưa của hệ thống vũ lượng kế trong khu vực radar hoạt động và số liệu đo mưa của radar ở những điểm đặt vũ lượng kế. Số liệu mưa của radar được tính theo công thức Marsal-Palmer với các hệ số $A = 200, b = 1,6$.

b) Tính tỷ số h giữa lượng mưa đo bằng vũ lượng kế và lượng mưa đo ở những điểm đặt vũ lượng kế

$$h = \frac{G}{R} \quad (6)$$

trong đó: G — lượng mưa đo bằng vũ lượng kế, R — lượng mưa đo bằng radar.

c) Tính tỷ số h cho các điểm nút của lưới tọa độ trên cơ sở nội suy các giá trị h đã tính ở bước (2) hoặc sử dụng sơ đồ phân tích khách quan.

d) Dùng tỷ số h và lượng mưa R của radar đo được ở các điểm nút của lưới tọa độ tính lượng mưa G' đã hiệu chỉnh (lượng mưa G' là lượng mưa của vũ lượng kế nội suy ra được nhờ tỷ số h và lượng mưa radar đo được).

e) Sử dụng lượng mưa G và G' sẽ xây dựng được trường mưa cuối cùng

Cũng có thể sử dụng một tỷ số h trung bình của khu vực. Song theo chính Brandes, không được dùng một tỷ số h ở một điểm để tính G' cho toàn trường mưa vì số liệu quan trắc ở một vũ lượng kế không phù hợp với trường mưa của cả khu vực.

Sau khi đã kiểm nghiệm phương pháp của mình ở các vùng khí hậu khác nhau và với mật độ vũ lượng kế khác nhau, Brandes đã đi đến kết luận sau:

a) Đối với lượng mưa trung bình, số liệu mưa đo bằng phương pháp kết hợp không chính xác hơn số liệu mưa đo bằng hệ thống vũ lượng kế với mật độ dày hơn hoặc bằng một vũ lượng kế/100km². Ở những vùng có khí hậu khô và nơi có mật độ vũ lượng kế thưa hơn thì sự kết hợp đó cho kết quả tốt. Vấn đề đặt ra là: đối với các khu vực khác nhau phải tính được mật độ vũ lượng kế mà với mật độ đó radar có thể nâng cao độ chính xác đo mưa khi kết hợp hai loại dụng cụ.

b) Đề phục vụ cho công tác tính toán thủy văn và phòng chống bão lụt ở những vùng rừng núi hiểm trở, ít vũ lượng kế thì có thể sử dụng tỷ số h trung bình của khu vực.

Kết luận vấn đề này, tác giả nêu một số đề xuất về sử dụng radar khí tượng để đo mưa ở nước ta như sau:

1. Không nên sử dụng quan hệ $Z-I$ đơn thuần để đo mưa theo hệ thức Marsal-Palmer khi chưa tìm được các hệ số A và b thích hợp. Đối với những trận mưa lớn, có cường độ mạnh và thay đổi nhiều theo không gian thì quan hệ trên mất ý nghĩa.

2. Ở những vùng có mật độ vũ lượng kế thưa hơn hoặc bằng một vũ lượng kế/100km² nên sử dụng hai nguồn số liệu đo mưa để thiết lập trường mưa.

3. Có thể ước tính lượng mưa trong bão bằng cách kết hợp sử dụng số liệu đo mưa của radar và của các vũ lượng kế đặt ở các đảo và các trạm khí tượng ven bờ.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Iu.A.Đadali, M.T.Abraev. Sự đo đặc bằng radar các trận mưa và tuyết rơi cường độ lớn. Tập công trình VGI; NXB KTTV, Leningát, 1972.

2. Iu.A.Đadali, A.A. Manbakhova. Về đặc tính khuếch tán và suy giảm sóng vô tuyến trong mưa. Tập công trình VGI, 1969.

3. Wexler, Atlao. Radar reflectivity and attenuation of rain. I.APPL. Met.2, 1963

4. Borovikov A.M. và các người khác. Sự đo đặc lượng mưa bằng radar. NXB KTTV, 1967,

5. Fujiwara M. Raindrop - size distribution from individual storms. *J. Atmosph. Sci.*, V22, N°5, 1966.

6. V.M. Muchnhec. Về độ chính xác đo đặc cường độ mưa bằng phương pháp radar. *Khí tượng và thủy văn học*. N°2, 1961.

7. Peter H. et.al. Measurement of convective mean rainfall over small areas using high - density rain-gauges and radar. *Võ* 18, N°10, 1979.

8. LM. Volunhec. Đánh giá độ chính xác đo đặc lượng mưa bằng radar và tính toán sự suy giảm trong chúng. Tập công trình của Hội nghị toàn liên bang lần thứ 4 về khí tượng radar. NXB KTTV, 1988.