

THỬ NGHIỆM ÁP DỤNG SƠ ĐỒ THAM SỐ HÓA ĐỐI LƯU IEDTKE CẢI TIẾN TRONG MÔ HÌNH KHU VỰC PHÂN GIẢI CAO HRM

TSKH. Kiều Thị Xin, ThS. Vũ Thanh Hằng
Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, ĐHQGHN

Bài báo này sử dụng hai sơ đồ tham số hóa đối lưu khác nhau để xem xét ảnh hưởng của nó đối với trường mưa mô phỏng từ mô hình khu vực phân giải cao HRM. Trường hợp thứ nhất sử dụng sơ đồ gốc của Tiedtke (1989). Trường hợp thứ hai dùng sơ đồ Tiedtke được Nordeng cải tiến (Nordeng T.E., 1994) với sử dụng giả thiết khép kín kiểu thích ứng phụ thuộc vào thế năng đối lưu khả năng (CAPE) và khoảng thời gian phục hồi (còn gọi là thời gian tồn tại đối lưu) và dòng cuốn hút có tổ chức được xác định qua lực nổi trong đám mây.

Kết quả cho thấy đối với mưa trong bão việc thay đổi cách tính dòng cuốn hút có tổ chức liên hệ với lực nổi trong mây theo cải tiến của Nordeng có tác động nhạy đối với phân bố trường mưa lớn và do đó cho dự báo mưa tốt hơn về diện mưa. Việc sử dụng khép kín đối với thông lượng khối lượng tại đáy mây bằng hội tụ ẩm mực thấp (theo Tiedtke) hay phụ thuộc vào đại lượng CAPE (theo Nordeng) trong trường hợp mưa lớn do bão mang lại đều không có sự khác biệt đáng kể. Với ngưỡng mưa $\geq 40\text{mm}$ điểm số TS $\approx 30\%$ đối với mưa sinh ra do quá trình quy mô lớn (như ITCZ hay không khí lạnh) và $\approx 8,8\%$ đối với mưa trong bão cho thấy sự khó khăn tăng lên của dự báo vị trí vùng mưa do bão mang lại.

1. Giới thiệu

Đối lưu mây tích đóng một vai trò quan trọng trong việc xác định cấu trúc thẳng đứng của trường nhiệt độ và độ ẩm trong khí quyển, do đó việc tính đến ảnh hưởng của đối lưu trong các mô hình thời tiết và khí hậu là rất cần thiết. Điều đó có nghĩa là hiệu ứng của các đám mây đối lưu qui mô dưới lưới được biểu diễn như là một hàm của các biến mô hình. Đây chính là vấn đề của bài toán tham số hóa mây.

Tham số hóa các đám mây đối lưu sâu là đặc biệt quan trọng vì quá trình giải phóng ẩn nhiệt trong các đám mây cung cấp một nguồn năng lượng chính cho hầu hết các nhiễu động miền nhiệt đới và cả những nhiễu động miền ngoại nhiệt đới. Nguồn ẩn nhiệt được giải phóng này có tác động chi phối hoàn lưu chung của khí quyển. Tham số hóa đối lưu nông, những đám mây không sinh mưa cũng cần thiết vì nó liên quan tới các quá trình vận chuyển từ trong lớp biên tới các lớp phía trên và hiệu ứng của nó đối với nguồn bức xạ địa phương và toàn cầu (Arakawa, 1987).

Cho đến nay đã có rất nhiều sơ đồ tham số hóa đối lưu, tuy nhiên mỗi sơ đồ đều có những nhược điểm riêng, nghĩa là chưa có sơ đồ nào hoàn thiện, bởi lẽ hiểu biết của chúng ta về các quá trình đối lưu còn rất hạn chế (Smith, 2000). Những sơ đồ đơn giản nhất là các sơ đồ kiểu hiệu chỉnh bởi Manabe và cộng sự (1965). Một kiểu sơ đồ hiệu chỉnh phức tạp hơn là sơ đồ của Betts và Miller (Betts, 1986; Betts và Miller, 1993). Sơ đồ sẽ điều chỉnh các biến của mô hình về các giá trị của profin thẳng đứng tham khảo của nhiệt độ và độ ẩm khi có đối lưu. Profin tham khảo đối với đối lưu nông được xây dựng từ một đường xáo trộn với

giả thiết ép buộc về mặt năng lượng và không có giải phóng ẩn nhiệt, trong khi đó profin tham khảo cho đối lưu sâu được xây dựng bằng thực nghiệm dựa trên các số liệu quan trắc. Sơ đồ Betts-Miller có một ưu điểm rất lớn so với các sơ đồ kiểu Kuo và các sơ đồ điều chỉnh ẩm khác là nó không sử dụng các ép buộc mang tính nhân tạo đối với sự giải phóng bất ổn định. Trong tự nhiên, đối lưu xảy ra khi khí quyển ở trạng thái bất ổn định và sau đó đối lưu điều khiển khí quyển trở lại trạng thái cân bằng phiếm định. Cách tiếp cận theo kiểu dòng khối ban đầu được Yanai và cộng sự (1973) giới thiệu. Sau đó, rất nhiều sơ đồ dòng khối khác nhau đã được phát triển, chẳng hạn như sơ đồ Arakawa & Schubert (1974), Kreitzberg & Perkey (1976), Fritsch & Chappell (1980), Frank (1984), Frank & Cohen (1987), Tiedtke (1989), Gregory & Rowntree (1990) ...

Sơ đồ tham số hóa đối lưu của Tiedtke (1989) được sử dụng trong mô hình dự báo thời tiết khu vực phân giải cao HRM-được tiếp thu từ Cục phục vụ thời tiết Công hòa Liên bang Đức (DWD). Mô hình HRM được sử dụng làm công cụ nghiên cứu ở Bộ môn Khí tượng, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội từ năm 2000 và được sử dụng nghiệp vụ tại Trung tâm Dự báo Khí tượng Thủy văn Trung ương từ năm 2002. Sơ đồ tham số hóa đối lưu của Tiedtke (1989) là một sơ đồ kiểu dòng khối được thiết lập khá phức tạp và đầy đủ để mô tả chi tiết cấu trúc của những đám mây trong thực tế và sẽ được trình bày khái quát dưới đây cùng với những phần được cải tiến của sơ đồ. Cuối cùng là một số kết quả thử nghiệm và đánh giá kết quả dự báo mưa với việc sử dụng sơ đồ cải tiến.

2. Khái quát về sơ đồ tham số hóa đối lưu Tiedtke (1989)

a. Hệ phương trình

Các phương trình qui mô lưới viết cho nhiệt và ẩm có tính đến ảnh hưởng của đối lưu trong mô hình HRM biểu diễn dưới dạng:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{s} + \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} = & -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} [M_u s_u + M_d s_d - (M_u + M_d) \bar{s}] \\ & - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \bar{w} \bar{s})_{lu} + L(c_u - e_d - \tilde{e}_l - \tilde{e}_p) + Q_R \end{aligned} \quad (2.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = & -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} [M_u q_u + M_d q_d - (M_u + M_d) \bar{q}] \\ & - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \bar{w} \bar{q})_{lu} - (c_u - e_d - \tilde{e}_l - \tilde{e}_p) \end{aligned} \quad (2.2)$$

trong đó: $s = c_p T + gz$ - năng lượng tĩnh khô, q - độ ẩm riêng, ρ - mật độ không khí, v - véc tơ vận tốc gió vận tốc ngang, w - thành phần vận tốc thẳng đứng, Q_R - bức xạ đốt nóng. M_u, M_d, c_u, e_d - thông lượng khối lượng dòng thăng, thông lượng khối lượng dòng giáng, ngưng kết, bốc hơi của tất cả các đám mây tương ứng. $\tilde{e}_l$ - phần bốc hơi của không khí mây bị cuốn ra vào môi trường và $\tilde{e}_p$ - phần bốc hơi của mưa trong lớp không khí chưa bão hòa bên ngoài đám mây. Các biến ký hiệu gạch trên chỉ giá trị trung bình trên một diện tích ngang đủ lớn để chứa quần thể mây tích và các biến ký hiệu phẩy chỉ độ lệch của chúng so với giá trị trung bình.

Chỉ số “u” và “d” biểu diễn phần đóng góp từ toàn bộ dòng thăng và dòng giáng trong các đám mây tương ứng. Các số hạng thông lượng với chỉ số “tu” biểu diễn sự vận chuyển thăng đứng của nhiệt và ẩm sinh ra do chuyển động rối. Các thành phần vận chuyển rối ngang được bỏ qua.

Ngoài hai phương trình (2.1) và (2.2), cần xem xét phương trình liên tục đối với nước mưa dưới dạng:

$$P(z) = \int_z^{\infty} (G_p - e_d - \tilde{e}_p) \bar{\rho} dz \quad (2.3)$$

trong đó: $P(z)$ - thông lượng nước mưa tại độ cao z và G_p - sự chuyển đổi từ hạt nước mây sang hạt mưa.

Mục tiêu đặt ra ở đây là phải xác định được các biến của mây thông qua các biến quy mô lớn, do vậy cần phải xây dựng một mô hình biểu diễn quan hệ giữa các biến quy mô lưới và các biến mây.

Sơ đồ tham số hóa đối lưu này mô tả quần thể mây bằng một mô hình mây một chiều có tính đến ba loại mây đối lưu khác nhau là đối lưu sâu, đối lưu nông và đối lưu mực giữa; trong đó tại một thời điểm ở một nút lưới xác định chỉ cho phép diễn ra một loại đối lưu duy nhất. Sơ đồ kiểu dòng khối được xây dựng khá chi tiết với một hệ phương trình riêng biệt thiết lập cho dòng thăng và dòng giáng trong mây, đồng thời tính đến ảnh hưởng của dòng cuốn vào và dòng cuốn ra do rối cũng như do dòng có tổ chức. Hệ này được thiết lập như sau:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} M_u &= E_u - D_u & \frac{\partial M_d}{\partial z} &= E_d - D_d \\ \frac{\partial}{\partial z} (M_u s_u) &= E_u \bar{s} - D_u s_u + L \bar{\rho} c_u & \frac{\partial (M_d s_d)}{\partial z} &= E_d \bar{s} - D_d s_d + L \bar{\rho} c_d \\ \frac{\partial}{\partial z} (M_u q_u) &= E_u \bar{q} - D_u q_u - \bar{\rho} c_u & \frac{\partial (M_d q_d)}{\partial z} &= E_d \bar{q} - D_d q_d - \bar{\rho} c_d \\ \frac{\partial}{\partial z} (M_u l) &= -D_u l + \bar{\rho} c_u - \bar{\rho} G_p & & \end{aligned} \quad \text{và} \quad (2.4)$$

trong đó: E và D - tốc độ dòng cuốn vào và dòng cuốn ra trên một đơn vị độ dài, l - lượng nước lỏng trong mây, c_u - lượng ngưng kết trong dòng thăng.

b. Dòng cuốn vào và dòng cuốn ra

Dòng cuốn vào và dòng cuốn ra bao gồm phần gây ra bởi chuyển động rối (chỉ số 1) và gây ra bởi dòng có tổ chức (chỉ số 2):

$$E_u = E_u^{(1)} + E_u^{(2)}; \quad D_u = D_u^{(1)} + D_u^{(2)} \quad (2.5)$$

a) Dòng cuốn vào và cuốn ra do chuyển động rối

Dòng cuốn vào và dòng cuốn ra do chuyển động rối sinh ra bởi hoạt động của các xoáy rối ở rìa các đám mây. Các xoáy rối vận chuyển không khí môi trường vào trong mây và không khí mây ra môi trường, được tham số hóa như sau:

$$E_u^{(1)} = M_u \varepsilon_u; \quad D_u^{(1)} = M_u \delta_u \quad \text{với} \quad \varepsilon_u = \delta_u = \begin{cases} 1 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1} \\ 3 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1} \end{cases}$$

cho đối lưu sâu hoặc đối lưu mực giữa và cho đối lưu nông tương ứng. Trong trường hợp xảy ra dòng giáng cumulus thì tốc độ dòng cuốn vào và tốc độ dòng cuốn ra do chuyển động rối được xem là bằng nhau đối với mọi loại mây ($\varepsilon_d = \delta_d = 2 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$).

b) Dòng cuốn vào có tổ chức

Trong dòng thẳng, dòng cuốn vào có tổ chức được xác định dựa trên giả thiết hội tụ ẩm mực dưới bằng điều kiện dừng:

$$E_u^{(2)} = -\frac{\bar{p}}{\bar{q}} \left(\bar{v} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \quad (2.6)$$

Dòng cuốn vào có tổ chức chỉ được xem xét trong phần dưới của lớp mây nơi có sự hội tụ ẩm qui mô lớn, tức là phía dưới mực có dòng thẳng mạnh nhất. Đối với dòng giáng, không tính đến ảnh hưởng của dòng cuốn vào có tổ chức.

c) Dòng cuốn ra có tổ chức

Không khí trong mây sẽ cuốn ra vào môi trường trong lớp mô hình có chứa mực tại đó lực nổi bằng không, phần còn lại sẽ xâm nhập vào lớp gần kề phía trên và cuốn ra ở đó:

$$\begin{aligned} D_u^{(2)} &= (1 - \beta)(M_u)_{k+1/2} / \Delta z && \text{lớp thứ } k \\ D_u^{(2)} &= \beta(M_u)_{k+1/2} / \Delta z && \text{lớp thứ } k - 1 \\ \beta &= 0.3 \end{aligned} \quad (2.7)$$

c. Tốc độ tạo mưa

Không khí trong mây được giả thiết là bão hòa, quá trình đông kết và nóng chảy không được xét đến. Sự biến đổi từ các giọt nước mây thành hạt mưa được giả thiết tỷ lệ với lượng nước lỏng trong mây theo công thức:

$$G_p = K(z)l \quad (2.8)$$

trong đó: $K(z)$ - một hàm thực nghiệm biến đổi theo độ cao. Ở đây K được giả thiết là bằng không ở gần chân mây và bằng hằng số ở các mực cao hơn:

$$K(z) = \begin{cases} 0 & \text{với } z \leq z_B + 1500\text{m} \\ 2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1} & \text{với } z > z_B + 1500\text{m} \end{cases}$$

Việc lựa chọn $K = 0$ tại các mực thấp đảm bảo rằng các đám mây đối lưu nông không sinh mưa.

d. Tốc độ bốc hơi

Nước lỏng trong mây bị cuốn ra không khí môi trường được giả thiết là bốc hơi ngay lập tức, xác định theo công thức:

$$\tilde{\varepsilon}_l = \frac{1}{\bar{p}} D_u l \quad (2.9)$$

d. Giả thiết khép kín

a) Xác định thông lượng khối lượng dòng thẳng tại chân mây $(M_u)_B$

* Đối lưu sâu: xảy ra trong các điều kiện nhiễu động và phụ thuộc mạnh vào hội tụ ẩm qui mô lớn ở mực thấp. Khi tồn tại một lớp khá dày ở trạng thái bất

ổn định điều kiện và có hội tụ ẩm qui mô lớn, các đám mây tích tồn tại cuốn không khí môi trường đi qua chân mây và rìa đám mây còn không khí trong mây bị cuốn ra môi trường xung quanh ở những mực cao hơn. Sự cuốn hút khối lượng vào các đám mây đi qua chân mây được xác định từ sự cân bằng ẩm đối với lớp không khí dưới chân mây, có dạng sau:

$$[M_u(q_u - \bar{q}) + M_d(q_d - \bar{q})]_B = - \int_0^B \left(\bar{v} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \bar{w} \bar{q}) \right) \bar{\rho} dz \quad (2.10)$$

trong đó: B chỉ độ cao chân mây.

* Đối lưu nông: thường hình thành trong điều kiện không có dòng hội tụ qui mô lớn, loại đối lưu này chủ yếu do sự xáo trộn rối của các lớp bên dưới. Tuy nhiên, để xác định thông lượng khối ở chân mây ta vẫn có thể sử dụng kiểu khép kín như với đối lưu sâu theo công thức (2.10). Sự khác nhau ở đây là lượng ẩm cung cấp cho các đám mây đối lưu nông chủ yếu do sự bốc hơi từ bề mặt, nghĩa là trong móc ở vế phải của (2.10) chỉ chứa số hạng cuối cùng, khi sự hội tụ qui mô lưới là rất nhỏ hay thậm chí có thể mang giá trị âm.

* Đối lưu mực giữa: chân mây không nằm trong lớp biên mà hình thành tại các mực nằm phía trên lớp biên. Giả thiết rằng đối lưu hình thành khi có dòng thăng qui mô lớn ở các mực thấp, không khí môi trường có độ ẩm tương đối vượt quá 90% và tồn tại một lớp bất ổn định phía trên. Dòng khối trong dòng thăng tại chân mây được xác định thông qua sự vận chuyển khối lượng thăng đứng của dòng qui mô lưới:

$$(M_u)_B = (\bar{\rho} \bar{w})_B \quad (2.11)$$

b) *Xác định thông lượng khối lượng dòng giáng tại mực giáng tự do LFS (Level of Free Sinking)*

Thông lượng khối lượng trong dòng giáng được giả thiết tỷ lệ thuận với thông lượng khối lượng trong dòng thăng và được xác định như sau:

$$(M_d)_{LFS} = \gamma (M_u)_B, \quad \gamma = -0.2 \quad (2.12)$$

với γ là tham số kinh nghiệm.

3. Một số cải tiến trong sơ đồ đối lưu Tiedtke của Nordeng T. E. (1994)

a. *Dòng cuốn vào có tổ chức*

Dòng cuốn vào có tổ chức $E_u^{(2)} = M_u \varepsilon_u^{(2)}$ giả thiết chỉ xảy ra khi các phần tử mây có lực nổi b dương. Biểu thức liên hệ giữa tốc độ dòng cuốn vào với lực nổi có dạng:

$$\varepsilon_u^{(2)} = \frac{b}{2 \left(w_o^2 + \int_0^z b dz \right)} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}, \quad b = \frac{g}{T_v} (T_v - \bar{T}_v) - g_l \quad (2.13)$$

w_o - vận tốc thăng đứng tại chân mây, được lấy bằng 1 ms^{-1} .

b. *Xác định thông lượng khối lượng dòng thăng tại chân mây cho đối lưu sâu*

Phép khép kín kiểu thích ứng được sử dụng đối với đối lưu sâu là nối liền thông lượng khối lượng ở chân mây với độ bất ổn định đối lưu CAPE với thời gian

hồi phục τ . τ - khoảng thời gian cần thiết để sơ đồ đối lưu khử bỏ được sự bất ổn định.

Giá trị xấp xỉ đầu tiên $(M_u)_B = (M_u^*)_B$ được tính nhờ hội tụ ảm qui mô lớn theo công thức (2.10), sau đó thông lượng khối lượng dòng thăng được tích phân đến độ cao đỉnh mây và xác định được profin thăng đứng $M_u^*(z)$. Cuối cùng thông lượng khối lượng dòng thăng tại chân mây được xác định lại theo công thức sau:

$$(M_u)_B = \frac{\text{CAPE}}{\tau} \frac{(M_u^*)_B}{\int_{\text{cloud}} \left(\frac{(1+0.608\bar{q})}{c_p \bar{T}_v} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} + 0.608 \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) M_u^* \frac{g dz}{\bar{p}}} \quad (2.14)$$

trong đó: $\text{CAPE} = \int_{\text{cloud}} \left(\frac{g}{\bar{T}_v} (T_v - \bar{T}_v) - g_l \right) dz$, l là lượng nước lỏng trong mây và thời gian phục hồi $\tau = 3600$ giây.

Ưu điểm của các công thức (2.13) và (2.14) là được thiết lập dựa trên trạng thái bất ổn định của phân tử khí, thể hiện qua biến lực nổi trong đám mây.

4. Kết quả thử nghiệm

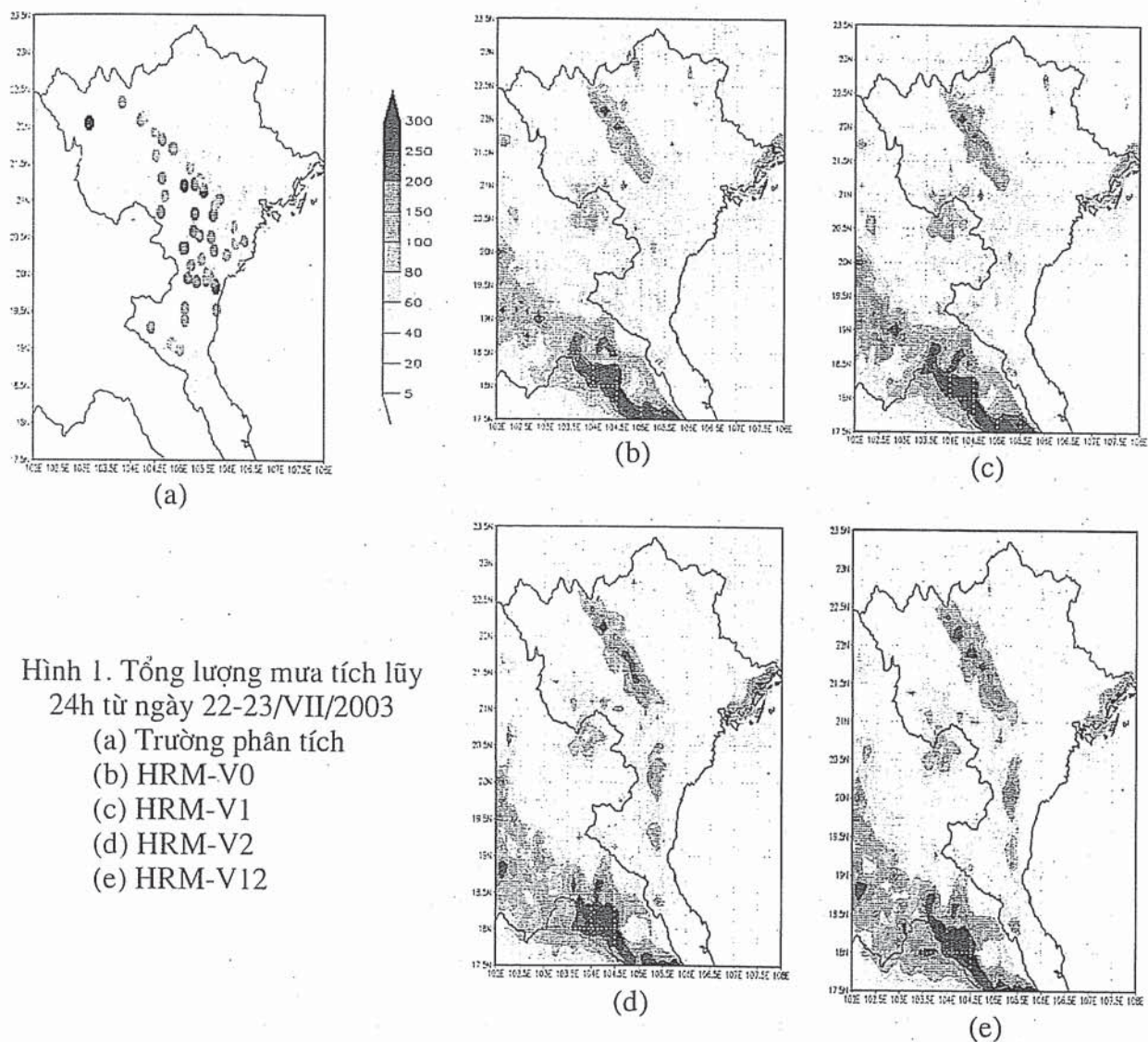
Theo ý tưởng của sơ đồ Tiedtke cải tiến như đã trình bày ở trên, để xem xét tác động của dòng cuốn vào có tổ chức và ảnh hưởng của giả thiết khép kín trong việc xác định thông lượng khối lượng trong dòng thăng tại chân mây đối với trường mưa mô phỏng bằng mô hình HRM với độ phân giải ngang 14km và 31 mực thăng đứng được cải tiến trong đề tài nghiên cứu khoa học độc lập cấp Nhà nước (mã số ĐTĐL2002/02), tác giả đã tiến hành thử nghiệm với bốn trường hợp khác nhau, ký hiệu bằng bốn phiên bản khác nhau nêu ra trong bảng dưới đây:

Phiên bản	Dòng cuốn vào có tổ chức tính theo	Thông lượng khối tại chân mây tính theo
HRM-V0	Tiedtke [công thức (2.6)]	Tiedtke [công thức (2.10)]
HRM-V1	Tiedtke [công thức (2.6)]	Nordeng [công thức (2.14)]
HRM-V2	Nordeng [công thức (2.13)]	Tiedtke [công thức (2.10)]
HRM-V12	Nordeng [công thức (2.13)]	Nordeng [công thức (2.14)]

HRM-V0 là phiên bản gốc của mô hình. Kết quả mô phỏng của ba phiên bản HRM-V1, HRM-V2 và HRM-V12 được đem đánh giá và đối chiếu với kết quả của phiên bản gốc.

Các thử nghiệm được tiến hành cho cơn bão KONI (bão số 3, ngày 22-23/VII/2003), cơn bão IMBUDO (bão số 4, 24-25/VII/2003) và cơn bão KROVANH (bão số 5, ngày 25-26/VIII/2003) gây mưa lớn ở khu vực Bắc Bộ và Bắc Trung Bộ. Ngoài ra, tác giả còn thử nghiệm cho trường hợp mưa lớn do dải hội tụ nhiệt đới (từ 19-23/VII/2004) và do ảnh hưởng của không khí lạnh (từ 7-9/IX/2004). Đây là khu vực có mật độ trạm quan trắc mặt đất dày đặc nhất trên lãnh thổ Việt Nam (khoảng 171 trạm) nên sẽ thuận lợi cho việc đánh giá kết quả dự báo. Dưới đây trích dẫn một số hình vẽ để minh họa và các kết quả điển hình nhất.

Kết quả dự báo trường mưa (hình 1) cho thấy các phiên bản HRM cho sự phù hợp về diện mưa khá tốt so với trường mưa phân tích từ các trạm quan trắc khí tượng bề mặt, trong đó phiên bản HRM với sơ đồ tham số hóa đối lưu Tiedtke cải tiến của Nordeng (V12) cho phân bố mưa trên lãnh thổ Việt Nam phù hợp với thám sát hơn cả về diện. Tuy nhiên, vùng mưa cực đại của dự báo ở tất cả các phiên bản thường có lượng mưa thấp hơn so với giá trị cực đại quan trắc được và sự khác biệt giữa các phiên bản dự báo không lớn lắm (bảng 1). Nhìn chung, trong các ngày dự báo lượng mưa và diện mưa của phiên bản HRM-V0 so với của HRM-V1, HRM-V2 hay HRM-V12 gần như không có sự khác biệt. Điều này là do trong điều kiện thời tiết có bão, sự hội tụ ẩm quy mô lớn ở mực thấp và trạng thái bất ổn định của khí quyển đều rất mạnh. Chính vì vậy, việc thay đổi cách tính thông lượng khối tại chân mây gần như không ảnh hưởng rõ rệt tới trường mưa mô phỏng.



Hình 1. Tổng lượng mưa tích lũy 24h từ ngày 22-23/VII/2003

Bảng 1. Lượng mưa tích lũy 24h tính trung bình theo các trạm

	22/VII/03	23/VII/03	24/VII/03	25/VII/03	25/VIII/03	26/VIII/03
Quan trắc	31,83	17,76	26,75	12,83	27,78	19,18
HRM-V0	21,60	17,67	20,62	35,39	17,29	13,35
HRM-V1	21,05	17,47	20,03	35,35	17,54	13,41
HRM-V2	20,43	19,04	22,42	35,17	16,27	13,97
HRM-V12	20,23	18,67	22,76	35,85	16,55	14,42

Khi thay đổi cách tính dòng cuốn vào có tổ chức ta thấy có tác động nhạy hơn đối với mưa mô phỏng. Trường hợp dòng cuốn vào phụ thuộc vào lực nổi theo Nordeng (2.13), khi giá trị lực nổi lớn thì không khí xung quanh cuốn vào trong đám mây sẽ mạnh hơn để đảm bảo sự liên tục về mặt khối lượng. Trong khi đó, khi sử dụng công thức gốc của Tiedtke (2.6) để xác định dòng cuốn vào có tổ chức thì không khí của môi trường xung quanh chỉ cuốn vào trong đám mây khi tồn tại sự hội tụ ẩm ở các mực phía dưới chân mây.

Để đánh giá khả năng dự báo mưa của mô hình thường người ta dùng hai chỉ tiêu $FBI = \frac{A+B}{A+C}$ và chỉ số $TS = \frac{A}{A+B+C}$, trong đó: A - số trạm có mưa quan trắc và mưa dự báo với lượng mưa lớn hơn hoặc bằng ngưỡng mưa cho trước; B - số trạm quan trắc có mưa nhỏ hơn ngưỡng cho trước nhưng dự báo có mưa lớn hơn hoặc bằng ngưỡng; C - số trạm quan trắc có mưa lớn hơn hoặc bằng ngưỡng cho trước nhưng dự báo có mưa nhỏ hơn ngưỡng. Giá trị lý tưởng của FBI và TS là 1, khi đó vùng mưa dự báo của mô hình hoàn toàn trùng khớp với vùng mưa quan trắc ở một ngưỡng mưa nào đó. Kết quả thử nghiệm cho trong bảng 2 được tính trung bình cho ba cơn bão năm 2003 và kết quả trong bảng 3 tính trung bình cho hai trường hợp thời tiết do ITCZ và không khí lạnh năm 2004.

Bảng 2. Giá trị của FBI và TS tương ứng với các ngưỡng mưa năm 2003 (mưa do bão)

	Ngưỡng = 0,5mm		Ngưỡng = 2mm		Ngưỡng = 5mm		Ngưỡng = 10mm	
	FBI	TS	FBI	TS	FBI	TS	FBI	TS
HRM-V0	1,0058	0,8940	0,9969	0,7830	0,9845	0,5856	0,9077	0,3989
HRM-V1	1,0022	0,8906	0,9923	0,7789	0,9927	0,5910	0,8954	0,3967
HRM-V2	0,9187	0,8205	0,8080	0,6393	0,7530	0,4691	0,7141	0,3307
HRM-V12	0,9180	0,8161	0,8111	0,6444	0,7511	0,4709	0,7175	0,3265

	Ngưỡng = 15mm		Ngưỡng = 20mm		Ngưỡng = 30mm		Ngưỡng = 40mm	
	FBI	TS	FBI	TS	FBI	TS	FBI	TS
HRM-V0	0,8260	0,2941	0,7281	0,2227	0,6086	0,1420	0,5854	0,0864
HRM-V1	0,8059	0,2860	0,7361	0,2093	0,6108	0,1314	0,5490	0,0780
HRM-V2	0,6894	0,2433	0,6884	0,1853	0,7118	0,1437	0,6947	0,0901
HRM-V12	0,7001	0,2390	0,6979	0,1933	0,7011	0,1414	0,6835	0,0888

Bảng 3. Giá trị của FBI và TS tương ứng với các ngưỡng mưa năm 2004 (mưa do ITCZ và KKL)

	Ngưỡng = 0,5mm		Ngưỡng = 2mm		Ngưỡng = 5mm		Ngưỡng = 10mm	
	FBI	TS	FBI	TS	FBI	TS	FBI	TS
HRM-V0	1,0310	0,8859	1,0226	0,8618	1,0754	0,7781	1,1199	0,6670
HRM-V1	1,0291	0,8891	1,0196	0,8574	1,0678	0,7715	1,1148	0,6731
HRM-V2	1,0084	0,8930	0,9892	0,8478	0,9301	0,7112	0,9018	0,5744
HRM-V12	1,0047	0,8861	0,9676	0,8311	0,9257	0,7057	0,8980	0,5746
	Ngưỡng = 15mm		Ngưỡng = 20mm		Ngưỡng = 30mm		Ngưỡng = 40mm	
	FBI	TS	FBI	TS	FBI	TS	FBI	TS
HRM-V0	1,1429	0,5574	1,1132	0,5068	1,1787	0,3771	1,2000	0,3121
HRM-V1	1,1293	0,5629	1,1307	0,5006	1,1618	0,3748	1,1800	0,3106
HRM-V2	0,9669	0,4889	0,9669	0,4643	1,1087	0,3535	1,2433	0,3043
HRM-V12	0,9408	0,5035	0,9408	0,4658	1,0483	0,3568	1,2100	0,2949

Dựa vào hai chỉ số FBI và TS (bảng 2) cho thấy, đối với khu vực được chọn hầu hết các phiên bản dự báo và ở tất cả các ngưỡng mưa, chỉ số FBI thường có giá trị nhỏ hơn 1, nghĩa là diện mưa dự báo nhỏ hơn diện mưa thám sát tương ứng với một ngưỡng mưa cho trước. Chỉ số TS thể hiện phần giao nhau giữa vùng mưa thám sát và vùng mưa dự báo. Cùng với tăng ngưỡng mưa phần trùng nhau giữa mưa thám sát và mưa dự báo giảm (TS giảm). Hai phiên bản HRM-V0 và HRM-V1 khác nhau rất ít ở cả hai chỉ số và cho kết quả dự báo tốt hơn so với hai phiên bản còn lại đối với mưa vừa và mưa nhỏ (nhỏ hơn 30mm), nhưng lại xấu hơn so

với hai phiên bản HRM-V2, HRM-V12 đối với mưa lớn (từ ngưỡng 30mm trở lên). Tuy nhiên, phần cải tiến này không lớn lắm. Như vậy, cải tiến của Nordeng đã mô phỏng mưa tốt hơn đối với mưa lớn so với sơ đồ gốc của Tiedtke, trong đó vai trò của cải tiến dòng cuốn vào có tổ chức theo công thức (2.13) đóng góp phần quan trọng.

Trong trường hợp mưa do ITCZ và KKL, các chỉ số FBI và TS (bảng 3) cho thấy ở hầu hết các ngưỡng mưa phiên bản HRM-V0 và HRM-V1 có FBI lớn hơn 1, nghĩa là diện mưa mô hình lớn hơn và do đó giá trị TS cao hơn so với hai phiên bản còn lại. Ngoài ra giá trị TS của mưa trong các hệ thống ITCZ và KKL giảm chậm hơn khi ngưỡng mưa tăng lên (bảng 3) so với TS của mưa trong bão (bảng 2). Với ngưỡng 40mm, trong trường hợp thời tiết bão vùng mưa thám sát và mưa dự báo của mô hình gần như không giao nhau trong khi đó với hình thể thời tiết ITCZ và KKL vùng mưa trùng nhau khoảng 30%. Điều đó càng cho ta thấy sự khó khăn tăng lên của dự báo vị trí vùng mưa do bão mang lại.

5. Kết luận

Từ những kết quả thử nghiệm trên cho thấy đối với mưa do bão hay mưa sinh ra do ITCZ hoặc KKL, việc sử dụng khép kín đối với thông lượng khối trong dòng thăng tại chân mây phụ thuộc vào điều kiện hội tụ ẩm mực thấp theo Tiedtke hay vào đại lượng CAPE theo Nordeng gần như không có sự khác biệt. Tuy nhiên, với hình thể thời tiết ITCZ và KKL phần diện tích giao nhau giữa trường mưa thám sát và trường mưa mô phỏng có giá trị cao hơn.

Tuy nhiên, nhận xét trên đây cần được kiểm nghiệm trong nhiều trường hợp hơn ứng với các hình thể synop gây mưa lớn khác nhau từ đó ta có thể nhận biết được các ưu điểm và nhược điểm của từng sơ đồ.

Tài liệu tham khảo

1. Arakawa, A. J. M. Chen, 1987. Closure assumptions in the cumulus parameterization problem. Short- and Medium-range numerical weather prediction. *Collection of papers presented at the WMO/IUGG NWP Symposium, Tokyo*, 107-131.
2. Nordeng, T. E., 1994. Extended versions of the convective parametrization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. ECMWF Tech. Report 206. Submitted for publication in *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*.
3. Smith, R. K., 2000. The role of cumulus convection in hurricanes and its representation in hurricane models. *Review of Geophysics*, 38, 4, 465-489.
4. Tiedtke, M., 1988. Parameterization of cumulus convection in large-scale models. *Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climate change*, M. Schlesinger, Ed. D. Reidel, 375-431.
5. Tiedtke, M., 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly weather review*, 117, 1779-1799.
6. Ulrich Damrath, 2002. Verification of the operational NWP models at DWD.