

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:

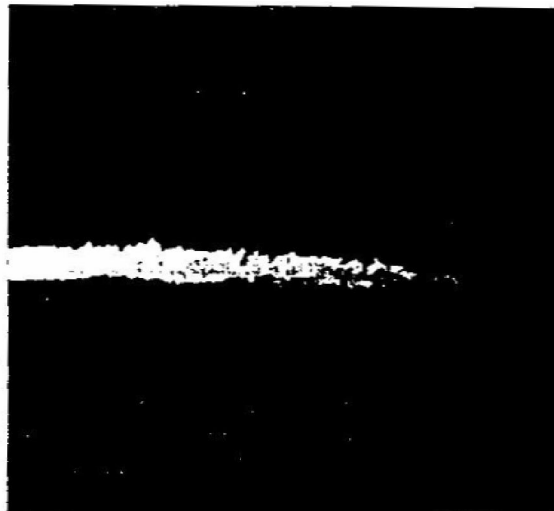
- Độ cao giới hạn trên và dưới,
- Cường độ phản hồi vô tuyến,
- Hình dạng và cấu trúc ảnh phản hồi trên màn hình (mặt cắt ngang PPI và mặt cắt thẳng đứng RHI),
- Vị trí của phản hồi so với radar.

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

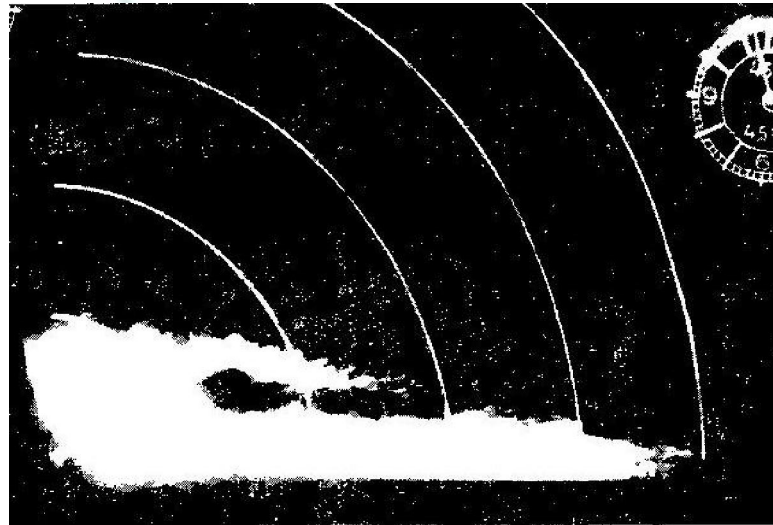
- + Trên mặt cắt thẳng đứng PHVT mây Ci thể hiện thành dải hẹp, độ cao > 6 km, ở khoảng cách gần;
- + Trên mặt cắt ngang rất ít khi bị phát hiện ;
- + Độ phản hồi rất nhỏ $\lg Z \leq -3,0$ (Z tính ra mm^6/m^3) hay $Z' \leq -30$ dBz;
- + Phản hồi mây Ci chỉ phát hiện được trong phạm vi 50 –70 km cách 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):

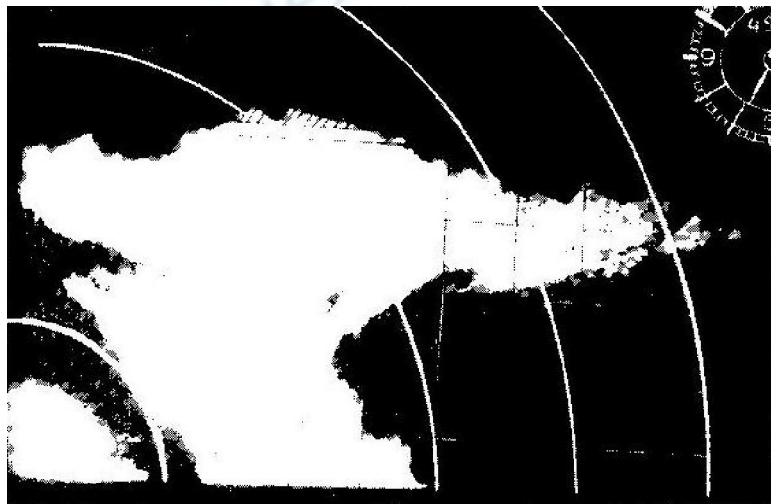
- + Trên màn hình quét thẳng đứng: PHVT thể hiện thành dải hẹp. Độ cao của vùng có độ PHVT cực đại $H_{\text{Max}} \leq 5$ km. Khi có mưa thì vùng phản hồi kéo dài xuống mặt đất. Khi không có mưa thì độ cao chân mây $H \leq 2$ km;
- + Độ phản hồi đồng nhất;

+ 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):*



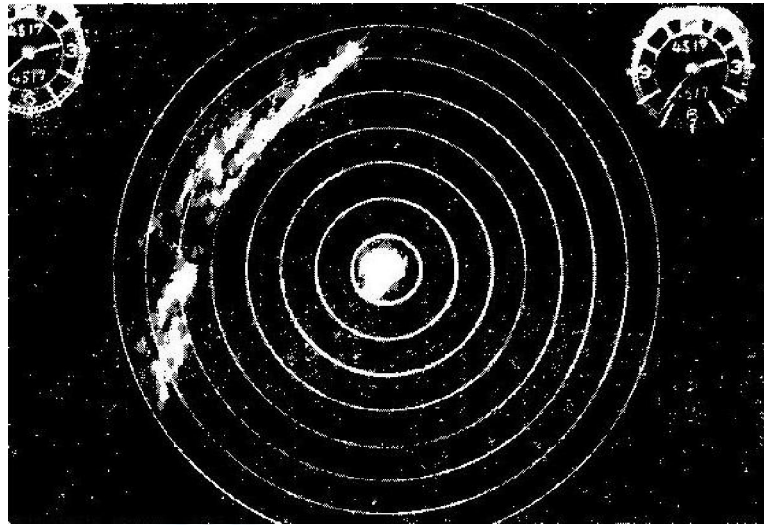
Hình 4.3. Ảnh mây Cb quét đứng

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 thể 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

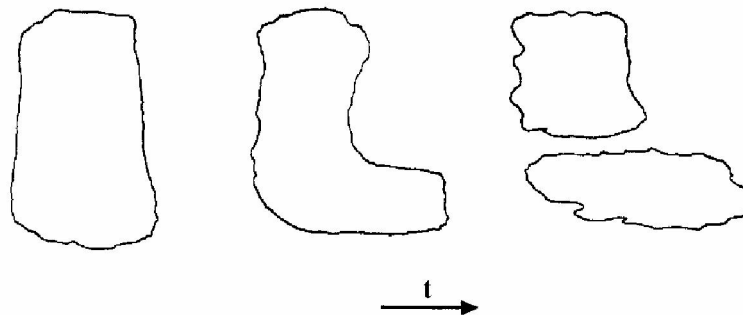
và không mây rất rõ. Ở tâm màn hình có một vùng sáng, đó là nhiễu do búp sóng phụ quét vào các vật gần nơi đặt radar.



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 đứt 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 đứt 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: $H_{\max} > 15$ 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...

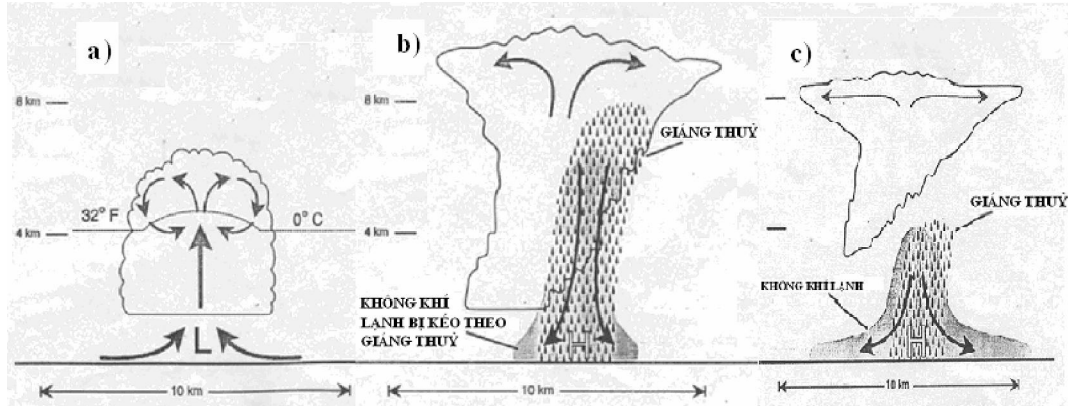
4.3.2. Nhận biết dông

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.

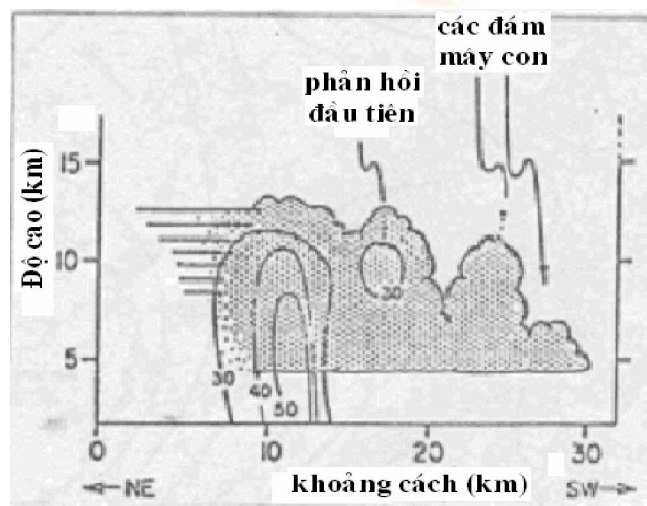
- Những cơn dông đối lưu đa ổ thường bao gồm những ổ mây thường hợp lại với nhau. Đây là những ổ mây hoạt động khá mạnh.

- 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).

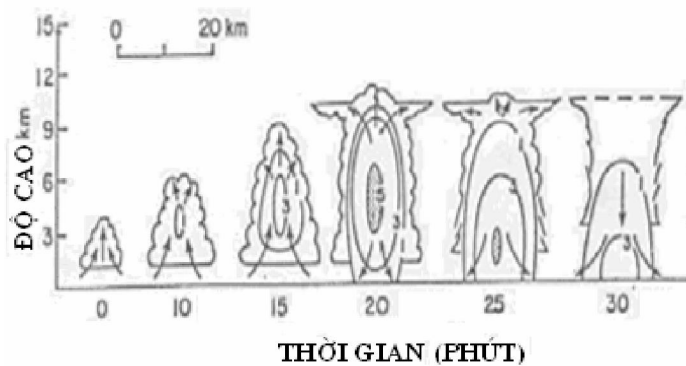
Các ổ mây dông đôi khi sắp xếp thành dải kết thành một màn mây gần như liên tục, rộng khoảng từ 10-50 km, dài vài trăm km dọc theo đường front lạnh, chuyển động ổn định theo hướng di chuyển của front. Đó là đường gió giật mà ta sẽ nói tới sau. Chúng có thể là các ổ mây thường hoặc một số ổ mây thường 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

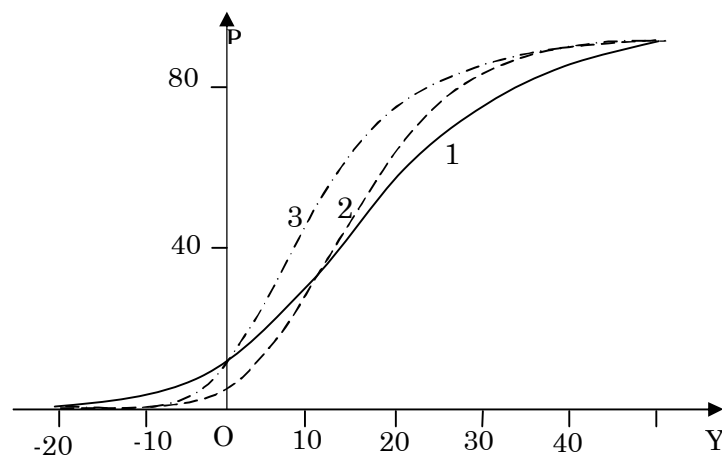
Đối với radar không Doppler người ta xây dựng các chỉ tiêu nhận biết đối với dông và các hiện tượng như mưa đá, tố, lốc qua các đặc trưng PHVT của mây.

- 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

$$Y = H_{-22} \lg Z_3 .$$

(4.1)

Nếu

$$Y \geq H_{-22} (\lg Z_3)_{\min} .$$

(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.

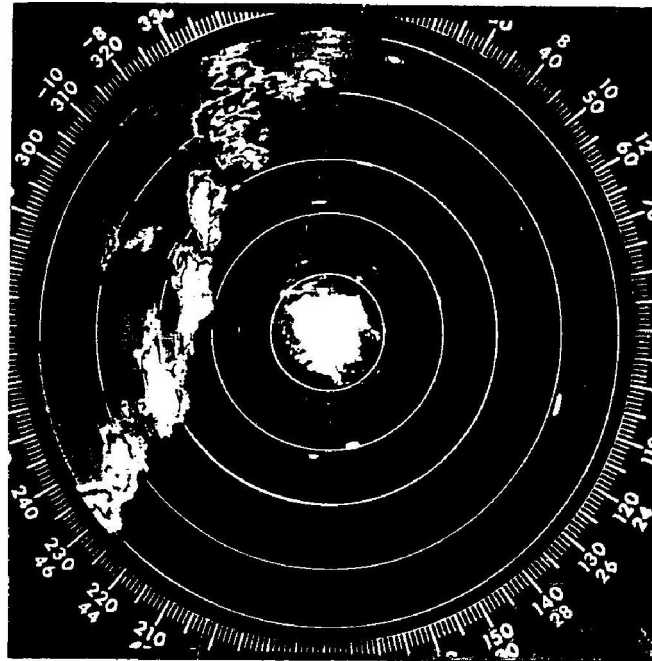
Các chỉ tiêu trên không cố định mà phụ thuộc vào đặc điểm địa lí vì vậy chúng mang tính chất địa phương.

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

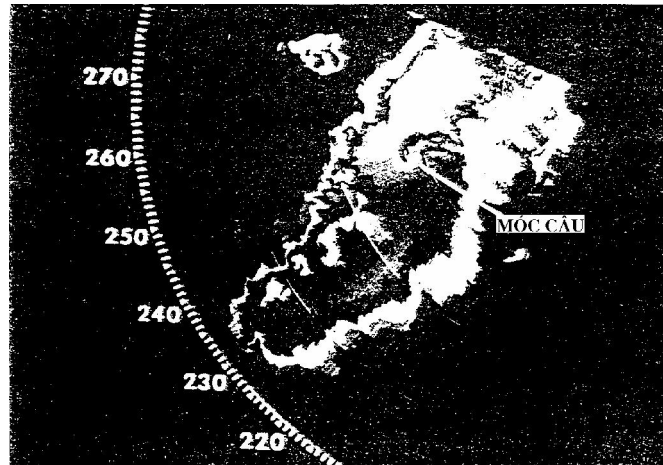
thể quan trắc được đường gió giạt ngay cả khi nó di chuyển vuông góc với phương bán kính.

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. Hiển 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 lý tự động phát hiện và cảnh báo luồng giáng của không khí theo chỉ tiêu đã được định trước.

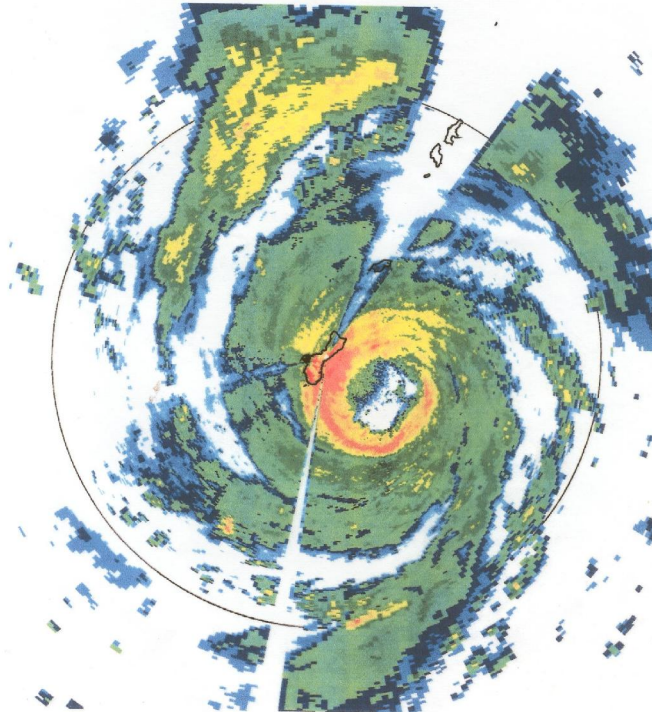
4.4. NHẬN BIẾT BÃO

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:

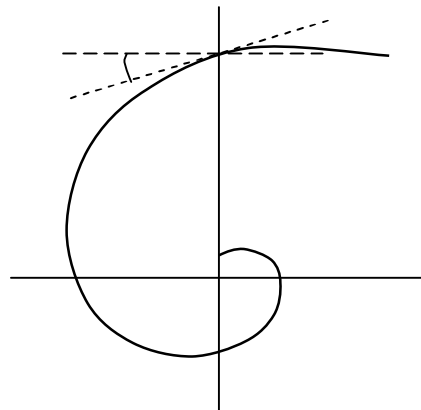
- Đường gió giật (đường tổ) trước bão,
- Các dải đối lưu bên ngoài,
- Các dải mây hình xoắn và lá chắn mưa,
- Tường mây mắt bão và mắt bão,
- Đuôi bão.



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).

Tailieu.vn

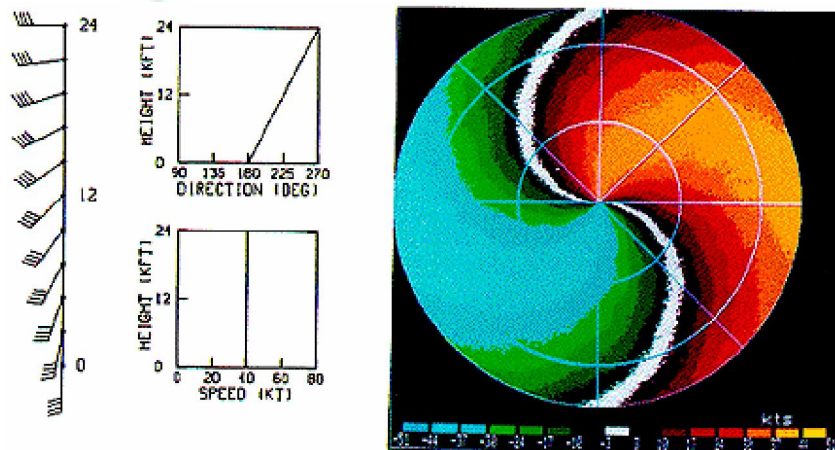
Chương 5

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