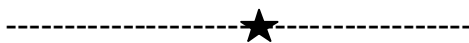


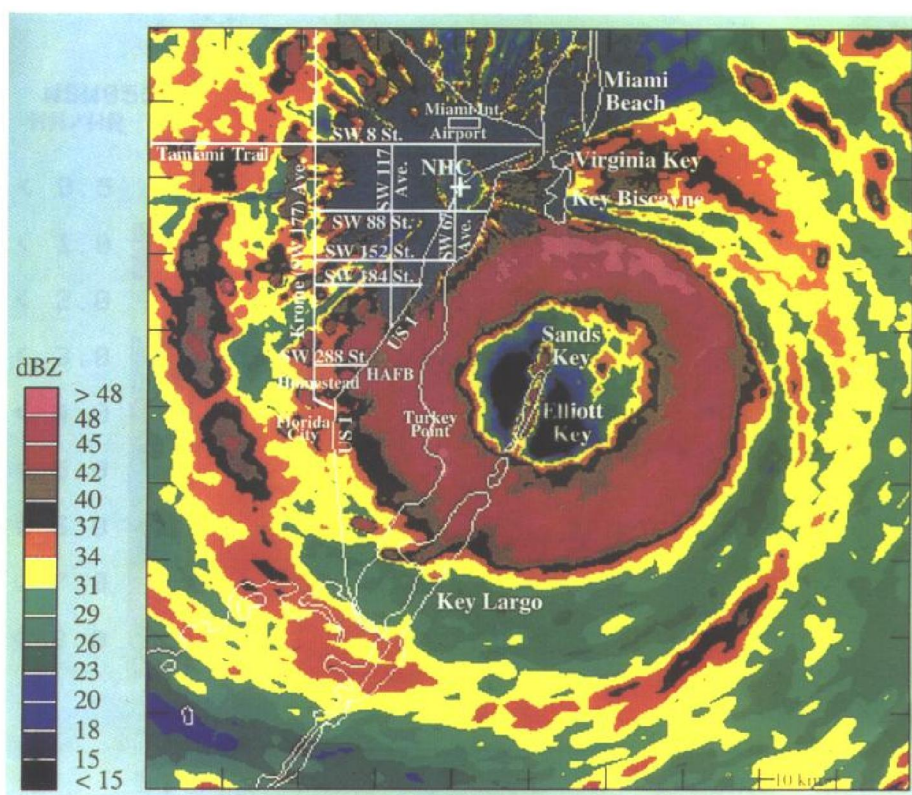
ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

TRƯỜNG ĐẠI HỌC KHOA HỌC TỰ NHIÊN



NGUYỄN HƯỚNG ĐIỀN (CHỦ BIÊN) - TẠ VĂN ĐÀ

KHÍ TƯỢNG RADAR



Hà Nội - 2007

LỜI NÓI ĐẦU

Giáo trình Khí tượng radar ra đời nhằm đáp ứng nhu cầu giảng dạy môn học cùng tên ở trường Đại Học Khoa Học Tự Nhiên, Đại Học Quốc Gia Hà Nội.

Toàn bộ giáo trình gồm 5 chương. Bốn chương đầu bao hàm những kiến thức cơ sở về khí tượng radar. Chương cuối đưa ra một số ảnh hiển thị radar mà chúng tôi thu thập được cùng những phân tích về chúng như phần thực hành phân tích ảnh dựa trên những kiến thức lí thuyết đã học. Chương này là phần mở của giáo trình, tức có thể được thay đổi, bổ sung theo ý người dạy. Các ảnh trong chương này đều là ảnh màu cho nên, để thuận lợi cho việc in ấn, được ghi trên đĩa CD đi kèm với giáo trình. Chương 3 do TS. Tạ Văn Đa viết bản thảo, các chương còn lại do PGS. TS. Nguyễn Hướng Điền viết. Việc sửa chữa và biên tập lại cũng do PGS. TS. Nguyễn Hướng Điền đảm nhiệm. Tuy nhiên, trong quá trình biên soạn, giữa các tác giả luôn có sự bàn bạc, góp ý và cung cấp thêm tư liệu cho nhau. Một số hình ảnh sử dụng trong giáo trình do TS. Tạ Văn Đa sưu tầm hoặc thu thập từ các trạm radar thời tiết ở Việt Nam.

Giáo trình cũng có thể dùng làm tài liệu tham khảo cho các học viên cao học hoặc nghiên cứu sinh và những ai muốn tìm hiểu về khí tượng radar.

Khi biên soạn giáo trình, chúng tôi đã cố gắng trình bày theo phương châm “cơ bản, hiện đại, Việt Nam”.

Giáo trình cũng đã qua một số vòng giảng dạy, rút kinh nghiệm và bổ sung. Để hoàn thành giáo trình, chúng tôi đã nhận được sự hỗ trợ của trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội, sự giúp đỡ quý báu của các bạn đồng nghiệp trong trường và ở Đài Khí tượng Cao không thuộc Trung tâm Khí tượng Thủy văn Quốc gia, Bộ Tài nguyên và Môi trường, đặc biệt là TS. Nguyễn Thị Tân Thanh, TS. Trần Duy Sơn đã cung cấp nhiều hình ảnh và tài liệu để chúng tôi có thể hoàn thành giáo trình này. Chúng tôi xin chân thành cảm ơn.

Giáo trình không tránh khỏi còn nhiều khiếm khuyết, do vậy chúng tôi rất mong nhận được các ý kiến đóng góp của các bạn đọc.

Các tác giả

MỤC LỤC

LỜI NÓI ĐẦU	2
MỤC LỤC	3
CHƯƠNG 1.....	5
RADAR THỜI TIẾT VÀ NGUYÊN LÝ ĐO CƯỜNG ĐỘ PHẢN HỒI VÔ TUYẾN.....	5
1.1. Sóng điện từ và sự lan truyền sóng điện từ trong không gian	5
1.2. Radar và ứng dụng của nó trong đời sống	11
1.3. Giới thiệu về cấu tạo và các thông số kĩ thuật của radar thời tiết.....	12
1.4. Thể tích xung và mật độ năng lượng sóng trong xung phát.....	20
1.5. Các kiểu phản hồi.....	22
1.6. Mục tiêu khí tượng	22
1.7. Phương trình radar đối với mục tiêu điểm và mục tiêu khí tượng trong môi trường không hấp thụ và tán xạ sóng điện từ	24
1.8. Phương trình radar Probert-Jones.....	28
1.9. Phương trình radar đơn giản. Độ suy yếu và độ truyền qua.....	29
1.10. Đơn vị đo độ phản hồi vô tuyến và công suất.....	31
1.11. Các yếu tố ảnh hưởng đến công suất sóng thu.....	33
1.12. Quan hệ giữa tần số lặp của xung và khoảng cách quan trắc đúng tối đa	36
1.13. Hiện tượng “khoảng cách ảo”	37
1.14. Hiệu ứng búp sóng phụ.....	40
1.15. Khúc xạ tia quét của radar và hiện tượng lớp dẫn sóng	41
1.16. Phương trình quỹ đạo sóng	42
1.17. Sai số khoảng cách và độ phân giải về khoảng cách	45
1.18. Sai số về góc hướng và độ phân giải theo góc hướng	46
1.19. Dải sáng.....	48
CHƯƠNG 2.....	52
PHÂN TÍCH GIÓ DOPPLER VÀ MỘT SỐ SẢN PHẨM CỦA RADAR DOPPLER	52
2.1. Giới thiệu chung	52
2.2. Nguyên lý đo tốc độ gió bằng radar Doppler	52
2.3. Độ rộng phổ Doppler.....	56
2.4. Tốc độ ảo.....	60
2.5. Dữ liệu Doppler ở khoảng cách ảo. Nhận biết và xử lí ảnh hưởng của dữ liệu ở khoảng cách ảo.....	62
2.6. Giải quyết tình thế “tiến thoái lưỡng nan” của radar Doppler.....	64
2.7. Mở rộng giới hạn đo chính xác tốc độ và khoảng cách	65
2.8. Xác định hướng và tốc độ gió	69
2.9. Xác định vùng xoáy, phân kì và hội tụ của gió.....	74
2.10. Quét khối và các sản phẩm cơ bản của radar Doppler.....	77
2.11. Các sản phẩm dẫn xuất của phần mềm EDGE TM	78
CHƯƠNG 3.....	93
ƯỚC LƯỢNG MƯA BẰNG RADAR THỜI TIẾT	93

3.1.	Một số kiến thức cơ bản về mưa	93
3.2.	Sử dụng radar để phát hiện mưa	99
3.3.	Sử dụng radar để ước lượng mưa.....	100
3.4.	Dự đoán mưa đá bằng radar có hai bước sóng.....	106
3.5.	Các nguyên nhân gây ra sai số khi ước lượng mưa.....	107
3.6.	Biến đổi của profile độ phản hồi theo khoảng cách.....	111
3.7.	Hiệu chỉnh ước lượng mưa bằng radar theo số liệu đo mưa ở mặt đất.....	113
CHƯƠNG 4.....		117
NHẬN BIẾT MỤC TIÊU KHÍ TƯỢNG BẰNG RADAR THỜI TIẾT		117
4.1.	Nhận biết các loại mây qua độ phản hồi vô tuyến của radar	117
4.2.	Nhận biết hiện tượng đứt thẳng đứng của gió qua số liệu của radar không Doppler.....	121
4.3.	Nhận biết các hiện tượng thời tiết nguy hiểm liên quan đến mây đối lưu mạnh (dông, tố, lốc, vòi rồng)	122
4.4.	Nhận biết bão.....	131
CHƯƠNG 5.....		ERROR! BOOKMARK NOT DEFINED.
PHÂN TÍCH ẢNH HIỂN THỊ RADA.....		ERROR! BOOKMARK NOT DEFINED.
5.1.	Phân tích ảnh mô phỏng hiển thị tốc độ gió Doppler.....	Error! Bookmark not defined.
5.2.	Giới thiệu các sản phẩm của radar Doppler ...	Error! Bookmark not defined.
5.3.	Ảnh hiển thị mây và mưa đối lưu của radar ở Nha Trang....	Error! Bookmark not defined.
5.4.	Ảnh hiển thị các trường hợp xảy ra vào đầu mùa hè ở Guam.....	Error! Bookmark not defined.
5.5.	Hình thế gió biển	Error! Bookmark not defined.
5.6.	Sự bùng phát của gió mùa tây-nam	Error! Bookmark not defined.
5.7.	Phân tích mặt cắt tốc độ gió.....	Error! Bookmark not defined.
5.8.	Phân tích các sản phẩm ETOP và VIL	Error! Bookmark not defined.
5.9.	Sự tan rã đối lưu diện rộng.....	Error! Bookmark not defined.
5.10.	Ảnh phản hồi từ biển.....	Error! Bookmark not defined.
5.11.	Xoáy thuận nhiệt đới	Error! Bookmark not defined.
5.12.	Bão nhiệt đới	Error! Bookmark not defined.
5.13.	Lốc và vòi rồng	Error! Bookmark not defined.
5.14.	Front	Error! Bookmark not defined.
TÀI LIỆU THAM KHẢO		ERROR! BOOKMARK NOT DEFINED.

Chương 1

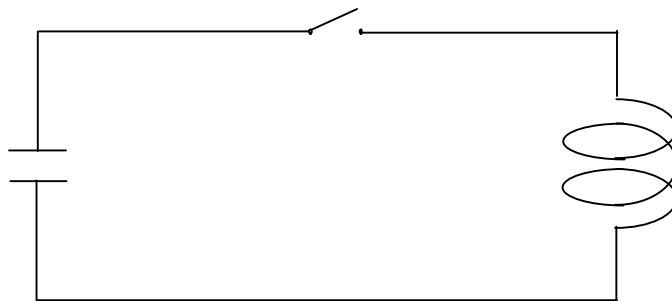
RADAR THỜI TIẾT VÀ NGUYÊN LÝ ĐO CƯỜNG ĐỘ PHẢN HỒI VÔ TUYẾN

1.1. SÓNG ĐIỆN TỪ VÀ SỰ LAN TRUYỀN SÓNG ĐIỆN TỪ TRONG KHÔNG GIAN

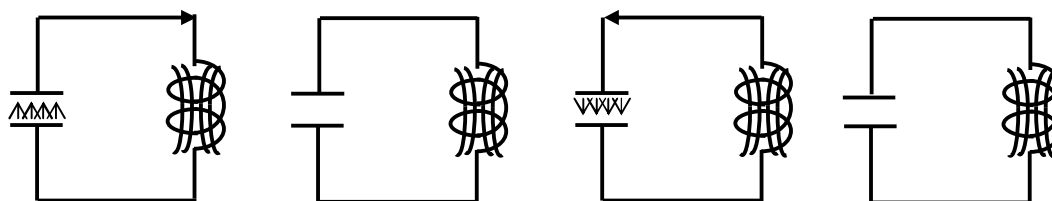
1.1.1. Dao động điện từ và sóng điện từ

Chúng ta đã có khái niệm về trường điện từ. Muốn từ đó đi đến khái niệm về sóng điện từ cần phải thông qua khái niệm về dao động điện từ.

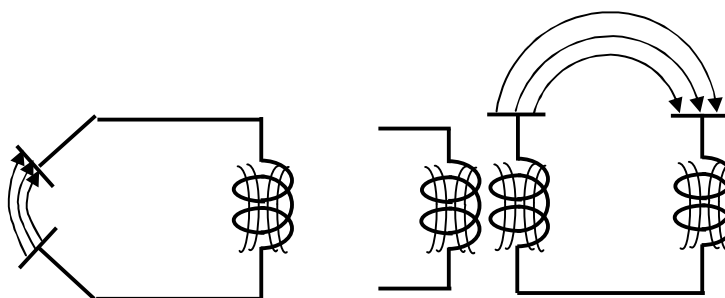
Ta có một mạch điện gồm tụ C và cuộn dây L nối với nhau (hình 1.1). Ta tích điện cho tụ C, giữa hai bản của tụ điện sẽ có điện trường. Ở ngoài tụ điện không có điện trường do tác dụng triệt tiêu lẫn nhau của các điện tích trái dấu ở hai bản. Cuộn dây L do những vòng dây dẫn điện hợp thành. Nó có tính chất là, khi có dòng điện đi qua, sẽ tạo nên một từ trường tập trung trong lõi cuộn dây và lan ra ngoài rất ít. Khi nối công tắc K, tụ C phóng điện, điện tích sẽ chuyển động qua cuộn dây L và tạo thành từ trường trong lõi cuộn dây. Từ trường này đạt giá trị cực đại khi toàn bộ điện tích rời khỏi tụ điện, nghĩa là điện trường giữa các bản của tụ điện trên triệt tiêu. Do chuyển dịch của dòng điện, hai bản của tụ điện C lại tích điện, nhưng trái dấu, cho đến khi điện trường giữa hai bản của tụ C đạt cực đại, còn từ trường trong cuộn dây triệt tiêu. Sau đó tụ C lại phóng điện, các điện tích lại tiếp tục chuyển động theo chiều ngược lại. Đến đây ta thấy rằng hiện tượng trao đổi giữa điện trường (của tụ) và từ trường (của cuộn dây) cũng giống như hiện tượng trao đổi giữa thế năng và động năng của con lắc. Dòng điện chạy trong mạch, nếu giả thiết không có tổn hao, sẽ biến thiên theo thời gian giống hình 1.2 và tiếp tục như thế mãi mãi. Tương ứng với dòng điện, điện trường trong tụ và từ trường trong cuộn dây cũng biến thiên như vậy. Đó là dao động điện từ, mạch LC gọi là mạch dao động. Trong khoảng không gian giữa hai bản tụ điện có một điện trường biến đổi tuần hoàn và theo lý thuyết thì điện trường biến đổi tại một điểm sẽ tạo ra một từ trường biến đổi tại điểm đó và vùng lân cận, từ trường biến đổi đến lượt nó lại tạo ra điện trường biến đổi ở vùng lân cận. Cứ như vậy, điện trường và từ trường biến đổi qua lại và lan rộng dần trong không gian từ bản tụ này sang bản tụ kia. Đó chính là sóng điện từ.



Hình 1.1. Khung dao động



Hình 1.2. Dao động điện từ trong khung dao động



Hình 1.3. Minh hoạ sự phát sóng điện từ vào không gian

Nếu hai bản của tụ điện mở rộng dần ra, sóng điện từ sẽ lan truyền từ bản này sang bản kia qua một khoảng không gian rộng hơn (hình 1.3a). Khi hai bản tụ điện

rời xa nhau thì chúng sẽ trở thành anten phát và anten thu (hình 1.3b). Ở nơi phát, người ta phải có riêng bộ phận tạo và duy trì dao động (hình 1.3c) bù lại những tổn hao trong mạch.

Một trong những thông số đặc trưng của dao động điện từ hay sóng điện từ là chu kỳ dao động. Trong vô tuyến điện, chu kỳ dao động thường thay đổi từ 10^{-6} đến 10^{-10} s. Những dao động có chu kỳ ngắn như vậy thường được gọi là dao động cao tần, nghĩa là có tần số cao. Theo công thức (1.1), ứng với dao động có chu kỳ $T = 10^{-6}$ s thì tần số $f = 10^6$ Hz hay 1 MHz; ứng với dao động có chu kỳ $T = 10^{-7}$ s thì tần số $f = 10$ MHz.

Sóng điện từ lan truyền trong chân không theo quỹ đạo thẳng với tốc độ bằng tốc độ ánh sáng c ($\approx 3 \cdot 10^8$ m/s).

Sóng điện từ, ngoài chu kỳ dao động T và tần số f , còn được đặc trưng bởi độ dài bước sóng λ . Độ dài bước sóng là khoảng cách mà sóng điện từ lan truyền được trong thời gian một chu kỳ. Như vậy:

$$\lambda = cT = \frac{c}{f}. \quad (1.1)$$

Trong thông tin vô tuyến, người ta sử dụng sóng điện từ có tần số hàng ngàn Hz trở lên, và được gọi là sóng vô tuyến. Phổ tần số sóng vô tuyến có thể chia ra như trong bảng 1.1.

Bảng 1.1. Tên gọi, bước sóng và tần số của các dải sóng vô tuyến

TT	Tên gọi	Bước sóng	Tần số
1	Sóng cực dài và dài	100 km- 3 km	3 kHz - 100 kHz
2	Sóng trung	50 m - 3 km	6 MHz - 100 kHz
3	Sóng ngắn	10 m - 50 m	30 MHz - 6 MHz
4	Sóng mét	1 m - 10 m	300 kHz - 300 kHz
5	Sóng đề xi mét	0,1 m - 1 m	3 GHz - 3 GHz
6	Sóng cen ti mét	1 - 10 cm	30 GHz - 3 GHz
7	Sóng mi li mét	1 - 10 mm	300 GHz - 30 GHz

Ngoài ra trong chiến tranh, để đảm bảo bí mật, ở dải sóng cực ngắn dùng cho radar, người ta còn dùng chữ cái để phân chia thành các băng sóng L, S, X... Sau này vẫn tiếp tục sử dụng các phân chia này (bảng 1.2).

Bảng 1.2. Tên gọi, bước sóng và tần số của một số dải sóng cực ngắn dùng cho radar

TT	Tên gọi	Bước sóng	Tần số
1	Băng L	30 cm - 15 cm	1 GHz - 2 GHz
2	Băng S	15 cm - 8 cm	2 GHz - 4 GHz
3	Băng C	8 cm - 4 cm	4 GHz - 8 GHz
4	Băng X	4 cm - 2,5 cm	8 GHz - 12 GHz
5	Băng Ku	2,5 cm - 1,7 cm	12 GHz - 17 GHz
6	Băng K	1,7 cm - 1,2 cm	17 GHz - 27 GHz

1.1.2. Sự tán xạ sóng điện từ

Nếu trên đường lan truyền, sóng điện từ gặp các vật thể mà tính chất điện (hằng số điện môi và hệ số từ thẩm) khác với môi trường truyền thì trên bề mặt vật thể xuất hiện các dòng điện cảm ứng biến thiên mà tần số bằng tần số của sóng. Các dòng điện này tạo ra sóng điện từ thứ cấp lan truyền đi mọi hướng và một phần theo hướng ngược lại phía sóng tới. Đó là hiện tượng tán xạ hay là phản xạ sóng điện từ. Các vật thể nói trên được gọi là mục tiêu.

Với năng lượng sóng tới và khoảng cách đến mục tiêu không đổi, năng lượng phản xạ về phía radar phụ thuộc vào kích thước, tính chất, hình dáng và sự bố trí của mục tiêu. Thông thường để sử dụng trong tính toán và đánh giá độ phản xạ của mục tiêu người ta đưa ra đại lượng đo, đó là diện tích tán xạ hiệu dụng. Mỗi mục tiêu được đặc trưng bởi một diện tích tán xạ hiệu dụng. Diện tích tán xạ hiệu dụng của mục tiêu là diện tích của mặt phản xạ lí tưởng đặt vuông góc với đường truyền sóng và phản xạ năng lượng sóng chiếu vào nó ra mọi hướng, tạo ra tại điểm thu một năng lượng sóng điện từ bằng năng lượng thực tế nhận được ở điểm thu đó.

Diện tích tán xạ hiệu dụng đo bằng m^2 (hoặc cm^2), nó phụ thuộc vào kích thước, hình dạng và tính chất của mục tiêu. Nó không phụ thuộc vào năng lượng sóng tới và khoảng cách đến mục tiêu. Thông thường diện tích tán xạ hiệu dụng được xác định bằng phương pháp thực nghiệm.

1.1.3. Hiện tượng khúc xạ sóng điện từ

Sóng điện từ lan truyền trong chân không với quỹ đạo thẳng và có tốc độ không đổi, bằng tốc độ ánh sáng. Nhưng trong môi trường không khí hoặc trong môi trường vật chất bất kì, sóng điện từ lan truyền với tốc độ nhỏ hơn và quỹ đạo có thể bị uốn cong. Trong các điều kiện bình thường của khí quyển, nếu sóng được truyền ngang, quỹ đạo này cong về phía mặt đất và độ cong bằng $1/4$ độ cong bề mặt trái đất. Hiện tượng đó gọi là hiện tượng khúc xạ sóng điện từ. Tỷ số của tốc độ truyền sóng trong chân không trên tốc độ truyền sóng cho môi trường bất kì được gọi là chỉ số khúc xạ của môi trường:

$$n = \frac{c}{v}, \quad (1.2)$$

trong đó:

n là chỉ số khúc xạ thực (chiết suất) của môi trường.

c là tốc độ truyền sóng trong chân không.

v là tốc độ truyền sóng trong môi trường.

Trong lí thuyết, người ta thường sử dụng chỉ số khúc xạ phức m của môi trường được tính bằng công thức:

$$m = n + i k, \quad (1.3)$$

trong đó: $i = \sqrt{-1}$,

k - phần ảo của chỉ số khúc xạ phức, đặc trưng cho mức độ hấp thụ sóng bởi môi trường.

Trong môi trường không khí, ở độ cao mực nước biển chỉ số khúc xạ n có giá trị vào khoảng 1,0003. Trong điều kiện khí tượng bình thường, chỉ số khúc xạ n giảm dần từ 1,0003 ở sát mặt đất cho đến 1,000 ở tầng trên cùng của khí quyển. Thông thường có một sự giảm đều khi độ cao tăng lên. Để tiện trong tính toán, người ta chuyển đổi chỉ số khúc xạ sang một khái niệm khác, đó là độ khúc xạ (hay chỉ số khúc xạ qui đổi) N , và xác định như sau:

$$N = (n-1) \cdot 10^6. \quad (1.4)$$

Chỉ số khúc xạ qui đổi hoặc độ khúc xạ của khí quyển tự do phụ thuộc vào áp suất, nhiệt độ không khí và áp suất hơi nước trong khí quyển như sau:

$$N = \frac{77,6}{T} \left(p + 4810 \frac{e}{T} \right), \quad (1.5)$$

trong đó:

T là nhiệt độ không khí tính ra độ Kelvin;

p là áp suất khí quyển, tính ra hPa;

e là áp suất hơi nước, tính ra hPa.

Trong tầng đối lưu thường ta tính được N nhờ số liệu thám không.

1.1.4. Sự suy yếu sóng điện từ khi lan truyền trong khí quyển

Sự suy yếu sóng điện từ trong khí quyển chủ yếu do hiện tượng hấp thụ và hiện tượng tán xạ (bao gồm cả hiện tượng phản xạ) gây ra. Ở dải sóng centimet trở lên, sự hấp thụ của không khí là không đáng kể, nhưng sự suy yếu trong mây và giáng thủy cần phải được tính đến trong toàn bộ dải sóng có bước sóng dưới 10 cm, đặc biệt là đối với các sóng 1 cm và 3 cm.

1.1.4.1. Sự suy yếu trong không khí

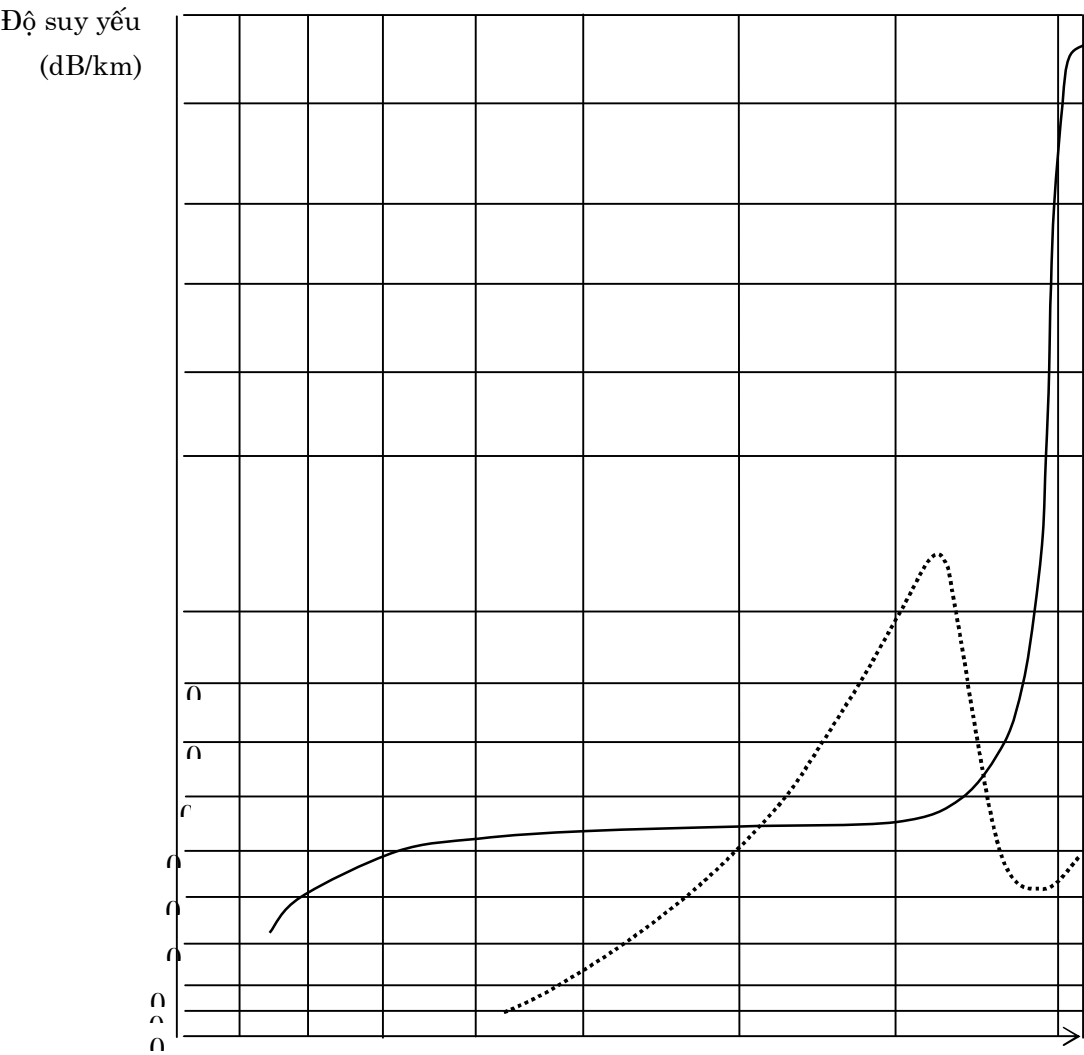
Không khí chứa nitơ, ôxy, hydro, hơi nước và các khí khác. Suy yếu sóng điện từ trong nitơ và các khí khác là không đáng kể, trong khi đó suy yếu trong hơi nước và trong ôxy cần phải được tính đến. Hình 1.4 cho thấy sự suy yếu sóng điện từ trong ôxy và trong hơi nước, đồng thời cho thấy sự phụ thuộc của nó vào tần số của sóng. Từ hình vẽ thấy rằng, sự suy yếu không đáng kể đối với dải tần số thấp hơn 16 GHz. Tất nhiên khi hơi nước đậm đặc hơn độ suy yếu sẽ lớn hơn.

Chú ý rằng độ suy yếu được tính ra dB/km, do đó sóng lan truyền trên quãng đường 100 km thì sự suy yếu sẽ là đáng kể.

1.1.4.2. Sự suy yếu trong mây

Sự suy yếu trong mây dao động nhiều so với không khí vì bản thân mây cũng rất thay đổi. Bảng 1.3 cho ta thấy độ suy yếu sóng điện từ phụ thuộc vào bước sóng,

nhiệt độ mây và phụ thuộc vào trạng thái mây (nước hay mưa đá). Đối với trạng thái đá của mây, sự suy yếu nằm trong dải 0,0006 đến 0,09 dB/km. Hiển nhiên, ta thấy độ suy yếu sóng trong đá nhỏ hơn nước. Với mây nước, độ suy yếu sóng không thể bỏ qua đối với các sóng dùng trong radar.



Hình 1.4. Suy yếu sóng điện từ trong khí quyển: — Suy yếu trong ô xy; Suy yếu do hơi nước với độ ẩm 7,5 g/cm³ và áp suất không khí 1013,25 mb; (theo Bean và Dutton, 1968)

Bảng 1.3. Độ suy yếu trong mây (dB/km)/(g/m) Theo Gunn và East, 1954

Pha của mây	Nhiệt độ (°C)	Bước sóng (cm)			
		0,9	1,24	1,8	3,2

Mây nước	20	0,647	0,311	0,128	0,0483
	10	0,681	0,401	0,179	0,0630
	0	0,99	0,532	0,267	0,0858
	-8	1,25	0,684	0,34	0,122
Mây băng	0	0,00874	0,00635	0,00436	0,00246
	-10	0,00291	0,00211	0,00146	0,00081
	-20	0,00200	0,00145	0,00100	0,00056

* Giá trị ngoại suy

1.1.4.3. Sự suy yếu trong mưa

Sự suy yếu của sóng điện từ trong mưa lớn hơn trong mây nhiều. Bảng 1.4 cho ta thấy độ suy yếu phụ thuộc vào cường độ mưa và tần số (hoặc bước sóng): cường độ mưa và tần số càng lớn (bước sóng càng nhỏ) thì sự suy yếu càng mạnh.

Bảng 1.4. Độ suy yếu (dB/km) của sóng điện từ trong mưa ở 18°C

Cường độ mưa (mm/h)	Bước sóng (cm)				
	0,5	1,0	3,0	3,2	10
0,25	0,160	0,037	0,00224	0,0019	0,0001
1,25	0,72	0,228	0,0161	0,0117	0,00042
2,5	9,49	5,47	0,656	0,555	0,0072
50	16,6	10,7	1,46	1,26	0,0149
100	29,0	20,0	3,24	2,80	0,0311

Đối với bước sóng từ 3,2 cm trở xuống, sự suy yếu rất đáng kể trong mọi loại mưa, nhất là mưa bão.

1.2. RADAR VÀ ỨNG DỤNG CỦA NÓ TRONG ĐỜI SỐNG

“RADAR” (viết tắt từ **R**adio **D**etection **A**nd **R**ange) là một phương tiện kỹ thuật phát hiện và xác định vị trí của mục tiêu ở xa bằng sóng vô tuyến điện. Có một điều thú vị là bản thân từ RADAR trong tiếng Anh có thể đánh vần ngược từ cuối lên đầu mà vẫn giữ nguyên các âm tiết như khi đọc xuôi, như thể mang một hàm ý rằng sóng của radar phát đi vào không gian lại quay trở về radar.

Trước chiến tranh thế giới lần thứ hai, các nước có khoa học kỹ thuật tiên tiến đã bắt đầu nghiên cứu về radar. Mặc dù việc nghiên cứu được giữ kín trong mỗi nước, radar đã gần như phát triển đều ở các nước tiên tiến. Đến đầu chiến tranh thế giới lần thứ 2 thì Liên Xô (cũ), Anh, Hoa Kỳ, Đức đều có radar. Trong chiến tranh, radar được sử dụng rộng rãi cho mục đích quân sự. Các radar thế hệ đầu này đều là các radar định vị (“xác định vị trí”). Sau này người ta mới phát triển loại radar có nhiều tính năng hơn: chúng cũng phát sóng vào không gian, thu về sóng phản hồi, nhưng phân tích sóng phản hồi và so sánh với sóng phát, ta không những có thể biết được vị trí của mục tiêu mà còn biết được nhiều thông tin về mục tiêu (hình dạng gần đúng, độ phản xạ sóng của mục tiêu, tốc độ di chuyển,...). Các radar

thời tiết thuộc loại này. Radar có thể được gắn trên máy bay, vệ tinh ..., song trong khí tượng radar người ta chỉ nghiên cứu các thông tin do radar đặt tại mặt đất đem lại. Mặc dù quan trắc từ vệ tinh có nhiều lợi thế như có thể quan sát một vùng rộng lớn, sóng điện từ ít bị khí quyển làm cho suy yếu..., nhưng quan trắc bằng radar đặt tại mặt đất lại có những lợi thế khác. Một trong những lợi thế của radar đặt tại mặt đất là nó có thể quan trắc được các hiện tượng xảy ra dưới mây ở khoảng cách gần, chẳng hạn như giáng thủy.

Radar có tác dụng rất lớn trong quốc phòng cũng như trong các ngành kinh tế quốc dân và nghiên cứu khoa học.

Về mặt quân sự, radar định vị có thể phát hiện được máy bay đi từ xa hàng trăm kilômét. Nó có thể tự động bám sát mục tiêu, có thể ngắm đúng mục tiêu để chỉ huy bắn trúng. Ngoài ra, radar có thể chỉ huy hàng loạt máy bay đi và hạ cánh an toàn trong bất kì điều kiện khí tượng và tầm nhìn xa nào.

Trong các ngành kinh tế quốc dân khác như hàng không, hàng hải, đều có trang bị radar. Ngành hàng không sử dụng radar để quản lí hoạt động của máy bay được an toàn. Ngành hàng hải đặt các radar trên tàu để phát hiện các chướng ngại vật trên biển. Ngành giao thông đường bộ sử dụng radar để kiểm soát tốc độ của các phương tiện giao thông trên đường.

Ngành Khí tượng Thủy văn sử dụng radar định vị để theo dõi các máy thám không vô tuyến thả theo bóng Pilot, nhận các thông tin đo đạc các yếu tố khí tượng trên cao, sử dụng radar thời tiết để theo dõi, phát hiện và thu về các sóng phản hồi từ các vùng xảy ra các hiện tượng thời tiết kèm theo mây và giáng thủy như dông, bão, mưa, mưa đá... Phân tích các sóng này, ta có thể biết được nhiều thông tin quý giá về các hiện tượng thời tiết đó, sử dụng cho các mục đích nghiên cứu khí quyển, dự báo, phòng chống thiên tai...

1.3. GIỚI THIỆU VỀ CẤU TẠO VÀ CÁC THÔNG SỐ KỸ THUẬT CỦA RADAR THỜI TIẾT

1.3.1. Nguyên lí chung

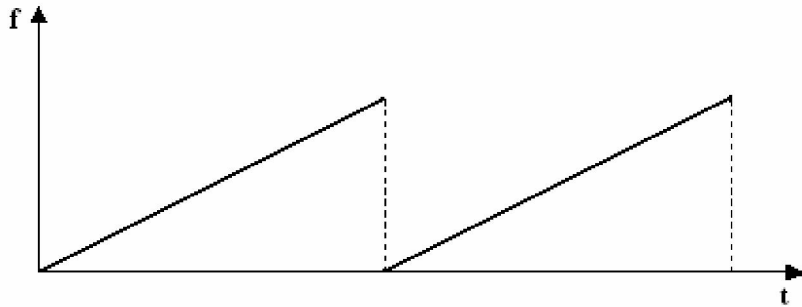
Người ta sử dụng tính chất truyền thẳng với tốc độ không đổi và tính chất phản xạ của sóng điện từ để phát hiện và xác định vị trí của mục tiêu. Radar gồm máy phát để tạo ra sóng điện từ và nhờ anten tạo ra tia sóng hẹp truyền vào không gian, máy thu của radar thu tín hiệu phản xạ từ mục tiêu. Hướng của mục tiêu được xác định bởi anten định hướng, còn khoảng cách từ radar đến mục tiêu được xác định bởi hệ thức:

$$r = \frac{c\Delta t}{2}, \quad (1.6)$$

trong đó r là khoảng cách đến mục tiêu, Δt - thời gian từ lúc phát điện từ đi cho đến lúc ta thu được sóng phản xạ, c - tốc độ truyền sóng.

Nguyên lí của radar đơn giản như đã nói ở trên, nhưng để làm được như vậy cần kĩ thuật phức tạp và có nhiều cách để làm. Do đó radar có nhiều loại, tùy theo công dụng cần có và khả năng công nghiệp và kĩ thuật của người chế tạo. Ngày nay trên thế giới người ta đã sản xuất rất nhiều radar khác nhau về tầm hoạt động (xa, trung, gần, cực xa), bước sóng (sóng decimet, sóng centimet) và về chế độ làm việc. Theo chế độ làm việc, có thể chia radar ra làm hai loại: radar phát liên tục và radar phát xung.

Loại radar phát liên tục làm việc theo nguyên lí sau: Máy phát phát sóng liên tục trong suốt thời gian hoạt động của radar, nhưng tần số phát thay đổi tuần hoàn theo thời gian theo một qui luật nào đó, chẳng hạn như quy luật “răng cưa thẳng” (hình 1.5). Sau khi máy thu thu được sóng phản xạ, đem so sánh tần số sóng phản xạ với sóng phát ta thu được độ chênh lệch tần số Δf . Biết quy luật biến thiên của tần số phát ta tính được khoảng thời gian Δt kể từ thời điểm phát sóng và thời điểm thu sóng, nhờ đó xác định được khoảng cách đến mục tiêu.

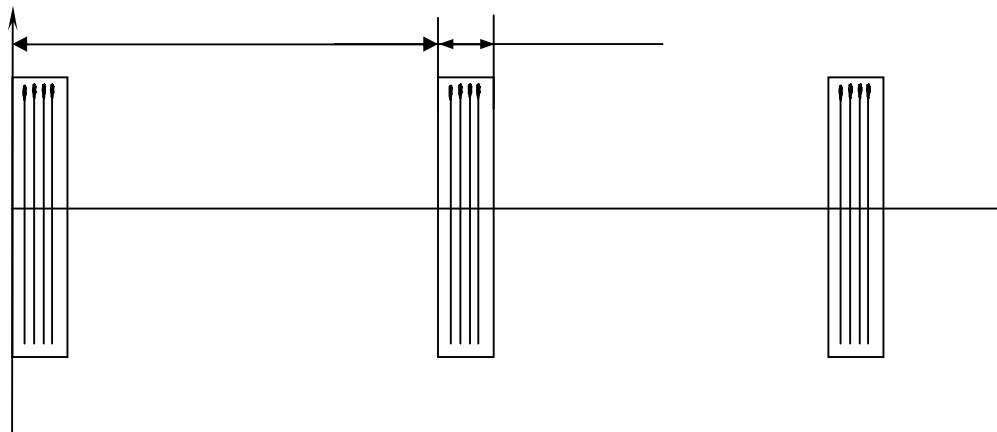


Hình 1.5. Biến đổi tần số sóng theo thời gian dạng “răng cưa thẳng”

Radar loại này có nhược điểm chỉ đo được khoảng cách của một mục tiêu. Vì vậy người ta thường đặt nó trên máy bay để đo độ cao của chính máy bay đó. Nhờ độ phản xạ của mặt đất rất lớn nên không cần máy phát mạnh mà vẫn đo được cự li xa với độ chính xác cao. Thiết bị radar vì vậy khá đơn giản.

Loại radar xung là loại phát sóng không liên tục mà phát gián đoạn. Trong những khoảng thời gian bằng nhau, máy phát ra năng lượng sóng siêu cao tần cực mạnh trong một khoảng khắc rất ngắn τ rồi lại nghỉ (hình 1.6).

Sóng điện từ được phát ra trong khoảng khắc gọi là xung phát. Xung phát được



Hình 1.6. Các xung phát; T- chu kỳ lặp lại; τ - độ rộng xung

đặc trưng bởi các thông số: Công suất xung P_u (thường là hàng trăm đến hàng vài nghìn kW), độ rộng xung τ và chu kì lặp lại T (hay tần số lặp $F = 1/T$).

Radar xung là loại được sử dụng rộng rãi và phát triển tương đối hoàn chỉnh, do đó chúng ta sẽ xem xét kĩ radar xung. Và từ nay về sau nói radar, ta hiểu là radar làm việc theo chế độ xung (hay radar xung).

1.3.2. Các bộ phận chính của hệ thống radar. Phân loại radar thời tiết

Các bộ phận chính của hệ thống radar bao gồm:

- 1) Bộ phát tạo sóng điện từ với tần số cao;
- 2) Một anten bức xạ năng lượng điện từ và nhận tín hiệu phản hồi;
- 3) Bộ thu nhận, khuếch đại, biến đổi tín hiệu phản hồi trở thành tín hiệu thị tần (tần số thấp);
- 4) Hệ thống chỉ thị (màn hình), trên đó tín hiệu phản hồi có thể được hiển thị.

Phần lớn các radar thời tiết đều sử dụng một anten làm việc ở cả chế độ phát và chế độ thu. Để đảm bảo an toàn người ta sử dụng một bộ khoá thu – phát tự động đóng máy thu trong một khoảng thời gian rất ngắn khi máy phát hoạt động để bảo vệ máy thu khỏi xung phát cực mạnh.

Radar thời tiết có rất nhiều chủng loại, nhưng có thể phân làm hai loại chính: số hoá và không số hoá.

Các radar thời tiết trước đây thường là loại không số hoá. Các tín hiệu phản hồi do chúng thu được chỉ cho ta biết vị trí và “ảnh” của mục tiêu. Dựa vào vị trí, hình dạng ảnh và cường độ phản hồi, người ta có thể biết được một số đặc điểm, tính chất của mục tiêu. Các radar cũ nhãn hiệu MRL do Nga chế tạo đặt ở Phù Liễn, Vinh thuộc loại này.

Các radar thời tiết ngày nay thường là loại đã số hoá. Chúng cũng có thể phân ra làm ba loại: radar thường, radar Doppler và radar phân cực.

Radar số hoá thường hay còn gọi là “NON – COHERENT RADARS”, “CONVENTIONAL RADARS”. Chúng khác với loại không số hoá ở chỗ tín hiệu (“ảnh”) phản hồi được số hoá, do vậy ta có thể dùng các phần mềm để lấy ra nhiều thông tin về mục tiêu, xử lí, cho hiển thị với màu sắc như ý và lưu trữ dễ dàng. Tuy nhiên, chúng chỉ đo cường độ phản hồi mà không đo độ lệch tần số của tín hiệu phản hồi và tín hiệu phát, do vậy không xác định được tốc độ di chuyển của mục tiêu qua một lần đo (muốn xác định tốc độ di chuyển của mục tiêu, cần phải quan trắc nhiều lần, theo dõi vị trí liên tiếp của mục tiêu theo thời gian). Chúng cũng không xác định mức độ phân cực của sóng phản hồi. Các radar loại TRS-2730 do Pháp chế tạo đặt tại Phù Liễn, Việt Trì và Vinh đều là radar loại này.

Các radar Doppler hay còn gọi là “COHERENT RADARS” sử dụng nguyên lý Doppler (xét đến độ lệch tần số của tín hiệu phản hồi và tín hiệu phát) để đo tốc độ

di chuyển của mục tiêu. Chúng cũng có thể đo được cả cường độ phản hồi vô tuyến (PHVT).

Các radar phân cực có thể phát đi sóng phân cực hoàn toàn theo một phương xác định, thu về sóng phản hồi với một mức độ phân cực nào đó. Phân tích mức độ phân cực của sóng phản hồi và so sánh với sóng phát, ta có thể biết được một số thông tin về mục tiêu (như sự định hướng của mục tiêu trong không gian). Chúng cũng có khả năng đo cường độ PHVT và có thể cả tốc độ gió nữa.

Các radar thời tiết số hoá hiện đại thường có 2 hoặc cả 3 khả năng nêu trên (đo được cường độ phản hồi vô tuyến, tốc độ di chuyển của mục tiêu và mức độ phân cực của sóng phản hồi như radar phân cực). Các radar được đặt tại Tam Kỳ, Nha Trang và Nhà Bè (TP. Hồ Chí Minh) đều là radar Doppler với hai khả năng: đo cường độ phản hồi vô tuyến của mục tiêu và tốc độ gió. Một số loại radar Doppler, chẳng hạn như radar DWSR-2500C, còn có thể hoạt động ở 2 chế độ xung: chế độ xung dài với $\tau = 2.10^{-6}s$ được dùng khi đo cường độ phản hồi vô tuyến và chế độ xung ngắn với $\tau = 0,8.10^{-6}s$ được dùng khi đo gió nhằm nâng cao độ chính xác. Các loại radar Doppler phân cực có cả ba khả năng nêu trên.

1.3.3. Hệ thống chỉ thị

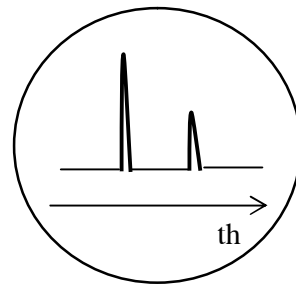
Hệ thống chỉ thị dùng để chỉ thị các thông tin về mục tiêu do radar thu được. Nó cho phép ta quan sát được mục tiêu dưới nhiều dạng khác nhau. Loại chỉ thị biên độ, cho phép ta quan sát mục tiêu dưới dạng các tín hiệu phản hồi hình xung với biên độ khác nhau (hình 1.7), trong đó một xung mạnh là tín hiệu phát, còn lại là các tín hiệu phản hồi. Hệ thống chỉ thị loại này không cho thấy “hình ảnh” của mục tiêu nên không được dùng trong các radar thời tiết mà chỉ dùng trong các radar định vị.

Ở các radar thời tiết có hai loại chỉ thị cơ bản:

- Loại chỉ thị quét tròn cho phép ta quan sát các mục tiêu nằm trên mặt hình nón có trục thẳng đứng và đỉnh tại nơi đặt radar khi anten quét theo góc phương vị và giữ nguyên một góc cao nhất định. Các “hình ảnh” của mục tiêu được chiếu lên mặt nằm ngang (hình 1.8).

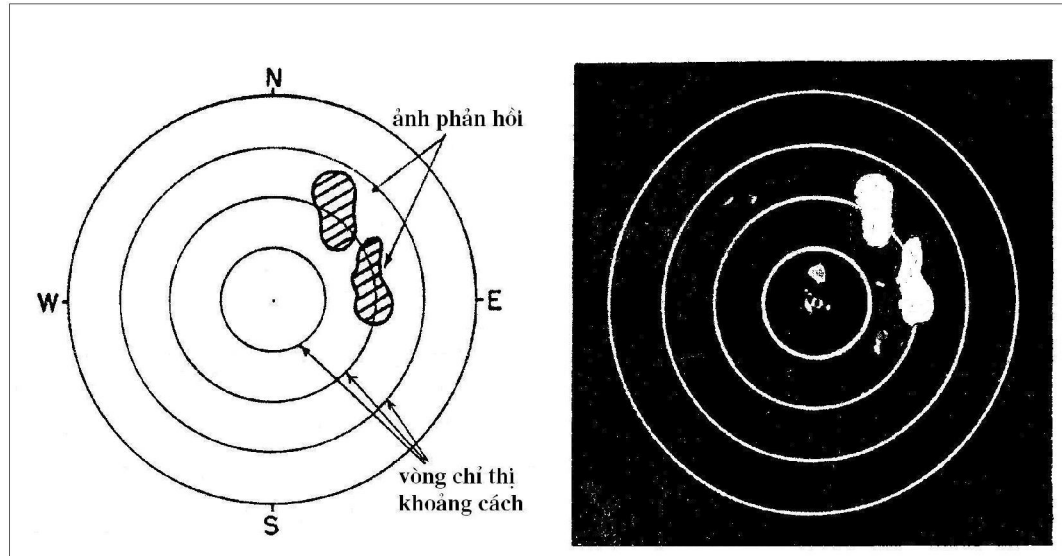
- Loại chỉ thị quét đứng hay cao-xa cho phép ta quan sát các mục tiêu nằm trên một mặt cắt thẳng đứng khi anten quét trong mặt phẳng thẳng đứng theo một góc phương vị nhất định (hình 1.9).

“Hình ảnh” của mục tiêu hiển thị trên màn ảnh gọi là vùng phản hồi vô tuyến (vùng PHVT).

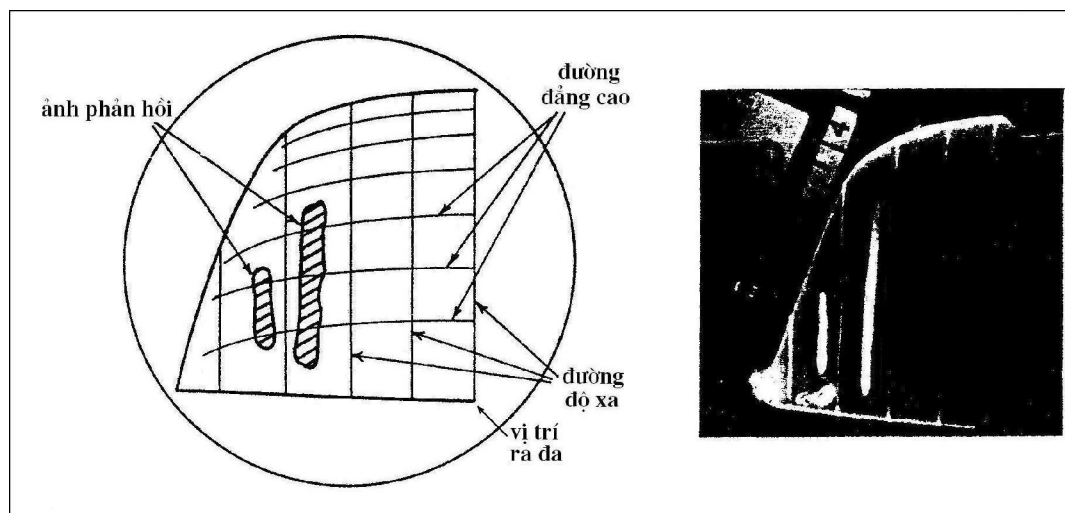


Hình 1.7. Sơ đồ màn chỉ thị biên độ

Trước đây, khi radar chưa được số hoá thì trên màn hình chỉ có thể xuất hiện các chỉ thị như vậy với màu sắc đơn điệu (đen và trắng); còn ngày nay, các radar số hoá còn có thể cho hiển thị sự phân bố không gian của những đặc trưng khác nhau của mục tiêu với nhiều màu sắc tùy chọn.



Hình 1.8. Màn chỉ thị quét tròn (Plan – Position Indicator, PPI)



Hình 1.9. Màn chỉ thị quét đứng hay cao-xa (Range-Height Indicator, RHI)

1.3.4. Các thông số kỹ thuật của radar thời tiết

Mỗi radar được đặc trưng bởi một thông số kỹ thuật xác định. Sự lựa chọn các thông số này phụ thuộc vào công dụng của radar phù hợp với tính chất mục tiêu

cần xác định. Việc chọn lựa chính xác các thông số này bảo đảm nâng cao hiệu quả hoạt động của radar. Ta có thể xem xét thông số của radar thông qua thông số của từng bộ phận của nó.

1.3.4.1. Thông số kỹ thuật của hệ thống phát

- Tần số phát f : Đây là tần số siêu cao do đèn phát tạo ra trong thời gian làm việc của máy phát. Việc chọn tần số phát là dựa vào nhiều yếu tố như: tính chất của mục tiêu, kích thước của radar, yêu cầu của độ chính xác của việc xác định mục tiêu... Trong thực tế giải tần làm việc của radar thường được chọn từ $100 \div 10000$ MHz ($\lambda = 3 \text{ m} \div 3 \text{ cm}$). Các sóng vô tuyến tần số này ít bị các chất khí của khí quyển hấp thụ và nó có thể xuyên sâu vào các mục tiêu khí tượng (các đám mây, vùng mưa), bị tán xạ bởi các hạt mây hoặc mưa ngay cả khi chúng nằm sâu bên trong các mục tiêu đó.

- Độ rộng xung phát τ : là thời gian máy phát tạo ra một đợt sóng siêu cao tần. Việc chọn độ rộng xung phụ thuộc vào yêu cầu độ xa cực tiểu cần đo và độ phân giải theo khoảng cách. Trong thực tế, độ rộng xung thường được chọn trong khoảng $0,1 - 15 \mu\text{s}$.

- Tần số lặp lại của xung phát F : là số lượng xung phát trong một giây. Vì radar xung sử dụng khoảng thời gian giữa các xung phát để thu sóng phản xạ từ mục tiêu, do đó tần số xung được chọn sao cho thời gian giữa các xung đủ để xác định khoảng cách cực đại của radar.

Trong thực tế người ta chọn tần số lặp lại F trong khoảng từ 200 đến 1500Hz, tùy thuộc vào công dụng và khoảng cách cực đại mà radar cần xác định.

- Công suất xung phát P_t : Đây là công suất sóng điện từ trong thời gian đèn phát làm việc. Vì máy phát chỉ phát trong khoảng thời gian rất ngắn, sau đó ngừng phát một khoảng dài, do đó công suất phát trung bình $\bar{P}$ cho một chu kỳ thường bé hơn nhiều so với công suất xung. Thật vậy, từ

$$\bar{P} = P_t \tau F, \quad (1.7)$$

nếu $P_t = 250 \text{ kw}$; $\tau = 2 \mu\text{s}$; $F = 300 \text{ Hz}$ ta có $\bar{P} = 150 \text{ W}$

1.3.4.2. Thông số kỹ thuật của hệ thống thu

- Hệ số tạp âm N : Máy thu vô tuyến nào cũng có tạp âm của chính nó do các linh kiện điện tử trong mạch tạo ra. Tín hiệu khi đi qua máy thu được khuếch đại lên, nhưng tạp âm trong nó cũng tăng lên. Do đó hệ số tạp âm máy thu là con số nói lên rằng tỉ số tín hiệu/ tạp âm ở đầu ra máy thu giảm đi bao nhiêu lần so với tỉ số tín hiệu/ tạp âm ở đầu vào máy thu. Trong máy thu radar hệ số N thường thay đổi từ 5 đến 25. Một máy thu lí tưởng thì $N = 1$.

$$N = \frac{\text{công suất tạp âm ra / công suất tín hiệu ra}}{\text{công suất tạp âm vào / công suất tín hiệu vào}} > 1$$

Trong một số tài liệu, hệ số tạp âm tính ra đơn vị dB, khi đó nó được gọi là mức tạp âm N' :

$$N'[\text{dB}] = 10 \lg N. \quad (1.8)$$

- Độ nhạy máy thu (MDS) P_w : Đây là đại lượng nói lên chất lượng máy thu. Độ nhạy máy thu chính là mức công suất nhỏ nhất của sóng phản xạ ở đầu vào máy thu mà ở đầu ra có tín hiệu bảo đảm thiết bị chỉ thị phân biệt được mục tiêu trên nền tạp âm. Với kỹ thuật ngày nay, người ta có thể chế tạo được các máy thu có độ nhạy từ 10^{-12} đến 10^{-14}W .

- Tần số trung: Vì sóng siêu cao tần khó khuếch đại, do đó trong máy thu người ta thường tìm cách giảm tần số xuống. Hệ số khuếch đại của máy thu chủ yếu là ở tần số này. Trong radar tần số trung được chọn là 30 MHz.

- Dải thông tần máy thu: Hệ số khuếch đại của máy thu nói chung, phụ thuộc vào tần số. Dải thông tần là dải tần số mà ở đó hệ số khuếch đại đồng đều ở tất cả các tần số.

- Dải động của máy thu: Hệ số khuếch đại của máy thu nói chung, ngoài sự phụ thuộc tần số, còn phụ thuộc vào công suất của tín hiệu vào. Độ lớn của tín hiệu phản xạ từ mục tiêu khí tượng lại thay đổi trong khoảng rất rộng. Dải động chính là dải công suất vào máy thu mà hệ số khuếch đại của nó ổn định.

Máy thu cần phải có hệ số khuếch đại ổn định, do vậy nó cần phải được thiết kế sao cho có một dải động thích hợp và làm việc ở tần số nằm trong dải thông.

1.3.4.3. Thông số của hệ thống anten

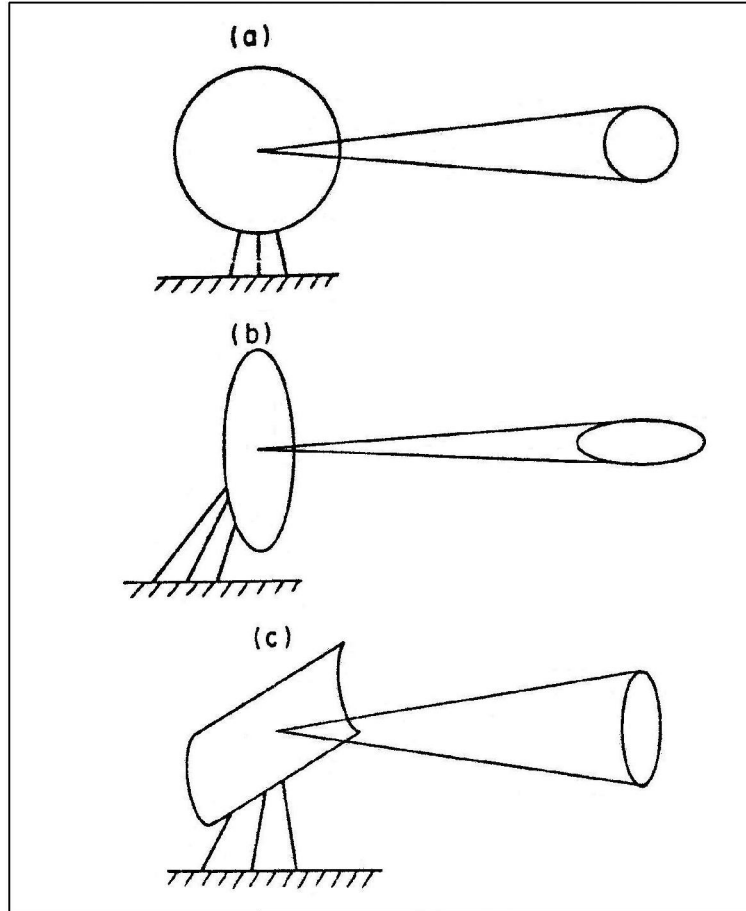
ANTEN của các radar thời tiết có nhiều dạng khác nhau (hình 1.10). Loại anten thông dụng nhất của các radar thời tiết có dạng “chảo” tròn parabol (hình 1.10a). Nó có tác dụng tập trung năng lượng sóng phát theo một hướng nhất định, thường trùng với trục của “chảo”.

Mỗi anten có một số đặc trưng sau đây:

- Cánh sóng: Cánh sóng (hay búp sóng) là thông số đặc trưng cho tính chất hoạt động có hướng (hướng tính) của anten. Đồ thị hướng tính của anten được trình bày ở hình 1.11.

- Độ rộng cánh sóng θ : Độ rộng cánh sóng là thông số đặc trưng nhất và cần quan tâm nhất của anten, vì nó quyết định độ chính xác của phép xác định tọa độ góc của mục tiêu.

Độ rộng cánh sóng là góc tạo bởi các hướng theo đó “công suất” (thực chất là độ chói bức xạ) phát đi bằng 50 % “công suất” cực đại phát theo trục cánh sóng. ANTEN parabol cho phép thu được cánh sóng hẹp. Người ta chứng minh được rằng độ rộng cánh sóng phụ thuộc vào bước sóng và kích thước anten theo hệ thức sau:



Hình 1.10. Một số dạng anten của radar thời tiết kèm các cánh sóng chính của chúng

$$\theta = 73 \frac{\lambda}{D_a}, \quad (1.9)$$

trong đó: θ là độ rộng cánh sóng (độ).

λ là bước sóng (m).

D_a là đường kính anten (m).

Như vậy, ta thấy rằng muốn tạo được cánh sóng hẹp thì anten phải có đường kính lớn hoặc sử dụng bước sóng ngắn.

Ví dụ: Khi bước sóng $\lambda = 5,6 \text{ cm} = 5,6 \cdot 10^{-2} \text{ m}$,

Radar của Hoa Kỳ có anten parabol với $D_a = 4,2 \text{ m} \Rightarrow \theta = 1^\circ$.

Radar của Pháp có anten parabol với $D_a = 3,05 \text{ m} \Rightarrow \theta = 1,25^\circ$.

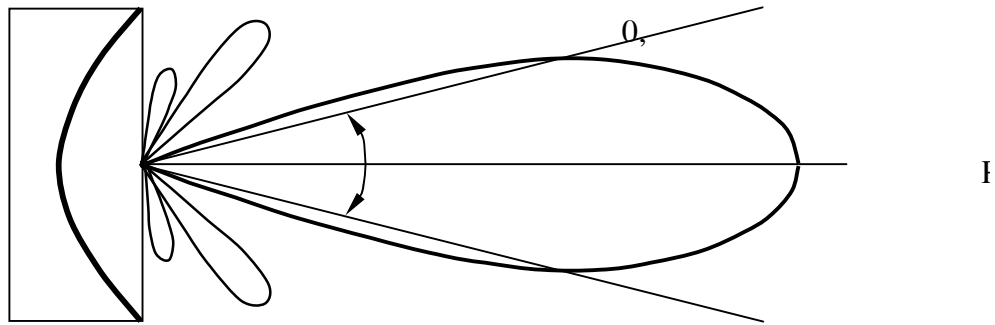
- Hệ số khuếch đại của anten G: Hệ số khuếch đại của anten G cũng là thông số đặc trưng cho tính chất hoạt động có hướng của anten. G cho ta biết công suất bức xạ anten vô hướng phải tăng lên bao nhiêu lần so với anten có hướng để nó thu

được công suất sóng phản hồi từ mục tiêu bằng với công suất mà anten có hướng thu được.

Thực nghiệm chứng minh được rằng:

$$G = \frac{4\pi \cdot A_e}{\lambda^2}, \quad (1.10)$$

trong đó A_e là diện tích phản xạ hiệu dụng của anten.



Hình 1.11. Đồ thị định hướng của anten

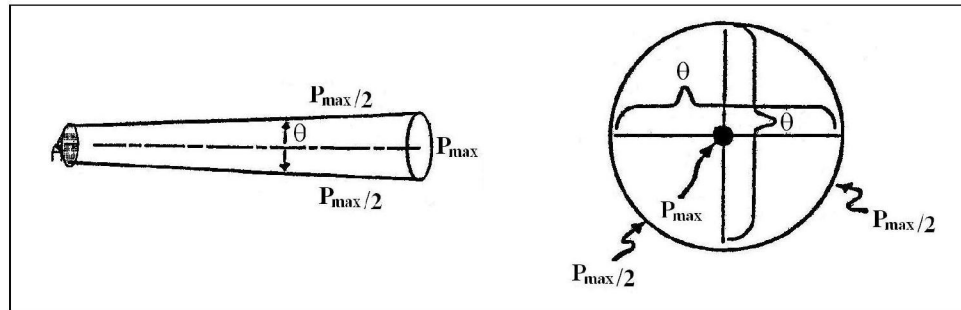
- Tốc độ quay của anten: Có hai tốc độ quay của anten, đó là số vòng quay ngang và số lần chúc gập (quay thẳng đứng) của anten trong một đơn vị thời gian (có thể là một phút hoặc một giây).

- Cánh sóng phụ của anten: anten lí tưởng là anten chỉ phát xạ sóng điện từ về một hướng với tia hẹp, không phát sóng theo các hướng khác. Nhưng trong thực tế, không thể chế tạo được anten như vậy. Cánh sóng phụ là phần năng lượng sóng điện từ bức xạ ra các hướng khác với cánh sóng chính (hình 1.11). Thường đối với anten parabol thì cánh sóng phụ có công suất bức xạ khoảng 10 % cánh sóng chính. Sự hiện diện của cánh sóng phụ làm tăng vùng mù của radar, đồng thời nó còn tạo ra những mục tiêu giả trên màn chỉ thị... Như trên đã nói việc giảm cánh sóng phụ đòi hỏi anten phải có kích thước lớn, nhưng sẽ làm cho việc chế tạo nó khó hơn nhiều và giá thành của radar tăng lên đáng kể.

1.4. THỂ TÍCH XUNG VÀ MẬT ĐỘ NĂNG LƯỢNG SÓNG TRONG XUNG PHÁT

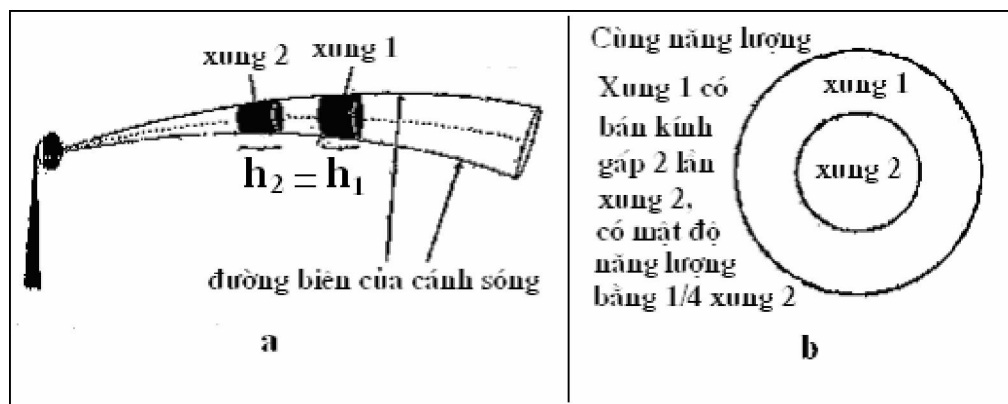
Máy phát của radar thời tiết phát năng lượng thành từng xung không liên tục, lan truyền đi xa từ anten của radar với tốc độ xấp xỉ tốc độ ánh sáng ($3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$). Thể tích mỗi xung năng lượng tác động lên các mục tiêu từ đó năng lượng được phản hồi trở về radar và sẽ nhận được các sản phẩm khác nhau do radar cung cấp. Hình dáng, kích thước của anten radar, bước sóng của năng lượng phát, thời gian

phát quyết định hình dáng (độ rộng) và thể tích mỗi xung radar. Radar phát xung hẹp, với mỗi xung là hình nón cắt. Thể tích một xung của radar được xác định trong hình 1.12. Độ rộng búp sóng radar được xác định là vùng tại đó “công suất” (đúng hơn là “độ chói bức xạ”) phát đi bằng 1/2 so với công suất đỉnh (cực đại) phát theo đường tâm của búp sóng chính. Tuy nhiên độ rộng vật lí của búp sóng tăng khi khoảng cách tăng (độ dài không gian của xung vẫn là hằng số). Vì vậy thể tích xung tăng theo khoảng cách. Khi năng lượng phát đi (công suất đỉnh xung là cố định) thì mật độ dòng năng lượng của xung giảm theo khoảng cách.



Hình 1.12. Hình ảnh búp sóng theo chiều dài và thiết diện ngang của nó

Mật độ năng lượng sóng là năng lượng sóng chứa trong một đơn vị thể tích không gian. Giả sử có hai xung năng lượng được radar phát đi (hình 1.13). Xung 1 được phát đi trước đến khoảng cách lớn hơn nó có thể tích lớn hơn, mật độ năng lượng nhỏ hơn so với xung thứ 2 được phát sau. Độ dài của 2 xung là như nhau (hình 1.13a), nó được quyết định bởi thời gian radar phát xung (độ rộng xung) τ . Do búp sóng chính được xác định như là một hình nón, thiết diện ngang vuông góc đường tâm của búp sóng là một mặt tròn. Trên hình 1.13b, diện tích của mặt cắt xung 1 lớn gấp 4 lần mặt cắt của xung 2. Do năng lượng phát trên 2 xung là như nhau, xung thứ 2 có mật độ năng lượng lớn gấp 4 lần mật độ năng lượng xung 1. Trong trường hợp nếu 2 radar phát đi với cùng 1 giá trị năng lượng nhưng độ rộng búp sóng là khác nhau thì với radar có búp sóng hẹp hơn (nghĩa là độ rộng búp sóng nhỏ hơn) sẽ có mật độ năng lượng lớn hơn. Điều này cho phép xác định được các mục tiêu nhỏ hơn tại những khoảng cách xa hơn.



Hình 1.13. Minh hoạ sự giảm dần của mật độ năng lượng sóng theo khoảng cách

1.5. CÁC KIỂU PHẢN HỒI

Khi các thể tích xung trong búp sóng gặp các mục tiêu, năng lượng sẽ bị tán xạ ra mọi hướng. Một phần rất nhỏ năng lượng bị chặn lại, phản xạ ngược trở lại phía radar. Nó được gọi là năng lượng phản hồi. Mức độ hay giá trị của năng lượng phản hồi được quyết định bởi tính chất của mục tiêu (kích thước, hình dạng, trạng thái, mật độ hạt...)

Chúng ta chỉ quan tâm đến 2 loại phản hồi Rayleigh và Non- Rayleigh hay phản hồi “Mie”. Sự phản hồi Rayleigh xảy ra đối với các mục tiêu mà đường kính của nó nhỏ hơn rất nhiều so với độ dài bước sóng phát ($D \leq \lambda/16$). Độ dài bước sóng DWSR-2500C xấp xỉ 5,4 cm vì vậy sự tán xạ Rayleigh xảy ra với các mục tiêu mà đường kính của chúng nhỏ hơn hoặc bằng 3,5 mm (khoảng 0,14 inch). Những hạt mưa hiếm khi lớn hơn 7 mm nên chúng là các mục tiêu tán xạ “Rayleigh”. Hầu như tất cả các hạt mưa đá đều là mục tiêu tán xạ “non-Rayleigh” do đường kính của chúng lớn hơn. Trong trường hợp này phương trình tán xạ “Mie” phải được sử dụng để tính toán. Tuy nhiên phần lớn các mục tiêu mà radar thời tiết xác định được là các hạt mưa. Do đó, trong các mục tiếp theo, ta sử dụng lý thuyết “Rayleigh” để tính toán năng lượng phản hồi vô tuyến.

1.6. MỤC TIÊU KHÍ TƯỢNG

1.6.1. Khái niệm về mục tiêu khí tượng

Mục tiêu khí tượng của radar chủ yếu là mây và mưa. Radar thời tiết được sử dụng để phát hiện mây, mưa và cùng với nó là các hiện tượng thời tiết liên quan. Khác với mục tiêu điểm, mục tiêu khí tượng là loại mục tiêu đặc biệt. Chúng không phải là một khối có cấu tạo đồng nhất mà là tập hợp các hạt nước có kích thước và trạng thái khác nhau. Có hai loại mục tiêu khác nhau:

Mây: Mây là tập hợp các hạt nước, băng, tuyết lơ lửng trong khí quyển, sản phẩm của sự ngưng kết hơi nước. Trong một đám mây, các hạt có thể tồn tại ở một thể thống nhất hoặc hỗn hợp ở hai thể lỏng và rắn, phụ thuộc vào nhiệt độ và các yếu tố khác. Nhiều đám mây lúc đầu chỉ gồm các hạt nước lỏng, sau đó chuyển thành mây mà tất cả các hạt đều ở thể băng hoặc là hỗn hợp giữa các thể băng, các hạt nước lỏng và các hạt nước lỏng siêu lạnh ($< 0^{\circ}\text{C}$). Hạt nước siêu lạnh có thể tồn tại đến nhiệt độ âm, song không tồn tại khi nhiệt độ giảm xuống dưới -40°C . Các hạt mây có kích thước khác nhau. Sự phân bố hạt trong mây theo kích thước phụ thuộc vào loại mây, thời gian tồn tại, độ cao mây và điều kiện địa hình. Đối với mây tích thì ở phần dưới của mây, số lượng hạt và kích thước hạt lớn hơn ở phần trên, đối với mây tầng thì kích thước hạt tương đối đồng đều. Mây ở lục địa có nhiều hạt hơn mây ở ngoài biển. Kích thước (đường kính) hạt mây nằm trong khoảng từ $5\mu\text{m}$ đến $100\mu\text{m}$.

Mưa: Khi các hạt mây đủ lớn, thắng được lực cản không khí và rơi xuống đất thì gọi là mưa. (Những hạt quá nhỏ có tốc độ rơi rất nhỏ và trong quá trình rơi sẽ bị bốc hơi hết). Mưa rất dễ phát hiện bởi radar. Mưa có cường độ khác nhau, từ rất nhỏ trong mưa bụi đến rất lớn trong mưa rào.

1.6.2. Tính chất của mục tiêu khí tượng

Các mục tiêu khí tượng khác nhau về hình dáng, kích thước và tính chất vật lí. Mây đối lưu là những đám mây đơn lẻ hay là những cụm gồm nhiều đám nhỏ, thời gian tồn tại từ vài chục phút đến vài giờ. Mây tầng và mây vũ tầng thường là những đám có diện tích lớn, tồn tại lâu từ vài giờ đến vài ngày.

Tính chất vật lí vi mô của mây cũng thay đổi nhanh theo không gian và thời gian do các quá trình vật lí xảy ra trong đó. Trong mây đối lưu, kích thước và trạng thái hạt mây thay đổi liên tục theo thời gian. Vào thời kì đầu mới hình thành, phần lớn các hạt mây ở trạng thái lỏng, kích thước nhỏ. Nhờ các quá trình gộp (hợp nhất) và vận động lên phía trên, các hạt mây lớn dần lên và có thể chuyển sang thể băng. Khi hạt mây đủ lớn, thắng được dòng thăng thì chúng rơi xuống. Sự thay đổi về kích thước và trạng thái hạt mây theo không gian và thời gian dẫn đến việc thay đổi các đặc trưng vật lí vô tuyến của mục tiêu khí tượng của radar thời tiết. Khác với các mục tiêu chỉ phản xạ bề mặt như máy bay hay những vật rắn khác, các mục tiêu khí tượng cho phép sóng vô tuyến điện từ xuyên sâu vào bên trong nó, phản xạ cả bên trong và thậm chí còn xuyên qua nó để đi tới những mục tiêu phía sau. Sóng phản xạ ở đây cũng trở về được radar mang theo cả các thông tin bên trong mục tiêu. Lưu ý rằng, tùy thuộc vào tần số sóng và bản chất của mục tiêu, một số dải sóng không thể xuyên sâu vào các mục tiêu (chẳng hạn như sóng ánh sáng chiếu vào mây), sự phản xạ chỉ do một lớp mỏng bề mặt của mục tiêu gây ra, do vậy, tín hiệu phản xạ chỉ cho biết các thông tin về bề mặt của mục tiêu.

Tuy nhiên, sóng phản hồi không những có thể đến từ các hạt mưa, hạt mây, sương mù, tinh thể băng, bông tuyết, lớp nghịch nhiệt, các hạt lơ lửng khác trong

khí quyển (khói, hạt bụi, tinh thể muối, v.v...), mà còn từ côn trùng, chim, máy bay,... (vùng có độ phản hồi lớn) và có thể gây nhầm lẫn.

1.7. PHƯƠNG TRÌNH RADAR ĐỐI VỚI MỤC TIÊU ĐIỂM VÀ MỤC TIÊU KHÍ TƯỢNG TRONG MÔI TRƯỜNG KHÔNG HẤP THỤ VÀ TÁN XẠ SÓNG ĐIỆN TỪ

Khi lan truyền trong môi trường vật chất bất kì, sóng điện từ ít nhiều đều bị suy yếu dọc đường do bị hấp thụ và khuếch tán bởi các phần tử của môi trường. Trong chân không, sóng điện từ không bị suy yếu bởi các hiện tượng này mà chỉ bị suy yếu nếu năng lượng sóng phải phân bố trong một vùng không gian ngày càng rộng lớn hơn. Tuy nhiên, khí quyển sạch, không chứa các hạt aerosol (xon khí) chỉ hấp thụ và khuếch tán rất ít sóng vô tuyến điện từ mà các radar thường sử dụng, do vậy có thể xem nó như một môi trường không gây ra sự suy yếu sóng. Trong mục này ta xét một mục tiêu nằm trong môi trường như vậy hoặc trong chân không.

1.7.1. Phương trình radar đối với mục tiêu điểm trong môi trường không hấp thụ và tán xạ sóng điện từ

Nếu anten phát sóng với công suất xung P_t và hệ số khuếch đại của anten là G thì tại mục tiêu ở khoảng cách r sẽ có mật độ dòng năng lượng sóng điện từ I_m là:

$$I_m = \frac{P_t G}{4\pi r^2}, \quad (1.11)$$

(I_m chính là độ lớn của vector Pointing quen biết trong vật lí học).

Như vậy, nếu mục tiêu có diện tích phản xạ hiệu dụng là δ_m thì dòng (thông lượng) năng lượng do mục tiêu phản xạ ngược lại sẽ là:

$$P_m = I_m \delta_m = \frac{P_t G}{4\pi r^2} \delta_m. \quad (1.12)$$

Mật độ dòng năng lượng thu được tại anten radar I_a là:

$$I_a = \frac{P_m}{4\pi r^2} = \frac{P_t G}{4\pi r^2} \delta_m \frac{1}{4\pi r^2} = \frac{P_t G}{16\pi^2 r^4} \delta_m. \quad (1.13)$$

Từ đây dễ dàng nhận thấy khi anten có diện tích phản xạ hiệu dụng A_e , dòng năng lượng điện từ tại anten thu (tức công suất thu) của radar sẽ là:

$$P_r = I_a A_e = \frac{P_t G A_e}{16\pi^2 r^4} \delta_m . \quad (1.14)$$

Giữa hệ số khuếch đại G và diện tích phản xạ hiệu dụng A_e của anten lại có mối quan hệ sau:

$$A_e = \frac{G\lambda^2}{4\pi} . \quad (1.15)$$

Thay (1.15) vào (1.14) ta được công suất thu:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{64\pi^3 r^4} \delta_m . \quad (1.16)$$

Hệ thức (1.16) là phương trình radar cho một mục tiêu điểm trong môi trường không gây ra sự suy yếu (trong chân không).

1.7.2. Phương trình radar đối với mục tiêu khí tượng trong môi trường không hấp thụ và tán xạ sóng điện từ

Việc sử dụng radar vào mục đích khí tượng dựa trên hiệu ứng phản xạ sóng điện từ bởi các mục tiêu khí tượng. Khi sóng điện từ truyền qua mây hoặc mưa, trong từng hạt sẽ xảy ra phát xạ thứ cấp. Một phần năng lượng bị các hạt hấp thụ, một phần xuyên qua hạt để đi tiếp, một phần sẽ được tán xạ ra mọi hướng, trong đó có một phần hướng về phía radar, đó là sóng phản xạ. Tần số của sóng tán xạ nói chung và phản xạ nói riêng trùng với tần số của sóng do radar truyền tới. Độ lớn của năng lượng phản xạ được đánh giá bởi thông số δ_m , gọi là diện tích (của thiết diện) phản xạ hiệu dụng của mục tiêu khí tượng. Diện tích phản xạ hiệu dụng của mục tiêu khí tượng δ_m phụ thuộc không những vào kích thước, trạng thái, nhiệt độ và sự phân bố của các hạt mà còn vào tần số sóng (hoặc bước sóng). Việc tính toán δ_m bằng giải tích là phức tạp, vì như trên đã nói, bản thân mục tiêu khí tượng rất phức tạp. Để đơn giản, người ta tính toán δ_m của mục tiêu khí tượng với các giả thiết sau:

- Coi như các hạt đều có hình cầu, bán kính a của hạt nhỏ hơn rất nhiều so với bước sóng λ ($a \leq \lambda/16 = 0,03\lambda$); khi đó diện tích phản xạ hiệu dụng của một hạt thứ i nào đó được tính bằng hệ thức thu được từ lý thuyết tán xạ của Rayleigh:

$$\delta_i = \frac{64\pi^5}{\lambda^4} a_i^6 |K_i|^2, \quad (1.17)$$

trong đó

$$|K_i|^2 = \left| \frac{m_i^2 - 1}{m_i^2 + 2} \right|^2, \quad (1.18)$$

(ở đây m_i là chỉ số khúc xạ phức của hạt thứ i) phụ thuộc vào trạng thái pha, nhiệt độ của hạt và bước sóng. Sự phụ thuộc của $|K_i|^2$ vào bước sóng và nhiệt độ không lớn lắm. $|K_i|^2$ phụ thuộc chủ yếu vào trạng thái pha của hạt. Đối với hạt nước, $|K_i|^2$ có giá trị bằng $0,93 \pm 0,004$, trong khi đó đối với hạt băng $|K_i|^2$ có giá trị bằng cỡ 0,197 tức là nhỏ hơn khoảng 5 lần.

- Sự phân bố các hạt không ảnh hưởng lẫn nhau, nghĩa là khoảng cách giữa các hạt đủ lớn để trường điện từ của các hạt không tác dụng qua lại, lúc đó diện tích phản xạ hiệu dụng của mục tiêu khí tượng trong một đơn vị thể tích là tổng đại số của các diện tích phản xạ hiệu dụng của tất cả các hạt trong thể tích đó. Diện tích phản xạ hiệu dụng σ của một đơn vị thể tích của mục tiêu khí tượng là:

$$\sigma = \sum_{i=1}^N \delta_i = \frac{64\pi^5}{\lambda^4} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 a_i^6, \quad (1.19)$$

trong đó N là số hạt trong một đơn vị thể tích. σ còn gọi là hệ số tán xạ, có đơn vị là m^{-1} .

- Tín hiệu phản xạ thu được tại đầu vào máy thu radar là tín hiệu phản xạ từ tập hợp tất cả các hạt nằm trong thể tích xung phát. Giả thiết rằng thể tích xung phát được lấp đầy bởi các hạt (khi radar quan sát các mục tiêu khí tượng, thì có nhiều hạt nước (nước lỏng hoặc đá, tuyết) nằm trong cánh sóng radar. Bão hoặc các đám mây thường rất lớn, choán hết cánh sóng radar) thì diện tích phản xạ hiệu dụng của mục tiêu khí tượng δ_m sẽ là:

$$\delta_m = V_u \sigma = V_u \sum_{i=1}^N \delta_i.$$

(1.20)

với V_u là nửa thể tích xung phát (xem hình 1.14), được tính theo hệ thức:

$$V_u = \pi R^2 \frac{h}{2},$$

(1.21)

trong đó $h/2$ là độ dài của nửa khối xung trong không gian, R là bán kính mặt cắt ngang của khối xung. Giữa R , độ rộng cánh sóng θ (tính bằng radian) và khoảng cách từ radar đến mục tiêu r có mối liên hệ:

$$R = r \frac{\theta}{2}.$$

(1.22)

Do vậy

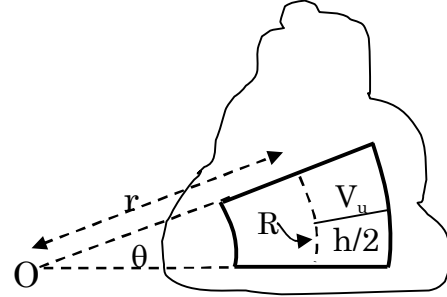
$$V_u = \pi \left(\frac{r\theta}{2} \right)^2 \frac{h}{2} = \frac{\pi r^2 \theta^2 h}{8}, \quad (1.23)$$

còn h có thể tính theo hệ thức

$$h = c\tau.$$

(1.24)

Sở dĩ ta chỉ lấy nửa thể tích xung phát vì mặt sóng đầu ở xa radar hơn mặt sóng cuối một khoảng bằng h (do đi trước một thời gian bằng τ), hai mặt sóng này sẽ cho tín hiệu phản hồi về tới radar cùng một lúc nếu mặt sóng cuối đi thêm một khoảng bằng $h/2$ rồi quay trở lại (bị phản hồi), còn mặt sóng đầu thì trở lại luôn. Tín hiệu phản hồi “đúp” (ở mỗi thời điểm đều do 2 mặt sóng cùng tạo ra) như vậy sẽ mạnh, còn các tín hiệu phản hồi “đơn” (ở mỗi thời điểm chỉ do một mặt sóng tạo ra) đều yếu, phần nhiều không được hiển thị. Như vậy coi như chỉ có một nửa thể tích xung cho tín hiệu phản hồi.



Hình 1.14. Để tính nửa thể tích xung phát

Đưa các hệ thức của σ và V_u từ (1.19) và (1.23) vào (1.20) ta có thể tính được diện tích phản xạ của một khối xung của mục tiêu khí tượng:

$$\delta_m = \frac{\pi r^2 \theta^2 h}{8} \frac{64\pi^5}{\lambda^4} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 a_i^6 = \frac{\pi^6 r^2 \theta^2 h}{8\lambda^4} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 D_i^6. \quad (1.25)$$

Thay δ_m từ hệ thức trên vào hệ thức (1.16) ta có phương trình radar đối với mục tiêu khí tượng trong môi trường không suy yếu:

$$\begin{aligned}
P_r &= \frac{P_t G^2 \lambda^2}{64 \pi^3 r^4} \frac{64 \pi^6 \theta^2 h}{8} \frac{r^2}{\lambda^4} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 a_i^6 = \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta^2 h}{8 \lambda^2 r^2} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 a_i^6 \\
&= \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta^2 c \tau}{512 \lambda^2 r^2} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 D_i^6.
\end{aligned} \tag{1.26}$$

Giá trị

$$Z = \sum_{i=1}^N |K_i|^2 D_i^6 \tag{1.27}$$

được gọi là độ phản hồi vô tuyến của mục tiêu khí tượng. Đại lượng này có thứ nguyên là m^3 hoặc mm^6/m^3 . Tuy nhiên các đơn vị này ít dùng mà người ta hay dùng một đơn vị khác là dBz (đề xi ben Z) sẽ nói đến sau.

Với một radar, chúng ta có thể nhóm tất cả các thông số của nó thành một hàng:

$$C = \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta^2 c \tau}{512 \lambda^2}. \tag{1.28}$$

Khi đó phương trình radar đối với mục tiêu khí tượng trong môi trường không suy yếu có thể viết gọn lại như sau:

$$P_r = C \frac{Z}{r^2}. \tag{1.29}$$

Đại lượng C chỉ phụ thuộc vào các thông số của radar.

1.8. PHƯƠNG TRÌNH RADAR PROBERT-JONES

Trong mục này ta sẽ xét mục tiêu khí tượng nằm trong môi trường có gây ra sự suy yếu sóng điện từ, tức là các phần tử của môi trường có thể hấp thụ, tán xạ sóng hoặc gây ra cả hai hiện tượng này.

Nửa thể tích xung phát xác định như trên là tính cho anten parabol lí tưởng. Trong thực tế, dù chế tạo tốt đến đâu cũng vẫn xuất hiện các cánh sóng phụ. Với các cánh sóng phụ bằng 10 % cánh sóng chính thì, theo Probert-Jones, nửa thể tích xung phát được tính bằng hệ thức:

$$V_u = \frac{\pi r^2 \theta^2 h}{16 \ln 2}.$$

(1.30)

Thay hệ thức (1.30) và (1.19) vào (1.20) ta có thể tính được diện tích phản xạ của mục tiêu khí tượng:

$$\delta_m = \frac{\pi r \theta^2 h}{16 \ln 2} \frac{64 \pi^5}{\lambda^4} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 a_i^6 = \frac{\pi^6 r^2 \theta^2 h}{16 \ln 2 \lambda^4} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 D_i^6. \quad (1.31)$$

Thay δ_m từ hệ thức trên vào hệ thức (1.16) ta có phương trình radar đối với mục tiêu khí tượng trong môi trường không suy yếu:

$$\begin{aligned} P_r &= \frac{P_t G^2 \lambda^2}{64 \pi^3 r^4} \frac{64 \pi^6 \theta^2 h}{16 \ln 2} \frac{r^2}{\lambda^4} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 a_i^6 = \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta^2 h}{16 \lambda^2 r^2 \ln 2} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 a_i^6 \\ &= \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta^2 c \tau}{1024 \lambda^2 r^2 \ln 2} \sum_{i=1}^N |K_i|^2 D_i^6 \end{aligned} \quad (1.32)$$

Lưu ý đến sự suy yếu năng lượng sóng dọc đường truyền trong khí quyển và dọc đường truyền từ anten đến đầu ra của máy thu (do sự không hoàn hảo của máy thu), cần phải nhân về phải của phương trình trên cho một hệ số L ($L < 1$) đặc trưng cho phần (tỉ lệ) năng lượng về đến máy thu:

$$P_r = \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta^2 c \tau}{1024 \lambda^2 r^2 \ln 2} L \sum_{i=1}^N |K_i|^2 D_i^6. \quad (1.33)$$

Phương trình nêu trên được gọi là phương trình radar Probert-Jones.

1.9. PHƯƠNG TRÌNH RADAR ĐƠN GIẢN. ĐỘ SUY YẾU VÀ ĐỘ TRUYỀN QUA

L trong phương trình Probert-Jones được gọi là độ truyền qua, nó có thể viết thành:

$$L = L_a L_{rd}, \quad (1.34)$$

trong đó L_a là độ truyền qua khí quyển, còn L_{rd} – độ truyền qua các đường dẫn sóng bên trong radar. Nghịch đảo của các đại lượng này gọi là độ suy yếu:

$$\begin{aligned} M &= \frac{1}{L} - \text{độ suy yếu toàn phần,} \\ M_a &= \frac{1}{L_a} - \text{độ suy yếu trong khí quyển,} \end{aligned}$$

$M_{rd} = \frac{1}{L_{rd}}$ - độ suy yếu qua các đường dẫn sóng bên trong radar.

Khi một radar được lắp đặt, chỉ có những tham số sau đây không phải là cố định: độ phản hồi Z , độ suy yếu bởi môi trường M_a và khoảng cách r . Những tham số còn lại đều không đổi và được tổng hợp để tạo ra hằng số C_r (ở một chế độ hoạt động của radar, C_r là không đổi). Phương trình radar có thể viết dưới dạng đơn giản:

$$P_r = \frac{C_r Z}{r^2 M_a} = \frac{C_r Z}{r^2} L_a,$$

(1.35)

trong đó

$$C_r = \frac{\pi^3 P_u G^2 \theta^2 c \tau}{1024 M_{rd} \lambda^2 \ln 2} = \frac{\pi^3 P_u G^2 \theta^2 c \tau}{1024 \lambda^2 \ln 2} L_{rd}.$$

(1.36)

C_r được gọi là thế hay hằng số của radar. Giá trị của hằng số radar được sử dụng để đánh giá công tác hiệu chỉnh radar. Phương trình (1.35) gọi là phương trình radar đơn giản hoá (hay rút gọn).

Độ truyền qua L_a luôn ≤ 1 , còn M_a thì luôn ≥ 1 . $L_a = 1$ trong trường hợp không có sự suy yếu (do hiện tượng hấp thụ và tán xạ sóng bởi môi trường) dọc đường truyền sóng. Sự suy yếu do khí quyển gây ra nghịch biến với góc cao và đồng biến với khoảng cách. Khi góc cao tăng lên, tín hiệu ít đi qua các vùng khí quyển dày đặc dọc theo tia quét hơn, do vậy nó sẽ ít bị suy yếu hơn; Sự suy yếu tuân theo định luật Bouguer-Lambert, cho nên độ suy yếu trong khí quyển được tính theo công thức

$$M_a = \exp \left(2 \int_0^r \sigma_e dr \right).$$

(1.37)

trong đó σ_e là hệ số suy yếu sóng trong khí quyển (do sự hấp thụ và tán xạ sóng của các phân tử khí, bụi, hạt mây hoặc mưa trên đường truyền sóng giữa radar và mục tiêu gây ra). Tuy nhiên, khi có mây hoặc mưa dọc đường truyền sóng thì lượng bụi thường nhỏ và sự suy yếu chủ yếu do mây và mưa gây ra.

Với một biến đổi nhỏ, phương trình trên sẽ có dạng:

$$Z = \frac{P_r r^2}{C_r} M_a = \frac{P_r r^2}{C_r L_a}.$$

(1.38)

Với việc đo khoảng cách r và năng lượng phản hồi về tới radar P_r , phương trình (1.38) cho phép các nhà khí tượng tính toán trực tiếp độ phản hồi vô tuyến Z của mục tiêu khi biết C_r và M_a . Trong thực tế, radar đo P_r và r rồi tự động tính Z bằng cách khuếch đại P_r với một số lần để bù lại sự suy yếu do khoảng cách và sự hao hụt cường độ phản hồi do suy yếu dọc đường truyền trong khí quyển và trong radar, tức là khuếch đại lên một số lần bằng $\frac{r^2}{C_r} M_a$ hoặc $\frac{r^2}{C_r L_a}$. Độ suy yếu M_a hoặc độ

truyền qua L_a được tổng hợp và sử dụng cho toàn bộ khoảng cách. Độ suy yếu tăng lên mạnh khi tín hiệu phải truyền qua mây hoặc nhất là vùng đang mưa. Đối với radar DWSR-2500C giá trị cường độ phản hồi vô tuyến có thể được hiệu chỉnh do suy yếu trong mưa bằng việc lấy $L_a = A.Z^b$ với $A = 6,9.10^{-5}$; $b = 0,67$. Hiệu chỉnh do suy yếu trong mưa cần được thực hiện sau khi đã hiệu chỉnh ảnh hưởng của địa hình. Sau khi được hiệu chỉnh ảnh hưởng của địa hình và sự suy yếu dọc đường truyền, độ PHVT được gọi là đã hiệu chỉnh (corrected intensity).

1.10. ĐƠN VỊ ĐO ĐỘ PHẢN HỒI VÔ TUYẾN VÀ CÔNG SUẤT

Đối với một đại lượng X bất kỳ có giá trị biến đổi trong một trong một phạm vi quá rộng, người ta thường sử dụng đơn vị đề xi ben (dB) để biểu thị giá trị của nó. Để biểu thị trong đơn vị này, thay cho giá trị của X , ta phải tính giá trị của X' theo công thức sau:

$$X'(\text{dB}) = 10 \lg \frac{X}{X_0},$$

(1.39)

trong đó X_0 là một giá trị nào đó được chọn làm chuẩn (nếu bỏ hệ số 10 trong công thức trên thì đơn vị của X' được gọi là Ben, kí hiệu là B). Trong đơn vị này, giá trị của X' biến đổi trong một trong một phạm vi hẹp hơn nhiều. Thực chất, X' là đại lượng vô thứ nguyên.

Độ phản hồi vô tuyến $Z = \sum_{i=1}^N |K_i|^2 D_i^6$ (phép tính tổng được lấy trong một đơn vị

thể tích) cũng là một đại lượng như vậy. Giá trị của độ phản hồi vô tuyến có thể thay đổi trong phạm vi rất rộng, từ 10^{-3} đến $10^6 \text{ mm}^6/\text{m}^3$. Vì vậy, người ta cũng sử

dùng đơn vị đề xi ben, song để phân biệt với đơn vị của các đại lượng khác, người ta gọi nó là đề xi ben Z (viết tắt là dBz), còn độ phản hồi khi đó là:

$$Z'(\text{dBz}) = 10 \lg \frac{Z}{Z_0}, \quad (1.40)$$

trong đó $Z_0 = 1 \text{ mm}^6/\text{m}^3$. Từ giá trị của độ phản hồi Z, ta dễ dàng tính được Z'.

Ví dụ: Nếu $Z = 4000 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ thì $Z' = 10(\lg 4000) = 10.3,6 = 36 \text{ dBz}$.

Giá trị Z'(dBz) là âm xảy ra khi xuất hiện các hạt cỡ cực nhỏ, giá trị Z quá thấp. Bảng 1.5 chứng minh tại sao dBz được sử dụng thay cho mm^6/m^3 .

Bảng 1.5. Giá trị Z' và Z tương ứng

Z' (dBz)	Z ($\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$)		Z' (dBz)	Z ($\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$)
-32	0,000631		30	1 000
-28	0,001585		41	12 589
-10	0,1		46	39 810
0	1		50	100 000
5	3,162		57	501 187
18	63,0		95	3 162 277 660

Trong kĩ thuật radar, giải công suất cần đo cũng rất lớn, từ độ nhạy máy thu $P = 10^{-14} \text{ W}$ đến công suất phát xung lớn hàng trăm, thậm chí cả ngàn kW. Để tiện lợi trong việc so sánh các giá trị của công suất, người ta cũng sử dụng đơn vị đề xi ben, còn công suất trong đơn vị này (còn được gọi là "mức công suất"), kí hiệu là P' và được tính theo công thức 2°K

$$P'(\text{dB}) = 10 \lg \frac{P}{P_0}, \quad (1.41)$$

trong đó P là công suất và P_0 là công suất chuẩn (để so sánh với P).

Thông thường, trong khí tượng radar người ta chọn $P_0 = 1 \text{ mW} = 10^{-3} \text{ W}$, còn P tính ra W; khi đó đơn vị của P' được gọi là "đề xi ben m" (dBm), còn mức công suất là:

$$P'(\text{dBm}) = 10 \lg \frac{P}{10^{-3} \text{ W}}. \quad (1.42)$$

Ví dụ: Nếu công suất mà radar thu được là $P = 10^{-14} \text{ W}$ (giá trị này xấp xỉ độ nhạy máy thu của các radar hiện đại, tức xấp xỉ bằng công suất nhỏ nhất mà radar có thể thu được), thì mức công suất tương ứng là $P' = 10 \lg \frac{10^{-14}}{10^{-3}} = 10 \lg 10^{-11} = -110$ (dBm).

1.11. CÁC YẾU TỐ ẢNH HƯỞNG ĐẾN CÔNG SUẤT SÓNG THU

1.11.1. Ảnh hưởng của phổ phân bố hạt theo kích thước và trạng thái hạt

Công suất sóng thu P_r tỉ lệ thuận với cường độ phản hồi vô tuyến Z . Từ công thức định nghĩa của độ phản hồi vô tuyến $Z = \sum_{i=1}^N |K_i|^2 D_i^6$, ta thấy ba đặc trưng quan trọng của mưa liên quan trực tiếp đến độ phản hồi vô tuyến là:

- Số lượng hạt trong mỗi đơn vị thể tích N ,
- Kích thước các hạt D_i ,
- Trạng thái pha của các hạt (thể hiện qua $|K_i|^2$).

Giá trị $|K_i|^2$ liên quan với đặc tính vật lý của bản chất mục tiêu (trạng thái pha), đặc biệt với tính chất dẫn điện. Đối với hạt nước $|K_i|^2 \approx 0,93$. Đối với tinh thể băng $|K_i|^2 \approx 0,197$ tức là khoảng 5 lần nhỏ hơn so với $|K_i|^2$ của hạt mưa cùng kích thước. Điều này dẫn đến việc đánh giá rất thấp tiềm lượng nước của tuyết và tinh thể băng và không phát hiện được mưa đá, mưa tuyết ở những khoảng cách xa do tín hiệu phản hồi quá yếu.

Độ phản hồi của các mục tiêu giáng thủy tỉ lệ thuận với đường kính mũ 6 của hạt mưa (tỉ lệ với D^6) trong 1 thể tích mẫu. Do vậy, năng lượng phản hồi trở về radar tăng mạnh có thể là kết quả của sự tăng lên rất ít của đường kính hạt mưa D . Nói cách khác, độ phản hồi phụ thuộc nhiều vào phổ phân bố số hạt theo kích thước.

Chúng ta xét một ví dụ để chứng minh điều này. Giả sử trong 1 m^3 ở đó có 730 hạt mưa, trong đó 729 hạt có đường kính là 1 mm và chỉ 1 hạt có đường kính là 3 mm. Sử dụng phương trình trên để tính giá trị phản hồi như sau:

$$Z = \sum_{i=1}^{730} |K_i|^2 D_i^6 = 0,93 \frac{729 (1\text{mm})^6 + 1 (3\text{mm})^6}{1\text{m}^3} = 0,93 (729 + 729 \frac{\text{mm}^6}{\text{m}^3}) = 0,93.1458 \frac{\text{mm}^6}{\text{m}^3} \quad (1.43)$$

Chú ý: Cường độ phản hồi của 729 hạt mưa có đường kính là 1 mm bằng cường độ phản hồi của 1 hạt mưa có đường kính 3 mm mặc dù hạt mưa có đường kính 3

mm chỉ có thể tích gấp 27 lần hạt mưa có đường kính 1 mm. Nói một cách khác là hạt mưa có đường kính 3 mm cho năng lượng phản hồi lớn hơn gấp 729 lần so với hạt mưa có đường kính là 1 mm. Như vậy, nếu các hạt mây gộp lại với nhau thì mặc dù hàm lượng nước không đổi và số lượng hạt ít đi nhưng độ phản hồi vẫn tăng lên, thậm chí tăng rất nhiều. Mối quan hệ giữa độ phản hồi Z và kích thước hạt là điều hết sức quan trọng, điều này được đề cập rõ hơn khi ta thảo luận về nguyên lý của việc ước lượng cường độ mưa bằng radar trong phần sau.

Khi chúng ta không biết sự phân bố hạt thực tế theo kích thước hay cấu tạo vật lý của tất cả các mục tiêu trong một thể tích mẫu, phản hồi vô tuyến của radar được gọi là phản hồi tương đương Z_e . Thông thường ta sử dụng giả thiết tán xạ Rayleigh trên các hạt nước lỏng, tức là tất cả năng lượng phản hồi đều bắt nguồn từ các hạt lỏng mà đường kính của chúng đáp ứng tán xạ Rayleigh. Hiển nhiên giả thiết này là không chính xác trong những trường hợp khi tồn tại tinh thể băng hoặc băng đang tan trong thể tích xung. Do đó thuật ngữ phản hồi tương đương nhiều khi được sử dụng thay cho phản hồi thực tế. Tuy nhiên, khi sử dụng giả thiết nêu trên người ta thường vẫn chỉ sử dụng thuật ngữ độ phản hồi Z.

1.11.2. Ảnh hưởng của độ dài bước sóng

Vận tốc sóng vô tuyến trong môi trường $c = f\lambda$ là một hằng số vì vậy nếu tần số f tăng (hoặc giảm) thì độ dài bước sóng phải giảm (hoặc tăng) một số lần tương đương.

Từ phương trình radar Probert-Jones (1.33) chúng ta có thể nhận thấy giá trị năng lượng phản hồi thu được tỉ lệ nghịch với bình phương độ dài bước sóng. Điều này có nghĩa là với một radar băng sóng C (độ dài bước sóng bằng 5 cm) sẽ nhận một lượng năng lượng phản hồi trở lại từ một mục tiêu, lớn hơn gấp 4 lần so với radar băng sóng S (độ dài bước sóng 10 cm) với tất cả các đặc tính kỹ thuật khác là như nhau, do mục tiêu tán xạ sóng ngắn ngược trở lại mạnh hơn sóng dài (theo lý thuyết tán xạ Rayleigh, hệ số tán xạ tỉ lệ nghịch với λ^4 , tức là độ dài bước sóng phát càng nhỏ thì sự tán xạ càng mạnh). Tuy nhiên, sự suy yếu dọc đường đối với sóng ngắn cũng mạnh hơn so với sóng dài. Chính xác hơn, tỉ lệ kích thước hạt trên độ dài bước sóng (D/λ) ảnh hưởng tới độ suy yếu dọc đường. Tỉ lệ này càng lớn thì sự suy yếu càng lớn (tức M càng lớn hoặc L càng nhỏ). Khi đó bước sóng càng lớn thì độ suy yếu (tiêu hao) càng ít phụ thuộc vào kích thước hạt mưa. Như vậy đối với bước sóng ngắn ($\lambda = 5$ cm) thì độ suy yếu sóng điện từ rất lớn trong mưa làm cho nó không thật phù hợp với nhiệm vụ giám sát hệ thống trên một phạm vi rộng.

Nhắc lại về sự tán xạ Rayleigh, độ dài bước sóng phát càng nhỏ thì sự tán xạ Rayleigh càng mạnh và xảy ra đối với hầu hết các kích thước hạt quan sát được trong khí quyển (ngoại trừ mưa đá với $D > 1$ cm). Mặc dù các radar sử dụng sóng ngắn phát hiện các mục tiêu nhỏ tốt hơn, nhưng do suy yếu dọc đường lớn hơn, năng lượng phản hồi trở về sẽ nhỏ, trong nhiều trường hợp radar không thu được

tín hiệu phản hồi bởi vì năng lượng sóng điện từ phản hồi có thể bị suy yếu hết khi truyền qua trường mưa mạnh và mục tiêu sẽ không được phát hiện.

1.11.3. Ảnh hưởng của khoảng cách đến mục tiêu

Như với độ dài bước sóng, năng lượng trung bình phản hồi từ mục tiêu tỷ lệ nghịch với bình phương khoảng cách từ nó tới radar. Khuếch đại năng lượng thu được lên một số lần tỷ lệ thuận với r^2 là cách để bù lại sự hao hụt năng lượng do khoảng cách gây ra đối với các khoảng cách khác nhau. Nếu như không có bù khoảng cách thì khi đó những ổ đồng gần radar sẽ có giá trị phản hồi lớn hơn ở các vùng xa nhờ vào mật độ năng lượng lớn hơn ở vùng gần. Nếu 2 ổ đồng có cùng giá trị độ phản hồi thì đồng gần radar nhất sẽ luôn luôn phản hồi trở lại một năng lượng lớn hơn đồng ở xa.

Ví dụ: Một mục tiêu có $r = 10$ km thì $r^2 = 100$ km²; với $r = 40$ km thì $r^2 = 1600$ km². Mục tiêu ở khoảng cách $r = 10$ km phản hồi lại một năng lượng mạnh gấp 16 lần mục tiêu ở khoảng cách $r = 40$ km.

1.11.4. Ảnh hưởng của các yếu tố qua độ suy yếu trong khí quyển

Trong phương trình radar Probert-Jones dạng rút gọn (1.35)

$$P_r = \frac{C_r Z}{r^2 M_a} = \frac{C_r Z}{r^2} L_a$$

ta nhận thấy P_r tỉ lệ thuận với độ truyền qua L_a hoặc tỉ lệ nghịch với độ suy yếu M_a trong khí quyển của tia sóng. Đến lượt nó, độ truyền qua L_a hoặc độ suy yếu M_a lại phụ thuộc vào các yếu tố sau:

- Mức độ suy yếu bởi khí quyển phụ thuộc nhiều vào trạng thái của khí quyển mà sóng truyền qua (có mây, mưa, bụi, côn trùng... dọc đường truyền hay không).
- Mức độ suy yếu bởi khí quyển nghịch biến với góc cao của anten δ vì khi góc cao tăng lên, tín hiệu ít đi qua các vùng khí quyển dọc theo tia quét hơn.
- Mức độ suy yếu cũng phụ thuộc vào độ cao của đối tượng h , cụ thể là sóng phản hồi từ những mục tiêu ở dưới thấp phải đi qua những vùng khí quyển dày đặc nên M_a lớn hơn so với trường hợp mục tiêu ở cao.
- Mức độ suy yếu tăng theo khoảng cách r , tức là càng đi xa, sóng càng bị suy yếu nhiều.

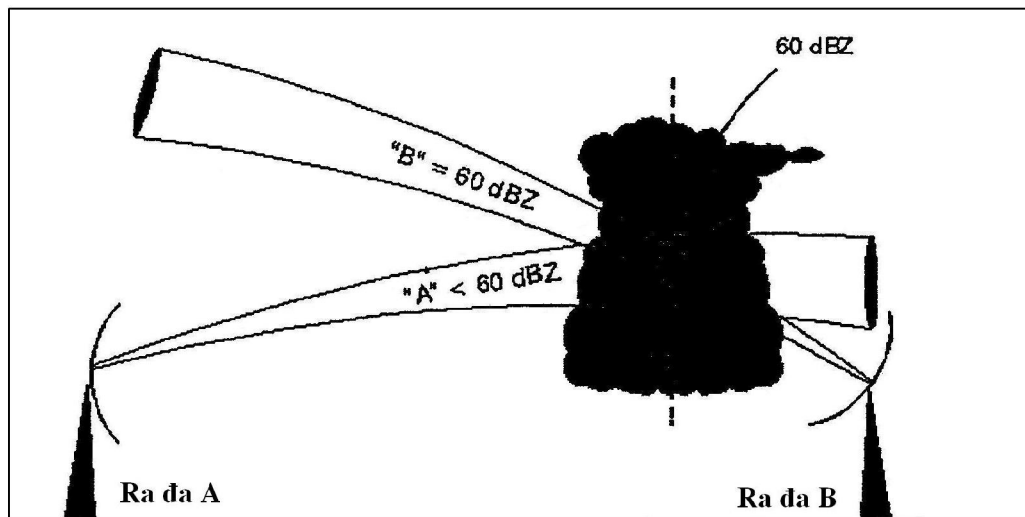
Tuy nhiên, ba yếu tố sau cùng này có quan hệ với nhau theo một hệ thức gần đúng: $h = r \cdot \sin \delta$, cho nên chỉ hai trong số chúng là độc lập, riêng trường hợp khi $\delta = 0$ thì chỉ có r là yếu tố độc lập. Có thể coi gần đúng rằng M_a tỉ lệ thuận với r .

1.11.5. Ảnh hưởng của mức độ lấp đầy búp sóng

Trước đây, khi dẫn đến các phương trình radar, ta đã mặc nhiên giả định rằng thể tích xung cho tín hiệu phản hồi được lấp đầy bởi các hạt mây. Tuy nhiên, trong

thực tế, nhiều khi thể tích xung chỉ được lấp một phần. Hơn nữa, nếu hai xung đều được lấp đầy bởi các hạt của cùng một đối tượng nhưng phân bố theo kích thước của các hạt trong hai trường hợp không giống nhau thì độ phản hồi Z hoặc công suất sóng thu P_r cũng khác nhau. Ví dụ dưới đây minh hoạ rõ hơn điều này.

Ở hình 1.15, hai radar hoạt động đồng thời và cho kết quả phản hồi của 1 tâm nhiễu động ở những khoảng cách khác nhau so với vị trí radar. Phân bố thực tế theo kích thước hạt cho phép tính được độ PHVT từ phương trình (1.35) và (1.36). Giả sử giá trị phản hồi thực tế ở vùng tâm là 60 dBz. Nó nằm trong vùng giao nhau giữa 2 búp sóng. Tâm của vùng có độ phản hồi lớn 60dBz chỉ lấp đầy “tia B”. Do ở khoảng cách xa hơn, búp sóng A được lấp một phần bởi lõi với 60 dBz ngoài ra là các vùng phản hồi yếu hơn xung quanh nó. Kết quả là giá trị cường độ phản hồi vô tuyến trung bình của tâm nhiễu động theo radar A sẽ yếu hơn 60 dBz. Đó là nguyên nhân dẫn đến 2 radar nhận được 2 giá trị độ phản hồi khác nhau với cùng một mục tiêu ở cùng độ cao.



Hình 1.15. Để giải thích ảnh hưởng của mức độ lấp đầy búp sóng đến độ PHVT

1.12. QUAN HỆ GIỮA TẦN SỐ LẶP CỦA XUNG VÀ KHOẢNG CÁCH QUAN TRẮC ĐÚNG TỐI ĐA

Khoảng cách tối đa ($r_{\max}$) mà radar có thể quan trắc được một cách đơn trị (đúng) tỉ lệ thuận với thời gian nghỉ giữa hai xung. Radar DWSR-2500C sử dụng một anten vừa thu, vừa phát tín hiệu. Khoảng thời gian từ thời điểm ngừng phát xung thứ nhất đến thời điểm bắt đầu phát xung thứ hai đủ để xung thứ nhất truyền đi đến mục tiêu và trở về radar (2 lần khoảng cách tối mục tiêu). Nếu chu kì lặp của xung là T , thời gian kéo dài một xung (độ rộng xung) là τ thì khoảng cách đúng tối đa có thể quan trắc được là

$$r_{\max} = \frac{c \cdot (T - \tau)}{2}, \quad (1.44)$$

trong đó, c - vận tốc truyền sóng; $(T - \tau)$ - thời gian nghỉ phát giữa 2 xung (còn gọi là “thời gian lắng nghe”).

Vì thời gian phát một xung τ là rất nhỏ (μs) so với T (ms) nên trong công thức trên có thể thay thế T bằng $(T - \tau)$. Ví dụ, nếu radar DWSR-2500C hoạt động với chế độ xung dài (với $F = 250 \text{ MHz}$ và $T = 4000 \mu\text{s}$), khi đó thời gian thu sẽ là: $T - \tau = 4000 \mu\text{s} - 2 \mu\text{s} = 3998 \mu\text{s}$. Như vậy, 99,95 % thời gian hoạt động của radar là thời gian dành cho việc thu tín hiệu, chỉ 0,05 % thời gian để phát xung sóng điện từ.

Như vậy phương trình trên có thể được viết dưới dạng:

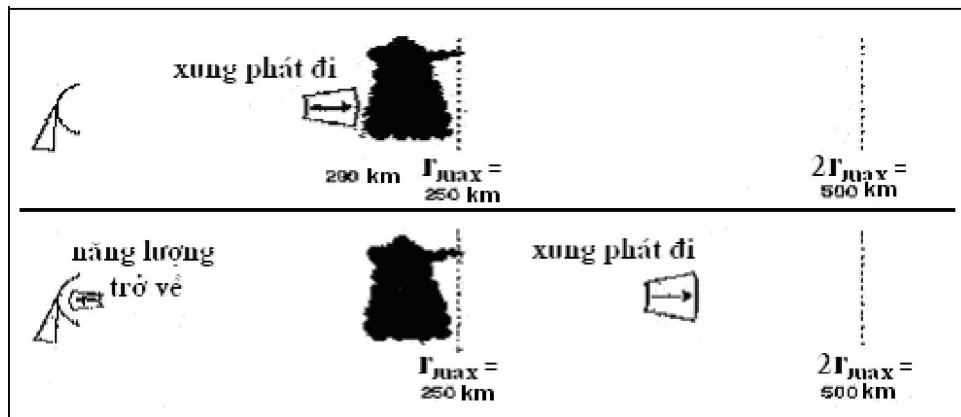
$$r_{\max} \approx \frac{cT}{2} = \frac{c}{2F}, \quad (1.45)$$

trong đó, F là tần số lặp của xung (s^{-1}) = $1/T$.

Ví dụ: Khi radar DWSR –2500C hoạt động ở khoảng cách tối đa, với $F = 250 \text{ s}^{-1}$ ($T = 4 \cdot 10^{-3} \text{ s}$), từ phương trình trên ta xác định được $r_{\max} = 600 \text{ km}$. Nếu mục tiêu ở xa hơn $r_{\max}$ thì trên màn hình nó sẽ xuất hiện ở khoảng cách khác hẳn với khoảng cách thực, đó là khoảng cách ảo.

1.13. HIỆN TƯỢNG “KHOẢNG CÁCH ẢO”

Khoảng cách ảo (Range Folding) là hiện tượng radar hiển thị vùng PHVT tại một vị trí đúng về góc hướng nhưng sai về khoảng cách. Hiện tượng này xảy ra khi một mục tiêu nằm ngoài khoảng cách tối đa $r_{\max}$ nhưng radar vẫn phát hiện được, nghĩa là mục tiêu ở trong vùng “nghi ngờ”. Hình 1.16 là một ví dụ về sự hiển thị chính xác vị trí của vùng PHVT.

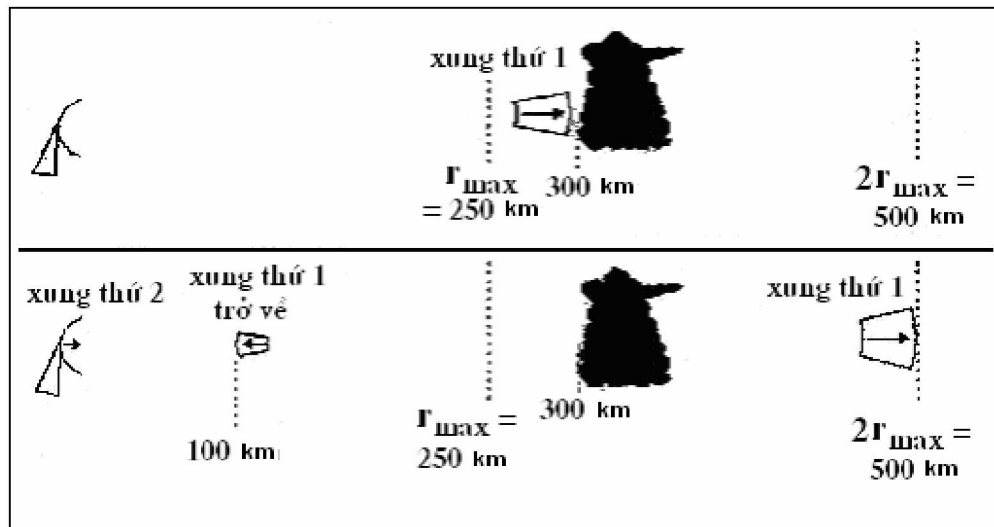


Hình 1.16. Trường hợp radar hiển thị được chính xác vị trí của vùng PHVT

Trong hình ta thấy một mục tiêu ở khoảng cách thực là 200 km, trong khi đó $r_{\max} = 250 \text{ km}$ (phần trên hình 1.16), có nghĩa là một xung có thời gian di chuyển

một khoảng cách tối đa là 500 km, trước khi một xung tiếp theo được phát đi. Khi xung gặp mục tiêu ở khoảng cách 200 km, phần lớn năng lượng của xung tiếp tục truyền theo hướng đã định và một phần năng lượng phản hồi trở lại bởi mục tiêu (phần dưới hình 1.16). Khi đó phần năng lượng phản hồi truyền được tổng cộng một quãng đường là 400 km, trong khi phần còn lại tiếp tục lan truyền ra xa radar. Radar hiển thị chính xác mục tiêu ở khoảng cách là 200 km, do xung thứ hai vẫn chưa được phát đi. Kết quả là trên màn chỉ thị không có sự sai lệch về vị trí mục tiêu tại khoảng cách là 200 km.

Trong hình 1.17: $r_{\max} = 250$ km và mục tiêu nằm ở khoảng cách 300 km; tức vượt 50 km ngoài $r_{\max}$. Xung thứ 1 tác động tới mục tiêu ở 300 km (phần trên của hình 1.17) một phần năng lượng của nó phản hồi trở lại radar trong khi phần còn lại tiếp tục được truyền đi theo hướng ban đầu (phần dưới của hình 1.17). Mỗi phần năng lượng (thể tích xung) có thời gian để di chuyển khoảng cách là 500 km trước khi xung tiếp theo được phát (xung 2). Phần năng lượng tiếp tục truyền, đạt tới khoảng cách 500 km, cùng lúc đó năng lượng phản hồi trở lại 200 km về phía radar (đó là vị trí ở khoảng cách 100 km so với radar). Khi đó xung thứ 2 (xung tiếp theo) chuẩn bị được phát đi mặc dù radar chưa nhận được tín hiệu phản hồi của xung thứ nhất.



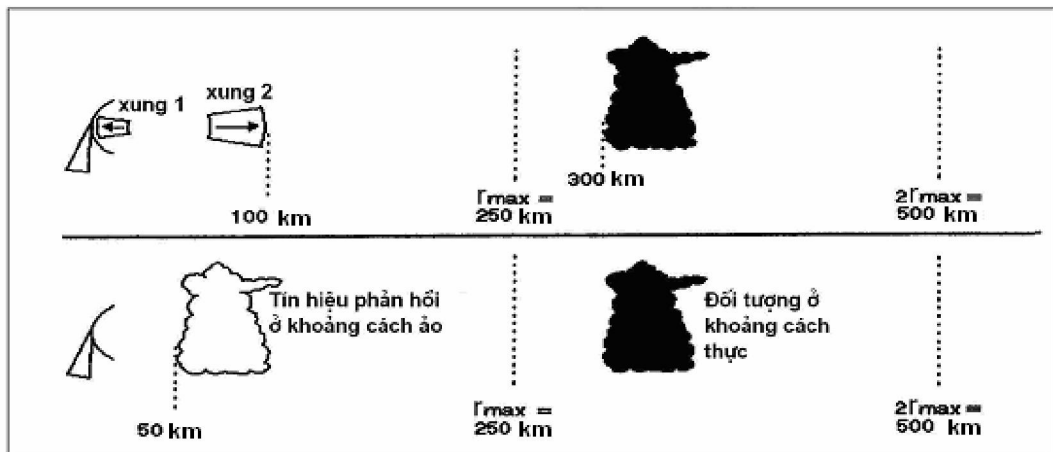
Hình 1.17. Trường hợp radar chuẩn bị phát đi xung thứ 2 nhưng chưa nhận được tín hiệu phản hồi từ xung thứ nhất

Ở hình 1.18 trong thời gian xung thứ hai đi 100 km đầu tiên, không có mục tiêu nào hiển thị trên màn hình vì khi đó năng lượng phản xạ bởi xung 1 mới về tới sát radar (phần hình trên). Tuy nhiên khi xung thứ hai được phát đi thì radar xác định bất kì một năng lượng phản hồi nào nhận được sau đó đều là phản hồi của xung thứ 2, nhưng thực chất đó là năng lượng phản hồi do xung thứ nhất gây ra và từ mục tiêu ở khoảng cách 300 km. Radar sẽ xác định năng lượng phản hồi đó của xung thứ

2 xuất phát từ mục tiêu ở khoảng cách là 50 km mà không phải ở khoảng cách 300 km (phần hình dưới). Về cơ bản, nếu mục tiêu nằm ở khoảng cách ngoài $r_{\max}$, nó sẽ xuất hiện (hiển thị) ở khoảng cách sai lệch hẳn so với thực tế. Nếu $r_{\max} = 250$ km, bất kì mục tiêu nào nằm ở khoảng cách từ 0 km đến 250 km sẽ xuất hiện ở khoảng cách chính xác. Các khoảng cách từ 250 km đến 500 km nằm trên chạng phản hồi thứ 2. Một mục tiêu ở 550 km được radar ghi nhận sẽ vẫn được hiển thị ở 50 km (nằm trên chạng phản hồi thứ 3). Một cách tổng quát, giữa khoảng cách thực r_t và khoảng cách quan trắc r_{do} có mối liên hệ sau:

$$r_t = r_{do} + kr_{\max}, \quad (1.46)$$

trong đó $k = 0, 1, 2 \dots$, tùy theo đối tượng nằm trong chạng phản hồi thứ nhất, thứ hai, thứ ba, ... tương ứng.



Hình 1.18. Radar nhận được tín hiệu phản hồi từ xung thứ nhất nhưng hiển thị mục tiêu như thể tín hiệu đó phản hồi từ xung thứ 2

Ví dụ: Với trường hợp $r_{\max} = 150$ km (khoảng cách tối đa thường gặp ở các radar Doppler) và 3 mục tiêu nằm ở những khoảng cách là 30 km, 180 km và 330 km. Kết quả là sẽ có 3 giá trị số liệu riêng biệt đều ở khoảng cách 30 km. Đây là điều không tránh khỏi và radar DWSR 2500C đã cố gắng khắc phục hiện tượng này một cách tự động, nhưng không loại trừ được hoàn toàn mà vẫn có trường hợp bị bỏ sót. Bằng mắt thường, theo dõi tính liên tục theo không gian hoặc thời gian của các đám phản hồi của một mục tiêu, ta cũng có thể phát hiện ra hiện tượng này. Chẳng hạn, một mục tiêu đang hiển thị ở khoảng cách lớn và đang di chuyển ra xa, nhưng sau đó không lâu lại xuất hiện ở khoảng cách nhỏ thì khoảng cách sau là ảo v.v...

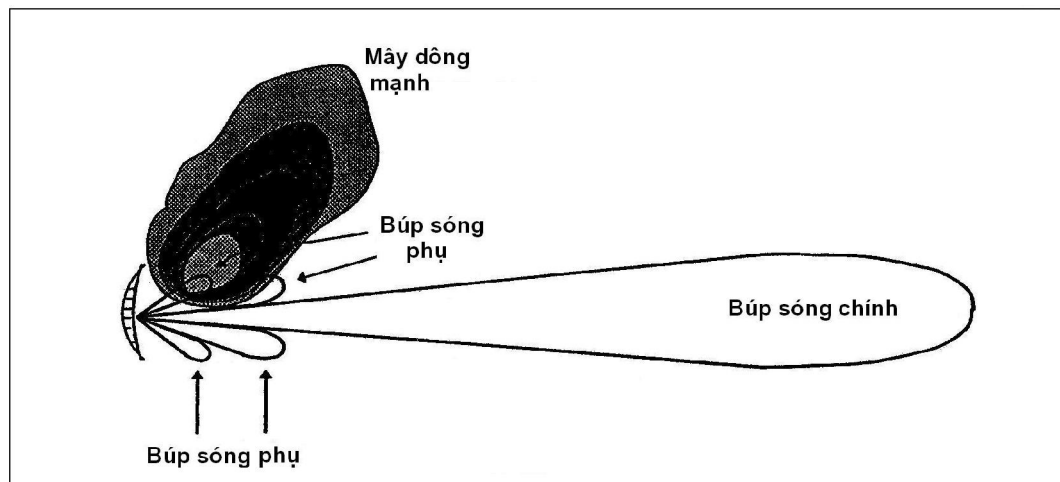
Ngoài ra còn phải kể đến trường hợp mục tiêu nằm ở khoảng cách lớn hơn $kr_{\max}$ một chút, cụ thể là từ $kr_{\max}$ đến $kr_{\max} + h$ (với h là độ dài không gian của một xung)

thì khi tín hiệu phản hồi về tới radar là lúc radar đang phát đi một xung mới, do đó nó không thể nhận được tín hiệu phản hồi.

1.14. HIỆU ỨNG BÚP SÓNG PHỤ

Nhiều do búp sóng phụ là kết quả của sự phản hồi năng lượng của búp sóng phụ bởi các đối tượng về radar. Năng lượng được phát đi với búp sóng chính lớn hơn gấp 100 lần so với bất kỳ năng lượng của búp sóng phụ nào. Do vậy bất cứ sự tăng lên nào của năng lượng phản hồi bởi ảnh hưởng của búp sóng phụ đều có thể bỏ qua, ngoại trừ khi quét ở mức góc cao thấp khi tồn tại nghịch nhiệt bề mặt (ảnh hưởng của khúc xạ dị thường).

Hiệu ứng búp sóng phụ lớn hơn cả sẽ xảy ra trong trường hợp tồn tại mây do đối lưu mạnh ở vùng gần radar. Nếu gradient của độ PHVT là đủ lớn, một tình huống có thể xảy ra là búp sóng chính hướng vào vùng thời tiết tốt trong khi đó búp sóng phụ lại hướng vào nơi có ổ mây đối lưu mạnh (hình 1.19). Trong trường hợp này một ảnh với độ phản hồi nhỏ sẽ được hiển thị theo góc hướng tương ứng với búp sóng chính. Trên sản phẩm PHVT, ảnh hưởng của búp sóng phụ thường xuất hiện như một hiện tượng can nhiễu với độ PHVT yếu đối với những tia quét ở các mức góc cao nhỏ. Hiệu ứng búp sóng phụ thường xảy ra từ các búp sóng phụ lệch hướng không quá 5 đến 10° góc so với búp sóng chính. Hiệu ứng búp sóng phụ yêu cầu gradient của độ PHVT theo góc phương vị và theo phương bán kính phải đủ lớn để búp sóng phụ “đu sức” vươn tới vùng có độ phản hồi lớn.



Hình 1.19. Để giải thích ảnh hưởng của búp sóng phụ

Nói chung, nếu gradient phản hồi vượt quá 10 dBz độ⁻¹ và duy trì quá 6° góc hướng trên khoảng cách không đổi, hiệu ứng búp sóng phụ có thể đủ lớn để gây nhiễu cho tín hiệu thu của radar, có thể thấy rõ trên các hiển thị PPI và RHI.

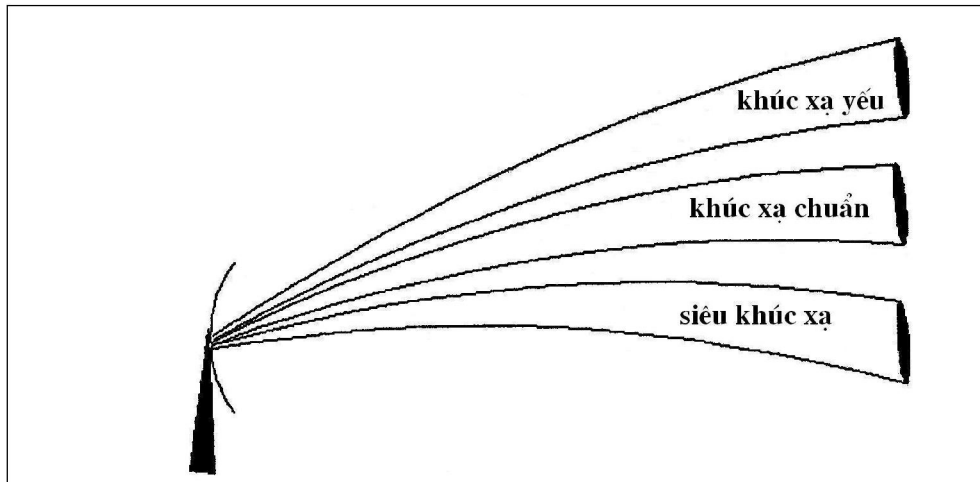
Các vật trên mặt đất như nhà cửa, cây cối... ở gần radar cũng thường bị các búp sóng phụ chiếu vào, gây ra các tín hiệu phản hồi nhiễu. Nếu các vật này không di động thì hình ảnh nhiễu không thay đổi trong các lần quan trắc khác nhau, do vậy có thể tìm được cách loại bỏ nó.

1.15. KHÚC XẠ TIA QUÉT CỦA RADAR VÀ HIỆN TƯỢNG LỚP DẪN SÓNG

Radar tính độ cao của các mục tiêu dựa vào khoảng cách từ radar tới mục tiêu và góc cao của đường trung tâm tia quét của radar trong điều kiện khí quyển trung bình (điều kiện khúc xạ chuẩn). Nếu điều kiện khúc xạ trong khí quyển có sự sai lệch so với điều kiện chuẩn, các tia quét sẽ lệch so với quỹ đạo chuẩn. Nói một cách khác, nó bị khúc xạ hay bị uốn cong mạnh hơn hoặc yếu hơn mức trung bình. Hình 1.20 biểu diễn của một số đường truyền tia bức xạ trong các điều kiện truyền sóng khác nhau.

1.15.1. Khúc xạ yếu (Sub – refraction)

Khi radar phát đi sóng điện từ, búp sóng sẽ bị khúc xạ (hay uốn cong) một chút trong khí quyển. Nếu nó bị khúc xạ ít hơn bình thường thì hiện tượng được gọi là khúc xạ yếu hay khúc xạ dưới chuẩn. Trong trường hợp này tia sóng sẽ cao hơn so với tia sóng truyền trong điều kiện chuẩn và độ cao của các mục tiêu mà radar tính được sẽ thấp hơn độ cao thực của chúng vì một cách mặc định, radar luôn coi khí quyển là chuẩn và tính độ cao của các mục tiêu trong điều kiện như vậy. Trong điều kiện khúc xạ yếu, đỉnh của mục tiêu có thể “nằm dưới tầm ngắm”, do đó nó không bị radar phát hiện. Như vậy, ngoài việc đánh giá thấp độ cao đỉnh vùng PHVT, hiện tượng khúc xạ yếu còn có xu hướng làm giảm nhiễu phản hồi từ địa hình bề mặt khi góc quét thấp vì một số địa hình nhô cao vẫn nằm dưới tia quét.



Hình 1.20. Minh họa đường truyền của tia sóng trong các điều kiện khác nhau của khí quyển

Khúc xạ yếu xảy ra khi gradient nhiệt độ khí quyển gần với đoạn nhiệt khô và khi độ ẩm tăng lên cùng với sự tăng độ cao.

1.15.2. Siêu khúc xạ (super-refraction)

Trong tình huống ngược lại, hiện tượng được gọi là siêu khúc xạ hay khúc xạ mạnh xảy ra khi tia sóng của radar bị khúc xạ nhiều hơn so với trong điều kiện khí quyển chuẩn. Độ cao của tia sóng sẽ thấp hơn so với độ cao của nó trong điều kiện trung bình và khi đó độ cao tính toán được của mục tiêu sẽ có giá trị cao hơn thực tế. Các điều kiện như nghịch nhiệt trong lớp sát đất hoặc ở trên cao, bức xạ bề mặt, phân kì trong dòng ở gần bề mặt, vận chuyển không khí lạnh sau đường front v.v... đều có thể gây nên hiện tượng siêu khúc xạ.

Ngoài việc làm cho độ cao tính được của mục tiêu lớn hơn thực tế, siêu khúc xạ còn làm tăng PHVT bề mặt (nhiều địa hình) ở các mức góc quét thấp nhất.

Nói chung tất cả các tia bức xạ của radar (sóng điện từ) đều bị khúc xạ về hướng không khí lạnh hơn và ẩm hơn.

1.15.3. Hiện tượng lớp dẫn sóng

Hiện tượng này là kết hợp đặc biệt của nhiều lần khúc xạ mạnh (siêu khúc xạ) và bức xạ radar bị giới hạn, chỉ khúc xạ và truyền trong một lớp ổn định hay nghịch nhiệt. Lớp này được gọi là lớp dẫn sóng. Khi lớp có chiều dài lớn hơn nhiều so với hai kích thước còn lại thì nó được gọi là ống dẫn sóng. Nó làm cho bức xạ bị uốn cong nhiều hơn bình thường nhưng tia sóng rất hiếm khi xuống đến bề mặt đất và một phần năng lượng bị mất đi do suy yếu. Trong thực tế, đây là hiện tượng đặc biệt của siêu khúc xạ. Trong trường hợp này có thể xác định được mục tiêu nằm khá xa ngoài $r_{\max}$ và đặc biệt nghiêm trọng khi hoạt động ở chế độ Doppler (khi đo gió) vì khi đó $r_{\max}$ thường nhỏ, dẫn đến nhiều mục tiêu sẽ hiển thị ở khoảng cách ảo.

1.16. PHƯƠNG TRÌNH QUỹ ĐẠO SÓNG

Một số lưu ý:

1 m = 3,28 feet (ft),

1 feet = 30,48 cm = 12 inches,

1 nm = 1 nautical mile (hải lí) = 1852 m = 6080 ft,

1 nm/h = 1 knot $\approx$ 0,5 m/s.

Biểu đồ độ cao và khoảng cách h-r được trình bày trên hình 1.21 dựa trên mô hình 4/3 bán kính Trái Đất (quỹ đạo sóng cong về phía mặt đất với bán kính cong bằng 4/3 bán kính Trái Đất) và là phép gần đúng bậc nhất của độ cao đường trực chính bức xạ radar. Phương trình dưới đây là phương trình quỹ đạo sóng được sử dụng để xác định độ cao (h) của đường cong đường trực chính của bức xạ khi có sự khúc xạ chuẩn trong khí quyển:

$$z = \left(\frac{x^2 \cos^2 \delta}{9168,66} + x \sin \delta \right) 6076,115, \quad (1.47)$$

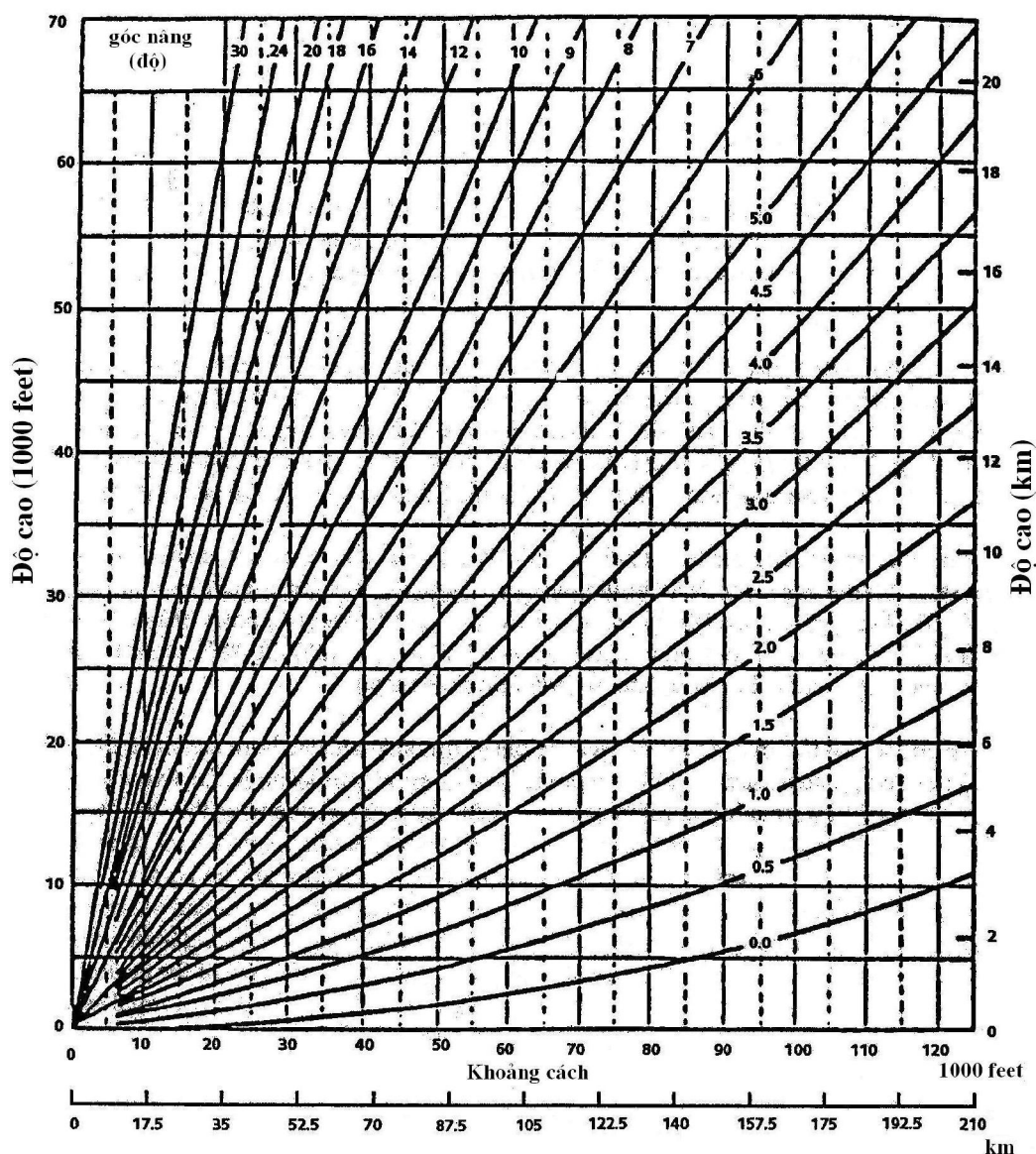
trong đó:

z là độ cao của đường trục chính của búp sóng ở tầm xa x so với mức đặt anten radar (ARL- above radar level), tính bằng feet (ft),

x – tầm xa, tính theo đơn vị nm (hải lí),

δ - góc cao (góc nâng) của anten.

Từ phương trình trên ta thấy rằng z là một hàm bậc hai của x , như vậy, nếu $\delta > 0$ thì càng ra xa radar, độ cao của búp sóng càng lớn. Nếu giả thiết radar được đặt ở mức ngang bằng mực nước biển, khi đó các độ cao tính toán sẽ là độ cao trên mực nước biển. Ví dụ: một mục tiêu ở độ xa nghiêng $r = 55$ nm và góc cao của anten hoặc của búp sóng chiếu vào nó $\delta = 0,5^\circ$, khi đó độ cao của mục tiêu sẽ là $z \approx 4921$ feet trên mực nước biển (cũng là độ cao trên mực radar trong trường hợp này). Tuy nhiên đối với các radar đặt ở các vị trí độ cao không ngang bằng với mực nước biển thì độ cao của anten trên mực nước biển sẽ được cộng thêm vào độ cao của búp sóng radar để chuyển đổi độ cao so với radar về độ cao so với mực nước biển.



Hình 1.21. Các đường biến đổi độ cao của tia sóng theo góc cao và tầm xa

Ví dụ: cũng với ví dụ trước nhưng anten radar được đặt ở độ cao 2079 feet trên mực nước biển. Kết quả, ta nhận được độ cao của mục tiêu là $4921 + 2079 = 7000$ feet. Nếu mục tiêu ở độ cao thực là 4921 feet trên mực biển thì nó sẽ không được phát hiện vì búp sóng radar phát như trên sẽ vượt cao hơn mục tiêu.

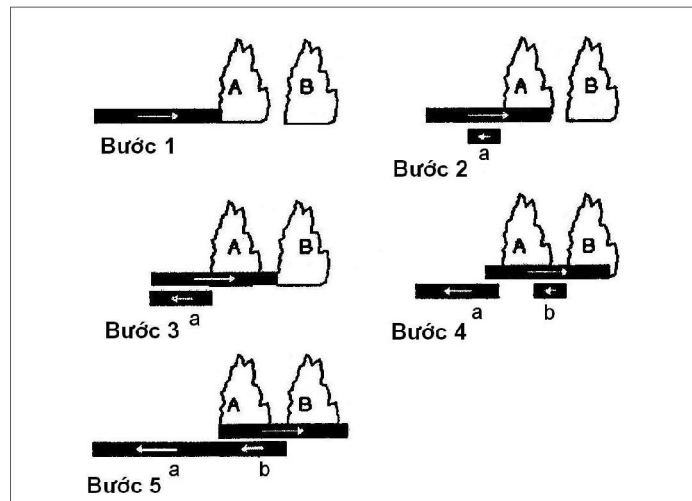
Nên nhớ rằng radar DWSR -2500C giả thiết rằng sóng điện từ luôn luôn được truyền trong khí quyển chuẩn. Điều này có nghĩa là người sử dụng dữ liệu radar phải luôn luôn quan tâm đến sự biến đổi của điều kiện môi trường, chẳng hạn như:

- Khi đi qua mặt front tia sóng có thể bị lệch đi đáng kể so với hướng mà nó hiển thị trên màn hình.

- Vào những giờ đêm khuya hay sáng sớm người ta thường nhận thấy có sự tăng lên đáng kể về số lượng, cường độ và vùng bao phủ của nhiễu bề mặt đất vì tia sóng bị uốn cong xuống hơn mức bình thường (siêu khúc xạ), kết quả của nghịch nhiệt bề mặt. Ban ngày, khi mặt trời đốt nóng khí quyển lớp biên, tia sóng sẽ khúc xạ ít hơn so với bình thường (khúc xạ dưới chuẩn- sub-refraction) vùng bao phủ của nhiễu bề mặt sẽ giảm.

1.17. SAI SỐ KHOẢNG CÁCH VÀ ĐỘ PHÂN GIẢI VỀ KHOẢNG CÁCH

Khi búp sóng radar quét, khoảng 250 xung được truyền đi mỗi giây trong một không gian nhất định nhờ đĩa phản xạ của anten. Mỗi xung riêng biệt xác định một thể tích xung và có độ dài khoảng 600m với độ rộng búp sóng $\approx 1^\circ$. Điều này có nghĩa là 2 mục tiêu nằm trên cùng một tia quét phải cách nhau ít nhất là 300m để radar có thể phân biệt được như 2 mục tiêu riêng biệt.



Hình 1.22. Để giải thích ý nghĩa của độ phân giải khoảng cách

Hình 1.22 giúp chúng ta hiểu rõ hơn tại sao 2 mục tiêu phải cách nhau ít nhất là 1/2 độ dài xung (300 m) dọc theo hướng tia quét. Bước 1 cho thấy xung mang năng lượng radar chỉ vừa tới mục tiêu A. Bước 2 xung đi qua mục tiêu A và một phần năng lượng “a” phản hồi ngược lại phía radar. Bước 3 xung vừa tới mục tiêu B và năng lượng phản hồi lớn hơn tiếp tục phản hồi lại từ mục tiêu A. Bước 4 cho thấy xung đi qua B và một phần năng lượng “b” sẽ phản hồi ngược lại từ B. Năng lượng phản hồi “a” từ mục tiêu A tiếp tục phản hồi về phía radar (bước 5). Xung năng lượng phản hồi “b” từ mục tiêu B có chiều dài bằng 1/2 chiều dài xung phát. Khi đó

điểm đầu tiên của “b” gần trùng với đầu nút sau của “a”. Nếu các mục tiêu cách nhau không quá $1/2$ độ dài xung, năng lượng phản hồi sẽ chồng lên nhau và radar không thể phân biệt được 2 mục tiêu và nó kết hợp chúng lại thành 1 mục tiêu phản hồi. Sai số về vùng che phủ hoặc phân định mục tiêu do độ phân giải về khoảng cách không lớn và có thể trở nên đáng kể hơn khi vùng mưa nhỏ, các ổ đối lưu rất gần nhau.

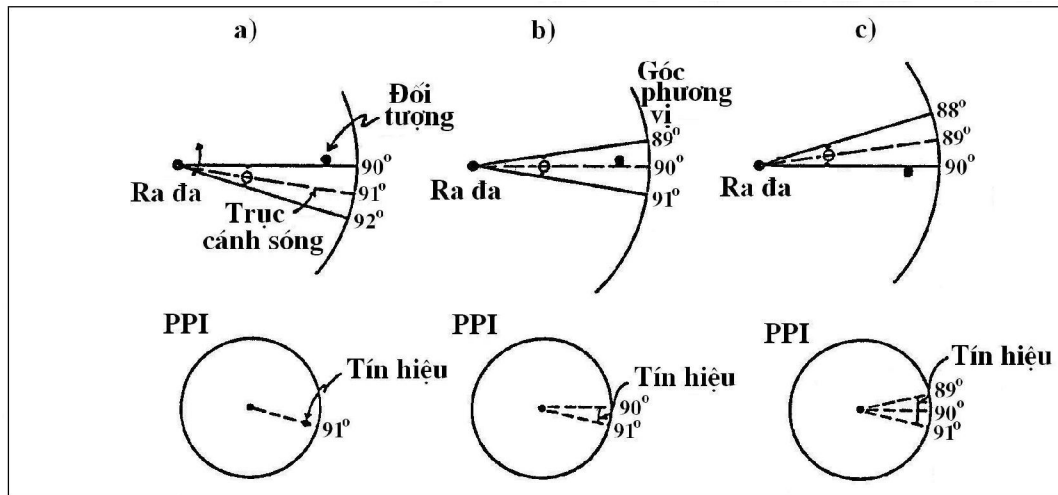
1.18. SAI SỐ VỀ GÓC HƯỚNG VÀ ĐỘ PHÂN GIẢI THEO GÓC HƯỚNG

Để hiểu được khái niệm về sai số về góc hướng (cùng đề cập tới như sai lệch do độ rộng búp sóng) cần phải hiểu về định nghĩa độ rộng búp sóng radar. Độ rộng búp sóng radar, trong hầu hết các trường hợp, là vùng không gian mà bất kì mục tiêu khí tượng nào gặp tia quét trong vùng này sẽ phản hồi trở lại một phần năng lượng nhất định để có thể được radar phát hiện. Radar sẽ thể hiện như thế nào khi nó quét qua mục tiêu trong góc hướng đó (hình 1.23)?

Ở hình 1.23a tia quét của radar với độ rộng búp sóng $\theta = 2^\circ$ gặp một mục tiêu điểm ở sườn trước của búp sóng với $1/2$ công suất đỉnh và năng lượng được phản hồi trở lại radar. Radar nhận biết như là phản hồi từ mục tiêu ở chính đường trục của búp sóng và hiển thị mục tiêu ngay tại đó (phần hình phía dưới). Vì vậy hiển thị của phản hồi từ mục tiêu được thể hiện cách vị trí thực tế của nó một khoảng bằng $1/2$ độ rộng tia quét. Đó chính là nguyên nhân gây sai số về góc hướng. Sai số góc hướng (góc phương vị) sẽ xảy ra khi mục tiêu được hiển thị trên đường trục của tia quét mặc dù mục tiêu không nằm trên đường trục đó.

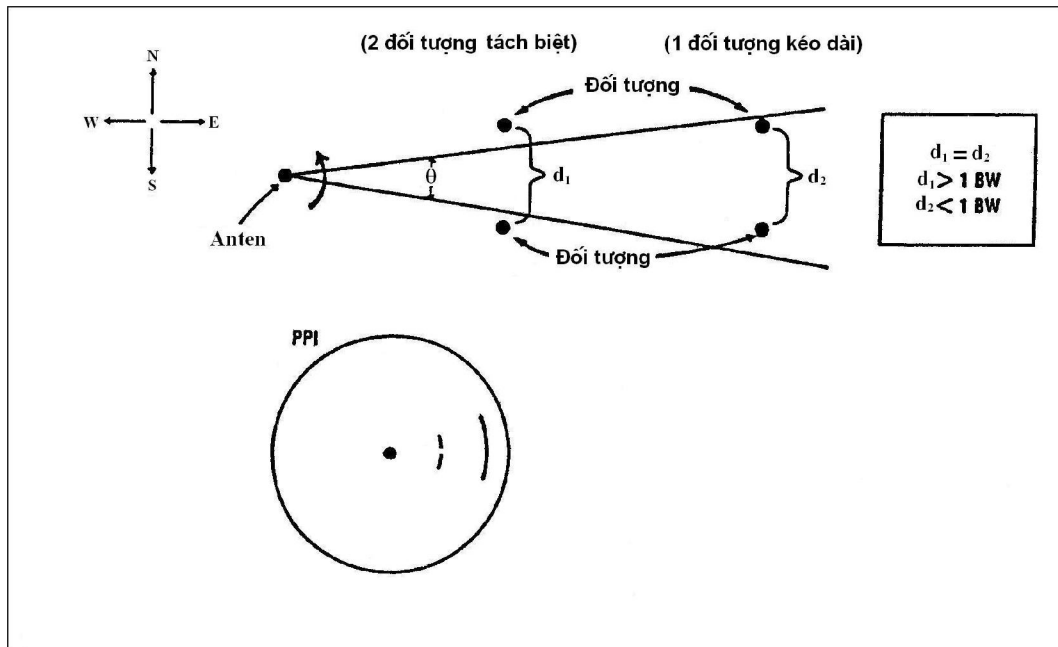
Ở hình 1.23b đường trục của tia quét cắt ngang mục tiêu khi đó không có sai số về góc hướng. Nhưng do anten của radar quét liên tục (theo chiều ngược kim đồng hồ) cho nên trên màn hình PPI, do hiện tượng lưu ảnh (ảnh trước chưa bị xóa thì ảnh sau đã hiện lên), mục tiêu sẽ hiển thị như một cung tròn nhỏ có số đo là 1° (phần hình phía dưới).

Hình 1.23c sườn trước của tia quét radar tiếp tục chụm lên mục tiêu. Radar nhận được phản hồi và hiển thị nó mặc dù nó đã bắt đầu hiển thị như từ một mục tiêu nằm trên đường trục của tia quét. Hiển thị của phản hồi kết thúc khi tia quét đã quét qua mục tiêu. Vì vậy giới hạn của phản hồi kết thúc ở $1/2$ độ rộng tia quét so với vị trí thực của mục tiêu. Trên màn hình PPI, do hiện tượng lưu ảnh, mục tiêu sẽ hiển thị như một cung tròn nhỏ có số đo là 2° (phần hình phía dưới).



Hình 1.23. Để giải thích sai số về góc hướng (radar quét theo chiều ngược kim đồng hồ)

Hình 1.24 cho thấy sai số góc hướng là kết quả làm tăng độ rộng của mục tiêu lên 1/2 độ rộng tia quét về cả 2 phía. Vì vậy hiển thị mục tiêu lớn hơn so với thực tế tổng cộng bằng độ rộng một tia quét. Sai số góc hướng là yếu tố rất quan trọng dẫn đến ước lượng vùng mưa rộng hơn so với thực tế. Do độ rộng tia quét tăng dần khi tăng khoảng cách so với vị trí đặt radar, sai số góc hướng tăng theo khoảng cách.



Hình 1.24. Để giải thích ý nghĩa của độ phân giải theo góc hướng

Cần phải lưu ý rằng kích thước của búp sóng tăng cả trên mặt phẳng ngang và mặt phẳng thẳng đứng. Vì vậy sai số góc hướng theo chiều thẳng đứng sẽ ảnh

hướng đến kết quả ước lượng độ cao đỉnh vùng PHVT, độ cao chân mây v.v... nhưng radar áp dụng hiệu chỉnh 1/2 độ rộng búp sóng đối với các sản phẩm này.

Do sai số góc hướng làm cho hiển thị của mục tiêu lớn hơn kích thước thực tế là 1/2 độ rộng tia quét cả về hai phía của đường trục tia quét, hai mục tiêu nằm trên cùng 1 khoảng cách so với vị trí đặt radar sẽ chỉ phân định được như 2 mục tiêu riêng biệt trên màn hiển thị khi khoảng cách giữa chúng tối thiểu phải bằng độ rộng tia quét (Beam Width) tại đó. Vẫn hai mục tiêu như vậy nhưng nếu chúng ở xa radar thì có thể khoảng cách giữa chúng nhỏ hơn độ rộng của tia quét tại đó và do hiện tượng lưu ảnh, chúng sẽ hiển thị trên màn hình quét tròn PPI như một mục tiêu kéo dài.

1.19. DẢI SÁNG

Nhiều mưa rơi xuống mặt đất bắt đầu là đá hoặc tuyết. Trong lúc các hạt mưa chuyển tiếp từ trạng thái băng hoặc tuyết sang nước lỏng, một số thay đổi đáng chú ý đã xảy ra có ảnh hưởng lớn đến độ phản hồi vô tuyến. Có 3 hiệu ứng sau đây ảnh hưởng đến độ phản hồi vô tuyến:

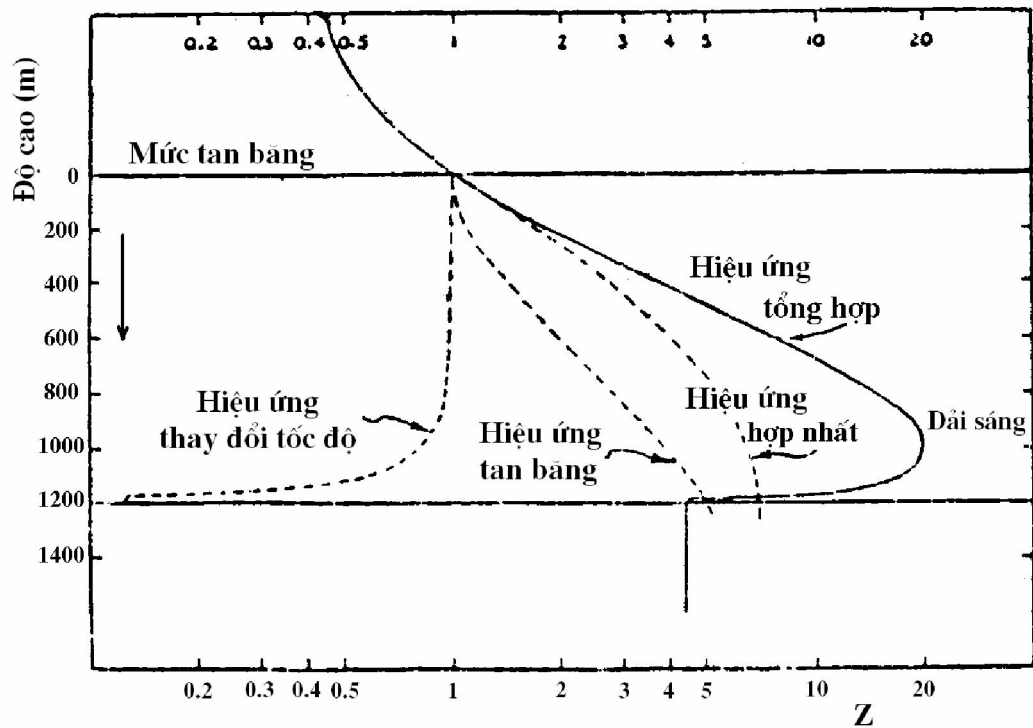
- Hiệu ứng do sự tan của băng, tuyết: Như đã nói trước đây, các hạt nước có độ phản hồi lớn hơn các hạt đá hoặc tuyết có cùng đường kính (do $|K_w|^2$ của nước lớn gấp khoảng 5 lần của băng hoặc tuyết) cho nên, khi rơi xuống dưới mức tan băng trong khí quyển (mức đẳng nhiệt 0°C), các hạt băng hoặc tuyết tan ra sẽ làm tăng độ phản hồi vô tuyến Z (xem hình 1.25). Nhớ rằng khi hạt băng hoặc tuyết được bọc một lớp nước bên ngoài, nó sẽ phản hồi mạnh như một hạt nước.

- Hiệu ứng do sự thay đổi tốc độ rơi của các hạt: Khi rơi, các hạt thường đạt tới tốc độ giới hạn và sẽ rơi đều với tốc độ này. Tốc độ giới hạn của một vật rơi tự do là tốc độ không đổi xảy ra khi có sự cân bằng giữa lực hấp dẫn kéo nó xuống và lực cản làm chậm sự đi xuống của nó. Tốc độ giới hạn của hạt phụ thuộc vào mật độ và hình dạng của nó cũng như vào mật độ và tính nhớt của khí quyển. Các vật thể hình cầu và trơn tru rơi nhanh hơn các vật thể xù xì (có cùng khối lượng). Các vật thể nặng rơi nhanh hơn các vật thể nhẹ (có cùng kích thước). Các vật thể ở cao trong khí quyển nơi có mật độ nhỏ hơn rơi nhanh hơn so với các vật thể ở gần mặt đất nơi có mật độ khí quyển lớn hơn. Như vậy, có thể thấy là các hạt tuyết rơi chậm hơn các hạt nước cùng kích thước, các hạt nhỏ rơi chậm hơn các hạt lớn. Tốc độ rơi khác nhau dẫn đến sự khác nhau về mật độ hạt N ở các phần của mây hoặc vùng mưa: ở phần dưới, nơi có nhiều hạt rơi nhanh, mật độ hạt sẽ giảm so với phần trên (tương tự như khi qua được đoạn đường ùn tắc, mật độ người tham gia giao thông sẽ giảm) làm cho độ phản hồi vô tuyến giảm (vì $Z \sim N$). Khi tốc độ không tăng nữa thì hiệu ứng này cũng hết.

- Hiệu ứng do sự hợp nhất của các hạt: Khi rơi, do có tốc độ khác nhau nên các hạt sẽ va chạm với nhau, dẫn đến sự kết hợp giữa chúng. Tuy nhiên, hiệu ứng này dễ xảy ra ở các hạt nước lỏng hơn là ở các hạt tuyết hoặc băng. Sự hợp nhất, tuy

làm giảm mật độ hạt N nhưng làm tăng kích thước hạt, dẫn đến làm tăng độ phản hồi vô tuyến (vì $Z \sim D^6$ trong khi chỉ $\sim N$). Hiệu ứng này sẽ hết khi sự hợp nhất cân bằng với sự vỡ vụn của các hạt mưa.

Vậy, với những điều đã nêu, hiện tượng gì sẽ xảy ra khi tuyết rơi và tan, chuyển thành mưa nước hay tổng cộng cả 3 hiệu ứng này sẽ ra sao?

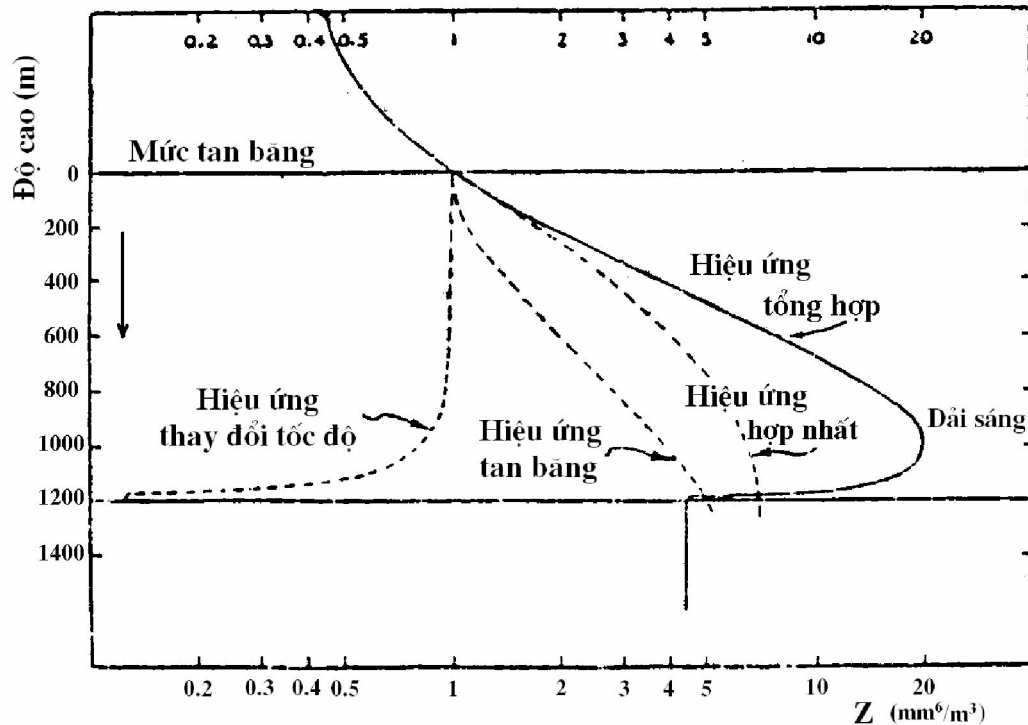


Hình 1.25. Sơ đồ minh họa về hiệu quả của sự hợp nhất, sự tan của các hạt và thay đổi tốc độ giới hạn đến độ phản hồi radar tạo ra dải sáng. Theo Austin và Bemis, 1950.

Bên trên mức tan băng trong khí quyển (tức là bên trên mức đẳng nhiệt 0°C), tuyết sẽ rơi với tốc độ giới hạn tương đối chậm. Ngay khi nó đạt đến mức tan băng, nó sẽ bắt đầu tan dần từ ngoài vào trong. Điều này có nghĩa là các cánh của tuyết sẽ tan đầu tiên. Khi sự tan đủ, bông tuyết sẽ được bọc một lớp nước với khả năng phản xạ tốt như giọt nước lỏng trong khi độ lớn vẫn còn vừa phải vì trong lõi vẫn là tuyết xốp và hình dạng có thể chưa có dạng cầu. Như vậy, nó sẽ phản xạ giống như một giọt nước rơi chậm nhưng lớn. Vì vậy, sự thay đổi từ đá sang nước lỏng lúc đầu làm tăng độ phản hồi thêm từ 5 – 15dBz từ tuyết đến vùng phản hồi cực đại (ứng với tâm dải sáng).

Khi đã bọc nước, hạt vẫn tiếp tục rơi và tan, kích thước của nó giảm và tốc độ giới hạn của nó tăng lên một chút. Kết quả của tác dụng giảm kích thước là độ phản hồi giảm xuống mạnh. Kết quả của sự tăng tốc độ rơi là làm giảm mật độ hạt N của lớp đi một chút và do đó làm giảm độ phản hồi ở vùng này thêm một chút nữa. Mặc

dù ở đây vẫn có sự hợp nhất làm tăng kích thước hạt, nhưng không bù lại được sự giảm kích thước hạt do tan. Điều này giải thích tại sao xuống dưới vùng phản hồi cực đại, độ phản hồi lại giảm từ 5 đến 10 dBz.



Hình 1.26. Profile của độ phản hồi Z và tốc độ rơi trung bình toàn phương v trong mưa nhỏ (1mm/h) với một dải sáng; độ dài của các vạch ngắn nằm ngang biểu thị độ phân tán của giá trị đo (theo Lhermitte và Atlas, 1963)

Xuống dưới thấp nữa, khi đã tan hết thành nước lỏng thì hiệu quả hợp nhất sẽ làm cho độ phản hồi lại tăng lên nhưng thường không mạnh bằng ở dải sáng. Trong trường hợp bất kì, độ phản hồi bên dưới dải sáng thường xuyên lớn hơn so với ở trên mức 0°C . Hình 1.26 cho ta thấy rõ hơn sự biến đổi theo độ cao của độ phản hồi Z và tốc độ rơi trung bình của các hạt trong mưa.

Sự xuất hiện của dải sáng trên màn hình radar phụ thuộc vào loại hiển thị được sử dụng. Tổng hợp cả ba hiệu ứng kể trên dẫn tới độ phản hồi trong mây tăng vọt lên trong lớp dưới mức 0°C một chút và có bề dày vài trăm mét. Trên màn hình của radar không số hoá, dải này thường xuyên sáng hơn so với vùng khác, do đó có tên là "dải sáng".

Trên mặt cắt thẳng đứng (RHI) dải sáng là một dải ngang; còn trên mặt cắt ngang (PPI) nó là một hình vành khuyên có độ phản hồi lớn.

Sự tồn tại dải sáng cho ta biết vị trí mặt đẳng nhiệt 0°C , tuy nhiên nó cũng gây ra sai số trong việc ước lượng cường độ mưa.

Dải sáng xuất hiện chủ yếu ở quá trình tạo ra mây dạng tầng có tính chất ổn định. Khi đối lưu mạnh phát triển, cùng một cơ chế vật lí, nhưng sự chuyển từ tuyết sang mưa thường là hỗn độn nên trong nhiều trường hợp không thể phát hiện được dải sáng. Khi phản hồi vô tuyến là một vùng rộng và tương đối đồng nhất, sẽ dễ phát hiện dải sáng hơn nhiều. Tuy nhiên, trong quá trình phân rã của dông, thỉnh thoảng cũng phát hiện được dải sáng; sự có mặt của nó thường xuyên chỉ ra rằng trận mưa (hoặc ít nhất một phần của trận mưa có dải sáng) là đang tan hoặc ngừng hẳn.

Chương 2

PHÂN TÍCH GIÓ DOPPLER VÀ MỘT SỐ SẢN PHẨM CỦA RADAR DOPPLER

2.1. GIỚI THIỆU CHUNG

Các radar khí tượng loại thường (không Doppler, không phân cực) được sử dụng để quan trắc vị trí và hình dạng của vùng phản hồi cũng như đo cường độ của tín hiệu phản hồi. Radar không Doppler (còn được gọi là radar “non-coherent”) không thể cung cấp số liệu về tốc độ gió trong một lần đo.

Ngoài việc đo độ PHVT như radar thường, các radar Doppler còn có thể phát hiện sự khác nhau về tần số giữa tín hiệu phát và tín hiệu thu (tần số Doppler) hoặc sự biến đổi về độ lệch pha giữa các tín hiệu. Thông tin này cho phép ước lượng tốc độ tương đối của mục tiêu theo hướng xuyên tâm (“tốc độ Doppler”). Với nhiều mục đích khác nhau, biết được tốc độ tương đối của mục tiêu quan trắc so với một điểm cố định ở mặt đất là rất bổ ích. Radar Doppler, còn được gọi là radar Coherent, đo sự khác nhau về tần số sóng điện từ do sự chuyển động của mục tiêu.

2.2. NGUYÊN LÝ ĐO TỐC ĐỘ GIÓ BẰNG RADAR DOPPLER

Năm 1842 khi nghiên cứu sóng âm thanh, nhà bác học người Áo có tên là Doppler Kristsal (1803-1853) đã chứng minh được rằng khi máy phát sóng chuyển động tương đối với máy thu thì tần số tín hiệu thu thay đổi. Tần số tín hiệu thu được tăng lên khi máy thu chạy gần vào máy phát, tần số tín hiệu thu sẽ giảm khi chạy ra xa. Đây là một phát hiện rất có giá trị, vì vậy hiện tượng này được mang tên nhà bác học, và gọi là hiệu ứng Doppler. Sau này người ta còn chứng minh được rằng, hiệu ứng Doppler xuất hiện với tất cả các loại sóng (sóng ánh sáng, sóng điện từ).

Giả sử một mục tiêu điểm nằm cách radar một quãng là r , quãng đường mà sóng lan truyền sẽ là $2r$. Nếu tính bằng số lượng bước sóng thì quãng đường lan truyền sẽ là $\frac{2r}{\lambda}$, và nếu tính “quãng đường” bằng độ lệch pha (radian) giữa tín hiệu thu và tín hiệu phát thì sẽ là $\frac{2r \cdot 2\pi}{\lambda}$ (vì một bước sóng tương ứng với 2π radian).

Như vậy, nếu máy phát sóng với pha ban đầu là ϕ_0 thì pha của tín hiệu thu sẽ là:

$$\phi = \phi_0 + \frac{2r \cdot 2\pi}{\lambda}. \quad (2.1)$$

Sự thay đổi pha của tín hiệu thu theo thời gian sẽ là:

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{dr}{dt}. \quad (2.2)$$

Sự thay đổi này của pha tương ứng với sự thay đổi tần số $\Delta f = f_t - f_r$ giữa tín hiệu phát và tín hiệu thu (f_t và f_r tương ứng là tần số phát và thu).

$$\frac{d\phi}{dt} = 2\pi\Delta f; \quad \frac{dr}{dt} = v; \quad \Rightarrow \quad \Delta f = \frac{2v}{\lambda}. \quad (2.3)$$

Ở đây v là vận tốc tương đối giữa mục tiêu và radar theo phương bán kính (phương nối từ radar tới mục tiêu). Sự khác biệt về tần số Δf giữa tín hiệu phát và tín hiệu thu còn được gọi là tần số Doppler mà từ đây ta sẽ kí hiệu là f_d . Như vậy

$$f_d = \frac{2v}{\lambda}. \quad (2.4)$$

Từ hệ thức này ta thấy mối quan hệ giữa tần số Doppler với tốc độ di chuyển của mục tiêu theo phương bán kính (còn gọi là tốc độ xuyên tâm) là mối quan hệ tỉ lệ thuận. Do đó, nếu đo được tần số Doppler bằng radar ta sẽ xác định được tốc độ xuyên tâm của mục tiêu, sau đó sẽ có phương pháp tìm ra được tốc độ toàn phần của mục tiêu (sẽ xét trong mục 3.8). Những radar cho phép xác định tốc độ xuyên tâm theo cách như vậy gọi là radar Doppler. Qua đây ta thấy, muốn xác định được chính xác tần số Doppler, tần số phát f_t của radar phải ổn định.

Phương pháp đo gió bằng Radar Doppler có một số hạn chế sau:

1. Nếu không có mục tiêu (mây) thì không thể đo được gió vì không có sóng phản hồi.

2. Nếu khoảng cách giữa mục tiêu và radar không thay đổi thì tốc độ Doppler sẽ bằng không (chẳng hạn như khi mục tiêu di chuyển theo phương vuông góc với phương xuyên tâm).

3. Radar Doppler cũng bị hạn chế bởi khoảng cách đứng cực đại có thể đo được, tức là nếu mục tiêu ở xa hơn khoảng này thì khoảng cách đo được sẽ bị sai lệch (khoảng cách ảo), dẫn đến mô tả sai lệch sự phân bố không gian của gió.

4. Radar Doppler cũng bị hạn chế bởi tốc độ xuyên tâm đứng cực đại có thể đo được, tức là nếu mục tiêu có thành phần vận tốc xuyên tâm lớn hơn giá trị cực đại này thì tốc độ đo được có thể bị sai lệch (hiện tượng tốc độ ảo, sẽ nói thêm sau). Để rõ hơn về hiện tượng này, chúng ta xem phân tích dưới đây:

Do kĩ thuật xác định trực tiếp tần số cao rất khó, người ta phải xác định nó qua độ lệch pha giữa các tín hiệu. Giả sử mục tiêu chuyển động về phía radar với tốc độ sao cho trong thời gian đi và về của xung Δt , nó di chuyển được quãng đường $s = \lambda/4$, lúc đó độ lệch pha của sóng thu so với trường hợp mục tiêu đứng yên (cũng bằng sự thay đổi của độ lệch pha giữa tín hiệu phát và tín hiệu thu giữa hai trường hợp đó) sẽ giảm một lượng bằng π . Nếu mục tiêu di chuyển ra xa radar cũng với tốc độ đó thì độ lệch pha sẽ tăng thêm π . Điều này có thể chứng minh được từ hệ thức (2.2):

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{dr}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} v \Rightarrow \Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} v \cdot \Delta t = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta s = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{\lambda}{4} = \pi. \quad (2.5)$$

Như vậy, ta không phân biệt được 2 trường hợp di chuyển về gần và ra xa radar của mục tiêu này, vì cũng như khi xác định góc phẳng, nếu 2 số đo của chúng hơn kém nhau 2π thì chúng được coi như bằng nhau. Nếu mục tiêu chuyển động nhanh đến mức đi được $\lambda/2, \lambda, 3\lambda/2, \dots$ trong thời gian đi và về của xung thì độ lệch pha sẽ thay đổi một lượng bằng $2k\pi$ (k là số nguyên) so với khi mục tiêu đứng yên. Với một sự thay đổi như vậy, pha của tín hiệu thu được coi là không đổi (so với trường hợp mục tiêu đứng yên) và tốc độ đo radar đo được sẽ bằng không. Thời gian đi và về tối đa của xung mà không gây ra hiện tượng khoảng cách ảo là thời gian nghỉ giữa hai xung liên tiếp $(T - \tau)$, do vậy, tốc độ mà radar Doppler đo được một cách chính xác và đơn trị là tốc độ tạo ra độ lệch pha của tín hiệu thu giữa hai trường hợp di chuyển và đứng yên của mục tiêu trong thời gian nghỉ giữa hai xung liên tiếp phải nhỏ hơn π ứng với quãng đường di chuyển của mục tiêu nhỏ hơn $\lambda/4$ trong thời gian đó. Tốc độ giới hạn ứng với độ lệch pha bằng π gọi là tốc độ Nyquist:

$$v_{\max} = \frac{s}{\Delta t} = \frac{\lambda/4}{(T - \tau)} \approx \frac{\lambda}{4T} = \frac{\lambda F}{4}. \quad (2.6)$$

Đây là một hệ thức rất quan trọng. Từ đây thấy rằng nếu muốn đo được tốc độ lớn ta phải tăng tần số lặp F hoặc tăng λ hoặc tăng cả 2. Nếu mục tiêu có tốc độ xuyên tâm vượt quá $v_{\max}$ thì tốc độ đo được có thể bị sai lệch.

Từ (2.4) ta còn thấy rằng

$$v_{\max} = \frac{f_{d\max} \cdot \lambda}{2}. \quad (2.7)$$

So sánh với (2.6), ta suy ra

$$f_{d\max} = \frac{F}{2}. \quad (2.8)$$

Ta biết rằng khoảng cách đúng cực đại được tính bằng hệ thức

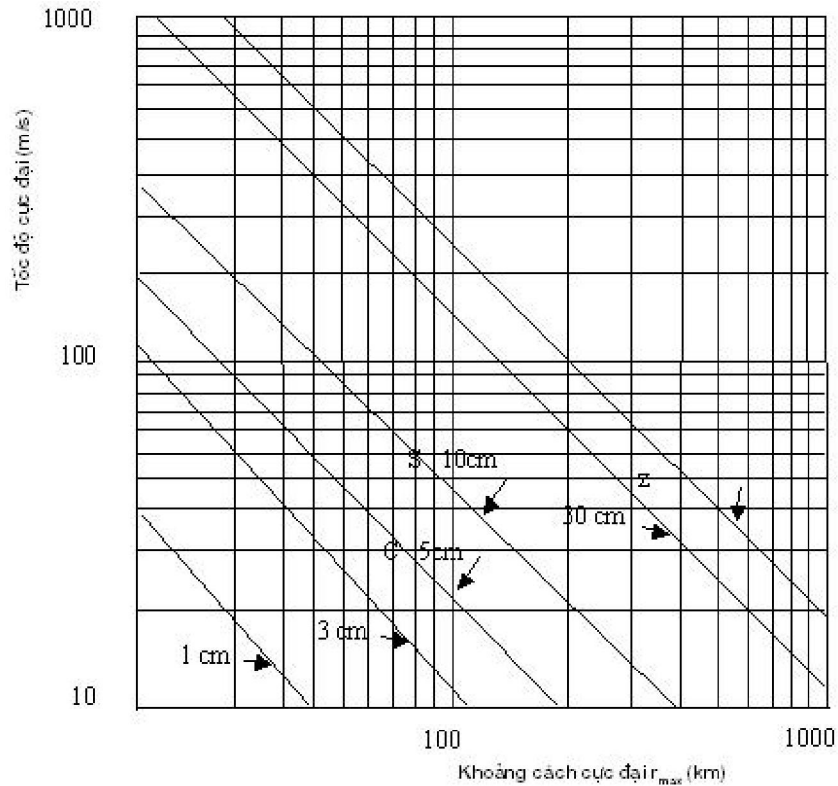
$$r_{\max} = \frac{c(T - \tau)}{2} \approx \frac{c \cdot T}{2} = \frac{c}{2F} \quad (2.9)$$

và muốn tăng $r_{\max}$ thì phải giảm tần số lặp F . Nhân hệ thức này và hệ thức (2.6) vế với vế, ta được:

$$v_{\max} r_{\max} = \frac{c\lambda}{8}. \quad (2.10)$$

Từ hệ thức trên ta thấy rằng với một radar có bước sóng không đổi thì muốn quan trắc được xa (phải giảm tần số lặp F), ta chỉ đo được tốc độ nhỏ, nếu muốn đo được tốc độ lớn (phải tăng tần số lặp F) thì độ xa cực đại phải giảm. Đây là tình thế “tiến thoái lưỡng nan” của radar Doppler.

Mặc dù $v_{\max}$ lớn cho phép xác định chính xác hơn tốc độ Doppler, nhưng $r_{\max}$ lại nhỏ, dễ dẫn đến hiện tượng khoảng cách ảo.



Hình 2.1. Sự phụ thuộc giữa $r_{\max}$, $v_{\max}$ và tần số lặp

Hình 2.1 cho ta thấy sự phụ thuộc của $r_{\max}$ và $v_{\max}$ vào bước sóng. Từ các công thức trên, ta có thể thấy đối với radar băng S (10 cm), nếu $F = 1000$ Hz thì $r_{\max} = 150$ km và $v_{\max} = \pm 25$ m/s đối với radar băng C (5 cm), nếu $F = 1000$ Hz thì $r_{\max} = 150$ km, nhưng $v_{\max} = \pm 8$ m/s. Với tần số lặp $F = 1190$ Hz và $\lambda = 5,33$ cm thì $r_{\max} = 124,79$ km, còn $v_{\max} = 15,86$ m/s.

2.3. ĐỘ RỘNG PHỔ DOPPLER

Khi có nhiều phần tử trong thể tích mẫu (ví dụ các hạt trong một cơn mưa) mỗi phần tử có một tốc độ Doppler (tốc độ xuyên tâm) riêng, do đó nó có thể tạo nên một tần số Doppler riêng. Tín hiệu phản hồi từ một vùng nhỏ trong mây hoặc mưa (vùng phân giải) mà radar thu được sẽ là tổng hợp của nhiều tín hiệu phản hồi từ nhiều phần tử. Radar Doppler thường xử lý tín hiệu phản hồi để nhận được một giá trị tần số hoặc tốc độ Doppler trung bình cho một thể tích mẫu, lấy nó làm tần số hoặc tốc độ Doppler cho cả thể tích mẫu.

Cách xác định tần số hoặc tốc độ Doppler của một mẫu phụ thuộc vào thiết kế của bộ xử lý Doppler. Một khi có dữ liệu tần số, cách xử lý đơn giản nhất là chỉ xác định tần số có năng lượng mạnh nhất, coi đó là tần số Doppler.

Một cách xử lí khác thường sử dụng trong các radar hiện nay là tính tần số Doppler trung bình trọng $\bar{f}_d$, với các trọng số là năng lượng ứng với mỗi tần số, tức là hàm mật độ phổ năng lượng. Nguyên lí của phương pháp này như sau:

Mỗi tín hiệu phản hồi bởi một vùng nhỏ trong mây hoặc mưa (vùng phân giải) về tới máy thu ở thời điểm t có thể biểu diễn bằng hệ thức

$$y(t) = A(t)e^{-i\phi(t)}, \quad (2.11)$$

trong đó $A(t)$ là biên độ, $\phi(t)$ là pha của tín hiệu. Đây là tín hiệu tổng hợp của nhiều tín hiệu phản hồi từ các phần tử riêng biệt trong vùng phân giải đó. Mỗi tín hiệu tổng hợp này có một công suất thu P_r , tần số thu f_r và tần số Doppler $f_d (= f_t - f_r)$ tương ứng. Do trong mây hoặc mưa có rất nhiều phần tử, ta có thể coi các yếu tố này là các hàm liên tục của đối số. Coi $y(t)$ là một quá trình ngẫu nhiên dừng, ta có thể tìm được hàm mật độ phổ biên độ $Y(f_d)$.

$$Y(f_d) = \int_{-\infty}^{+\infty} y(t)e^{-i2\pi f_d t} dt. \quad (2.12)$$

Hàm mật độ phổ năng lượng tương ứng là

$$S'(f_d) = |Y(f_d)|^2. \quad (2.13)$$

Hàm này được coi là có phân bố chuẩn và cũng có thể thu được từ hàm tự tương quan như sau:

$$R(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{4}{T} \int_{-T/2}^{T/2} y(t)y^*(t+\tau)dt, \quad (2.14)$$

trong đó τ là khoảng thời gian tự tương quan và $y^*(t)$ là hàm liên hợp phức của $y(t)$. Khi đó $S'(f)$ là biến đổi Fourier của $R(\tau)$:

$$S'(f_d) = \int_{-\infty}^{+\infty} R(\tau)e^{-i2\pi f_d \tau} d\tau. \quad (2.15)$$

Công suất tín hiệu thu trung bình được tính theo hệ thức

$$\overline{P}_r = \int_{-\infty}^{+\infty} S'(f_d) df_d . \quad (2.16)$$

Công suất này cho phép radar Doppler có thể đo được cả độ phản hồi vô tuyến Z giống như radar thường.

Tần số Doppler trung bình được tính theo hệ thức

$$\overline{f}_d = \int_{-\infty}^{+\infty} f_d \cdot \frac{S'(f_d)}{\overline{P}_r} df_d = \int_{-\infty}^{+\infty} f_d \cdot S(f_d) df_d , \quad (2.17)$$

trong đó

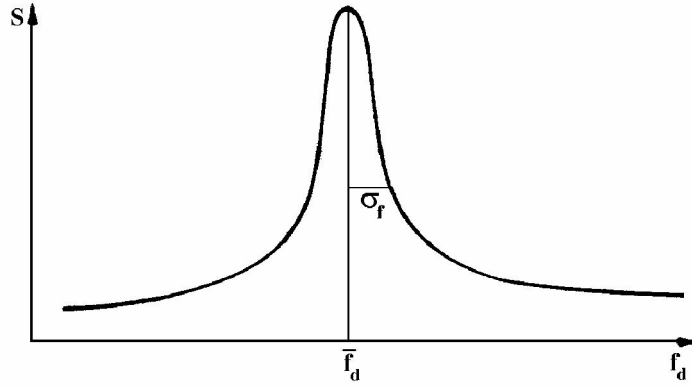
$$S(f_d) = \frac{S'(f_d)}{\overline{P}_r} , \quad (2.18)$$

là hàm mật độ phổ năng lượng chuẩn hoá.

Còn phương sai của tần số Doppler là

$$\sigma_f^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (f_d - \overline{f}_d)^2 S(f_d) df_d = \overline{f_d^2} - (\overline{f}_d)^2 . \quad (2.19)$$

Độ lệch chuẩn σ_f (căn bậc 2 của biểu thức trên) có thể được coi là số đo của *độ rộng phổ (SW - Spectrum Width) của tần số Doppler*. Hình 2.2 biểu diễn dạng giả định (dạng lí thuyết) của hàm mật độ phổ năng lượng chuẩn hoá của tần số Doppler $S(f_d)$ và độ lệch chuẩn σ_f .



Hình 2.2. Hàm mật độ phổ năng lượng chuẩn hoá của tần số Doppler $S(f_d)$ và độ lệch chuẩn σ_f

Hàm mật độ phổ năng lượng chuẩn hoá của tốc độ xuyên tâm $S(v)$ là ảnh của hàm mật độ phổ năng lượng chuẩn hoá của tần số Doppler $S(f_d)$ và ta có thể viết

$$S(f_d)df_d = S(v)dv.$$

(2.20)

Các phương trình với f_d nêu trên đều có thể chuyển đổi sang v . Ta có các hệ thức giữa các tham số này như sau:

$$v = -\frac{\lambda}{2}f_d,$$

(2.21)

$$S(v) = \frac{df_d}{dv}S(f_d) = -\frac{2}{\lambda}S(f_d),$$

(2.22)

$$\sigma_v^2 = \frac{\lambda^2}{4}\sigma_f^2.$$

(2.23)

Độ lệch chuẩn của tốc độ σ_v (thể hiện sự phân tán của các giá trị tốc độ riêng so với giá trị tốc độ trung bình của mẫu) cho ta thông tin về mức độ rối (loạn lưu) trong vùng có mục tiêu khí tượng. Nó còn được gọi là *độ rộng phổ của tốc độ Doppler*.

Độ rộng phổ tốc độ hoặc tần số Doppler cũng có thể được hiển thị trên màn chỉ thị quét tròn hoặc quét đứng.

Sự biến động của tốc độ Doppler không phải chỉ do mục tiêu mà có thể do nhiều nguyên nhân gây ra, như độ đứt gió trong mẫu, chuyển động của anten, tốc độ rơi khác nhau của các hạt mưa và loạn lưu. Do vậy ta có thể viết:

$$\sigma_v^2 = \sigma_s^2 + \sigma_a^2 + \sigma_d^2 + \sigma_l^2, \quad (2.24)$$

trong đó σ_v - độ lệch chuẩn của tốc độ do tất cả các nguyên nhân gây ra, σ_s - độ lệch chuẩn do độ đứt (sự biến đổi theo không gian) của gió trong mẫu, σ_a - độ lệch chuẩn do chuyển động của anten, σ_d - độ lệch chuẩn do tốc độ rơi khác nhau của các hạt mưa, σ_l - độ lệch chuẩn do loạn lưu gây nên. σ_d chỉ có ảnh hưởng rõ rệt khi góc cao của anten lớn (vùng mưa ở gần radar).

Đối với σ_l^2 ta cũng có thể viết hệ thức tương tự.

Độ đứt của gió là sự biến đổi vận tốc gió về tốc độ và hướng, trên một khoảng cách nhất định (khoảng cách thường lấy bằng đơn vị) xét theo một hướng nào đó. Đối với radar nó có ý nghĩa là sự khác nhau về tốc độ gió giữa hai điểm trong một thể tích mẫu. Nó có thể xảy ra theo cả 3 hướng, chẳng hạn như theo hướng thẳng đứng, hướng bán kính và hướng phương vị (vuông góc với 2 hướng trên).

Khác với một hiển thị phản hồi vô tuyến đơn thuần, để hiểu sản phẩm độ rộng phổ (SW) không hoàn toàn đơn giản. Về hình thức, các ảnh hiển thị SW trông tương tự như các ảnh hiển thị gió Doppler của cùng một mục tiêu, chỉ khác ở một số chi tiết. SW cung cấp thông tin, từ đó có thể đưa ra kết luận (không phải là quan hệ trực tiếp) về các hiện tượng khác nhau trong môi trường khí quyển như loạn lưu, đối lưu, độ đứt của gió... Ta có thể kết luận rằng loạn lưu mạnh hoặc độ đứt gió lớn trong vùng có độ rộng phổ lớn. Sự thay đổi này có thể được xác định bằng sản phẩm VAD (sẽ nói rõ hơn ở mục 2.11.6), mặc dù chỉ xác định được ở độ cao từ 1000 feet (300 m) trở lên. Sản phẩm SW có thể chính xác hoá các dự báo loạn lưu.

Sự phát triển đối lưu thường thấy trên sản phẩm SW trước khi thấy những dấu hiệu đặc biệt trên sản phẩm PHVT. Khi ta xem xét, PHVT có cường độ yếu dưới 15 dBz là không có ý nghĩa, nhưng nếu SW có giá trị cao, ở gần vùng SW lớn là thể hiện của chuyển động trong mây đối lưu. Vì sản phẩm SW không có trong tất cả các trường hợp (một số radar không cho hiển thị sản phẩm này), nên cần phân tích các quan trắc thám không vô tuyến (cao không) và các sản phẩm khác trước khi đưa ra bản tin dự báo.

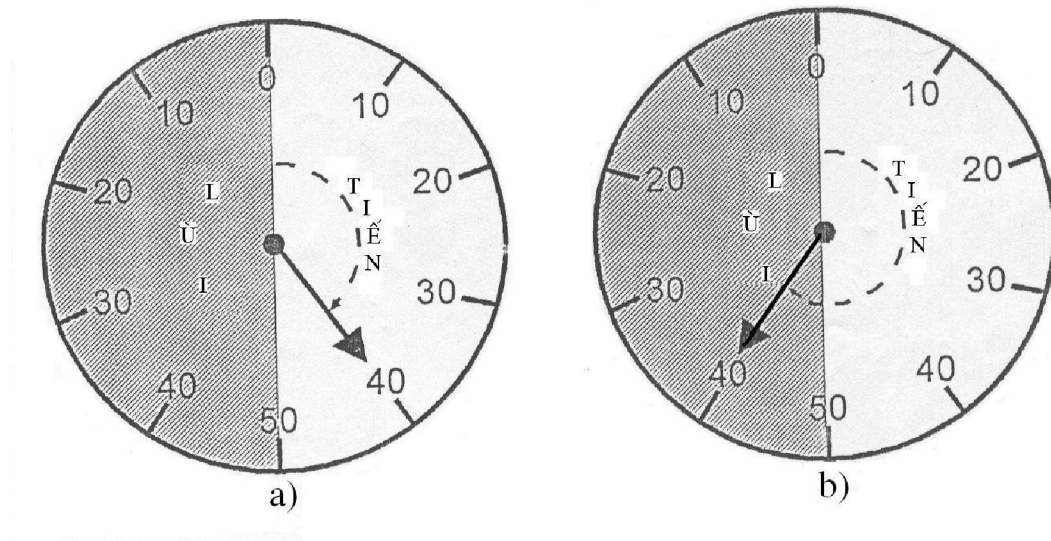
2.4. TỐC ĐỘ ẢO

2.4.1. Ví dụ về tốc độ ảo

Nói chung, khi tín hiệu phản hồi mà radar thu được có tần số thấp hơn tần số của tín hiệu phát đi chứng tỏ mục tiêu đang di chuyển ra xa so với vị trí radar và ngược lại. Như vậy tốc độ gió được thể hiện bằng tốc độ Doppler của mục tiêu đi đến gần và rồi xa vị trí radar. Tuy nhiên, vẫn có hạn chế trong đo tốc độ gió bằng radar Doppler.

Xe lửa được thiết kế để chuyển động nhanh như nhau cả về phía trước và lùi lại phía sau. Đồng hồ tốc độ chỉ cả tốc độ chạy tới và tốc độ lùi. Đồng hồ “A” cho phép đọc trực tiếp tốc độ tiến và lùi từ 0 – 50m/s. Tương tự như đồng hồ đo tốc độ của xe lửa, radar cũng có tốc độ giới hạn $v_{\max}$ mà trong khoảng từ $-v_{\max}$ đến $v_{\max}$ radar đo tốc độ không có sai số. Tốc độ có thể đo được chính xác phải là đơn trị (“unambiguous”).

Trên hình 2.4a xe lửa chuyển động với 40 km/h về phía trước. Đồng hồ tốc độ xác định chính xác tốc độ. Trên hình 2.3b tốc độ của tàu tăng thêm 20 km/h nên đồng hồ tốc độ ghi nhận như trường hợp xe lửa chạy lùi với tốc độ 40 km/h. Như vậy, xe lửa đã chạy với tốc độ vượt giới hạn cực đại của thang số trên đồng hồ tốc độ do vậy khoảng tốc độ (0 ; 50 km/h) là tốc độ cho phép đo chính xác. Ngay cả khi kim đồng hồ đo tốc độ chỉ vào giá trị 50 km/h thì ta cũng không biết đó là tốc độ tiến hay lùi. Tốc độ Doppler lớn hơn giá trị cực đại $v_{\max}$ (tốc độ Nyquist) gọi là tốc độ ảo (được hiển thị với một giá trị khác giá trị thực).



Hình 2.3. Để minh họa về tốc độ ảo

Một cách tổng quát, tốc độ Doppler thực v_t liên hệ với tốc độ Doppler quan trắc v_{do} như sau:

$$v_t = v_{do} + 2kv_{\max} \quad (2.25)$$

trong đó k là một số nguyên, nhận một trong các giá trị $0, \pm 1, \pm 2, \dots$ tùy theo trị tuyệt đối của tốc độ của đối tượng vượt giá trị cực đại cho phép $0, 1, 2, \dots$ lần. Như vậy, tốc độ đo chính xác ứng với $k = 0$. Trong ví dụ trên xe lửa vừa nêu ứng với hình 2.3b, $v_{do} = -40$ km/h (tốc độ ảo), $v_{max} = 50$ km/h, $v_t = 60$ km/h, còn $k = 1$.

Nói cách khác, nếu tốc độ gió lớn hơn tốc độ cực trị giới hạn v_{max} đối với tần số lặp lại xung hiện đang sử dụng (F), radar sẽ cho kết quả sai. Kỹ thuật xử lý tốc độ ảo rất phức tạp và vẫn có thể để lại kết quả không chính xác.

2.4.2. Phát hiện số liệu tốc độ ảo

Bằng mắt thường cũng có thể nhận ra nhiều trường hợp có số liệu tốc độ ảo, đó là khi thấy một vùng nào đó trên ảnh hiển thị gió Doppler có tốc độ giảm hoặc tăng đột biến so với các vùng lân cận, tức là trường tốc độ không đảm bảo tính liên tục theo không gian. Chẳng hạn, trong một vùng không gian ta chỉ thấy hầu hết đều hiển thị tốc độ dương lớn, nhưng lọt vào giữa lại là một vùng nhỏ có tốc độ âm lớn thì nhiều khả năng là vùng nhỏ này có tốc độ ảo. Tuy nhiên cần thận trọng xem xét mức độ chênh lệch giữa hai tốc độ này để khỏi nhầm với trường hợp có gió giật trong xoáy lốc, vòi rồng v.v... Tương tự, nếu ta theo dõi một đối tượng ở hai thời điểm liên tiếp cách nhau không lâu, nếu đối tượng có tốc độ thay đổi đột biến giữa hai thời điểm này từ dương lớn sang âm lớn hoặc ngược lại thì một trong hai tốc độ này là ảo, tức là ở đây trường tốc độ không đảm bảo tính liên tục theo thời gian.

Để khẳng định tốc độ là ảo, có thể kiểm tra sự liên tục về tốc độ theo phương thẳng đứng trên các sản phẩm tốc độ xuyên tâm trung bình ở các góc cao anten khác nhau. Trong trường hợp có dấu hiệu của xoáy cục bộ và vòi rồng phải kiểm tra các sản phẩm khác để xác định đồng nguy hiểm.

Tốc độ ảo đã được xử lý tự động bằng các phần mềm nhưng không hoàn toàn chính xác trong mọi trường hợp vì rất khó khẳng định khi nào thì nó là ảo. Hiểu được những hạn chế của thuật toán sẽ giúp cho ta phát hiện được số liệu xử lý không chuẩn. Nếu số liệu bị nghi ngờ khác biệt nhiều so với các số liệu khác do ở đó có sự biến đổi mạnh của trường gió qui mô synopt hoặc qui mô vừa, thuật toán có thể nhầm đó là giá trị ảo. Một nguyên nhân khác làm cho phép xử lý của thuật toán không chuẩn khi có những bước nhảy “ra” và “vào” của tốc độ ở lân cận giá trị giới hạn v_{max} , khi đó chỉ có tốc độ xuyên tâm vượt ra khỏi giới hạn mới bị thuật toán loại bỏ, làm sai lệch phổ tốc độ và tốc độ Doppler.

Việc xử lý không đúng tốc độ ảo ảnh hưởng đến các sản phẩm của radar, tuy nhiên không ảnh hưởng nhiều tới sản phẩm độ đứt gió tổng hợp (Combined Shear products) bởi phép tính tổng trung bình hoá số liệu mà thuật toán thực hiện.

2.5. DỮ LIỆU DOPPLER Ở KHOẢNG CÁCH ẢO. NHẬN BIẾT VÀ XỬ LÝ ẢNH HƯỞNG CỦA DỮ LIỆU Ở KHOẢNG CÁCH ẢO

- Dữ liệu Doppler ở khoảng cách ảo:

Phản hồi vô tuyến từ mục tiêu nằm ngoài bán kính quét của các xung trước về tới radar trong thời gian đang chờ tín hiệu phản hồi của xung vừa phát đi. Nếu độ nhạy của máy thu đủ cao và độ rộng của cánh sóng đủ hẹp, PHVT vùng mưa nằm ngoài vòng tròn bán kính $r_{\max}$ sẽ có thể xuất hiện ở khoảng cách gần radar hơn do hiện tượng “khoảng cách ảo” (range-folding).

Đối với bất kì hệ thống radar Doppler xung nào, tích các giới hạn $r_{\max}$ và $v_{\max}$ là một hàm số không đổi của bước sóng radar và tốc độ truyền sóng. Giảm F cho phép thời gian nhận tín hiệu dài hơn, nghĩa là tăng bán kính đo gió chính xác nhưng làm giảm tốc độ gió Doppler cực đại mà radar có thể xác định được.

Dữ liệu tốc độ Doppler của mục tiêu nằm ngoài bán kính quét tuy có thể là không ảo (nếu $v < v_{\max} = \frac{F\lambda}{4}$), nhưng khoảng cách đo được của mục tiêu lại là ảo

(do $r > r_{\max} = \frac{c}{2F}$). Chúng được gọi chung là các dữ liệu tốc độ Doppler ở khoảng cách ảo và được coi là đáng ngờ. Các giá trị tốc độ ở khoảng cách ảo được thuật toán xử lý tốc độ coi như bị mất và do đó có thể ảnh hưởng đáng kể tới kết quả tính tốc độ trung bình của mẫu nếu tốc độ bị loại bỏ không là ảo.

- Nhận biết và xử lý ảnh hưởng của dữ liệu ở khoảng cách ảo:

Dữ liệu ở khoảng cách ảo được phát hiện khi so sánh các sản phẩm hiển thị về độ PHVT và tốc độ xuyên tâm trung bình hiện tại với các sản phẩm trước đó để xem chúng có đảm bảo tính chất liên tục theo thời gian và không gian hay không.

Hiện tượng khoảng cách ảo dễ xảy ra hơn trong điều kiện khúc xạ dị thường của sóng siêu cao tần (khi có ống dẫn sóng khí quyển) và có đối lưu mạnh xảy ra ngoài bán kính quét (ngoài “chặng phản hồi thứ nhất”), do khi đó sóng có thể vượt tới các mục tiêu ở rất xa và tín hiệu phản hồi đủ mạnh để trở về tới radar.

Khi có đủ điều kiện, phần mềm hiệu chỉnh sẽ hiển thị giá trị tốc độ Doppler và độ rộng phổ ở khoảng cách chính xác. Nếu phần mềm không thể xác định khoảng cách chính xác thì dữ liệu sẽ được đánh dấu và hiển thị như trường hợp dữ liệu Doppler ở khoảng cách ảo.

Trên các sản phẩm tốc độ xuyên tâm trung bình, sự xuất hiện hiện tượng dữ liệu sai từ ngoài bán kính quét giới hạn là không tránh khỏi. Radar không có khả năng xác định tốc độ một cách chính xác vì thuật toán không thể phân biệt tín hiệu phản hồi từ 2 mẫu (hoặc nhiều hơn) ở trên cùng một vị trí, từ các chặng phản hồi khác nhau. Chẳng hạn, giả sử $r_{\max} = 120$ km thì các tín hiệu phản hồi Doppler từ các đối tượng ở các khoảng cách 30 km, 150 km, 270 km, ... đều về tới radar cùng một lúc, trộn lẫn với nhau và hiển thị ở cùng khoảng cách bằng 30 km mà radar không thể tách riêng chúng ra được. Nếu ở một hướng trong không gian chỉ có một đối tượng duy nhất, chẳng hạn một đám mây ở khoảng cách 270 km, thì mặc dù trên hiển thị Doppler, nó xuất hiện ở khoảng cách ảo (30 km), nhưng dựa vào ảnh

hiển thị cường độ PHVT thu được từ đám mây đó với tần số lặp thấp (ví dụ $F = 250$ Hz, ứng với $r_{\max 1} = 600$ km) ta vẫn biết được khoảng cách chính xác của nó là 270 km vì nếu không ở khoảng cách này thì nó phải ở một trong các khoảng cách lớn hơn rất nhiều (vì $r_t = r_{\text{đo}} + n.600$ km) và năng lượng phản hồi về tới radar nhỏ dưới mức độ nhạy của máy thu. Như vậy, giá trị tốc độ chỉ ước lượng được một cách chính xác từ một thể tích mẫu trên mỗi hướng tại mỗi vị trí. Vùng vành khuyên có bán kính từ $r_{\max}$ đến $2r_{\max}$ (ứng với các phản hồi Doppler từ chặng 2), vùng vành khuyên có bán kính từ $2r_{\max}$ đến $3r_{\max}$ (ứng với các phản hồi Doppler từ chặng 3) và các vùng vành khuyên ứng với các chặng tiếp theo đều hiển thị chồng lên ảnh phản hồi Doppler từ chặng 1 với những nhiễu địa hình, gây khó khăn cho phép khử khoảng cách ảo (mặc dù những nhiễu địa hình cố định có thể được khử bớt, nhưng không thể khử được những nhiễu địa hình di động hoặc những nhiễu địa hình bất thường khi góc cao anten thấp và có điều kiện truyền sóng siêu khúc xạ trong khí quyển).

Phần lớn các radar Doppler đánh dấu các vùng không thể xác định dữ liệu chính xác bằng màu khác hẳn (thường dùng màu đỏ tía trên màn hình cũng như trên sản phẩm in ấn) để dễ phân biệt với các màu “lạnh” ứng với gió thổi vào và màu “nóng” ứng với gió thổi ra từ radar và được xử lý trong tính toán như thể không có nó.

2.6. GIẢI QUYẾT TÌNH THẾ “TIẾN THOÁI LƯỜNG NAN” CỦA RADAR DOPPLER

Như đã nêu trong mục 2.2 về tình thế “tiến thoái lưỡng nan” của radar Doppler, muốn đo được tốc độ lớn, tần số lặp xung F phải lớn nhưng muốn theo dõi mây, đo tốc độ và độ PHVT của các mục tiêu ở các khoảng cách lớn phải cần tần số lặp xung nhỏ. Lời giải đơn giản nhất cho mối quan hệ này là tìm được sự cân bằng giữa hiệu quả của tốc độ và giới hạn khoảng cách phát hiện chính xác mục tiêu.

Để giải quyết mâu thuẫn này, có một giải pháp là vận hành radar ở hai tần số lặp xung khác nhau và thu thập dữ liệu độ PHVT với tần số lặp thấp, thông tin về gió ở tần số lặp xung cao. Radar DWSR-2500C hoạt động ở băng sóng C (5 cm), tần số lặp $F = 250\text{Hz}$ để đo độ PHVT (tương ứng với $r_{\max 1} = 600$ km), còn dữ liệu về tốc độ gió thu nhận được ở các tần số từ 250-1200Hz (tương ứng với $v_{\max} = 3,1 \text{ m/s} \div 15 \text{ m/s}$ và $r_{\max 2} = 600 \text{ km} \div 125 \text{ km}$). Hai bộ số liệu này được so sánh với nhau và được xử lý để xác định khoảng cách và tốc độ xuyên tâm (tốc độ Doppler) thực. Dữ liệu tốc độ Doppler ngờ vực được đánh dấu giống như dữ liệu ở khoảng cách ảo, được xử lý như thể không có nó và được hiển thị bằng màu đỏ tía trên màn hình cũng như trên sản phẩm in ấn. Nói chung, khi đã có $r_{\max 1}$ đủ lớn, ta có thể yên tâm rằng khoảng cách đo được r từ radar tới mục tiêu là thực, sau đó làm việc với chế độ thứ hai để xác định tốc độ của mục tiêu.

2.7. MỞ RỘNG GIỚI HẠN ĐO CHÍNH XÁC TỐC ĐỘ VÀ KHOẢNG CÁCH

Nếu đo khoảng cách và tốc độ Doppler ở hai tần số lặp khác nhau, ta có thể mở rộng mà giới hạn đo chính xác tốc độ Doppler $v_{\max}$ và khoảng cách $r_{\max}$ lên gấp vài lần bằng việc sử dụng hai tần số lặp khác nhau, tạo khả năng dễ dàng xác định khoảng cách thực và tốc độ xuyên tâm thực. Dưới đây ta sẽ trình bày nguyên lý của việc mở rộng này.

2.7.1. Mở rộng giới hạn đo chính xác tốc độ

Giả sử hai giới hạn tốc độ tương ứng với hai tần số lặp F_1 và F_2 là $v_{\max 1}$ và $v_{\max 2}$ với $v_{\max 1} > v_{\max 2}$, từ hệ thức (2.6) ta có

$$\frac{v_{\max 1}}{v_{\max 2}} = \frac{F_1}{F_2} = \frac{n}{m}, \quad (2.26)$$

trong đó n, m là hai số tự nhiên và $\frac{n}{m}$ là phân số tối giản. Nếu dùng hai loại xung như vậy để đo tốc độ Doppler của cùng một đối tượng và thu được các tốc độ v_{do1} và v_{do2} . Các tốc độ này phải thỏa mãn hệ thức (2.25), tức là:

$$v_t = v_{\text{do1}} + 2k_1 \cdot v_{\max 1} \quad (2.27)$$

và

$$v_t = v_{\text{do2}} + 2k_2 \cdot v_{\max 2}, \quad (2.28)$$

với v_t là tốc độ thực của đối tượng, k_1 và k_2 là các số nguyên, âm hoặc dương. Nếu hai tốc độ quan trắc bằng nhau ($v_{\text{do1}} = v_{\text{do2}}$) thì từ hai hệ thức trên ta suy ra

$$2k_1 \cdot v_{\max 1} = 2k_2 \cdot v_{\max 2}. \quad (2.29)$$

Trường hợp tổng quát hơn, khi $v_{\text{do1}} \neq v_{\text{do2}}$, ta luôn tìm được một cặp số nguyên (k'_1, k'_2) có các trị tuyệt đối nhỏ nhất sao cho

$$v_{\text{do1}} + 2k'_1 \cdot v_{\max 1} = v_{\text{do2}} + 2k'_2 \cdot v_{\max 2} = v_0. \quad (2.30)$$

Khi đó, từ các hệ thức (2.27) và (2.28) ta có

$$2(k_1 - k_1')v_{\max 1} = 2(k_2 - k_2')v_{\max 2} \quad (2.31)$$

và từ đó

$$\frac{v_{\max 1}}{v_{\max 2}} = \frac{k_2 - k_2'}{k_1 - k_1'}. \quad (2.32)$$

So sánh hệ thức này với (2.26) ta suy ra

$$\frac{k_2 - k_2'}{k_1 - k_1'} = \frac{n}{m}. \quad (2.33)$$

Nhưng vì $\frac{n}{m}$ là phân số tối giản nên $k_1 - k_1' = km$ và $k_2 - k_2' = kn$, với k là một số nguyên. Thay các trị số này vào (2.27) và (2.28) ta được

$$v_t = v_0 + 2km.v_{\max 1} = v_0 + 2kn.v_{\max 2}, \quad (2.34)$$

trong đó v_0 là đại lượng được định nghĩa bằng công thức (2.30).

Từ (2.26) ta cũng có

$$m.v_{\max 1} = n.v_{\max 2}. \quad (2.35)$$

Kí hiệu

$$v_{\max} = m.v_{\max 1} = n.v_{\max 2}, \quad (2.36)$$

($v_{\max}$ chính là bội số chung nhỏ nhất của $v_{\max 1}$ và $v_{\max 2}$) và đưa vào (2.34), ta thu được công thức

$$v_t = v_0 + 2k.v_{\max}.$$

(2.37)

Công thức trên chứng tỏ rằng tốc độ giới hạn mới bây giờ là bội số chung nhỏ nhất của hai tốc độ giới hạn cũ, tức là đã được mở rộng.

Ví dụ: một radar có $F_1 = 1200$ Hz và $F_2 = 800$ Hz với bước sóng $\lambda = 5$ cm, như vậy từ (2.6) suy ra $v_{\max 1} = 15$ m/s và $v_{\max 2} = 10$ m/s. Các công thức trên cho ta $\frac{F_1}{F_2} = \frac{n}{m} = \frac{3}{2}$, $v_{\max} = m.v_{\max 1} = n.v_{\max 2} = 30$ m/s (gấp 2 lần $v_{\max 1}$ hoặc 3 lần $v_{\max 2}$).

Nếu quan trắc một đối tượng với loại xung thứ nhất ta đo được $v_{\text{do}1} = 14$ m/s, với loại xung thứ hai ta đo được $v_{\text{do}2} = -6$ m/s; ta tìm được cặp số $k'_1 = 0$, $k'_2 = 1$ để thoả mãn hệ thức (2.30):

$$v_0 = v_{\text{do}1} + 2k'_1.v_{\max 1} = v_{\text{do}2} + 2k'_2.v_{\max 2} = 14 \text{ m/s.}$$

Do đó, theo (2.37) ta có

$$v_t = v_0 + 2k.v_{\max} = 14 + 2k.30 \text{ m/s.}$$

Với $k = 0, 1, -1 \dots$ ta thu được các giá trị $v_t = 14, 74, -46, \dots$ m/s, nhưng chỉ một trong các giá trị đó là đúng. Để khẳng định giá trị nào là đúng cần dựa thêm vào các giá trị tốc độ thường gặp trong hiện tượng đang quan sát (chẳng hạn, nếu trong loại mây đang xét thường không gặp những tốc độ quá lớn thì những giá trị 74, -46m/s ... bị loại bỏ, chỉ còn tốc độ 14m/s là đúng), cũng như vào tính liên tục của trường gió trong không gian và thời gian.

2.7.2. Mở rộng giới hạn đo chính xác khoảng cách

Tương tự như trên, giả sử hai giới hạn khoảng cách tương ứng với hai tần số lặp này là $r_{\max 1}$ và $r_{\max 2}$, từ hệ thức (2.26) ta có

$$\frac{r_{\max 1}}{r_{\max 2}} = \frac{F_2}{F_1} = \frac{m}{n},$$

(2.38)

trong đó n, m là hai số tự nhiên và $\frac{m}{n}$ là phân số tối giản. Nếu dùng hai loại xung như vậy để đo khoảng cách tới radar của cùng một đối tượng và thu được các khoảng cách $r_{\text{do}1}$ và $r_{\text{do}2}$. Các khoảng cách này phải thoả mãn hệ thức (1.46), tức là:

$$r_t = r_{\text{do}1} + k_1.r_{\max 1}$$

(2.39)

và

$$r_t = r_{do2} + k_2 \cdot r_{max2}, \quad (2.40)$$

với r_t là khoảng cách thực của đối tượng, k_1 và k_2 là các số nguyên, dương. Giống như ở mục trên ta sẽ chứng minh được các hệ thức tương tự như các hệ thức (2.30), (2.34), (2.36) và (2.37):

$$r_{do1} + k'_1 \cdot r_{max1} = r_{do2} + k'_2 \cdot r_{max2} = r_0, \quad (2.30')$$

$$r_t = r_0 + kn \cdot r_{max1} = r_0 + km \cdot r_{max2}, \quad (2.34')$$

$$r_{max} = n \cdot r_{max1} = m \cdot r_{max2}, \quad (2.36')$$

$$r_t = r_0 + k \cdot r_{max}. \quad (2.37')$$

Công thức trên chứng tỏ rằng khoảng cách giới hạn mới r_{max} là bội số chung nhỏ nhất của hai khoảng cách giới hạn cũ r_{max1} và r_{max2} , tức là đã được mở rộng.

Ví dụ: một radar có $F_1 = 1200$ Hz và $F_2 = 800$ Hz với bước sóng $\lambda = 5$ cm, như vậy từ (2.26) suy ra $r_{max1} = 125$ km và $r_{max2} = 187,5$ km. Các công thức trên cho ta $\frac{F_1}{F_2} = \frac{m}{n} = \frac{2}{3}$, $r_{max} = n \cdot r_{max1} = m \cdot r_{max2} = 375$ km (gấp 3 lần r_{max1} hoặc 2 lần r_{max2}).

Nếu quan trắc một đối tượng với loại xung thứ nhất ta đo được $r_{do1} = 100$ km, với loại xung thứ hai ta đo được $r_{do2} = 37,5$ km; ta tìm được cặp số $k'_1 = 1$, $k'_2 = 1$ để thoả mãn hệ thức (2.30):

$$r_0 = r_{do1} + k'_1 \cdot r_{max1} = r_{do2} + k'_2 \cdot r_{max2} = 225 \text{ km}.$$

Do đó, theo (2.37') ta có

$$r_t = r_0 + k \cdot r_{max} = 225 + k \cdot 375 \text{ km}.$$

Với $k = 0, 1, 2, \dots$ ta thu được các giá trị $r_t = 225, 600, 975, \dots$ km, nhưng chỉ một trong các giá trị đó là đúng. Để khẳng định giá trị nào là đúng cần dựa thêm vào tính liên tục của trường PHVT trong không gian và thời gian.

Phương pháp mở rộng giới hạn đo chính xác tốc độ và khoảng cách nêu trên được sử dụng trong thuật toán “unfolding” (“khử ảo”). Trong các ví dụ vừa nêu ta đã áp dụng cách “khử ảo 3:2”. Nói chung, thuật toán này thường chỉ áp dụng để mở rộng giới hạn đo chính xác tốc độ, còn ít khi được dùng để mở rộng giới hạn đo chính xác khoảng cách vì chỉ cần sử dụng một tần số lặp đủ nhỏ là có thể có được $r_{\max}$ lớn tới mức nếu mục tiêu ở xa hơn khoảng này, tín hiệu phản hồi sẽ không “đủ sức” về tới radar (chẳng hạn như khi radar DWSR –2500C hoạt động với $F = 250\text{s}^{-1}$ thì $r_{\max} = 600\text{ km}$).

2.8. XÁC ĐỊNH HƯỚNG VÀ TỐC ĐỘ GIÓ

Theo các hướng quét ở mỗi góc cao anten, các giá trị tốc độ gió (m/s) thổi vào hoặc thổi ra so với vị trí radar sẽ được xác định. Đúng ra, hiệu ứng Doppler chỉ cho phép ta xác định tốc độ chuyển động C_0 của mục tiêu theo phương xiên nối giữa mục tiêu và radar. Tuy nhiên, các radar thường tự động tính và hiển thị tốc độ ngang v của mục tiêu theo công thức $v = C_0 \cos \delta$, trong đó δ là góc cao của anten.

2.8.1. Tốc độ xuyên tâm

Radar chỉ đo thành phần tốc độ gió hướng theo cánh sóng anten khi quét, tức là thành phần xuyên tâm (TPXT) của vận tốc, còn gọi là tốc độ Doppler. Ví dụ nếu gió thổi từ hướng tây với tốc độ 50 knots (25 m/s) và anten có hướng 270° , khi đó ta nhận được gió toàn phần với tốc độ đo được 50 knots. Mặt khác nếu gió cũng thổi hướng tây với tốc độ 50 knots nhưng anten hướng về 315° , chỉ một phần của gió hướng theo cánh sóng anten và tốc độ mà radar đo được chỉ là 35 knots ($= \cos 45^\circ \cdot 50\text{ knots}$). Nếu gió có hướng tây với tốc độ 50 knots nhưng anten radar có hướng 360° , nghĩa là gió thổi vuông góc với cánh sóng anten, radar cho giá trị tốc độ gió bằng 0, do $\cos 90^\circ = 0$.

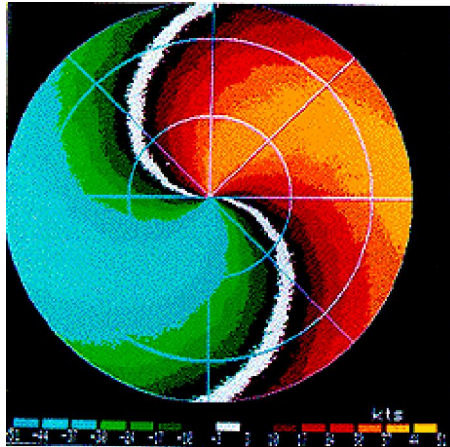
Việc xác định vùng tốc độ Doppler bằng 0 hay còn gọi là “đường số 0” (hoặc “đường zero”) là một yếu tố quan trọng để xác định hướng gió.

2.8.2. Xác định hướng gió

Hướng của đường số 0 đặc biệt quan trọng để phân tích tốc độ. Hình 2.4 (có thể xem ảnh số 1 trong chương 5) là hình ảnh mô phỏng hiển thị tốc độ gió Doppler trong trường hợp đơn giản: trường gió đồng nhất trên các mặt ngang nhưng có thể đổi hướng và tốc độ khi thay đổi độ cao (trường gió qui mô lớn). Radar nằm ở tâm hình. Đường số 0 là đường màu trắng dạng chữ S đối xứng qua tâm hình. Trong thực tế, muốn có được hình này thì ngoài việc những điều kiện giả định trên phải được thoả mãn, toàn vùng phải có mây phủ (để có tín hiệu phản hồi).

Hình 2.5a cho thấy làm thế nào để phân tích hướng gió khi sử dụng đường số 0 của hình 2.4. Hướng gió tại các điểm của đường số 0 vuông góc với cánh sóng anten chiếu tới nó. Trên ảnh hiển thị 2.4, ở phần phía tây tốc độ gió Doppler âm (có

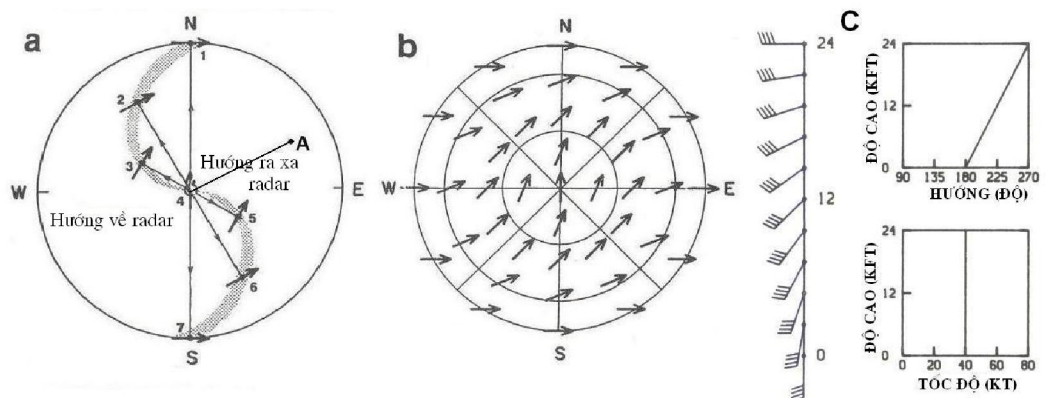
màu xanh), hướng về phía radar, và ở phần phía đông gió Doppler dương (có màu đỏ), hướng ra xa vị trí radar. Như vậy gió phải thổi từ nửa phía tây sang nửa phía đông. Xét điểm 1 trên hình 2.5a, gió phải thổi theo phương vuông góc với cánh sóng radar, tức với phương bán kính qua điểm này và hướng từ tây sang đông. Khi cánh sóng radar hướng về vị trí 2 trên đường số 0 ở hướng 330° , tại điểm này gió sẽ thổi hướng $330^\circ \pm 90^\circ$ tức là hướng 60° hoặc 240° . Song vì gió thổi từ nửa không gian phía tây sang phía đông nên hướng 240° là đúng. Hướng gió ở các điểm 3, 4, 5, 6, 7 cũng có thể xác định theo cách tương tự.



Hình 2.4. Ảnh màu mô phỏng hiển thị của trường gió đồng nhất trên các mặt ngang (radar ở tâm hình)

2.8.3. Xác định tốc độ gió ngang

Khi biết hướng gió, việc xác định tốc độ gió trong trường gió qui mô lớn sẽ trở nên dễ dàng. Radar đo được tốc độ gió toàn phần khi gió thổi song song với cánh sóng anten. Do đó để xác định tốc độ gió ở độ cao nhất định cần phải đọc giá trị tốc độ ở điểm mà ở đó đo được tốc độ gió toàn phần. Làm thế nào để thực hiện điều đó?



Hình 2.5. a) Cách xác định hướng gió và tốc độ gió; b) Sự phân bố vận tốc gió; c) profiles hướng và tốc độ gió ứng với hình 2.4

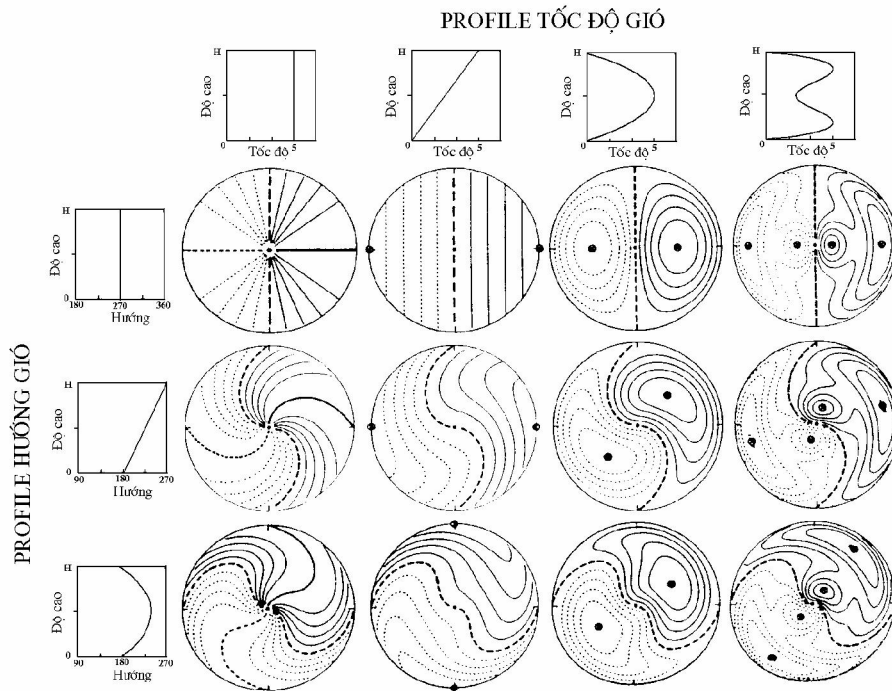
Thứ nhất, nên nhớ rằng khi ta di chuyển theo hướng nhìn từ trung tâm màn hình (tương ứng với vị trí đặt radar) ra ngoài biên ảnh hiển thị, độ cao so với mặt đất (mức đặt radar) tăng dần lên. Vì thế nếu di chuyển con trỏ một khoảng cách nhất định từ tâm, theo hướng bất kì (đông, tây, nam, bắc v.v...), giá trị hiển thị ở vị trí đó sẽ luôn biểu diễn các thông tin về gió trên cùng một độ cao. Do trường gió được giả định là đồng nhất ngang nên mặc dù màu sắc hiển thị ở trên cùng một vòng tròn có khác nhau, nhưng tốc độ và hướng gió vẫn phải như nhau. Như vậy, tốc độ gió toàn phần tại mỗi điểm trên đường tròn là tốc độ cực đại trên đường tròn này. Dựa trên lập luận như vậy, ta có thể xác định tốc độ gió ở điểm bất kì như sau:

Giả sử ta muốn tìm vận tốc gió tại đường tròn qua điểm 2. Trước tiên, ta xác định hướng gió trên đường tròn này theo đường đường số “0”, đó là hướng gió ở điểm 2. Hướng gió ở điểm này (và trên toàn bộ đường tròn qua 2) là 240° . Từ tâm vòng tròn (điểm 4) đi theo hướng song song với hướng gió, tức theo tia 240° hướng ra ngoài cho tới khi gặp đường tròn qua 2 tại A. Tốc độ gió được xác định bằng nhò màu ở điểm A. Đó cũng là tốc độ gió tại điểm 2 và cả đường tròn qua 2. Cách làm như thế bảo đảm rằng phép đo sẽ ở cùng một độ cao. Sau khi xác định xong tốc độ gió trên các đường tròn, ta có một bức tranh về sự phân bố tốc độ gió như hình 2.5b. Đi theo một đường bán kính bất kì của hình này ta tìm được sự biến đổi của hướng gió và tốc độ gió theo độ cao như trình bày trong hình 2.5c.

Cũng cần nói thêm rằng nếu trường gió không đồng nhất trên mặt ngang thì đường số 0 nói chung sẽ không đối xứng qua tâm hình.

2.8.4. Một số ví dụ

Một số ví dụ về kết quả xác định profile tốc độ và hướng gió ngang trong các trường hợp tương tự được cho trong hình 2.6. Phía trong các đường tròn trên hình này biểu diễn các đường đẳng tốc độ Doppler (thay cho hình màu như trên). Radar cũng nằm tại tâm của các đường tròn. Các đường tròn là đường đẳng độ cao H và ở khoảng cách $r = H/\sin\delta$. Do trường gió được coi là đồng nhất ngang, nên mỗi đường tròn này cũng đồng thời là đường đẳng tốc độ gió “thực”. Các hình vuông ở hàng trên cùng biểu diễn profile của tốc độ gió toàn phần trong từng cột tương ứng phía dưới chúng. Các hình vuông ở cột đầu tiên biểu diễn profile của hướng gió trong từng hàng tương ứng phía bên phải chúng. Các hình hiển thị ở đây không có các dải màu biểu thị giá trị tốc độ mà thay cho chúng là các đường đẳng tốc độ Doppler.



Hình 2.6. Các đường đẳng tốc gió Doppler (trong các đường tròn) khi góc cao của anten δ không đổi, tương ứng với các profile thẳng đứng khác nhau của trường gió đồng nhất ngang. Khoảng giá trị của các đường đẳng tốc độ bằng 0,2 lần giá trị tốc độ cực đại (theo Wood và Brom, 1983)

Phân bố gió Doppler hướng ra xa radar (li tâm) được thể hiện bằng các đường đẳng tốc độ dương (đường liền nét trên hình 2.6). Ngược lại, phân bố gió Doppler hướng về phía radar (hướng tâm) được thể hiện bằng các đường đẳng tốc độ âm (đường đứt nét trên hình 2.6); Các đường đẳng tốc độ dương cũng đối xứng với đường đẳng tốc độ âm qua tâm.

Lưu ý rằng mỗi hàng ảnh trong hình có cùng một dạng đường số 0, mặc dù các ảnh ở mỗi hàng rất khác nhau. Đường này cũng được in đậm, đứt nét nhưng nét dài hơn so với các đường đẳng tốc độ âm.

Nếu tốc độ gió không đổi theo độ cao thì tất cả các đường đẳng tốc đều đi qua tâm của hiển thị (hình 2.6, cột hiển thị thứ nhất). Trên các hình này, giá trị cực đại của modul gió Doppler (gió xuyên tâm) ở các mực xảy ra dọc theo đường đẳng tốc được in đậm.

Nếu tốc độ gió bề mặt bằng 0 và tăng dần giá trị theo độ cao thì chỉ có đường số 0 là đi qua tâm hình hiển thị (đường gạch dài, đứt nét và dày trên các hiển thị trên hình 2.6, cột thứ hai) và các đường đẳng tốc cực đại (các chấm đen trên các hiển thị) nằm ở vòng tròn ngoài cùng của mỗi hiển thị ứng với khoảng cách tối đa tới nơi đặt radar (ở tâm hình).

Nếu tốc độ gió toàn phần đạt cực đại ở giữa chiều cao tối đa của hiển thị, các đường đẳng tốc độ, trừ đường số 0, sẽ là những đường cong khép kín và mỗi phía của đường số 0 có một đường đẳng tốc cực đại (các chấm đen trên các hình) nằm ở khoảng cách tới tâm hình bằng nửa bán kính (xem các hiển thị ở cột thứ ba).

Nếu tốc độ gió toàn phần có hai cực đại trong khoảng chiều cao của hiển thị, các đường đẳng tốc độ, trừ đường số 0, sẽ là những đường cong khép kín và mỗi phía của đường số 0 có hai đường đẳng tốc cực đại (các chấm đen trên hiển thị) nằm ở các khoảng cách khác nhau tới tâm hình (hình 2.6, các hiển thị ở cột thứ tư).

Các hiển thị ở hàng thứ nhất của hình 2.6 đều ứng với hướng gió tây (hướng 270°) ở mọi độ cao.

Hàng thứ hai ứng với hướng gió thay đổi (quay phải) dần theo độ cao một cách tuyến tính, từ 180° (gió nam) ở mặt đất lên 270° (gió tây) ở độ cao H (ứng với vòng tròn bao quanh).

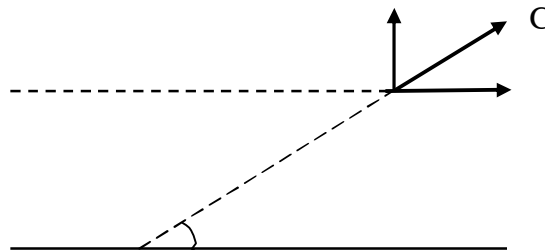
Hàng dưới cùng của hình 2.6 cho ta thấy ở mặt đất có gió nam vì khi r bằng 0 đường số 0 có hướng đông- tây và không khí thổi tới từ phía nam lên phía bắc. Khi lên cao, gió quay phải với góc hướng tăng dần từ 180° (gió nam) đến 225° (gió tây-nam) ở độ cao $H/2$, sau đó lại quay trái, trở về hướng 180° (gió nam) ở độ cao H .

2.8.5. Xác định tốc độ gió thẳng đứng

Có thể tính được sự tốc độ gió thẳng đứng qui mô lớn w ở một độ cao z bất kì theo dữ liệu của một radar Doppler như sau (hình 2.7):

$$w = C_{0\max}(z) \sin \delta = v(z) \cdot \operatorname{tg} \delta, \quad (2.41)$$

trong đó δ là góc cao của anten; $C_{0\max}(z)$ — tốc độ gió xiên theo phương bán kính (tốc độ xuyên tâm xiên) cực đại trên đường tròn bán kính r tương ứng với độ cao z .



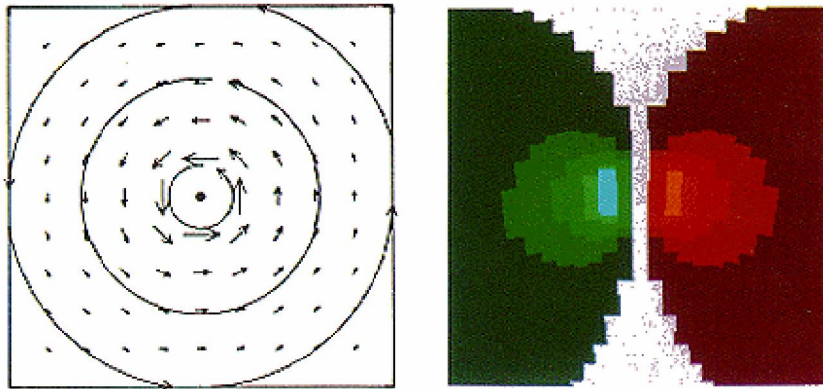
Hình 2.7. Để ước lượng tốc độ thẳng đứng tại độ cao z tương ứng với độ xa nghiêng r

Ta có thể trực tiếp xác định tốc độ xuyên tâm $C_{0\max}(z)$ trên đường tròn bán kính r theo màu ứng với tốc độ cực đại trên đường tròn đó. Tuy nhiên, radar thường hiển thị tốc độ xuyên tâm ngang chứ không phải tốc độ xiên theo đường sinh của hình nón tạo thành trong một lần quét tròn, cho nên ta cần xác định vận tốc gió ngang v

(xem mục 2.8.3), rồi tính vận tốc thẳng đứng theo công thức trên. Trong nhiều trường hợp, do góc δ rất nhỏ nên $C_{0\max}(z) \approx v(z)$, $\sin\delta \approx \tan\delta$, còn w cũng rất nhỏ.

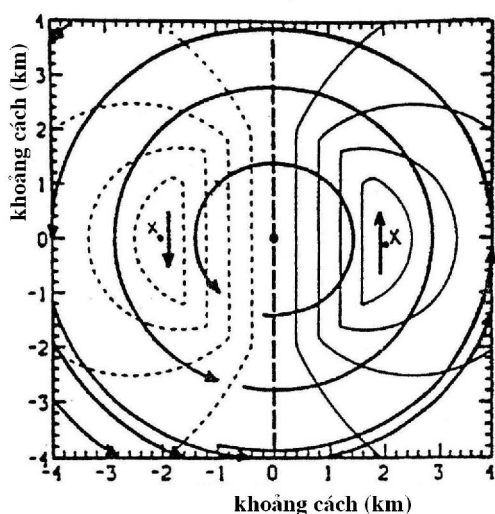
2.9. XÁC ĐỊNH VÙNG XOÁY, PHÂN KÌ VÀ HỘI TỤ CỦA GIÓ

Các hiển thị tốc độ Doppler khi tập trung vào một diện tích nhỏ, được sử dụng để xác định các dấu hiệu của dòng độc lập. Các vùng xoáy, phân kì và hội tụ của gió bên trong vùng đối lưu tạo nên các hình ảnh tốc độ Doppler đặc trưng quan trọng. Ba dấu hiệu nhận biết quan trọng của vùng có đối lưu phát triển mạnh (vùng có dông) đó là sự hội tụ, phân kì hoặc xoáy. Hình 2.8 là ảnh mô phỏng hiển thị tốc độ gió Doppler trong một xoáy qui mô vừa ở phía bắc của radar cùng sự phân bố vận tốc gió trong nó (có thể xem ảnh số 8, chương 5).



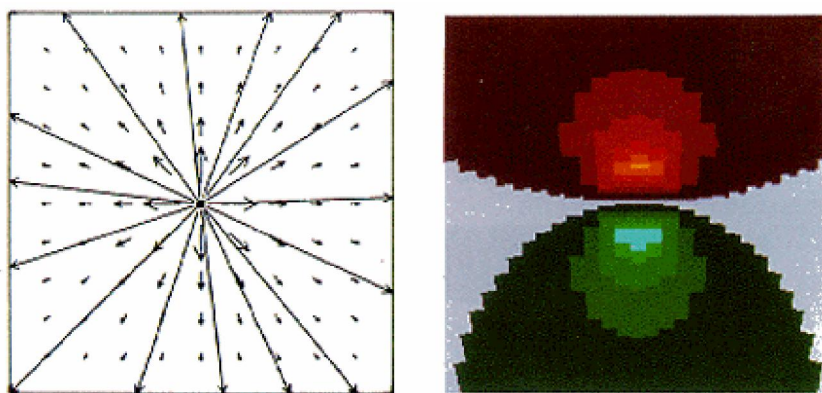
Hình 2.8. a) Sơ đồ phân bố vận tốc gió; b) ảnh mô phỏng hiển thị tốc độ gió Doppler trong vùng xoáy qui mô vừa ở phía bắc của radar

Với cách xác định hướng và tốc độ gió như trong mục trước đã trình bày, ta có thể thu được sơ đồ phân bố trường tốc độ gió ngang toàn phần trong xoáy như hình 2.8a. Nếu vẽ các đường đẳng tốc độ gió Doppler, ta có hình 2.9. Đường qua tâm theo hướng bắc-nam là đường số 0. Phía bên phải đường số 0 gió thổi ra xa dần khỏi radar, còn phía bên trái thì hướng về phía radar. Các đường đứt nét bên trái và các đường đối xứng với chúng ở phía bên phải của đường số 0 là các đường đẳng tốc độ gió. Các đường tròn bao quanh tâm xoáy là các đường dòng của không khí. Ta nhận thấy chuyển động là xoáy tròn tâm xoáy ở giữa hình, tốc độ ở tâm xoáy = 0 và tăng tuyến tính tới giá trị max ở vùng gần tâm (tại các điểm đánh dấu X trên hình 2.9), sau đó giảm tuyến tính tới biên phải và trái của xoáy. Vì thế dấu hiệu của xoáy qui mô vừa là giản đồ đối xứng của tốc độ gió trên ảnh hiển thị radar và có các giá trị tốc độ cực đại ngược dấu ở gần tâm hoàn lưu về mỗi phía của đường số 0, còn đường này thì nằm dọc theo phương bán kính.



Hình 2.9. Các đường đẳng tốc Doppler và đường dòng trong xoáy tương ứng với hình 2.8

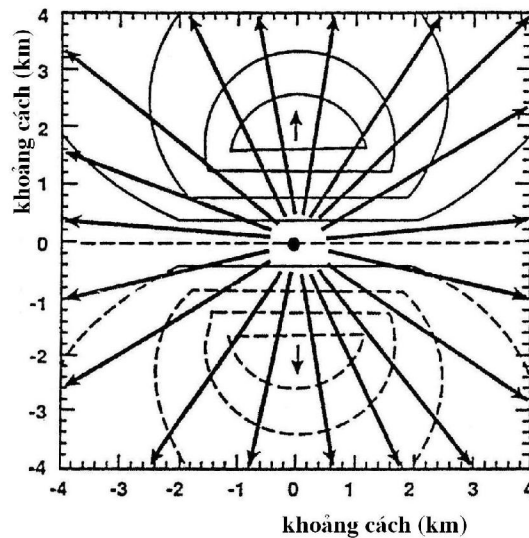
Hình 2.10 là ảnh mô phỏng hiển thị tốc độ gió Doppler và sự phân bố vận tốc gió trong một vùng gió phân kì qui mô vừa ở phía bắc của radar (có thể xem ảnh số 9, chương 5). Ta nhận thấy ảnh vùng phân kì cũng tương tự ảnh của vùng xoáy, nhưng xoay đi 90° theo chiều ngược kim đồng hồ. Trong ảnh phân kì, đường số 0 vuông góc với hướng quan trắc bởi vì radar không nhạy với các chuyển động vuông góc với phương bán kính.



Hình 2.10. a) Sơ đồ phân bố vận tốc gió; b) ảnh màu mô phỏng hiển thị tốc độ gió Doppler trong một vùng phân kì qui mô vừa ở phía bắc của radar

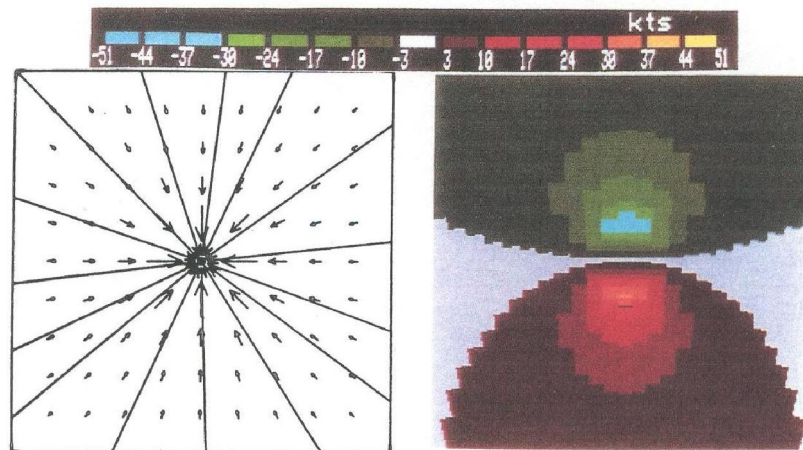
Tương tự như trước đây, ta có thể xác định được sự phân bố đường đẳng tốc Doppler, đường dòng và vận tốc gió ngang trong vùng phân kì như hình 2.11. Các đường xuyên tâm trên hình biểu diễn các đường dòng. Như vậy, dấu hiệu của vùng phân kì qui mô vừa là giản đồ đối xứng của tốc độ gió trên ảnh hiển thị radar và có các giá trị tốc độ cực đại ngược dấu ở gần tâm phân kì về mỗi phía của đường số 0, tốc độ dương ở vùng xa, tốc độ âm ở vùng gần radar, còn đường số 0 thì nằm vuông

góc với phương bán kính. Các dấu hiệu phân kì thường được phát hiện thấy gần đỉnh ổ dông, phía trên của dòng thẳng và ở gần với mặt đất trong vùng dòng giáng gây ra bởi mưa.



Hình 2.11 Các đường đẳng tốc Doppler và đường dòng trong vùng phân kì tương ứng với hình 2.10 (radar ở phía nam của tâm hình)

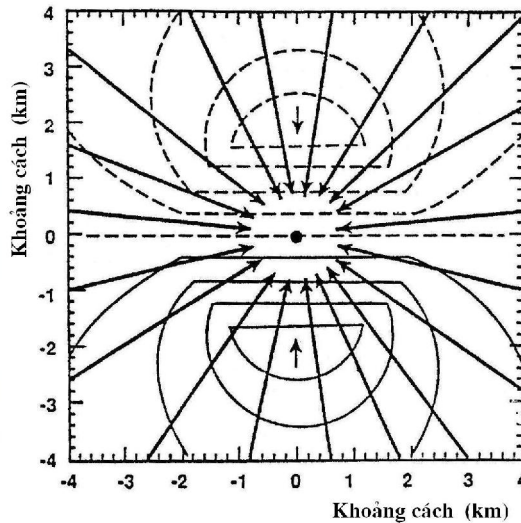
Hình 2.12 là ảnh mô phỏng hiển thị tốc độ gió Doppler trong một vùng gió hội tụ qui mô vừa ở phía bắc của radar (có thể xem ảnh số 10, chương 5). Ảnh này cũng tương tự ảnh của xoáy, nhưng được xoay 90° theo chiều kim đồng hồ.



Hình 2.12. a) Sơ đồ phân bố vận tốc gió; b) ảnh màu mô phỏng hiển thị tốc độ gió Doppler trong một vùng hội tụ qui mô vừa ở phía bắc của radar

Tương tự như trước đây, ta có thể xác định được sự phân bố gió trong vùng và thu được hình 2.13. Cũng như ảnh phân kì, đường số 0 của ảnh hội tụ vuông góc với

hướng quan sát của radar. Như vậy, dấu hiệu của vùng hội tụ cũng tương tự như vùng phân kì nhưng vùng tốc độ dương lại ở gần, còn vùng tốc độ âm lại ở xa radar. Vị trí tương đối của radar so với vùng nghiên cứu là rất quan trọng để xác định vùng đang xét là hội tụ, phân kì hay xoáy. Chẳng hạn, nếu radar ở phía đông của vùng xoáy thì ảnh hiển thị sẽ không giống như hình 2.8b mà xoay đi 90^0 theo chiều ngược kim đồng hồ, tức là giống như hình 2.10b.



Hình 2.13. a) Các đường đẳng tốc Doppler và đường dòng trong vùng hội tụ tương ứng với hình 2.12 (radar ở phía nam của tâm hình)

2.10. QUÉT KHỐI VÀ CÁC SẢN PHẨM CƠ BẢN CỦA RADAR DOPPLER

Radar “quét khối” để thu được số liệu cơ bản từ một vùng không gian nhất định. Quét khối (volume scan) thu thập các giá trị cường độ phản hồi vô tuyến Z, số liệu tốc độ Doppler V hoặc độ rộng phổ Doppler SW (có thể là độ rộng phổ tần số hoặc độ rộng phổ tốc độ Doppler) trên từng góc cao của anten, ra tới bán kính quét tối đa của radar đã chọn. Số liệu quét khối được lưu trữ vào các tệp dữ liệu “gốc” hay “cơ bản”.

Cường độ phản hồi vô tuyến, tốc độ Doppler hoặc độ rộng phổ Doppler là các sản phẩm cơ bản của radar Doppler. Các sản phẩm cơ bản này đều có thể hiển thị trực tiếp ngay khi radar đang quét tròn (ảnh hiển thị PPI) hoặc quét đứng (ảnh hiển thị RHI), cũng có thể lấy ra từ tệp số liệu gốc lưu trữ nhờ các phần mềm chuyên dụng (khi đó ảnh hiển thị còn được gọi là BASE). Từ tệp số liệu gốc người ta cũng có thể lấy ra được các sản phẩm dẫn xuất, như sẽ thấy trong mục tiếp theo, nhờ một số phần mềm chuyên dụng khác.

Quét khối thường được thực hiện như sau: Radar quét tròn để thu về tín hiệu phản hồi lần lượt với từng góc cao khác nhau, các góc cao thường thay đổi theo từng

độ một nhưng cũng có thể theo từng $0,5^{\circ}$. Quét khối cũng có thể được thực hiện theo một cách khác, ít thông dụng hơn, đó là radar quét đứng lần lượt ở từng góc phương vị khác nhau, các góc phương vị thường hơn kém nhau 1° .

Chẳng hạn, radar DWSR-2500C có khả năng thu số liệu của nhiều góc cao của anten từ 0° đến 20° hoặc hơn nữa. Số lượng góc cao được chọn theo sự phán đoán của người điều khiển, nhưng chú ý rằng mỗi góc cao cần khoảng 1 phút để quét tròn một vòng. Vì thế nếu đã chọn 20 góc cao sẽ mất khoảng 20 phút để hoàn thành việc quét khối. Thực hiện một đợt quét khối trong một giờ (tức quét trong 20 phút và nghỉ 40 phút mỗi giờ) dẫn đến sự đánh giá quá cao hoặc quá thấp các sản phẩm dẫn xuất ví dụ như sản phẩm lượng mưa tích lũy, vì thời gian tồn tại của các ổ đối lưu ở những vùng nhiệt đới chỉ khoảng 20 đến 60 phút. Quét khối 20 phút sẽ quan trắc các ổ đối lưu ở những giai đoạn phát triển khác nhau và đại diện cho 20 phút đó. Chẳng hạn, nếu radar quét một ổ mây đối lưu ở giai đoạn phát triển cực đại, dữ liệu đó sẽ đại diện cho 20 phút quét mặc dầu ổ đối lưu có thể ngay lập tức sau đó bắt đầu tan rã - sẽ cho kết quả ước lượng mưa quá cao so với thực tế. Ngược lại, nếu ổ đối lưu ở trạng thái mây tích bắt đầu phát triển sẽ được chọn để đại diện - sẽ cho kết quả quá thấp so với thực tế. Quét khối 20 phút trong một giờ cũng sẽ tạo ra sự biến động “bất thường” của các sản phẩm cơ bản cũng như các sản phẩm dẫn xuất.

Việc chọn ít góc cao nói chung không cung cấp đủ số liệu để thu được chính xác các sản phẩm dẫn xuất vì một phần khí quyển sẽ không được quan trắc, đặc biệt ở những khoảng cách lớn, vùng không được quan trắc sẽ rất rộng. Khi có mây xuất hiện ở khoảng cách xa thì chỉ các góc quét thấp mới cho số liệu. Thông thường các phản hồi vô tuyến nhỏ hơn 18 dBz được coi là không phải là mưa mà có thể là phản hồi từ hạt mây hoặc các hạt tán xạ nhỏ khác.

2.11. CÁC SẢN PHẨM DẪN XUẤT CỦA PHẦN MỀM EDGE™

Phần mềm EDGE™ cho phép radar DWSR-2500C tự động chuyển góc cao, truyền phát các tín hiệu năng lượng xung, thu năng lượng phản hồi và cung cấp các sản phẩm cơ bản (gốc) về độ phản hồi, tốc độ, độ rộng phổ và các sản phẩm dẫn xuất. EDGE™ có thể điều khiển radar quét theo phương vị (quét tròn) ở góc cao ấn định trong chế độ PPI hoặc có thể điều khiển anten quét mặt cắt đứng khí quyển ở chế độ RHI. Người điều khiển có thể chọn quét khối hoặc quét theo cung tròn, quét liên tục hay quét vào những thời điểm nhất định. Phần mềm EDGE™ còn mở rộng giá trị tốc độ Doppler cực đại từ $V_{\max} = 16\text{m/s}$ lên $V_{\max} = 32\text{m/s}$ và $V_{\max} = 48\text{m/s}$ nhờ thuật toán “unfolding” 3:2 và 4:3 tương ứng.

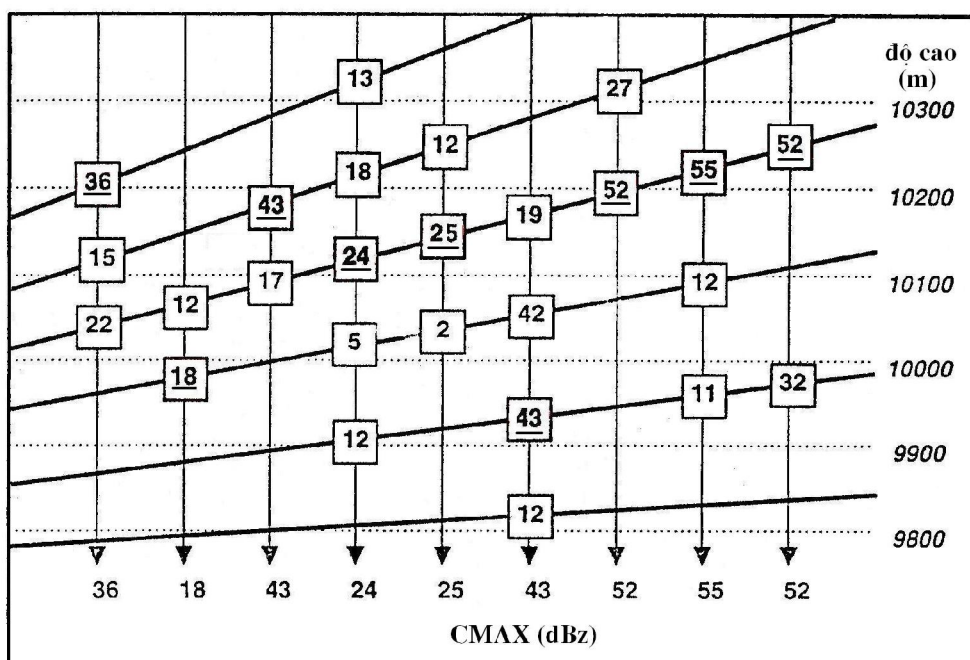
Phần mềm EDGE™ cũng cho phép lấy ra từ số liệu gốc lưu trữ nhiều sản phẩm dẫn xuất hữu ích như trình bày dưới đây.

Các ví dụ về sản phẩm cơ bản và dẫn xuất của radar có thể tìm thấy rất nhiều trong chương 5.

2.11.1. Sản phẩm độ phản hồi vô tuyến cực đại (CMAX)

Đối với một diện tích của bề mặt trái đất, CMAX (Column Maximum) là sản phẩm hiển thị giá trị cường độ PHVT cực đại (dBz) phía trên bề mặt diện tích đó. Giá trị của nó nhận được từ dữ liệu quét khối.

Hình 2.14 giải thích cách nhận được các giá trị độ phản hồi cực đại trên mỗi pixel: mỗi cột trên hình có các ô vuông ghi các giá trị độ PHVT thu được ứng với các góc cao khác nhau, trong đó có một ô chứa giá trị độ PHVT lớn nhất cột (giá trị được gạch dưới). Giá trị đó chính là giá trị độ PHVT gán cho pixel (ô nhỏ) ứng với “vùng đất” ở thẳng phía dưới.



Hình 2.14. Minh họa cách thu được cường độ PHVT cực đại

Đối với mỗi một tệp dữ liệu quét khối có 1 sản phẩm CMAX và có thể được hiển thị trong tọa độ cực hoặc tọa độ Đề-Các với vị trí radar ở tâm hình. Mỗi pixel trên hình nhận một giá trị của cường độ phản hồi cực đại. Vùng hiển thị được quan trắc viên lựa chọn theo bán kính quét tối đa của tệp dữ liệu khối. Thường $r_{\max} = 120$ km hoặc 240 km. Hình 2.15 là một ví dụ về sản phẩm này.

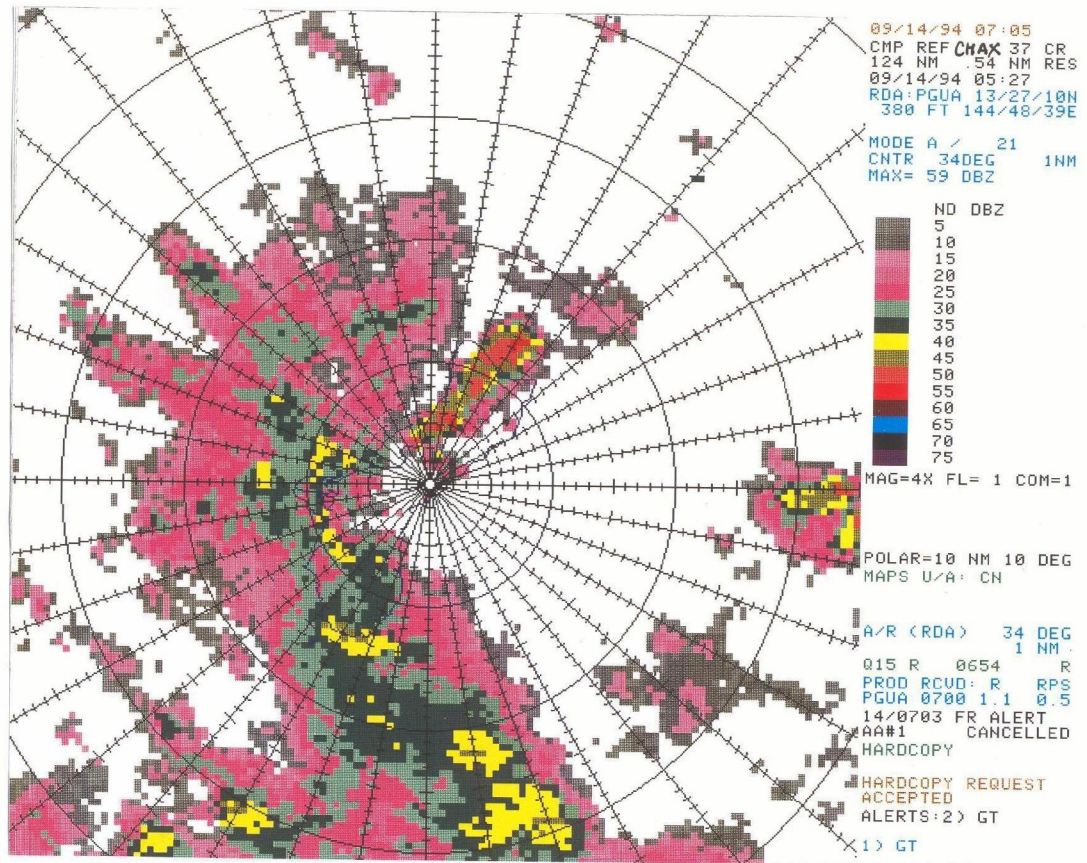
- Công dụng:

- + Cho phép tổng hợp nhanh về trường cường độ PHVT cực đại trong vùng bán kính quan trắc của radar. Chỉ ra những ổ đối lưu, dông mạnh.
- + Chỉ ra độ trải rộng của vùng PHVT.
- + Có thể sử dụng để ước lượng mực băng hóa (mức 0°C).

- Những giới hạn:

+ PHVT địa hình hoặc truyền sóng dị thường có thể cho những giá trị độ PHVT không phải của trường mây hoặc hiện tượng thời tiết liên quan.

+ Các biểu hiện, dấu hiệu trên mặt phẳng ngang (như dạng móc câu,...) có thể sẽ không phát hiện được.

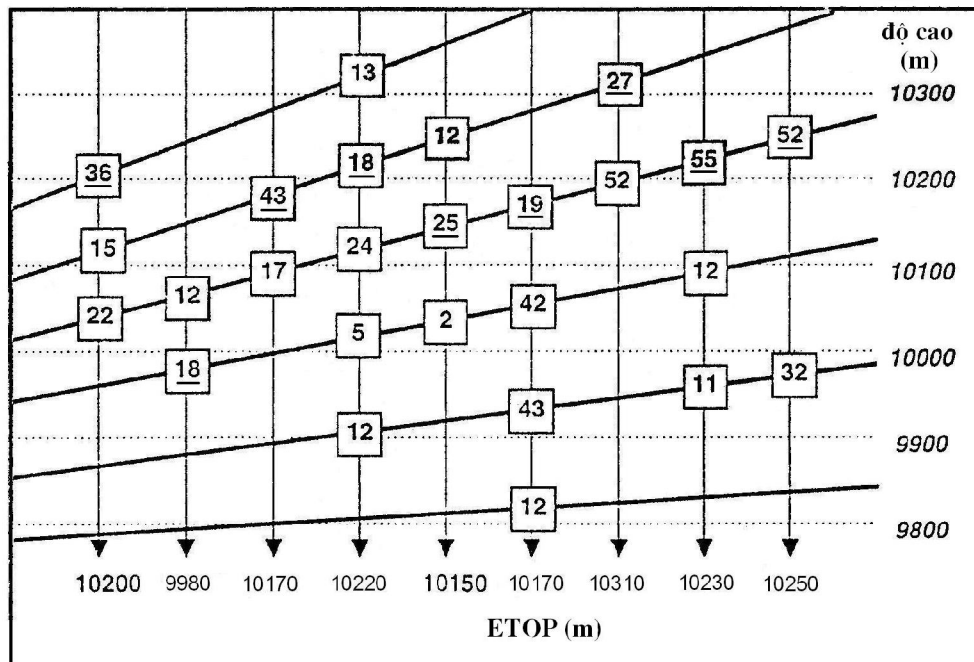


Hình 2.15. Sản phẩm CMAX trên toạ độ cực thu được từ số liệu quét khối vào lúc 5h 27' ngày 14 tháng 9 năm 1994 bởi radar đặt tại Guam (ảnh của Tom Yoshida)

2.11.2. Sản phẩm đỉnh phản hồi vô tuyến (ETOP)

Sản phẩm ETOP (Echo Tops) xác định độ cao của đỉnh PHVT so với mực nước biển với hiển thị màu khác nhau. Sản phẩm ETOP đặc biệt cần thiết cho hoạt động hàng không và sử dụng để xác định độ cao của PHVT đông/mây đối lưu mạnh, có thể phát triển đột biến, đặc biệt liên quan chặt chẽ với sản phẩm CMAX. Sản phẩm ETOP nhận được khi xử lý dữ liệu khối, so sánh độ cao của PHVT ở mỗi góc cao của anten. Bất kì đỉnh vùng PHVT có cường độ ≥ 18 dBz sẽ được hiển thị trên sản phẩm này. Tuy nhiên, người sử dụng cũng có thể lựa chọn các giá trị khác của độ PHVT tối thiểu thay cho 18 dBz.

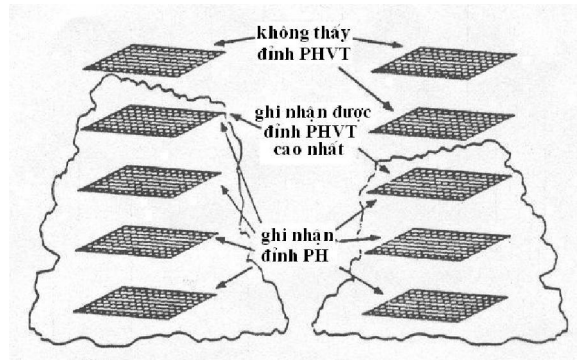
Bắt đầu từ cánh sóng ở góc cao nhỏ nhất, thuật toán xác định độ cao đỉnh PHVT tạm thời là độ cao có độ PHVT ≥ 18 dBz thẳng phía trên mỗi ô (pixel) bề mặt. Sau đó xem xét ở góc cao tiếp theo, nếu trên vị trí của mỗi pixel bề mặt, thuật toán lại xác định được vùng có độ PHVT ≥ 18 dBz thì độ cao của vùng này sẽ được chọn là đỉnh PHVT mới, thay thế cho độ cao đã chọn trước đó. Cách lựa chọn này được thực hiện liên tục với mỗi góc cao của cánh sóng anten cho tới góc cao lớn nhất của tệp dữ liệu khối. Hình 2.16 minh họa cách lựa chọn này: trong số những ô vuông có giá trị cường độ phản hồi từ 18 dBz trở lên, ô nào nằm ở độ cao lớn nhất so với các ô khác cùng cột (các ô có giá trị được gạch dưới) thì độ cao của nó sẽ được gán cho pixel ở thẳng phía dưới.



Hình 2.16. Minh họa cách thu được độ cao của đỉnh PHVT

Hình 2.17 minh họa cách thu được độ cao của đỉnh PHVT trong không gian. Đối với mỗi một tệp dữ liệu quét khối cũng có 1 sản phẩm ETOP được hiển thị trong toạ độ cực hoặc toạ độ Đề-Các. Độ cao đỉnh PHVT (ETOPS) cho phép xác định vòng đời của ổ mây đối lưu và khả năng xuất hiện thời tiết nguy hiểm. Chẳng hạn, khi độ cao của ổ dông tăng trưởng chứng tỏ dông đang mạnh lên về cường độ và ngược lại, khi độ cao giảm - dông đang yếu đi. Nếu ETOPS giảm đột ngột rất nhanh có thể là biểu hiện của dòng giáng mạnh xuống gần mặt đất. Sản phẩm VIL (xem mục 2.11.5) cùng với ETOPS có thể giúp để nhận biết một số hiện tượng đang xảy ra trong khí quyển. Sự giảm đột biến về VIL cảnh báo cho ta khả năng dòng thăng suy yếu đột ngột do mưa lớn kéo không khí xuống. Ta có thể nhận thấy độ cao đỉnh

PHVT cũng giảm đột ngột – biểu hiện của khả năng mưa mạnh và dòng giáng mạnh từ đáy mây xuống mặt đất.



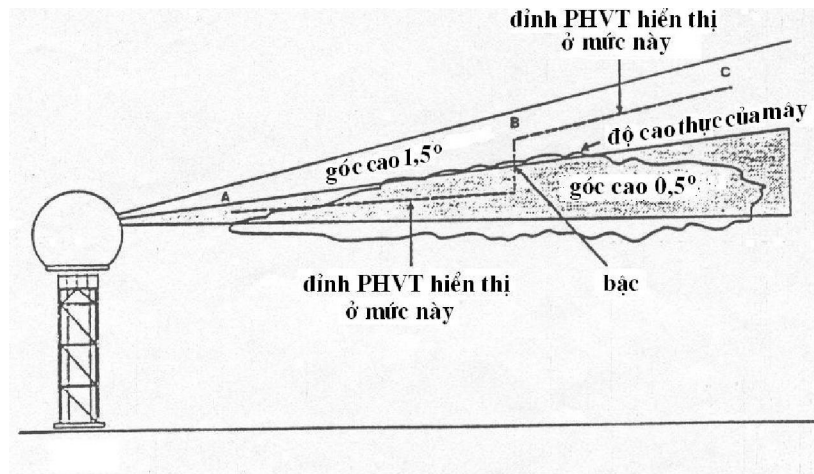
Hình 2.17. Minh hoạ cách thu được độ cao của đỉnh PHVT trong không gian

Ở vùng khí hậu ôn đới, giá trị VIL giảm mạnh có thể là biểu hiện của mưa đá từ mây dông.

- *Giới hạn của sản phẩm ETOPS:*

+ Đỉnh PHVT được hiển thị có thể không phải là đỉnh mây vì phần mềm đã loại bỏ mọi tín hiệu có độ PHVT < 18 dBz.

+ Trên hiển thị của ETOPS thường nhận thấy hiển thị “bậc thang”, tức đỉnh PHVT có những bước tăng hoặc giảm đột biến. Hình 2.18 cho thấy, khi góc cao của anten là $0,5^\circ$, radar cho một giá trị độ cao đỉnh phản hồi ứng với độ cao của tâm búp sóng dưới, nhưng khi góc cao của anten là $1,5^\circ$, radar lại cho một giá trị độ cao đỉnh phản hồi ứng với độ cao của tâm búp sóng trên.



Hình 2.18. Để giải thích hiện tượng đỉnh PHVT tăng hoặc giảm đột biến theo khoảng cách trên hiển thị của radar

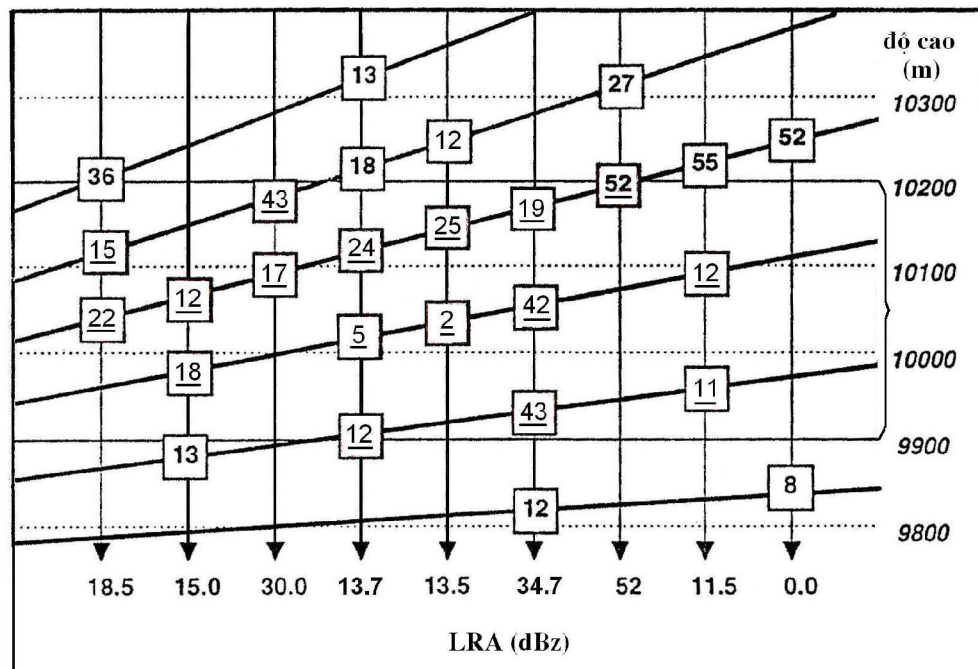
+ Khi mây ở gần radar, đỉnh PHVT thường tăng theo khoảng cách.

Nguyên nhân: độ cao cao nhất mà búp sóng anten có thể nâng tới thường là 20° giới hạn khả năng quét ở vùng gần radar. Vì vậy nếu mây ở quá gần, búp sóng không quét tới đỉnh mây, do đó độ cao đỉnh PHVT ở đây rất thấp, không phụ thuộc vào độ cao mây mà phụ thuộc vào độ cao của búp sóng. Càng ra xa, độ cao đỉnh PHVT càng cao hơn so với ở gần. Phải từ một khoảng cách đủ lớn trở đi, radar mới quan trắc được toàn bộ mục tiêu theo chiều thẳng đứng.

+ Khi khoảng cách tới radar tăng, các bậc thang thường trở nên lớn hơn.

Nguyên nhân: Do búp sóng mở rộng cả theo chiều ngang và chiều thẳng đứng theo khoảng cách, độ phân giải theo góc của búp sóng cũng giảm dần. Kết quả là những bậc thang ở gần radar tương đối nhỏ, càng ra xa, chiều cao và chiều rộng của mỗi bậc tăng dần. Điều này thấy rõ hơn trong hiển thị “bậc thang” ở trường mây có đỉnh khá đồng nhất (mây tầng).

2.11.3. Sản phẩm độ PHVT trung bình của một lớp (LRA) và độ PHVT trên mặt ngang (CAPPI)



Hình 2.19. Mô tả cách thu được sản phẩm LRA (giới hạn trên là 10200 m, giới hạn dưới là 9900 m)

LRA (Layer Reflectivity Average) là sản phẩm độ PHVT trung bình của một lớp giữa hai mặt cắt ngang song song với mặt đất do người sử dụng lựa chọn. Độ PHVT có thể được lấy trung bình từ số liệu chưa hiệu chỉnh (chưa loại bỏ các nhiễu địa hình...) hoặc đã hiệu chỉnh. Phép trung bình hoá được thực hiện theo qui tắc

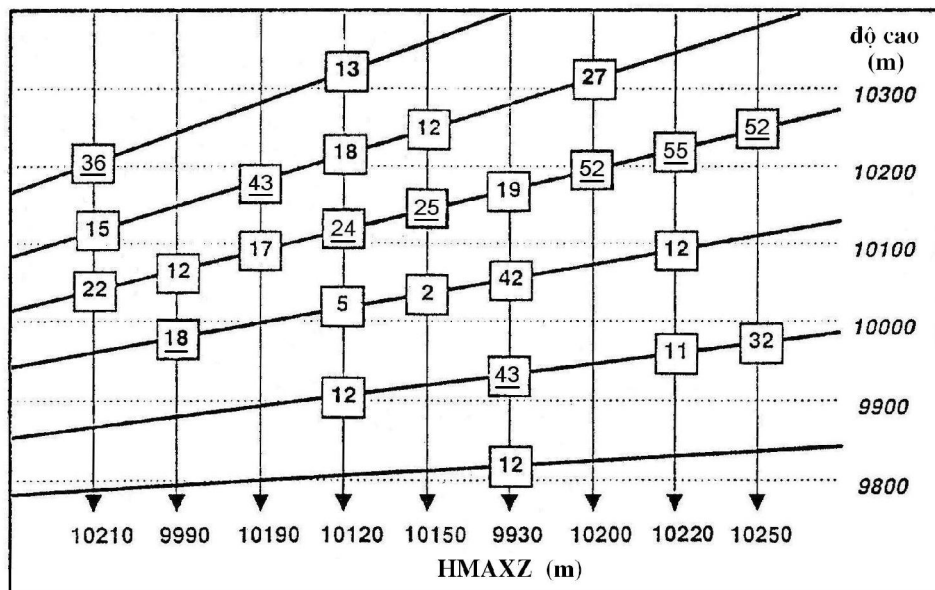
tuyến tính. Sản phẩm được biểu thị ra đơn vị độ PHVT (dBz), cường độ mưa và tổng lượng mưa (do cường độ mưa và tổng lượng mưa có quan hệ với độ PHVT).

LRA được tạo thành từ tệp dữ liệu khối với độ phân giải 1° phương vị. Toàn bộ khối dữ liệu được kiểm tra và độ cao của mỗi pixel PHVT được tính. Các giá trị PHVT của các pixel nằm giữa 2 mức đã chọn trong từng cột thẳng đứng được tính trung bình. Giá trị PHVT trung bình đó được chiếu xuống bề mặt, đó chính là các giá trị LRA (hình 2.19).

Trên hình 2.19 các PHVT được gạch dưới đã được lựa chọn cho sản phẩm LRA vì chúng nằm giữa hai mức cao xác định, đó là 9900 m và 10200 m. Chỉ có các giá trị PHVT nằm giữa hai mức cao giới hạn mới được sử dụng. Giá trị trung bình của các giá trị này được sử dụng để tạo sản phẩm. Cách tính trung bình ở đây là trung bình cộng. Đối với mỗi một tệp dữ liệu quét khối cũng có 1 sản phẩm LRA được hiển thị trong toạ độ cực hoặc toạ độ Đề-Các. Khi hai mức cao giới hạn của lớp chập lại làm một, sản phẩm LRA trở thành một sản phẩm khác gọi là CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator). Như vậy, CAPPI cho ta các giá trị độ PHVT trên một mặt ngang chứ không phải trên mặt nón như PPI (Plan – Position Indicator).

LRA có thể được sử dụng rất hữu ích khi xem xét các đám mây, mưa theo phương nằm ngang. Sản phẩm LRA có ý nghĩa hơn CAPPI bởi vì nó cho thông tin về một lớp có độ dày nhất định trong khi CAPPI chỉ cho thông tin về một lớp có độ dày vô cùng mỏng ở một độ cao nào đó (coi CAPPI là trường hợp riêng của LRA).

2.11.4. Độ cao của PHVT cực đại (HMAX)



Hình 2.20. Mô tả cách thu được sản phẩm HMAX (Z)

Sản phẩm HMAX (Height of Maximum Reflectivity) hiển thị độ cao của PHVT cực đại trên mỗi pixel bề mặt (tính ra km, kft hoặc nm). Sản phẩm HMAX nhận được từ tệp dữ liệu khối. Các giá trị độ cao của vùng PHVT cực đại phía trên mỗi ô bề mặt (pixel) trong tệp dữ liệu khối được xác định và được chiếu xuống bề mặt (hình 2.20). Như vậy, đối với mỗi một tệp dữ liệu quét khối cũng có 1 sản phẩm HMAX được hiển thị trong tọa độ cực hoặc tọa độ Đề-Các.

2.11.5. Tổng lượng nước trong cột mây (VIL)

Nhiệm vụ của thuật toán VIL (Vertically Intergrated Liquid) là ước lượng tổng lượng nước lỏng hoặc băng tuyết trong từng cột mây có thiết diện nhất định và hiển thị nó. Giá trị của VIL trong trường hợp có mây đối lưu liên quan đến độ lớn của dòng thăng, do đó liên quan đến khả năng xuất hiện hiện tượng nguy hiểm trong ổ mây Cb hoặc ổ dông. Sản phẩm VIL là công cụ tốt nhất để phân biệt giữa dông nguy hiểm và dông không nguy hiểm. Thuật toán VIL, tương tự như thuật toán ước lượng cường độ mưa, sử dụng công thức thực nghiệm để chuyển giá trị cường độ PHVT sang giá trị hàm lượng nước lỏng (còn gọi là “độ chứa nước”) W. Công thức thực nghiệm thường được sử dụng đối với mây hoặc mưa nước lỏng là

$$Z = 2,4.10^4 W^{1,82}$$

và cho mưa tuyết là

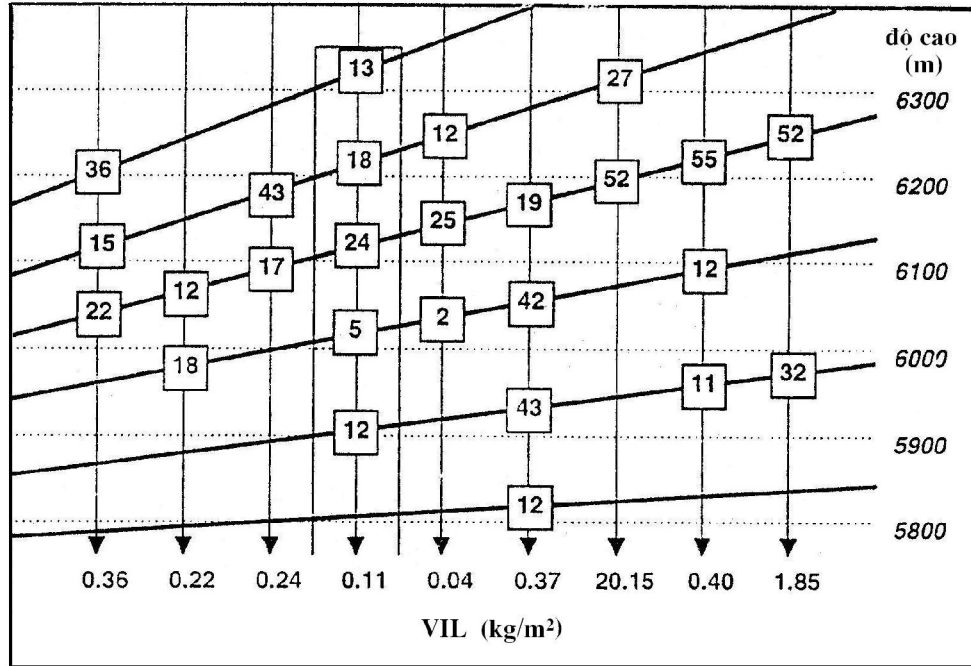
$$Z = 3,8.10^4 W^{2,2},$$

trong đó Z tính ra mm^6/m^3 , W tính ra g/m^3 .

Đầu tiên, sử dụng tệp dữ liệu khối, thuật toán sẽ tính “giá trị VIL” (hàm lượng nước lỏng hay độ chứa nước W, tính ra kg/m^3) trên mỗi điểm pixel ở mỗi búp sóng anten từ giá trị cường độ PHVT tại đó. Sau đó, thuật toán cộng tất cả các giá trị VIL đó theo phương thẳng đứng ở các mức góc cao của anten khác nhau (hình 2.21). Kết quả ta sẽ có giá trị tổng lượng nước trong mỗi cột không khí phía trên mỗi đơn vị diện tích bề mặt, tức giá trị VIL biểu thị lượng nước (không kể hơi nước) trong cột đó là bao nhiêu kg/m^2 .

Ứng dụng chính của VIL là xác định vùng dông mạnh chuyển thành nguy hiểm khi giá trị VIL tăng lên và vượt một ngưỡng nào đó. VIL rất có ích trong theo dõi vùng PHVT, phát hiện từ giai đoạn đầu tiên khi còn là ổ đối lưu có khả năng phát triển mạnh và phân biệt dông với mưa rào, phân biệt dông nguy hiểm và không nguy hiểm. Từ mỗi một tệp dữ liệu quét khối cũng có một sản phẩm VIL có thể được hiển thị trong tọa độ cực hoặc tọa độ Đề-Các.

Các giá trị VIL lớn thường biến đổi theo vị trí địa lí, mùa và hệ thống thời tiết. Khối không khí ẩm, ấm sẽ có giá trị VIL cao hơn khối không khí khô, lạnh. Ở Việt Nam, các mùa khô, mưa và chuyển tiếp phải được nghiên cứu để xác định các giá trị VIL riêng. Ảnh hưởng của vị trí địa lí của những nơi đặt radar (như Tam Kỳ, Nha Trang, Nhà Bè-Thành phố Hồ Chí Minh) cũng cần được quan tâm tìm hiểu. Sự biến động của VIL về ban đêm cũng phải được nghiên cứu.



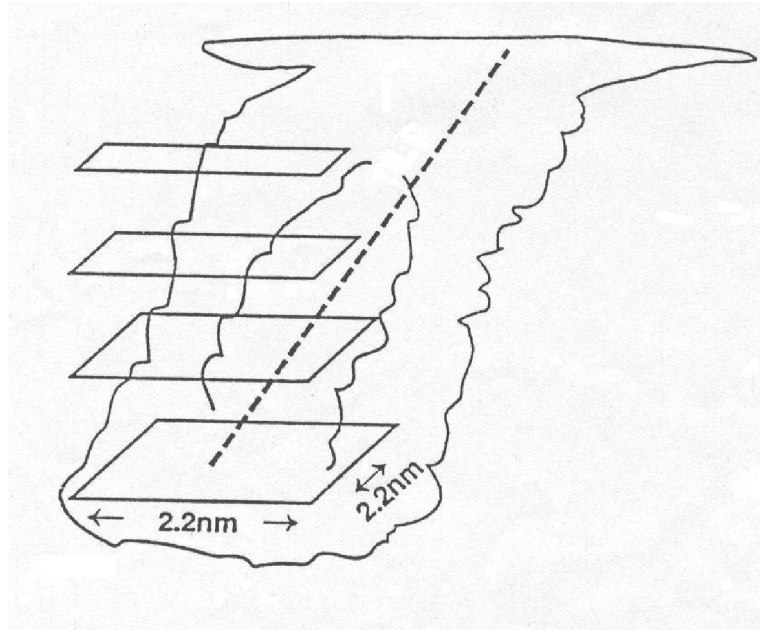
Hình 2.21. Mô tả cách thu được sản phẩm VIL

Vùng và hình dạng của hiển thị VIL rất quan trọng. Vùng có giá trị VIL lớn cần được quan tâm đặc biệt. Vùng có VIL giá trị lớn, rộng đáng tin cậy hơn là một vài giá trị VIL lớn ở 1 vài pixel. Chúng là biểu hiện của ổ xoáy lớn cần được kiểm tra. Gradient của giá trị VIL cũng rất quan trọng. Gradient của giá trị VIL lớn, liên tục là dấu hiệu của hiện tượng dông mạnh lên.

Có thể xác định được xu thế biến đổi của giá trị VIL qua một vài chuỗi dữ liệu quét khối liên tục. Dông đòi hỏi có thời gian để phát triển vì thế giá trị VIL không thể thay đổi đột ngột từ giá trị thấp lên giá trị cao hơn. Xu thế tăng dần giá trị VIL là dấu hiệu dông mạnh lên vì nó chứng tỏ dòng thăng mạnh lên làm cho các hạt nước trong cột mây tăng kích thước dẫn đến sự tăng lên của độ PHVT.

Dông có trục nghiêng và di chuyển nhanh có thể cho giá trị VIL không đại diện cho ổ mây đối lưu mà ta đang quan tâm. Thuật toán VIL tính giá trị VIL trong cả cột mây thẳng đứng trong khí quyển và do vậy dông có trục nghiêng mạnh sẽ là nguyên nhân gây nên giá trị VIL thấp hoặc cao hơn giá trị thực tế (hình 2.22). Hơn

nữa sau khi quét với nhiều góc cao (chẳng hạn, mất khoảng thời gian khoảng 20 phút) sản phẩm VIL mới được xử lý, với đông di chuyển nhanh nó đã không còn ở vị trí được hiển thị trên sản phẩm. Ngay cả với chế độ quét khối 6 phút, ở đông di chuyển nhanh vẫn có thể “chạy vượt” trước nên sản phẩm VIL không đúng với thực tế nữa.



Hình 2.22. Đông có trục nghiêng và di chuyển gây nên giá trị VIL thấp hơn giá trị thực tế trên miền có kích thước 2,2 nm × 2,2 nm (ô vuông ở phần dưới hình)

Khoảng cách của mục tiêu cũng cần được quan tâm khi sử dụng sản phẩm VIL. Khi mục tiêu di chuyển về phía radar hoặc ra xa vị trí radar, sản phẩm VIL sẽ được “quan trắc” bằng cách thay đổi độ cao của cánh sóng anten; ví dụ, khi mục tiêu ở 100 km thì góc cao của anten phải từ 0° đến $4,5^{\circ}$ để quét từ dưới thấp tới độ cao 9 km, trong khi ở 70 km cần từ 0° đến 8° để đạt tới độ cao như vậy. Khi đông di chuyển vào gần hoặc ra xa radar, giá trị VIL có thể thể hiện xu thế tăng lên hoặc giảm đi. Đông cao trên 9 km thường có độ PHVT lớn hơn, do vậy giá trị VIL cũng lớn hơn.

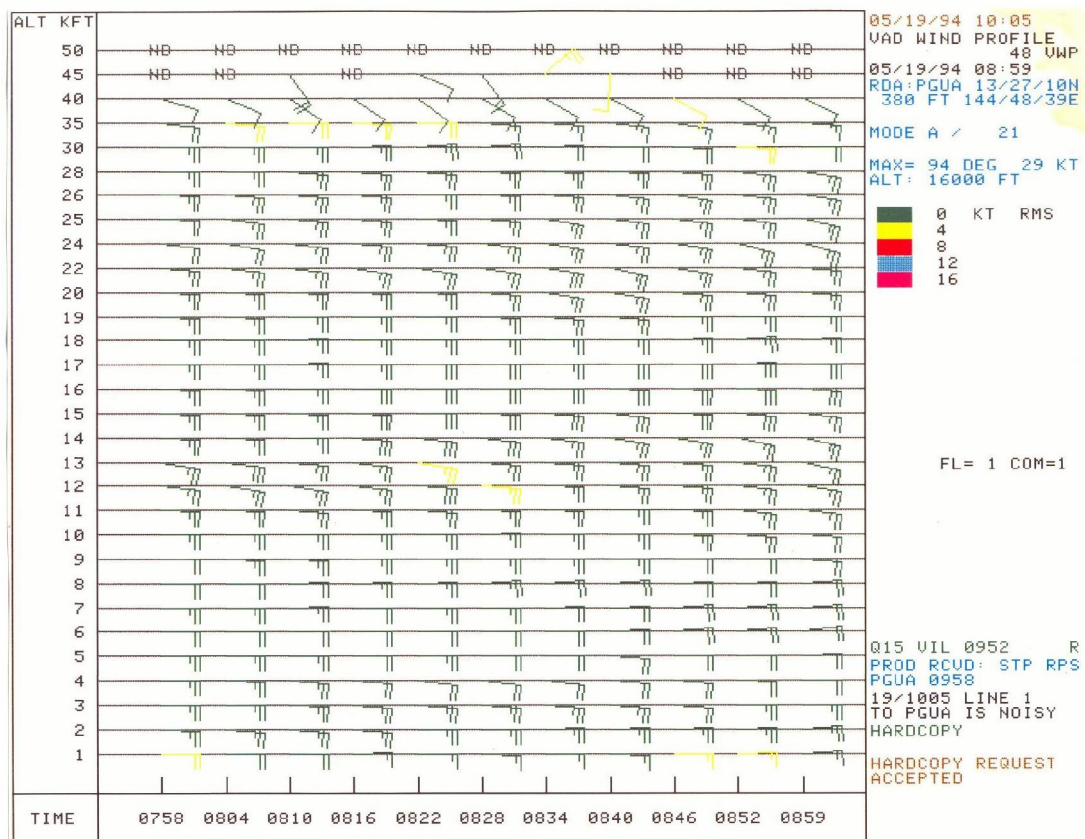
2.11.6. Hiển thị profile tốc độ và hướng gió ngang (VAD)

VAD (Velocity Azimuth Display Winds) là một trong những sản phẩm hữu hiệu nhất của radar DWSR-2500C. VAD tương tự như số liệu đo gió tức thời của TKVT, trong mỗi lần quét khối.

Mặc dù sử dụng hiển thị VAD rất đơn giản, nhưng tính toán thông tin về gió rất phức tạp. Thuật toán VAD sẽ cung cấp số liệu gió cho người sử dụng.

Thuật toán VAD sử dụng để tính toán phân bố thẳng đứng của trường tốc độ và hướng gió ngang. Thuật toán nhận dữ liệu tốc độ Doppler từ mỗi búp sóng anten ở

mỗi mức góc cao và tính lại tốc độ ngang, đưa ra phân bố thẳng đứng (profile) của tốc độ và hướng gió ngang. Tốc độ gió được hiển thị trông như những “xương cá” hoặc “lá cờ” nhỏ (hình 2.23), giống như kí hiệu tốc độ gió diễn trên các bản đồ Synop (các “xương dăm” cho biết tốc độ gió, mỗi “xương dăm” ngắn ứng với tốc độ bằng 5 knots hoặc 2,5 m/s, mỗi “xương dăm” dài ứng với tốc độ gấp đôi như vậy, còn hướng gió là hướng phương vị của cán nối các “xương dăm” này).



Hình 2.23. Sản phẩm VAD thu được từ các số liệu quét khối vào trước lúc 8h 59' ngày 19 tháng 5 năm 1994 của radar đặt tại Guam (ảnh của Tom Yoshida)

Chú ý: Nếu không có PHVT trên một góc cao của anten (do không có đối tượng phản xạ sóng), ở đó sẽ không có dữ liệu gió và sẽ được hiển thị chữ ND (no data) trên sản phẩm VAD. Màu sắc của các xương cá cho biết độ lệch chuẩn của việc xác định tốc độ gió.

VAD cho ta tốc độ gió trên các độ cao khác nhau với khoảng cách 330m (1000feet). Sản phẩm có thể biểu thị các kết quả tính toán của nhiều tệp dữ liệu quét khối liên tục và cho ta các profile “thời gian-độ cao” của VAD.

Công dụng của VAD:

Dựa vào VAD ta có thể phát hiện độ đứt của hướng gió, rất có ích để phân tích front. VAD và dữ liệu về mặt cắt thẳng đứng của tốc độ gió rất cần thiết để ghi nhận vị trí các dòng khí, rất quan trọng trong phân tích gió mùa.

2.11.7. Sản phẩm lượng mưa tích lũy (ACM)

ACM (Accumulated Rainfall Mount) là độ dày của tổng lượng nước mưa tích lũy trên một diện tích bề mặt trong một khoảng thời gian nhất định: 1, 3, 24 giờ hoặc khoảng thời gian do người sử dụng lựa chọn (N giờ). Sản phẩm thường được tính cho vùng có bán kính quét 240 km với độ phân giải 1 km² trong toạ độ Đê-Các, chuẩn hoá theo từng bước thời gian và có thể được hiển thị trên các hệ toạ độ khác nhau. Sản phẩm ACM ứng với khoảng thời gian là 1 giờ chính là cường độ mưa.

ACM không phải là sản phẩm được xử lý “tự động”. Người sử dụng phải đưa vào thời điểm ban đầu. Sau khi đưa sản phẩm về 0, phần mềm bắt đầu tính tổng lượng mưa tích lũy. Tại bất kì thời điểm nào sau “thời điểm ban đầu” người sử dụng có thể chọn sản phẩm và cho hiển thị. Sản phẩm có thể là lượng mưa tích lũy trong thời đoạn 1 giờ (từ thời điểm t bất kì sau thời điểm “ban đầu” đến t+1h), 3 giờ, 24 giờ, N giờ hoặc tổng lượng mưa từ thời điểm ban đầu đến thời điểm hiện tại mà phần mềm vẫn đang tính và cập nhật. Việc tính toán tổng lượng mưa tích lũy cứ tiến hành liên tục cho đến khi người sử dụng cho ngừng lại. Các kết quả tính toán (các sản phẩm ACM) vẫn còn lưu như vậy trong máy cho tới khi người sử dụng khởi động lại chương trình tính. *Nhớ phải đặt tổng lượng mưa về 0 trước khi bắt đầu một chương trình mới.*

Số liệu ACM được tích hợp trong lưới toạ độ Đêcắc với độ phân giải 1 km², 480 x 480 pixel (mỗi pixel là một ô vuông có cạnh bằng 1 km) với vị trí radar ở tâm của ảnh hiển thị.

ACM có thể nhận được từ trường PHVT đã được hiệu chỉnh hoặc chưa được hiệu chỉnh và chuyển đổi thành cường độ mưa I theo quan hệ Z-I, có đưa vào những tùy chọn đặc biệt để người sử dụng có thể dùng để thay đổi quan hệ Z-I. Quan hệ ngầm định là $Z = 200.I^{1.6}$ (quan hệ Marshall-Palmer, sẽ nói kĩ hơn trong chương sau).

Sản phẩm ACM được sử dụng với nhiều mục đích nhất là khi số liệu radar đã được hiệu chỉnh với mạng lưới đo mưa ở mặt đất. Trước hết sản phẩm ACM phục vụ cho dự báo dòng chảy và lũ lụt, ước lượng độ ẩm của đất, sản lượng thu hoạch nông nghiệp, bảo vệ khỏi cháy rừng v.v...

2.11.8. Sản phẩm mặt cắt thẳng đứng tùy chọn (XSEC)

XSEC là sản phẩm hiển thị có nghĩa là nó không được tự động tạo ra trong thời gian quét như một số sản phẩm khác (chẳng hạn, PPI, RHI của độ phản hồi Z, của tốc độ Doppler v hoặc của độ rộng phổ). Sản phẩm XSEC hiển thị được người sử dụng tạo ra khi có yêu cầu trong thời gian thực. Muốn XSEC được tạo ra, người sử

dụng phải xác định thời điểm, điểm bắt đầu và kết thúc của đường cắt trên một sản phẩm được hiển thị nào đó. Thuật toán XSEC chuyển từ dữ liệu ba chiều dọc theo đường thẳng đã chọn, tạo ra mặt cắt thẳng đứng qua đường cắt nói trên vào thời điểm đã yêu cầu.

Sản phẩm XSEC có thể được tạo thành cho độ PHVT đã hoặc chưa hiệu chỉnh, tốc độ gió xuyên tâm (gió Doppler), cường độ mưa (I), hàm lượng nước lỏng (ACM trên các độ cao) và độ rộng phổ (SW).

XSEC được tạo thành với cấu trúc không đổi của mảng 2 chiều các phần tử đã được nội suy thể hiện trên toạ độ Đê-Các mà trục tung là trục độ cao, trục hoành là độ xa (khoảng cách theo phương ngang). Nó không được hiển thị trên toạ độ cực, trong khi hầu hết các sản phẩm dẫn xuất khác có thể được tạo ra trong toạ độ cực hoặc Đê-Các, nhưng trục tung cũng như trục hoành đều biểu diễn khoảng cách theo phương ngang.

Kích thước không đổi của XSEC là các ô với độ phân giải 125m theo chiều thẳng đứng và độ dài đường cắt chia đều cho 384 khoảng theo chiều ngang. Trong khi độ phân giải theo chiều thẳng đứng không đổi, độ phân giải ngang phụ thuộc vào kích thước của đường cắt mà người sử dụng đã chọn, nghĩa là bằng độ dài đường cắt đó chia cho 384.

Đối với mặt cắt của trường cường độ phản hồi vô tuyến, đường cắt nên chọn đi qua vùng PHVT đặc biệt, còn đối với mặt cắt tốc độ của một trạm radar, nên cắt theo hướng phương vị vuông góc với đường số 0 cả về 2 phía (gió thổi đến và gió thổi đi). Cũng nên tạo cả các mặt cắt vuông góc với hướng nêu trên ở vùng gió thổi đến và gió thổi đi ở các khoảng cách khác nhau so với vị trí radar. Cả 2 loại mặt cắt này cung cấp thông tin để xác định sự hội tụ hay phân kì tốc độ dọc theo hướng phương vị đang xét.

2.11.9. Kỹ thuật phát hiện “dải sáng” (BB)

Khi chức năng “BB” (Bright Band) được lựa chọn, mỗi tệp dữ liệu khối sẽ được kiểm tra và một profile (phân bố thẳng đứng) của độ PHVT sẽ được xác định ở thời điểm đã thu được nó. Sau đó, profile này sẽ được kiểm tra để tìm ra những chỗ có sự tăng đột biến về cường độ PHVT do các tinh thể tuyết tan phần phía ngoài ở độ cao gần mức 0°C trong khí quyển (hiệu ứng “dải sáng”). Nếu “dải sáng” được phát hiện, độ cao phân bố của nó được xác định và lưu trong tệp dữ liệu khối. Bất kì sản phẩm nào được tạo thành từ tệp dữ liệu khối này đều hiển thị cả giá trị độ cao của “dải sáng”.

2.11.10. Di chuyển của vùng mưa do dòng xoáy (VECTOR)

Sản phẩm này được thiết kế để dự báo ngắn hạn vùng mưa liên quan đến các cơn dông, xoáy phủ trên các vùng rộng và di chuyển như một thể thống nhất như dải mưa front, dải mưa của xoáy thuận nhiệt đới (các dải xoáy)... VECTOR sử dụng

nhận dạng 2 chiều để phát hiện vùng mưa hay vùng PHVT có dạng gần giống nhau trên các bản đồ PPI hoặc CAPPI liên tiếp của độ PHVT hoặc của cường độ mưa. Các bản đồ này có thể cách nhau một khoảng thời gian bất kì nhưng không quá 1 giờ. Hệ số tương quan giữa vùng mưa ở bản đồ hiện tại và bản đồ ở thời điểm liên kế trước đó được tính cho nhiều hướng (cặp giá trị khoảng cách x và y) cho tới khi nhận được hệ số tương quan lớn nhất. Hướng có tương quan lớn nhất được sử dụng làm hướng di chuyển của cả vùng mưa.

2.11.11. Theo dõi đường đi của dông và cảnh báo (TRACK)

TRACK là phần mềm nhận dạng và theo dõi đường di chuyển của các ổ dông. Khác với phần mềm VECTOR chỉ nhận dạng trong không gian 2 chiều, TRACK nhận dạng các ổ này như những vùng không gian 3 chiều liên tục mà ở đó độ PHVT vượt ngưỡng do người sử dụng đã định trước. Thông qua việc sử dụng một vài yếu tố chính như kích thước và vị trí, các ổ đối lưu này phải phù hợp với nhau từ các lần quét khối liên tiếp. File lịch sử được tạo ra khi vị trí, kích thước và đặc trưng thống kê khác của các ổ dông thay đổi không nhiều từ lần quét khối này sang lần quét khối khác. Vị trí hiện tại và quá khứ của các ổ được hiển thị trên sản phẩm. Hiện thị của mỗi ổ dông đang hoạt động được ghép chồng lên hiển thị CMAX cho thấy đường đi của ổ dông.

Cách nhận dạng các ổ dông: Phần mềm kiểm tra dọc theo các góc cao khác nhau của tệp dữ liệu khối để “tìm” những nơi mà giá trị độ PHVT vượt quá giá trị ngưỡng. Nếu “tìm” được tối thiểu 4 điểm ảnh (pixel) liên kế nhau, kết quả “tìm” sẽ được nhốt vào trong danh mục liên kết của các cấu trúc số liệu riêng gọi là “đoạn”. Khi tất cả các đoạn được nhận dạng và ghi nhớ, thuật toán tiếp tục tập hợp các đoạn tìm được thành các ổ bằng cách gộp nhóm tất cả các đoạn gần kề theo phương thẳng đứng với nhau. Những nhóm liên kết này được nhốt vào danh mục liên kết của các ổ.

Tiếp theo, các ổ được phân loại bằng cách tính thể tích ổ, vùng phồng tâm ổ (cell centroid) nhân với trọng số là độ PHVT, các đỉnh PHVT, đáy PHVT, cường độ PHVT trung bình, cực tiểu và cực đại cùng các đặc trưng thống kê khác. Nếu thể tích ổ vượt quá giá trị cực tiểu do người sử dụng định trước, khi đó ổ được coi như một cơn dông để phân loại và giữ trong danh mục, ngược lại nó bị loại bỏ. Khi dông đáp ứng tiêu chuẩn đã phân loại như là một dông mạnh, cảnh báo được phát ra. Dông mạnh được xác định như là dông với độ phản hồi cực đại vượt quá giá trị dBz cực đại do người sử dụng đặt. Giá trị mặc định thường là 55 dBz. Điều này kết thúc phần nhận dạng của phần mềm.

Danh mục liên kết của dông được gọi vào phần theo dõi của thuật giải. Nếu có file lịch sử mô tả dông từ các tệp dữ liệu khối trước đó, nó sẽ được đọc vào trong bộ nhớ để tạo ra danh mục liên kết của các dông cũ, mặt khác dông mới được lưu giữ chỉ đơn giản để tạo ra lịch sử, do đó sự không phù hợp giữa dông cũ và mới có thể xảy ra. Thời điểm quan trắc cuối cùng khi trước được đối chiếu với thời điểm hiện

tại và nếu sự khác biệt về thời gian vượt quá ngưỡng do người sử dụng định trước, số liệu quan trắc cuối cùng đó bị loại bỏ.

Với mỗi lần phù hợp giữa vùng mây dông cũ và mới, tốc độ và hướng trung bình của chuyển động được tính toán cho vùng mây dông. Khi các tệp dữ liệu khối kế tiếp được đánh giá, dông sẽ được xác định là hoạt động hay không hoạt động. Nếu không hoạt động, số liệu về cơn dông đó sẽ bị loại bỏ. Trong vùng nhiệt đới, các dấu vết của dông khó kéo dài quá 1h (vì thời gian hoạt động của dông thường ngắn).

Trên đây là một số sản phẩm do phần mềm EDGETM lấy ra từ số liệu quét khối của loại radar DWSR-2500C. Các phần mềm và chủng loại radar luôn đổi mới, không thể cập nhật hết được. Tuy nhiên, thuật giải của các phần mềm mới áp dụng cho những chủng loại radar mới về cơ bản vẫn giống các phần mềm cũ.

Chương 3

ƯỚC LƯỢNG MƯA BẰNG RADAR THỜI TIẾT

3.1. MỘT SỐ KIẾN THỨC CƠ BẢN VỀ MƯA

3.1.1. Một số khái niệm cơ bản về mưa

Các giọt nước và tinh thể băng rơi từ trong khí quyển xuống mặt đất được gọi là giáng thủy. Thông thường chúng ta vẫn gọi chung các loại giáng thủy lỏng (thực ra, có khi có cả giáng thủy rắn) là mưa và để cho tiện ở đây ta vẫn giữ cách gọi như vậy.

Đối mưa được đặc trưng bằng một loạt tham số: dạng kích thước, tốc độ di chuyển, thời gian tồn tại, sự phát triển pha, cấu trúc.

3.1.1.1. Một số loại mưa thường gặp

Người ta chia ra các loại mưa như sau [1]:

Mưa phùn: là mưa tương đối đồng nhất tạo ra từ số lượng lớn các hạt nhỏ (có bán kính nhỏ hơn 1 mm). Mưa phùn rơi từ mây tầng (St) và mây tầng tích (Sc) cũng như sương mù tan ra. Cường độ của mưa phùn không vượt quá 0,25 mm/h, tốc độ rơi của các hạt trong không khí tĩnh tại từ 0,3 đến 2m/s. Độ trải nằm ngang của đối mưa có thể tới hàng trăm và thậm trí hàng nghìn kilômét và hơn. Hầu hết các trận mưa này xảy ra vào các mùa chuyển tiếp trong năm.

Mưa dầm (mưa thường): rơi từ các mây tầng tích front. Các mưa này được tạo ra do sự đi lên có trật tự của không khí. Độ rộng của đối mưa khoảng vài chục đến vài trăm kilômét, còn độ dài có thể đến vài trăm thậm chí nhiều nghìn kilômét. Bán kính của hạt mưa dầm dao động từ 0,5 đến 1,5 mm và tốc độ rơi của chúng từ 2 đến 6m/s. Trong mưa dầm thường quan sát được một cách đồng thời các hạt có kích thước không đồng nhất.

Mưa rào: rơi từ các mây vũ tích front và trong khối không khí nội tại. Thời gian kéo dài của chúng ngắn hơn mưa dầm nhưng lại cho lượng ảm lớn trong một đơn vị thời gian. Khi mưa mạnh, bán kính hạt khoảng 2-2,5 mm, còn tốc độ rơi từ 6 đến 9m/s. Cường độ mưa rào, đặc biệt là mưa rào front thường là rất mạnh.

Mưa đá: là dạng giáng thủy nguy hiểm nhất. Nó có thể hình thành trong các mây vũ tích trong khối không khí và front. Các quan trắc nhiều năm cho thấy rằng số ngày có mưa đá phụ thuộc vào mật độ (ở vùng núi nhiều hơn vùng đồng bằng). Mưa đá thường xảy ra vào thời gian sau buổi trưa khi mà đối lưu nhiệt phát triển cực đại và phân bố trên lãnh thổ rất không đồng nhất. Mưa đá thường kéo dài khoảng 5 phút, đôi khi từ 6 đến 15 phút. Trong các mục sau sẽ mô tả chi tiết hơn về dạng mưa này.

Mưa tuyết: là dạng giáng thủy rơi xuống dưới dạng các tinh thể tuyết hay băng có hình dạng rất khác nhau, trong đó hay gặp nhất là dạng hình sao sáu cánh hoặc các bông tuyết lớn do nhiều tinh thể liên kết với nhau. Tinh thể lớn tuyết có đường kính tới 10 mm, còn các bông tuyết lớn có đường kính đạt tới 8-10 cm.

Tuy nhiên, trong thực tế tồn tại cả các cơn mưa hỗn hợp. Ở nước ta hiếm có mưa tuyết.

Theo cấu trúc, mưa được chia thành mưa đối lưu đơn ổ, mưa đối lưu đa ổ và mưa dạng tầng.

3.1.1.2. Một số đặc trưng cơ bản

Các đặc trưng cơ bản thường được dùng để đánh giá về mức độ mưa là quy mô, cường độ mưa và lượng mưa:

- Quy mô:

Trong các nghiên cứu về khí tượng radar, người ta coi các trận mưa rơi trên diện tích lớn hơn 10^4 km^2 với thời gian tồn tại của chúng có thể đạt đến 10 giờ là có quy mô synopt. Các trận mưa trải dài từ 50 đến 80 km và trên diện tích từ 10^3 đến 10^4 km^2 (với thời gian tồn tại thường từ 1 đến 2 giờ) được coi là có quy mô trung bình (mesoscale). Các trận mưa trải trên diện tích nhỏ hơn 10^3 km^2 được coi là có quy mô nhỏ. Vùng mưa có độ trải từ 1 đến 4 km với diện tích từ 1 đến 10 km^2 và tồn tại trong một số phút được coi là mưa ổ. Hầu như tất cả các mưa nhiệt đới và khoảng một nửa số mưa ở các vĩ độ trung bình được gây ra bởi các đối lưu dạng ổ.

- Cường độ mưa:

Cường độ mưa I tại một mức nhất định, tức là khối lượng nước rơi xuống một đơn vị diện tích trong một đơn vị thời gian, phụ thuộc vào nồng độ các giọt nước mưa, phổ kích thước và tốc độ rơi của chúng. Cường độ mưa phụ thuộc vào thời gian và địa điểm rơi:

$$I(x, y, t) = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 N_D(x, y, t) [v(D) - u^*(x, y, t)] dD = \frac{\pi}{6} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N_D [v(D) - u^*(x, y, t)] dD. \quad (3.1)$$

Ở đây $v(D)$ là tốc độ rơi của giọt mưa, $u^*(x, y, t)$ là tốc độ thẳng đứng của dòng không khí (đối với dòng thẳng nó có giá trị dương), $D_{\max}$ và $D_{\min}$ là đường kính cực đại và cực tiểu của các giọt trong mưa, $N_D(x, y, t)$ là hàm mật độ phân bố của các hạt

mưa theo đường kính D (số hạt mưa trong đơn vị thể tích không khí có đường kính nằm trong khoảng từ D đến $D + 1$ mm).

Tốc độ rơi giới hạn (cực đại) của các hạt nước mưa $v(D)$ là hàm số phụ thuộc vào kích thước hạt dạng

$$v(D) = \alpha D^\beta, \quad (3.2)$$

trong đó α và β là các hệ số thực nghiệm. Theo các tác giả khác nhau, α và β có giá trị khác nhau, chẳng hạn theo Attilas và Ulbrich (1977) thì $\alpha = 1767 \text{ cm}^{0,33}/\text{s}$, $\beta = 0,67$, còn theo Nguyễn Hướng Điền (2005), thì các giá trị đó bằng

$$519 \left(\frac{T_0}{T} \right)^{0,1} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0,4} \text{ m}^{0,2}/\text{s} \text{ và } 0,8 \text{ tương ứng, trong đó } T \text{ và } \rho \text{ là nhiệt độ và mật độ}$$

không khí ở điều kiện đang xét, T_0 và ρ_0 là các đại lượng đó ở điều kiện tiêu chuẩn. Như vậy, càng lên cao trong khí quyển nơi có mật độ không khí và nhiệt độ thấp hơn, tốc độ rơi càng tăng lên.

Trong tính toán thực tế, người ta đơn giản hoá một cách đáng kể công thức (3.1) bằng cách chấp nhận mưa là đồng nhất về không gian và thời gian, còn $u^* = 0$. Khi đó, kết hợp (3.1) với công thức (3.2) ta nhận được:

$$I = \frac{\pi}{6} \alpha \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^{3+\beta} N_D dD. \quad (3.3)$$

Mưa có cường độ I từ 0,6 đến 3,0 mm/h thường là mưa dầm, còn khi $I > 3$ mm/h – mưa rào. Ngoài ra, có thể lấy cường độ mưa trung bình (I_{tb}) và cực đại ($I_{\max}$) làm đặc trưng cho mưa.

- *Lượng mưa (tích lũy):*

Lượng mưa tích lũy hay tổng lượng mưa R trong khí quyển được đo bằng độ dày của lớp nước được hình thành ngay trong mặt nằm ngang liên tiếp hoặc do băng tan trong điều kiện nước không chảy, không bay hơi và không thấm qua bề mặt. Nó liên hệ với I qua hệ thức:

$$R = \int_{t_1}^{t_2} I(t) dt, \quad (3.4)$$

trong đó t_1 và t_2 là thời gian bắt đầu và kết thúc mưa. R thường tính ra mm.

3.1.1.3. Phân bố số hạt mưa theo kích thước hạt

Sự phân bố số hạt mưa theo kích thước hạt đã được nghiên cứu khá rộng rãi từ 30 – 40 năm qua. Qua quá trình nghiên cứu đã hình thành nên một số các kỹ thuật triển khai lấy mẫu các phân bố kích thước hạt mưa như:

- Phương pháp xử lý các mẫu hạt nước trên giấy lọc trong một quãng thời gian Δt .

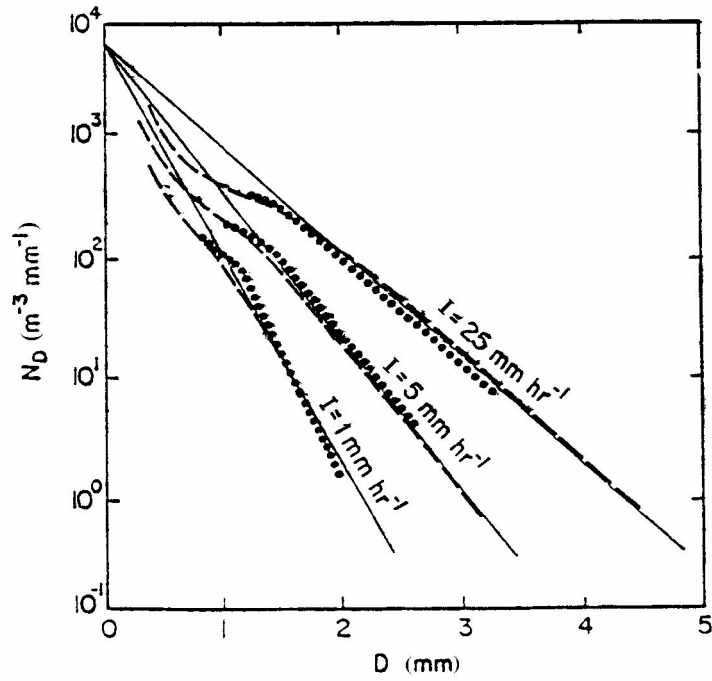
- Xử lý các mẫu hạt rơi qua một thể tích được chiếu sáng trong một quãng thời gian Δt .

- Phân tích ảnh chụp hoặc băng ghi hình các mẫu hạt.

Đối với phương pháp phân tích ảnh chụp đòi hỏi phải chụp được một khối mưa với độ phân giải đủ cao để có thể đo được các giọt mưa riêng biệt.

Trên cơ sở các kết quả thu được về dạng phân bố hạt mưa theo kích thước hạt có thể tính được một cách dễ dàng các yếu tố liên quan như cường độ mưa (mm/h), hàm lượng nước lỏng (g/m^3) và độ phản hồi vô tuyến (mm^6/m^3).

Dưới đây ta xét một hàm phân bố số hạt mưa theo kích thước do S. Marshall và W. Palmer đưa ra. Hình 3.1 trình bày ba phân bố theo kích thước hạt thu được ở Ottawa và đã được J. S. Marshall và W. Palmer (1948) sử dụng để tìm một mối quan hệ giữa mật độ phân bố số hạt mưa theo kích thước N_D (số hạt trong một đơn vị thể tích không gian trên một khoảng đơn vị kích thước hạt (trên 1 mm)) với kích thước hạt D và cường độ mưa I).



Hình 3.1. Hàm phân bố kích thước hạt Marshall và Palmer có đối chiếu với các kết quả của Laws và Parsons (theo Marshall và Palmer, 1948)

Nhìn trên hình vẽ, ta thấy rằng khi cường độ mưa I không thay đổi thì $\ln N_D$ phụ thuộc tuyến tính vào D (lưu ý rằng trên hình này trục tung được lấy theo thang độ logarit) dạng

$$\ln N_D = \ln N_0 - \Lambda D$$

(3.5)

trong đó $-\Lambda$ là hệ số góc của các đường đồ thị. Từ đó ta suy ra:

$$N_D = N_0 e^{-\Lambda D}.$$

(3.6)

Theo tính toán của S. Marshall và W. Palmer, $N_0 = 8000$ hạt/($m^3 \cdot mm$) là một tham số chuẩn, D là đường kính hạt tính ra mm, Λ là một tham số phụ thuộc vào I , được cho bởi:

$$\Lambda = 4,1 I^{-0,21}$$

(3.7)

và I là cường độ mưa tính ra mm/h.

Như vậy hàm mật độ phân bố Marshall – Palmer có thể viết dưới dạng [6]:

$$N_D = N_0 e^{-4,1D.I^{0,21}} \quad (3.8)$$

Dùng quan hệ này có thể tính được N_D (số hạt trong một đơn vị thể tích và trên một đơn vị khoảng kích thước hạt) ứng với một đường kính hạt D bất kì và một cường độ mưa đặc trưng. Sau đó, hàm mật độ phân bố có thể được dùng để tính độ phản hồi radar hoặc hàm lượng nước lỏng trong mưa.

3.1.2. Phân cấp cường độ mưa

Radar có thể cung cấp các thông tin định lượng về mưa với độ phản hồi radar từ mưa, biến đổi từ khoảng 20 dBz (100 mm⁶/m³) đến hơn 50 dBz (100000 mm⁶/m³). Độ phản hồi cao, đạt đến 75 dBz có thể đo được trong mưa dông, nhưng độ phản hồi cao trên 55 dBz lại thường gắn liền với mưa đá...

Các bộ xử lí của radar có thể phân tích được sự khác nhau nhỏ về mức độ phản hồi. Nhiều radar có dải phản hồi rộng đến 90dBz. Người ta thường chia dải này thành 256 phần khi cho độ phân giải cỡ $\frac{1}{3}$ dBz trên một khoảng đo.

Thực ra, không phải lúc nào cũng cần độ phân giải cao như vậy. Cơ quan Khí tượng Quốc gia Hoa Kỳ (NWS) [6] đã chia dải phản hồi của mưa dông (storm) thành một số khoảng nhỏ. Trong thực tế, người ta đã chia độ phản hồi thành 6 khoảng trên cơ sở cường độ mưa chứ không lấy theo giá trị tròn của độ phản hồi. Bảng 3.1 dưới đây cho sự phân cấp cường độ mưa và độ phản hồi tương ứng:

Bảng 3.1. Phân cấp cường độ mưa và độ phản hồi

Cấp	Cường độ mưa (mm/h)	Độ phản hồi (dBZ)
1	0,25	29,5
2	0,64	35,9
3	1,27	40,7
4	3,18	47,0
5	6,35	51,9
6	10,16	55,1

3.1.3. Mưa đá

Mưa ở dạng đá có đường kính ít nhất 5 mm được gọi là mưa đá. Hầu hết nó xảy ra trong dông nhưng cũng có thể rơi từ các trận mưa không có sấm và chớp.

Mặt khác nhiều cơn dông gây ra chớp và sấm nhưng không có mưa đá. Một số tác giả cho rằng 85 % cơn dông có mưa đá.

Mưa đá có cấp đường kính từ 5 mm đến 10 cm. Giống như các giọt mây và giọt nước, các hạt mưa đá cũng có kích thước khác nhau và phụ thuộc vào trận mưa tạo ra nó. Vì kích thước các hạt mưa đá biến đổi rất nhiều từ những hòn đá rất nhỏ

đến rất lớn, rơi với tốc độ phụ thuộc vào kích thước của chúng, nên chúng thường không rơi đều cùng một lúc, mà lúc đầu các hạt đá lớn nhất rơi trước, tiếp theo là các hạt đá nhỏ dần.

Tốc độ giới hạn của mưa đá không những phụ thuộc vào đường kính hạt đá và mật độ không khí mà còn vào dạng của hạt (tức là "hệ số cản" của nó). Việc đo và tính toán tốc độ giới hạn của mưa đá cho thấy rằng tốc độ giới hạn của hạt đá cũng có thể biểu thị bằng quan hệ lũy thừa $V_t = \alpha D^\beta$ giống như ở các hạt nước, tuy nhiên các hằng số thực nghiệm α , β nhận các giá trị khác, đặc biệt β ở đây có giá trị nhỏ hơn so với các hạt nước lỏng. Theo Mason và Huggins [1] thì $\alpha = 112,45 \text{ cm}^{0,5}/\text{s}$ và $\beta = 0,5$ áp dụng cho mức gần mặt đất. Càng lên cao trong khí quyển nơi có mật độ không khí thấp hơn, tốc độ giới hạn càng tăng và do vậy, các giá trị trên cũng thay đổi.

Độ phản hồi từ mưa đá phụ thuộc vào bề mặt bên ngoài ướt hay khô hoặc có một ít nước bên trong hạt đá xốp (tức là mưa đá mềm xốp). Mưa đá khô có độ phản hồi thấp hơn so với mưa đá ướt có cùng kích thước. Cũng do vậy, độ phản hồi từ các hạt đá có thể thay đổi khi rơi từ phía trên mức tan băng xuống phía dưới mức này. Điều này là kết quả của sự khác nhau giữa hằng số điện môi của đá và nước.

Sự phức tạp cuối cùng đối với mưa đá là nó thường đủ lớn để không áp dụng được điều kiện tán xạ Rayleigh, mà phải áp dụng điều kiện tán xạ Mie. Đối với các radar có bước sóng 3 và 5 cm, hầu hết tất cả các mưa đá ở trong vùng Mie. Các hạt đá nhỏ được phát hiện bằng radar bước sóng 10 cm vẫn ở trong vùng Rayleigh nhưng các hạt đá lớn sẽ ở trong vùng Mie.

Tuy nhiên, đây cũng là một đặc điểm quan trọng nhờ đó mà người ta có thể phát hiện ra mưa đá nhờ kỹ thuật radar hai bước sóng (sẽ nghiên cứu thêm ở các tiết sau).

3.2. SỬ DỤNG RADAR ĐỂ PHÁT HIỆN MƯA

Khi hoạt động, radar có thể phát hiện được rất nhanh các vùng mưa rào và dông trên phạm vi khoảng 120 km từ nơi đặt trạm radar tùy theo khả năng của từng loại radar. Chẳng hạn, radar MRL-2 hoặc MRL-5 của Nga có thể phát hiện vùng mưa đến độ xa từ 90 đến 120 km, các radar của Nhật Bản 80 ÷ 120 km,... Các vùng mưa trên màn chỉ thị quét tròn thường lẫn với các vùng mây chưa cho mưa, nhưng trên màn chỉ thị quét đứng thì khác: các vùng mưa có ảnh phản hồi sát xuống đến mặt đất, trong khi ảnh phản hồi của mây thì lơ lửng ở trên cao. Tuy nhiên, cần lưu ý rằng khi có điều kiện siêu khúc xạ trong khí quyển thì ảnh phản hồi của vùng mưa sẽ bị nâng lên cao, còn khi có điều kiện khúc xạ yếu (dưới chuẩn) thì ngược lại, ảnh phản hồi sẽ bị hạ thấp xuống dưới cả mức mặt đất trên màn chỉ thị quét đứng.

Việc phát hiện vùng mưa còn được tiến hành bằng cách đo độ phản hồi radar Z tại độ cao xác định (gọi là H_1 thường lấy bằng 1 km) so với mặt đất và phía dưới

mức băng tan trong phạm vi phát hiện của radar đồng thời nhận dạng vùng mưa theo ngưỡng (chỉ tiêu) của Z đối với mưa (vùng nào có Z vượt các chỉ tiêu này là vùng có mưa). Chẳng hạn, khi tồn tại ảnh phản hồi vô tuyến (PHVT) hỗn hợp tầng – tích, dấu hiệu để phân biệt vùng có mưa đậm là:

- Giá trị độ phản hồi $\lg Z_3$ ở mức H_3 (độ cao mực $0^\circ\text{C} + 2\text{ km}$) nhỏ hơn nhiều (khoảng từ 0,6 đến 18 khi Z tính ra mm^6/m^3) so với giá trị trong các ổ mây tích;
- Giá trị độ phản hồi tại mức H_2 (độ cao mực 0°C) lớn hơn nhiều giá trị tại mức H_3 (chẳng hạn, đối với MRL-2 và MRL-5 của Nga $\lg Z_2 - \lg Z_3 > 2$);
- Tồn tại một dải sáng cho đến khoảng cách $90 \div 120\text{ km}$.

Nói chung, trong thực tế quan trắc, khi đo độ phản hồi để phát hiện vùng mưa phải chọn các góc cao hợp lí của anten radar.

3.3. SỬ DỤNG RADAR ĐỂ ƯỚC LƯỢNG MƯA

Một trong những ứng dụng sớm nhất của số liệu radar khí tượng là để đo mưa.

Từ lâu, nhiều phương pháp đo mưa bằng radar đã được đưa ra, nhưng về cơ bản có ba phương pháp sau:

- 1/ Đo cường độ của bức xạ phản hồi (tức độ phản hồi radar)
- 2/ Đo sự suy yếu của năng lượng radar trong mưa.
- 3/ Đo sự suy yếu và độ phản hồi tạo ra đồng thời ở hai bước sóng.

Kĩ thuật được phát triển rộng rãi nhất là dựa trên cơ sở sử dụng độ phản hồi radar (phương pháp thứ nhất). Trong vài năm gần đây, người ta đã tập trung đầu tư nhiều vào nghiên cứu khả năng sử dụng việc đo độ phản hồi vào ước lượng mưa theo những góc độ khác nhau. Phương pháp thứ nhất được phát triển và áp dụng rộng rãi nhất nhờ sự thuận lợi trong thực hành của nó.

Đối với phương pháp thứ hai, bức xạ với bước sóng nhỏ hơn 3 cm bị suy yếu mạnh bởi mưa, mối quan hệ giữa mức độ suy yếu và tích cường độ mưa với kích thước ngang của vùng mưa dọc theo hướng truyền sóng của radar hầu như tuyến tính [1]. Thực tế này có thể được sử dụng để đo cường độ mưa trung bình giữa điểm đầu và cuối của của quãng đường mà sóng truyền qua. Song, vì các khó khăn thực tế của việc tạo ra độ phân giải không gian tốt để đo đối với tất cả các cường độ mưa nên kĩ thuật này không được phát triển cho sử dụng tác nghiệp.

Phương pháp thứ ba được đưa ra ở Nga và Hoa Kỳ, nhưng đòi hỏi phải nghiên cứu thêm trước khi đưa vào áp dụng. Do vậy, trong mục này ta chỉ xét hai phương pháp đầu.

3.3.1. Sử dụng độ phản hồi vô tuyến quan trắc bởi radar để ước lượng cường độ mưa

Như trên đã nêu, độ phản hồi radar Z được xác định bởi số lượng hạt trong một đơn vị thể tích, sự phân bố hạt theo kích thước và chỉ số khúc xạ phức của chúng.

Vì cường độ mưa (I) và độ phản hồi radar (Z) cùng có quan hệ với số lượng hạt trong một đơn vị thể tích và sự phân bố hạt theo kích thước, do đó, hiển nhiên là giữa chúng có một mối quan hệ. Thực vậy, người ta đã sử dụng các kết quả đo sự phân bố hạt bằng thực nghiệm để tính cả độ phản hồi radar và cường độ mưa. Ta có thể xét một ví dụ dưới đây để thấy rõ hơn về cách tính này.

Giả sử trong mỗi m^3 không gian có 600 hạt nước lỏng, cùng đường kính $D = 1$ mm. Trong không khí tĩnh, các hạt này có tốc độ rơi khoảng 4 m/s. Từ đây ta dễ dàng tính được cường độ mưa và độ phản hồi vô tuyến như sau:

$$I = \frac{\pi}{6} N \cdot D^3 \cdot v = \frac{\pi}{6} (600/m^3) (10^{-3} m)^3 \cdot 4 \frac{m}{s} = \pi \cdot 4 \cdot 10^{-7} \frac{m}{s} = 0,00126 \frac{mm}{s} = 4,52 \frac{mm}{h}$$

$$Z = K^2 N \cdot D^6 = 0,93 \cdot (600/m^3) (1mm)^6 = 558 mm^6 / m^3,$$

còn

$$Z' = 10 \lg Z = 10 \lg 558 (dBz) = 27,5 dBz.$$

Mối quan hệ toán học giữa độ phản hồi và cường độ mưa là mối quan hệ thực nghiệm do Marshall và Palmer đưa ra vào năm 1948 có dạng

$$Z = AI^b. \quad (3.9)$$

Ở đây I là cường độ mưa (mm/h), Z là độ phản hồi vô tuyến mà radar thu được từ vùng mưa (mm^6/m^3), A và b là các hệ số thực nghiệm.

Mối quan hệ được sử dụng rộng rãi nhất cũng do Marshall và Palmer đưa ra có $A = 200$ và $b = 1,6$, tức là:

$$Z = 200I^{1,6}. \quad (3.10)$$

Công thức này được hình thành trên cơ sở nhiều công trình nghiên cứu và thường được cài đặt mặc định trong radar để tính cường độ mưa I từ độ phản hồi radar Z. Như vậy, radar là một phương pháp rất hữu ích để đo mưa trên các vùng rộng lớn và quan hệ $Z - I$ là trụ cột cho phương pháp này.

Cách đo Z bằng radar đã được đề cập đến trong chương 2, ở đây chỉ nhắc lại những nét chính. Năng lượng phản xạ ngược từ các hạt mưa trong các vùng mưa bên trên mặt đất ở nhiều độ xa (range) đến 100 km hoặc hơn và ở các góc hướng khác nhau, có liên quan đến cường độ của mưa. Ta biết rằng, với điều kiện là vùng mưa lấp đầy một khối xung thì

$$\overline{P_r} = \frac{C_r Z}{r^2} L_a.$$

$$(3.11)$$

$\overline{P_r}$ là công suất phản hồi trung bình thu được từ mưa ở khoảng cách r ; L_a là độ truyền qua của sóng trong khí quyển; C_r là hằng số radar (một hàm của các tham

số radar). Từ giá trị $\overline{P_r}$ thu được, radar tự động khuếch đại lên $\frac{r^2}{C_r L_a}$ lần để thu được độ phản hồi vô tuyến Z. Sau đó, áp dụng công thức thực nghiệm dạng (3.9) ta dễ dàng xác định được cường độ mưa I.

Khó khăn nhất trong phương pháp này là các hệ số thực nghiệm A và b trong công thức (3.9) không ổn định mà phụ thuộc vào hàm phân bố hạt mưa theo kích thước, tức vào N_D . Yếu tố này thay đổi nhiều theo không gian và thời gian ngay cả trong một trận mưa. Do vậy mà công thức (3.10) do Marshall và Palmer đưa ra nhiều lúc dẫn đến sai số lớn trong việc ước lượng mưa. So sánh hai trường hợp trong ví dụ dưới đây ta sẽ thấy rõ hơn điều này.

- Trường hợp 1: Giả sử trong mỗi m^3 không gian có 729 hạt nước lỏng có cùng đường kính $D = 1 \text{ mm}$. Trong không khí tĩnh, các hạt này có tốc độ rơi khoảng 4 m/s. Từ đây ta tính được cường độ mưa và độ phản hồi vô tuyến như sau:

$$I = \frac{\pi}{6} N.D^3.v = \frac{\pi}{6} (729/m^3) (10^{-3} m)^3 .4 \frac{m}{s} = 1,528.10^{-6} \frac{m}{s} = 0,001528 \frac{mm}{s} = 5,50 \frac{mm}{h}$$

$$Z = K^2 N.D^6 = 0,93.(729/m^3)(1mm)^6 = 678 mm^6 / m^3,$$

còn

$$Z' = 10 \lg Z = 10 \lg 678 (dBz) = 28,3 dBz$$

- Trường hợp 2: Giả sử trong mỗi m^3 không gian chỉ có 1 hạt nước lỏng có đường kính $D = 3 \text{ mm}$. Trong không khí tĩnh, các hạt này có tốc độ rơi khoảng 7 m/s. Tương tự như trên, ta tính được cường độ mưa và độ phản hồi vô tuyến như sau:

$$I = \frac{\pi}{6} N.D^3.v = \frac{\pi}{6} (1/m^3) (3.10^{-3} m)^3 .7 \frac{m}{s} = 9,9.10^{-8} \frac{m}{s} = 9,9.10^{-5} \frac{mm}{s} \approx 0,36 \frac{mm}{h}$$

$$Z = K^2 N.D^6 = 0,93.(1/m^3)(3mm)^6 = 678 mm^6 / m^3,$$

và

$$Z' = 10 \lg Z = 10 \lg 678 (dBz) = 28,3 dBz$$

So sánh hai trường hợp trên ta thấy rằng mặc dù chúng có cùng độ phản hồi vô tuyến, nhưng cường độ mưa thì khác hẳn nhau.

Vì vậy, nhiều giá trị A và b đã được đưa ra (xem bảng 3.2). Ngoài ra, quan hệ $Z - I$ sẽ khác nhau rất nhiều trong không khí tĩnh so với trong không khí có chuyển động thẳng đứng. Trong không khí có chuyển động thẳng với tốc độ 2 m/s thì kết quả ước lượng cường độ mưa bằng radar có thể lớn hơn 100 % so với thực tế. Khi sử dụng quan hệ $I - Z$ để đo mưa, việc sửa đổi A và b cho thích hợp tỏ ra không phức tạp, tuy nhiên, các công thức vẫn có sai số lớn, vì các ngoài nguyên nhân nêu trên, còn do nhiều nguyên nhân khác nữa mà ta sẽ xét trong mục 3.5.

Cho rằng mỗi loại mưa có một hàm phân bố hạt theo kích thước riêng, người ta đã xác định nhiều cặp giá trị A và b trong phương trình dạng (3.9) cho từng loại

mưa. Battan (1973) đã liệt kê trên 60 quan hệ giữa I và Z. Mỗi phương trình thích hợp với từng hoàn cảnh cá biệt. May mắn, hầu hết các quan hệ này không khác nhau nhiều khi cường độ mưa nằm trong khoảng từ 20 đến xấp xỉ 200 mm/h. Tuy nhiên, có những trường hợp rất khó xếp vào loại nào như mưa hỗn hợp (lỏng lẫn với đá, tuyết). Quan hệ điển hình đối với các kiểu mưa khác nhau được cho trong bảng 3.2.

Bảng 3.2. Các quan hệ thực nghiệm điển hình giữa độ phản hồi Z (mm⁶/m³) và cường độ mưa I (mm/h) (theo Battan, 1973)

Quan hệ thực nghiệm giữa Z và I	Kiểu mưa	Tham khảo
$Z = 140 I^{1,5}$	Mưa phùn	Joss và những người khác (1970)
$Z = 250 I^{1,5}$	Mưa diện rộng	Joss và những người khác (1970)
$Z = 200 I^{1,6}$	Mưa dầm	Marshall và Palmer (1948)
$Z = 31 I^{1,71}$	Mưa địa hình	Blanchard (1953)
$Z = 500 I^{1,5}$	Mưa đông	Joss và những người khác (1970)
$Z = 485 I^{1,37}$	Mưa đông	Joss (1956)
$Z = 2000 I^{2,0}$	Mưa tuyết bóng lớn	Gunn và Marshall (1958)
$Z = 1780 I^{2,21}$	Mưa tuyết	Sekhon và Srivastava (1970)

Tháng 12/1999, Cơ quan Khí tượng Quốc gia Hoa Kỳ đã ra hướng dẫn rằng radar WSR-88D do họ sản xuất phải chọn một trong 5 phương trình Z – I trình bày trong bảng 3.3, tùy thuộc vào mùa, vị trí địa lý và loại hình thời tiết dự kiến. Các phương trình này được cho là “tối ưu” và khuyến khích sử dụng ở Hoa Kỳ.

Bảng 3.3. Các phương trình Z – I do Cơ quan Khí tượng Quốc gia Hoa Kỳ khuyến cáo sử dụng [6]

STT	Tên phương trình	Phương trình	Trường hợp sử dụng
1	Marshall–Palmer	$Z = 200I^{1,6}$	Dùng cho mưa dạng tầng nói chung
2	East - Cool	$Z = 130I^{2,0}$	Dùng cho mưa dạng tầng mùa đông ở phía đông của lục địa Bắc Mỹ; mưa địa hình
3	West – Cool Stratiform	$Z = 75I^{2,0}$	Dùng cho mưa dạng tầng mùa đông ở phía tây của lục địa Bắc Mỹ; mưa địa hình
4	WSR88D	$Z = 300I^{1,4}$	Dùng cho đối lưu sâu mùa hè và đối lưu không nhiệt đới khác
5	Nhiệt đới (Rosenfeld)	$Z = 250I^{1,2}$	Dùng cho mưa từ các hệ thống đối lưu vùng nhiệt đới

3.3.2. Sử dụng sự suy yếu của năng lượng sóng radar trong mưa để ước lượng cường độ mưa

Sóng radar truyền trong khí quyển bị suy yếu bởi sự hấp thụ và khuếch tán của các phân tử khí, các hạt bụi, mưa... Khi có mưa, các hạt bụi gần như không còn trong không khí, do vậy có thể coi hệ số suy yếu sóng chỉ do các phân tử khí và các hạt mưa gây ra, tức là có thể viết

$$\sigma_e = \sigma_k + \sigma_p,$$

(3.12)

trong đó σ_k và σ_p là các hệ số suy yếu do không khí và do mưa gây ra. Trong thực tế, σ_k nhỏ hơn σ_p rất nhiều ngay cả trong mưa rất nhỏ, do vậy có thể coi $\sigma_e \approx \sigma_p$.

Các quan trắc thực nghiệm mưa bằng radar thời tiết đã cho thấy rằng giữa cường độ mưa I và hệ số suy yếu năng lượng sóng điện từ siêu cao tần do mưa (σ_p) có một mối quan hệ chặt chẽ, mưa càng mạnh thì mức độ suy yếu càng nhiều. Do đó ta có thể xác định cường độ mưa I thông qua hệ số suy yếu σ_p .

Ta có thể giả thiết rằng thiết diện suy yếu của một hạt $\delta_e(D)$ xấp xỉ một lũy thừa của kích thước hạt như quan hệ thực nghiệm mà Atlass và Ulbrich (1994) đã sử dụng:

$$\delta_e(D) = CD^n.$$

(3.13)

Các tham số C và n phụ thuộc vào bước sóng và nhiệt độ.

Sử dụng công thức về cường độ mưa (3.1)

$$I(x, y, t) = \frac{\pi}{6} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N_D(x, y, t) [v(D) - u^*(x, y, t)] dD,$$

trong đó u^* là vận tốc dòng thẳng, coi vận tốc dòng thẳng $u^* = 0$ và lấy gần đúng tốc độ rơi của hạt mưa theo công thức

$$V_t = \alpha D^\beta = \alpha D^{0,67},$$

(3.14)

ta thu được:

$$I = \frac{\pi}{6} \alpha \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^{n+0,67} N_D dD = \frac{\pi}{6} \alpha \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^{3,67} N_D dD.$$

(3.15)

Hệ số suy yếu thể tích σ_e , theo định nghĩa là thiết diện suy yếu tổng cộng của các phần tử trong một đơn vị thể tích, vì vậy:

$$\sigma_e = b \frac{1}{\Delta V} \sum_{i=1}^N \delta_{ei} = \frac{b}{\Delta V} \sum_{i=1}^N (\delta_{ai} + \delta_{si}) \approx \sigma_p,$$

(3.16)

trong đó δ_{ei} , δ_{ai} , δ_{si} là thiết diện suy yếu, hấp thụ và tán xạ của phân tử thứ i , N là số phân tử nằm trong khoảng không gian có thể tích ΔV , còn b là một hệ số tỉ lệ, nó tùy thuộc vào mức độ che khuất lẫn nhau của các phân tử khi có sóng chiếu vào và vào đơn vị sử dụng của các đại lượng trong công thức (khi các hạt không che khuất lẫn nhau, nếu đơn vị của các đại lượng trong công thức cùng trong hệ quốc tế thì $b = 1$, còn nếu σ_p được tính ra dB.km^{-1} và các đại lượng còn lại trong hệ thức trên được tính ra đơn vị trong hệ quốc tế thì $b = 4,343.10^3$).

Nếu coi kích thước hạt biến đổi liên tục từ hạt này sang hạt khác thì, thay cho hệ thức trên, ta có:

$$\sigma_e \approx \sigma_p = b \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N_D \cdot \delta_e(D) dD = bC \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N_D \cdot D^n dD. \quad (3.17)$$

So sánh công thức (3.15) với (3.17) ta thấy rằng nếu $n = 3,67$ thì I và σ_p tuyến tính với nhau và quan hệ này trở nên độc lập với hàm mật độ phân bố hạt mưa theo kích thước N_D , khi đó mối quan hệ giữa σ_p và I có vẻ như áp dụng được cho mọi dạng mưa để tính I . Tuy nhiên, như ta sẽ thấy sau này, sự thật không đơn giản như vậy.

Atlass và Ulbrich đã xác định mối quan hệ giữa σ_p và I (tìm ra các giá trị của C và n) trong khoảng cường độ mưa từ 1- 100 mm.h^{-1} , cho các bước sóng từ 0,1 - 10 cm và nhiệt độ từ 0 - 10°C; Sự phụ thuộc vào nhiệt độ tỏ ra khá yếu ớt, nhất là ở những bước sóng ngắn. Với các bước sóng như trên thì $n < 6$ nên σ_p không phụ thuộc quá mạnh vào D như Z ; với $\lambda = 0,88$ cm, thì $n = 3,67$, tức trường hợp mà các tác giả hy vọng rằng có mối quan hệ tuyến tính giữa σ_p và I . Trong bảng 3.4 trình bày một số mối quan hệ giữa σ_p và I theo bước sóng (bỏ qua ảnh hưởng của nhiệt độ do ảnh hưởng này không lớn), cùng các sai số trung bình tương ứng, các giá trị của σ_p tính ra dB/km , còn I tính ra mm/h .

Bảng 3.4. Một số quan hệ σ_p - I theo bước sóng λ (Atlass và Ulbrich, 1977)

λ (cm)	Quan hệ $\sigma_p - I$	Sai số trung bình của σ_p (%)
0,86	$\sigma_p = 0,22I^{1,04}$	8,5
1,25	$\sigma_p = 0,102I^{1,10}$	9,0
1,778	$\sigma_p = 0,0473I^{1,13}$	12,0
3,22	$\sigma_p = 0,0105I^{1,17}$	20,0

Từ bảng trên ta thấy, khi radar phát đi bước sóng ngắn ta có thể xác định được cường độ mưa chính xác hơn (sai số của σ_p nhỏ). Tuy nhiên, đối với những sóng có bước sóng ngắn thì hệ số suy yếu lại mạnh, đặc biệt với những hạt nước lớn, do đó với những trận mưa lớn có thể bức xạ bước sóng ngắn sẽ bị suy yếu hết đến mức radar không còn khả năng nhận được tín hiệu phản hồi. Do vậy, khi radar phát đi

những bước sóng ngắn thì phạm vi cũng như độ lớn của vùng được xác định rất hạn chế. Ngoài ra, tốc độ dòng thẳng là 1 m/s có thể làm cho độ suy yếu lớn hơn vài dB so với khi không có dòng thẳng.

Các mối quan hệ trong bảng trên cũng có sai số lớn khi áp dụng chung cho mọi dạng mưa vì trị số $\beta = 0,67$ được dùng trong chứng minh của Atlass và Ulbrich lại không đúng trong mọi dạng mưa mà chỉ là một trị số thực nghiệm trung bình; bản thân β cũng phụ thuộc vào kích thước hạt, tức là nó có thể nhận các giá trị khác, nên thực chất mối quan hệ σ_p -I ngay cả trong trường hợp $n = 3,67$ vẫn phụ thuộc vào hàm phân bố hạt mưa theo kích thước chứ không phải như Atlass và Ulbrich hy vọng. Ngay cả việc coi $\sigma_e \approx \sigma_p$ cũng đã gây ra sai số. Như vậy, phương pháp này cũng vấp phải khó khăn như phương pháp trước (dùng quan hệ Z-I): các hệ số thực nghiệm cũng không ổn định mà phụ thuộc cả vào một yếu tố rất khó xác định, đó là phân bố hạt mưa theo kích thước. Hơn thế nữa, kĩ thuật xác định trực tiếp hệ số suy yếu phức tạp hơn kĩ thuật xác định độ PHVT bằng radar. Cách đo hệ số suy yếu trung bình trong mưa giữa một điểm được chọn nào đó và điểm phát sóng (vị trí của anten radar) như sau: Tại điểm đã chọn, người ta đặt một máy thu hoặc một vật phản xạ tốt sóng vô tuyến của radar. Trong điều kiện khí quyển sạch và không mưa, người ta cho radar phát sóng về phía máy thu hoặc vật phản xạ và đo công suất thu được bởi máy thu hoặc bởi anten của radar. Khi có mưa, người ta cũng thực hiện phép đo tương tự. Khi đó, do bị mưa làm suy yếu, công suất thu được sẽ nhỏ hơn so với khi không mưa. Từ hai công suất này có thể tính được hệ số suy yếu trung bình gây ra bởi mưa. Như vậy, về lí thuyết, phương pháp dùng hệ số suy yếu để xác định cường độ mưa là áp dụng được. Tuy nhiên, nhiều khó khăn nảy sinh trong thực hành tác nghiệp như: phải đặt rất nhiều máy thu hoặc vật phản xạ ở nhiều điểm cố định theo các hướng và khoảng cách khác nhau kể từ nơi phát sóng để có thể đo mưa cho một vùng không gian rộng, nhất là khi cần tính tổng lượng mưa cho một khu vực địa lí rộng lớn; các máy thu hoặc vật phản xạ này phải chịu được mọi thời tiết và phải được radar “nhìn thấy” (tức là sóng của radar phải đi đến được các vật này mà không bị chướng ngại vật che chắn). Vì những khó khăn này mà phương pháp đang xét không được áp dụng rộng rãi.

3.4. DỰ ĐOÁN MƯA ĐÁ BẰNG RADAR CÓ HAI BƯỚC SÓNG

Mưa đá thường xảy ra trong các mây đối lưu có độ cao và độ phản hồi lớn ($H_{\max} > 15$ km; độ PHVT cực đại $Z' \geq 48$ dBz). Ở những mây đối lưu mạnh, tốc độ phát triển của đỉnh mây cao, mây xuyên thủng đối lưu hạn đều có xác suất xảy ra mưa đá lớn. Sự hoà nhập của các đám mây hoặc hệ thống mây đối lưu cũng thường gây ra mưa đá.

Một trong nhiều ứng dụng đặc biệt của radar là dùng hai radar có các độ dài bước sóng khác nhau để quan sát cùng một vùng trong không gian để phát hiện sự có mặt của mưa đá trong một trận mưa.

Hai băng sóng cần cho việc phát hiện mưa đá thường sử dụng là băng sóng S và X (10 và 3 cm). Để thuận lợi, các anten đối với cả hai radar thường được đặt trên cùng một bộ anten, như vậy vị trí của chúng trong cùng một hướng khi anten di chuyển theo góc hướng và góc cao. Cơ sở của phương pháp là khi radar chiếu rọi vào mưa, tất cả các giọt mưa đều trong vùng Rayleigh. Các hạt nước lớn nhất tồn tại trong khí quyển thường có bậc khoảng 6-7 mm, nhỏ hơn đáng kể so với bước sóng ngay cả đối với băng sóng X (3 cm) và như vậy độ phản hồi radar Z từ cả hai radar sẽ như nhau. Nhưng khi mưa đá xuất hiện, các hạt đá có thể trở nên đủ lớn so với bước sóng của băng X đến mức không thể áp dụng được sự tán xạ Rayleigh nữa. Vì thế, khi mưa đá xuất hiện, radar băng sóng S sẽ nhìn thấy các hạt đá ở trong vùng Rayleigh (hoặc tận dưới cùng của vùng Mie) trong khi đó radar băng sóng X sẽ nhìn thấy các hạt trong vùng Mie. Hai radar sẽ cho phản hồi khác nhau từ cùng một đối tượng quan sát. Bằng sự so sánh hai ảnh phản hồi từ hai radar, dễ dàng phát hiện được sự có mặt của mưa đá. Trong một số trường hợp có thể ước lượng được cả kích thước của các hạt mưa đá.

Một tham số định lượng có thể nhận được từ số liệu hai bước sóng được gọi là dấu hiệu mưa đá (Eccles, 1975). Dấu hiệu mưa đá thường được biểu diễn bằng một tỉ số logarit, đó là:

$$H = 10 \lg \frac{Z_{10}}{Z_3}.$$

(3.18)

Ở đây Z_{10} và Z_3 là độ phản hồi radar (mm^6/m^3) ứng với bước sóng 10 và 3 cm và H là dấu hiệu mưa đá (có đơn vị là dB). Nếu chỉ quan trắc được mưa thì $H = 0$ dB. Nếu có mưa đá, H có giá trị dương, đôi khi đạt đến 20 dB hoặc hơn. Đáng tiếc là trong một số ít trường hợp (đá có đường kính nào đó mà phân bố đều), có thể có các dấu hiệu mưa đá H âm rõ rệt. Gần như với tất cả các hạt đá thường có các dấu hiệu mưa đá $H \approx 3$ dB hoặc hơn. Tuy nhiên, radar hai bước sóng cũng không phải không có vấn đề. Như đã nói ở trên cần thiết phải có hai radar để lấy mẫu của cùng một khu vực trong không gian. Nếu mô hình các búp sóng anten không hợp lý sẽ gây ra sai số dấu hiệu mưa đá lớn có khi đến 20 dB. Điều đó đòi hỏi phải có một radar hai bước sóng sao cho có độ rộng búp sóng chính và các búp sóng phụ thích hợp đối với cả hai bước sóng. Đây là một khó khăn lớn đến nay vẫn chưa khắc phục được.

Việc ước lượng cường độ mưa đá cũng tương tự như đối với mưa nước lỏng, tức là áp dụng một công thức thực nghiệm nào đó dạng (3.9) dùng cho mưa đá để tính cường độ mưa từ độ PHVT,. Tuy nhiên, sai số của việc ước lượng này thường rất lớn nên khả năng ứng dụng vào nghiệp vụ còn rất hạn chế.

3.5. CÁC NGUYÊN NHÂN GÂY RA SAI SỐ KHI ƯỚC LƯỢNG MƯA

3.4.1. Nguyên nhân gây ra sai số do hệ thống thiết bị radar

- Sự suy yếu do vòm che (chụp bảo vệ)

Ăngten radar thường được đặt trong một vòm che làm bằng sợi thủy tinh. Cấu trúc như vậy bảo vệ anten khỏi bị mưa, hư hỏng và cho phép mô tơ truyền động làm việc nhẹ nhàng hơn do tải trọng của gió đã bị khử.

Song, khi mưa làm ướt hoặc bám vào chụp bảo vệ lại gây ra sự suy yếu năng lượng sóng điện từ của radar. Mức độ suy yếu phụ thuộc vào trạng thái của mặt và kích thước của vòm che. Wilson (1978) phát hiện ra rằng cường độ mưa 40 mm/h đưa đến độ suy yếu 1dB.

- Tính không ổn định của radar hoặc không chuẩn xác của anten

Công suất phát của máy phát, độ khuếch đại của máy thu của radar thường không ổn định. Sự duy trì hệ thống ổn định là cực kì quan trọng. Ngoài ra, hiệu chuẩn không chính xác phần cứng của anten cũng là nguyên nhân đáng kể gây nên sai số cho ước lượng mưa.

3.4.2. Các sai số do địa hình

- Nhiều mặt đất:

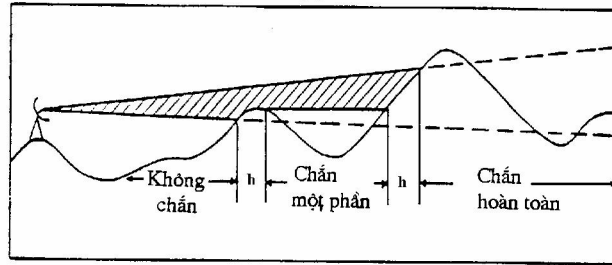
Cả phần chính của búp sóng radar và búp sóng phụ có thể gặp mục tiêu mặt đất. Điều này thường gây ra các PHVT cố định (không di chuyển và không thay đổi theo thời gian). Đó là những nhiễu địa hình. Nhiễu địa hình ở gần trạm radar do những búp sóng phụ gây ra thường là các nhiễu cố định và có thể loại bỏ được, nhưng những nhiễu địa hình ở xa khi búp sóng chính đi quá thấp (khi góc cao của anten nhỏ và gặp điều kiện siêu khúc xạ trong khí quyển), thì khó loại bỏ hơn.

Radar đã được đặt sao cho làm cực tiểu hoá các phản hồi mặt đất này, nhưng không thể loại trừ hoàn toàn được chúng. Một bản đồ nhiễu mặt đất đã biết có thể được ghi lại để tránh hiểu lầm đó là mưa và không cần đo bằng radar trong vùng này. Kỹ thuật này là đơn giản và nhiều lúc giúp cho công việc tác nghiệp thực hiện tốt, tuy nhiên có lúc sự phản xạ nhiễu bị biến đổi khi điều kiện truyền sóng của khí quyển thay đổi hoặc do sự di chuyển của một số vật trên mặt đất. Người ta cũng thử nghiệm các phần mềm để loại các mục tiêu cố định, tuy nhiên các phần mềm này sẽ loại bỏ cả vùng mưa nếu vùng mưa là tĩnh tại hoặc di chuyển theo hướng vuông góc với phương bán kính.

Nếu những phản hồi này không được lọc và được sử dụng vào công thức Z-I để ước lượng mưa, tổng lượng mưa trong vùng chịu ảnh hưởng của phản hồi địa hình sẽ lớn hơn giá trị mưa thực tế. Những phản hồi địa hình này được lọc bởi phép lọc địa hình có trong phần mềm xử lý số liệu thô của radar. Tuy nhiên, nếu sử dụng phép lọc phản hồi địa hình này, tổng lượng mưa ước lượng được ở những vùng không có ảnh hưởng địa hình sẽ bị thấp hơn so với thực tế.

- Sự che khuất:

Cũng như việc tạo ra các PHVT cố định, tình trạng bị chắn của búp sóng bởi mặt đất gây ra sự che khuất một phần hoặc toàn phần búp sóng chính, như vậy chỉ có một phần nhỏ hoặc không có năng lượng chiếu tới mưa ở phạm vi xa hơn (hình 3.2), gây ra sự phản hồi sai lệch từ mục tiêu khí tượng thậm chí không phát hiện được mục tiêu nằm phía sau màn chắn. Chẳng hạn, vùng mưa thấp ở xa radar có thể không được radar phát hiện. Trên hình 4.12 ta cũng thấy rõ những dải hình quạt màu trắng (không có tín hiệu phản hồi) đỉnh tại radar hướng theo hướng đông-bắc và nam-tây-nam, đó là do tia sóng đã bị các quả đồi nằm ở các hướng này chắn lại.



Hình 3.2. Minh họa việc xảy ra phản hồi màn chắn trong vùng núi.

3.4.3. Các sai số do điều kiện truyền sóng trong khí quyển

- Truyền sóng dị thường:

+ Hiện tượng siêu khúc xạ sẽ cho hiển thị địa hình ở rất xa radar với các khoảng cách rất khác nhau. Nếu chúng không được lọc, phản hồi địa hình ở xa sẽ được đưa vào công thức Z-I để tính và kết quả sẽ cho ta cường độ mưa lớn hơn thực tế. Ngược lại, nếu phép lọc này được thực hiện cả ở những vùng không xảy ra hiện tượng truyền sóng siêu khúc xạ, mưa sẽ có giá trị ước lượng thấp hơn so với giá trị thực tế.

+ Hiện tượng khúc xạ dưới chuẩn làm cho tia sóng cao hơn so với độ cao mà radar tính được. Trong điều kiện khúc xạ dưới chuẩn, đỉnh PHVT có thể “nằm ngoài tầm ngắm” nên không phát hiện được mục tiêu hoặc nếu phát hiện được thì độ cao của nó cũng được đánh giá thấp hơn thực tế.

- *Sự suy yếu sóng bất thường dọc đường truyền:* Mặc dù sự suy yếu sóng dọc đường truyền giữa radar và mục tiêu đã được radar tự động khuếch đại để bù lại nhưng sự khuếch đại này chỉ áp dụng tốt cho trạng thái trung bình của khí quyển. Trường hợp không khí chứa nhiều hơi nước hoặc bụi hơn bình thường hay khi gặp đàn côn trùng, chim ... sự suy yếu sẽ mạnh hơn, dẫn đến cường độ mưa ước lượng nhỏ hơn giá trị thực tế.

3.4.4. Các sai số do công thức tính cường độ mưa không bao hàm hết các đặc tính của vùng mưa

- Sự không lấp đầy búp sóng:

Những vùng mưa ở xa radar có thể có kích thước nhỏ hơn độ rộng của búp sóng (ở khoảng cách 100 hải lí cách trạm radar búp sóng có độ rộng vật lý khoảng 2 hải lí). Như vậy, mục tiêu có thể không lấp đầy búp sóng. Một trong những giả thiết khi sử dụng phương trình radar là mục tiêu lấp đầy đồng nhất toàn bộ thể tích xung. Vì thế một mục tiêu nhỏ hơn độ rộng búp sóng vẫn được hiển thị như thể nó lấp đầy búp sóng, tức là lớn hơn so với kích thước thực tế của nó. Công suất phản hồi của mục tiêu nhỏ này sẽ được trung bình hoá cho toàn bộ độ rộng búp sóng, kết quả là nhận được cường độ mưa ước lượng nhỏ hơn giá trị thực tế.

- Sự khuếch đại tự động không bù đắp đúng sự suy yếu của tín hiệu theo khoảng cách:

Công suất thu của radar được khuếch đại tự động lên một số lần tỉ lệ thuận với r^2 để nhận được độ PHVT (Z), nhưng thực ra nó không đơn giản là tỉ lệ nghịch với r^2 mà phức tạp hơn nên độ PHVT nhận được từ hai đám mây ở khoảng cách khác nhau sẽ khác nhau, dẫn đến cường độ mưa ước lượng cũng khác nhau. Theo Nguyễn Hướng Điền thì công suất thu gần như tỉ lệ nghịch với r^3 nên nếu chỉ khuếch đại như trên thì đám mây ở xa sẽ có độ PHVT nhỏ hơn đám mây ở gần, dẫn đến cường độ mưa ước lượng cũng nhỏ hơn. Chính điều này cũng dẫn tới sự biến đổi của profile độ phản hồi theo khoảng cách (xem mục 3.6).

- Không tính đến đặc điểm phân bố hạt theo kích thước:

Hai vùng mưa có cùng cường độ mưa trong thực tế, nhưng do phân bố theo kích thước hạt khác nhau sẽ cho giá trị PHVT(Z) rất khác nhau. Mưa ẩm từ mây thấp hoặc từ mưa địa hình mức thấp thường gồm nhiều hạt nhỏ, gây ra độ phản hồi yếu dẫn đến ước lượng quá thấp cường độ mưa. Ngược lại, mưa từ mây đối lưu, mây Ns có bề dày lớn dễ bị đánh giá quá cao do trong chúng có nhiều hạt lớn. Sự biến đổi của phân bố hạt theo kích thước còn xảy ra theo thời gian và không gian ngay trong một vùng mưa (chẳng hạn, trong mưa đá, các hạt đá lớn thường rơi trước, các hạt nhỏ rơi sau; trong các khu vực của mây, phía trên tập trung nhiều hạt nhỏ phản hồi yếu, phía dưới tập trung nhiều hạt lớn phản hồi mạnh).

- Không tính đến trạng thái của các hạt mưa:

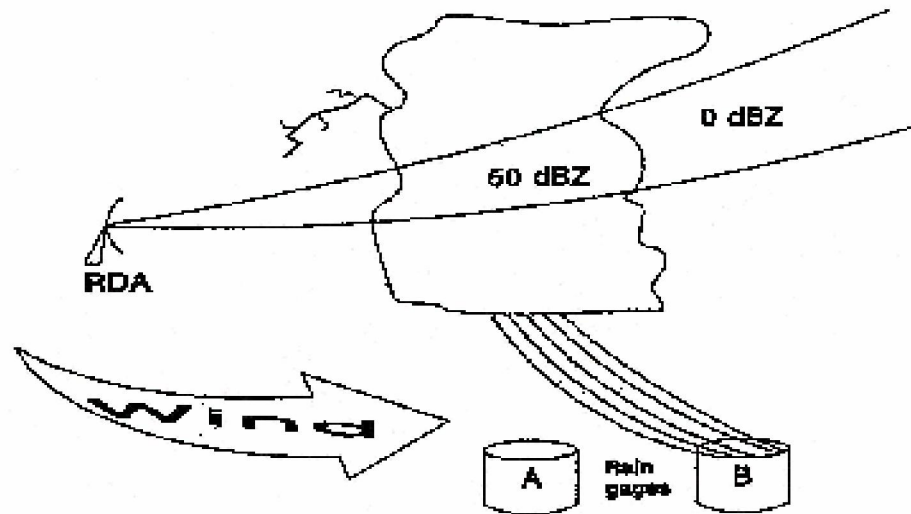
Cường độ mưa đá hoặc tuyết hạt nhỏ chưa tan dễ bị ước lượng thấp vì ở trạng thái tinh thể, nước phản xạ sóng yếu hơn ở trạng thái lỏng khoảng 5 lần (tuy nhiên, nếu biết trạng thái của các hạt thì có thể sửa lỗi này). Ngược lại, mưa hỗn hợp lẫn các hạt lỏng, băng, tuyết đang tan nói chung đều làm tăng độ phản hồi, dẫn đến làm tăng giá trị ước lượng cường độ mưa. Khi hạt băng rơi qua mặt đẳng nhiệt 0°C , bề mặt của tinh thể băng sẽ tan và lớp nước áo bên ngoài tinh thể băng sẽ phản hồi rất mạnh, tạo ra “*dải sáng*” có độ PHVT lớn hơn rất nhiều, làm tăng cường độ mưa ước lượng so với thực tế.

3.4.5. Các sai số do các hiệu ứng xảy ra phía dưới búp sóng

- *Gió mạnh dưới búp sóng anten* thổi bạt vùng mưa làm cho vị trí vùng mưa ở mặt đất không trùng với vị trí cũng như cường độ của nó được hiển thị bởi radar.

- *Bay hơi dưới búp sóng radar* làm cho kết quả ước lượng cường độ mưa bằng radar cao hơn so với cường độ mưa đo được ở mặt đất.

- *Quá trình gộp các hạt dưới búp sóng radar* thường xảy ra ở mưa nhiệt đới, nhưng hiện tượng này xảy ra hơi khác với mưa ở vùng ngoại nhiệt đới. Ở vùng ngoại nhiệt đới trong thời kì lạnh, khi các hạt băng đủ lớn, chúng bắt đầu rơi xuống thành mưa. Trong quá trình rơi, các hạt băng có thể thu nạp các hạt nước siêu lạnh khi chúng va chạm nhau ở độ cao trên mức đóng băng. Trong khi đó, ở vùng nhiệt đới, hiện tượng gộp chỉ xảy ra giữa các hạt nước lỏng, kích thước không khác nhau nhiều lắm. Hơn nữa, khi vùng mưa nhiệt đới ở xa, vùng có nhiều hạt lớn của mưa thường nằm ở phía dưới búp sóng radar, do vậy radar thường cho kết quả đánh giá cường độ mưa thấp hơn thực tế.

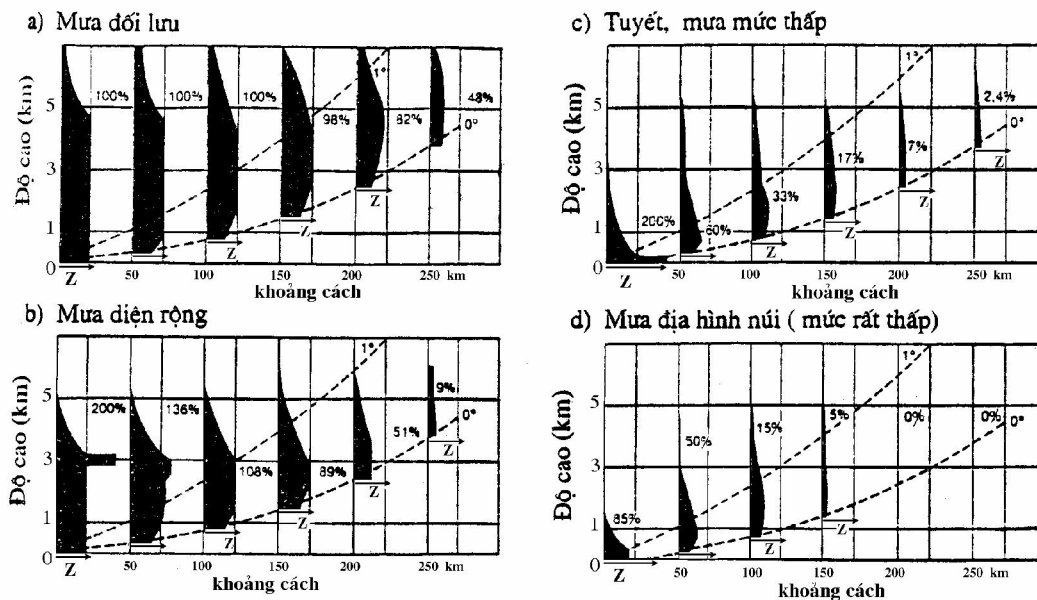


Hình 3.3. Ảnh hưởng của gió mạnh phía dưới búp sóng

3.6. BIẾN ĐỔI CỦA PROFILE ĐỘ PHẢN HỒI THEO KHOẢNG CÁCH

Búp sóng radar ở độ xa lớn cách radar là khá cao trên mặt đất. Chẳng hạn, đối với một góc cao của búp sóng $0,5^\circ$, tâm búp sóng radar có độ cao 2 km ở độ xa 130 km và 4 km ở độ xa 200 km. Mặc dù độ phản hồi đã được radar tự động hiệu chỉnh theo khoảng cách, song độ phản hồi của cùng một đám mây sẽ thu được khác nhau nếu khoảng cách tới radar khác nhau. Nói một cách khác, sự hiệu chỉnh theo khoảng cách không bao giờ hoàn hảo. Vì vậy profile thẳng đứng của độ phản hồi của cùng một đám mây thay đổi theo khoảng cách tới radar. Việc độ phản hồi hay profile của nó thay đổi theo khoảng cách dẫn tới việc ước lượng mưa rơi từ một đám mây sẽ khác nhau khi khoảng cách tới radar khác nhau.

Khi không có phần mềm đặc chủng như ACM, người ta thường ước lượng cường độ mưa theo độ phản hồi cực đại quan trắc được trong đám mây. Cũng chính do vậy mà dải sáng thường làm cho ước lượng mưa bằng radar quá cao, nhất là khi mưa ở gần (có thể gấp 5-6 lần thực tế). Đây là vấn đề quan trọng trong mưa front ở vĩ độ trung bình vào mùa đông, ở đó dải sáng có độ cao trung bình chỉ khoảng 1 km bên trên mặt đất. Dải sáng có bề dày điển hình khoảng 300m, nằm dưới tầng 0°C vài trăm mét và bên trên nó profile độ phản hồi giảm rõ rệt theo độ cao. Smith (1986), (có tham khảo Persson và Lundgren 1986) đã mô tả một quá trình đáng tin cậy để ghi nhận sự có mặt của dải sáng và độ cao của nó. Người ta cũng đã đưa ra một cách hiệu chỉnh ảnh hưởng của dải sáng nhưng kém tin cậy và vì vậy trong thực tế độ chính xác đo mưa giảm khi có mặt dải sáng là rõ ràng trong số liệu phản hồi. Sự ước lượng quá cao xảy ra ở độ xa (tầm xa trên mặt đất) nhỏ khi dải sáng ở thấp, ở độ xa trung bình ảnh hưởng của dải sáng sẽ bù cho độ phản hồi bị giảm trong tuyết ở phía trên; ở độ xa lớn sẽ xảy ra sự ước lượng thấp đáng kể lượng mưa.



Hình 3.4. Profile thẳng đứng của PHVT ở các độ xa khác nhau trong mưa đối lưu, mưa diện rộng, tuyết hoặc mưa lớp thấp và mưa địa hình núi. Độ rộng của các profile ở mỗi độ cao biểu thị cường độ PHVT trung bình ở độ cao đó. Số trong mỗi hình là phần trăm cường độ mưa ước lượng từ độ phản hồi cực đại của profile so với cường độ mưa thực

Profile thẳng đứng trung bình của độ PHVT đã được xác định cho các điều kiện mưa khác nhau. Joss và Waldvogel (1970), sau đó là Browning và Collier (1989) [7], đã đánh giá tỉ lệ phần trăm của cường độ mưa quan sát được bằng radar so với cường độ mưa thực ở các độ xa khác nhau có tính đến độ cong của mặt đất (hình 3.4), sử dụng profile trung bình đối với mưa đối lưu, mưa diện rộng và tuyết, mưa

tầng và mưa địa hình. Số liệu trong hình làm nổi bật vấn đề đo đối với các tình huống trong đó dải sáng hoặc mưa tầng thấp xuất hiện.

Mặc dù có thể có độ lệch lớn giữa các profile này với các trường hợp riêng, nhưng có thể sử dụng chúng như một chỉ thị của phần mưa quan trắc được bằng radar ở các độ xa khác nhau có tính đến độ cong của mặt đất. Đặc biệt, các profile trong hình 3.4b và 3.4c đã chỉ ra sự khó khăn trong việc đo khi có một dải sáng hoặc mưa yếu. Một vấn đề khác xảy ra ở một số nơi trên thế giới là sự phát triển điển hình của mưa ở mức thấp bên trên các quả đồi chắn các dòng không khí gần biển có độ ẩm cao.

Như đã trình bày trong hình 3.4, sự tăng địa hình một cách đáng kể thường xảy ra trong lớp 0,5 km gần mặt đất và do vậy mưa địa hình chỉ có thể quan sát được ở khoảng cách rất gần. Khi ở xa, nó có thể nằm dưới cánh sóng và không bị radar phát hiện.

3.7. HIỆU CHỈNH ƯỚC LƯỢNG MƯA BẰNG RADAR THEO SỐ LIỆU ĐO MƯA Ở MẶT ĐẤT

Chừng 20 năm qua đã có nhiều việc làm đáng kể nhằm triển khai các phương pháp hiệu chỉnh đo mưa bằng radar theo số liệu từ các thiết bị đo mưa ở mặt đất.

Như đã biết, máy đo mưa vũ lượng kí (VLK) hiện được coi là phương tiện đo mưa chính xác tại một điểm trên mặt đất, còn radar lại có khả năng đo trên diện rộng, đo nhanh và xác định được phạm vi cũng như vị trí của vùng mưa. Những năm trước đây, tác dụng đo mưa độc lập của radar rất hạn chế. Người ta băn khoăn nhiều đến độ chính xác của các số liệu đo mưa do radar cung cấp. Với sự xuất hiện của các trạm vũ lượng kí tự động có khả năng đo đạc, truyền phát thông tin nhanh và chính xác đã cho phép hiệu chỉnh kịp thời số liệu đo mưa bằng radar trên cơ sở sử dụng kết hợp các kết quả đo của cả hai thiết bị. Phương pháp này cho phép lợi dụng tối đa ưu thế của từng loại thiết bị.

Nội dung của phương pháp này là sử dụng một số trạm đo mưa bằng VLK để hiệu chỉnh các ước lượng mưa bằng radar, tìm hệ số hiệu chỉnh đại diện cho từng loại mưa và cho từng điều kiện tự nhiên (theo khả năng phân cấp có thể) để chuyển các số liệu mưa ước lượng bằng radar thành các số liệu gần với mưa thực tế đối với các vùng mưa lân cận trạm đo mưa bằng VLK đến một độ xa cho phép nào đó mà ở những nơi này không có các thiết bị đo mưa mặt đất. Hiện nay phương pháp này được coi là phương pháp đo mưa cho kết quả khả quan nhất, đặc biệt là đối với những khu vực ít có khả năng đặt các thiết bị đo mưa (vùng rừng núi, nơi có địa hình phức tạp khó đi lại, vùng đầu nguồn các con sông, trên biển khơi...). Dưới đây ta xem xét cách hiệu chỉnh đối với một điểm có VLK (kèm vùng phụ cận) và đối với một khu vực rộng hơn.

3.6.1. Hiệu chỉnh cho một điểm

Giữa các số liệu đo mưa đồng bộ bằng radar và bằng máy đo mưa (VLK) tại một điểm ở mặt đất thường sai lệch nhau khá nhiều. Coi số liệu đo mưa bằng VLK là chính xác, ta tìm cách xác định một hệ số hiệu chỉnh lượng mưa ước lượng bằng radar theo nó. Số liệu đo bằng radar phải lấy trung bình cho một vùng bao quanh điểm có VLK đó và đồng bộ với số liệu VLK. Khi đó, hệ số hiệu chỉnh F được tính theo phương pháp tỉ số, cụ thể là:

$$F = \sum_i^N G_i / \sum_i^N R_i ,$$

(3.19)

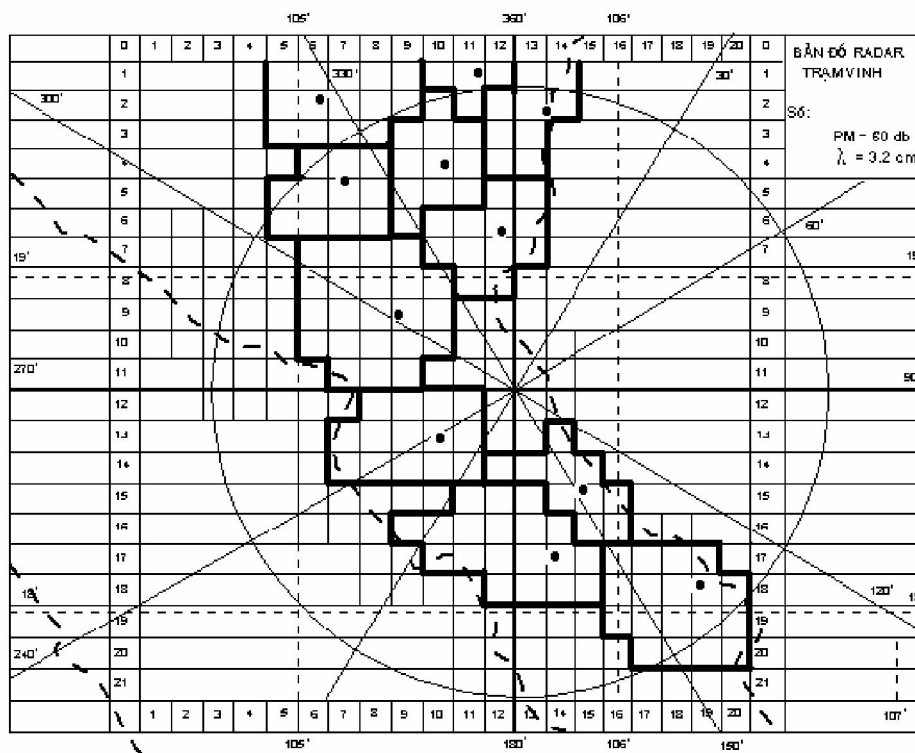
hoặc

$$F = \frac{1}{N} \sum_i^N G_i / R_i ,$$

(3.20)

trong đó G_i là lượng mưa đo được bằng lưới VLK, R_i là lượng mưa ước lượng bằng radar cho vùng nhỏ bao quanh điểm có VLK, N là dung lượng mẫu đo được trong các trận mưa đưa vào tính toán. Để lấy trung bình số liệu đo mưa của radar thường là phải chia vùng nhỏ nói trên thành các ô vuông nhỏ hơn, mỗi ô vuông đó lấy cùng một độ phản hồi (với radar đã số hoá ngày nay, vùng nhỏ này là một vòng tròn có bán kính nhất định, tâm tại điểm có VLK, các ô nhỏ là các pixel; một phần mềm chuyên dụng sẽ giúp cho việc xác định R dễ dàng). Mỗi trận mưa phải có số đo của VLK từ 2,5 mm trở lên mới được đưa vào tính toán.

3.6.2. Hiệu chỉnh cho một khu vực không gian rộng



Hình 3.5. Ví dụ về thiết lập các vùng không gian (có viền đậm bao quanh) trong vùng bao quát của trạm radar tại Vinh để hiệu chỉnh các số liệu ước lượng mưa bằng radar theo các số liệu đo mưa bằng VLK. Các chấm đen là các điểm có VLK (theo Tạ Văn Đa và cộng sự, 2001)

Trong một khu vực không gian rộng có nhiều điểm đo mưa bằng VLK (gọi là các điểm cơ sở), ta có thể dựa vào số liệu đo của chúng để hiệu chỉnh lượng mưa ước lượng bằng radar cho cả khu vực. Các bước cơ bản của phương pháp này là:

- Khu vực quan tâm được chia thành các vùng không gian khá tương đồng về điều kiện địa hình bao quanh một điểm đo mưa bằng VLK (xem hình 3.5, các vùng không gian này có viền đậm bao quanh). Mỗi vùng không gian này lại gồm một số ô vuông nhỏ, có kích thước tùy thuộc vào độ phân giải của radar (trên hình 3.5 các ô vuông này có kích thước 10 km×10 km phù hợp với độ phân giải của radar MRL5 đặt tại Vinh).
- Chuyển đổi giá trị độ phản hồi đo được bằng radar trong các ô không gian vuông thành cường độ mưa theo quan hệ Z-I (thường dùng phương trình Marshall-Palmer với cặp hệ số $A = 200$ và $b = 1,6$).
- Cường độ mưa I được chuyển đổi thành lượng mưa tích lũy R trong từng khoảng thời gian cho từng ô không gian vuông.
- Giá trị hệ số hiệu chỉnh F được xác định theo phương pháp tỉ số đã nêu ở tiểu mục trên cho từng điểm có VLK. Muốn chính xác hơn, có thể tính nhiều hệ số hiệu chỉnh cho mỗi khu vực, mỗi hệ số ứng với một cấp độ mưa nhất định.

- Dùng chung hệ số hiệu chỉnh của điểm có VLK đặc trưng cho mỗi vùng (có viền đậm) cho mọi điểm lân cận (các ô vuông) không có VLK trong vùng để tính lượng mưa.

Trong hình 3.5 có một vùng ngay xung quanh trạm Vinh (nơi đặt radar) không được viền quanh bằng đường đậm, mặc dù tại Vinh có trạm VLK, đó là vì các tín hiệu phản hồi radar từ đây luôn có nhiều nhiễu địa hình nên không dùng được; ở ngoài vòng tròn trên hình (bán kính khoảng 100 km) cũng không được khoanh vùng vì các tín hiệu phản hồi thu được bởi radar từ khu vực này yếu nên có độ chính xác thấp.

Với các radar đã số hoá hiện đại có độ phân giải cao, các ô vuông con được thay bằng các pixel, việc tính độ phản hồi trung bình trong vùng lân cận điểm có VLK cũng dễ dàng hơn nhiều nhờ các phần mềm chuyên dụng, nhưng phương pháp tính hệ số hiệu chỉnh như trên vẫn có thể áp dụng.

Sau khi có hệ số hiệu chỉnh, ta có thể tính được lượng mưa trong những trận mưa khác từ số liệu radar.

Theo Henri Sauvageot (1983) nói chung sai số đo tổng lượng mưa giảm khi diện tích vùng đo và khoảng thời gian để tính lượng mưa tăng. Với một diện tích nhỏ hơn 50 km^2 và khoảng thời gian để tính nhỏ hơn 10 phút thì sai số đo tổng lượng mưa là hơn 50 %. Nhờ có hiệu chỉnh, việc tính tổng lượng nước rơi trên cả khu vực sẽ chính xác hơn, phục vụ tốt hơn cho việc dự báo lũ lụt. Thông thường, đối với mưa từ mây đối lưu, trên cùng một diện tích 1000 km^2 nếu dùng 2 VLK để hiệu chỉnh số liệu đo mưa bằng radar thì sẽ có được độ chính xác như đo bằng một mạng 50 máy đo mưa mặt đất.

Chương 4

NHẬN BIẾT MỤC TIÊU KHÍ TƯỢNG BẰNG RADAR THỜI TIẾT

4.1. NHẬN BIẾT CÁC LOẠI MÂY QUA ĐỘ PHẢN HỒI VÔ TUYẾN CỦA RADAR

4.1.1. Nguyên lý nhận biết các loại mây qua phản hồi vô tuyến

Các quan trắc radar từ quét 3 chiều hay quét khối (volume scan) cung cấp các giá trị cường độ PHVT trên từng góc cao của anten đã chọn ra tới bán kính quét tối đa của radar. Các giá trị độ phản hồi vô tuyến (dBz) từ mỗi mục tiêu mà cánh sóng anten cắt qua đều được thu nhận và hiển thị.

Ảnh PHVT của radar chưa số hoá trước đây có độ phân giải thấp (trong radar thời tiết MRL-1, MRL-2, MRL-5 các pixel có kích thước là 30×30 km). Các hiện tượng thời tiết liên quan đến mây được nhận biết căn cứ vào các đặc trưng đo đạc được trong các không gian nói trên. Vì các ô không gian (pixel) có diện tích lớn nên có nhiều hiện tượng thời tiết bị bỏ qua, chỉ quan tâm được những hiện tượng có cường độ mạnh nhất trong ô vuông đó. Thời gian để đổi thông tin (độ phân giải thời gian) thông thường là 20 đến 30 phút nên có những hiện tượng thời tiết qui mô nhỏ cũng không được phát hiện.

Các radar thời tiết được sản xuất sau này đều là loại đã số hoá và ảnh PHVT của chúng có độ phân giải cao. Trong các radar Doppler, các hiện tượng thời tiết còn được nhận biết nhờ các quan trắc về trường gió (hướng và tốc độ gió, độ rộng phổ tốc độ gió). Các radar phân cực thì cho biết thêm về trạng thái của hạt mây, mưa qua sự thay đổi của độ phân cực sóng phản hồi so với sóng phát. Hơn thế nữa, ngày nay người ta còn nghiên cứu kết hợp các hình ảnh do nhiều radar thu được với nhau và với các ảnh vệ tinh để có được một bức ảnh diện rộng, chứa nhiều thông tin phục vụ cho việc phân tích và dự báo thời tiết.

Các pixel không gian của các radar ngày nay ứng với các ô có kích thước nhỏ (500×500m, 250×250m,...) và độ phân giải thời gian chỉ vài phút nên các hiện tượng thời tiết được phát hiện đầy đủ và kịp thời, không có tình trạng bị bỏ qua kể cả những hiện tượng thời tiết có qui mô nhỏ (kích thước vài km, thời gian tồn tại vài phút). Thông tin được lưu giữ và có thể xem lại được “lịch sử” phát sinh và phát

triển của các quá trình qui mô nhỏ. Vì vậy độ chính xác của việc mô tả các hiện tượng thời tiết và những biến động của chúng đầy đủ hơn. Ảnh hiển thị cũng có màu sắc sinh động hơn. Tuy nhiên, nguyên lí nhận biết mây và các hiện tượng thời tiết qua ảnh PHVT của các radar đã số hoá cũng giống như loại không số hoá trước đây.

Nguyên lí nhận biết mây, mưa trong các radar thông dụng được dựa vào đặc điểm của phản hồi vô tuyến mà radar quan trắc được, đó là:

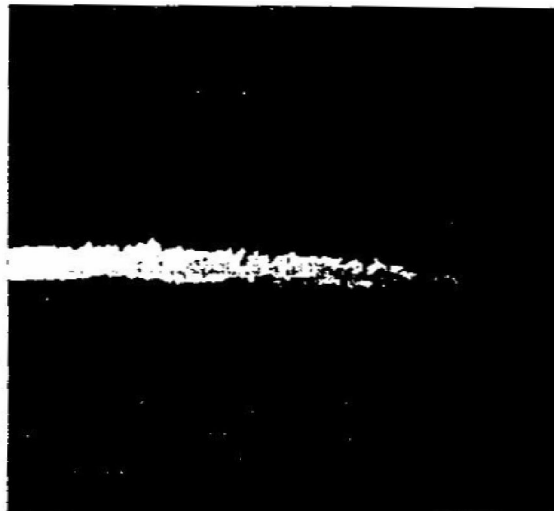
- Độ cao giới hạn trên và dưới,
- Cường độ phản hồi vô tuyến,
- Hình dạng và cấu trúc ảnh phản hồi trên màn hình (mặt cắt ngang PPI và mặt cắt thẳng đứng RHI),
- Vị trí của phản hồi so với radar.

Mỗi một hiện tượng thời tiết liên quan đến mây có một đặc điểm riêng. Các đặc điểm này thường phải tổng kết, đánh giá độ tin cậy trên cơ sở những số liệu quan trắc đối chứng của radar và của các trạm khí tượng mặt đất trong khu vực radar hoạt động. Vì vậy các hiện tượng thời tiết được nhận biết theo số liệu radar mang tính xác suất thống kê và có tính địa phương.

4.1.2. Nhận biết các loại mây

Khi ứng dụng vào thực tế, phần lớn các độ phản hồi vô tuyến nhỏ hơn 18 dBz được coi là không phải là mưa mà có thể là phản hồi từ hạt mây hoặc các hạt tán xạ nhỏ khác. Tuy nhiên, số liệu phản hồi có thể được dùng để xác định độ cao mây cũng như dạng mây. Dưới đây là đặc điểm của vùng PHVT của một số loại mây:

- *Phản hồi vô tuyến mây ti (Ci):*



Hình 4.1. Phản hồi vô tuyến mây Ci trên màn chỉ thị quét đứng RHI

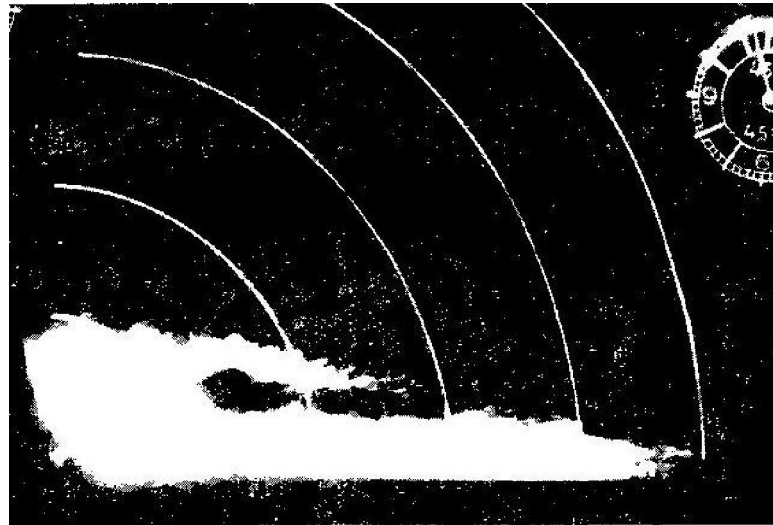
- + Trên mặt cắt thẳng đứng PHVT mây Ci thể hiện thành dải hẹp, độ cao > 6 km, ở khoảng cách gần;
- + Trên mặt cắt ngang rất ít khi bị phát hiện ;
- + Độ phản hồi rất nhỏ $\lg Z \leq -3,0$ (Z tính ra mm^6/m^3) hay $Z' \leq -30$ dBz;
- + Phản hồi mây Ci chỉ phát hiện được trong phạm vi 50 –70 km cách trạm radar.

Hình 4.1 là một ví dụ về hiển thị mây Ci thu được bởi radar không số hoá.

- Phản hồi vô tuyến mây trung (A):

- + Trên mặt cắt thẳng đứng (RHI) thể hiện thành dải rộng hơn của mây Ci, có độ cao giới hạn dưới (chân mây) trên 2 km. Khi có mưa thì độ cao chân mây kéo dài xuống mặt đất;
- + Trên mặt cắt ngang (PPI) chúng thể hiện thành màn, $\lg Z \leq 0$ và chiếm một diện tích rộng, và chỉ phát hiện được đến < 200 km;
- + Độ phản hồi tương đối đồng nhất theo các hướng.

Hình 4.2. là một ví dụ về hình ảnh hiển thị mây As cùng mây Ns thu được bằng radar không số hoá.



Hình 4.2. Ảnh mây Ns (phần dưới) và As (phần trên) trên màn chỉ thị quét đứng RHI

- Phản hồi vô tuyến mây thấp (S):

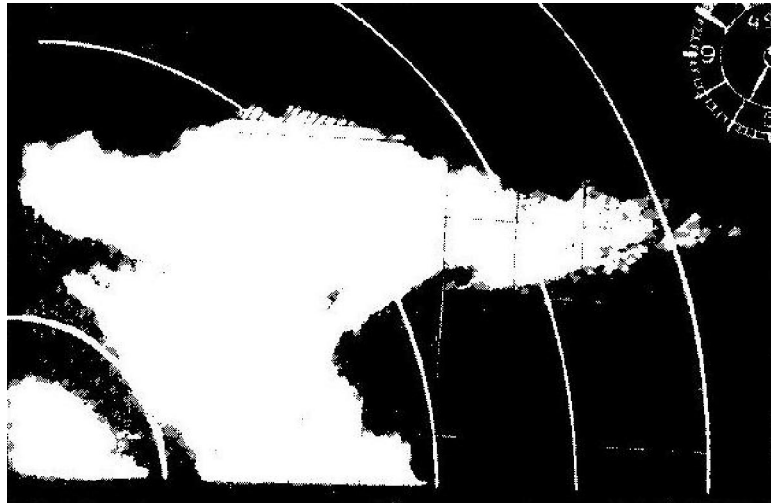
- + Trên màn hình quét thẳng đứng: PHVT thể hiện thành dải hẹp. Độ cao của vùng có độ PHVT cực đại $H_{\text{Max}} \leq 5$ km. Khi có mưa thì vùng phản hồi kéo dài xuống mặt đất. Khi không có mưa thì độ cao chân mây $H \leq 2$ km;
- + Độ phản hồi đồng nhất;

+ Trên màn hình ngang (PPI) vùng PHVT mây thể hiện thành màn rộng và chỉ phát hiện được ở $r \leq 120$ km. Giá trị độ phản hồi $\lg Z = -2 \div 2,5$, giới hạn giữa vùng có mây và không mây không rõ.

- *Phản hồi vô tuyến mây vũ tầng (Ns):*

Mây vũ tầng có mưa trên diện rộng và kéo dài, tồn tại lâu. Nếu đang mưa, trên màn hình thẳng đứng (RHI) chúng thể hiện thành dải có độ dày lớn kéo dài xuống mặt đất. Độ cao giới hạn trên của mây có khi vượt quá 9 km. Hình ảnh của nó trên màn chỉ thị quét đứng cũng tương tự như mây Ci nhưng dày hơn và có độ PHVT lớn hơn. Thêm vào đó, ở gần độ cao của mực 0°C nhiều khi tồn tại một dải sáng (tầng tan băng). Trên màn chỉ thị của các radar số hoá thì đó là dải màu ứng với độ PHVT lớn, còn trên mặt chỉ thị quét tròn (PPI) nó là một hình vành khuyên có độ phản hồi lớn. Sự xuất hiện dải sáng- nơi có độ phản hồi tăng đột ngột so với các mực xung quanh- là một đặc điểm quan trọng của PHVT mây vũ tầng.

- *Phản hồi vô tuyến mây tích (Cu, Cb):*



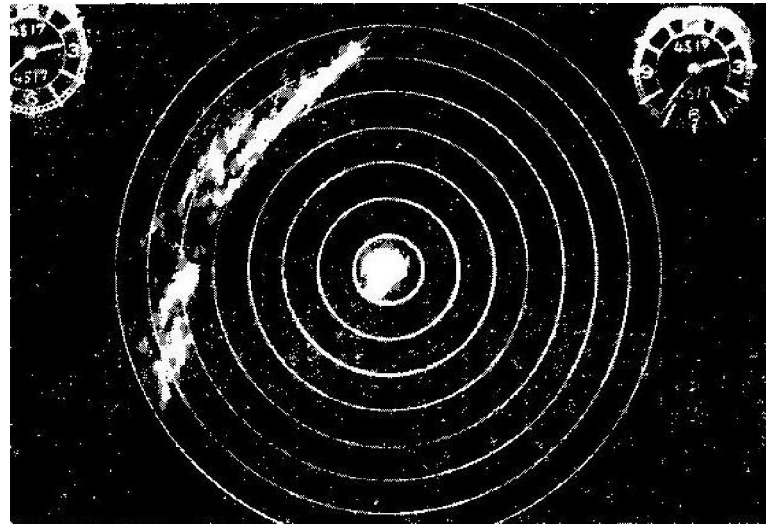
Hình 4.3. Ảnh mây Cb quét đứng

Trên màn hình RHI các đám mây phát triển thẳng đứng thể hiện khá rõ hình dạng của chúng. Độ cao giới hạn và hình dạng thay đổi phụ thuộc vào giai đoạn phát triển của mây. Ở giai đoạn mây vũ tích hoặc trước vũ tích độ cao đỉnh mây có thể 13-17 km. Ở giai đoạn mới hình thành với chiều cao mây từ 3 - 5 km, độ phản hồi không đồng nhất cả theo chiều cao và chiều rộng.

Hình 4.3. là một ví dụ về ảnh hiển thị RHI của mây vũ tích thu được bằng radar không số hoá.

Trên màn chỉ thị PPI các vùng phản hồi của mây đối lưu thể hiện thành từng đám nằm rải rác hoặc có một sự xấp đặt nhất định phụ thuộc vào hình thế thời tiết. Độ phản hồi vô tuyến Z' (tính ra dBz) thường > 0 và thay đổi tùy theo giai đoạn phát triển. Đặc điểm nổi bật của PHVT của mây tích là giới hạn giữa vùng có mây

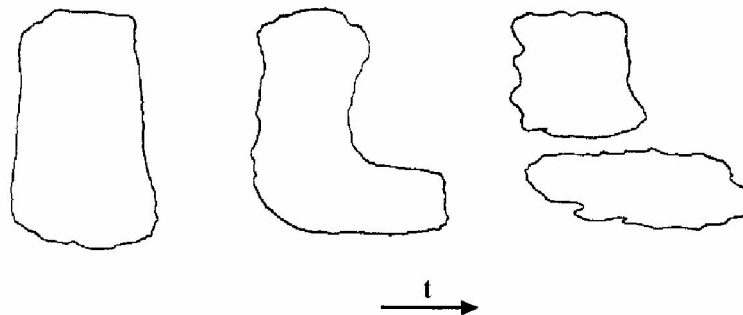
và không mây rất rõ. Ở tâm màn hình có một vùng sáng, đó là nhiễu do búp sóng phụ quét vào các vật gần nơi đặt radar.



Hình 4.4. ảnh mây Ac, Cb và Cc trên màn chỉ thị quét tròn

Hình 4.4. là một ví dụ về hình ảnh hiển thị mây trung tích (Ac), vũ tích (Cb) và ti tích (Cc) thu được bằng radar không số hoá trên màn chỉ thị quét tròn.

4.2. NHẬN BIẾT HIỆN TƯỢNG ĐỨT THẲNG ĐỨNG CỦA GIÓ QUA SỐ LIỆU CỦA RADAR KHÔNG DOPPLER



Hình 4.5. Minh hoạ hiện tượng đứ của gió theo phương thẳng đứng

Hiện tượng PHVT của mây trên màn chỉ thị RHI của radar thời tiết bất kì bị tách và “trôi” khỏi gốc là biểu hiện của hiện tượng có sự đứ thẳng đứng của gió trong khí quyển. Có thể quan sát sự di chuyển của đám phản hồi trên các độ cao khác nhau (sự thay đổi vị trí các đám trên màn hình PPI ở các góc cao khác nhau) theo thời gian để xác định chính xác sự thay đổi hướng và tốc độ của gió. Hình 4.5 minh hoạ hiện tượng này, đó là sơ đồ hình ảnh của cùng một đám mây quan sát

được vào ba thời điểm liên tiếp khác nhau. Riêng ở radar Doppler thì sự thay đổi hướng và tốc độ gió còn có thể xem trên các ảnh hiển thị tốc độ gió, thậm chí chỉ trên một hình, mà ta không xét ở đây.

4.3. NHẬN BIẾT CÁC HIỆN TƯỢNG THỜI TIẾT NGUY HIỂM LIÊN QUAN ĐẾN MÂY ĐỐI LƯU MẠNH (DÔNG, TỔ, LỐC, VÒI RỒNG)

4.3.1. Dấu hiệu chung của phản hồi vô tuyến mây đối lưu có khả năng gây ra các hiện tượng nguy hiểm

Các hiện tượng thời tiết nguy hiểm liên quan đến mây đối lưu mạnh (như dông, tố, lốc, vòi rồng ...) được nhận biết gián tiếp căn cứ vào các đặc điểm định tính và định lượng của PHVT mây quan trắc được trên màn hình như hình dáng và cấu trúc phản hồi, độ phản hồi, độ cao, tốc độ di chuyển...

Có thể liệt kê những dấu hiệu của phản hồi vô tuyến mây đối lưu có khả năng gây ra các hiện tượng nguy hiểm như sau:

- 1) Độ cao đỉnh phản hồi vô tuyến mây lớn khác thường: $H_{\max} > 15 \text{ km}$ (đỉnh PHVT mây xuyên thủng đối lưu hạn và vượt quá 3-4 km).
- 2) Ở độ cao 6-7 km, độ phản hồi cực đại vượt quá 48 dBz.
- 3) Đường biên của đám PHVT rất rõ, gradient thẳng đứng của độ PHVT lớn.
- 4) Phản hồi có hình móc hoặc vòng nhấn gắn vào đám phản hồi mẹ (đám phản hồi lớn).
- 5) Phản hồi di chuyển với tốc độ lớn trên 40 knots (trên 74 km/h).
- 6) Có một vùng không có phản hồi trong đám phản hồi (dry holes).
- 7) Tốc độ phát triển của đỉnh PHVT lớn hơn 600m/phút.
- 8) Có sự hội tụ của các đám phản hồi.
- 9) Một đám phản hồi phát triển mạnh trở nên rất lớn (Super Cell) và có thể gây ra lốc.

Các hiện tượng thời tiết nguy hiểm sẽ được nhận biết chính xác hơn nếu kết hợp các ảnh PHVT với các sản phẩm của radar Doppler như ảnh phân bố tốc độ gió xuyên tâm, độ rộng phổ...

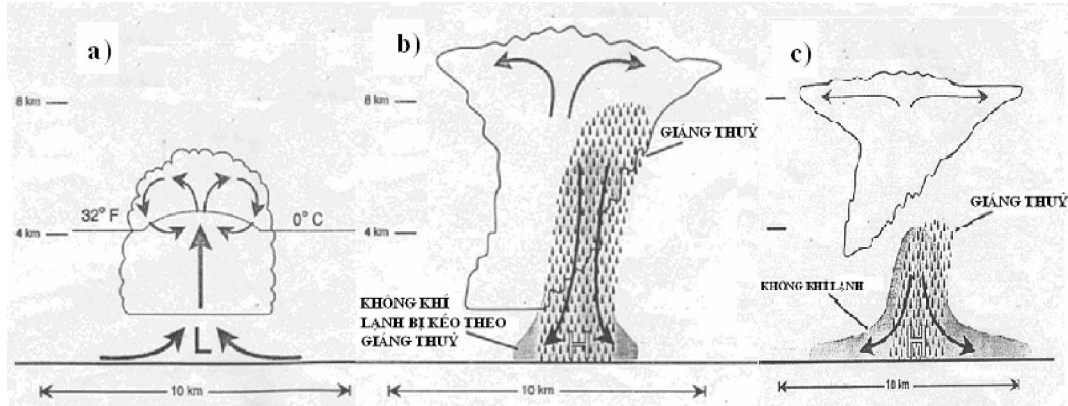
4.3.2. Nhận biết dông

Dông trong khí tượng được hiểu là hiện tượng phức hợp do mây đối lưu phát triển rất mạnh (mây dông) trong khí quyển gây ra. Nó thường kèm theo gió mạnh, mưa rào, sấm sét dữ dội, thậm chí cả mưa đá, vòi rồng (ở vùng vĩ độ cao có khi còn có cả tuyết rơi).

4.3.2.1. Cấu trúc cơ bản của một đám mây dông

Ổ mây dông được hình thành và xuất hiện trên một vùng khá rộng mà trên đó có các dòng chuyển động thẳng đứng tương đối mạnh của không khí. Thời gian tồn tại trung bình của một đám mây dông từ nửa giờ cho đến một giờ. Quá trình phát triển của hầu hết các cơn dông đều có thể chia làm 3 giai đoạn: giai đoạn hình thành mây Cu, giai đoạn trưởng thành (chín muồi) và giai đoạn tan rã.

- Giai đoạn hình thành mây Cu: Dòng thẳng vượt lên từ mặt đất cho đến vài ngàn feet. Hơi nước ngưng tụ, các hạt mây bắt đầu phát triển và lớn dần lên. Hạt mưa bắt đầu rơi xuống và dòng giáng phát triển. Tuy nhiên các hạt mưa này vẫn chưa rơi xuống tới mặt đất được mà chỉ ở trong mây (hình 4.6).



Hình 4.6. Các giai đoạn hình thành mây Cu (a), phát triển (b) và tan rã (c) của mây dông

- Giai đoạn trưởng thành: Các hạt mưa rơi xuống và dòng giáng tồn tại song song cùng với dòng thẳng. Dòng giáng mạnh nhất là ở phần dưới của mây, phát sinh một vùng phân kì và hình thành một vùng front cỡ nhỏ. Những ổ mây mới có thể được hình thành ở phía bên trên của dòng ra này. Mưa mạnh nhất là ở giai đoạn này và có thể xảy ra mưa đá.

- Giai đoạn tan rã: Các dòng giáng tản ra ở toàn bộ phía dưới của mây, làm cho nó yếu dần và tan rã. Chỉ xuất hiện mưa nhỏ và không kéo dài lâu.

4.3.2.2. Những cơn dông đối lưu đơn ổ hoặc đa ổ

- Những cơn dông đối lưu đơn ổ thường, bao gồm một ổ mây nhỏ, thời gian tồn tại ngắn.

- Những cơn dông đối lưu đơn ổ mạnh (siêu ổ) tồn tại lâu.

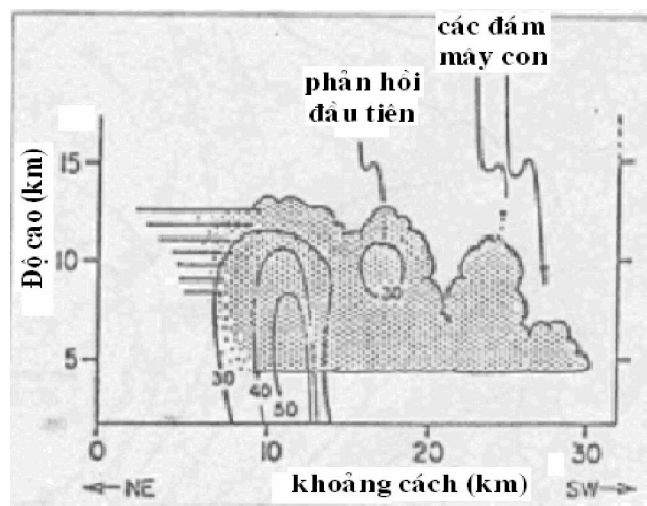
- Những cơn dông đối lưu đa ổ thường bao gồm những ổ mây thường hợp lại với nhau. Đây là những ổ mây hoạt động khá mạnh.

- Những cơn dông đối lưu đa ổ mạnh bao gồm những ổ mây thường và một vài siêu ổ hoặc tất cả là siêu ổ hợp lại với nhau (trường hợp toàn siêu ổ hiếm khi xảy ra).

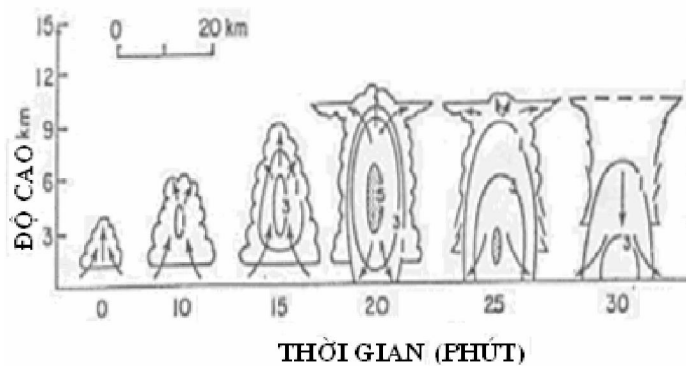
Các ổ mây dông đôi khi sắp xếp thành dải kết thành một màn mây gần như liên tục, rộng khoảng từ 10-50 km, dài vài trăm km dọc theo đường front lạnh, chuyển động ổn định theo hướng di chuyển của front. Đó là đường gió giật mà ta sẽ nói tới sau. Chúng có thể là các ổ mây thường hoặc một số ổ mây thường kết hợp với một vài siêu ổ hoặc tất cả đều là siêu ổ (trường hợp cuối này hiếm).

Những cơn dông đa ổ được đặc trưng bởi sự hình thành liên tiếp của những ổ mây Cu mới (hình 4.7). Những đám mây này hình thành sau những khối mây Cu chính một khoảng thời gian từ 10 đến 40 phút.

Hình 4.8 là diễn biến PHVT theo thời gian của một đám mây dông đơn ổ



Hình 4.7. Sơ đồ PHVT của một đám mây dông đa ổ (các số ghi trên các đường đẳng trị có đơn vị là dBz)



Hình 4.8. Sơ đồ diễn biến PHVT theo thời gian của một đám mây dông đơn ổ (các số ghi trên các đường đẳng trị có đơn vị là 10 dBz)

4.3.2.3. Các chỉ tiêu nhận biết dông

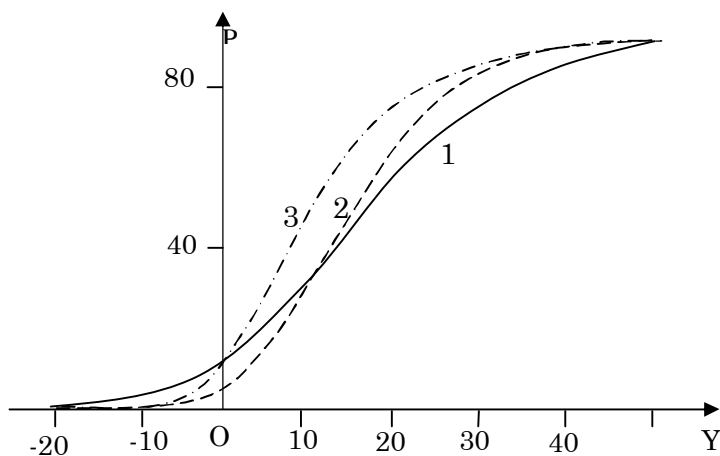
Đối với radar không Doppler người ta xây dựng các chỉ tiêu nhận biết đối với dông và các hiện tượng như mưa đá, tố, lốc qua các đặc trưng PHVT của mây.

- Chỉ tiêu độc lập: loại chỉ tiêu này chỉ sử dụng đặc trưng PHVT của mây do radar đo được, ví dụ độ cao của đỉnh PHVT, cường độ PHVT.

Nếu chỉ sử dụng một đặc trưng thì chỉ tiêu gọi là đơn trị. Ở vùng phía bắc Việt Nam, nếu đỉnh phản hồi vượt quá 16 km hoặc $\lg Z_3 \geq 3,0$ (Z_3 là độ phản hồi ở mực $H = H_0 + 2 \text{ km} \approx 7 \text{ km}$, trong đó H_0 là độ cao của mực 0°C) thì khả năng có dông sẽ vượt quá 80 % (theo số liệu của trạm radar Phù Liễn).

Các chỉ tiêu đơn trị thường có độ chính xác không cao. Ví dụ, nếu lấy độ cao của đỉnh PHVT mây làm chỉ tiêu nhận biết dông thì ở giai đoạn vũ tích (trưởng thành) mây có thể có cùng độ cao như ở giai đoạn sau dông, tức là khi mây đã chuyển sang giai đoạn tan rã.

Nếu chỉ tiêu được xây dựng sử dụng nhiều đại lượng do radar cung cấp, thì gọi là chỉ tiêu tổng hợp. Chẳng hạn như ở trạm radar Phù Liễn, các chuyên gia đã dùng cả H_m (độ cao đỉnh PHVT) và Z_3 để xây dựng sẵn đồ thị biểu diễn mối quan hệ giữa xác suất hình thành dông $P(\%)$ với đại lượng $Y = H_m \cdot \lg Z_3$ theo các số liệu lịch sử (hình 4.9). Sau đó, khi có một ảnh PHVT mới, ta tính đại lượng Y theo công thức trên và đối chiếu với đồ thị để tìm ra xác suất hình thành dông (từ giá trị Y trên trục hoành, chiếu song song với trục tung lên đồ thị rồi lại chiếu tiếp lên trục tung để tìm P). Chỉ tiêu này được thiết lập dựa trên nguyên tắc là khả năng gây dông của mây được quyết định bằng kích thước hạt mây và sự tồn tại các hạt nước ở dạng rắn. Mây càng cao (H_m lớn) thì số lượng hạt ở thể rắn càng nhiều, độ phản hồi càng lớn (Z_3 lớn) thì càng có nhiều hạt có kích thước lớn.



Hình 4.9. Xác suất xuất hiện dông theo $Y = H_m \cdot \lg Z_3$. Đường 1: $r < 100$ km; Đường 2: 100-200 km; Đường 3: 200-300 km

Một chỉ tiêu hiệu chỉnh tổng hợp khác, ngoài các đại lượng do radar cung cấp còn sử dụng cả các đại lượng quan trắc thám không (như độ cao tầng 0°C , độ cao đối lưu hạn...). Loại chỉ tiêu thông dụng nhất là:

Tính

$$Y = H_{-22} \lg Z_3 . \quad (4.1)$$

Nếu

$$Y \geq H_{-22} (\lg Z_3)_{\min} . \quad (4.2)$$

trong đó, H_{-22} là độ cao của mặt đẳng nhiệt -22°C đo được bằng bóng thám không trong ngày hôm đó. Vùng lấy các đặc trưng PHVT của mây phải ở trong khu vực mà số liệu thám không còn có ý nghĩa; $(\lg Z_3)_{\min}$ là giá trị $\lg Z$ nhỏ nhất trong mây quan trắc thấy trong khu vực mà vẫn có dông xảy ra (theo số liệu lịch sử).

Ngoài các chỉ tiêu định lượng còn sử dụng một số chỉ tiêu định tính như hình dáng PHVT mây trên màn hình: Ví dụ: phản hồi có hình móc câu, hình con sò thường sinh ra dông mạnh kèm theo tố, lốc.

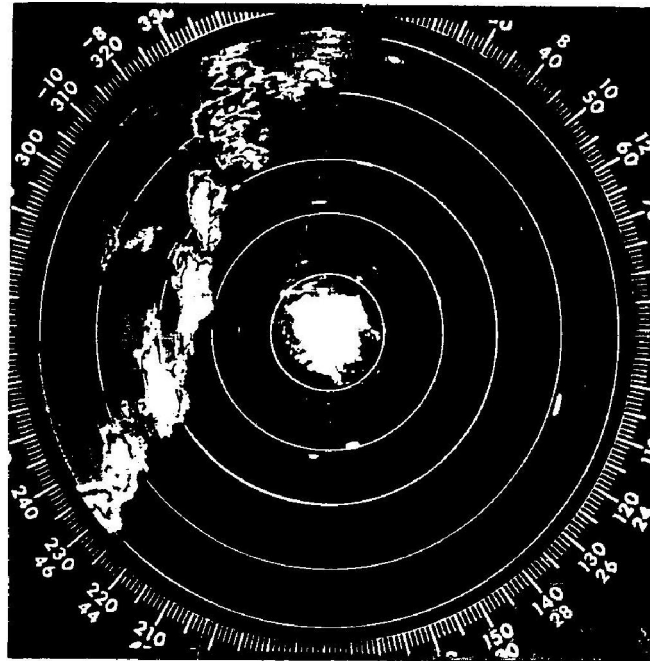
Các chỉ tiêu trên không cố định mà phụ thuộc vào đặc điểm địa lí vì vậy chúng mang tính chất địa phương.

Đối với radar Doppler, ngoài trường PHVT, người ta còn dựa vào các đặc trưng của trường gió. Muốn có được các chỉ tiêu nhận biết hiện tượng với độ tin cậy cao cần phải thiết lập công thức trong đó có chứa các đặc trưng lấy từ sản phẩm CMAX, CAPPI(V)... của radar Doppler, quan trắc thực nghiệm lấy số liệu đối chứng.

4.3.3. Nhận biết đường tố

Các đám mây đối lưu đôi khi sắp xếp thành dải kết thành một màn mây gần như liên tục, rộng khoảng từ 10-50 km, dài vài trăm km dọc theo đường front lạnh, chuyển động theo hướng ổn định hay gây nên gió giật. Dải này được gọi là đường gió giật hay đường tố. Tố là hiện tượng gió giật (tốc độ và hướng gió thay đổi đột ngột), nhiệt độ không khí giảm mạnh, độ ẩm tăng nhanh thường kèm theo sấm sét, mưa rào hoặc mưa đá. Đường tố di chuyển nhanh với tốc độ $> 15 \text{ km/h}$ có khi tới cấp 10. Đường tố hình thành do không khí lạnh di chuyển nhanh đã đẩy mạnh không khí nóng ẩm ở phía trước front lên cao, tạo ra các ổ mây đối lưu sâu (thường là mây Cb hình đe) dính liền vào nhau thành một dải. Gió ở sau front giật từng cơn và tốc độ trung bình phải đạt từ 8 m/s trở lên, lúc mạnh phải tăng lên ít nhất tới 11 m/s và duy trì trong thời gian ít nhất một phút.

Đường tố đôi khi cũng hình thành ở gần các vùng xoáy mạnh (chẳng hạn như bão), chuyển động ra xa khỏi xoáy về phía vùng quang mây trước nó. Các đường này do không khí lạnh phân kì ở bên trên vùng xoáy, bị giáng thủy kéo xuống gần mặt đất rồi chuyển động ra xa vùng xoáy, đẩy không khí nóng ẩm lên cao, tạo ra các đám mây đối lưu. Khi đã hình thành, đường tố thường di chuyển theo hướng gần như vuông góc với chính nó. Đôi khi nó còn tồn tại một thời gian dài mặc dù xoáy đã tan và không còn quan trắc thấy trên màn ảnh hiển thị của radar nữa. Thời gian tồn tại của mỗi đường có thể tới vài giờ, nhưng đường này tan thì có thể đường khác lại xuất hiện.



Hình 4.10. Phản hồi vô tuyến mây biểu hiện vị trí đường tố

Đường tố là một hiện tượng của gió mà radar Doppler thường quan trắc được: trên màn hiển thị PPI, nó thể hiện thành một dải gồm nhiều ổ đối lưu (hình 4.10) chuyển động theo hướng vuông góc với dải. Chuyển động của đường tố tương đối ổn định nên dễ dự báo.

Dựa vào các đặc trưng của trường gió ta cũng có thể nhận biết được đường tố: gió ở phía trước đường tố yếu hơn ở phía sau nó khá nhiều. Trong thực tế tốc độ gió ở phía sau đường tố nhanh hơn tốc độ di chuyển của đường. Tuy nhiên, khi đường tố nằm dọc theo đường bán kính quét của radar (tức chuyển động vuông góc với phương bán kính), ta sẽ khó phát hiện ra nó nếu chỉ dựa vào thông tin về gió Doppler.

Độ rộng phổ của tốc độ gió cũng là đặc trưng được sử dụng để xác định vị trí của đường tố bởi vì tại đó tốc độ gió thay đổi rất mạnh. Trên ảnh độ rộng phổ, ta có

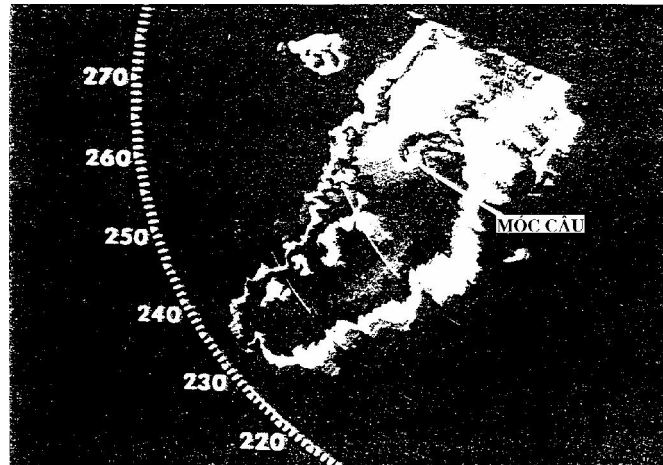
thể quan trắc được đường gió giạt ngay cả khi nó di chuyển vuông góc với phương bán kính.

Đường tố rất nguy hiểm đối với máy bay đang cất, hạ cánh. Khi đường tố đi qua điểm nào thì ở đó gió chuyển hướng và tốc độ tăng lên đáng kể. Nếu cảnh báo trước về đường tố cho các sân bay sẽ đảm bảo an toàn cho máy bay khi điều khiển nó cất hoặc hạ cánh. Radar DWSR – 93C đã có phần mềm xử lý để phát hiện và cảnh báo hiện tượng nguy hiểm này.

4.3.4. Nhận biết lốc và vòi rồng

Lốc là những xoáy giống như bão nhưng kích thước rất nhỏ, đường kính vùng xoáy mạnh nhất cỡ vài chục hoặc vài trăm mét. Lốc xoáy có trục thẳng đứng, cuốn không khí lên. Lốc rất khó dự báo. Nguyên nhân sinh gió lốc cũng tương tự như bão: trong những ngày hè nóng nực, mặt đất bị đốt nóng không đều nhau, một vùng nào đó hấp thụ nhiệt thuận lợi sẽ nóng hơn, tạo ra vùng khí áp giảm và tạo ra dòng thẳng; không khí lạnh hơn ở chung quanh tràn đến và bị lực Coriolis làm lệch hướng, tạo hiện tượng gió xoáy. Trên màn hình của radar, PHVT của vùng có lốc chỉ hiển thị được nếu có kèm theo giáng thủy hoặc bụi do nó cuốn lên. Tuy nhiên, vùng gió xoáy lên nhiều khi không có giáng thủy mà chỉ ở xung quanh đó mới có, do vậy, trên màn hình PPI ta sẽ thấy một vùng không có mây hoặc phản hồi yếu trong một đám phản hồi mạnh dạng tròn, giống như mắt bão. Song do kích thước nhỏ mà những dấu hiệu này rất khó nhận biết.

Nếu lốc rất mạnh (thường xảy ra trên vùng biển hoặc trên vùng có địa hình bằng phẳng, ít ma sát), nó có thể hút lên cao không chỉ bụi mà cả các vật nhẹ đôi khi cả những vật khá nặng (như lá cây, giấy, tấm tôn, cá ...), rồi “quăng” chúng ra xa khỏi vị trí ban đầu. Đó là hiện tượng vòi rồng. Trong những vòi rồng cực mạnh tốc độ gió cực đại có thể đạt tới 128 m/s. Vùng PHVT của lốc có vòi rồng thường thể hiện thành một chỗ lồi gắn vào đám mây mẹ rồi xoáy lại thành dạng móc câu, có khi khép kín lại thành một vòng nhẫn. Nhiều khi phải theo dõi liên tục các ảnh phản hồi ta mới thấy được hiện tượng này. Các đám phản hồi vô tuyến mây đối lưu có dạng đường sóng cũng có khả năng gây ra lốc.



Hình 4.11. Hiện thị PPI của xoáy mạnh dạng móc câu (theo Brandes, 1977)

Các PHVT dạng móc câu trên màn chỉ thị PPI (hình 4.11) là dấu hiệu radar đặc trưng thường thấy khi có vòi rồng. PHVT dạng móc câu được hình thành do sự chuyển động xoáy mạnh của mưa xung quanh các dòng thẳng trong xoáy vòi rồng. Vùng móc câu không phải là vùng xoáy mạnh thực sự, mà thực tế chỉ là vùng mưa xung quanh xoáy. Nó có kích thước nhỏ khoảng 10 nm và nhỏ hơn so với phần chính của xoáy. Ngay cả với dông cực mạnh, nó cũng không lớn hơn 15 nm. Móc câu có thể được xác định ở mực trung bình của xoáy, đôi khi vượt quá độ cao 10 km. Thường móc câu được tìm kiếm ở các mức góc cao nhỏ nhất của anten. PHVT dạng móc câu là tín hiệu khó nhận dạng vì kích thước tương đối nhỏ và thời gian tồn tại ngắn, hơn nữa, không phải tất cả các vòi rồng đều tạo ra ra PHVT dạng móc câu vì có thể bị mưa và bụi trùm lên hết cả vùng.

Những cảnh báo lốc của radar không Doppler dựa trên cường độ PHVT, độ cao đỉnh PHVT của xoáy và các hình dạng xoáy hay móc câu của PHVT. Radar Doppler có thêm sản phẩm gió và độ rộng phổ tốc độ gió giúp ích nhiều cho công việc này. Những vùng ở hai bên của tâm xoáy có gió thổi theo hai hướng ngược nhau. Dấu hiệu này được sử dụng trong thuật toán TVS (tornadic vortex signature) để phát hiện lốc. Trường độ rộng phổ lớn là yếu tố đặc trưng của xoáy lốc nguy hiểm. Những dấu hiệu khác nhau của lốc, vòi rồng và các xoáy nguy hiểm khác có thể nhanh chóng phát hiện ra bằng cách theo dõi liên tục các hiển thị của trường PHVT, gió Doppler và độ rộng phổ tại các độ cao khác nhau.

4.3.5. Nhận biết luồng giáng mạnh của không khí

Một trong những hiện tượng quan trọng về gió có thể xác định được bằng radar Doppler đó là luồng giáng (dowburst) của không khí. Từ khi hiện tượng này được TS. Ted Fujita (Đại học tổng hợp Chicago) phát hiện vào năm 1974, nó được nghiên cứu một cách rất chi tiết. Nhiều vụ tai nạn máy bay xảy ra do rơi vào vùng này.

Nếu luồng giáng có kích thước ngang nhỏ thì nó được gọi là luồng giáng vi mô (microburst), ngược lại là vĩ mô (macroburst).

Vậy luồng giáng vi mô của không khí là gì và nguyên nhân nào gây ra chúng? Theo Fujita: “luồng giáng vi mô của không khí là vùng dòng giáng với tốc độ lớn và phân kì khi xuống gần mặt đất, tàn phá trong vùng bán kính 4 km hoặc nhỏ hơn”. Mặt dù kích thước ngang của luồng giáng vi mô nhỏ song tốc độ giáng có thể đạt tới 75 m/s. Ngược lại, do kích thước lớn mà luồng giáng vĩ mô thường có tốc độ không lớn, do đó không nguy hiểm và ít được người ta quan tâm.

Tất cả các mây đối lưu được hình thành do các dòng không khí ẩm chuyển động đi lên, ngưng kết và tạo thành hạt mây. Khi các hạt nước trong mây đủ lớn, chúng rơi xuống thành mưa rào hoặc mưa dông. Do tính bảo toàn khối lượng của không khí mà dòng thăng bao giờ cũng có vùng dòng giáng đan xen. Trong nhiều đám mây, nhất là những mây dông mạnh, người ta quan trắc thấy những luồng giáng rất mạnh.

Có ba nguyên nhân chủ yếu gây nên luồng giáng: luồng giáng do mưa mạnh, luồng giáng do không khí lạnh đi vì quá trình bốc hơi của hạt mưa khi rơi vào vùng không khí chưa bão hoà và luồng giáng do không khí lạnh đi vì các hạt băng tan ra khi rơi vào vùng không khí ấm (khi đó, không khí lạnh, do nặng hơn, sẽ “chìm” xuống dưới, thêm vào đó nó lại bị cuốn xuống theo mưa, tạo nên luồng giáng).

Thực tế cho thấy nếu dòng giáng không thẳng đứng, tốc độ gió phân kì gần mặt đất sẽ không đều ở mọi phía. Tương tự như vậy, nếu cơn dông di chuyển ngang với một vận tốc nào đó thì gió toả ra ở gần mặt đất từ dòng giáng cũng không đều, gió ở một phía của dòng giáng sẽ mạnh hơn nhiều so với gió ở phía bên kia. Nếu cơn dông chuyển động rất nhanh thì ở phía trước dòng giáng, gió mặt đất có hướng trùng với hướng di chuyển của dông, còn ở phía sau không có gió hoặc chỉ có gió thổi ngược lại rất yếu. Giữa hai phía này hình thành một đường đứt gió. Đường đứt đó có độ đứt giữa hai phía đạt tới 10 m/s hoặc lớn hơn. Trên màn hiển thị của radar cần phân biệt giữa luồng giáng ẩm với luồng giáng khô. Khi luồng giáng mạnh có kèm theo một lượng mưa đáng kể, chuyển động ngang của các hạt mưa được xác định bởi gió ngang do luồng giáng tạo ra. Vì thế luồng giáng của không khí kèm theo mưa rất dễ phát hiện bởi các radar Doppler.

Cũng có nhiều trường hợp không mây mà ta vẫn quan trắc thấy luồng giáng vì trong lớp biên khí quyển còn có các hạt bụi hay côn trùng nhỏ cho ta PHVT đủ để phát hiện luồng giáng.

Radar Doppler có thể xác định tốc độ gió xuyên tâm của mục tiêu chuyển động trong vùng nó quan trắc. Không phụ thuộc vào vị trí của radar so với luồng giáng, radar phải quan trắc được gió đi vào gần radar và gió đi ra xa radar. Hiện nay radar Doppler DWSR – 93C đã có phần mềm xử lí tự động phát hiện và cảnh báo luồng giáng của không khí theo chỉ tiêu đã được định trước.

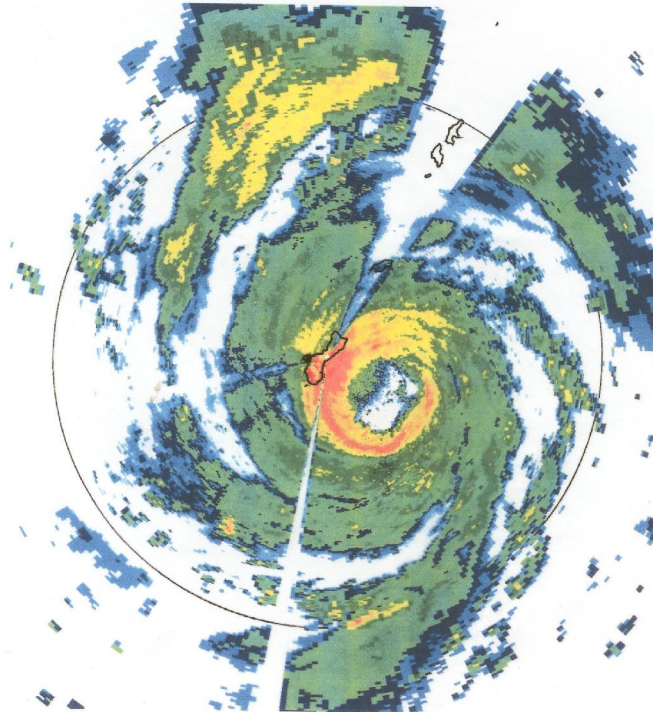
4.4. NHẬN BIẾT BÃO

Khi bão đổ bộ lên bờ, cường độ của nó sẽ bị giảm đi do bị cắt mất nguồn cung cấp ẩm và do ma sát bề mặt tăng lên. Thời tiết nguy hiểm như vòi rồng, đường gió giật, mưa đá... thường kèm theo với đổ bộ của bão. Do bão tồn tại lâu (vài ngày) và có quỹ đạo chuyển động có thể dự báo được nên bão thường được cảnh báo trước.

4.4.1. Cấu trúc của trường PHVT mây và mưa trong bão

Nhìn chung trường mây thể hiện trên màn hình radar của một cơn bão điển hình bao gồm 5 thành phần cơ bản sau đây:

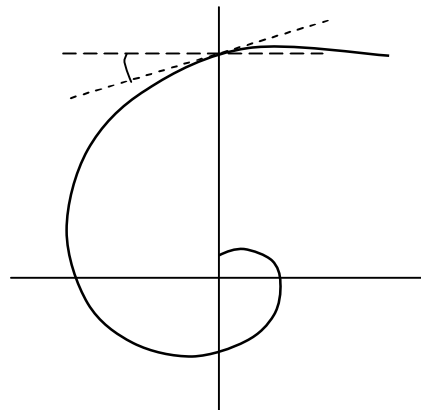
- Đường gió giật (đường tổ) trước bão,
- Các dải đối lưu bên ngoài,
- Các dải mây hình xoắn và lá chắn mưa,
- Tường mây mắt bão và mắt bão,
- Đuôi bão.



Hình 4.12. Trường PHVT của cơn bão do radar Doppler tại Guam quan trắc được (ảnh của Tom Yoshida, 2002)

Cụ thể cấu trúc thể hiện rõ như sau:

1) Đường gió giật trước bão



Hình 4.13. Xoắn loga và góc α

Quan trắc nhiều cơn bão các tác giả nhận thấy rằng một đến vài ngày trước khi bão đổ bộ vào đất liền, ở vào khoảng 300-700 km trước tâm bão xuất hiện một dải gồm các đám mây đối lưu mạnh, có độ phản hồi mạnh, độ cao đỉnh PHVT lớn, cho dông và mưa rào. Những dải này được gọi là đường gió giạt trước bão. Những đám mây này sắp xếp theo một dải hẹp, có thể dài đến hàng trăm km. Đường gió giạt độc lập có thể tồn tại vài giờ, sắp xếp vuông góc với hướng di chuyển của cơn bão và thường di chuyển theo hướng hầu như trùng với hướng di chuyển của tâm bão. Đây là một dấu hiệu tốt để có được những định hướng ban đầu về hướng di chuyển của bão. Khi bão đổi hướng thì vị trí của đường gió giạt cũng thay đổi. Độ dày, hình dáng của đường gió giạt không liên quan đến cường độ hay đặc điểm khác của cơn bão. Đường gió giạt chỉ tồn tại trên biển. Khi bão di chuyển thì nó cũng di chuyển theo, vào gần bờ thì tan đi và đường khác lại xuất hiện. Đường gió giạt không xuất hiện khi bão vào đất liền.

2) Vùng đối lưu bên ngoài

Vùng này gồm các đám mây đối lưu sắp xếp không theo một trật tự nhất định. Cũng có khi chúng sắp xếp thành các đường cong song không giúp ích gì cho việc xác định các đặc điểm của bão nói chung và tâm bão nói riêng.

3) Các dải mây hình xoắn và lá chắn mưa

Các dải mây hình xoắn gần các đám phản hồi của vùng mưa, phân bố theo một đường cong và hội tụ lại tâm bão. Senn và Hoser (1959) đã phát hiện ra rằng phản hồi của các dải mây phân bố theo đường xoắn loga và có thể xác định được bằng phương trình dạng:

$$r = Ae^{\theta \tan \alpha} \quad (4.3)$$

hoặc

$$\ln r = \ln A + \theta \tan \alpha \quad (4.4)$$

trong đó A là hằng số; r, θ là các tọa độ cực của một điểm ở trên đường cong mà ta xét quan hệ với tâm xoáy O; α là góc giữa tiếp tuyến của đường xoáy tại điểm có tọa độ r, θ và tiếp tuyến của đường tròn có tâm là tâm xoáy và bán kính là r, được gọi là góc thổi vào hay góc xuyên (hình 4.13).

Xen giữa các dải xoắn là vùng phản hồi không có hình dáng nhất định gọi là lá chắn mưa. Lá chắn mưa có mưa tương đối nhẹ hơn so với mưa trong các dải xoắn.

Ở bán cầu Bắc, các dải xoắn có chuyển động quay ngược chiều kim đồng hồ xung quanh tâm bão.

Bằng cách ngoại suy dải xoắn có thể ước lượng được vị trí tâm xoáy khá phù hợp với vị trí mà số liệu độc lập của vệ tinh hoặc synop phát hiện được.

4) Mất bão và tường mây mất bão (*Eye and eye wall*)

Trong một cơn bão mạnh mắt bão là vùng có dòng giáng, không có mây, không có mưa và như vậy là không có phản hồi vô tuyến mây. Tường mây mất bão có tiết diện ngang là một hình tròn hoặc elíp. Tiết diện này thấy rõ khi dùng mặt cắt ngang CAPPI. Nếu dùng mặt cắt PPI thì tiết diện nhìn thấy không hoàn toàn là tiết diện ngang mà là tiết diện ở góc nghiêng bằng góc cao của anten. Lưu ý rằng trong trường hợp mắt bão rộng thì giữa tiết diện ngang và tiết diện nghiêng có sự khác nhau đáng kể.

Mắt chỉ được kiến tạo khi tốc độ gió vượt quá 33 m/s. Trong các cơn bão yếu (thường gặp rất nhiều), mắt có thể chỉ được kiến tạo một phần. Vì vậy khi quan trắc ở CAPPI hoặc PPI chỉ có thể thấy một phần của tường mây dưới dạng một cung hoặc là một phần của vòng xoắn trong cùng. Muốn tìm vùng mất bão phải ngoại suy phần cuối của các dải xoắn bên trong. Ngay cả khi đã có mắt hoàn chỉnh nhưng bão còn ở xa thì cũng không “nhìn” được toàn bộ mắt mà chỉ có thể thấy được một phần nhỏ của một mắt bão hoàn chỉnh.

Mắt bão thường có xu thế thu nhỏ lại một vài giờ trước khi đến bờ biển và hoàn toàn bị mất đi sau khi bão vào đất liền.

5) Đuôi bão

Phía sau mắt bão các dải mây xoắn thường dẫn ra. Song hiện tượng này ít khi bị phát hiện vì rằng chúng thường ở cách xa radar. Việc kéo dài của các dải mây xoắn thường xảy ra ở phía bên phải quỹ đạo chuyển động của bão và thường thể hiện như là một đường gồm phản hồi của các đám mây đối lưu mạnh.

4.4.2. Quan hệ giữa đặc điểm phản hồi vô tuyến mây bão với cường độ bão

- Mắt bão hình tròn được coi là dấu hiệu của cơn bão mạnh. Mắt bão không có hình dáng rõ ràng là dấu hiệu của cơn bão yếu.
- Nói chung cơn bão càng mạnh thì càng có nhiều dải xoắn.
- Góc thổi vào α giảm thì cường độ tăng.
- Những cơn bão yếu với áp suất trung tâm khoảng 950 mb thì độ dày dải xoắn lớn.
- Tường mây mất bão có quan hệ không rõ ràng với cường độ bão. Tuy nhiên một xu thế được xác định là tường mây càng dày thì xoáy càng yếu. Tường mây càng cao thì bão càng mạnh.

Một số tác giả đã cố gắng tìm công thức tính cường độ bão theo các đặc điểm phản hồi quan trắc được. Những yếu tố chính để thành lập công thức tính cường độ bão là: Đường kính mắt bão, độ cao tường mây mất bão, độ rộng của tường mây mất bão, góc thổi vào nhỏ nhất của dải xoắn.

Zhou Ducheng (1981) đã đưa ra công thức tính cường độ bão dựa trên những yếu tố đã nói trên khi mắt bão xuất hiện trên màn hình:

$$Y = 31,6613 - 0,1501X_1 + 1,4710X_2 + 0,1033X_3 - 0,3375X_4, \quad (4.5)$$

trong đó:

- Y- cường độ bão tính bằng tốc độ gió cực đại (m/s),
- X_1 - đường kính của vùng mắt bão (km),
- X_2 - độ cao của tường mây (km),
- X_3 - độ rộng của tường mây (km),
- X_4 - góc thổi vào nhỏ nhất (tính bằng độ) của dải xoắn mưa.

Khi mắt bão không xuất hiện trên màn hình thì công thức trên sẽ được viết như sau:

$$Y = 73,3686 - 0,3904X_{1t} + 0,0630X_{2t}, \quad (4.6)$$

trong đó:

- Y- cường độ bão tính bằng tốc độ gió cực đại (m/s),
- X_1 - góc thổi vào (tính bằng độ) của dải xoắn mưa,
- X_2 - độ rộng của dải xoắn (km).

Theo tác giả thì phương trình trên có thể sử dụng khi tâm bão ở trên biển và trong phạm vi 350 km cách radar. Sai số tuyệt đối trung bình tính theo số liệu lịch sử thời kì 1967-1980 và số liệu nghiệp vụ từ 1981 là khoảng 3 m/s.

4.4.3. Trường gió bão quan trắc được trên chỉ thị PPI và chỉ thị CAPPI của radar Doppler DWSR

Khi quan trắc bão trên chỉ thị PPI nếu ta dùng biến Z thì sẽ có được cấu trúc phản hồi vô tuyến mây bão như đã trình bày ở trên. Nếu ta dùng biến là V thì sẽ được cấu trúc trường gió Doppler (còn gọi là gió xuyên tâm) trong bão. Đây là trường gió quan trắc ở một góc cao nhất định nên gió ở các khoảng cách tới radar khác nhau sẽ ở những độ cao khác nhau. Đối với radar Doppler DWSR-2500C, nếu không phát hiện được đường số 0 thì có thể sử dụng lệnh *unfond off* để dò tìm. Trường hợp muốn khảo sát sự thay đổi gió theo độ cao ở tầng thấp trong cơn bão thì dùng VAD dạng bảng hoặc dạng đồ thị.

Để mô tả kỹ trường gió Doppler nói chung và trong cơn bão nói riêng người ta thường dùng chỉ thị CAPPI với biến V. Khác với chỉ thị PPI, chỉ thị này cho biết trường gió trên một độ cao xác định rất cần thiết cho việc phân tích gió bão, cảnh báo mức độ nguy hiểm và đưa ra biện pháp phòng ngừa. Việc xác định vị trí tâm bão theo chỉ thị này rất khó khăn nếu như không dùng thuật toán đặc biệt xây dựng các phần mềm ứng dụng. Trong trường hợp không có phần mềm chuyên dụng để tìm tâm bão thì nên dùng chỉ thị PPI(Z) hoặc CAPPI(Z) để xác định vị trí của nó. Nó là tâm hình học của vùng mắt bão hoặc điểm hội tụ của các dải xoắn.

Nếu có hai hay nhiều radar thời tiết cùng quan trắc được mắt bão và cùng xác định được vị trí tâm mắt bão thì ưu tiên lấy số liệu của radar cách tâm bão gần nhất. Nếu cả hai radar cùng phát hiện được mắt bão và cách tâm mắt bão cùng một khoảng cách thì ưu tiên lấy số liệu vị trí tâm mắt bão của radar nào mà quãng đường truyền sóng từ mắt bão đến radar ít bị các đám phản hồi che khuất (năng lượng phản hồi ít bị suy yếu hơn).

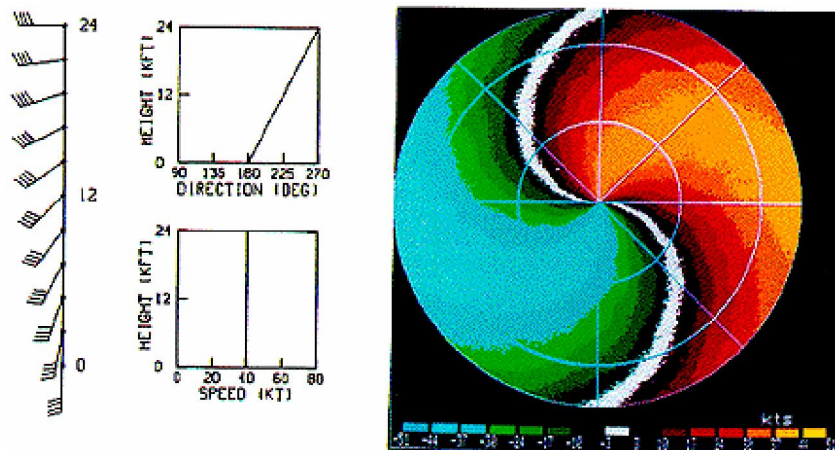
Chương 5

PHÂN TÍCH ẢNH HIỂN THỊ RADAR

PHÂN TÍCH ẢNH MÔ PHÒNG HIỂN THỊ TỐC ĐỘ GIÓ DOPPLER

Các ảnh trình bày trong mục này đều do Brown và Wood lập trình và vẽ trên máy tính [14]. Ở hầu hết các ảnh trường gió đều được giả định đồng nhất trên các mặt ngang nhưng có thể đổi hướng và tốc độ theo độ cao theo các qui luật đơn giản, trừ các ảnh về gió bề mặt (gió gần mặt đất) có thể có sự bất đồng nhất ngang.

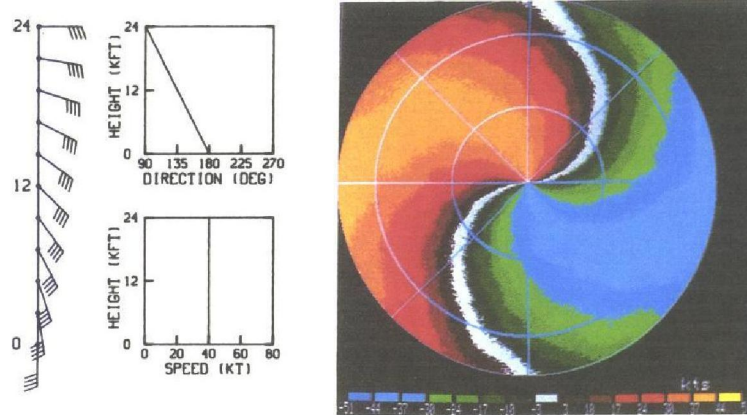
ảnh số 1:



Radar nằm ở tâm ảnh. Đường số 0 là vạch màu trắng hình chữ S. Anten của radar được giả định có một góc cao (góc nâng) nào đó để ra đến vòng tròn ngoài cùng, độ cao của tia sóng đạt 24 kft. Dựa vào màu hiển thị và thang màu trên hình ta biết ở phần phía tây của đường số 0, gió có tốc độ âm, tức vận tốc gió có thành phần xuyên tâm hướng về phía radar, còn ở phần phía đông thì ngược lại, gió có tốc độ dương, tức gió có thành phần xuyên tâm hướng ra xa radar. Theo qui tắc xác định hướng và tốc độ gió trên ảnh hiển thị Doppler, ta thu được các profiles của hướng và tốc độ gió như các sơ đồ ở phần bên trái của hình. Cụ thể: gió có tốc độ không đổi, bằng 40 kt ở mọi độ cao, còn hướng thì thay đổi tuyến tính từ 180^0 (gió

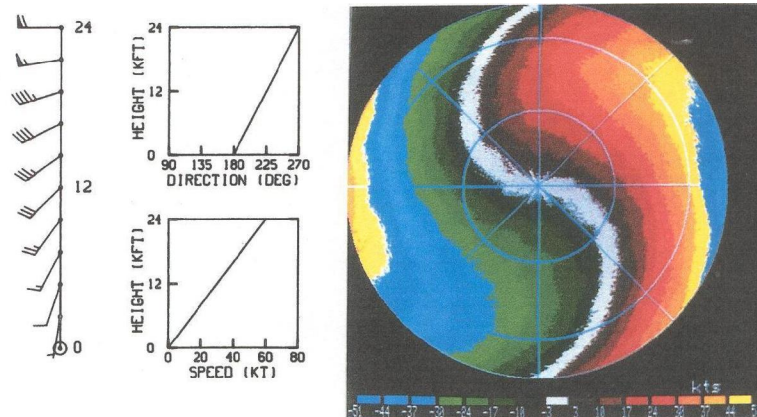
nam) ở dưới đất (tâm hình) lên đến 270^0 (gió tây) ở độ cao 24 kft (vòng tròn ngoài cùng).

ảnh số 2:



Dạng đường số 0 và phân bố màu ở ảnh này đều ngược với ảnh trước, còn các điều kiện khác vẫn như cũ, dẫn đến sự khác biệt giữa profile hướng gió ở ảnh này so với ảnh trước: ở đây hướng gió thay đổi tuyến tính từ 180^0 (gió nam) ở dưới đất (tâm hình) đến 90^0 (gió đông) ở độ cao 24 kft (vòng tròn ngoài cùng).

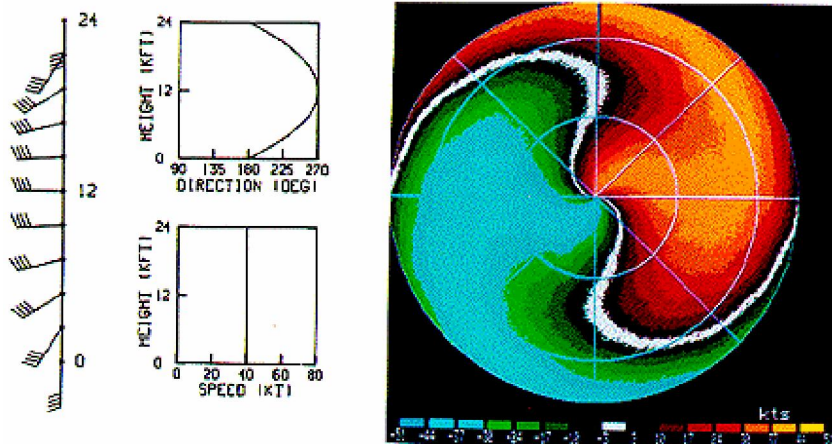
ảnh số 3:



Ảnh này có đường số 0 đồng dạng với đường ở ảnh trước nhưng sự phân bố màu thì khác. Radar ở tâm ảnh. Anten của radar được giả định có một góc cao (góc nâng) nào đó để ra đến vòng tròn ngoài cùng, độ cao của tia sóng đạt 24 kft. Ở rìa phía đông và tây của ảnh có hai vùng màu thể hiện tốc độ ảo do tốc độ đã vượt ra ngoài khoảng tốc độ Nyquist ± 50 kt, cần được hiệu chỉnh. Sau khi hiệu chỉnh, profiles của hướng và tốc độ gió được thể hiện trên các sơ đồ ở phần bên trái của hình. Ta

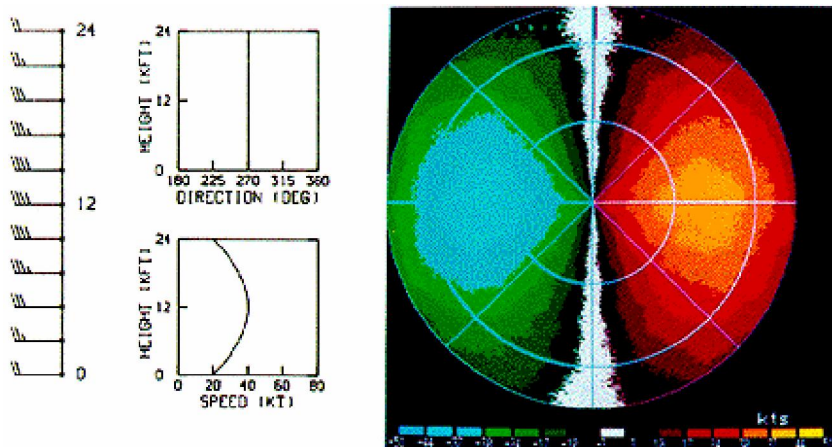
thấy gió có tốc độ tăng tuyến tính từ 0 ở mặt đất đến 60 kt độ cao 24 kft, còn hướng cũng thay đổi tuyến tính từ 180^0 (gió nam) ở dưới đất (tâm hình) lên đến 270^0 (gió tây) ở độ cao 24 kft (vòng tròn ngoài cùng).

ảnh số 4:



Ảnh này cho thấy đường số 0 có dạng phức tạp hơn: ở trong vòng tròn nhỏ nhất, nó có dạng chữ S, nhưng ra phía ngoài, dạng cong ngược lại. Radar ở tâm hình. Các profiles của hướng và tốc độ gió như các sơ đồ ở phần bên trái của hình. Cụ thể: tốc độ gió cũng không đổi, bằng 40 kt ở mọi độ cao, còn hướng gió thì thay đổi dần từ 180^0 (gió nam) ở dưới đất (tâm hình) lên đến 270^0 (gió tây) ở độ cao trung bình (12 kft), rồi lại giảm dần về 180^0 (gió nam) ở độ cao 24 kft.

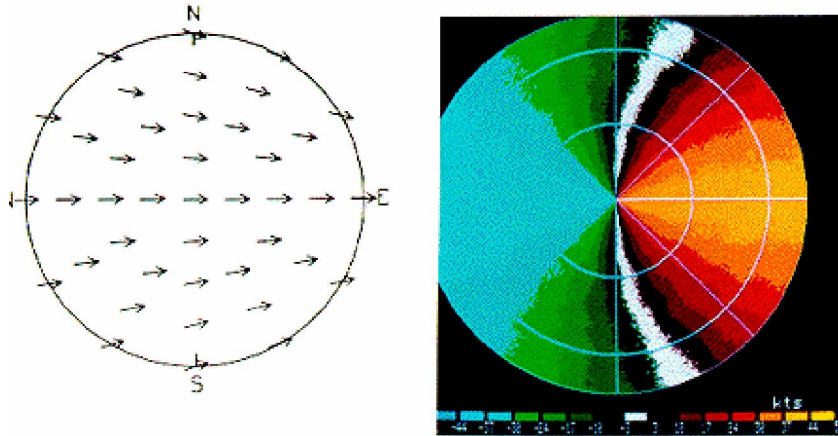
ảnh số 5:



Đường số 0 ở đây có dạng thẳng theo hướng bắc-nam. Radar ở tâm hình. Các profiles của hướng và tốc độ gió như các sơ đồ ở phần bên trái của hình. Hướng gió không đổi, luôn bằng 270^0 (gió tây) ở mọi độ cao, còn tốc độ gió thì thay đổi dần từ

20 kt ở mức 0 (tâm hình) lên đến 40 kt ở độ cao 12 kft, rồi lại giảm dần về 20 kt ở độ cao 24 kft.

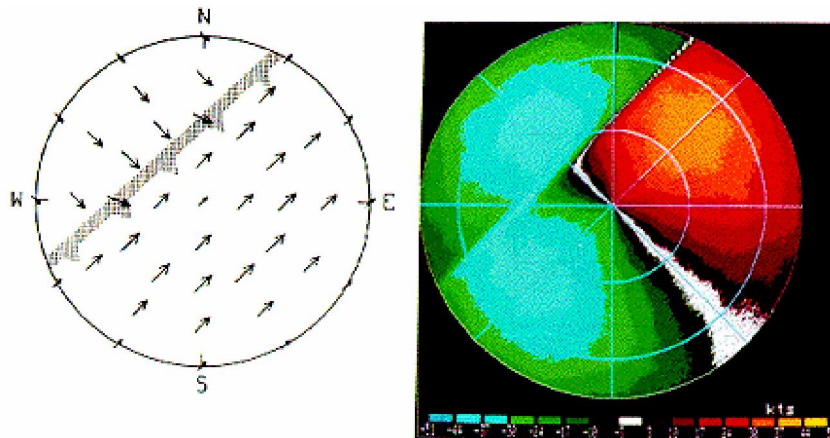
ảnh số 6:



Đường số 0 ở đây có dạng cong hình chữ C. Góc nâng của anten được giả định bằng 0 nên ra đến vòng ngoài cùng, độ cao búp sóng vẫn nhỏ và gió coi như là ở gần bề mặt. Sự phân bố của vận tốc gió như sơ đồ ở phần bên trái của hình. Cụ thể: tốc độ gió giữa các điểm không thay đổi nhưng hướng thì thay đổi rõ rệt, hội tụ về một điểm ở phía đông của radar.

Nếu dạng đường số 0 cong ngược lại (hình chữ C ngược) thì thay cho trường vận tốc hội tụ, ta sẽ có một trường vận tốc phân kì từ một điểm ở phía tây của radar.

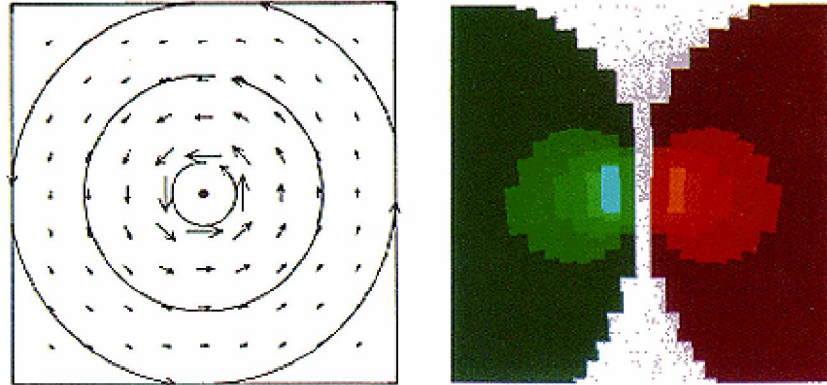
ảnh số 7:



Đường số 0 ở đây có dạng góc vuông. Góc nâng của anten được giả định bằng 0. Sự phân bố của vận tốc gió như sơ đồ ở phần bên trái của hình. Cụ thể: tốc độ gió giữa các điểm có thay đổi chút ít nhưng hướng thì thay đổi rõ rệt: vùng tây-bắc có gió tây-bắc, còn vùng đông-nam lại có gió tây-nam. Như vậy giữa hai vùng phải có

một front đang di chuyển theo hướng từ tây-bắc xuống đông-nam về phía radar và phải là front lạnh vì không khí ở phía bắc thường lạnh hơn phía nam.

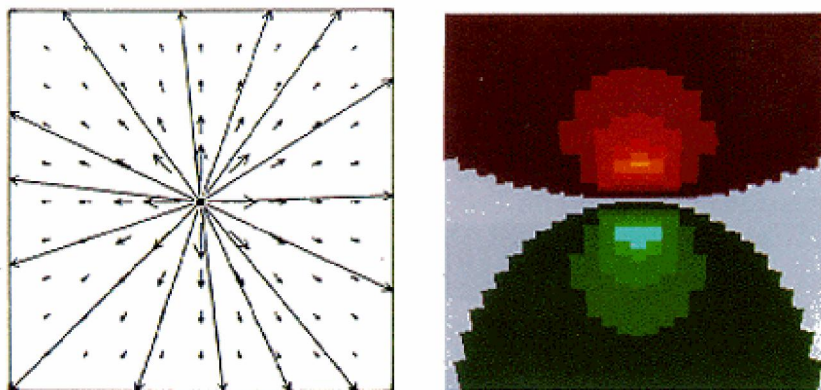
ảnh số 8:



Đường số 0 ở đây có dạng thẳng theo hướng bắc-nam. Góc nâng của anten cũng được giả định bằng 0. Khuôn ảnh là một hình vuông ứng với khu vực nghiên cứu giả định kích thước 27×27 nm. Radar cách tâm khu vực nghiên cứu giả định 60 nm về phía nam. Góc nâng của anten cũng được giả định bằng 0. Sự phân bố của vận tốc gió (sơ đồ ở phần bên trái của hình) cho thấy đây tương tự như một xoáy thuận qui mô vừa thường liên quan với mây dông mạnh. Tốc độ gió cực đại bằng 40 knots ở vòng tròn bán kính 2,5 nm và giảm dần tới 0 ở các điểm xa tâm xoáy nhất trong ảnh (bốn góc của ảnh).

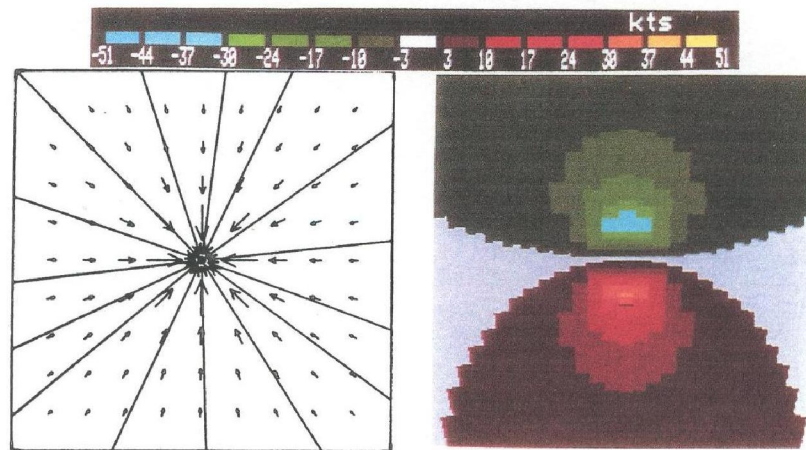
Nếu ảnh này xoay đi 180° hoặc đổi màu giữa nửa phía trái với nửa phải, ta sẽ có một vùng xoáy nghịch với sơ đồ phân bố vận tốc cũng tương tự như trên nhưng phải đảo lại chiều của các mũi tên.

ảnh số 9:



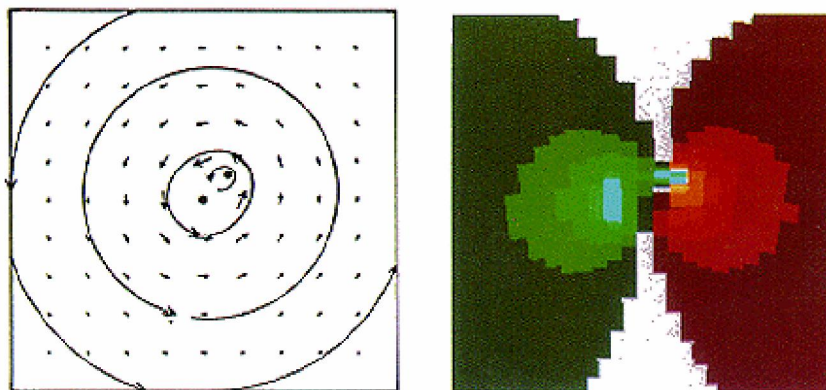
Các điều kiện giả định vẫn như ở ảnh trước. Ảnh này cũng tương tự như ảnh trước nhưng xoay đi một góc 90° theo chiều ngược kim đồng hồ. Mọi giả định cũng giống như ở ảnh trước (góc nâng của anten bằng 0, radar ở cách tâm khu vực nghiên cứu giả định 60 nm về phía nam...). Sơ đồ phân bố vận tốc cho thấy đây là một vùng gió phân kì với tâm ở giữa khu vực.

ảnh số 10:



Các điều kiện giả định vẫn như ở ảnh trước. Ảnh này cũng tương tự như ảnh số 8 nhưng xoay đi một góc 90° theo chiều kim đồng hồ. Sơ đồ phân bố vận tốc cũng tương tự như trên nhưng phải đảo lại chiều của các mũi tên. Ta thấy đây là một vùng hội tụ và tốc độ gió tăng dần khi vào gần tâm hội tụ.

ảnh số 11:



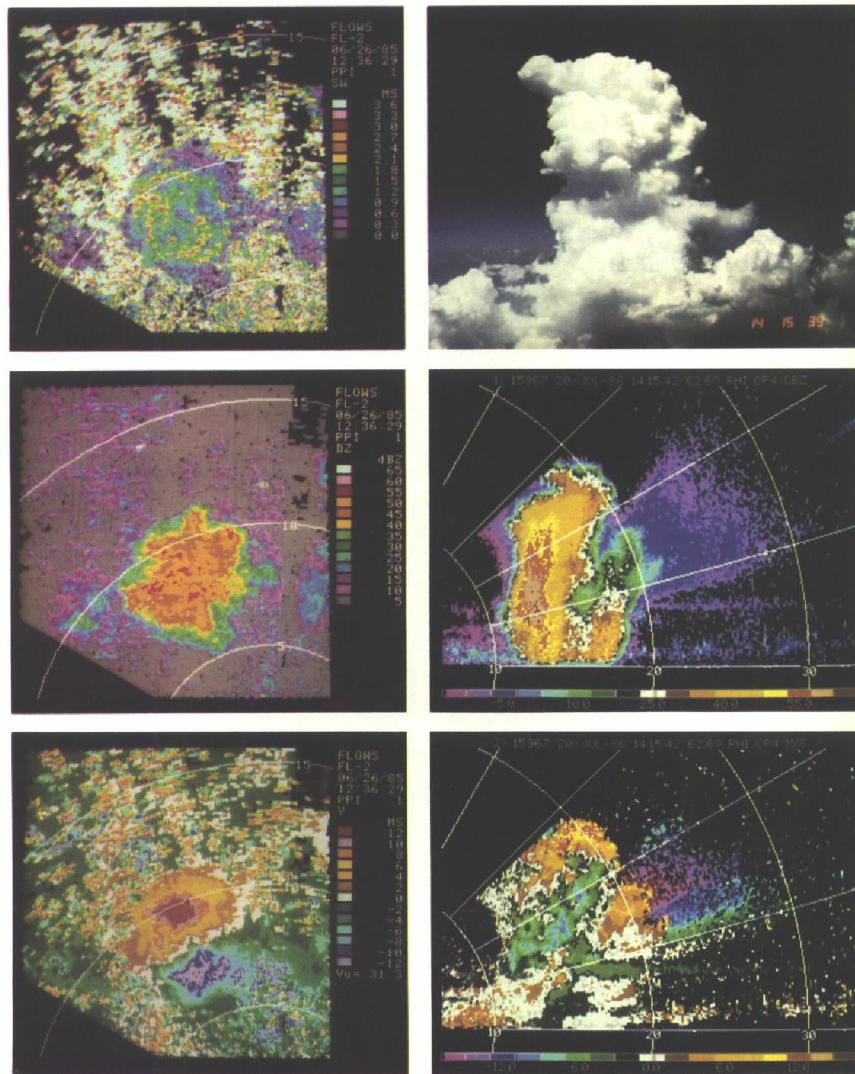
Ảnh này tương tự như ảnh số 8 nhưng ở gần tâm không còn thấy rõ đường số 0 và có một vùng nhỏ ở đó thể hiện tốc độ ảo (vài pixel màu xanh ứng với tốc độ âm lớn lọt vào giữa vùng màu đỏ ứng với tốc độ dương lớn), chứng tỏ ở đây tốc độ đã

vượt quá giới hạn $v_{\max}$ (ứng với mũi tên cong trên sơ đồ phân bố vận tốc). Đây tương tự như ảnh hiển thị của một xoáy thuận có kèm theo vòi rồng.

GIỚI THIỆU CÁC SẢN PHẨM CỦA RADAR DOPPLER

Các ảnh trình bày trong mục này và các mục tiếp theo liên quan đến thời tiết trên vùng đảo Guam đều do Tom Yoshida [6] cung cấp, các ảnh liên quan đến Việt Nam do Tạ Văn Đa đều do thu thập, còn các ảnh khác được lấy từ nhiều nguồn khác nhau.

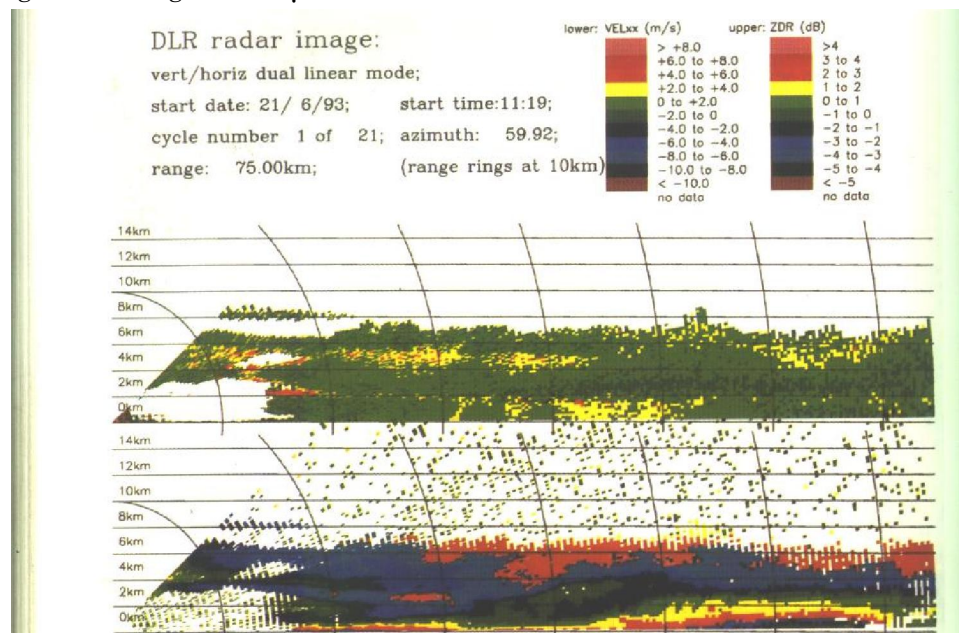
ảnh số 12:



Ảnh gồm một số sản phẩm của radar Doppler (Christopher G. Collier, 1996). Bên trái, từ trên xuống: độ rộng phổ gió, độ PHVT và tốc độ gió Doppler của một đám mây dông ở gần Memphis, Tennessee (Hoa Kỳ) hiển thị trên màn chỉ thị quét tròn (PPI), thu được vào ngày 26 tháng 6 năm 1985 lúc 12:36:29Z khi có luồng giáng mạnh ở Hickory Ridge; bên phải, từ trên xuống: ảnh chụp (bằng máy ảnh) một đám mây dông ở gần Huntsville, Alabama (Hoa Kỳ), độ PHVT và tốc độ gió Doppler của nó hiển thị trên màn chỉ thị quét đứng (RHI), thu được vào ngày 20 tháng 7 năm 1986 lúc 14:15:42Z khi có luồng giáng mạnh ở Monrovia. Từ ảnh độ rộng phổ gió Doppler ta thấy ở trung tâm luồng giáng, độ rộng phổ không lớn bằng vùng ngoại vi, chứng tỏ tốc độ gió ở vùng ngoại vi có biến động mạnh hơn. Trên ảnh gió Doppler tương ứng thể hiện rõ đường số 0 đi qua tâm luồng giáng, phân cách hai vùng tốc độ dương và âm.

Ảnh số 13:

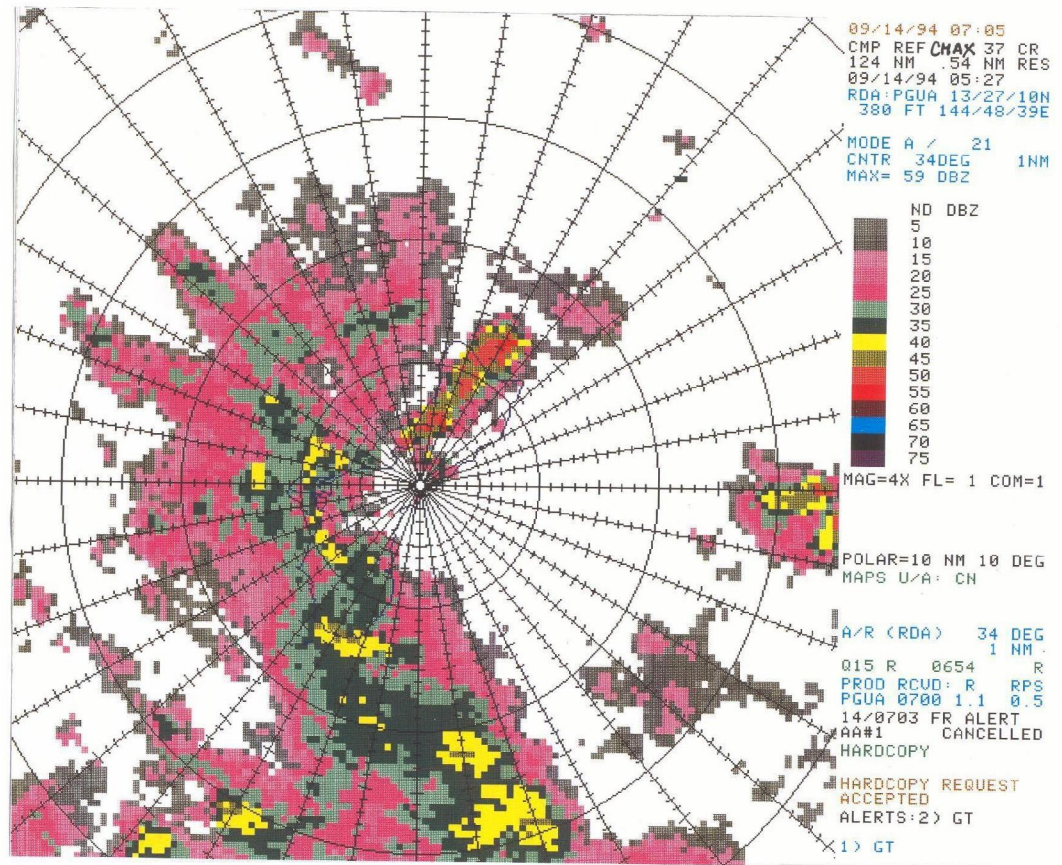
Hai ảnh hiển thị cao-xa về độ PHVT và gió Doppler của mây Ns do radar Doppler phân cực ở gần Munich, CHLB Đức (Christopher G. Collier, 1996) thu được vào ngày 21/6/1993, bắt đầu quét khối lúc 11:19Z. Radar nằm ở góc màn hình của mỗi ảnh. Nửa trên của hình là ảnh độ PHVT đối với sóng đã phân cực của radar (còn gọi là độ phản hồi vi phân-differential reflectivity). Lưu ý rằng độ phản hồi của sóng đã phân cực thường nhỏ hơn độ phản hồi của sóng chưa phân cực nên trên thang màu không có các độ PHVT lớn.



Ở độ cao khoảng 5 km thấy rõ một dải sáng (dải màu vàng lẫn đỏ nằm ngang), chứng tỏ đây là tầng tan băng và mực 0°C nằm cao hơn dải này một chút. Từ khoảng cách 15 km trở lên, vùng phản hồi chạm đất, chứng tỏ đang có mưa ở đó. Từ

khoảng cách 40 đến 50 km kể từ radar, dải sáng lại nằm dưới thấp, đó là do ở khu vực này có dòng giáng và có mưa tuyết ở trên cao, xuống đến gần mặt đất các hạt tuyết mới bắt đầu tan chảy lớp vỏ ngoài làm tăng độ PHVT. Nửa dưới của hình là ảnh gió Doppler trong cùng đám mây. Trên ảnh này ta thấy tại khoảng cách 30 km kể từ radar ở gần đỉnh mây có sự phân kì, còn ở sát mặt đất lại có sự hội tụ của gió, chứng tỏ ở đây có dòng thăng. Nói chung tốc độ gió ở mọi điểm đều không lớn và được phân lớp khá rõ rệt.

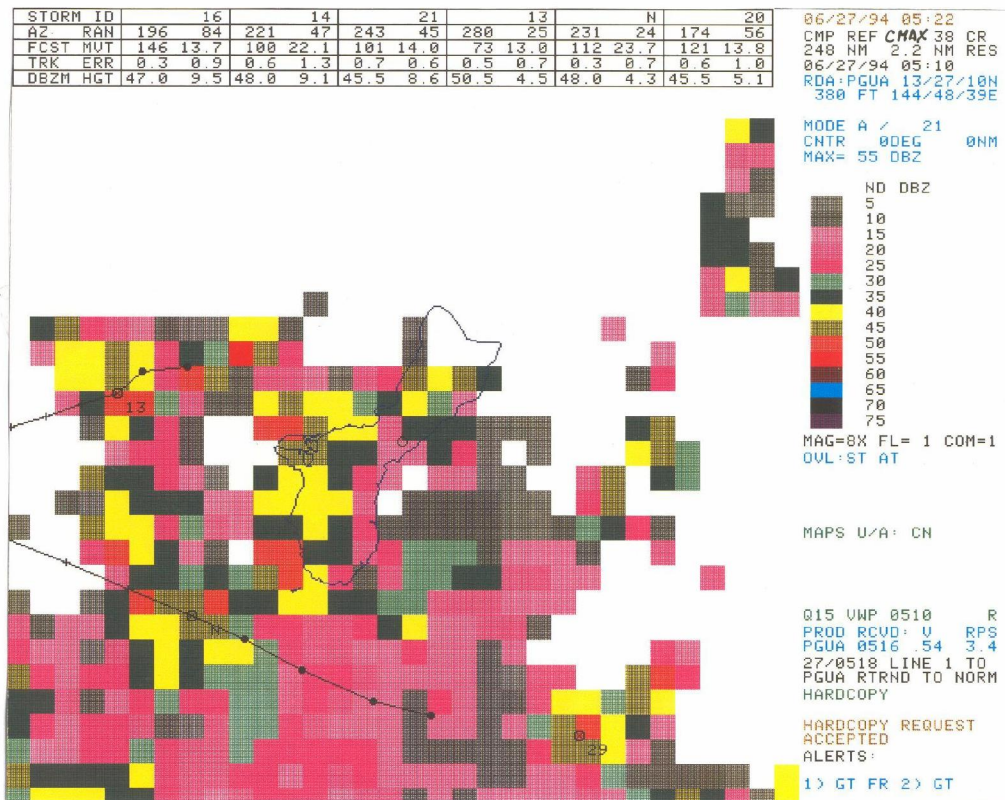
Ảnh số 14:



Hiện thị độ PHVT cực đại CMAX (Z) trên toạ độ cực của radar đặt trên đảo Guam (radar nằm ở tâm hình). Thời điểm bắt đầu quét khối 05: 27Z ngày 14/09/1994. Các thông số của radar ghi trên hình: bán kính quan trắc đúng cực đại 124 nm và độ phân giải 0,54 nm; Độ cao của anten so với mặt biển 300 ft, toạ độ địa lí của radar (13°27'10"N; 144°48'39"E). Các đường tròn cách nhau 10 nm, còn các tia bán kính lệch nhau một góc bằng 10°. Mỗi ô (pixxel) có một màu duy nhất tương ứng với độ PHVT cực đại trong cột khí quyển phía trên nó. Độ PHVT cực đại tuyệt đối quan trắc được bằng 59 dBz nằm ở hướng 30° so với radar.

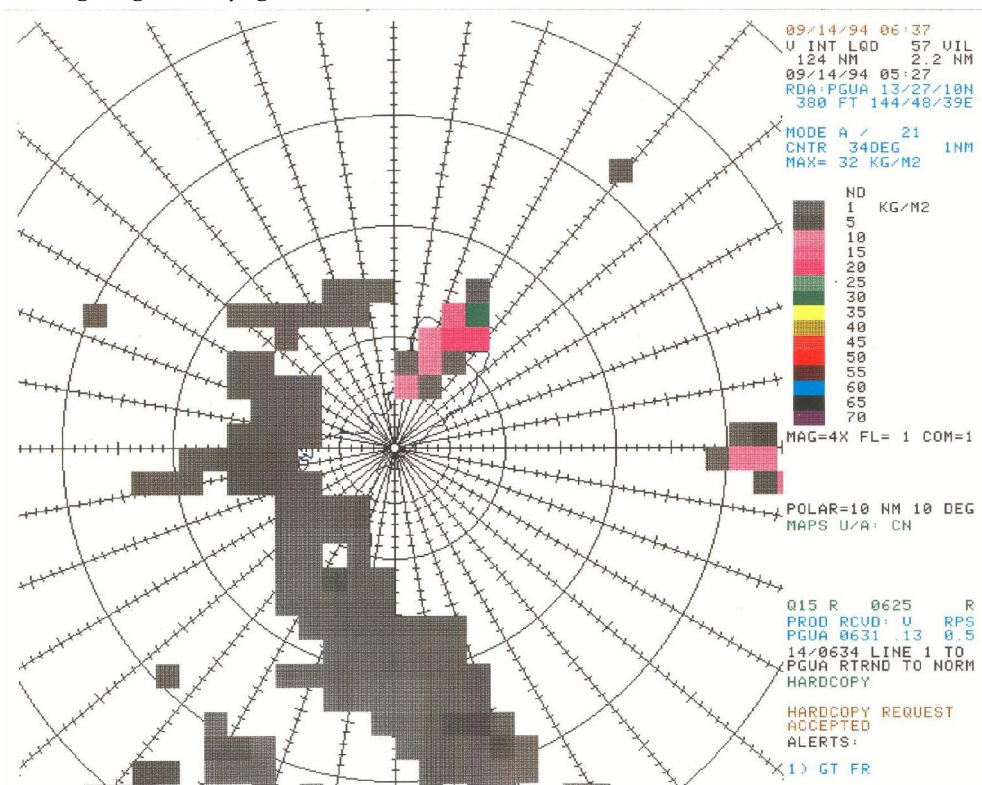
ảnh số 15:

Hiển thị độ PHVT cực đại CMAX (Z) trên toạ độ Đê-Các của radar đặt trên đảo Guam (radar nằm ở tâm hình). Thời điểm bắt đầu quét khối 05: 10Z ngày 27/06/94. Bán kính quan trắc bằng 240 nm và độ phân giải 2,2 nm. Mỗi ô (pixxel) có kích thước 2,2 nm×2,2 nm và một màu duy nhất tương ứng với độ PHVT cực đại trong cột khí quyển phía trên nó. Độ PHVT cực đại tuyệt đối quan trắc được bằng 55 dBz. (Những vạch chéo thẳng hoặc gấp khúc trên hình chỉ là các đường TRACK vẽ chồng lên hình, biểu diễn đường di chuyển của các ổ dông tính theo các số liệu quét khối liên tiếp).

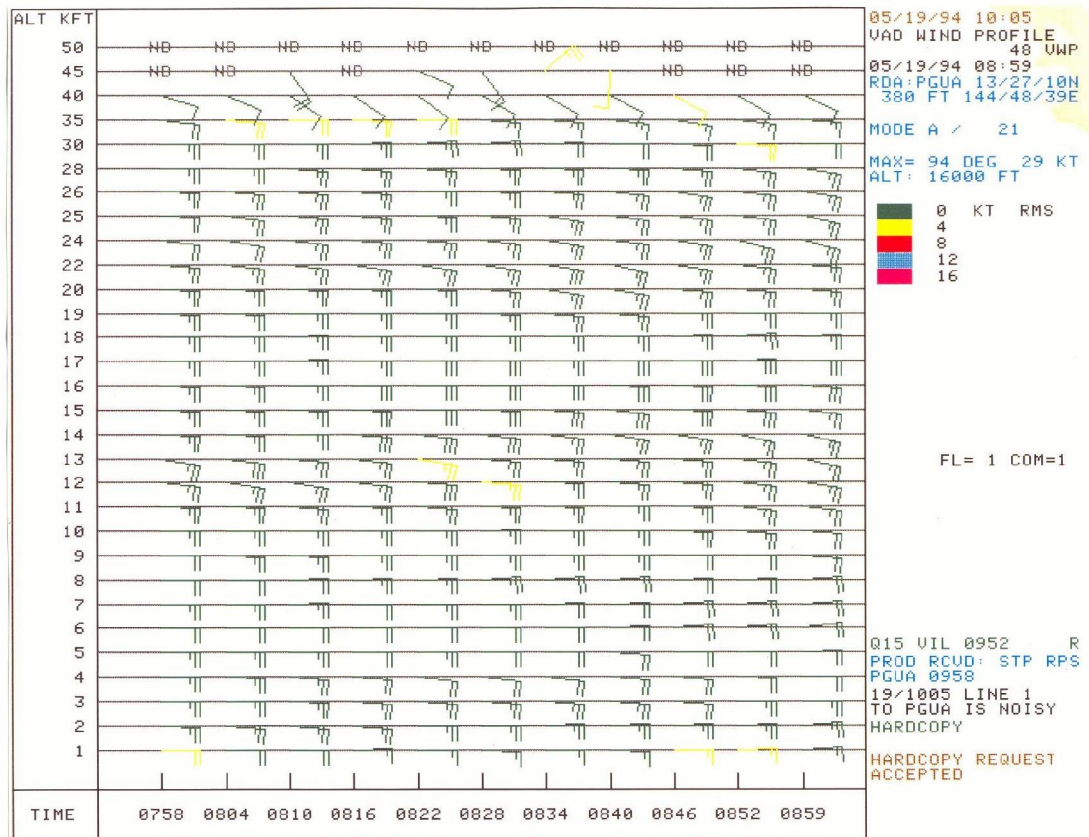


ảnh số 16:

Hiển thị tổng lượng nước lỏng trong cột mây VIL trên toạ độ cực của radar trên đảo Guam. Thời điểm bắt đầu quét khối 05: 27Z ngày 14/09/94 (cùng thời điểm với ảnh số 3). Bán kính quan trắc đúng cực đại 124 nm và độ phân giải 2,2 nm (khác với ảnh số 3). Sự phân bố không gian của VIL có nét tương đồng với ảnh số 3: những vùng nào có CMAX lớn cũng có VIL lớn. Những nơi nào có giá trị CMAX nhỏ thì giá trị VIL coi như bằng 0 và không hiển thị. Tổng lượng nước lỏng cực đại tuyệt đối trong cột mây bằng 32 kg/m^2 quan trắc được ở một ô nằm theo hướng 30° so với radar và cách nó khoảng 15 nm. Cũng theo hướng này và hướng đông có một số ô màu hồng ứng với lượng nước khá cao.

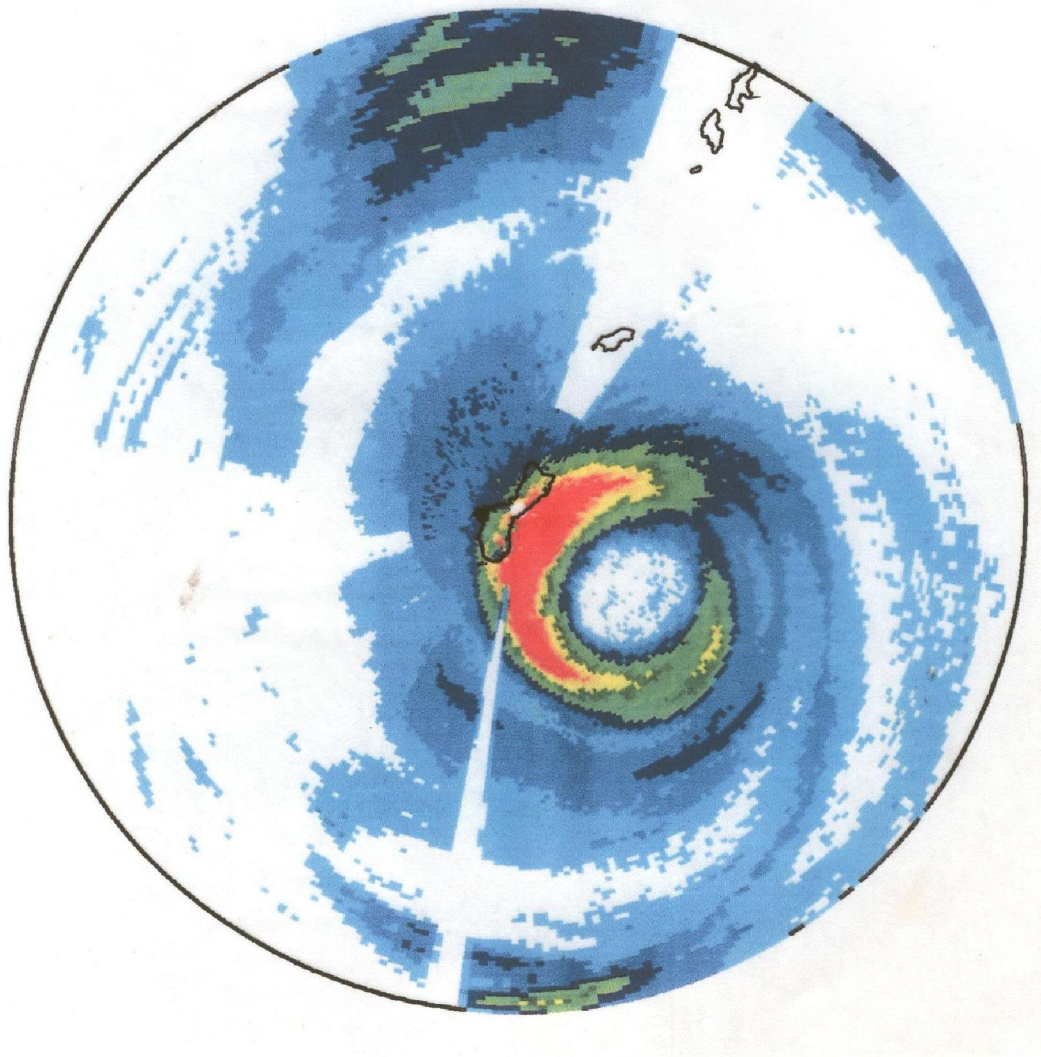


Hiện thị profile gió ngang (VAD) trên toạ độ thời gian-độ cao ngày 19/05/94, từ 07:50Z đến 08: 59Z đối với vùng Guam. Tốc độ gió đại tuyệt đối bằng 29 knots thổi theo hướng 94° , quan trắc được tại độ cao 16 kft. Màu của các “xương cá” cho biết giá trị của độ lệch chuẩn của tốc độ gió Doppler. Chỉ có một số “xương cá” màu vàng ứng với độ lệch chuẩn bằng 4 knots ở độ cao 1, 12, 13 và từ 30 kft trở lên, chứng tỏ ở các độ cao này tốc độ gió có biến động đôi chút, còn ở các độ cao khác, sự biến động là không đáng kể.



ảnh số 18:

Hiển thị tổng lượng mưa ACM trong một giờ (cường độ mưa) trên toạ độ cực trong một cơn bão đổ bộ vào Guam ngày 8/12/2002. Thời điểm bắt đầu tính lượng mưa 04: 26Z cùng ngày.

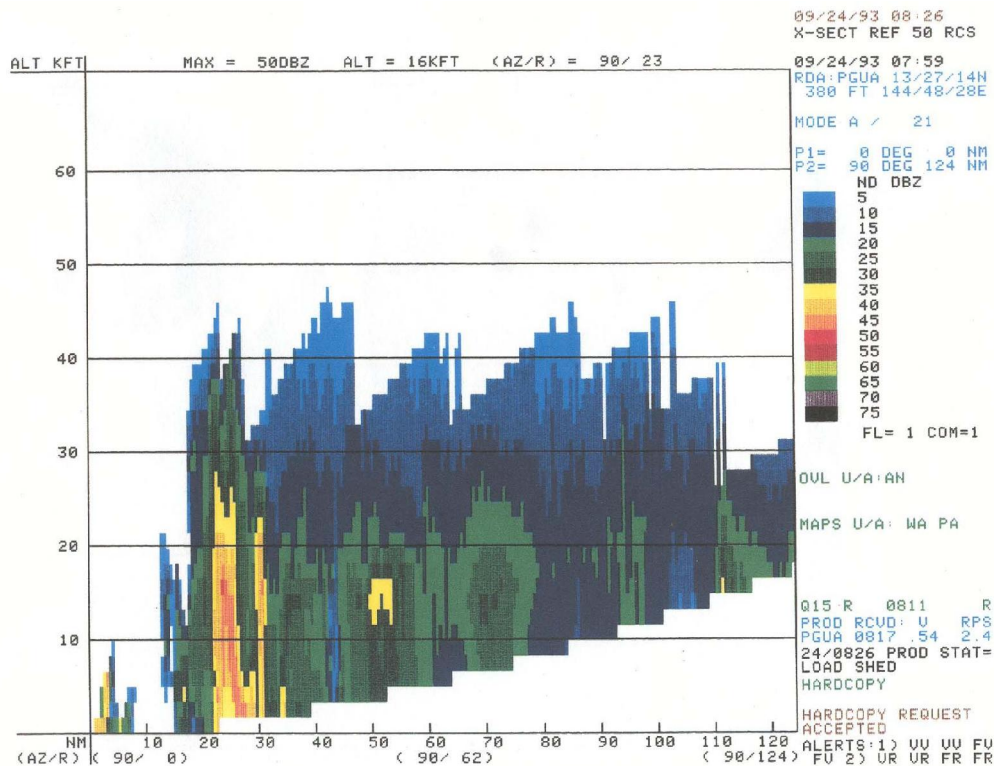


poua one hour precipitation
sunday 04:26 Z 08-DEC-02

ảnh số 19:

Mặt cắt thẳng đứng XSEC (Z), cắt theo tuyến từ điểm $P_1(0^0;0 \text{ nm})$ đến điểm $P_2(90^0;140 \text{ nm})$ tức là cắt qua điểm đặt radar, theo góc phương vị 90^0 tới khoảng cách 140 nm, thời điểm bắt đầu quét khối là 07:59 Z ngày 24/09/1993.

Phân tích trong vùng 15 nm, nhiều bề mặt trong sản phẩm đã được loại bỏ, phản hồi vô tuyến (PHVT) thể hiện rõ địa hình hoặc mưa rào mạnh. Chú ý dạng bậc thang ở viền xung quanh đám phản hồi. Đó là do độ phân giải hữu hạn theo góc của ảnh gây ra. Đáy của vùng phản hồi có xu hướng cao dần lên khi ra xa radar. Nguyên nhân là gì? Đó là do khi quét khối, góc nâng thấp nhất của anten đã đủ lớn để bức sóng bị khúc xạ cao dần lên so với mặt đất nên không quan trắc được vùng phản hồi nằm dưới tia quét.



Vùng đối lưu khoảng 20 nm có đỉnh phản hồi cao xấp xỉ 45 kft (13716 m), với phản hồi cực đại khoảng 30- 35 dBz ở gần mức 15 kft (4572 m). Điều đó là dấu hiệu mây Cb đã đạt đến chiều cao cực đại, cường độ cực đại và hầu hết có giáng thủy và mây bắt đầu đến giai đoạn tan rã.

Vùng tiếp theo là mây Cb gần đạt đến giai đoạn phát triển cực đại-giai đoạn trưởng thành. Lõi có độ PHVT 50 dBz, ở ngay dưới mức tan băng là dấu hiệu của dông mạnh. Độ PHVT lớn hơn 35 dBz xuất hiện từ bề mặt đất đến 25 kft (7620 m) chứng tỏ có dòng thẳng, giáng tồn tại. Đỉnh mây chưa đạt tới độ cao cực đại chứng tỏ dông còn mạnh lên.

Phần mây Cb kế tiếp đạt độ cao cực đại và độ PHVT tương đối mạnh 40 - 45 dBz lan xuống tới độ cao nhỏ cho thấy sự tồn tại của dòng giáng và mưa khá mạnh.

Tiếp theo, ở vùng cách radar 30 nm có dấu hiệu một ổ mây Cb khác đang phát triển mạnh, độ PHVT ở lõi 50 dBz và những đỉnh mây chưa đạt độ cao cực đại và độ PHVT lớn ở những mực thấp.

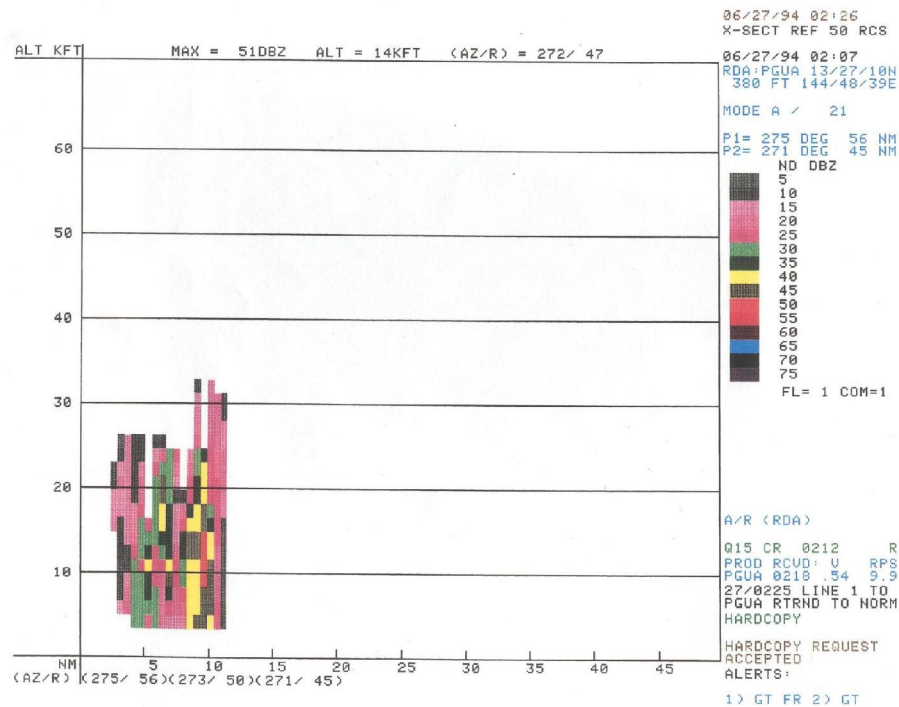
Vùng 35 nm có một ổ mây Cb khác đang bắt đầu phát triển?

Giữa 35 và 45 nm, cho thấy những cơn mưa dông đã đến giai đoạn tan rã.

Ở 50 nm, độ PHVT 35 dBZ từ 12 kft đến 16 kft xác định rằng một cơn dông đang ở giai đoạn ban đầu của sự phát triển.

Từ vùng này trở đi, phần lớn những ổ mây Cb ở giai đoạn tan rã và với khoảng cách tăng nữa, radar không quan trắc được độ PHVT yếu của mây Cb.

ảnh số 20:



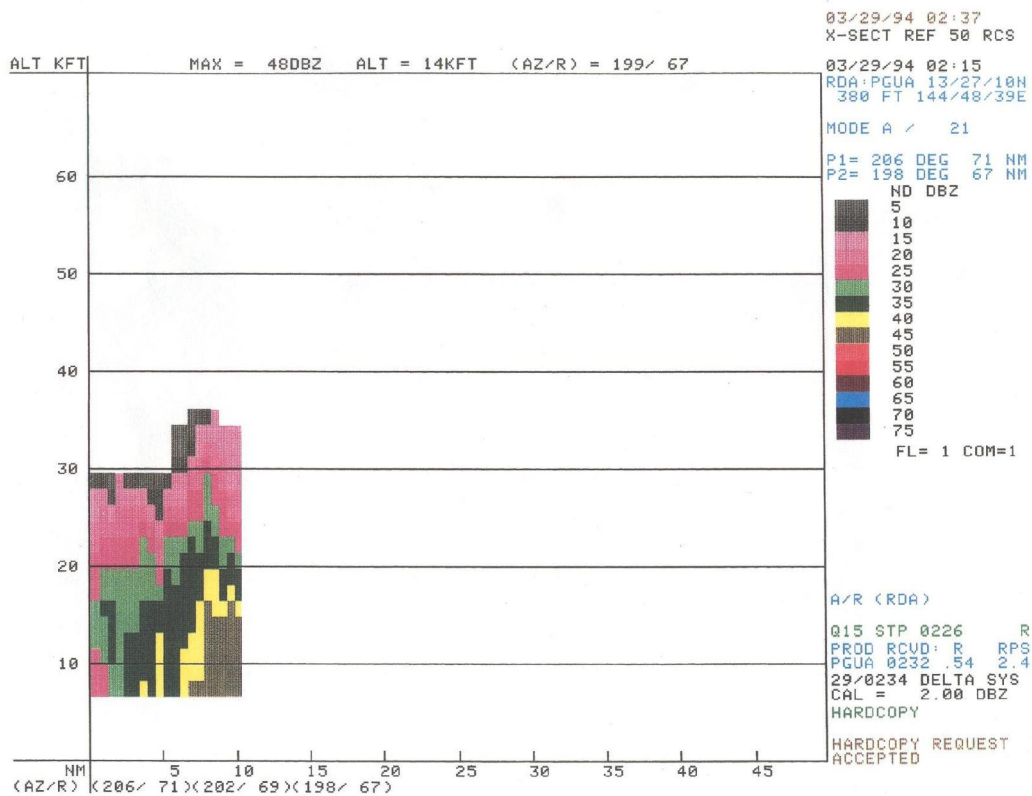
Sản phẩm mặt cắt thẳng đứng của độ PHVT XSEC(Z) dọc theo tuyến từ điểm $P_1(275^0; 56 \text{ nm})$ đến điểm $P_2(271^0; 45 \text{ nm})$ tức là gần như dọc theo hướng tia quét 273^0 , thời điểm bắt đầu quét khối đến khu vực này là 02 : 07 Z ngày 27/06/1994.

Ảnh cho thấy đối lưu rất mạnh. Tại vùng 10 nm đông phát triển với độ PHVT 50 dBz ở độ cao từ 9 kft ÷ 15 kft. Độ PHVT cũng khá mạnh ở các mức thấp hơn 24 kft và có thể độ cao đỉnh mây dông sẽ tăng đột biến.

ảnh số 21:

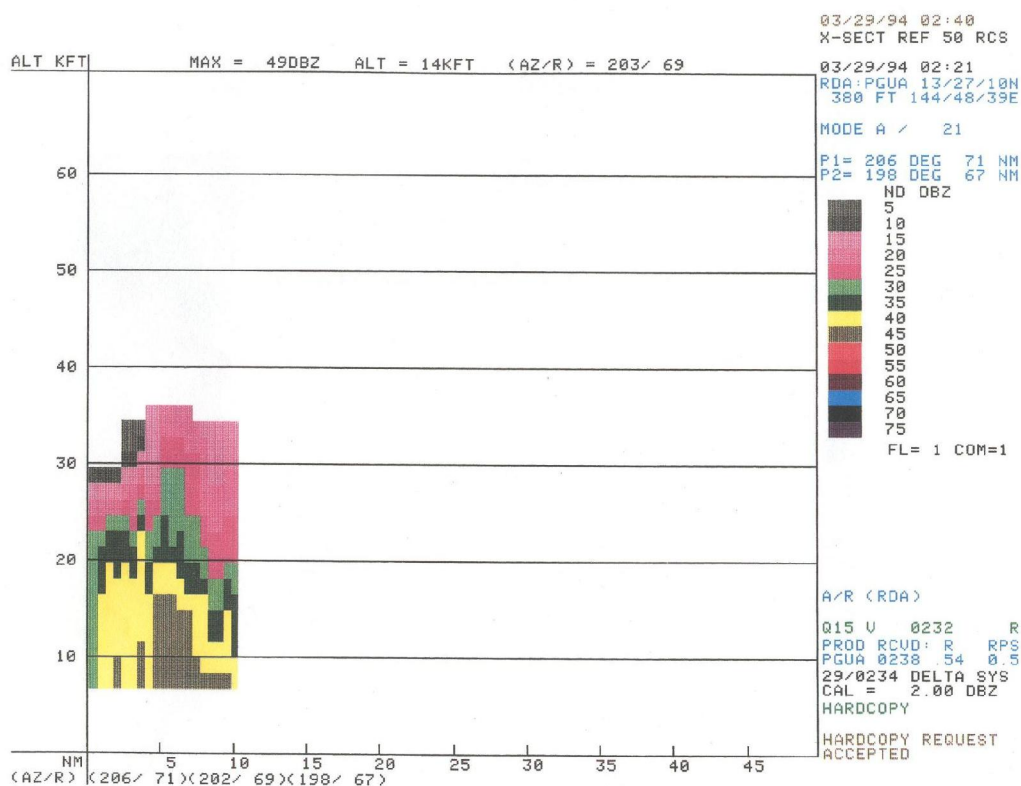
Sản phẩm mặt cắt thẳng đứng của độ PHVT qua 1 ổ mây đối lưu, XSEC(Z) theo tuyến từ điểm P₁(206°;71 nm) đến điểm P₂(190°;67 nm), thời điểm bắt đầu quét khối là 02:15 Z ngày 03/29/1994.

Ổ mây đối lưu với chiều ngang 10 nm và độ PHVT 45 dBz trải đến gần độ cao băng hoá (18 kft) gần tới giai đoạn phát triển cực đại – mây trưởng thành khi đỉnh mây đạt tới 40 kft và mưa bắt đầu chiếm toàn bộ ổ mây. Vì ở khoảng cách gần 70 nm kể từ radar, phần mây dưới 8 kft không quan trắc được. Sản phẩm mặt cắt này gần như ở một thời điểm nhất định, chứ không quan trắc liên tục theo thời gian nên khó phân tích quá trình phát triển của mây. Do vậy cần phải thu thập số liệu của các chương trình quét khối liên tục càng gần nhau càng tốt.



ảnh số 22:

Sản phẩm mặt cắt thẳng đứng của độ PHVT XSEC(Z), quét sau ảnh trước 6 phút, thời điểm bắt đầu 02:21Z ngày 03/29/94, cũng dọc theo đường cắt như trước.



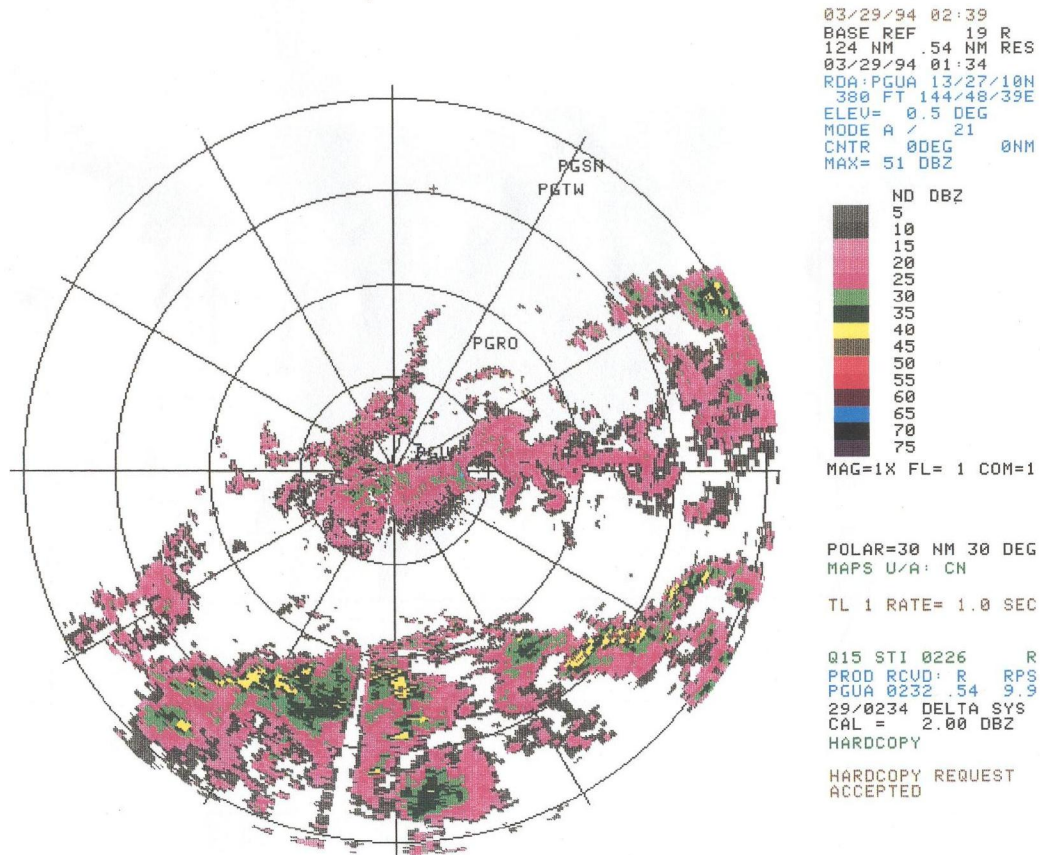
Trong 6 phút ghi nhận được sự biến đổi- lõi mây di chuyển, nhưng đặc biệt nhất là vùng phía tây của đường cắt, đối lưu mạnh lên vì vùng mây có PHVT từ 40-45 dBz. Lõi phản hồi 50 dBz không phát triển và độ cao đỉnh mây không vượt quá 35 kft nhưng đối với vùng PHVT đã di chuyển và mạnh lên, độ cao đỉnh mây cao hơn. Giải thích hai hiện thị này là những ngày cuối tháng 3 vào mùa khô ở Guam, điều kiện không thuận lợi lắm đối với sự hình thành, phát triển mây và mưa mạnh. Về mùa hè các điều kiện tự nhiên thuận lợi cho mây phát triển cao hơn 40 kft và ổ mây đối lưu với độ PHVT mạnh hơn sẽ quan trắc được. Thực tế cho thấy khó theo dõi ổ dông riêng biệt ngay cả với quét khối 6 phút vì đối với mây đối lưu Cu, quá trình chuyển giai đoạn phát triển xảy ra rất nhanh. Trong môi trường biển/đất vùng nhiệt đới như ở Việt Nam đối lưu còn phát triển nhanh hơn.

ảnh số 23:

Sản phẩm cơ bản PPI (Z), góc nâng 0,5°, thời điểm bắt đầu quét khối 01:34Z ngày 29/03/94, bao trùm vùng mô tả ở hai ảnh trước nhưng lấy sớm hơn gần 1h. Bán kính quan trắc cực đại bằng 124 nm và độ phân giải 0,54 nm. Các đường tròn

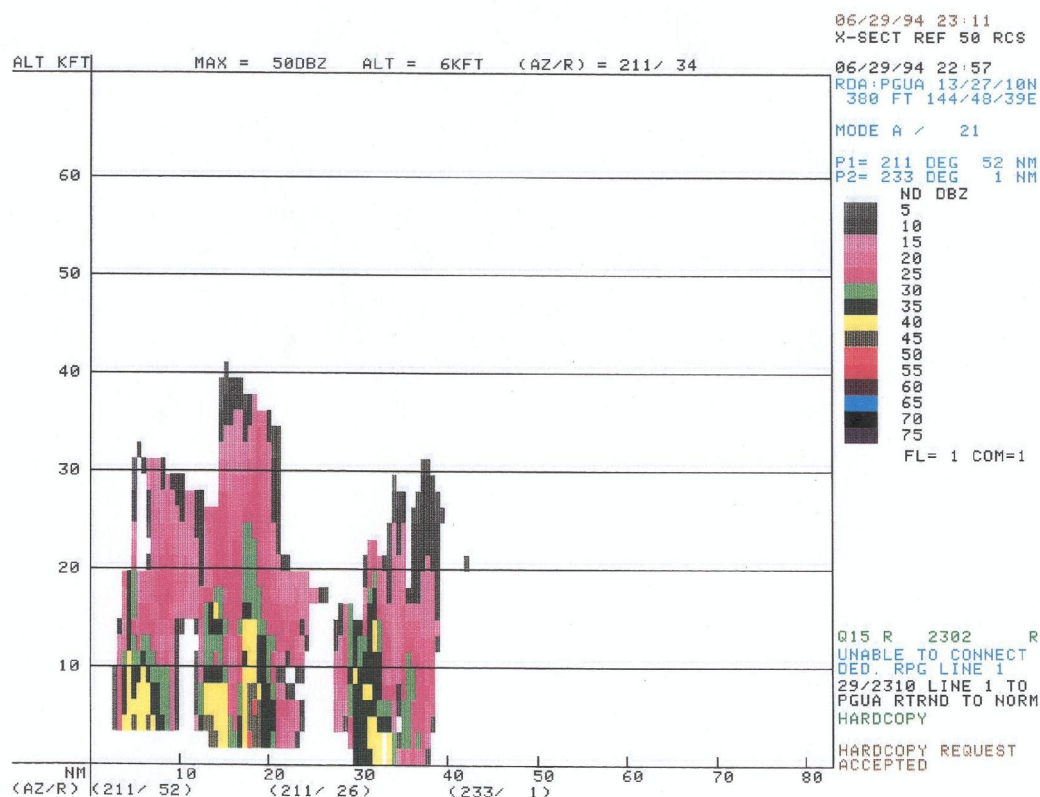
cách nhau 30 nm, còn các tia bán kính lệch nhau một góc bằng 30° . Độ PHVT cực đại bằng 51 dBz.

Trên ảnh hiển thị ta thấy vùng hội tụ lớn hướng tây-đông ở phía nam Guam. Ở đó không có vùng PHVT 50 dBz. Có một điều cần lưu ý là ở đây xuất hiện vùng không có tín hiệu chiếu từ Guam tới theo hướng phương vị 190° . Nguyên nhân là do tia quét bị che khuất bởi toà nhà lớn ở ngay phía nam vị trí trạm radar Guam. Ở Guam còn có một quả đồi cao gần 200m về phía đông-bắc trạm radar và che khuất toàn bộ tia quét tới các đảo Rota (PGRO), Tinian (PGTM) và Saipan (PGSN).



ảnh số 24:

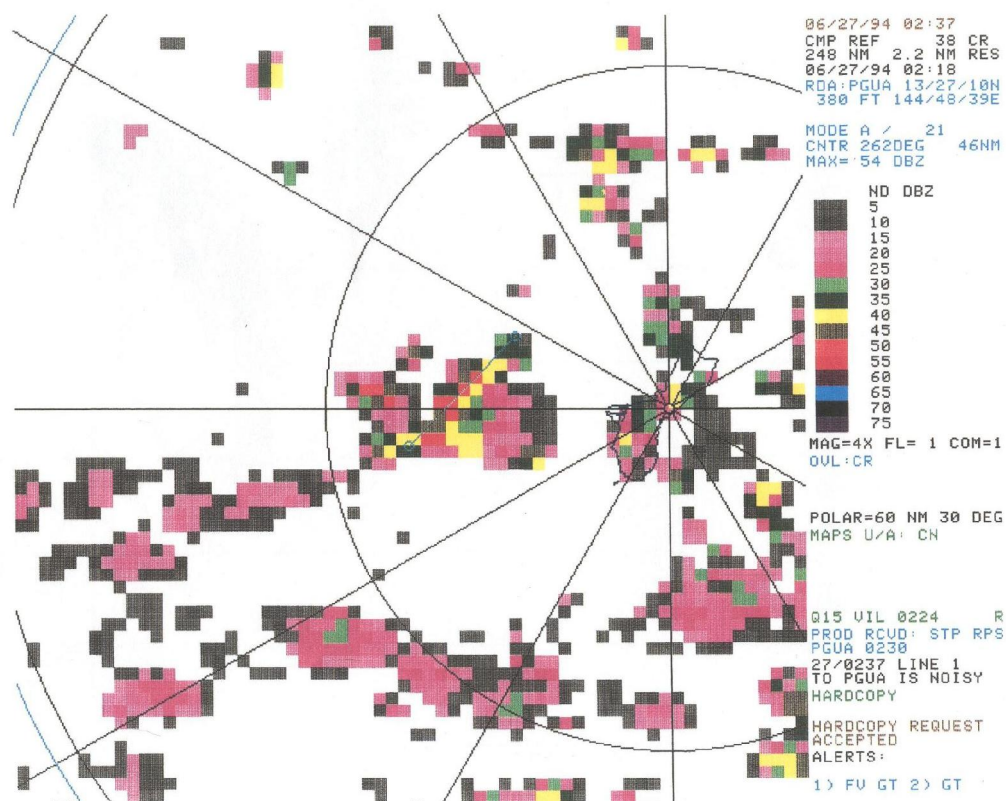
Sản phẩm XSEC(Z), cắt theo tuyến từ điểm $P_1(211^\circ; 52 \text{ nm})$ đến điểm $P_2(233^\circ; 1 \text{ nm})$, thời điểm bắt đầu quét khối 22 : 57 Z, ngày 29/6/1994.



Mặt cắt cho thấy những giai đoạn phát triển khác nhau. Ở khoảng cách 18 nm kể từ điểm P_1 (gốc tọa độ), tức điểm $P(211^\circ; 34 \text{ nm})$, ngay phía trên nó (tới mức 6 kft) có vùng nhỏ với độ PHVT cực đại bằng 50 dBz, chứng tỏ ở đây có mưa mạnh, vì sao vậy? Độ cao đỉnh mây đạt đến 40 kft và độ PHVT ở mức $10 \div 15 \text{ kft}$ cũng đạt 40 dBz. Ở khoảng cách 5 – 8 nm kể từ điểm P_1 có một vùng PHVT khá mạnh ở mức thấp nhưng độ cao đỉnh phản hồi chỉ gần 20 kft và có “tia” phản hồi đạt đến 30 kft. Đây có thể là ổ mây dông đang hình thành.

ảnh số 25:

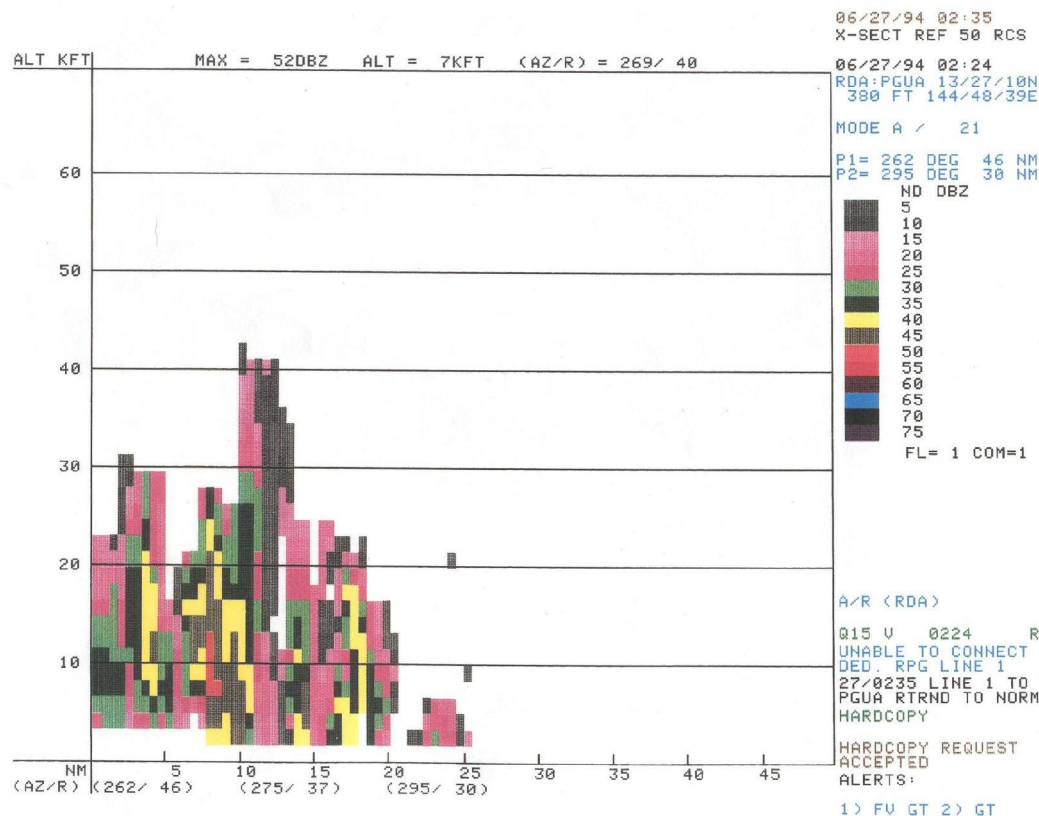
Sản phẩm CMAX(Z), ngày 27/06/1994, giờ 02 : 18 Z.



Sản phẩm CMAX rất hữu ích khi muốn có một tổng quan nhanh về những “Điểm nóng” đối lưu. Vào thời điểm 02:18Z một ổ đối lưu 50 dBz ghi nhận được ở phía tây vị trí radar. Cần phải cắt thẳng đứng qua vùng này. Mặt cắt qua 3 ổ PHVT 50 dBz ở các giai đoạn phát triển khác nhau. Đường cắt hiển thị trên ảnh.

ảnh số 26:

XSEC(Z) 27/06/94, thời điểm quét khối 02 : 24Z, ngay sau ảnh hiển thị trước, cắt dọc theo tuyến từ điểm P₁(262°;46 nm) đến điểm P₂(295°;30 nm).



Mặt cắt cho thấy một vùng PHVT 50 dBz phát triển thẳng đứng, trải từ độ cao 7000ft đến 12000ft và đỉnh mây đạt 28000ft. Dọc theo đường cắt sau đó 6 phút ghi nhận được sự di chuyển của ổ đối lưu làm thay đổi dạng PHVT trên vùng đang xem xét. Đây chỉ là một ví dụ cho thấy quét khối với thời gian dài sẽ gây nên hiện tượng ước lượng không chính xác tổng lượng mưa (cao hơn hoặc thấp hơn so với thực tế).

ẢNH HIỂN THỊ MÂY VÀ MƯA ĐỐI LƯU CỦA RADAR Ở NHA TRANG

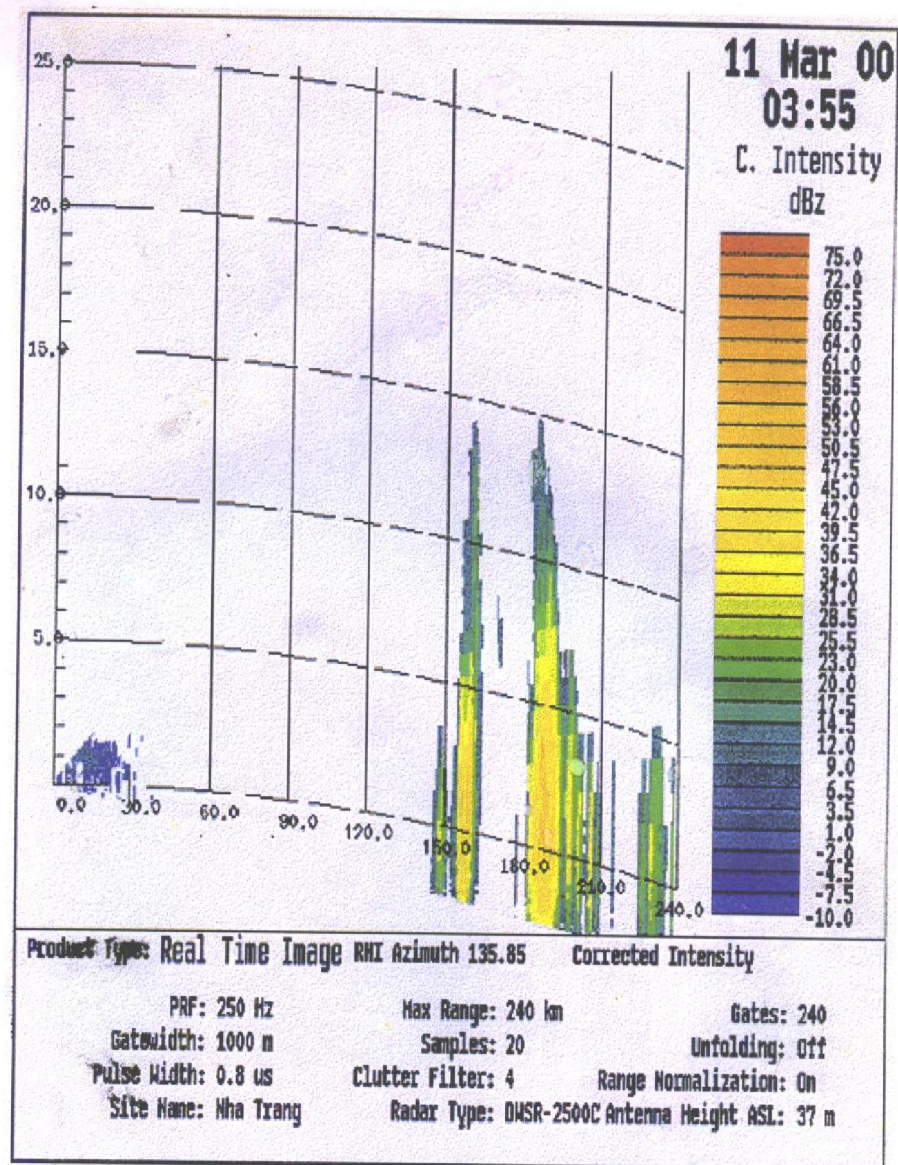
11 Mar 00
04:07
C. Intensity
dBZ

75.0
72.0
69.0
66.5
64.0
61.0
58.5
56.0
53.0
50.5
47.5
45.0
42.0
39.0
36.5
34.0
31.0
28.5
25.5
23.0
20.0
17.5
15.0
12.0
9.0
6.5
3.5
1.0
-1.0
-3.5
-6.0
-8.5
-10.0

Product Type: Real Time Image PPI Elevation 0.60 Corrected Intensity

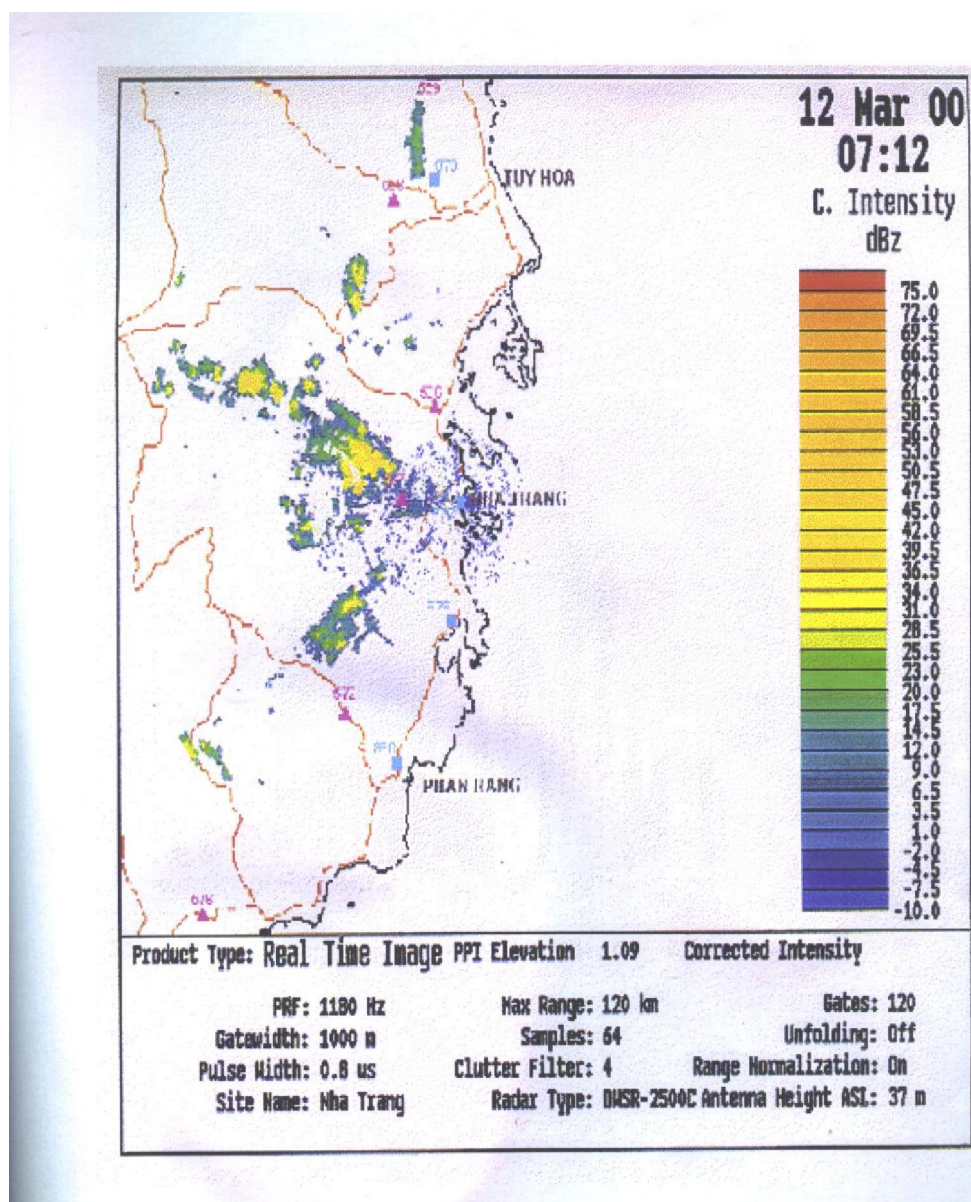
PRF: 250 Hz Max Range: 240 km Gates: 240
Gatewidth: 1000 m Samples: 20 Unfolding: Off
Pulse Width: 0.8 us Clutter Filter: 4 Range Normalization: On
Site Name: Nha Trang Radar Type: DWSR-2500C Antenna Height: 37 m

ảnh số 28:



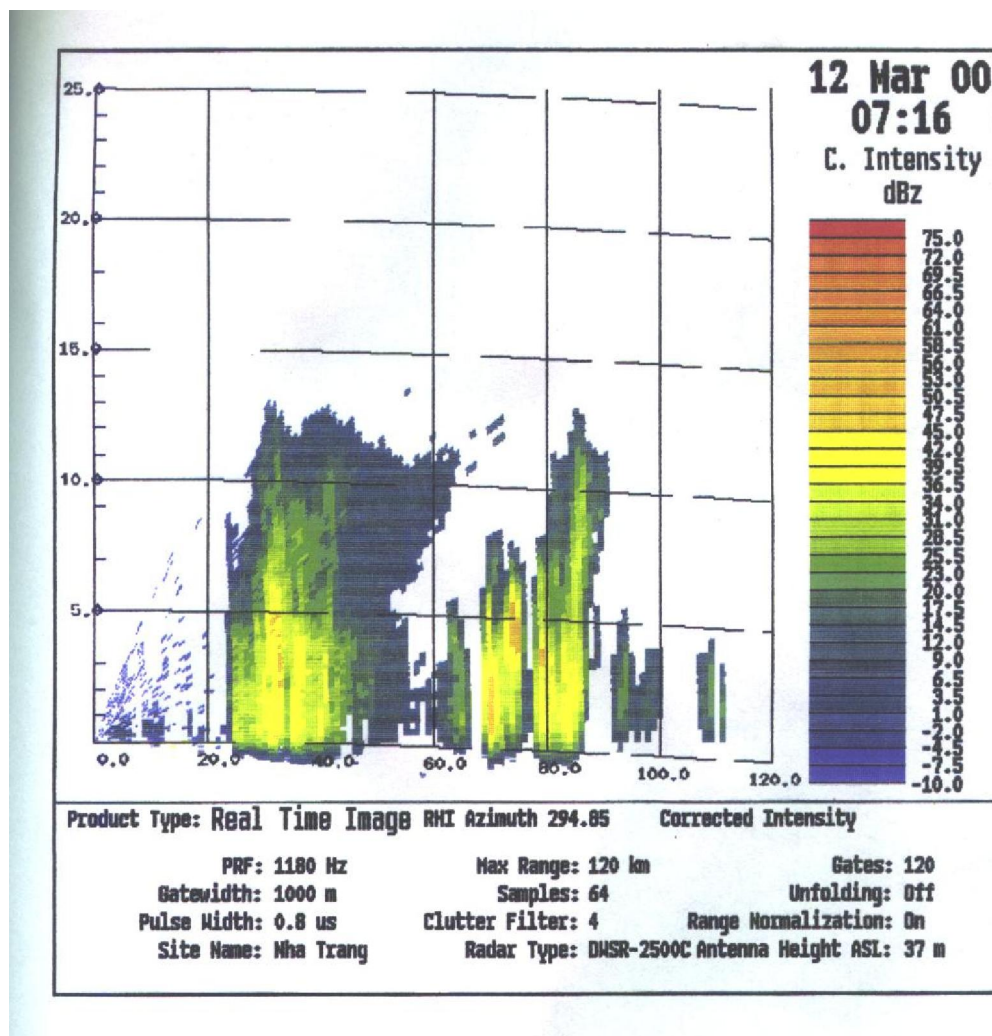
Ảnh cường độ PHVT hiển thị quét đứng RHI (Z), góc phương vị 135,85⁰ (hướng đông-nam so với radar), ngày 11/3/2000, giờ 03: 55Z do radar Doppler ở Nha Trang thu được trước ảnh trước 12 phút. Như vậy, đây là mặt cắt qua đám phản hồi lớn nhất trong ảnh trước. Các đỉnh phản hồi ở khoảng cách 160, 180 km lên đến độ cao 15 km. Vùng phản hồi kéo dài xuống dưới cả mức 0- đó là do hiện tượng siêu khúc xạ gây ra. Vùng phản hồi kéo dài xuống đất chứng tỏ ở đây đang có mưa. Gần gốc tọa độ cũng có đám phản hồi yếu, đó là nhiều do búp sóng phụ gây ra.

ảnh số 29:



Ảnh cường độ PHVT hiển thị quét tròn PPI (Z), góc nâng $1,09^{\circ}$ ngày 12/3/2000, lúc 07h12'Z do radar Doppler ở Nha Trang thu được. Một số đám phản hồi nằm rải rác ở một số nơi, nhiều và mạnh hơn cả là các đám nằm ở hướng tây-bắc so với radar với độ PHVT cực đại đạt xấp xỉ 50 dBz, chứng tỏ đây là các đám mây đối lưu phát triển. Mặc dù đã hiệu chỉnh (loại bỏ các nhiễu địa hình, sự suy yếu dọc đường truyền...) nhưng trường PHVT vẫn còn các nhiễu do búp sóng phụ gây ra ở quanh trạm.

ảnh số 30:

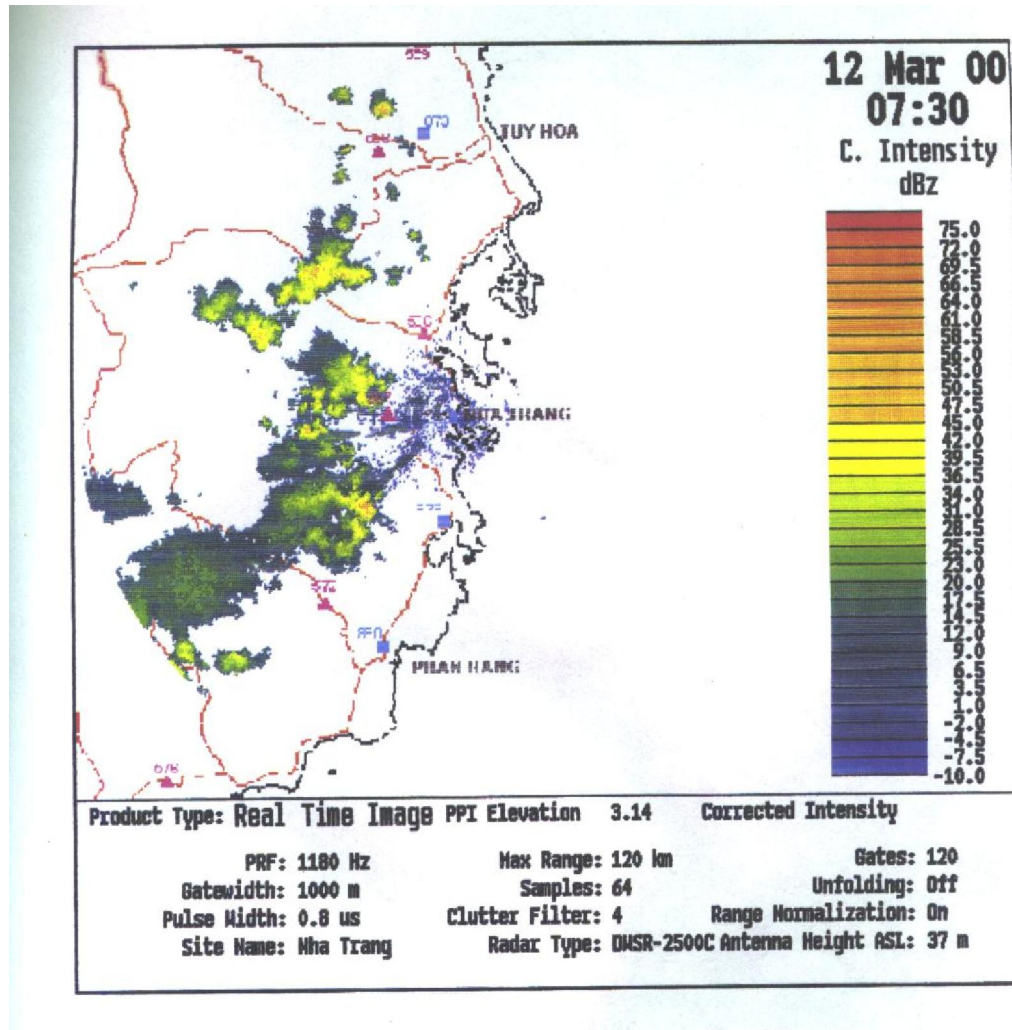


Ảnh cường độ PHVT hiển thị quét đứng (cao-xa) RHI (Z), góc phương vị 294,85⁰ ngày 12/3/2000, lúc 07h16'Z do radar Doppler ở Nha Trang thu được sau ảnh trước 4 phút. Ba đám phản hồi mạnh ở khoảng cách từ 24 đến hơn 80 km phát triển tới độ cao khoảng 12 km, kéo dài xuống tận mặt đất, chứng tỏ đây là các đám mây đối lưu đang gây mưa. Đám phản hồi rộng nhất trải từ khoảng cách 24 km đến trên 50 km. Độ phản hồi cực đại của cả ba đám đạt xấp xỉ 50 dBz, nằm ở độ cao từ 4 đến 5 km (dải sáng). Riêng đám phản hồi ở tương đối nhỏ hơn ở khoảng cách 70 km có cả vùng phản hồi mạnh ở dưới thấp, chứng tỏ đang có mưa rào hạt lớn ở đây. Các đám phản hồi yếu ở gần radar chỉ xuất hiện ở những góc cao nhỏ vì khi quét, anten của radar chỉ “ngắm” tới một góc cao nhất định.

ảnh số 31:

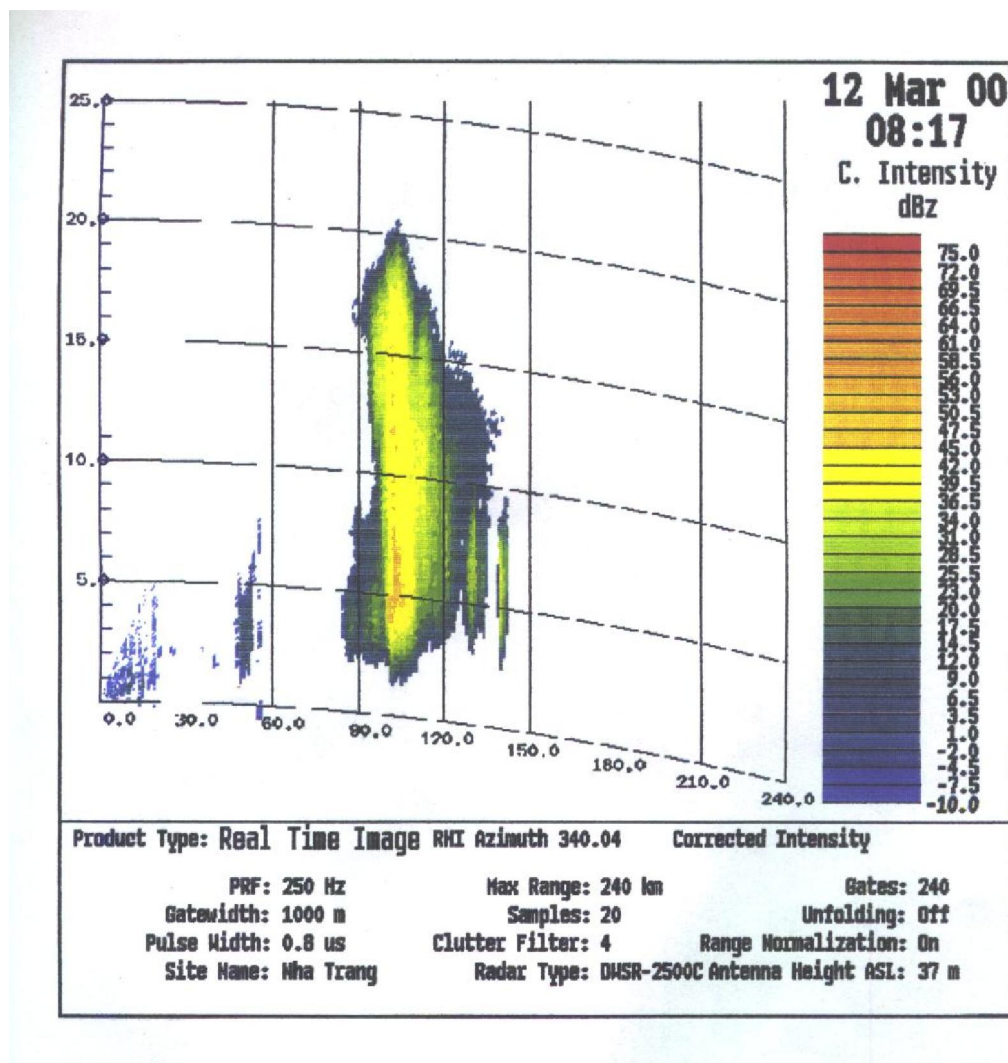
Ảnh cường độ PHVT hiển thị quét tròn PPI (Z), góc nâng 3,14⁰ ngày 12/3/2000, giờ 07: 30Z do radar Doppler ở Nha Trang thu được. Lưu ý, ở phía tây-bắc của trạm

có một đám mây đối lưu không choán một diện tích rộng nhưng có độ phản hồi cực đại xấp xỉ 50 dBz. Phía tây và tây-nam có đám phản hồi của mây đối lưu trải rộng hơn nhưng độ PHVT nhìn chung không lớn lắm, trừ vùng ở cách radar khoảng 50 km. Tuy nhiên cũng cần lưu ý rằng với góc nâng của anten như trên, ra đến khoảng cách 100 km thì độ cao của búp sóng lên đến khoảng 7 km, tức là lên trên mực 0°C, ở độ cao này các hạt mây thường ở dạng tinh thể nên độ phản hồi không thể lớn.



ảnh số 32:

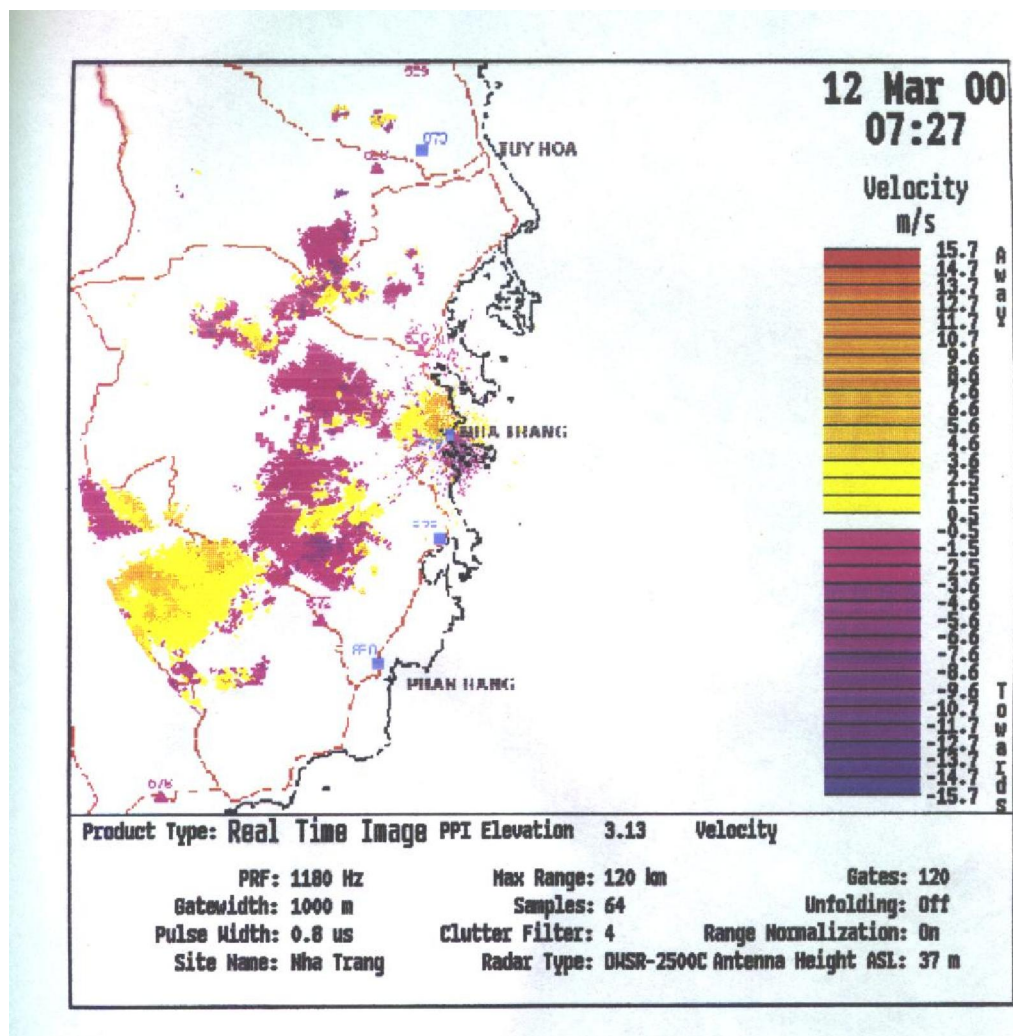
Ảnh cường độ PHVT hiển thị quét đứng RHI (Z), góc phương vị 340,04° (hướng tây-bắc) ngày 12/3/2000, giờ 08: 17Z do radar Doppler ở Nha Trang thu được sau ảnh trước 47 phút. Ở khoảng cách từ 90 đến 130 km có một đám mây đối lưu phát triển rất cao nhưng vẫn chưa gây mưa (vùng phản hồi chưa chạm tới đất). Độ phản hồi lớn nhất vào khoảng 50 dBz ở xung quanh độ cao 5 km.



ảnh số 33:

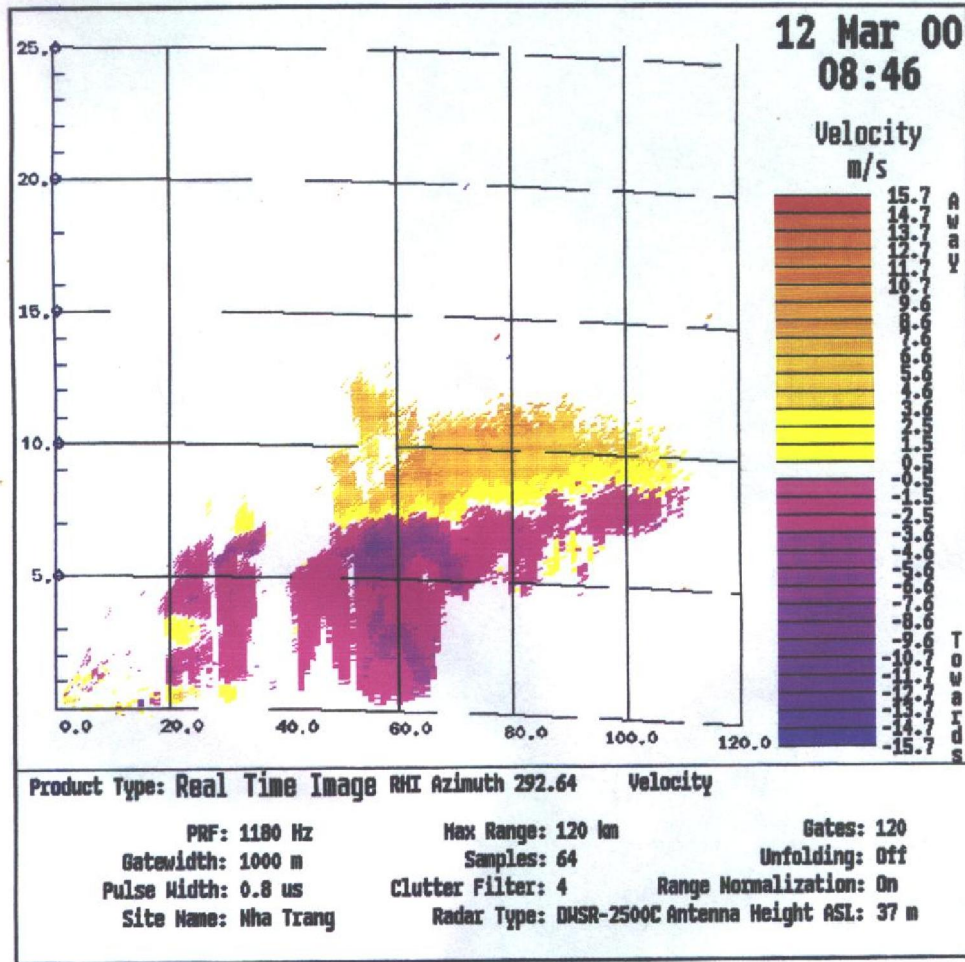
Ảnh hiển thị quét tròn gió Doppler PPI (V), góc nâng 3,13° ngày 12/3/2000, giờ 07: 27Z do radar Doppler ở Nha Trang thu được. Vùng có màu vàng hoặc da cam là vùng gió thổi ra xa radar (tốc độ > 0); còn vùng có màu tím- gió thổi về phía radar (tốc độ < 0). Những nơi có sự giáp ranh giữa vùng màu vàng và màu tím giáp nhau

là những nơi có sự phân kì hoặc hội tụ của gió. Độ cao của những nơi này có thể tính được từ góc nâng của ăng ten và khoảng cách từ nơi đó đến radar.



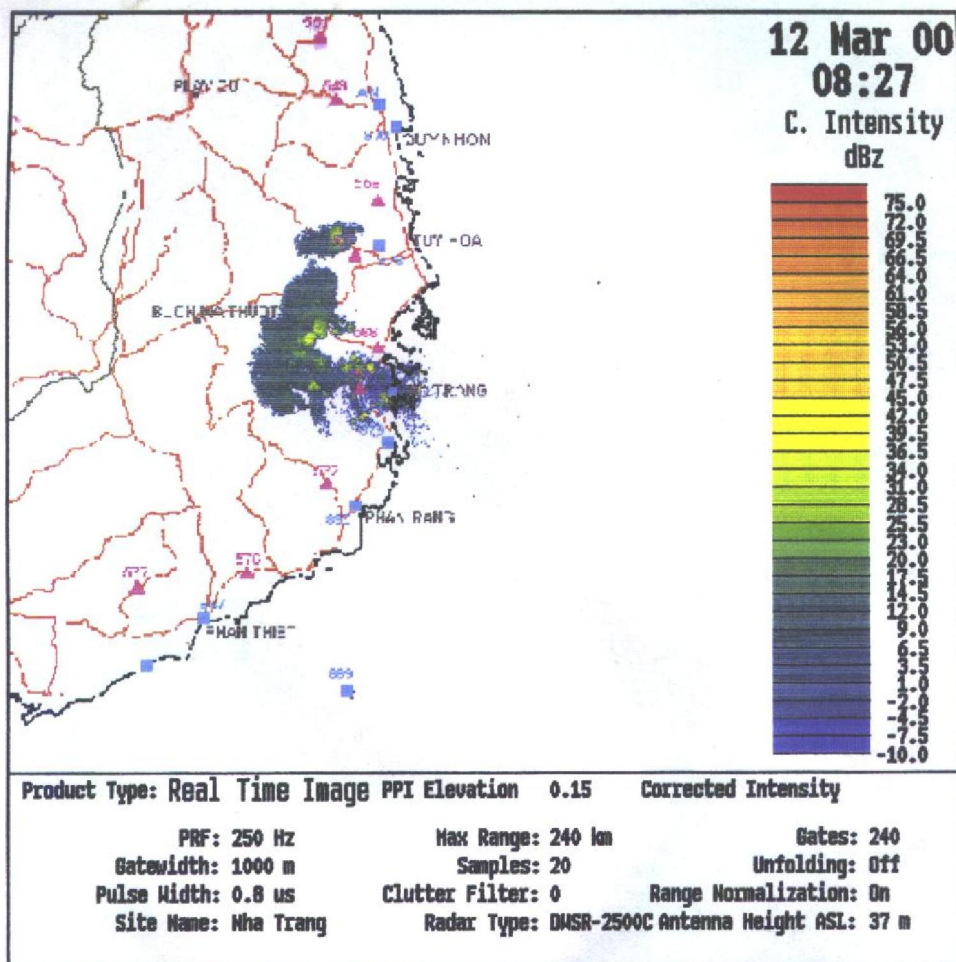
ảnh số 34:

Ảnh cường độ PHVT hiển thị quét đứng gió RHI (V), góc phương vị 292,64° ngày 12/3/2000, giờ 08: 46Z do radar Doppler ở Nha Trang thu được sau ảnh trước hơn 1 h. Ở độ cao khoảng 7-8 km có sự tiếp giáp giữa hai vùng màu ứng với tốc độ dương và âm khác nhau, chứng tỏ đó là độ cao đổi chiều gió.



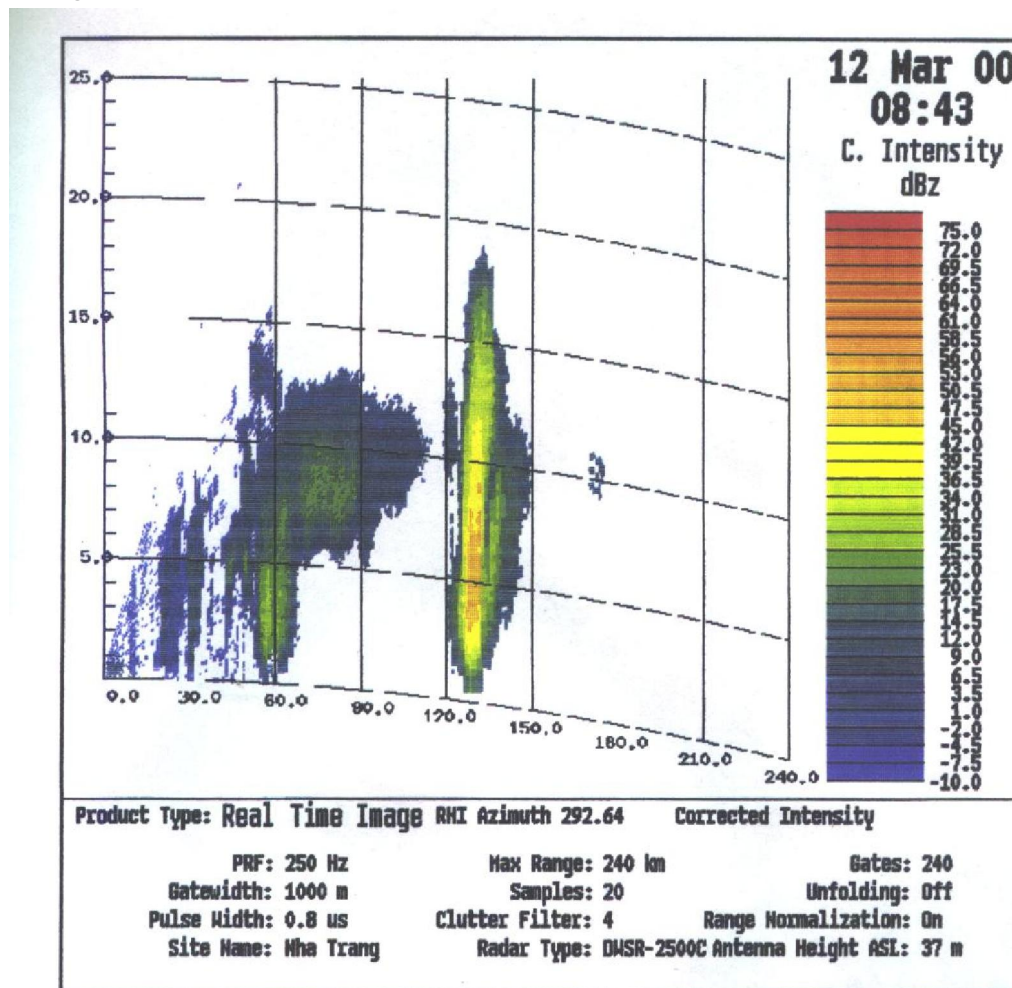
ảnh số 35:

Ảnh cường độ PHVT hiển thị quét tròn PPI (Z), góc nâng $0,15^{\circ}$ ngày 12/3/2000, giờ 08: 27Z do radar Doppler ở Nha Trang thu được.



ảnh số 36:

Ảnh cường độ PHVT hiển thị quét đứng RHI (Z), góc phương vị 292,64⁰ ngày 12/3/2000, giờ 08: 43Z do radar Doppler ở Nha Trang thu được sau ảnh trước 16 phút. Vùng phản hồi kéo dài xuống sát mặt đất chứng tỏ đang có mưa (ở khoảng cách từ 0 đến hơn 60 km và ở khoảng 130 km). Mây ở khoảng cách gần radar cũng có thể cao nhưng radar không “nhìn” thấy được vì góc cao (góc nâng) của ăng ten không đủ lớn.



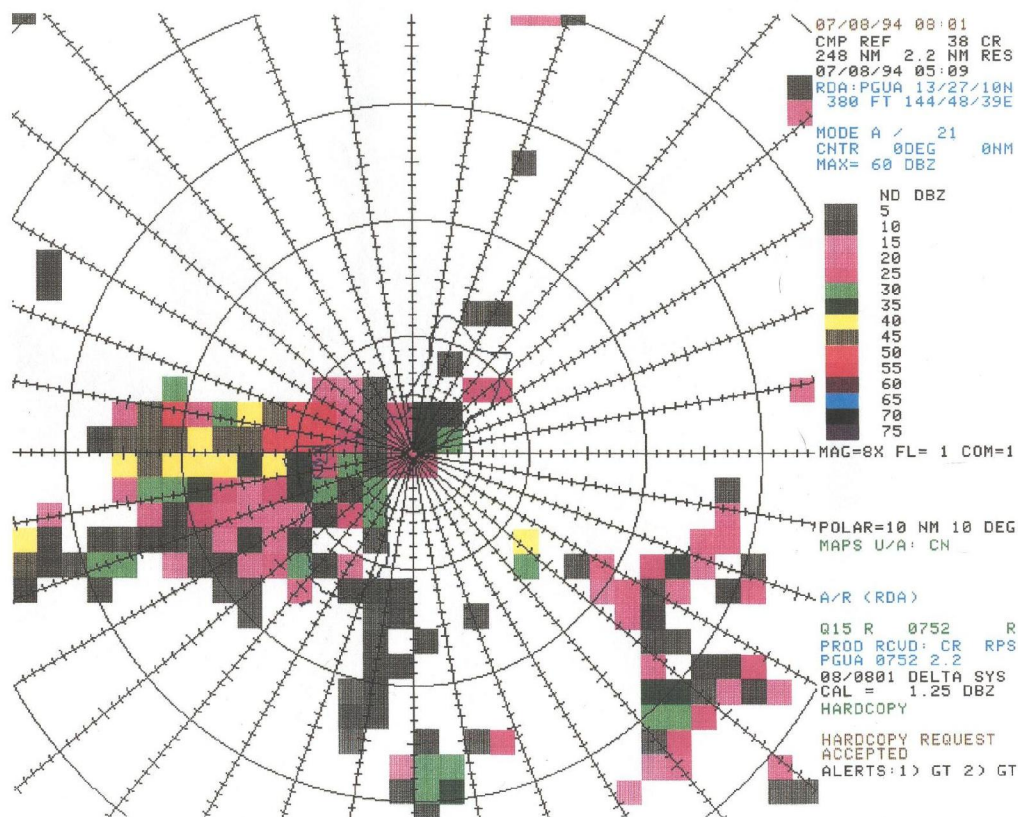
ẢNH HIỂN THỊ CÁC TRƯỜNG HỢP XẢY RA VÀO ĐẦU MÙA HÈ Ở GUAM

Về mùa hè, khí quyển ở Guam có xu thế bất ổn định. Tuy nhiên không có cơ chế nâng động lực vào buổi sáng vì gió yếu (8-12 knots) để có thể hình thành đối lưu. Mặc dù vậy đến buổi chiều do bề mặt đảo bị đốt nóng, đối lưu bắt đầu xuất hiện ở phía tây của đảo.

ảnh số 37:

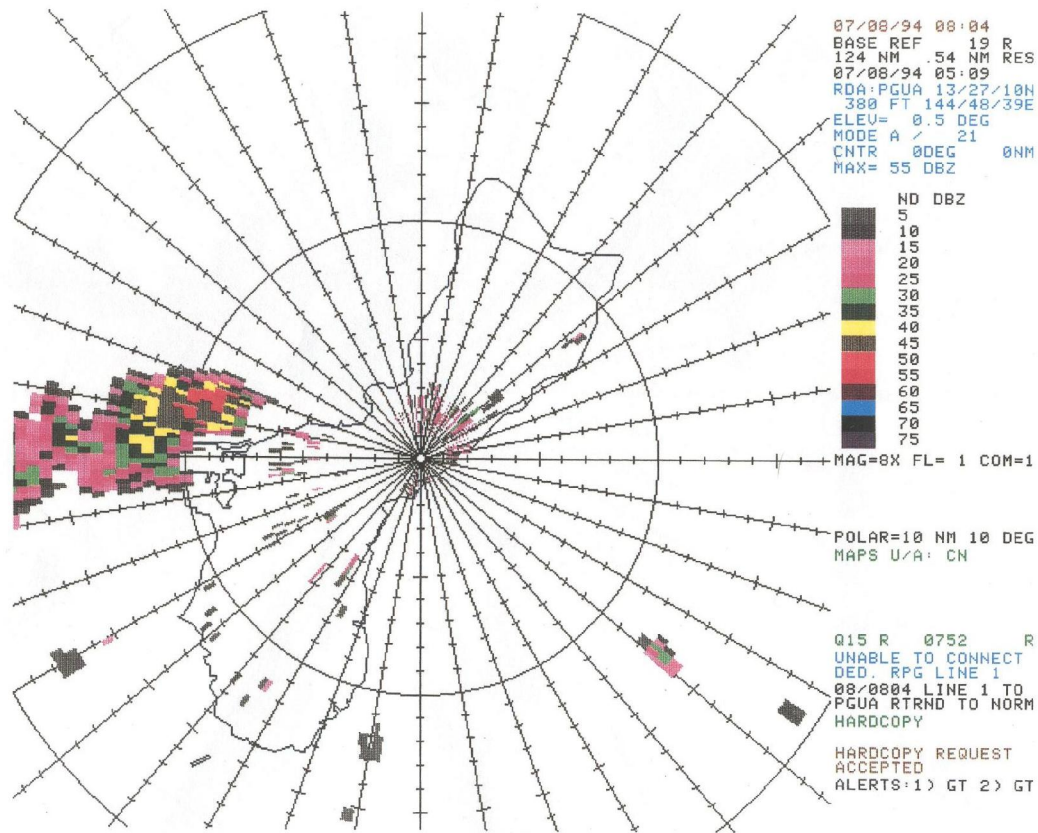
CMAX(Z), ngày 08/07/94, thời điểm quét khối 05:09Z, bán kính cực đại 240 nm, độ phân giải 2,2 nm.

Gần vị trí radar xuất hiện PHVT từ mục tiêu, có thể là một số ổ mưa rào gần trạm. Đáng quan tâm là độ PHVT 50 dBz gần bờ biển phía tây của đảo theo hướng khoảng $270^{\circ} - 290^{\circ}$. CMAX có thể sử dụng để tổng quan nhanh các ổ mưa rào mạnh. Do độ phân giải của CMAX là 2,2 nm nên nó có xu hướng hiển thị ổ mưa rộng hơn thực tế.



ảnh số 38:

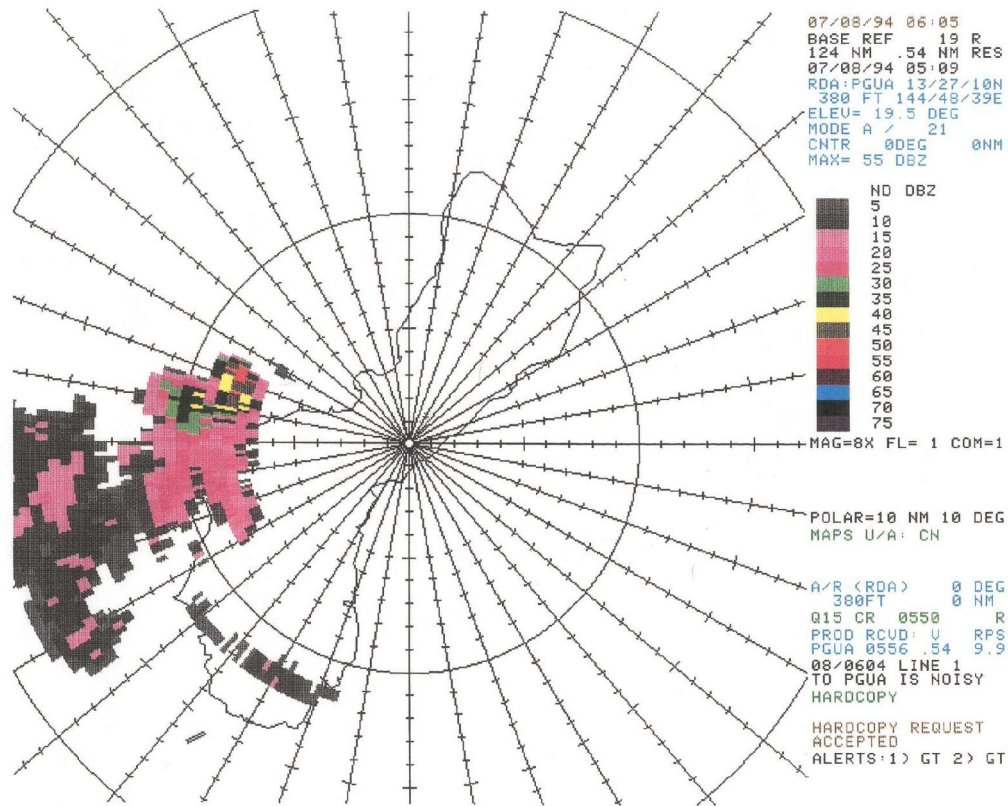
Ảnh PHVT cơ bản BASE(Z) (hay PPI(Z)), góc nâng $\delta = 0,5^\circ$, ngày 08/07/94, giờ 05:09Z (cùng thời điểm với ảnh trước), bán kính cực đại 240 nm, độ phân giải 0,54 nm.



Do độ phân giải lớn hơn (0,54 nm) nên ta có thể xác định chính xác hơn phân bố PHVT: trên ảnh này, vùng PHVT gần với vị trí trạm và ở trên đảo nhỏ hơn so với vùng PHVT tương ứng trên CMAX (xem ảnh trước). Ta thấy rằng vùng PHVT 50 dBz nằm ở giữa hướng $280^\circ - 290^\circ$, do ở gần radar và ở góc nâng thấp, nó có thể xác định như là vùng “mưa rào mạnh” đang xảy ra. Vậy các vùng PHVT 40 - 45 dBz khác thì sao?

ảnh số 39:

BASE(Z) (hay PPI(Z)), góc nâng 19,5°, ngày 08/07/1994, giờ 05: 09Z (cùng thời điểm với ảnh trước), bán kính cực đại 240 nm, độ phân giải 0,54 nm.



Vùng gần 8 nm, theo hướng 290° cho thấy độ PHVT tương đối thấp ở 20 kft. Có thể đó là vùng PHVT đang hình thành. Vùng gần 8 nm, 280° có độ PHVT mạnh 30 - 40 dBz. Có phải đây là vùng PHVT đang hình thành hay là mưa?.

Kinh nghiệm: làm thế nào để sử dụng tốt nhất các sản phẩm của radar?

Trước tiên kiểm tra sản phẩm CMAX, tìm các “điểm nóng” của đối lưu (độ PHVT lớn).

- Tạo 4 hiển thị ở các góc nâng khác nhau:

- 1- Ảnh hiển thị góc nâng thấp;
- 2- Ảnh hiển thị với góc nâng cho biết thông tin ở 10 kft
- 3- Ảnh hiển thị với góc nâng cho biết thông tin ở 15 kft
- 4- Ảnh hiển thị với góc nâng cho biết thông tin ở 30 kft

- Tạo 4 hiển thị đồng thời khác:

- 1- ETOPS,
- 2- CMAX,
- 3- Tổng lượng mưa ACM 1h,
- 4- Tổng lượng mưa ACM 3h.

Việc lựa chọn góc nâng, trừ ảnh hiển thị đầu tiên, phải tùy thuộc vào khoảng cách để có thể lấy được thông tin ở 10 kft, 15 kft và 30 kft.

- Tạo mặt cắt thẳng đứng (XSEC) dọc theo hướng tia quét hoặc vuông góc với tia quét ở những nơi có đối lưu mạnh. Tùy yêu cầu mà tạo sản phẩm XSEC để đảm bảo cung cấp thông tin cho việc phân tích. Trường hợp trên không tạo XSEC nên làm hạn chế kết quả phân tích hệ thống mây và hiện tượng thời tiết. Nếu hệ thống mây gần vị trí đặt trạm, sản phẩm VAD cần được xem xét. Nếu vùng PHVT ta quan tâm ở xa trạm, cần xem xét mặt cắt thẳng đứng tốc độ XSEC(V) theo hướng tia quét và vuông góc với tia quét qua vùng PHVT đó.

Sản phẩm CAPPI có thể thay thế những sản phẩm nào trên đây?

HÌNH THẾ GIÓ BIỂN

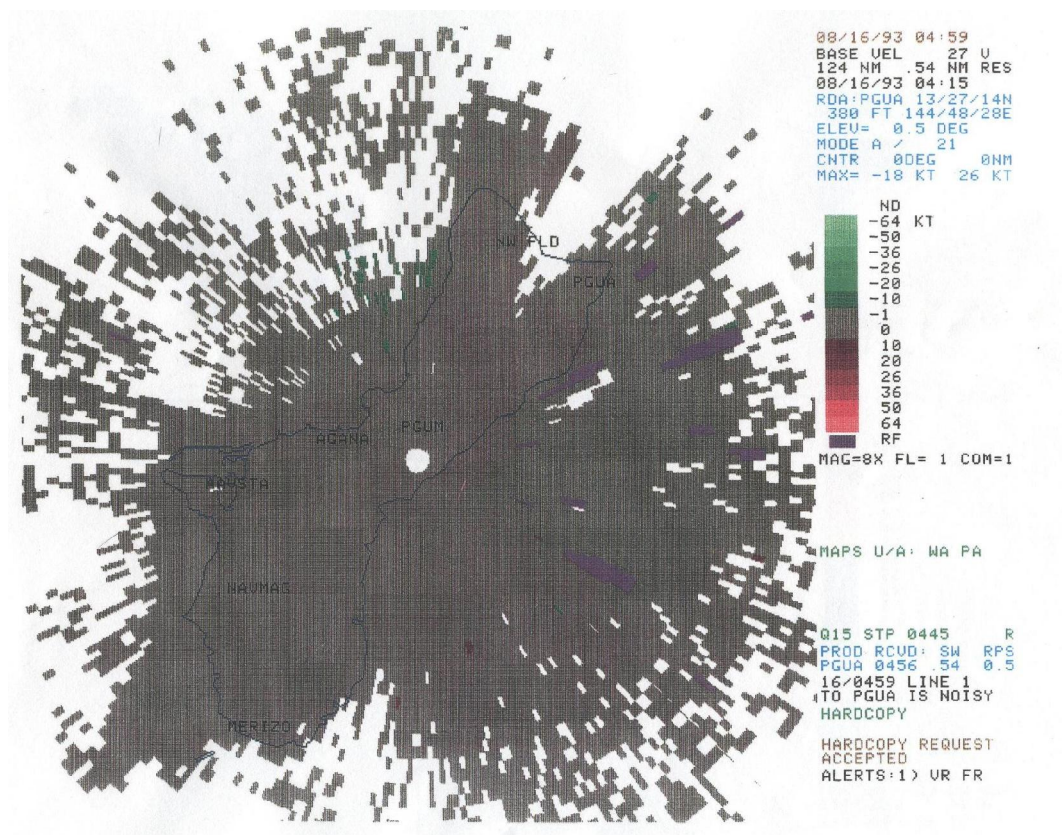
Vào mùa hè ở Guam, khi gió mặt đất yếu, vào khoảng từ gần trưa cho đến đầu giờ chiều là thời gian thuận lợi cho việc hình thành dông. Khi đó, gió rất nhẹ cùng sự đốt nóng bề mặt hình thành nên một vùng áp thấp gần sườn phía nam khu vực đồi, núi ở giữa đảo. Gió mặt đất hội tụ dưới thấp kết hợp với sự đốt nóng bề mặt và sự nâng lên của địa hình làm tăng khả năng xuất hiện dông. Nếu lượng mưa rơi là đủ lớn trên một khu vực đủ rộng thì sự đốt nóng bề mặt sẽ bị xua tan.

Trường hợp trên cho thấy rằng gió từ hướng đông-đông-bắc và đông tương quan yếu với việc hình thành dông và đối lưu cumulus ở khu vực bờ biển tây-tây-nam đến tây-tây-bắc của đảo. Điều này xảy ra thường xuyên đủ để những cơn dông hình thành ở vùng phụ cận của Orote Point về phía tây-tây-nam của trạm radar được gọi là “dông Orote”.

ảnh số 40:

Tốc độ gió cơ bản PPI(V) (hoặc BASE(V)), ngày 16/08/93, giờ 04: 15 Z (14:15L), góc nâng $0,5^0$; độ phân giải 0,54 nm.

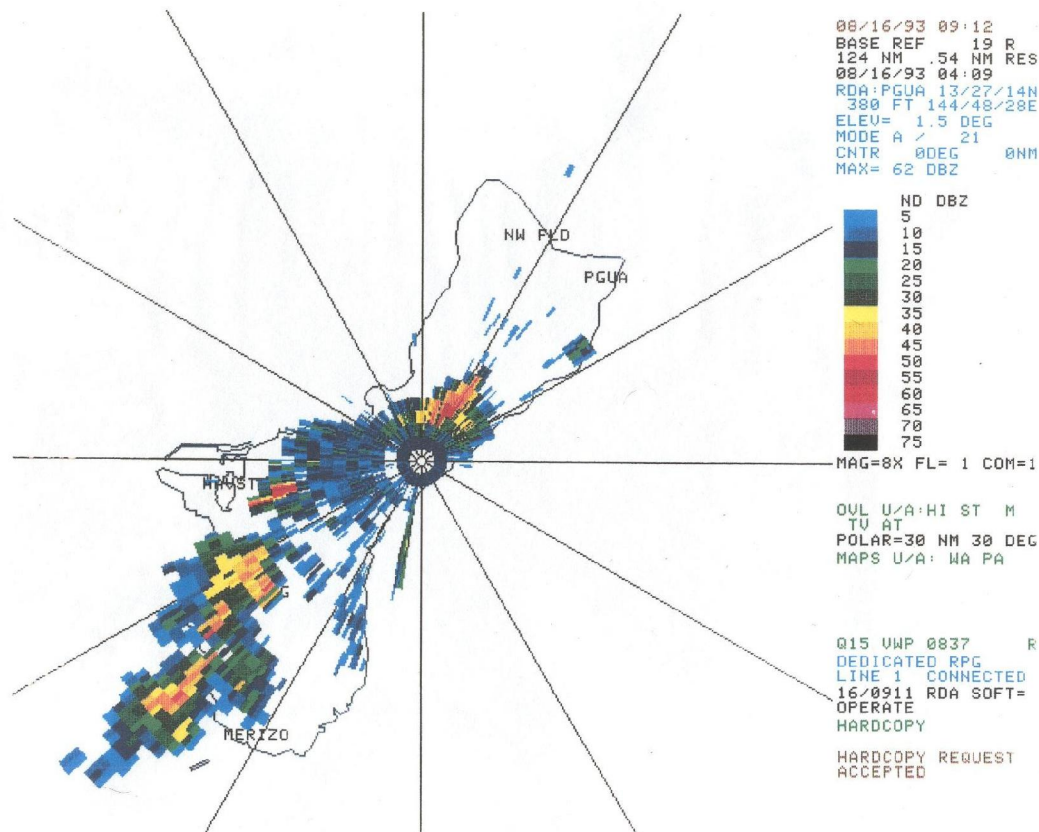
Ảnh này cho thấy một khu vực rộng có dòng gió đi vào với tốc độ là -1 knots và trong khu vực phía bắc gió hướng về radar với vận tốc -10 knots trong khi ở ngoài bờ biển tây-nam khu vực gió đi vào có tốc độ khá mạnh.



ảnh số 41:

Phản hồi cơ bản PPI(Z) (hoặc BASE(Z)), ngày 16/08/93, thời điểm bắt đầu quét khối 04:09 Z, góc cao 1,5°; độ phân giải 0,54 nm.

Ảnh này cho thấy đối lưu phát triển mạnh trên đảo, một ổ có độ phản hồi khoảng 50 dBz ở vị trí cách cách radar 8-10 nm tại góc hướng 250° và ở đây là khu vực đồi núi nhỏ, nó cho thấy có sự hội tụ do địa hình. Dọc theo góc hướng 240° là một vùng khá rộng có độ phản hồi 45 dBz đây là phản hồi của núi Lamlam, là ngọn núi cao nhất trên đảo và là nơi hình thành dông. Theo ngôn ngữ của người Chamorro, Lamlam có nghĩa là tia chớp và tháng 9 cũng được gọi là Lamlam. Dọc theo đường bờ biển phía nam cũng có vùng đồi núi thấp, do vậy cần phải chú ý đến hội tụ do địa hình tại đây. Đây là vùng đối lưu ở ngoài đảo dọc theo đường bờ biển phía tây và tây-nam. Đây là những phản hồi không phải được hình thành trên biển mà chúng di chuyển về phía biển sau khi được hình thành trên sườn núi. Trong hoàn lưu gió biển có một dòng gió thổi theo hướng ngược lại, dòng này thường quan sát thấy tại độ cao 5-10 kft.



SỰ BÙNG PHÁT CỦA GIÓ MÙA TÂY-NAM

Trong một vài năm gần đây vào mùa hè, gió mùa tây-nam mở rộng về phía đông từ Philipin đến quần đảo Marianas dọc theo kinh tuyến 145⁰E. Sự mở rộng về phía đông đối với gió tây thường xảy ra vào tháng 8 và tháng 9. Điều này xảy ra khi rãnh áp thấp hoặc hoàn lưu xoáy (gyre) xuất hiện. Bởi vì gió mặt đất theo hướng đông-nam từ nam bán cầu vượt qua xích đạo và đổi hướng, thổi về phía bắc hoặc đông-bắc tùy thuộc vào vị trí của rãnh gió mùa hoặc hoàn lưu xoáy (gyre). Nói chung, vùng áp thấp trên đất Trung Quốc đã suy yếu một chút và gradient khí áp theo hướng bắc và phía đông-bắc lớn hơn gradient khí áp về phía Trung Quốc. Hiện tượng này tạo điều kiện hình thành các luồng gió nam hay tây-nam ở Marianas và có thể tồn tại hàng tuần nếu rãnh gió mùa hay hoàn lưu xoáy tiếp tục tồn tại. Hệ thống synop này gây ra mưa đáng kể trong suốt tháng 8 và tháng 9.

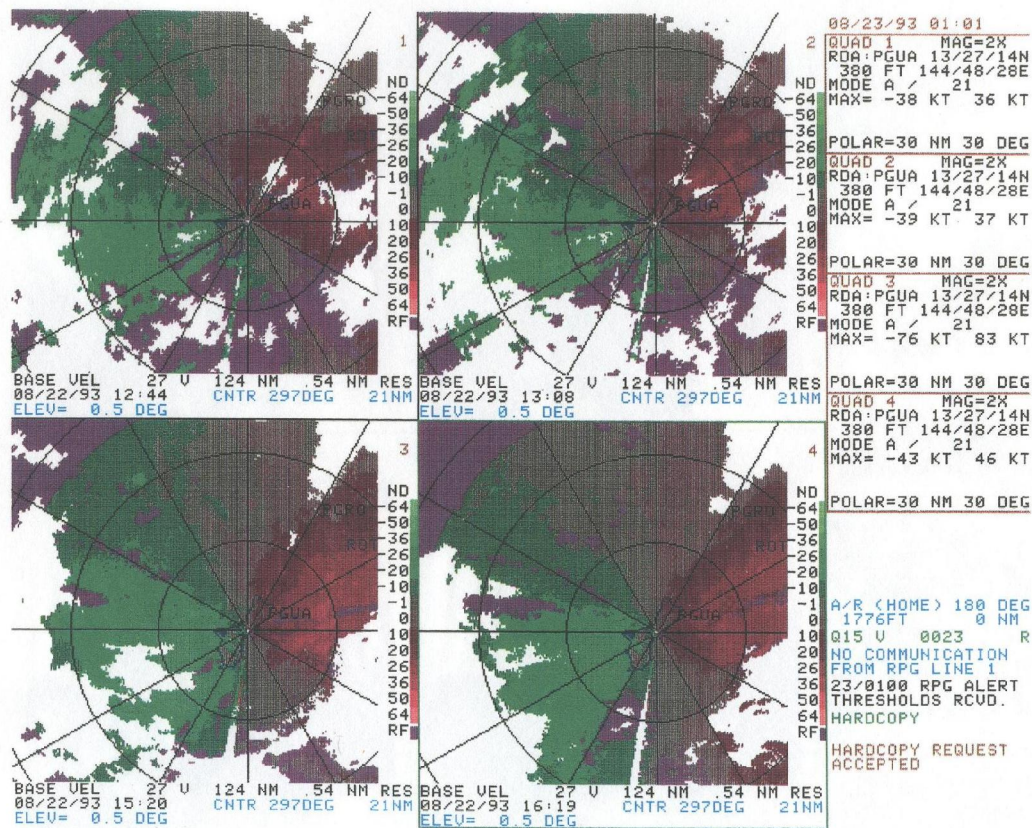
ảnh số 42:

Bốn ảnh sản phẩm tốc độ gió cơ bản PPI(V) từ thời điểm 12: 44Z đến 16: 19Z ngày 22/8/93, góc nâng 0,5⁰; độ phân giải 0,54 nm.

Trong ảnh 1, thời điểm 12: 44Z hướng gió thịnh hành là tây-nam (240^0) và sâu (trái tới những độ cao lớn), trung tâm của vùng gió -26 kt là tương đối sâu nhưng ở khu vực dòng ra, trung tâm là tương đối nông cho thấy vùng gió vừa đi qua vị trí radar.

Ảnh 4, thời điểm 16:19Z vùng tốc độ +26 kt mở rộng theo phương thẳng đứng đến độ cao 20 kft (ứng với khoảng cách trên 60 nm). Đường tốc độ số 0 thay đổi nhẹ so với các ảnh trước đó cho thấy gió trở nên lệch tây hơn một chút. Lưu ý rằng phạm vi khu vực dòng đi vào mở rộng đến 60 nm trong vùng phụ cận của Guam.

Ở cả 4 ảnh đều có vùng số liệu ở khoảng cách ảo (vùng màu tím) về phía tây-bắc, cho thấy vùng gió đi vào mở rộng quá khoảng cách 60 nm, trong khi về phía đông-nam, số liệu tốc độ bị hạn chế, chứng tỏ vùng số liệu gió bị thu hẹp vì thiếu mục tiêu.



ảnh số 43:

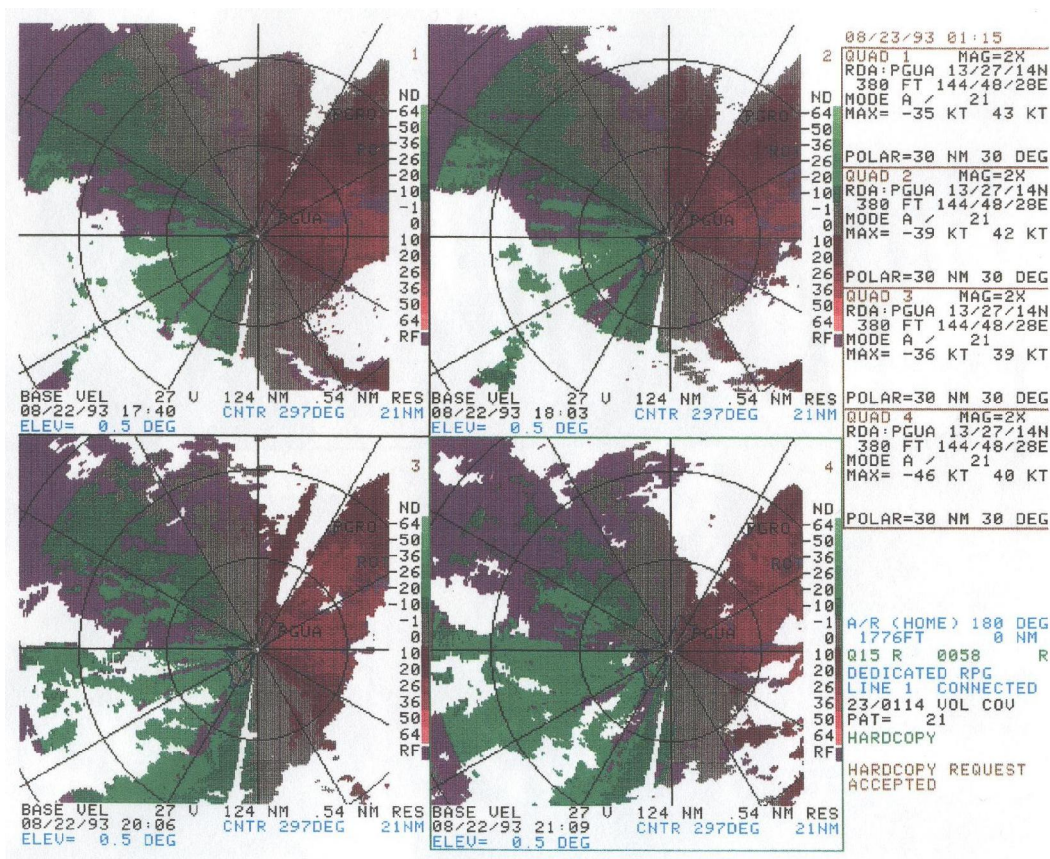
Bốn ảnh sản phẩm tốc độ Doppler cơ bản (PPI(V)), từ thời điểm 17:40Z đến 21:09Z, ngày 22/08/93 (lấy muộn hơn bốn ảnh trước vài giờ); góc cao $0,5^0$, độ phân giải 0,54 nm (1 km).

Ảnh 1, thời điểm 17: 40Z: Gió thịnh hành gần trạm là gió tây-nam nhưng chú ý rằng vùng gió thổi đến radar đã giảm về quy mô so với ảnh trước và chỉ mở rộng đến 45 nm nhưng điều này không có nghĩa là gió tây-nam đã kết thúc mà chỉ là do mục tiêu không nhiều.

Ảnh 2, thời điểm 18:03Z: Góc phần tư tây-nam gần trạm vẫn tiếp tục không có số liệu. Nguyên nhân là trong vùng không có mục tiêu. Chú ý đến ảnh hưởng che khuất của tòa nhà cao ở góc hướng 190° và của Núi Santa Rosa trên đảo Guam ở góc hướng 30°.

Ảnh 4, thời điểm 21:09Z: Đối lưu tăng trong góc phần tư tây-nam.

Trên bốn ảnh này cho thấy rằng mặc dù gió tây-nam không ngừng thổi vẫn có nhiều biến động trong hoạt động của đối lưu. Có những đợt mưa rào mạnh trong những khoảng thời gian ngắn, mưa nhỏ và mưa vừa trong khoảng thời gian dài hơn và cả những đợt mưa nhỏ ngắn.

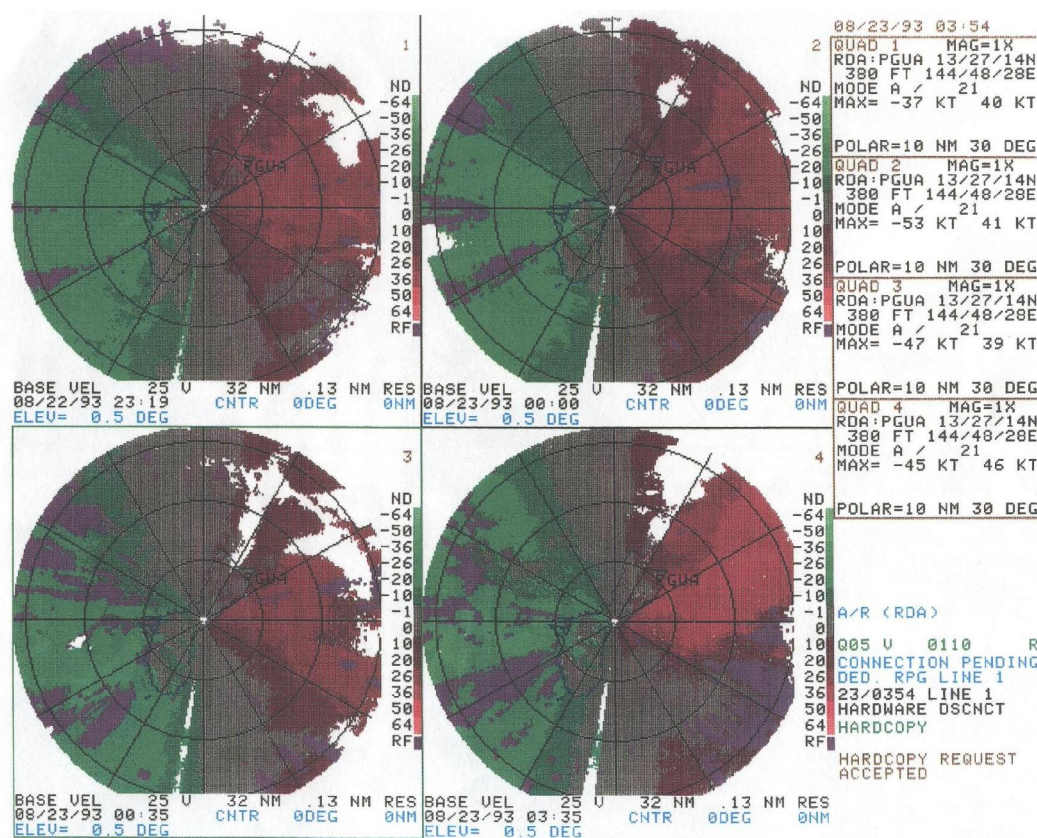


ảnh số 44:

Bốn ảnh sản phẩm tốc độ Doppler cơ bản (PPI(V)), từ thời điểm 23:18Z ngày 22/08/93 đến thời điểm 03:35Z ngày 23/08/03 góc cao $0,5^0$, độ phân giải 0,54 nm.

Thời điểm 23:19Z (ảnh thứ nhất) : dòng gió mùa tây-nam bùng phát với sự tăng lên về tốc độ và đối lưu.

Thời điểm 03:35Z (ảnh thứ 4) : dòng gió mùa tây-nam tiếp tục tồn tại với sự giảm nhẹ về tốc độ.



ảnh số 45:

Bốn sản phẩm cơ bản về tốc độ gió Doppler PPI(V) tầng thấp, ngày 23/08/93; từ 06:43Z đến 12:04Z (lấy muộn hơn bốn ảnh trước vài giờ), góc nâng $0,5^0$ và độ phân giải 0,54 nm (1 km).

Ảnh thứ 1, 06:43Z cho thấy đối lưu đã bắt đầu suy yếu trong vùng Guam.

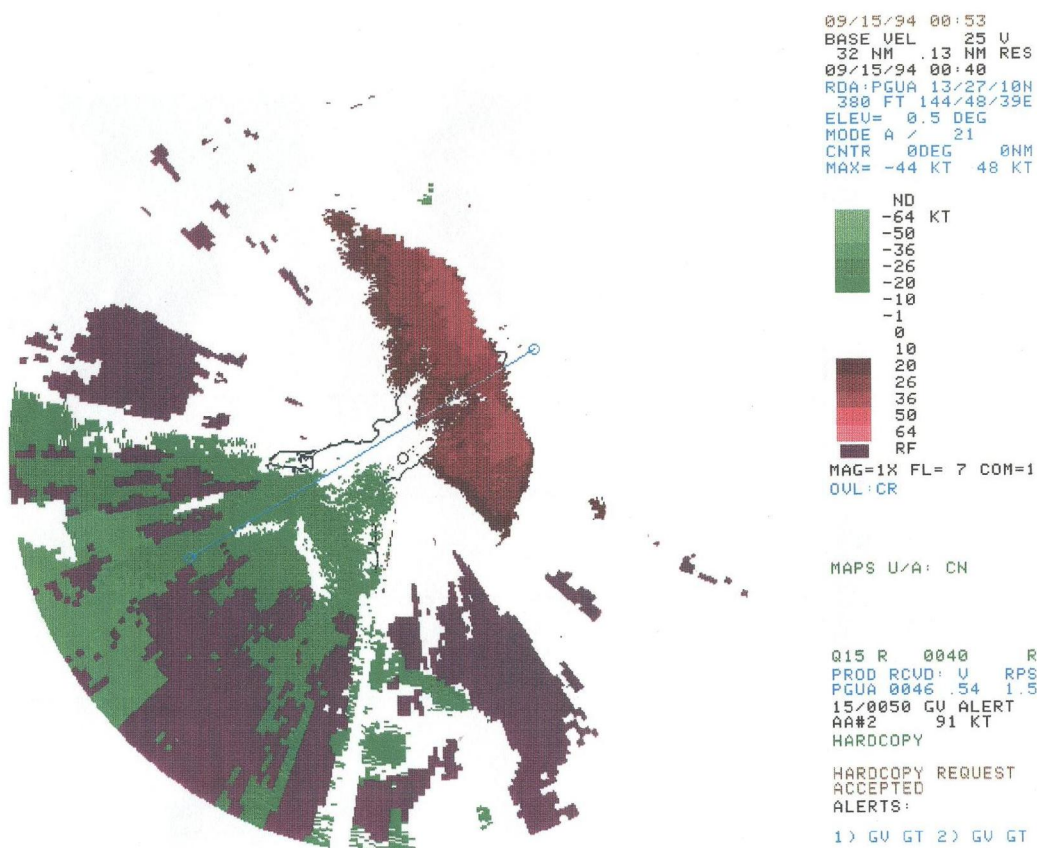
Ảnh thứ 4, 12:04Z: đối chiếu với 3 ảnh trước ta thấy đối lưu gần Guam đã suy yếu chậm trong vòng 6 giờ qua.

ảnh số 46:

Tốc độ gió cơ bản PPI(V) (hoặc BASE(V)), quét khối từ thời điểm 00:40Z ngày 15/09/94 ; góc nâng $0,5^{\circ}$; độ phân giải 0,54 nm (1 km).

Thời kì này đang có một đợt gió mùa tây-nam khác hoạt động. Trước ảnh này, tại thời điểm 23:29Z ngày 14/09/1994 (không nêu ảnh ở đây), đỉnh của sự bùng phát gió mùa tây nam ở vị trí xấp xỉ 15 nm tính từ vị trí của radar. Một lõi cực đại có gió hướng về phía radar với tốc độ -36 knots đã trải rộng từ sát mặt đất lên tới 8 kft (2425 m).

Tại 00:40Z, gió tây-nam khống chế đảo. Hình ảnh không chỉ rõ gió bề mặt với tốc độ -36 knots ngoại trừ một vài vùng nhỏ. Có một vùng gió rất mạnh có hướng đi ra nằm ngay ở phía đông của đảo, có lẽ vùng này phản ánh sự chuyển động của lõi cực đại từ ảnh tại thời điểm 23:29Z. Trên đảo có một đoạn thẳng chéo dọc theo chiều dài của đảo, đó là tuyến được chọn để tạo mặt cắt thẳng đứng.

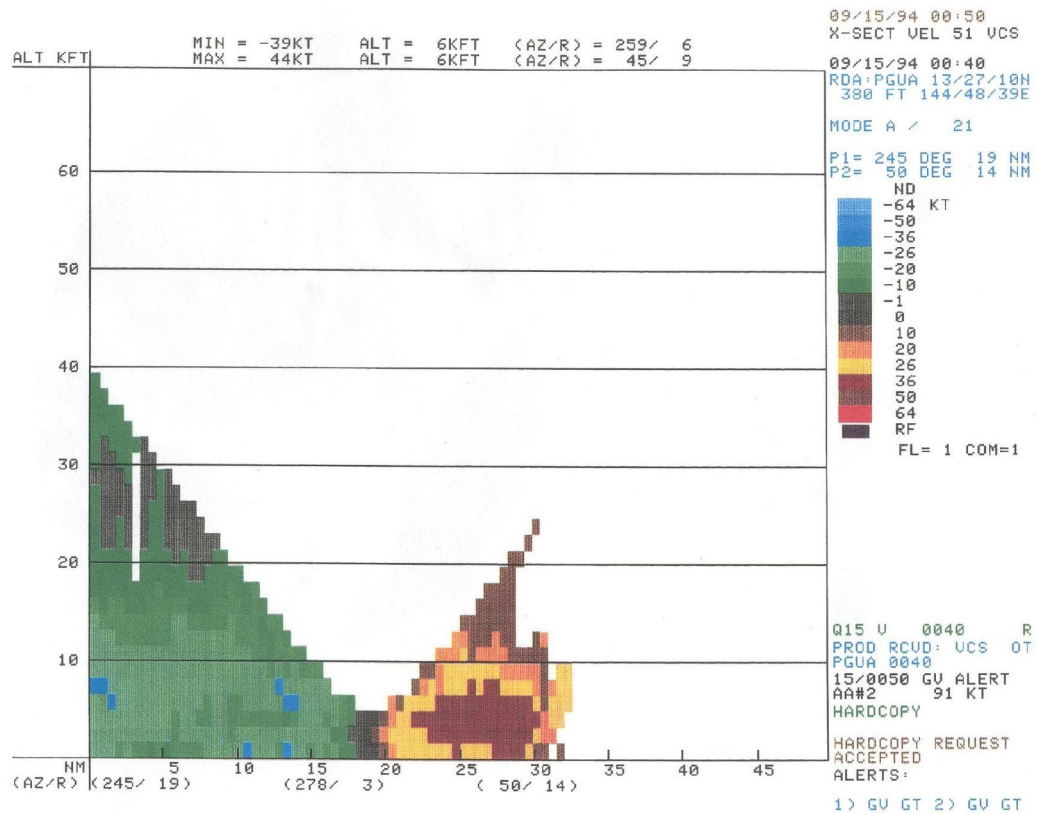


ảnh số 47:

Mặt cắt tốc độ gió XSEC(V) từ điểm P₁(245⁰;19 nm) đến P₂(50⁰;14 nm), ngày 15/09/1994, thời điểm 00:40Z.

Mặt cắt này cho chúng ta hiểu rõ là tại sao không có một lõi gió mạnh có hướng vào trong nào ở thời điểm đang xét. Có thể lí giải rằng lõi có gió tương đối mạnh hướng vào trong (về phía radar) biến động theo thời gian và không liên tục như khi nhìn thấy trên những hình ảnh khác. Và điều khác cũng rất đáng quan tâm là ở phía đông của vùng bùng phát (the surge area) chỉ có rất ít mưa nhưng phía trên của lõi (gió có hướng ra ngoài) thì đối lưu lại đang hình thành.

Về phía tây-nam, tại (245⁰; 19 nm) ở đầu trái của tuyến cắt có một khối mây Cb lên đến độ cao 40 kft (12,1 km). Điều này cho thấy rằng có thể một đợt bùng phát khác đang đổ bộ lên (tràn vào) đảo.

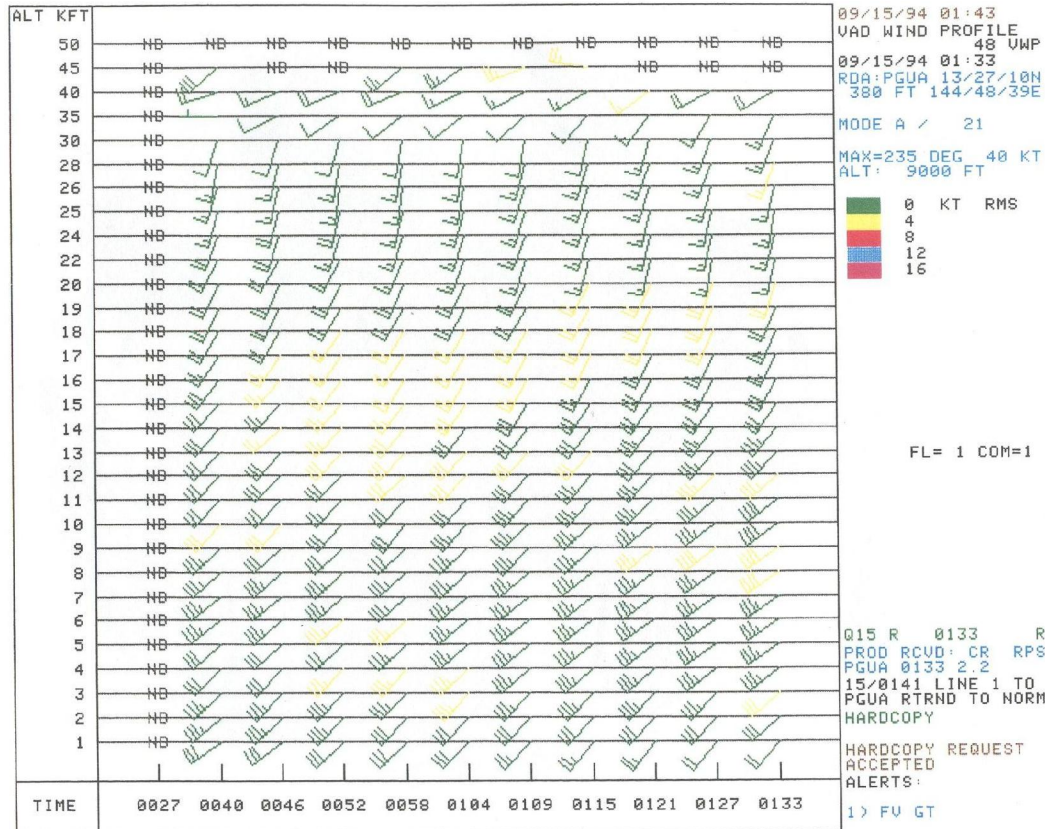


ảnh số 48:

Hiện thị profile gió ngang (VAD), từ thời điểm 0:27Z đến 01:33Z, ngày 15/09/94.

VAD cho thấy rằng tốc độ gió bề mặt trên vùng đảo là tương đối yếu, từ 20 - 30 knots tại 1 kft (330 m). Từ thời điểm 01:04Z, tốc độ gió tại 1 kft đã giảm từ 30 knots xuống 20 knots. Hướng gió chủ đạo là tây-nam.

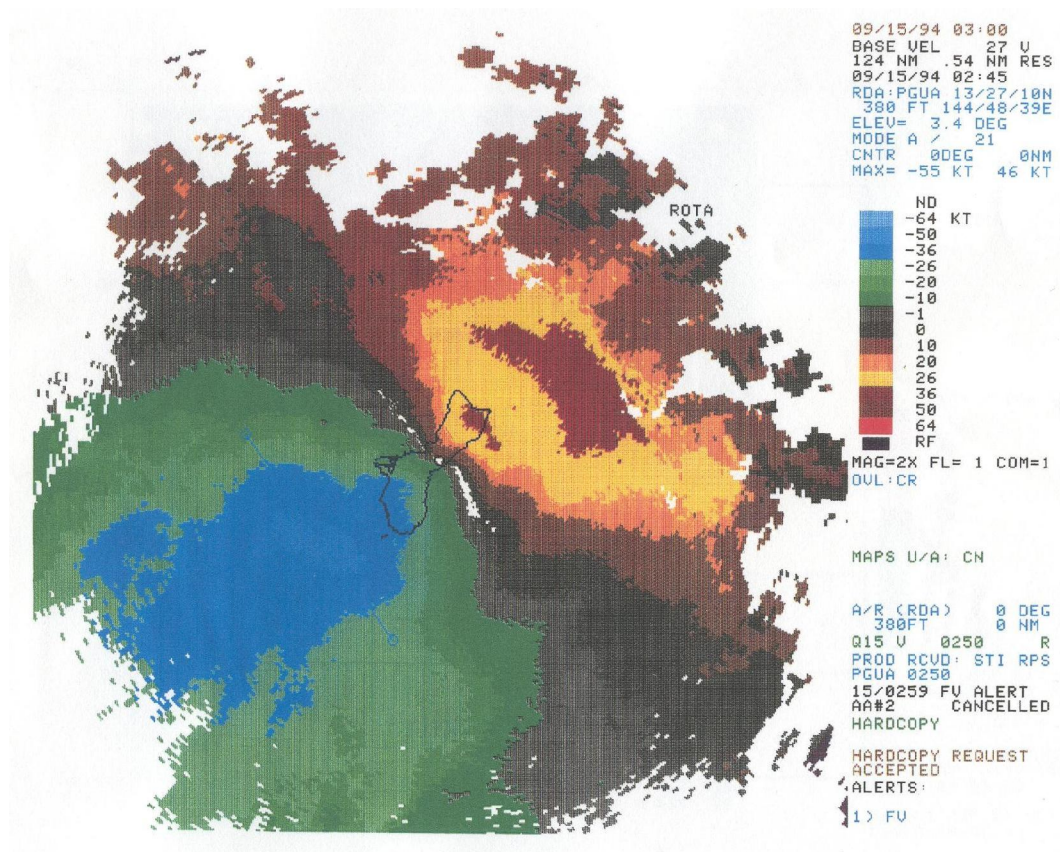
VAD biểu thị sự trải rộng theo phương thẳng đứng của trường gió tây-nam mà có thể lên đến độ cao 45 kft (13,6 km). Gió tây-nam tương đối mạnh ở phạm vi từ mặt đất lên đến mực 15 kft (4,5 km). Tốc độ gió cực đại là 40 kt, thổi theo hướng 235° ở mực 9 kft. Lên cao hơn 15 kft, gió yếu hơn và hướng lệch về nam hơn một chút. Ở lân cận độ cao này, từ sau 0:46Z có sự biến động mạnh hơn của tốc độ gió (thể hiện qua màu vàng của các "xương cá").



ảnh số 49:

Tốc độ gió cơ bản PPI(V) (hoặc BASE(V)), quét khối từ thời điểm 02:45Z, ngày 15/09/94 ; góc nâng $3,4^{\circ}$, độ phân giải 0,54 nm (1 km).

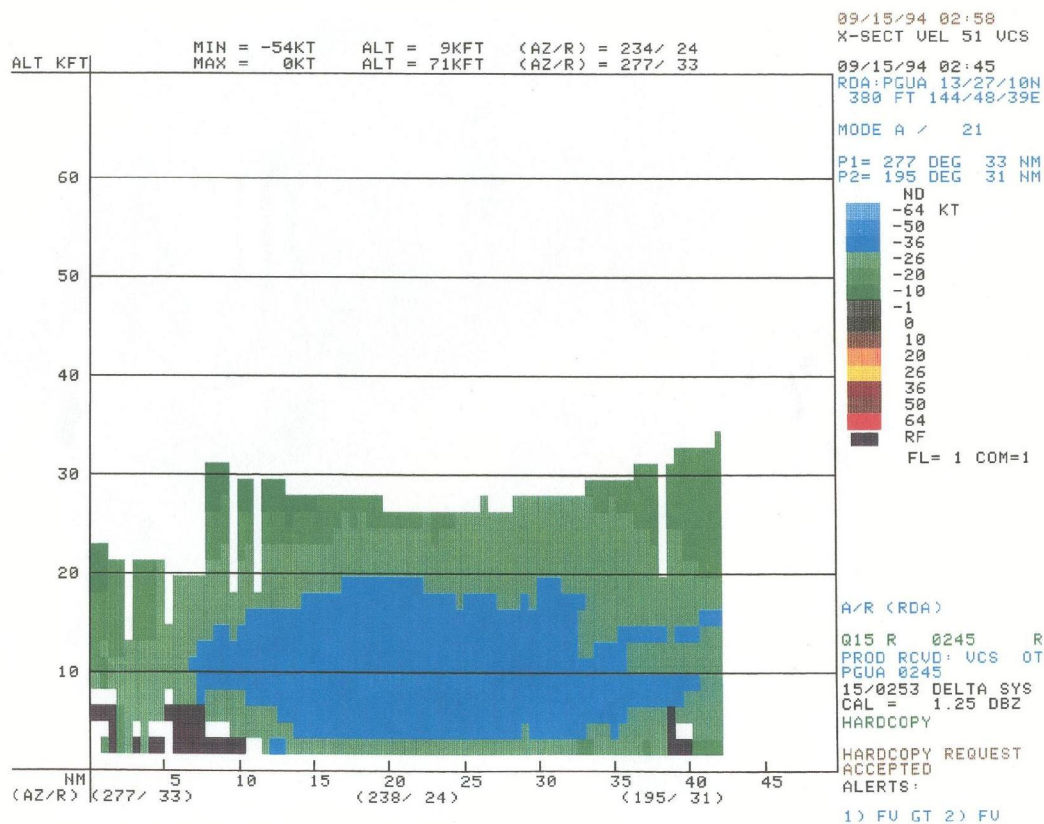
Hình ảnh cho thấy một vùng lõi -36 knots đang tiến sát khu vực radar. Đường như gió trên trạm tương đối yếu nhưng sẽ nhanh chóng tăng tốc - độ hội tụ mạnh? mưa lớn tăng lên? Chú ý là ở vùng tây-bắc, gió đang đổi hướng sang hướng nam nhiều hơn. Cũng cần chú ý rằng, nên xem xét thêm mặt cắt thẳng đứng của vận tốc gió.



ảnh số 50:

Mặt cắt thẳng đứng XSEC(V), 15/09/94, thời điểm 02:45Z; độ phân giải 0,54 nm (1 km).

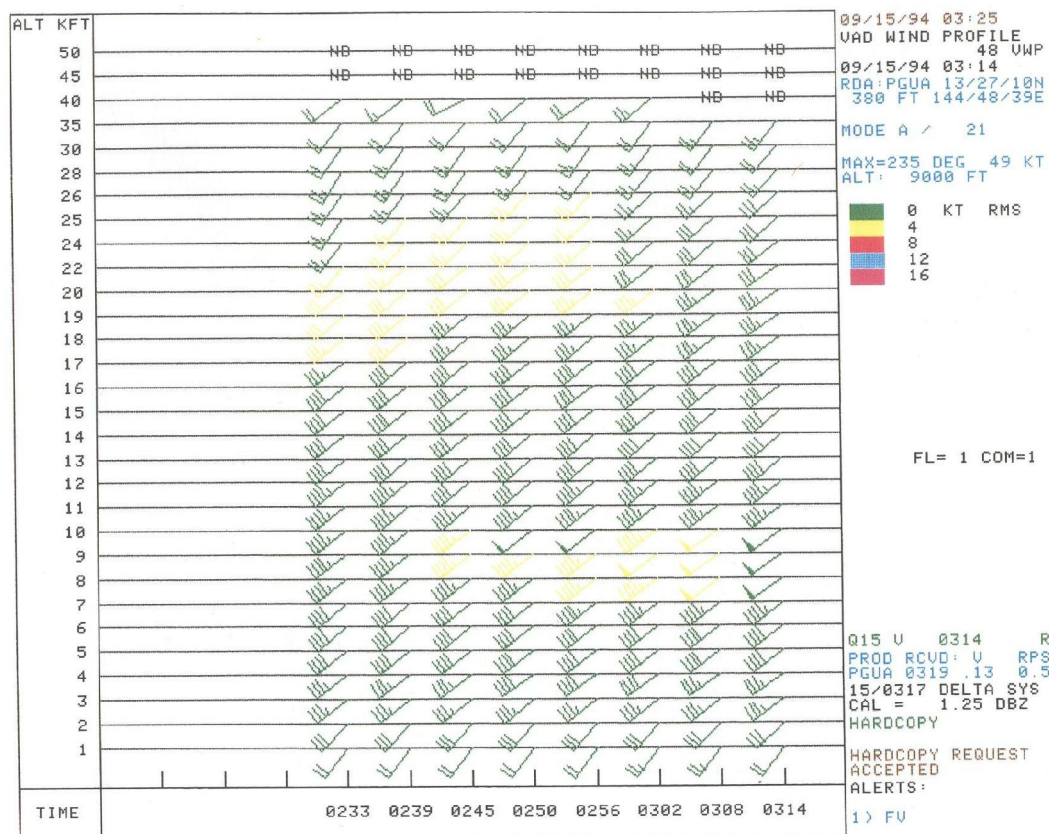
Mặt cắt cho thấy lõi tốc độ gió -36 knots trải rộng và sâu (từ gần bề mặt đến độ cao 18 kft (5,5 km)). Có sự xuất hiện vùng gió hướng vào trong ở gần 10 kft (3,3 km). Đỉnh mây ở mặt cắt này ở gần 30 kft (9,1 km).



ảnh số 51:

Profile gió ngang (VAD), từ thời điểm 2:33Z đến 03:14Z, ngày 15/09/94.

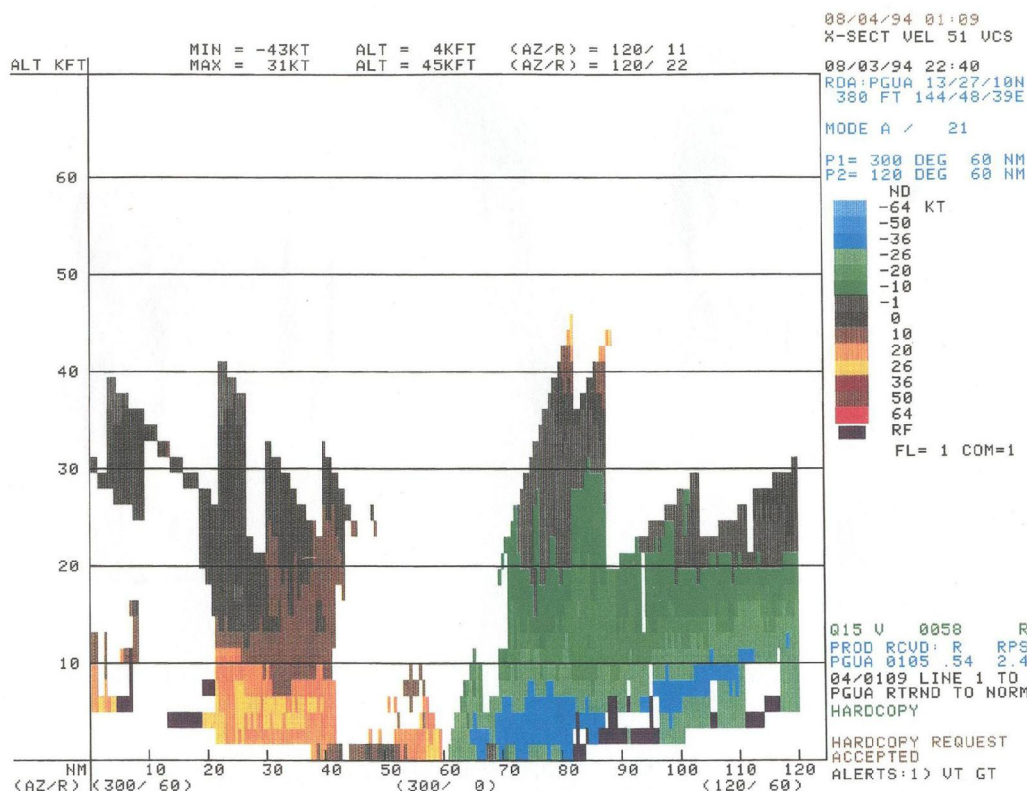
VAD cho thấy sự liên tục của dòng gió tây-nam mạnh. Cấu trúc thẳng đứng thể hiện những vùng gió hướng vào trong với tốc độ cực đại lên tới -50 knots ở gần mực 10 kft (3,04 km) cũng giống như đã được chỉ ra trong mặt cắt trước đây (trường gió tây-nam lên đến độ cao 45 kft. Gió tây-nam tương đối mạnh ở phạm vi từ mặt đất lên đến mực 15 kft). Lên cao hơn 15 kft, gió yếu hơn và hướng lệch về nam hơn một chút. Ở độ cao này và 20 kft, trong những khoảng thời gian nhất định có sự biến động mạnh của tốc độ gió (thể hiện qua màu vàng của các "xương cá").



PHÂN TÍCH MẶT CẮT TỐC ĐỘ GIÓ

ảnh số 52:

Mặt cắt thẳng đứng của tốc độ gió XSEC(V) dọc hai theo tia quét từ điểm $P_1(300^\circ; 60 \text{ nm})$ qua điểm đặt radar đến $P_2(120^\circ; 60 \text{ nm})$ (tuyến gấp khúc); thời điểm 22:40Z, ngày 03/08/94.



Trên ảnh thấy một lõi khá rộng, mạnh khoảng - 36 knots (màu xanh da trời) từ độ cao 2 kft (606 m) đến 6 kft (1818 m) đang tiến về phía radar. Lõi trải rộng từ 65 nm đến 85 nm kể từ điểm đầu tuyến; trong đó có vài ô thể hiện gió có hướng đi về gần radar với tốc độ 36 knots kéo xuống tận mặt đất. Còn từ vùng 85 nm tới 110 nm thì có sự xuất hiện gió hướng đi vào với tốc độ - 36 knots tại độ cao lớn hơn. Dọc theo tia quét này, có sự xuất hiện của đối lưu mạnh lên đến độ cao xấp xỉ 45 kft (13,6 km) và tàn dư của các đám mây Cb vẫn còn ở độ cao 30 kft (9,1 km).

Nguyên nhân nào gây nên sự phát triển của đối lưu mạnh trên vùng biển nhiệt đới Marianas ở gần Guam? Vùng đại dương và lớp khí quyển bên trên nó là tương đối ẩm và ẩm có tiềm năng bất ổn định. Tuy có một vài cơ chế nâng để hình thành đối lưu nhưng lại không có sự đốt nóng mặt đệm một cách không đồng nhất; không có sự nâng do địa hình và do front. Sự hình thành đối lưu có thể là do hội tụ ở tầng thấp hoặc là đối lưu cưỡng bức ở bề mặt bởi sự phân kì trên cao.

Tiếp theo cần phải tìm hiểu nguyên nhân nào gây nên sự bắt đầu của đối lưu trong dòng bình lưu qui mô lớn. Ở vùng gần trạm (cách đầu tuyến 60 nm), dòng gió đông nam với tốc độ - 26 knots (hướng đi về phía radar) tồn tại ở mực thấp. Ngược theo chiều gió thổi khoảng 5 nm (cách đầu tuyến 65 nm) một lõi có tốc độ gió -36 knots (gió hướng đi về phía radar) được phát hiện. Đây là trường hợp hai khối không khí di chuyển cùng chiều với hai tốc độ khác hẳn nhau (26 và 36 knots), tạo ra một sự hội tụ gió ở nơi tiếp giáp giữa hai khối khí và khối khí nào nhẹ hơn sẽ bị trượt lên trên khối kia. Như vậy, đối lưu cưỡng bức được hình thành. Do khí quyển ẩm ướt, nên khi khối khí bị trượt đến trên mực ngưng kết, nó vẫn sẽ tiếp tục được nâng lên vì lúc này nhiệt ngưng kết toả ra làm tăng thêm tính bất ổn định của nó. Mây Cb sẽ hình thành. Khi mà giáng thủy bắt đầu rơi xuống từ mây Cb, sẽ có dòng giáng thủy xuyên qua đáy mây xuống thấp rồi toả ra theo tất cả các hướng.

Ở thời điểm này một cơ chế khác có thể phát triển để làm tăng thêm sự hội tụ. Dòng khí toả ra từ dòng giáng theo hướng tia quét (hướng về phía radar) sẽ tăng thêm tốc độ gió ở gần mặt đất, tạo ra sự hội tụ và đối lưu được hình thành theo hướng gió thổi. Chú ý là gió có tốc độ - 36 knots ở mặt đất có thể làm tăng sự hội tụ trong vùng. Điều này cũng tương tự như sự hình thành mây đối lưu Cumulus theo kiểu dải mây. Lúc này Dòng khí toả ra từ dòng giáng theo hướng ngược chiều gió cũng có thể tạo ra sự hội tụ gió và đối lưu nhưng sẽ làm giảm tốc độ gió bề mặt đất trong vùng đối lưu.

Thành phần dòng giáng xung quanh vùng tàn dư của mây Cb thúc ép chuyển động thẳng xung quanh vùng tàn dư này. Ở đỉnh của mây Cb, dòng ra bị phân kì và sau đó hạ thấp xuống. Sự hạ thấp này làm hạn chế đối lưu xung quanh Cb và chính điều này tạo nên sự xuất hiện “hình đe” (hay hình cái đỉnh) ở đỉnh mây Cb. Đỉnh các đám mây Cb ở khoảng cách 90 nm (kể từ điểm đầu tuyến) đang suy sụp (mây đang tan), còn ở khoảng cách xấp xỉ 65 nm thì ngược lại, mây đang phát triển.

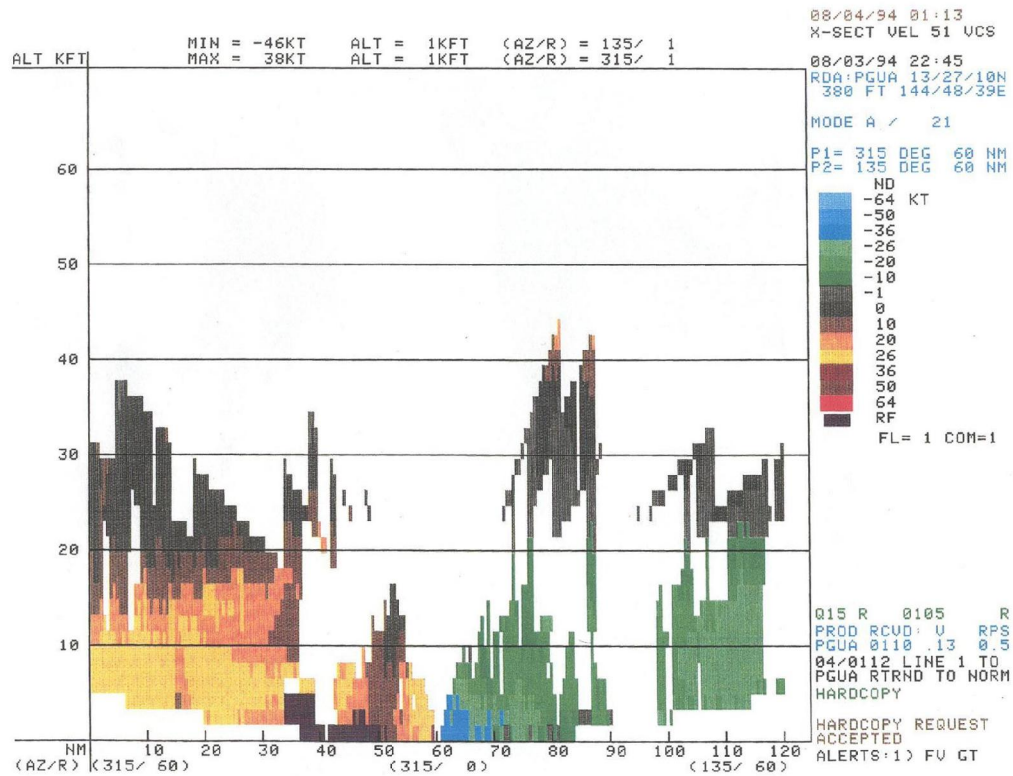
Nhìn vào các vùng có gió hướng ra xa radar, một điều dễ nhận thấy là có một dấu hiệu tương tự giống với lõi gió mạnh ở tầng thấp và sự phát triển đối lưu. Vùng nằm giữa 60 nm - 20 nm nhận thấy hiện tượng đối lưu nhưng có vẻ như mặt cắt không cắt qua vùng mưa cực đại.

ảnh số 53:

Mặt cắt thẳng đứng của tốc độ gió XSEC(V) dọc theo hai tia quét từ điểm $P_1(315^0; 60 \text{ nm})$ qua điểm trạm radar đến $P_2(135^0; 60 \text{ nm})$ (tuyến gấp khúc); thời điểm 22:45Z ngày 03/08/94.

Hình ảnh này chỉ ra một khu vực gió hướng vào radar tương tự như ảnh trước, ngoại trừ trường hợp tia quét theo hướng 315^0 không cắt qua khu vực hoạt động tối đa của đối lưu. Ở vùng gió có hướng ra ngoài thì tia quét 315^0 nằm gần với khu vực hoạt động tối đa. Ở vùng giữa 40 nm trở ra phía ngoài cho đến đường số 0, thấy có ít hoạt động đối lưu xuất hiện hơn các vùng khác trong cả hai ảnh, chứng tỏ rằng có

sự biến động của đối lưu ở thời kì phát triển. Tia quét lí tưởng có lẽ là phải theo hướng gần 310^0 .



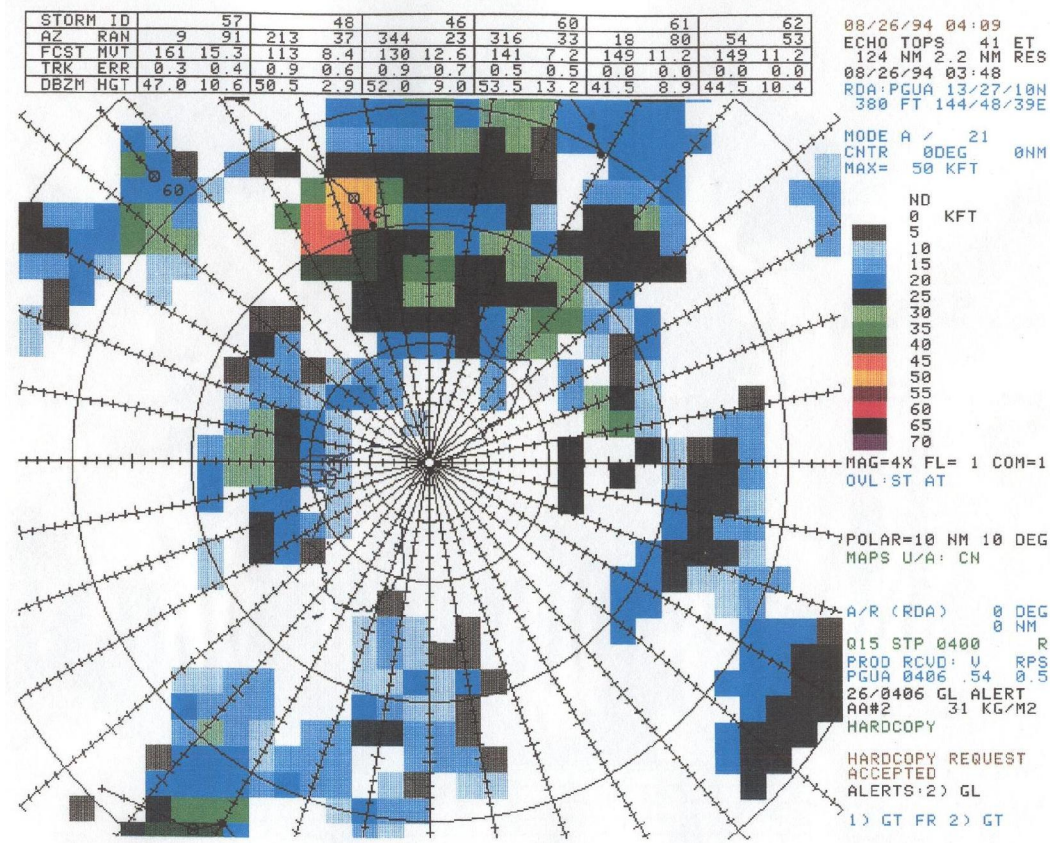
PHÂN TÍCH CÁC SẢN PHẨM ETOP VÀ VIL

ảnh số 54:

Sản phẩm ECHO TOPS (hay ETOP), thời điểm bắt đầu quét khối 03:48Z ngày 26/08/94 ; độ phân giải 2,2 nm (4,1 km).

Hình ảnh cho thấy vùng giữa 340^0 đến 350^0 và khoảng cách tới radar từ 20 đến 25 nm có các đỉnh phản hồi cao. Đỉnh phản hồi cao nhất (ứng với ô màu vàng cam trên ảnh) là 50 kft (15,2 km). Trên ảnh này cũng thể hiện thêm sản phẩm STORM TRACK. Theo sản phẩm này thì vị trí của dông được đánh dấu $\otimes$ (ở giữa ô màu vàng), còn hướng di chuyển của dông là đường vạch qua điểm này trên hình. Trên đường này còn có các chấm đen ($\bullet$), đó là các vị trí của dông theo các lần quét khối

trước. Đông di chuyển theo hướng 130° với tốc độ 12,6 knots. Các vị trí được đánh dấu $\otimes$ cũng chỉ thị các vị trí của dông dự báo trong 6 giờ. Trên hình, ở hướng 20° cũng có một đường TRACK tương tự.

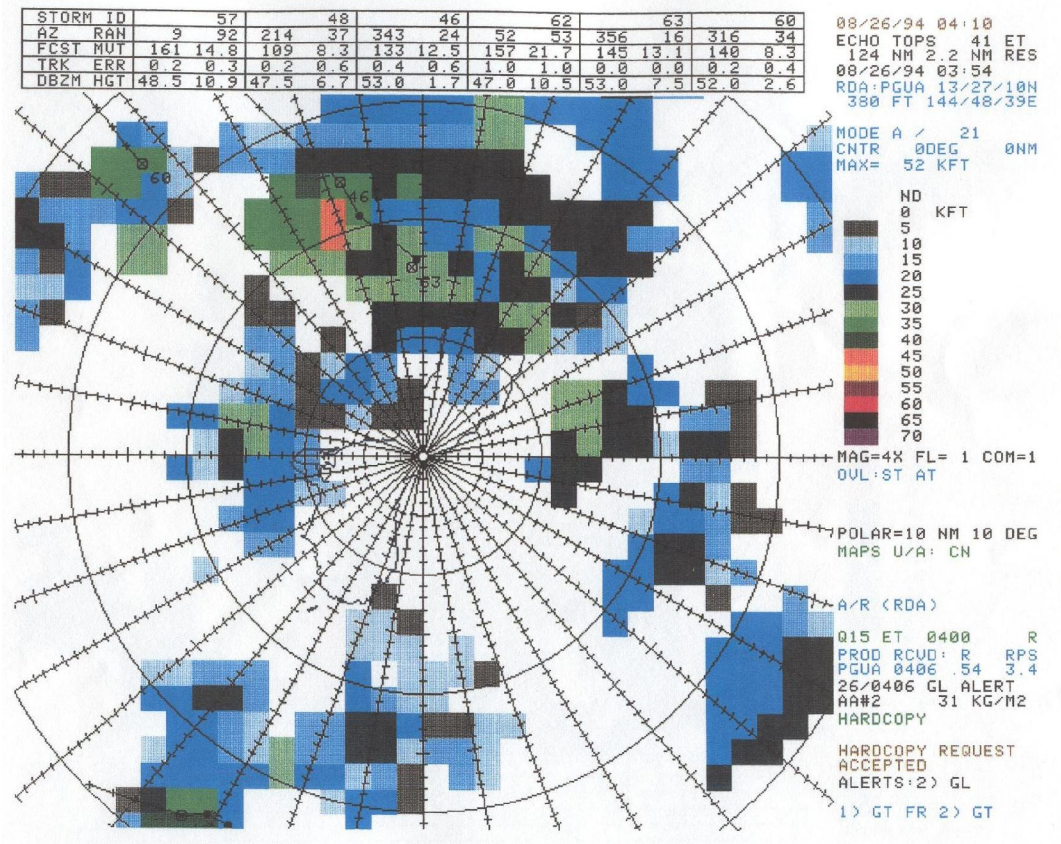


ảnh số 55:

ECHO TOPS (hay ETOP), thời điểm 03:54Z, ngày 26/08/94; độ phân giải 2,2 nm (4,1 km).

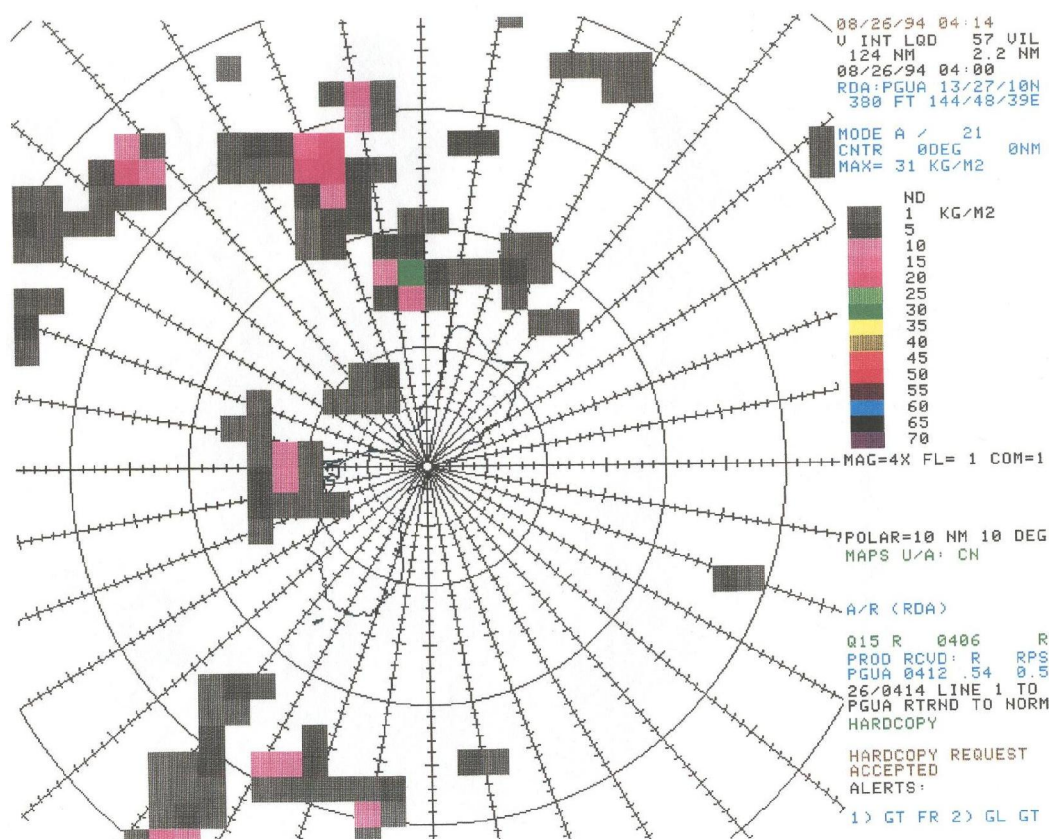
Các ô trong vùng lân cận 340° cho thấy các đỉnh phản hồi đã giảm độ cao so với ảnh trước chứng tỏ các ổ dông ở khu vực này đang tan rã. Đỉnh phản hồi cao nhất đạt 45 kft (13,6 km) nằm ở hướng 340° và cách radar từ 20 đến 24 nm. Hướng di chuyển của dông lệch về nam hơn trước. Hướng di chuyển là 133° với tốc độ 12,5 knots. Hướng di chuyển dự báo vẫn là bắc-tây-bắc. Hai lần quét khối cách nhau 6 phút cho thấy sự phát triển nhanh và phức tạp của đối lưu. Càng có nhiều đợt quét

khối trong một giờ trên vùng nghiên cứu, ta càng đánh giá được chính xác mức độ hoạt động của đối lưu và mưa.



ảnh số 56:

Tổng lượng nước ngưng kết trong cột khí quyển VIL, thời điểm bắt đầu quét khối 04:00Z, ngày 26/08/1994 (muộn hơn ảnh trước 6 phút); độ phân giải 2,2 nm (4,1km).

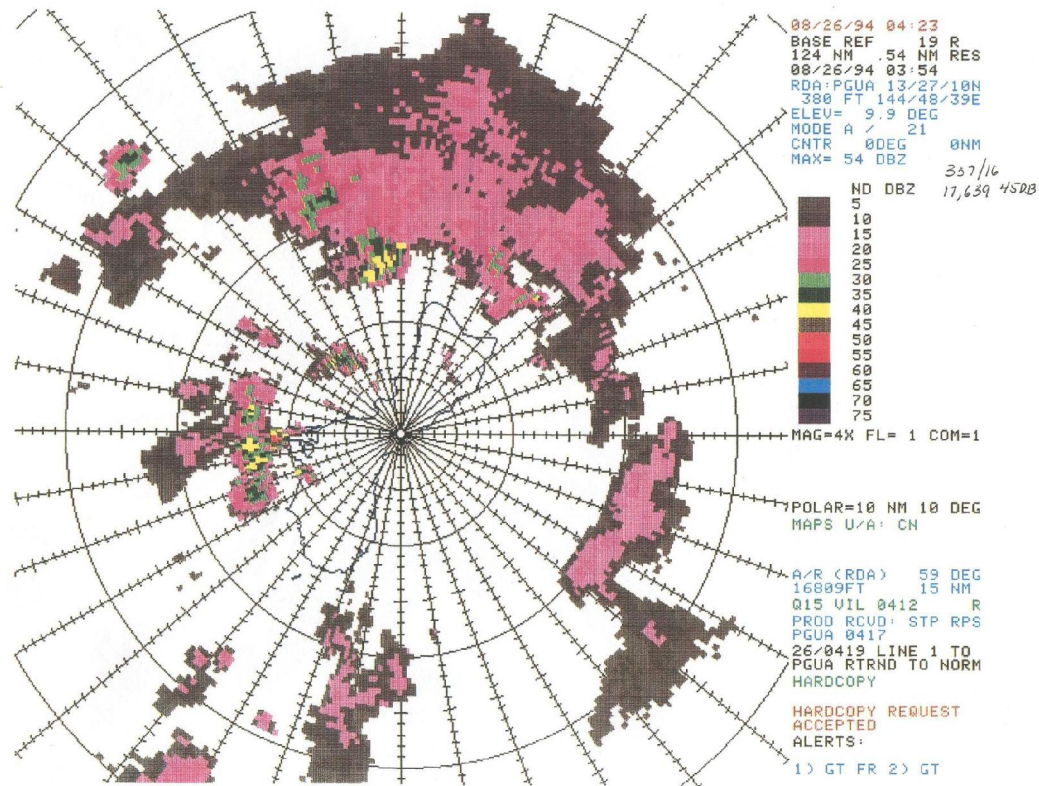


Ảnh này cho thấy giá trị VIL tối đa là 30 kg/m^2 . Giá trị này ở gần hướng 350° và 15 nm cách radar. Vị trí của nó không phù hợp lắm với đỉnh phản hồi cực đại trong ảnh trước mà là gần radar hơn và lệch sang hướng bắc, một phần vì hai ảnh lệch nhau 6 phút. Các nghiên cứu của Tom Yoshida cho thấy trong khu vực Guam, khi giá trị VIL bằng hoặc cao hơn 30 kg/m^2 biểu thị rằng đang có chớp hoặc sắp có chớp. Hiếm khi ta bắt gặp VIL có giá trị lớn hơn 35 kg/m^2 . Vậy chúng ta nên tận dụng sản phẩm VIL như thế nào?

ảnh số 57:

Độ PHVT cơ bản quét tròn PPI(Z) (hoặc BASE(Z)); thời điểm 03:54Z, ngày 26/08/1994; góc nâng $9,9^\circ$; độ phân giải 0,54 nm (1 km).

Sản phẩm cho thấy có vùng phản hồi lớn (40 dBz) gần góc phương vị 350° phân bố ở khoảng cách từ 14 nm đến 16 nm so với radar. Vùng phản hồi này cho ta thấy ở nơi này có thể sắp xảy ra mưa lớn.



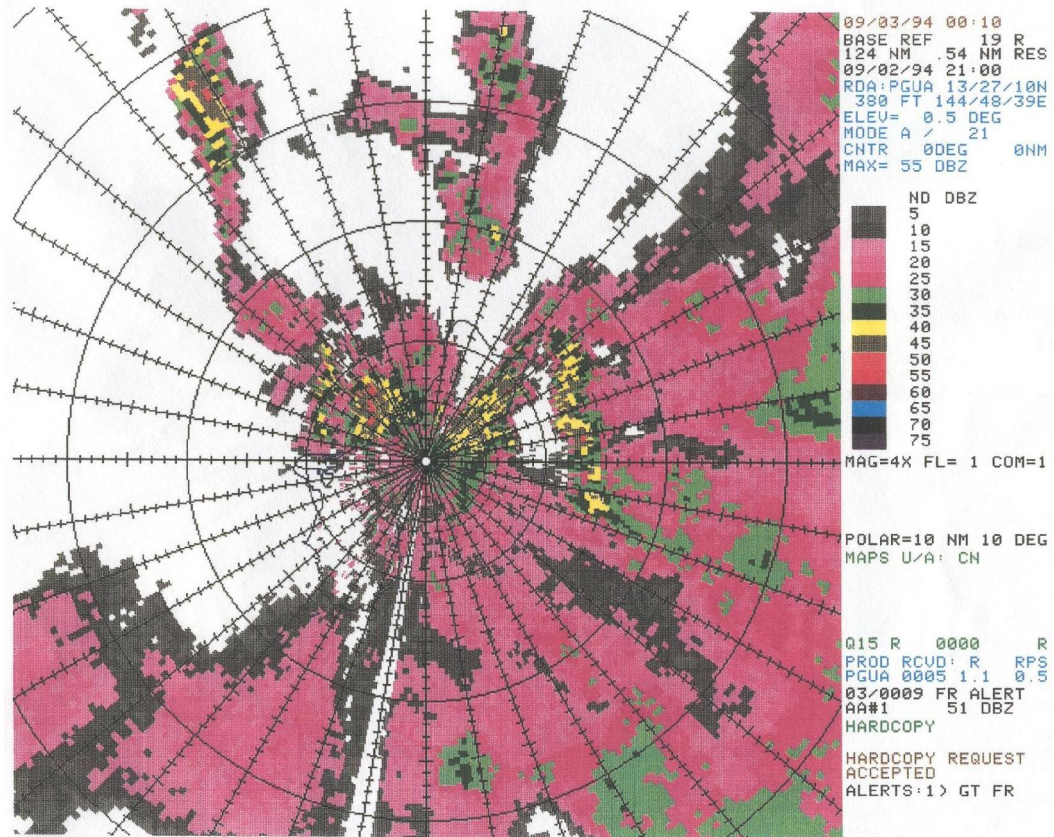
Tóm tắt:

Các sản phẩm như ECHO TOPS; VIL; CMAX; BASE REFLECTIVITY v.v... cho ta biết thông tin về những gì đã xảy ra trong quá trình quét khối mây nhưng lại không cho biết những gì sắp xảy ra trong lần quét khối tiếp theo. Chỉ qua nghiên cứu nhiều lần quét khối ta mới có được kinh nghiệm để hiểu về sự phát triển của mây đối lưu (Cu) trong khu vực đang nghiên cứu. Nếu hiểu biết được những sản phẩm thu được (sự mạnh lên hoặc yếu đi), tận dụng được nhiều loại sản phẩm để có được sự xét đoán về chiều hướng vận động của các hệ thống Synop, có sự trao đổi ý kiến với các nhà dự báo hoặc trao đổi thông tin với các trạm khác để có thể nâng cao được kỹ năng dự báo. Phát triển các kĩ thuật quan trắc (các sản phẩm), lấy các mặt cắt khác nhau để có hiểu biết tốt hơn về các hiện tượng xảy ra. Việc lấy các mặt cắt sẽ chỉ cho ta những số liệu tương tự nhau, nhưng nếu lấy 1 hình vuông để đại diện cho 1 mặt cắt thì đó có thể chỉ là sự may rủi. Việc theo dõi radar một cách liên tục (trong mỗi lần quét khối) sẽ cho ta những thông tin phục vụ tốt hơn cho dự báo thời tiết hạn ngắn.

SỰ TAN RÃ ĐỐI LƯU DIỆN RỘNG

ảnh số 58:

Độ PHVT cơ bản BASE(Z) (hay PPI(Z)); thời điểm bắt đầu quét khối 21:00Z, ngày 02/09/94; góc nâng 0,5; độ phân giải 0,54 nm (1 km).

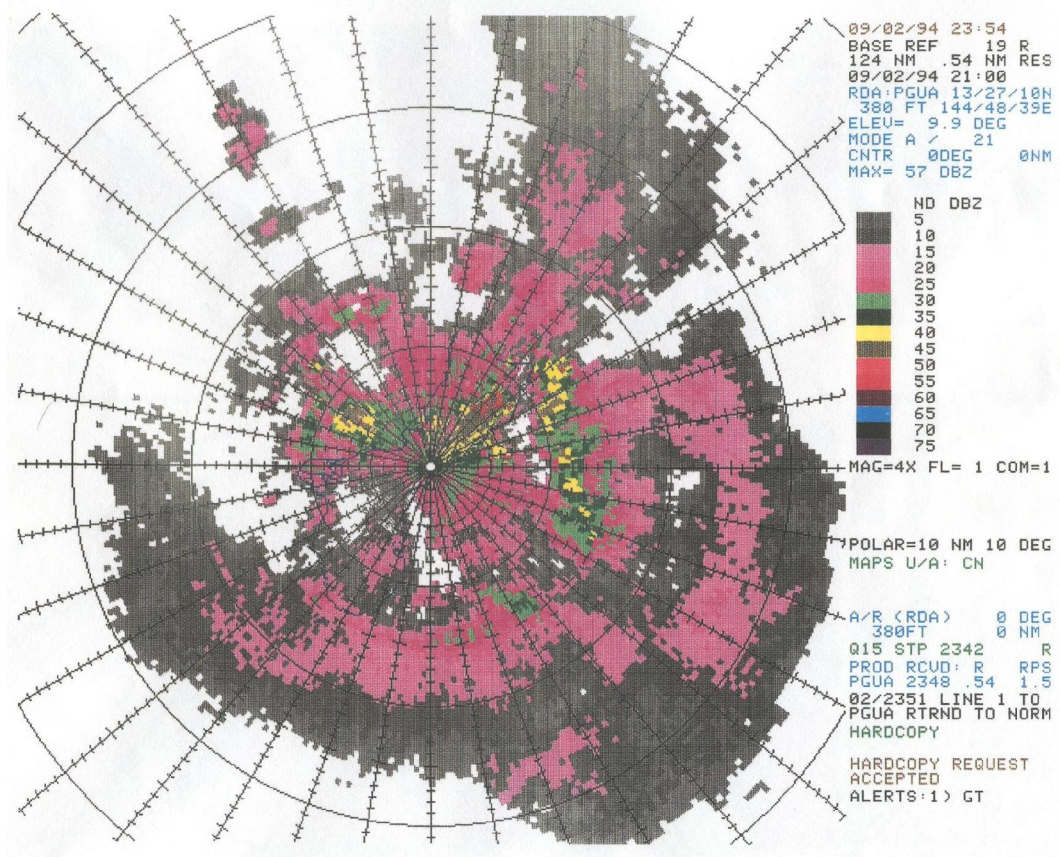


Những đám mây phân bố rộng đã bao phủ khu vực Guam cùng với một vài vùng có hiện tượng đối lưu và mưa rào. Mưa rào xảy ra trên vùng phía tây và bờ biển đông-bắc của Guam. Có dải phản hồi mạnh gần bề mặt cho thấy có khả năng mưa rào nặng hạt sẽ xảy ra ở khoảng cách 12 nm về phía đông của trạm radar. Cũng có một vùng phản hồi mạnh được hình thành gần góc phương vị 330° và ở khoảng cách từ 30 nm đến 40 nm kể từ radar.

ảnh số 59:

Độ PHVT cơ bản BASE(Z) (hay PPI(Z)); thời điểm bắt đầu quét khối 21:00Z, ngày 02/09/94; góc nâng $9,9^\circ$; độ phân giải 0,54 nm (1 km).

Vùng có độ phản hồi 45 dBZ tại 9 kft (2,7 km) nằm trên khu vực phía tây của Guam. Khu vực phía đông của đảo là vùng phản hồi 50 dBZ tại 5 kft (1,5 km). Dải ở cách 12 nm về phía đông của Guam có độ phản hồi từ 45 đến 30 dBZ tại độ cao 12 kft (3,6 km). Với khoảng cách 50 nm và góc nâng $9,9^\circ$ mà lại ở độ cao 55 kft (16,7 km) nên chỉ có độ phản hồi thấp (vì ở trên cao, các hạt mây thường nhỏ và ở trạng thái tinh thể).



Thảo luận

Cung tròn đồng tâm có độ PHVT tương đối mạnh, ổn định về khoảng cách và độ cao tồn tại của nó, chính là “dải sáng”. Nhìn chung thì dải này nằm ở vị trí 2 kft đến 4 kft (dưới mực đóng băng). Điều gì tạo ra “dải sáng” có tính chất đồng tâm đó và tại sao nó tồn tại ở độ cao như vậy? Nếu như không có hiện tượng đối lưu (dòng thăng và dòng giáng), thì các phần tử vật chất nặng (hạt mây) có thể vẫn còn lơ lửng. Do đó, nếu không có hiện tượng đối lưu thì khí quyển sẽ trở nên ổn định và vì thế mây và mưa sẽ giảm. Khi “dải sáng” tồn tại gần trạm radar, có thể dự báo rằng lượng mưa và mây sẽ giảm ở vùng đó. Điều này cũng tương tự như khi các đám

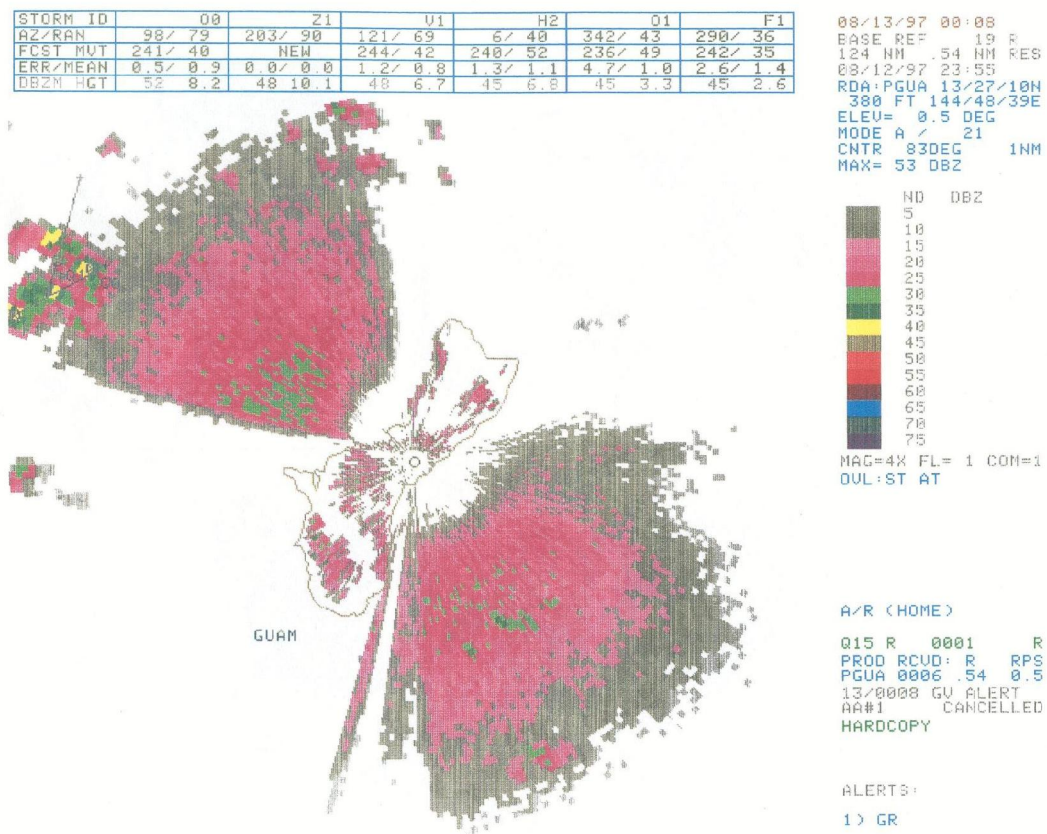
mây trung tích gây mưa rào trở thành mây trung tầng, mưa rào sẽ giảm thành mưa dầm.

Một điều cần lưu ý khác là trong dự báo hạn ngắn lượng mưa giảm xuống vào 23:00Z tức là 09:00L (giờ địa phương) của Guam - đồng thời là thời gian lượng mưa đạt thấp nhất trong ngày.

ẢNH PHẢN HỒI TỪ BIỂN

ảnh số 60:

Độ PHVT cơ bản BASE(Z) (hay PPI(Z)); thời điểm bắt đầu quét khối 23:55Z, ngày 12/08/1997; độ phân giải 0,54 nm (1 km); góc cao 0,5°.



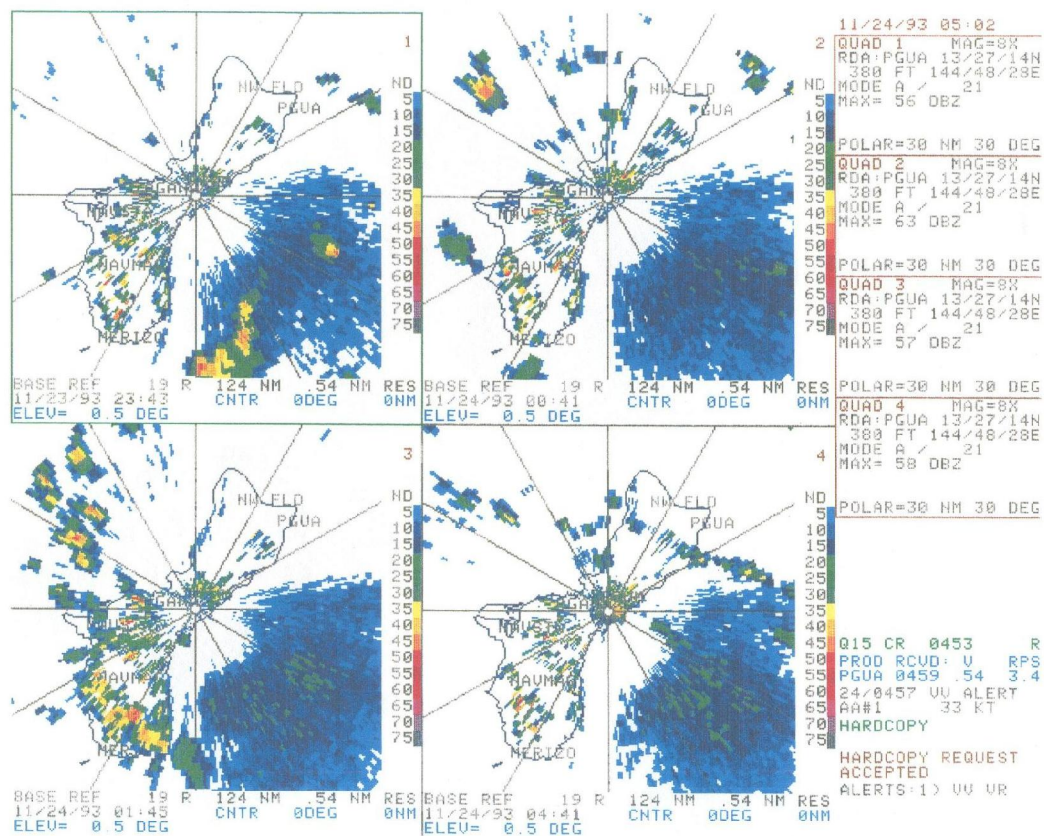
Tín hiệu “Bướm Guam”. Ở Guam mây tương đối nhiều trong ngày quang mây. Gió mặt đất phát triển. Tín hiệu này được gây nên từ “bụi muối” do hoạt động của sóng dọc bờ biển trên đảo Guam. Trong trường hợp này gió đông-nam khá mạnh cùng với sóng lớn đổ vào bờ từ hướng đông-bắc. Sóng và sóng gió từ phía đông-bắc đổ vào bờ và bụi muối được tạo ra từ những đợt sóng va chạm với đá ngầm và bờ biển, trong khi gió gây nên bụi nước khi chúng thổi qua đỉnh sóng. Đây là khu vực

cần đưa ra những cảnh báo về sóng gió và sóng bạc đầu cho những con tàu và cư dân quanh đảo.

ảnh số 61:

Bốn ảnh PHVT cơ bản từ thời điểm 23:43Z ngày 11/23/1993 đến 04:41Z ngày 11/24/1993; góc cao 0,5°; độ phân giải 0,54 nm.

Tín hiệu phản hồi từ bụi muối được tạo ra chủ yếu từ những đợt sóng cao trên 3m tiến đến đảo từ hướng nam và xô vào bờ đá. Ảnh lúc 23:43Z cho thấy có độ phản hồi từ 35 dBz đến 50 dBz ở một số nơi. Đó là phản hồi từ mây đối lưu cumulus còn hầu hết khu vực từ 70° đến 170° có độ phản hồi từ 15-25 dBz là phản hồi của bụi muối. Những cảnh báo về sóng và sóng lớn được đưa ra ngay khi tín hiệu về chúng bắt đầu xuất hiện.

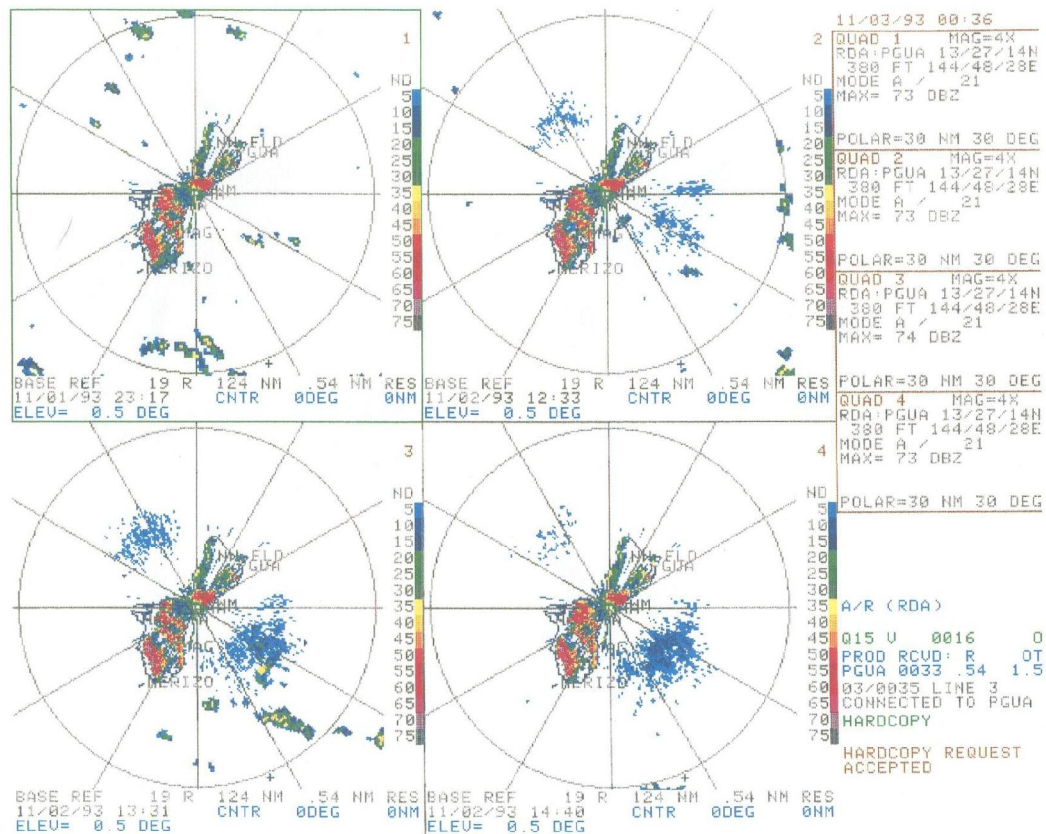


Gió dọc được trên VAD tại độ cao 2 kft có hướng 90° và tốc độ 25 knots.

ảnh số 62:

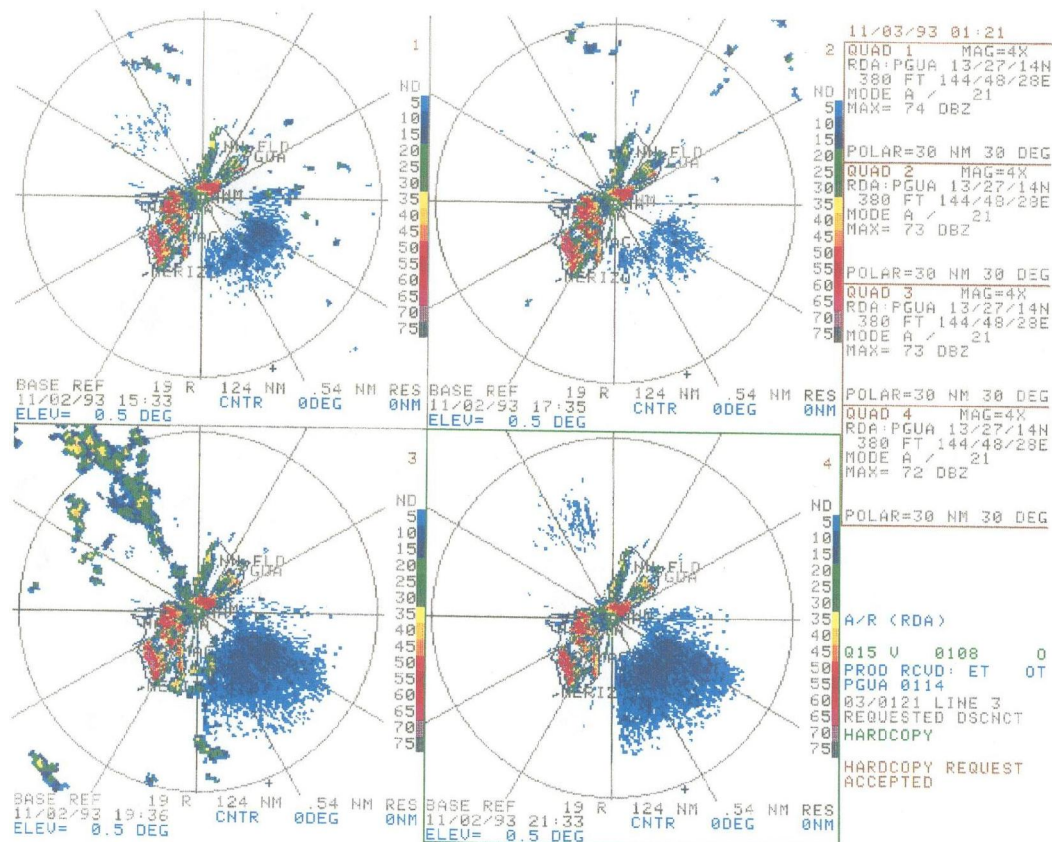
Bốn ảnh PHVT cơ bản từ thời điểm 23:17Z ngày 01/11/93 đến 14:40Z ngày 02/11/93; góc cao 0,5°, độ phân giải 0,54 nm.

Ảnh thứ 1: Thời điểm 23:17Z, ngày 01/11/93 cho thấy độ PHVT tương đối nhỏ. Ảnh thứ 2 được quét sau khoảng 13 giờ tại thời điểm 12:33Z, ngày 11/02/93 cho thấy tín hiệu phản hồi của sóng biển bắt đầu xuất hiện. Những góc cao hơn được quét nhưng không thấy có phản hồi. Ảnh thứ 3 được quét lúc 13:31Z cho thấy sự bắt đầu của tín hiệu phản hồi từ biển và nhắc chúng ta phải chú ý đến sự hoạt động tăng lên của sóng trên đường bờ biển phía đông và phía nam. Gió VAD tại độ cao 1 kt (304 m) có tốc độ là 5 knots với hướng gió là 80°.



ảnh số 63:

Bốn ảnh PHVT cơ bản từ thời điểm 15:33Z ngày 11/02/1993 đến 21:33Z, ngày 11/02/1993; góc cao 0,5°; độ phân giải 0,54 nm (1 km).



Trên mỗi ảnh đều cho thấy tín hiệu phản hồi vô tuyến sóng biển tăng lên, cho thấy rằng có sự tăng lên trong hoạt động của sóng biển.

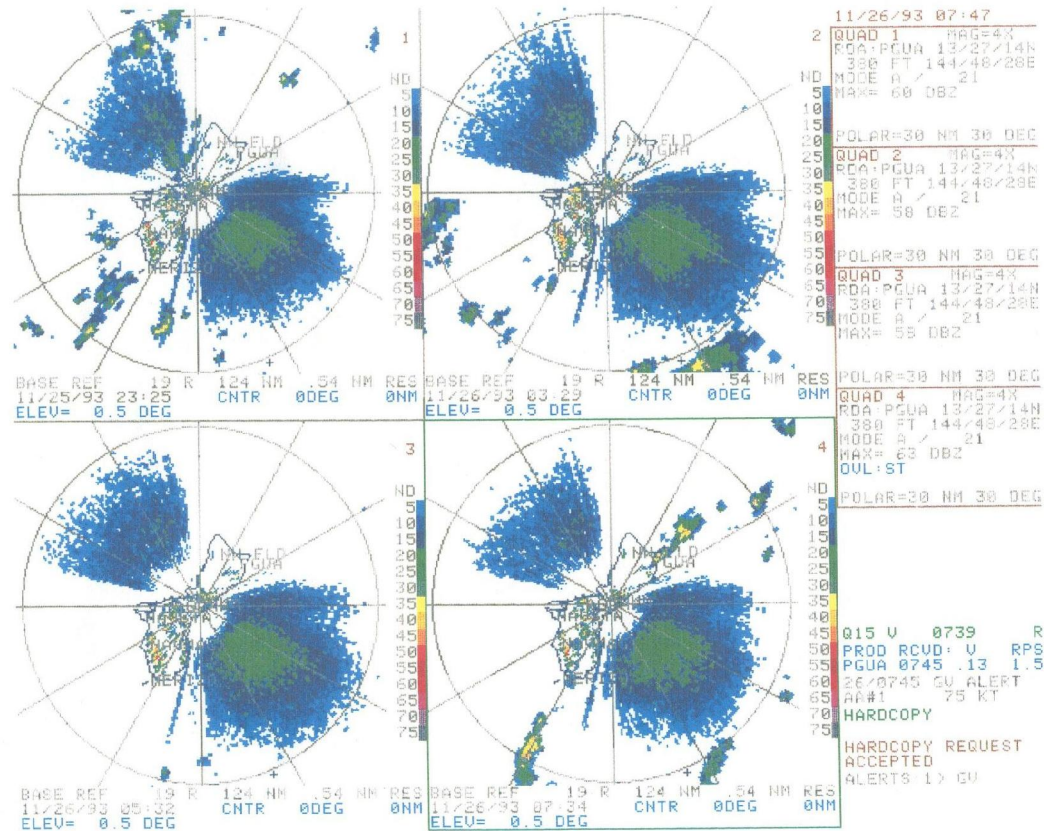
Thảo luận:

Lúc 15:33Z tương ứng với 03:35L giờ địa phương ở Guam, tức là vào ban đêm khi mà sự quan sát bằng mắt về sóng trên sườn đông của đảo là không thích hợp thì sự nhận dạng tín hiệu này có nhiều ý nghĩa quan trọng để đưa ra những cảnh báo cần thiết. Khi những cảnh báo về sóng lớn đã được đưa ra, nó cho người sử dụng khoảng thời gian cảnh báo 06 giờ để đối phó.

ảnh số 64:

Bốn ảnh PHVT cơ bản PPI(Z) từ thời điểm 23: 15Z ngày 25/11/93 đến 07: 34Z ngày 26/11/93; góc cao 0,5°, độ phân giải 0,54 nm.

Tương tự như “Bướm Guam”.



Thảo luận:

Tại Nha Trang và Tam Kỳ có đường bờ biển tương đối dài và các trạm radar, vì vậy có thể dự báo sóng lớn. Nếu phát hiện ra tín hiệu này ta có thể có một khoảng thời gian tham khảo, phán đoán để đưa ra những dự báo sóng lớn cho tàu thuyền, đặc biệt là khi có gió mùa đông-bắc.

Những dự báo như vậy có ý nghĩa thiết thực cho các thủy thủ, khách du lịch, các khu nuôi trồng thủy hải sản và dân cư vùng ven biển. Gió mùa tây-nam cũng như như gió mùa đông-bắc đều có thể gây ra tín hiệu này trên radar ở TP Hồ Chí Minh.

Bên cạnh đỉnh sóng và hoạt động sóng, những gì khác cần quan tâm khi cảnh báo sóng cao và chỉ dẫn các tàu thuyền nhỏ ?

Cũng cần phải quan tâm đến thủy triều. Ta phải cộng thêm độ cao thủy triều vào độ cao dự báo đỉnh sóng gió và sóng lừng khi triều lên và trừ đi độ cao của thủy triều khi triều xuống để thu được độ cao sóng cực đại.

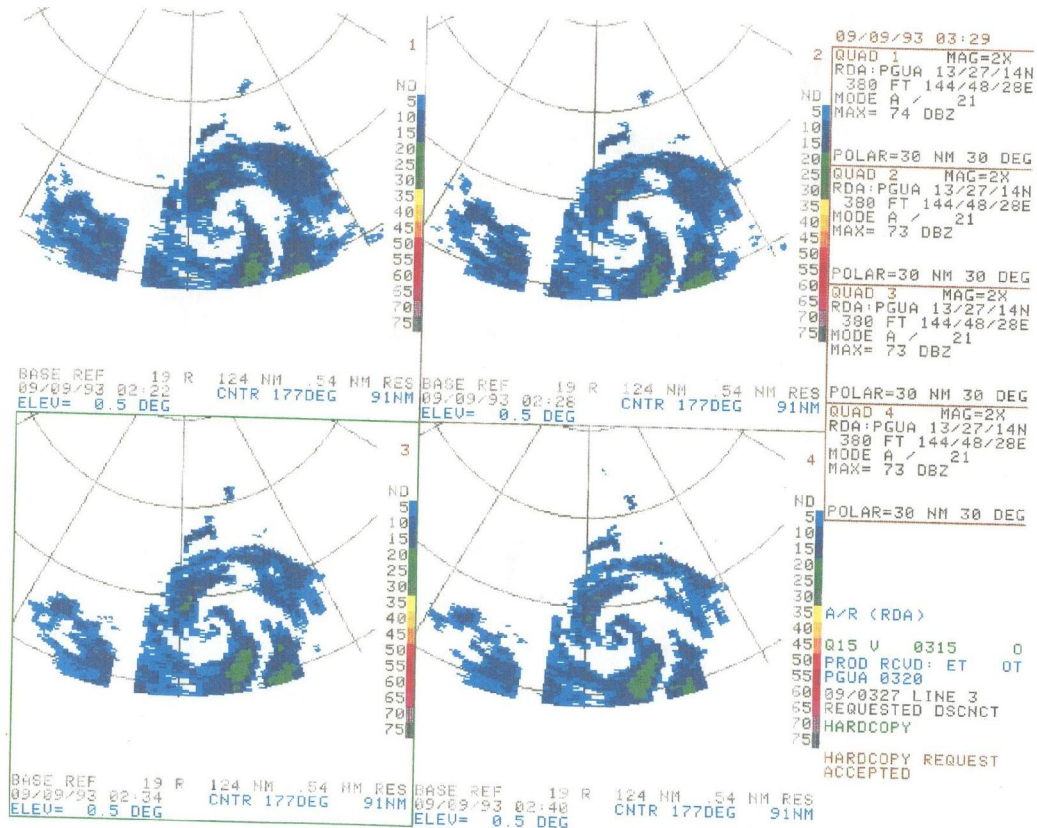
Độ dốc bãi biển cũng cần phải được quan tâm khi dự báo độ cao đỉnh sóng. Góc của mặt nước biển khi tiến đến gần bờ biển cũng phải được quan tâm.

Với một đường bờ biển dài có độ dốc không ổn định nó thì có lẽ phạm vi dao động của độ cao đỉnh sóng dự báo là khoảng từ 2 đến 3 m.

Một vấn đề thảo luận khác khi dự báo phạm vi dao động của độ cao đỉnh sóng là hầu hết các hướng dẫn dự báo đều qui định độ cao sóng lớn là giá trị trung bình của trên 2 phần 3 của độ cao sóng quan sát được, còn độ cao sóng cực đại lại cao hơn mức đó 10 % nữa.

XOÁY THUẬN NHIỆT ĐỐI

ảnh số 65:



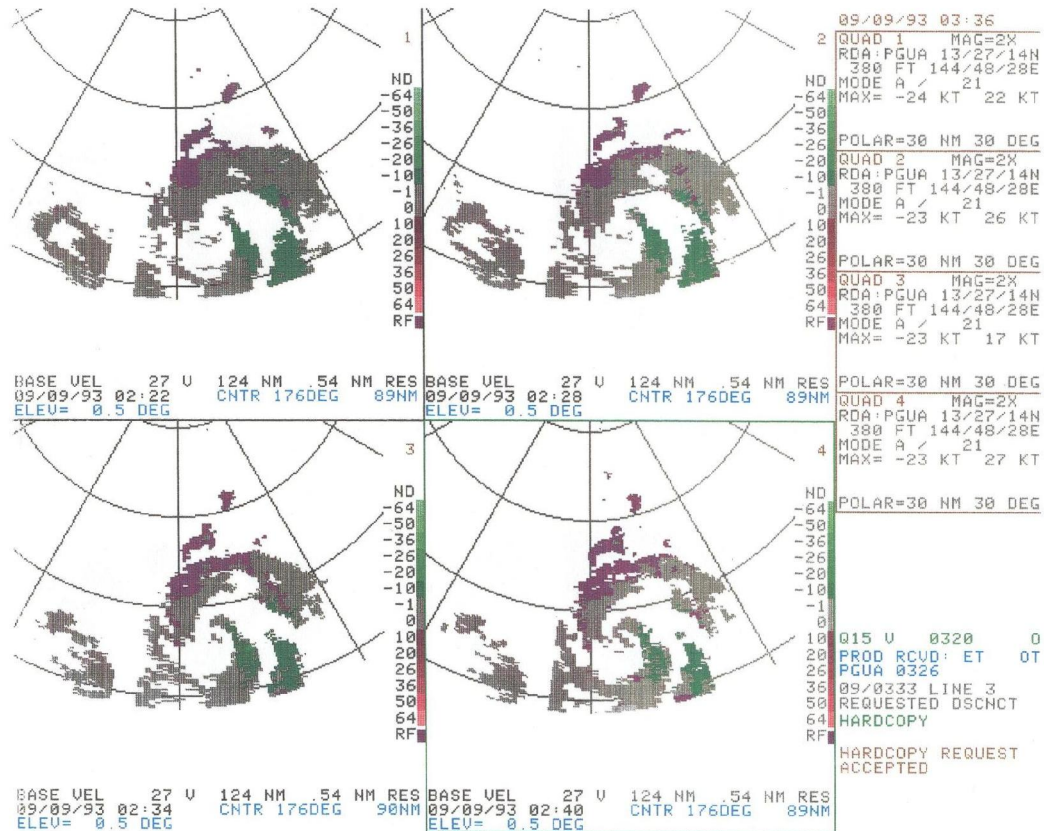
Bốn ảnh độ PHVT cơ bản BASE(Z) từ thời điểm 02:22Z ngày đến 02:40Z ngày 10/09/93; góc cao 0,5°; độ phân giải 0,54 nm.

Ảnh này cho thấy khả năng cho hiển thị một vùng hình quạt. Một xoáy thuận nhiệt đới yếu có vị trí cách radar 95 nm ở góc hướng 177°. Tại khoảng cách 95 nm đó với góc cao 0,5° tia quét ở độ cao 12 kft (3,6 km). Phản hồi vô tuyến cực đại trong

bốn ảnh đạt 30 dBz là tương đối yếu đối với hệ thống đối lưu vào đầu mùa thu. Qua bốn ảnh ta thấy một xoáy thuận đã bắt đầu hình thành và trong 18 phút nó chuyển động chậm về phía tây-bắc với tâm cách radar khoảng 93 nm tại góc hướng 177°. Chú ý rằng xen kẽ những dải xoắn là khu vực không mưa lan đến tận gần tâm, chứng tỏ đây là một xoáy thuận yếu.

ảnh số 66:

Bốn ảnh tốc độ Doppler cơ bản từ thời điểm 02:22Z đến 02:40Z ngày 09/10/1993 (cùng thời gian với ảnh trước); góc cao 0,5°; độ phân giải 0,54 nm.



Gió khá yếu tại độ cao 12 kft (3,6 km) với dòng thổi vào (về phía radar) có tốc độ khoảng -20 knots.

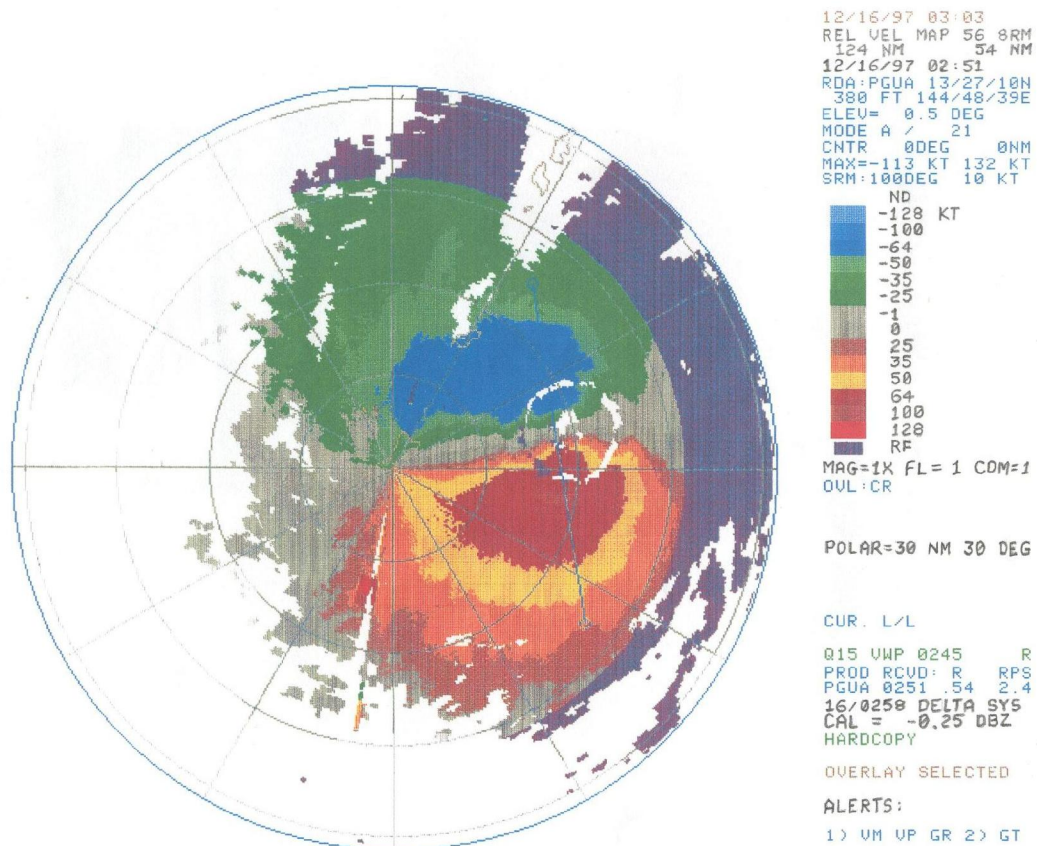
Thảo luận:

Đông nhiệt đới và bão có độ phản hồi tương đối cao ở khu vực gần tâm và trong dải xoắn. Những hoàn lưu này có sự vận chuyển ở gần tâm lên đến độ cao 200 mb. Nói chung, hầu như xoáy nào càng mạnh thì càng phát triển cao hơn. Nhìn chung, khi xoáy thuận nhiệt đới mất màn mây là lúc chúng đang tan.

BÃO NHIỆT ĐỐI

ảnh số 67:

Bản đồ tốc độ tương đối, thời điểm bắt đầu quét khối 02:51Z, ngày 16/12/1997; góc cao 0,5°; độ phân giải 0,54 nm.

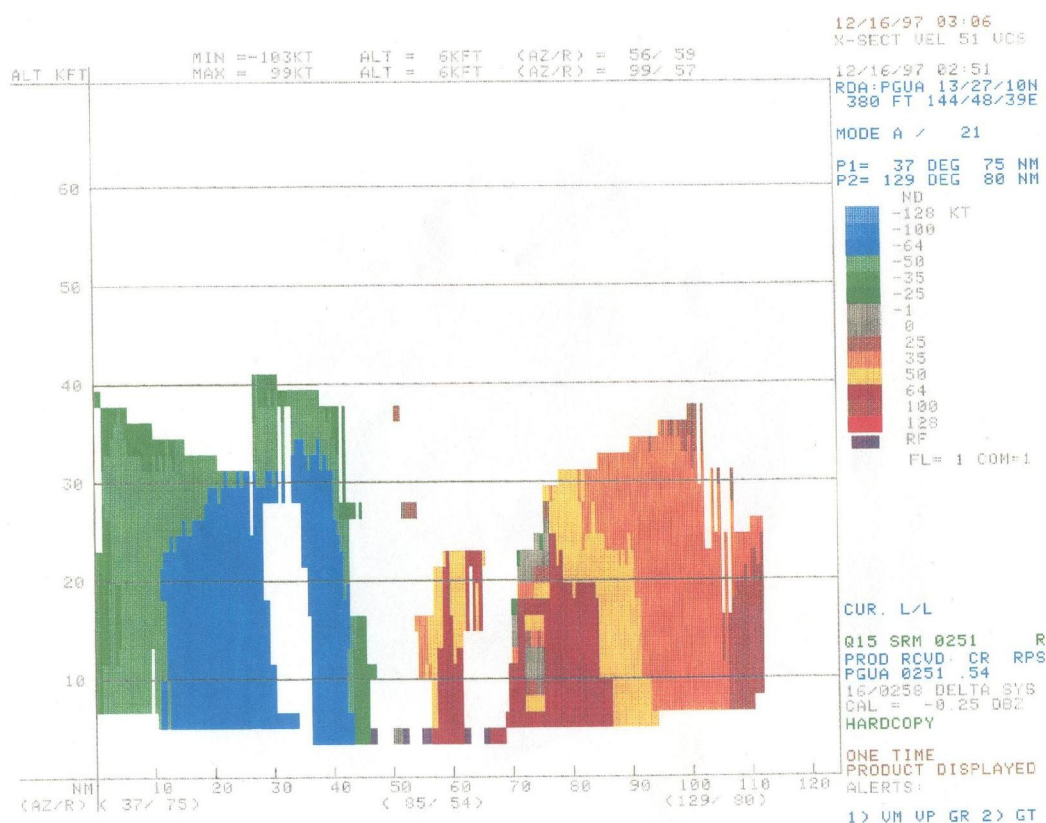


Đây là bản đồ tốc độ Doppler trong bão đã hiệu chỉnh (khác tốc độ cơ bản), trong đó sự chuyển động của hoàn lưu trong bão được đưa vào để hiệu chỉnh đối với sự phân bố tốc độ. Có một dòng giáng trên ảnh này qua tâm của mắt bão-tâm của vòng tròn trắng nhỏ trên hình. Vòng này là kết quả xác định dải sáng nhờ kỹ thuật BB. Tâm bão ở vị trí cách radar 60 nm về phía 75°. Đường số 0 có màu xám. Sự phân bố tốc độ gió tương tự như ảnh mô phỏng vùng xoáy. Ở xa radar từ 90 nm trở lên là một vành khuyên màu tím tía, đó là vùng số liệu Doppler ở khoảng cách ảo (range-folded- RF). Trên ảnh có một vạch thẳng đi qua gần tâm bão- đó là tuyến cắt để thu được ảnh mặt cắt tốc độ gió XSEC(V) sẽ xét dưới đây.

ảnh số 68:

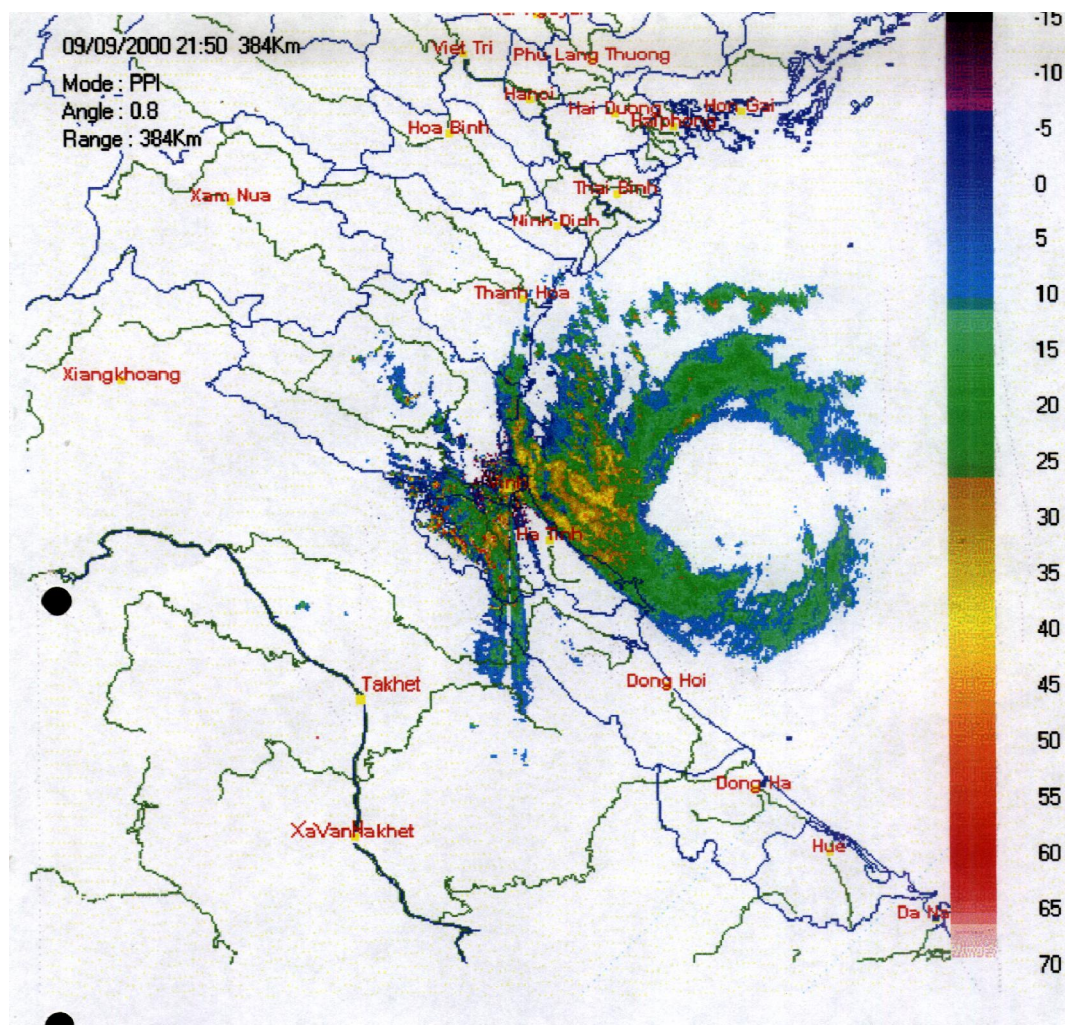
Mặt cắt tốc độ Doppler cơ bản XSEC(V), dọc theo tuyến từ điểm P₁(37°;25 nm) đến điểm P₂(129°;80 nm), thời điểm 02: 51Z, ngày 16/12/1997.

Tại khoảng cách 60 nm từ radar, góc cao 0,5° độ cao tia quét đạt tới 4 kft (1,2 km). Dòng gió thổi đến radar đạt tốc độ cực đại -64 knots tại độ cao 4 kft. Dòng thổi đi ra xa radar có tốc độ tương tự. Mất bão có độ rộng khoảng 10-15 nm. Khu vực trống là khu vực giữa các dải xoắn ở khu vực này gió giảm và ít mây/giáng thủy. Dòng đi vào với tốc độ -64 knots mở rộng đến độ cao 30 kft (9,1 km) dòng đi ra +64 knots có quy mô ngang lớn hơn quy mô thẳng đứng bởi tốc độ gió cơ bản bao gồm cả chuyển động của bão. Nếu bão chuyển động tiến đến gần radar thì tốc độ gió ở hai góc phân tư bên phải được cộng thêm tốc độ di chuyển của bão, còn ở những góc phân tư bên trái thì ngược lại và vì vậy những góc phân tư bên phải có tốc độ lớn hơn so với bên trái.



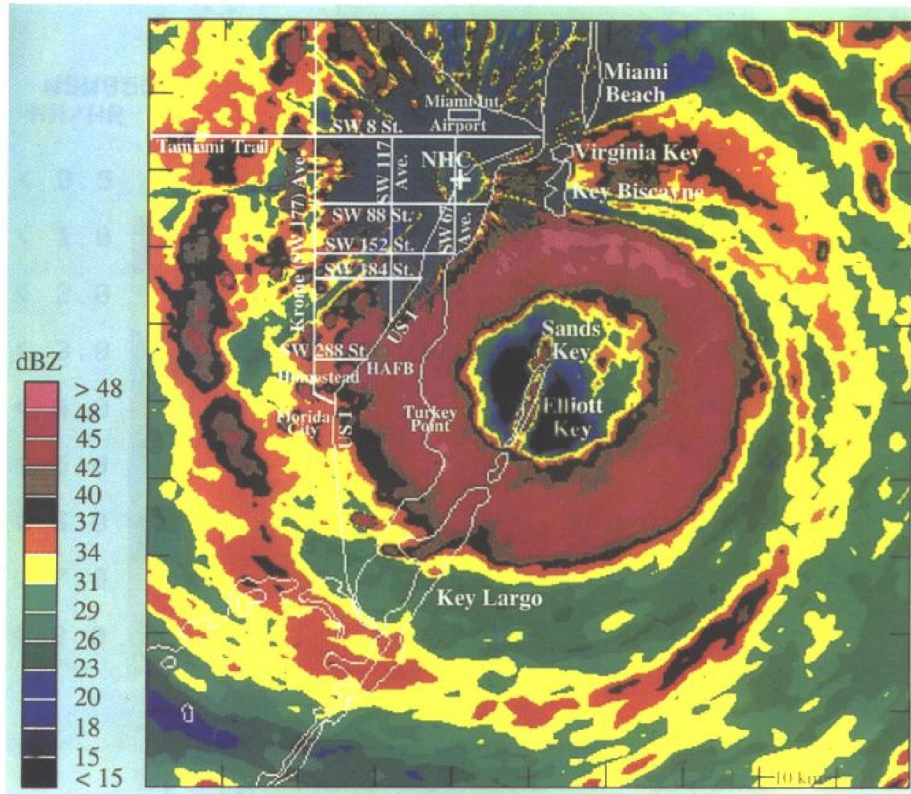
ảnh số 69:

Ảnh hiển thị PPI(Z) của bão hướng vào Đèo Ngang, obs 21: 50Z ngày 9/9/2000 do radar số hoá thường (không Doppler) ở Vinh thu được . Góc nâng của ăng ten là 0,8° . Hình dải quạt màu trắng ở gần phía nam radar là do hiệu ứng màn chắn của núi Hồng Lĩnh gây ra.



ảnh số 70:

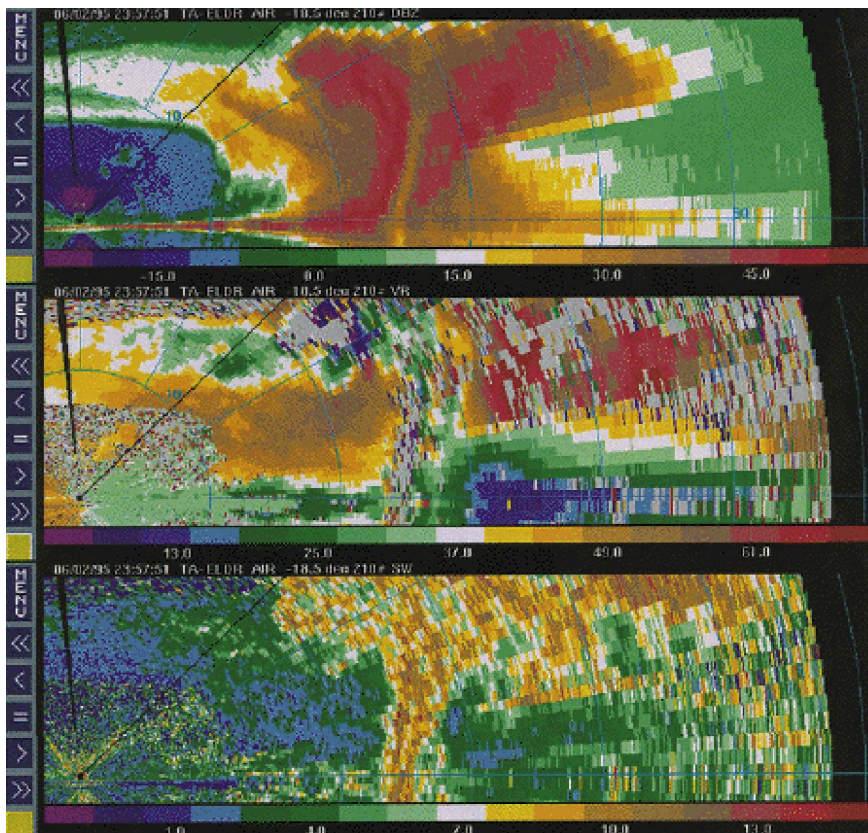
Ảnh hiển thị PPI(Z) của cơn bão Andrew đổ bộ vào Florida, lúc 8: 35Z ngày 24/8/1992 do radar Doppler WSR dùng băng sóng S đặt tại Trung tâm Nghiên cứu bão NHC (Miami, Hoa Kỳ) thu được trước khi bị cơn bão này phá hỏng. Nhiều mặt đất ở quanh nơi đặt radar (có đánh dấu + trên hình) đã được loại bỏ và thay bằng màu xám.



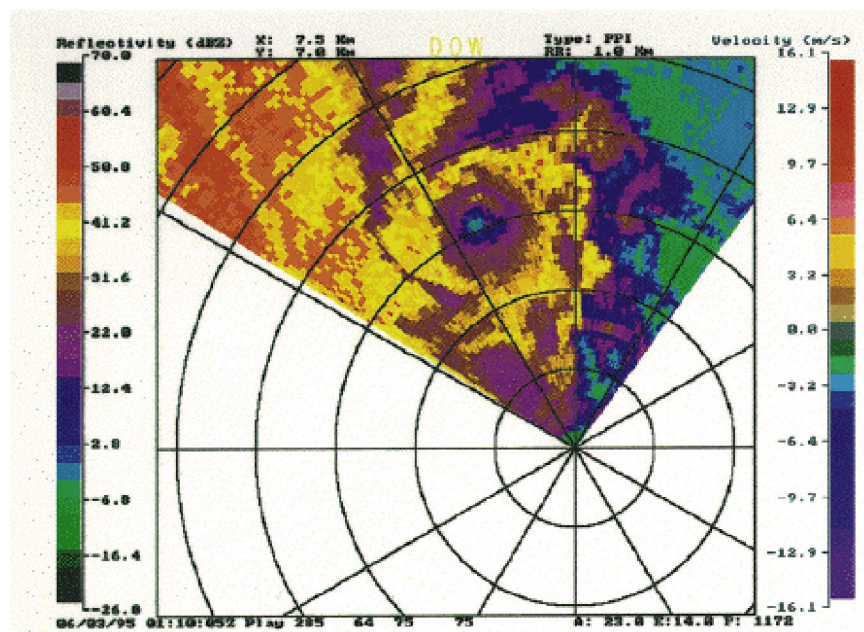
LỐC VÀ VÒI RỒNG

ảnh số 71:

Mặt cắt thẳng đứng của độ PHVT (Z), tốc độ Doppler (V) và độ rộng phổ tốc độ gió (SW) qua một cơn lốc mạnh có kèm vòi rồng ngày 02/6/1995 theo hướng 210^0 của radar ở Friona, bang Texas, Hoa Kỳ, lúc 23:57:51Z. Các vòng tròn trên hình cách nhau 10 km. Ảnh của Roger Wakimoto và the ATD Remote Sensing. Mặt cắt độ PHVT và tốc độ Doppler đều cho thấy ở tâm của vòi rồng, các giá trị này không lớn bằng vùng gần tâm, trong khi mặt cắt của độ rộng phổ thì ngược lại, ở chính tâm vòi rồng độ rộng phổ rất lớn.



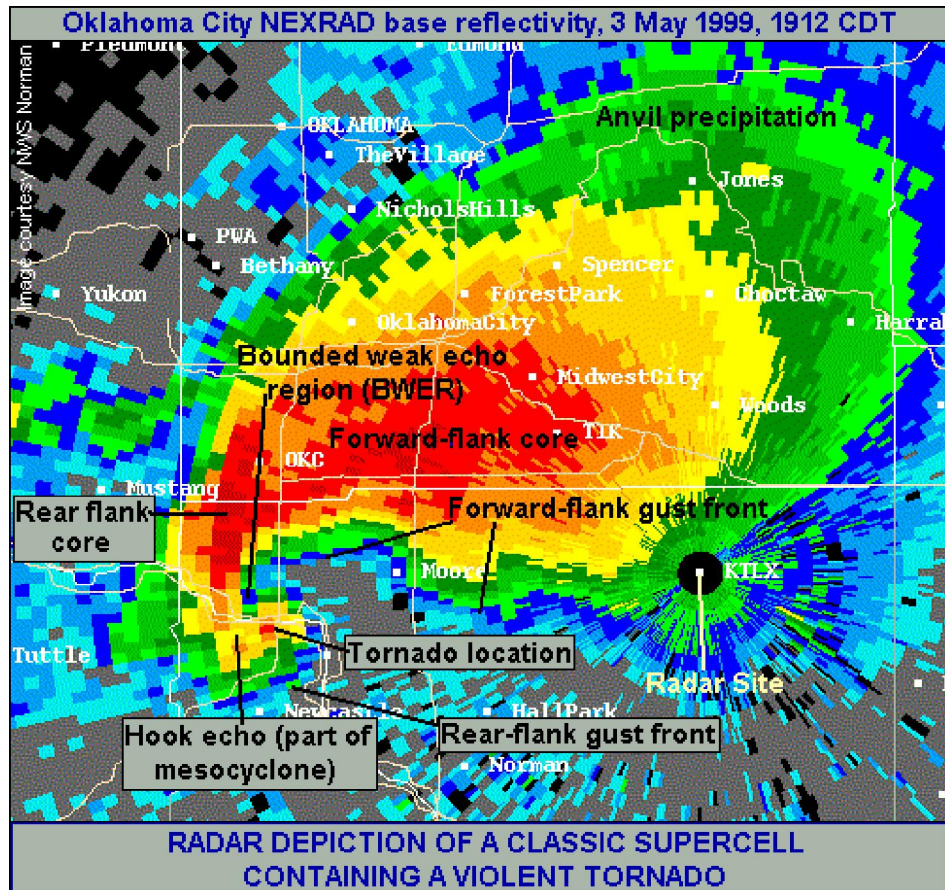
ảnh số 72:



Ảnh quét theo góc phương vị (PPI) của độ PHVT qua một cơn lốc mạnh có kèm vòi rồng ngày 03/5/1999 thời điểm 23:56:21Z, tức 20:08 giờ địa phương ngày 2 June của radar ở Dimmitt, Texas, Hoa Kỳ. Trên hình ta thấy rõ cấu trúc dải xoắn và mắt của lốc giống như ở một cơn bão.

ảnh số 73:

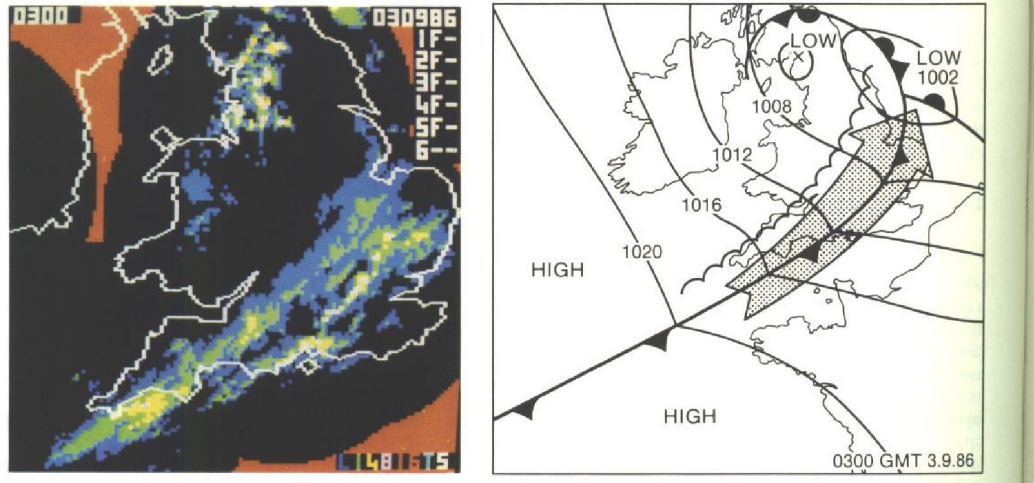
Ảnh độ PHVT quét theo góc phương vị PPI(Z) qua một cơn lốc mạnh có kèm vòi rồng ngày 03/5/1999, ở Oklahoma, Hoa Kỳ. Trên ảnh thấy rõ hình móc câu, đó là nơi xảy ra vòi rồng.



FRONT

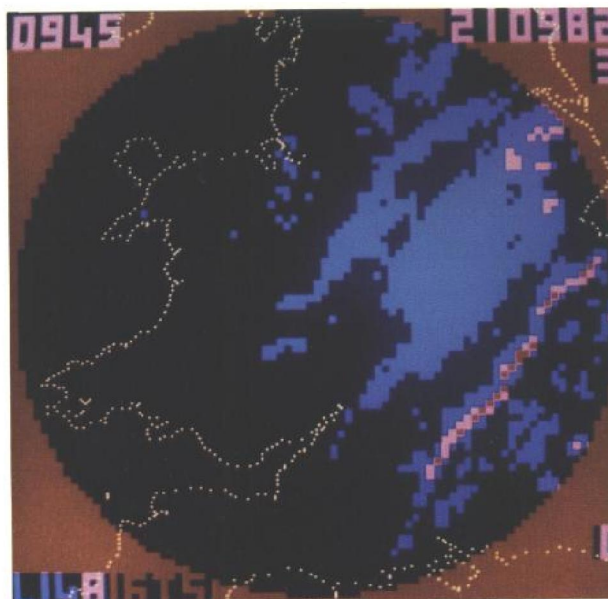
ảnh số 74:

Phản hồi từ front lạnh do mạng lưới radar ở Anh thu được vào lúc 3:00Z ngày 9/3/1986 cùng hình phân tích trên bản đồ synóp.



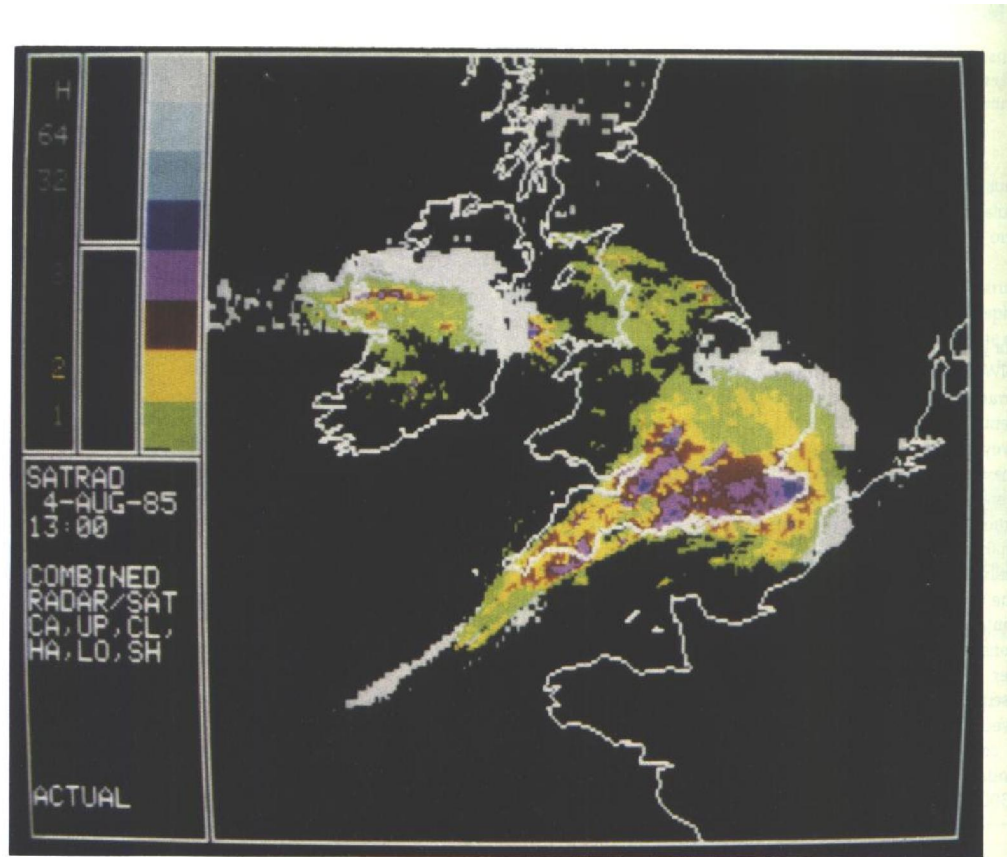
ảnh số 75:

Hiển thị PPI (Z) của radar thu được vào lúc 9:45Z ngày 21/9/1982 tại Anh cho thấy một dải mưa front lạnh hẹp (dải màu hồng kèm màu xanh bao quanh nó). Độ phân giải 5×5 km, màu xanh ứng với mưa nhỏ và mưa vừa.



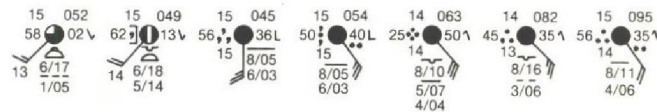
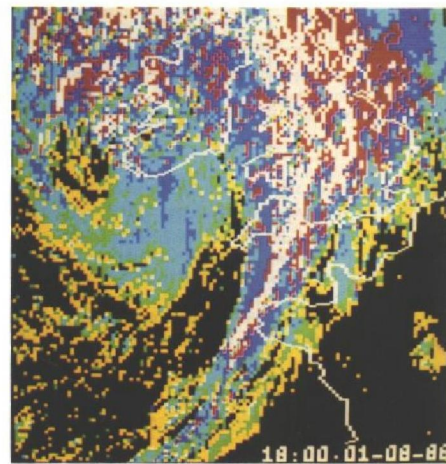
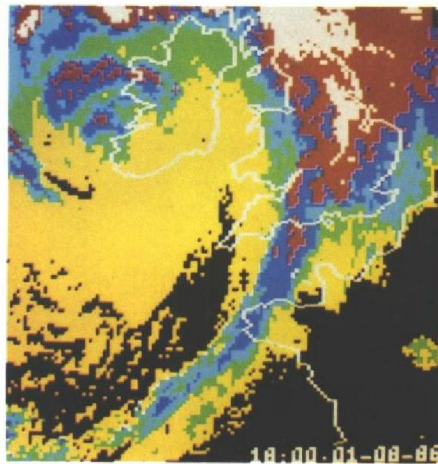
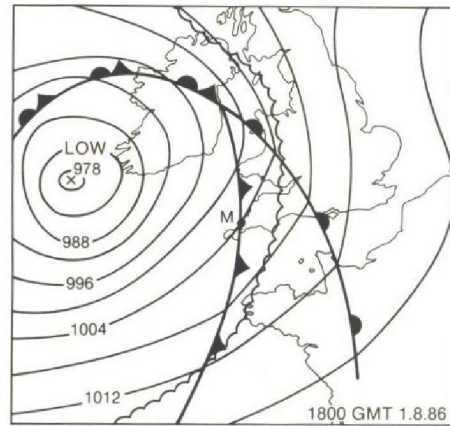
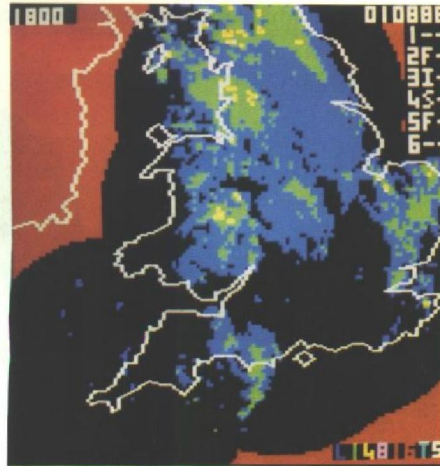
ảnh số 76:

Hiện thị cường độ mưa bề mặt vào lúc 13::Z ngày 4/8/1985 với sự tồn tại của một front cổ từ ở nước Anh. Ảnh thu được nhờ sự kết hợp giữa số liệu radar thời tiết và vệ tinh METEOSAT bằng hệ thống hiển thị tương tác FRONTIERS. Màu sắc trên hình thể hiện cường độ mưa, từ mưa nhỏ (màu xanh nhạt) đến mưa to (màu hồng và đỏ). Riêng màu trắng ứng với khu vực không có số liệu radar mà chỉ dùng số liệu vệ tinh.



ảnh số 77:

Hiện thị của radar về phân bố cường độ mưa (góc trái phía trên), hình phân tích trên bản đồ synóp (góc phải phía trên), các ảnh về phân bố nhiệt độ chụp từ vệ tinh METEOSAT trên băng sóng hồng ngoại (góc trái phía dưới) và băng sóng thị kiến (góc phải phía dưới) lúc 18::Z ngày 1/8/1986 với sự tồn tại của front lạnh, nóng và cố tù ở nước Anh. Vị trí front nhận biết rõ hơn qua ảnh phân bố nhiệt độ của vệ tinh, còn ảnh radar cho thấy vùng mưa trước front.



TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Đài Khí tượng Cao không, 1998: *Tài liệu tập huấn Khí tượng radar*. Tổng cục Khí tượng Thủy văn, Hà Nội, 119 trang.
2. Tạ Văn Đa và nnk, 2001: *Thử nghiệm khai thác khả năng đo mưa bằng radar thời tiết ở Việt Nam (Báo cáo tổng kết "Tiến bộ kỹ thuật")*. Đài Khí tượng Cao không, Tổng cục Khí tượng Thủy văn, Hà Nội, 119 trang.
3. Nguyễn Hướng Điền, 2002: *Khí tượng vật lý*. Nhà xuất bản Đại học Quốc gia, Hà Nội, 304 trang.
4. Nguyễn Hướng Điền, 2005: *Công thức bán lý thuyết tính vận tốc rơi bão hoà của các hạt mưa*. Tạp chí Khoa học Đại học Quốc gia, Hà Nội, chuyên san KHTN và CN, tập 21, số 1, trang 12-18.
5. Trần Duy Sơn và nnk, 2001: *Nghiên cứu sử dụng thông tin thời tiết phục vụ theo dõi, cảnh báo dông, mưa và bão (Tài liệu tập huấn--Đề tài Nghiên cứu khoa học)*. Đài Khí tượng Cao không, Tổng cục Khí tượng Thủy văn, Hà Nội, 87 trang.
6. Tom Yoshida, 2004: *Tài liệu tập huấn Khí tượng radar* (bản dịch lưu hành nội bộ). Trung tâm Khí tượng-Thủy văn Quốc gia, Bộ Tài nguyên và Môi trường, TP. Hồ Chí Minh.
7. Christopher G. Collier, 1996: *Applications of Weather Radar Systems. A Guide to Use of Radar Data in Meteorology and Hydrology*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 389.
8. David Atlas (edited by), 1990: *Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary – Radar Meteorology Conference*. American Meteorological Society, Boston, pp. 806.
9. Ronald E. Rinehart, 1991: *Radar for Meteorologists. Department of Atmospheric Sciences*. Center for Aerospace Sciences, University of North Dakota, US, pp. 334.
10. Sauvageot H., 1991: *Radar Meteorology*. Artech House, Boston-London, pp. 367.
11. WMO, 1996: *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. Technical Notes No 8*. Geneva.
12. A. B. Kalinovskii, N. Z. Pinus, 1961: *Aerologija* (tiếng Nga). Gidrometeoizdat, Leningrad, 516 trang.
13. H. A. Zajceva, 1990: *Aerologija* (tiếng Nga). Gidrometeoizdat, Leningrad, 323 trang.
14. [http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/rs/rad/imag/fttr.xml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/rs/rad/imag/fttr.xml)
15. http://web.unitn.it/events/ssmm2004/download/lecture/Joss_Lecture2.pdf