

XÁC ĐỊNH TIỀM NĂNG NƯỚC TRONG MÂY ĐÔI LƯU

Trần Duy Sơn - Đài Cao không T.W.

T IỀM năng nước của mây đôi lưu có ý nghĩa rất lớn. Nó là cơ sở để tính lượng nước mưa cho một vùng lãnh thổ và cũng là cơ sở để giải quyết vấn đề tác động nhân tạo vào mây với mục đích gây mưa hay ngược lại.

Vấn đề tính tiềm năng nước của mây đôi lưu đã được các tác giả A-chu-go-va ; Si-skin N.S. [1] và Ba-di-lo-va E.P. [2] nghiên cứu. Họ đã sử dụng phương pháp lớp để tính độ cao mây và vận lượng. Sau đó tính thể tích khối mây và dùng giá trị vận lượng nước thực nghiệm để tính ra tiềm năng nước. Song khi so sánh với số liệu thực tế quan trắc được thì kết quả tính toán không đáp ứng được yêu cầu. Trong bài này sẽ trình bày phương pháp lớp (dựa trên cơ sở tính năng lượng đôi lưu tổng thể) phương pháp ra đa để tính tiềm năng nước cho một đám mây đôi lưu.

Phương pháp lớp nói ở đây khác với phương pháp lớp mà các tác giả nói trên đã làm. Nội dung của phương pháp này là thông qua việc tính năng lượng đôi lưu tại thời điểm đôi lưu phát triển cực đại sẽ tính được tiềm năng nước.

Ta hãy xét một lớp khí quyển có độ dày là Z . Trong lớp này vận lượng của mây đôi lưu là S_B , khoảng trống còn lại là S_C (S_C và S_B là những đại lượng vô thứ nguyên, 10 phần được coi là 1 đơn vị).

Ta có :

$$S_B + S_C = 1 \quad (1)$$

Sự biến đổi nhiệt năng của lớp tính cho một đơn vị thời gian được mô tả bằng phương trình [3] :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = C_P (M_B \frac{\partial T_B}{\partial t} + M_C \frac{\partial T_C}{\partial t}) \quad (2)$$

Trong đó $M_B = \rho_B S_B Z$; $M_C = \rho_C S_C Z$ - khối lượng của không khí ẩm và của không khí khô tương ứng. T_B, T_C - Nhiệt độ không khí khi dịch chuyển theo đoạn nhiệt ẩm và đoạn nhiệt khô tương ứng.

$$\frac{\partial T_B}{\partial t} = V_B (\gamma - \bar{\gamma}_B) ; \quad \frac{\partial T_C}{\partial t} = V_C (\gamma - \gamma_C) .$$

Sự thay đổi nhiệt độ của không khí ẩm và của không khí khô khi thăng hay giáng.

Trong đó : $V_B ; V_C$ - Tốc độ chuyển động thẳng đứng của không khí ẩm và của không khí khô.

C_P - Nhiệt dung đẳng áp.

$\bar{\gamma}_B$ - Gradient đoạn nhiệt ẩm trung bình.

γ_C - Gradient đoạn nhiệt khô.

γ - Gradient của nhiệt độ khí quyển.

Giả thiết rằng mây có dạng hình trụ, mật độ của không khí ẩm γ_B của không khí khô γ_C bằng nhau và không thay đổi theo độ cao.

Theo nguyên lý bảo toàn khối lượng thì khi đổi lưu hoạt động :

$$M_B V_B + M_C V_C = 0 \quad (3)$$

Bec-nhée [4] độ biến đổi biểu thức (2) bằng cách cộng và trừ ở vế phải một lượng $C_P M_B \frac{\partial T_C}{\partial t}$. Trong trường hợp này biểu thức (2) sẽ có dạng :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = C_P \left[(M_B + M_C) \frac{\partial T_C}{\partial t} + M_B \left(\frac{\partial T_B}{\partial t} - \frac{\partial T_C}{\partial t} \right) \right] \quad (4)$$

Thành phần thứ nhất trong biểu thức (4) biểu thị sự thay đổi nhiệt lượng của toàn bộ khối không khí ($M_B + M_C = M$) ở trong lớp khí quyển có độ dày là Z . Thành phần thứ hai là gia số nhiệt (hay độ hụt nhiệt) của không khí ẩm :

Sự thay đổi nhiệt năng đối lưu khi khối không khí ẩm trong mây đi qua một lớp có độ dày H sẽ là :

$$Q = C_P \int_0^H M_B \left(\frac{\partial T_B}{\partial t} - \frac{\partial T_C}{\partial t} \right) dz \quad (5)$$

Lấy giá trị $\frac{\partial T_B}{\partial t}$; $\frac{\partial T_C}{\partial t}$ và thay $M_B = \gamma_B S_B H$; $M_C = \gamma_C S_C H$ có chú ý đến (3) ta sẽ được :

$$Q = C_P \gamma S_B \left[(\gamma - \gamma_B) - \frac{S_B}{S_C} (\gamma_C - \gamma) \right] H^2 \quad (6)$$

Từ biểu thức (6) ta tìm được vận lượng tối ưu (vận lượng mà ở đó nhiệt lượng được giải phóng lớn nhất) [3] :

$$S_0 = 1 - \sqrt{\frac{\gamma_C - \gamma}{\gamma_C - \gamma_B}} \quad (7)$$

Bây giờ ta biến đổi biểu thức (7). Ta biết rằng $T_B = T_0 - \gamma_B H$; $T_C = T_0 - \gamma_C H$. Từ đó ta có $T_B - T_C = T_0 - \gamma_B H - T_0 + \gamma_C H$; tức là sẽ có $T - T_C = (\gamma_C - \gamma)H$. Thay các biểu thức vừa tìm được vào (7) ta sẽ có :

$$S_0 = 1 - \sqrt{\frac{T - T_C}{T_B - T_C}} \quad (8)$$

Động năng của một đơn vị khối lượng không khí ẩm có dạng [4] :

$$\frac{V_B^2}{2} = \frac{g H}{\gamma T_0} \left[(T_B - T) - S_B (T_B - T_C) \right] \quad (9)$$

Trong đó : T - Nhiệt độ của không khí theo số liệu thám không.

T_0 - Nhiệt độ của không khí ở chân mây.

Công thức (6) trên đây còn có thể viết được dưới dạng :

$$Q = C_P \gamma S_B H \left[(T_B - T) - \frac{S_B}{S_C} (T - T_C) \right] \quad (10)$$

Khi đưa ra các công thức trên chúng ta phải chấp nhận : gradient nhiệt độ ở trong lớp cố định và tốc độ thẳng V_B của không khí ẩm được coi là như nhau trong khắp cả tiết diện ngang của đám mây (với tốc độ giáng V_C của không khí khô cũng vậy).

Bây giờ ta xác định năng lượng tổng thể được giải phóng khi mây đối lưu phát triển. Trở lại phương trình (4). Xét biểu thức :

$$\frac{\partial Q_M}{\partial t} = C_P (M_B + M_C) \frac{\partial T_C}{\partial t} = C_P M \frac{\partial T_C}{\partial t} \quad (11)$$

Trong đó Q_M - Nhiệt năng đốt nóng toàn bộ khối không khí. Song từ $\frac{\partial T_C}{\partial t} = V_C (\gamma - \gamma_C)$, và từ $M_B V_B + M_C V_C = 0$ ta có :

$$V_C = - \frac{S_B}{S_C} V_B = - \frac{S_B}{S_C} V_B \quad \text{và như vậy thì}$$

$$\frac{\partial T_C}{\partial t} = - \frac{S_B}{S_C} V_B (\gamma - \gamma_C)$$

Phương trình (11) bây giờ sẽ có dạng :

$$\frac{\partial Q_M}{\partial t} = - C_P M \frac{S_B}{S_C} V_B (\gamma_C - \gamma) \quad (11')$$

Đối với lớp có gradient nhiệt độ là γ , có S_B , M cho trước và V_B là hàm số của thời gian thì có thể viết :

$$\frac{dQ_M}{dt} = - C_P M \frac{S_B}{S_C} V_{B(t)} (\gamma_C - \gamma) \quad (11'')$$

Lấy tích phân biểu thức trên đến thời điểm mà độ dày mây là H ta sẽ có :

$$\begin{aligned} Q_M &= - C_P M \frac{S_B}{S_C} (\gamma - \gamma_C) H = - C_P H (S_B + S_C) \bar{\gamma} \frac{S_B}{S_C} (T_C - T) \\ &= - C_P \bar{\gamma} H \frac{S_B}{S_C} (T_C - T) \end{aligned} \quad (12)$$

Năng lượng tổng thể bao gồm năng lượng đốt nóng toàn bộ khối không khí (12) và năng lượng gây nên gia số nhiệt (độ hụt nhiệt) của khối không khí mây.

$$\begin{aligned} Q_{\text{tổng}} &= - C_P (S_B + S_C) \bar{\gamma} H \frac{S_B}{S_C} (T_C - T) + C_P \bar{\gamma} S_B H \left[(T_B - T) - \right. \\ &\quad \left. - \frac{S_B}{S_C} (T - T_C) \right] = - C_P \bar{\gamma} \frac{S_B^2}{S_C} H (T_C - T) - S_B \bar{\gamma} C_P H (T_C - T) + \\ &\quad + C_P \bar{\gamma} S_B H (T_B - T) + C_P \bar{\gamma} \frac{S_B^2}{S_C} H (T - T_C) = C_P S_B \bar{\gamma} H (T_B - T_C). \end{aligned}$$

Như vậy ở giai đoạn phát triển cực đại của đối lưu (vận lượng tối ưu S_B , độ dày H) thì năng lượng tổng thể được giải phóng ra là :

$$Q_{\text{tổng}} = C_P \bar{\gamma} S_B H (T_B - T_C) \quad (13)$$

Bec-nhée người đầu tiên nêu ra lý thuyết về phương pháp đã kết luận rằng nguồn năng lượng độc nhất của đối lưu là sự ngưng kết hơi nước. Vì vậy để xác định tiềm năng nước trong mây chúng ta có thể chia năng lượng lỏng thể $Q_{T.T.}$ cho nhiệt ngưng kết L'_K . (Thực ra phải tính đến có nhiệt lượng giải phóng ra khi băng hóa và chuyển từ thể hơi sang thể rắn).

$$M = \frac{Q_{T.T.}}{L'_K} = \frac{C_P}{L'_K} \bar{\rho} S_B H (T_B - T_C) \quad (14)$$

Vì $C_P = 10^3$ jul/kg-độ ; $L'_K = 2.5 \cdot 10^6$ jul/kg cho nên công thức tính tiềm năng nước cho một khối quyển sẽ là :

$$M = 4 \cdot 10^{-4} \bar{\rho} S_B H (T_B - T_C) \quad (15)$$

Nếu biểu diễn $\bar{\rho}$ (kg/m³) ; H (km) và diện tích S dưới dạng vô thứ nguyên 10 phân coi là một đơn vị thì M sẽ được tính bằng mm.

Việc tính tiềm năng nước trong mây đối lưu được tiến hành như sau.

Sử dụng số liệu thám không tính vận lượng tối ưu của mây đối lưu. Muốn vậy ta chia giản đồ thiên khí thành từng lớp (có độ dày từ 50 - 100 mb) với giá trị cố định của gradient nhiệt độ. Theo công thức (8) tính $S_B = S_{01}$ cho lớp đầu tiên kể từ độ cao mức ngưng kết. Lắp giá trị $S_B = S_0$ vào công thức tính động năng :

$$\frac{U^2}{2} = \frac{gH}{6 T_0} \sum_k [(T_B - T)_K - S_B (T_B - T_C)_C] \quad (9')$$

khí mây phát triển qua nhiều lớp khí quyển với gradient nhiệt độ khác nhau. Giá trị độ cao giới hạn trên của mây được coi là mức mà ở đó tốc độ thẳng đứng U bằng 0.

Sau đó ta tìm vận lượng tối ưu S_{02} đối với mây nằm cao hơn mức đó theo đúng công thức :

$$S_{02} = 1 - \sqrt{\frac{\sum_k (T - T_C)_K}{\sum_k (T_B - T_C)_K}} \quad (6')$$

Lập lại phép tính để tìm mức giới hạn trên của mây có vận lượng S_{02} như là mức mà tốc độ phát triển thẳng đứng bằng 0.

Sau khi đã tìm được các giá trị của vận lượng tối ưu với các độ dày H ta chuyển sang tính năng lượng tổng thể.

Nếu mây phát triển qua nhiều lớp khí quyển với các gradient nhiệt độ khác nhau thì phải cộng tất cả các giá trị năng lượng ở các mức đó lại.

Tiềm năng nước được xác định ở đây sẽ đặc trưng cho một vùng mà số liệu cao không còn đại diện được (vùng bán kính 150 km cách trạm cao không {3}).

Tỷ số giữa lượng giáng thủy đo được với tiềm năng nước của mây đối lưu sẽ cho chúng ta hệ số gây mưa η . Theo Siskin [5] thì $\eta = 0,2 \div 0,3$.

Đến đây ta có thể có những kết luận sau :

1. Dùng số liệu thám không buổi sáng có thể tính được vận lượng tối ưu và độ cao cực đại của mây đối lưu tại thời điểm đối lưu phát triển cực đại.

2. Dùng vận lượng và độ cao để tính tiềm năng nước trong mây thông qua việc tính năng lượng đối lưu tổng thể.

3. Tỷ số giữa lượng giáng thủy đo được và tiềm năng nước cho ta hệ số gây mưa.

Sử dụng ra-đa để đo tiềm năng nước

Ra-đa khí tượng mặc dù còn chưa đáp ứng được những điều hứa hẹn từ 20 - 25 năm trước đây song vẫn là công cụ đặc lực trong việc nghiên cứu vật lý mây và giáng thủy.

Việc sử dụng ra-đa để tính tiềm năng nước của mây đối lưu đã được nhiều người quan tâm. M. Morgan, A-Mueller [6] đã dùng ra-đa chuyên dụng để đo tiềm năng nước. Ở Liên xô V.P. Ste-pan-nhen-kô [7] cũng đã đề cập đến phương pháp dùng ra-đa đo tiềm năng nước. Nội dung của phương pháp này là đo thể tích mây rồi dựa vào quan hệ thực nghiệm giữa độ phản hồi Z với dung lượng nước q để tính toán tiềm năng nước :

$$Z = A \cdot q^{\alpha} \text{ g/m}^3 \quad (16)$$

Trong đó : Z - Độ phản hồi tính bằng mm⁶/m³.

q - Dung lượng nước tính bằng g/m³.

A và α là các hằng số thực nghiệm (Theo V.P. Ste-pan-nhen-kô [7] thì $A = 5,3 \cdot 10^3$, $\alpha = 1,82$).

Giả thiết rằng tiết diện ngang của đám mây trên các mức độ cao đều có hình tròn với các bán kính khác nhau phụ thuộc vào độ cao). Cho ăng-ten quét theo phương thẳng đứng để lấy mặt cắt thẳng đứng của khối mây với các bậc suy giảm khác nhau.

Khôi phục hình dạng của khối mây với các lớp vỏ phân hồi Z khác nhau theo mặt cắt. Dùng quan hệ (16) tính lượng nước cho từng lớp vỏ. Tổng hợp lại ta sẽ được tiềm năng nước của khối mây đó.

Mây đối lưu phát triển qua nhiều giai đoạn cho nên vẩn đề tính tiềm năng nước phải tiến hành theo từng giai đoạn khác nhau (cách nhau 10 - 20 phút). Tiềm năng nước tối đa sẽ ứng với khoảng thời gian mà ở đó nó sẽ không thay đổi theo thời gian nữa.

Độ chính xác của phương pháp trên phụ thuộc trước hết vào việc lựa chọn các hệ số A và α thích hợp. Đây là một khó khăn rất lớn trong ra-đa khí tượng. Với loại ra-đa thời tiết MRL - 2 thì dùng biểu thức sau là thích hợp nhất :

$$Z = 48 \cdot 10^{-3} \cdot q^2 \quad (17)$$

Sự suy giảm của năng lượng phản hồi (phụ thuộc vào bước sóng) cũng là một yếu tố ảnh hưởng đến độ chính xác đo đạc. Theo V.D. Ste-pan-nhen-cô [7] thì $\lambda \geq 3,0$ là thích hợp.

Cuối cùng độ chính xác của phương pháp phụ thuộc vào độ chính xác của việc đo năng lượng phản hồi Z.

Ưu điểm của phương pháp này là đơn giản trong việc đo đạc và tính toán.

(Xem tiếp trang 24)