

ĐỘ NHẠY CỦA CÁC SƠ ĐỒ THAM SỐ HÓA ĐỐI LƯU TRONG MÔ HÌNH SỐ TRỊ

TS. Hoàng Đức Cường, CN. Mai Văn Khiêm, CN. Nguyễn Văn Hiệp
Viện Khí tượng Thủy văn

Bài báo trình bày về ba sơ đồ tiêu biểu cho ba nhóm sơ đồ tham số hoá đối lưu trong mô hình số trị dự báo thời tiết. Mô hình quy mô vừa MM5 được sử dụng nhằm mô phỏng trường lượng mưa tích lũy với các sơ đồ tham số hoá đối lưu Betts-Miller, Kuo, Grell. Kết quả thử nghiệm cho thấy độ nhạy của các sơ đồ tham số hoá đối lưu trong mô hình số trị.

1. Đặt vấn đề

Trong các mô hình số trị dự báo thời tiết và khí hậu, việc tính đến các quá trình như sự xáo trộn thẳng đứng bởi đối lưu khô và ẩm, sự hình thành mây, mưa và tương tác giữa các trường này với bức xạ có vai trò rất lớn đến kết quả dự báo. Phép lấy gần đúng những quá trình không giải được bằng mô hình thông qua các số hạng của các trường dự báo trong mô hình gọi là tham số hoá. Hiện nay, các thành phần vật lý đã được đưa vào trong mô hình số trị như vi vật lý mây, đối lưu, bức xạ sóng dài, bức xạ sóng ngắn, rối lớp biên, lớp bề mặt, tham số hóa lớp đất và khuếch tán quy mô dưới lưới.

Trong những quá trình quy mô dưới lưới cần phải được tính đến trong mô hình dự báo số trị là đối lưu cumulus, đây là quá trình được xem là phức tạp nhất trong mô hình dự báo thời tiết ngày nay và có ý nghĩa đặc biệt đối với dự báo lượng mưa. Độ nhạy của đối lưu thường được sử dụng để nghiên cứu các hiện tượng đặc biệt như xoáy thuận nhiệt đới, dao động Madden-Julian,... Các quá trình vật lý gắn liền với ngưng kết của hơi nước vốn là quá trình phi tuyến, vì vậy những ảnh hưởng mang tính quần thể của mây có thể tương tác trực tiếp với hoàn lưu quy mô lớn.

Vai trò quan trọng của mây đối lưu sâu cumulus trong cân bằng nhiệt của khí quyển lần đầu tiên được phát hiện bởi Richl và Milkus [8]. Hai ông đã nghiên cứu cân bằng nhiệt trên dải hội tụ nhiệt đới và đưa ra kết luận: vận chuyển nhiệt đi lên nhờ những tháp mây vũ tích (nóng) duy trì cân bằng nhiệt của tầng đối lưu trên bị mất nhiệt do các quá trình bức xạ và vận chuyển hướng cực. Thông qua mối liên hệ giữa ẩn nhiệt với vận chuyển thẳng đứng của ẩn nhiệt và hơi nước, mây cumulus làm thay đổi cấu trúc nhiệt và ẩm của môi trường xung quanh. Thay đổi trước tiên là thông qua sự bồi hoàn của không khí môi trường, đó là các thành phần thông lượng khối đối lưu và dòng cuốn ra từ không khí mây vào môi trường [3], [5], [6], [11]. Hai quá trình nói trên có tác động trái ngược nhau: Mây Cb, Cu sâu có xu hướng làm nóng và khô không khí môi trường do chúng làm tiêu hao ẩm môi trường còn mây Ci, Cs nông lại có xu thế làm cho môi trường lạnh và ẩm nhờ sự bốc hơi của hơi nước và nước mây cuốn ra từ mây (do không khí môi trường khô hơn). Chính vì vậy, việc xem xét phổ mây cumulus với các kích cỡ khác nhau là rất quan trọng trong nghiên cứu mối tương tác giữa mây cumulus và môi trường quy mô lớn. Mây cumulus có quy mô nhỏ hơn nhiều so với độ phân giải thông thường của lưới mô hình, nên ảnh hưởng của nó đối với hoàn lưu quy mô lớn không thể tính trực tiếp mà chỉ có thể tính gián tiếp từ

cân bằng nhiệt và ẩm của hệ thống hoàn lưu quy mô lớn. Tham số hoá đối lưu trong mô hình dự báo số trị sẽ giải quyết vấn đề này.

Hai mục đích chính của bài toán tham số hóa đối lưu được đặt ra là:

- Dự báo lượng mưa sinh ra do đối lưu;
- Tính toán tác động của đối lưu đến các quá trình nhiệt động lực học mô hình như tính ổn định thẳng đứng, phân bố lại trường nhiệt, ẩm, hình thành mây, các ảnh hưởng tới đốt nóng bề mặt, bức xạ khí quyển,...

2. Các sơ đồ tham số hoá đối lưu

Hiện nay có rất nhiều sơ đồ tham số hoá đối lưu khác nhau được sử dụng trong mô hình số trị như sơ đồ của Manable và các cộng sự (1965), Betts và Miller (1986, 1993), Kuo (1965, 1974), Arakawa và Schubert (1974), Grell (1991, 1993), Frank và Cohen (1987), Emanuel K.A. và Raymond D. J. (1993), Tiedtke (1989),...[7], [12], [13]. Chúng có thể chia thành 3 nhóm chính: thích ứng đối lưu, đối lưu xuyên thủng và sơ đồ dựa trên mô hình mây tích.

a. Sơ đồ thích ứng đối lưu

Tư tưởng của các sơ đồ thích ứng đối lưu là thừa nhận rằng ở những nút lưới có gradient thẳng đứng của nhiệt độ và độ ẩm tương đối vượt quá giá trị tới hạn nào đó thì chúng được thay ngay bằng giá trị tới hạn đó. Ngưỡng tới hạn này được lựa chọn khác nhau tùy theo tác giả của sơ đồ tham số hoá. Đồng thời còn thừa nhận động năng của xoáy quy mô nhỏ do đối lưu gây ra chuyển hoá ngay tức khắc thành thành nhiệt năng và toàn bộ lượng nước rơi xuống thành mưa. Đối với không khí chưa bão hoà thì xảy ra quá trình đối lưu khô. Sơ đồ đối lưu tiêu biểu thuộc loại này là sơ đồ của Betts và Miller (BM). Sơ đồ này được đưa ra để mô tả trực tiếp trạng thái tựa cân bằng trong đối lưu sâu. Để loại bỏ những quá trình không ổn định xảy ra trong quá trình xác định trực tiếp trạng thái tựa cân bằng qua những mô hình số, các tham số khép kín có thể xác định sau cùng qua việc so sánh với thám sát khí quyển. Khác với các sơ đồ khác, BM sử dụng một sơ đồ hiệu chỉnh đối lưu trễ thông thường. Sơ đồ này hiệu chỉnh cấu trúc các trường nhiệt, ẩm tới tới các profile quy chiều chuẩn, các profile này phản ánh trạng thái tựa cân bằng do đối lưu sâu trong các quá trình bình lưu và bức xạ quy mô lớn [4]. Như vậy, cấu trúc nhiệt động lực được chia thành hai trạng thái riêng biệt: đối lưu nông và đối lưu sâu. Việc đầu tiên trong quy trình thực hiện sơ đồ tham số đối lưu là xác định quy mô thời gian hiệu chỉnh, xác định đỉnh và chân mây, xác định các profile quy chiều đối với đối lưu nông và đối lưu sâu, sau đó xác định chúng trong mô hình. Giáng thủy (PR) được tham số hoá qua quá trình hiệu chỉnh dưới dạng:

$$PR = \int_{p_B}^{p_T} \frac{q_R - q}{\tau} \frac{dp}{g} \quad (1)$$

Ở đây, q - độ ẩm riêng; q_R - độ ẩm xác định qua profile quy chiều (là một hàm của độ cao); τ - quy mô thời gian, qua đó quá trình hiệu chỉnh được thực hiện; tích phân được thực hiện từ mức áp suất ở chân mây tới mức áp suất ở đỉnh mây.

Sơ đồ BM đầu tiên [4] không chú trọng vai trò của các dòng giáng trong đối lưu, mặc dù ép buộc bảo toàn năng lượng có thể dẫn tới nhiệt độ lớp biên giảm và do vậy gây ra dòng giáng. Sơ đồ BM hoàn thành năm 1993 đã khắc phục được nhược điểm này bằng việc sử dụng profile dòng giáng không bão hoà quy chiều (đường đẳng nhiệt và đường đẳng ẩm song song với đường đoạn nhiệt ẩm).

b. Sơ đồ đối lưu xuyên tầng

Các sơ đồ tham số hoá đối lưu xuyên tầng được xây dựng dựa trên khái niệm bất ổn định điều kiện loại hai. Khái niệm về bất ổn định có điều kiện loại hai (CISK-Conditional Instability of the Second Kind) được Charney và Eliassen đưa ra vào năm 1964 để phân biệt với bất ổn định có điều kiện của khí quyển nhiệt đới là bất ổn định có điều kiện loại một. Khác với bất ổn định có điều kiện loại một, bất ổn định có điều kiện loại hai gây ra bởi ma sát bề mặt và toả nhiệt ẩm ngưng kết. Chuyển động đối lưu trong bất ổn định loại hai thường luồn sâu vào lớp ổn định bên trên lớp bất ổn định và chiếm hầu như toàn bộ tầng đối lưu. Các xoáy qui mô lớn tạo ra sự hội tụ hơi nước trong lớp biên khí quyển, sau đó mây vũ tích được hình thành và các đám mây này vận chuyển hơi nước từ dưới lên trên. Khi hơi nước ngưng kết toả ra lượng ẩn nhiệt rất lớn, làm cho xoáy qui mô lớn mạnh lên. Do ma sát với bề mặt, xoáy này làm tăng độ hội tụ hơi nước trong lớp biên và quá trình cứ tiếp diễn như vậy. Người ta đưa ra biểu thức xác định độ đốt nóng do đối lưu mây tích như sau:

$$\frac{\alpha}{C_p T} Q = \begin{cases} -\eta S \omega^* & \text{ khi } \omega^* < 0 \\ 0 & \text{ khi } \omega^* > 0 \end{cases} \quad (2)$$

Ở đây, $S = -\alpha \frac{d \ln \theta}{dp}$ là tham số ổn định tĩnh học; $\alpha = RT/p$; ω^* là tốc độ thẳng đứng

trên đỉnh lớp biên, xác định bằng:

$$\omega^* = \frac{1}{2} H_E \Omega_g \sin 2\varphi \quad (3)$$

Trong đó, H_E - độ cao lớp biên Ekman; Ω_g - xoáy địa chuyển trong lớp biên; φ - vĩ độ địa lý; η - tham số không thứ nguyên, liên quan đến cường độ cuốn hút và xác định sự phân bố đốt nóng theo phương thẳng đứng, dạng hàm phân bố thẳng đứng của ẩn nhiệt $\eta(z)$ đóng vai trò quan trọng trong việc mô hình hoá xoáy nhiệt đới.

Sơ đồ tham số hoá đối lưu tiêu biểu thuộc nhóm sơ đồ này là sơ đồ Kuo. Sơ đồ Kuo là một trong những sơ đồ đầu tiên được sử dụng cho mục đích tham số hóa đối lưu cumulus, các phương trình của nhiệt độ và tỷ số xáo trộn hơi nước trong hệ tọa độ khí áp (x,y,p) có dạng:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot (v\theta) + \frac{\partial}{\partial p} (\omega\theta) = \frac{LC + Q_r}{\pi} - \frac{1}{\pi} \frac{\partial F_k}{\partial p} \quad (4)$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (vq) + \frac{\partial}{\partial p} (\omega q) = -C - \frac{\partial F_q}{\partial p} \quad (5)$$

Trong đó, F_k và F_q - thông lượng xoáy thẳng đứng của hơi nước và ẩn nhiệt; L - ẩn nhiệt ngưng kết của hơi nước; Q_r - tốc độ đốt nóng do bức xạ; π - hàm Exner và C - phần ngưng kết của hơi nước trừ đi phân bố hơi.

Sơ đồ Kuo có các giả thiết sau đây [3], [11]:

a) Đối lưu mây tích xuất hiện ở vùng có lớp bên dưới phân tầng bất ổn định có điều kiện và có hội tụ ẩm;

b) Chuyển động đối lưu vận chuyển không khí lớp sát đất đến độ cao rất lớn. Trong chuyển động này không khí trong mây đi lên theo quá trình đoạn nhiệt giả;

c) Chân mây nằm ở mực ngưng kết của không khí lớp sát đất, đỉnh mây đạt tới độ cao nơi nhiệt độ của phần tử đi lên bằng nhiệt độ môi trường;

d) Mây tích tồn tại một thời gian rất ngắn sau đó chúng “hoà tan” vào môi trường ở mực đó. Vì vậy, nhiệt và ẩm mà mây đem theo truyền cho không khí môi trường.

Mối quan hệ giữa hội tụ ẩm mực thấp với các quá trình khác như bình lưu và vật lý bề mặt xác định như sau:

$$-\int_0^{p_s} C dp = (1-b) \left[\int_0^{p_s} \nabla \cdot (vq) dp + F_{qs} \right] \equiv -(1-b) g M_i \quad (6)$$

Trong đó, M_i - phần ẩm đưa vào khối mây; F_{qs} - thông lượng ẩm bề mặt. b là tham số ẩm và là hàm của độ ẩm tương đối trung bình. Kuo không đưa ra chính xác giá trị của b để khép kín hệ phương trình mà chỉ cho biết nó là hằng số và b rất nhỏ so với 1. Anthes (1977) [3] đưa ra dạng hàm của tham số b theo độ ẩm tương đối trung bình (RH) trong tầng đối lưu như sau:

$$b = \left(\frac{1-RH}{1-RH_c} \right)^n \quad (7)$$

Trong đó, RH_c là giá trị ngưỡng của độ ẩm tương đối, mưa sẽ không hình thành khi độ ẩm tương đối ở dưới ngưỡng này, n là một số mũ dương.

Năm 1982, Molinari [9], [10] đã khuyến cáo sử dụng tham số b theo công thức:

$$b = [(J + M_i) / M_i] \left[\frac{\int (q_s - q) dp}{\int (q_s - q) dp + \int \frac{c_p T}{L \theta} (\theta_s - \theta) dp} \right] \quad (8)$$

Trong đó, $J = -\frac{1}{g} \int \frac{c_p T}{L \theta} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} dp$ là sự thay đổi nhiệt độ trong một cột khí quyển đoạn nhiệt ẩm. Tham số tích phân c tính từ mực áp suất tại chân mây tới đỉnh mây. Sơ đồ tham số hoá đối lưu Kuo được sử dụng trong phiên bản hiện nay của mô hình MM5 có các lựa chọn b như sau: $b = 2(100-RH)$ đối với $RH > 50\%$ và $b = 1$ trong trường hợp khác.

Ngoài ra, Molinari [9], [10] còn đưa ra các phương trình nhiệt và ẩm để thay thế các phương trình của Kuo:

$$\begin{aligned} \frac{d\theta}{dt} &= \frac{1}{\pi} [gL(1-b)M_i Q_1 + Q_r] \\ \frac{dq}{dt} &= -g(1-b)M_i Q_2^{(10)} \end{aligned} \quad (9)$$

Trong đó, Q_1 và Q_2 các profile chuẩn đốt nóng ẩm, đồng thời $\int_0^{p_s} Q_1 dp = \int_0^{p_s} Q_2 dp = 1$

Ưu điểm của các sơ đồ tham số hoá đối lưu thuộc nhóm này là quá trình đốt nóng khí quyển do đối lưu mây tích được giải thích rõ ràng hơn so với nhóm sơ đồ tham số hoá đối lưu theo phương pháp thích ứng đối lưu. Tuy nhiên, hạn chế của chúng là không tính đến quá trình cuốn hút không khí vào mây.

c. Sơ đồ tham số hoá đối lưu dựa trên mô hình mây tích

Các sơ đồ tham số hoá đối lưu dựa trên mô hình mây tích phải xác định được đặc tính của từng loại mây tích và vai trò của chúng trong quá trình trao đổi nhiệt ẩm

của khí quyển. Đại diện cho nhóm này là sơ đồ Grell. Đây là phiên bản mô hình mây một chiều của Arakawa-Schubert có tính đến dòng giáng và được áp dụng đầu tiên trong mô hình MM5. Trong sơ đồ giả thiết là không có xáo trộn trực tiếp giữa không khí mây với môi trường trừ ở đỉnh mây và chân mây. Thông lượng khối dòng thăng (m_u) và thông lượng khối dòng giáng (m_d) được giả thiết là không đổi theo độ cao. Ta có:

$$m_u(z) = m_u(z_b) = m_b \quad m_d(z) = m_d(z_b) = m_0 \quad (11)$$

Trong đó, m_b – thông lượng ẩm tại chân mây.

Sự tác động của đối lưu đối với các quá trình quy mô lớn thông qua dòng cuốn ra từ mây tại chân mây và đỉnh mây, dòng giáng được bồi hoàn trong môi trường sinh ra do đối lưu. Sự thay đổi trên được mô tả bằng hai phương trình sau:

$$\left(\frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_{CU} = m_b \frac{\partial \bar{h}(z)}{\partial z} (1 - \varepsilon) + m_b \left(\frac{\partial h_u(z)}{\partial z} - \varepsilon \frac{\partial h_d(z)}{\partial z} \right) \quad (12)$$

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{CU} = m_b \frac{\partial \bar{q}(z)}{\partial z} (1 - \varepsilon) + m_b \left(\frac{\partial q_u(z)}{\partial z} - \varepsilon \frac{\partial q_d(z)}{\partial z} \right) \quad (13)$$

Trong đó, h – năng lượng tĩnh ẩm, h_u và h_d lần lượt là năng lượng tĩnh ẩm trong dòng thăng và dòng giáng, ε - diện tích mây.

Số hạng thứ hai bên phải của (12) và (13) là thành phần được sinh ra do dòng giáng và nó bằng không ở bên trên đỉnh mây, còn số hạng thứ nhất (sinh ra do dòng thăng) bằng không ở phía dưới mực xuất phát dòng thăng (chân mây). Như vậy, phía dưới mực này chỉ có dòng giáng tác động đến môi trường quy mô lớn. Tất cả các biến trong hai phương trình trên đều có thể xác định nếu ta biết được thông lượng khối lượng tại chân mây m_b . Vấn đề đặt ra là làm thế nào để xác định được m_b .

Lượng mưa (R) sinh ra do đối lưu được tính bằng:

$$R \equiv I_1 m_b (1 - \beta) \quad (14)$$

Trong đó, I_1 – lượng ngưng kết trong dòng thăng, $(1 - \beta)$ – hiệu suất mưa.

Khép kín mà Grell đưa ra dựa theo giả thiết tựa cân bằng (cho rằng sự thay đổi của năng lượng thế năng nổi do đối lưu sẽ bù lại sự thay đổi do các quá trình khác như các quá trình bình lưu, bức xạ, bề mặt, ...) và đi đến hệ phương trình:

$$\left(\frac{dABE}{dt} \right)_{OTH} = - \left(\frac{dABE}{dt} \right)_{CU} \quad (15)$$

$$\left(\frac{dABE}{dt} \right)_{CU} \equiv m_b \left(\frac{dABE}{dt} \right)_{NCU} \quad (16)$$

trong đó, ABE – năng lượng thế năng nổi, chỉ số OTH biểu diễn sự biến đổi do đối lưu được chuẩn hoá dưới dạng thông lượng khối do các quá trình khác như bình lưu, bức xạ,...

Từ đây chúng ta có thể xác định được m_b .

3. Kết quả thử nghiệm

Trong khuôn khổ bài báo này, chúng tôi chỉ mô tả độ nhạy của các dạng sơ đồ tham số hóa đối lưu tới kết quả dự báo qua trường hợp dự báo lượng mưa ba ngày, từ 23 đến 25-IX-2003. Đây là thời điểm xuất hiện một dải hội tụ nhiệt đới có trục đi qua Trung Bộ gây ra đợt mưa lớn diện rộng trên khu vực này. Các mô phỏng được thực hiện với ba sơ đồ tham số hóa ứng với ba dạng khác nhau là sơ đồ Bets-Miller, Kuo và sơ đồ Grell. Mô hình quy mô vừa MM5V3 được sử dụng trong các thử nghiệm này. Điều kiện ban đầu và điều kiện biên cách nhau 3 giờ một được lấy từ mô hình dự báo toàn cầu AVN của Trung tâm Quốc gia Dự báo Môi trường Mỹ (NCEP) tại thời điểm 00Z (7 giờ Việt Nam) ngày 23-IX-2003 (độ phân giải ngang $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ kinh vĩ). Các trường khí tượng của mô hình AVN được nội suy về lưới của mô hình MM5 với ba miền tính lồng ghép cho Đông Nam Á, Việt Nam và Trung Bộ. Các sơ đồ tham số hóa vật lý khác ngoài đối lưu được sử dụng là sơ đồ pha băng đơn giản đối với vi vật lý mây, sơ đồ lớp biên hành tinh của mô hình MRF, sơ đồ bức xạ của mô hình CCM2,... Chi tiết hơn về mô hình MM5 có thể tham khảo trong [1], [2], [11].

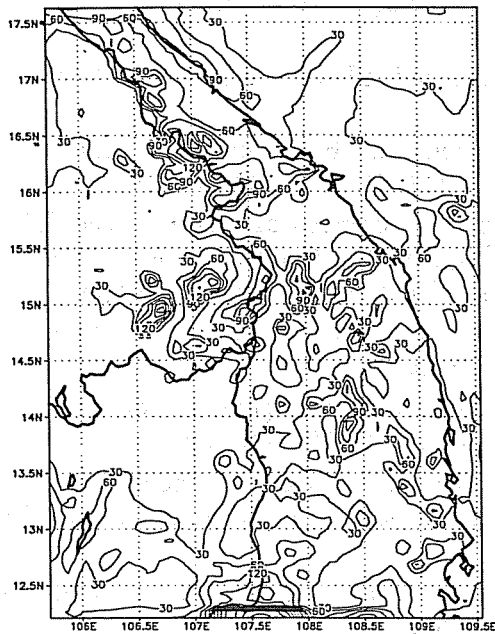
Kết quả mô phỏng này cho thấy, khi sử dụng sơ đồ đối lưu BM (hình 1), vùng mưa trải rộng hầu như khắp miền tính, nhưng lượng mưa cực đại lại thấp hơn rất nhiều so với kết quả dự báo lượng mưa khi sử dụng các sơ đồ Kuo, Grell (hình 2,3) và lượng mưa thực tế (hình 4). Nguyên nhân của tình trạng này là qui mô thời gian thực hiện hiệu chỉnh đối lưu trong sơ đồ BM dẫn đến sự biến đổi nhanh hay chậm của entropy. Biến đổi của entropy quá chậm sẽ làm cho hiệu suất sinh mưa thường nhỏ hơn thực tế. Khác với sơ đồ BM, hai sơ đồ còn lại (Kuo và Grell) khi tính tới nhân tố hội tụ ẩm mực thấp (liên quan tới dòng hội tụ qui mô lớn) đã nắm bắt khá tốt sự tồn tại của dải hội tụ nhiệt đới, dẫn tới vùng mưa dự báo gần sát với thực tế. Tuy nhiên, kết quả dự báo mưa khi sử dụng hai sơ đồ này cũng tồn tại sự khác biệt rõ rệt như có nhiều vùng mưa cực trị hơn trong trường mưa khi sử dụng sơ đồ Grell so với sơ đồ Kuo (hình 2, 3). Điều này có thể lý giải rằng sơ đồ Kuo nắm bắt khá tốt các quá trình có quy mô lớn hơn 30km, trong khi sơ đồ Grell chú trọng tới các quá trình qui mô dưới 30km. So sánh sơ bộ kết quả của ba mô phỏng cho thấy sơ đồ Kuo là phù hợp nhất với thực tế trong trường hợp thử nghiệm này.

Thử nghiệm trên đây cho thấy vai trò của tham số hóa đối lưu trong mô hình số trị là rất quan trọng. Kết quả dự báo từ mô hình số trị rất nhạy với các sơ đồ tham số hóa đối lưu khác nhau. Vì vậy, việc lựa chọn sơ đồ tham số hóa đối lưu phù hợp trong các loại hình thời tiết khác nhau ở Việt Nam là rất cần thiết. Để giải quyết vấn đề này cần có những nghiên cứu sâu hơn và thử nghiệm các sơ đồ đối lưu cho các trường hợp khác nhau.

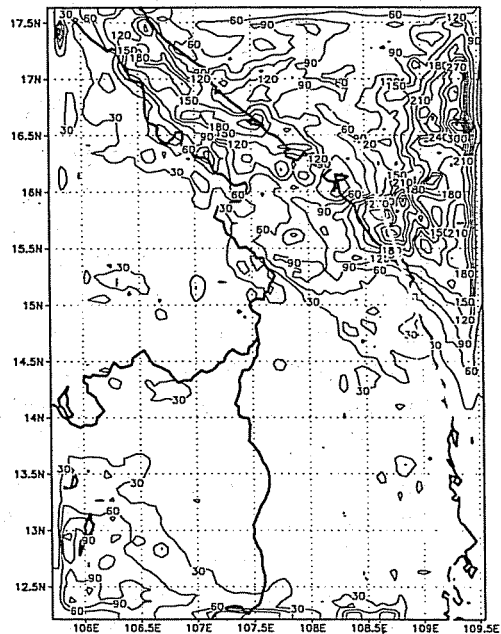
Tài liệu tham khảo

1. Hoàng Đức Cường, Mai Văn Khiêm. Thử nghiệm áp dụng mô hình MM5 trong mô phỏng và dự báo các trường khí tượng ở Việt Nam. Hội thảo khoa học Viện Khí tượng Thủy văn lần thứ VIII. Tuyển tập báo cáo. Hà Nội, 12-2003.
2. Dương Hồng Sơn và nnk. Mô hình số trị MM5 và ứng dụng bước đầu cho Việt Nam.- *Tạp chí Khí tượng Thủy văn* tháng 4-2002.
3. Anthes R. A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model.- *Mon. Wea. Rev.*, No. 105, 1977, 270-286 pp.

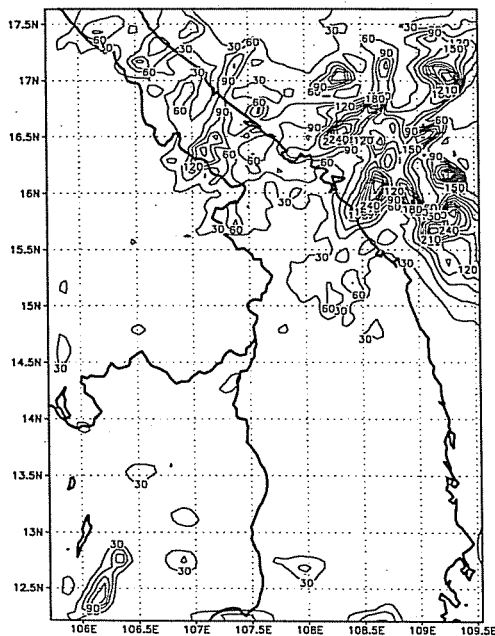
4. Betts A. K., Miller M. The Betts-Miller scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical models, Meteor. Monogr., No. 46, Amer. Meteor. Soc., 1993, 107-121 pp.
5. Grell G. et al. A description of the fifth generation PSU/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Tech. Note, 1994, 138 p.
6. Grell G., Dudhia J., Stauffer D. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), NCAR TECHNICAL NOTE, 6-1995.
7. Kain J., Fritsch J. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical models, Meteor. Monogr., No. 46, Amer. Meteor. Soc., 1993, 165-170 pp.
8. Krishnamurti et al. Study of a monsoon depression (ii), dynamical structure.- *J. Meteor. Soc. Japan*, No. 54, 1976, 208-225 pp.
9. Molinari J. A method for calculating the effects of deep cumulus convection in numerical models.- *Mon. Wea. Rev.*, No. 110, 1982, 1527-1534 pp.
10. Molinari J., Dudek M. Parameterization of Convective Precipitation in Mesoscale Numerical Models: A Critical Review.- *Mon. Wea. Rev.*, No. 120, 1992, 326-334 pp.
11. NCAR, PSU/NCAR. Mesoscale modeling system tutorial class notes and user's guide: MM5 modeling system version 3, 2002.
12. Raymond D., Emanuel E., The Kuo cumulus parameterization. The Representation of Cumulus Convection in Numerical models, Meteor. Monogr., No. 46, Amer. Meteor. Soc., 1993, 145-147 pp.
13. Wei W., Seaman S. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model.- *Mon. Wea. Rev.*, No. 125, 1997, 252-278 pp.



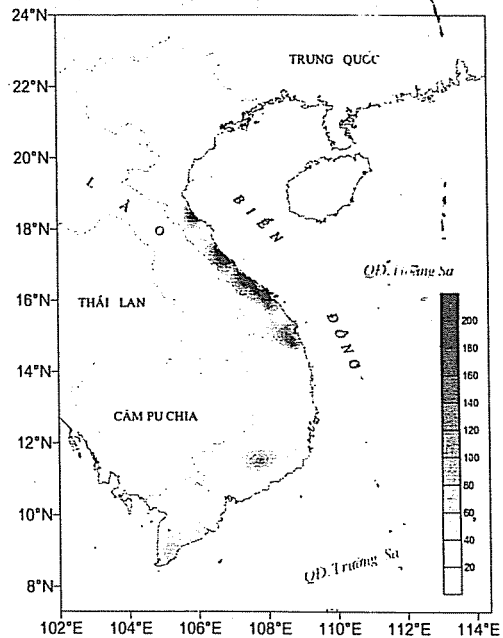
Hình 1. Lượng mưa tích lũy (mm) từ 23 đến 25-IX-2003 dự báo bằng mô hình MM5 với sơ đồ đối lưu BM



Hình 2. Lượng mưa tích lũy (mm) từ 23 đến 25-IX-2003 dự báo bằng mô hình MM5 với sơ đồ đối lưu Kuo



Hình 3. Lượng mưa tích lũy (mm) từ 23 đến 25-IX-2003 dự báo bằng mô hình MM5 với sơ đồ đối lưu Grell



Hình 4. Lượng mưa thực tế (mm) từ 23 đến 25-IX-2003