

# ĐỐI LƯU VÀ DỰ BÁO MƯA ĐỐI LƯU TẠI VIỆT NAM BẰNG PHƯƠNG PHÁP THẠM SỐ HOÁ TRONG MÔ HÌNH SỐ PHÂN GIẢI CAO

KIỀU THI XIN, NGUYỄN ĐĂNG QUANG

## I. ĐẶT VẤN ĐỀ

Đối lưu khí quyển nhiệt đới nói chung và mưa do nó mang lại nói riêng đóng vai trò đặc biệt quan trọng trong nghiên cứu cũng như ứng dụng. Đối lưu phát triển đến cường độ nhất định để hạt mây đủ lớn tạo thành hạt mưa và đạt đến đất. Quá trình này diễn ra hàng ngày và đặc biệt mạnh trong đối lưu sâu ở nhiệt đới. Vì vậy có thể nói nghiên cứu mô phỏng mưa nhiệt đới chính là nghiên cứu mô phỏng mây đối lưu, trước hết là đối lưu sâu.

### 1. Động lực học của đối lưu mưa

#### a) Sự sinh lực nổi do mây

Mây đối lưu phát sinh trong khí quyển bất ổn định điều kiện khi phân tử khí ẩm trượt đến mực có mật độ nhỏ hơn mật độ môi trường - gọi là mực đối lưu tự do (LFC). Bất ổn định điều kiện có nghĩa là tồn tại một mực mà những khoảng di động của phân tử từ mực đó ngắn hơn so với khoảng cách đến mực LFC là ổn định. LFC nằm phía trên mực ngưng kết nâng (LCL). Phía trên mực LFC phân tử khí có lực nổi dương so với môi trường sẽ tiếp tục nâng lên đồng thời xáo trộn với môi trường cho đến khi lực nổi của nó trở nên âm. Đó là mực nổi phiếm định (LNB).

Sự hình thành, rơi, tan và bốc hơi mưa làm thay đổi cơ bản động lực học của đối lưu cumulus về một số khía cạnh. Trước hết sự rơi mưa biểu hiện một quá trình không thuận nghịch cực kỳ quan trọng trong khí quyển. Khi mưa đạt đến đất, lượng nhiệt tích phân kết cục được bổ sung cho khí quyển. Ở nhiệt đới sự đốt nóng này là số hạng chính trong chi phí nhiệt tổng thể của khí quyển. Khi ẩn nhiệt được chuyển sang hiển nhiệt trong mây đối lưu bao phủ một phần nhỏ bầu trời, thì một phần rất lớn của đốt nóng được chuyển vào

khí quyển nhờ sóng trọng trường nội thay cho bình lưu. Quá trình này hoàn toàn khác với mode bình lưu của vận chuyển nhiệt nhờ những lớp đối lưu khô, và giải thích một phần tính chất rất khác biệt của đối lưu ẩm [1].

#### b) Hiệu ứng động lực của mưa rơi

Ba ảnh hưởng quan trọng của mưa rơi đối với phân bố lực nổi của xoáy xoáy thuận đối lưu là : lực nổi âm trực tiếp do sự kéo xuống của nước ngưng kết, lực nổi âm sinh ra từ bốc hơi nước đã ngưng kết, và suy giảm lực nổi do tan nước đóng băng. Bốc hơi thường thống trị về giá trị vì ẩn nhiệt hoá hơi khoảng 8 lần lớn hơn so với ẩn nhiệt nóng chảy. Tuy vậy bốc hơi chỉ có thể xảy ra khi mưa rơi vào vùng khí chưa bão hoà. Nóng chảy có thể tác động rất mạnh gần đường đẳng nhiệt  $0^{\circ}\text{C}$ , vì thế tất cả mưa băng rơi qua đường đẳng nhiệt này đều tan ; do đó nóng chảy và ngưng kết đồng thời không bị giới hạn trong vùng chưa bão hoà. Một phân lực nổi dương và âm được chuyển thành chuyển động thăng và chuyển động giáng tương ứng. Năng lượng này bị tiêu hao địa phương dưới dạng nhiệt hoặc mây tan.

Nhiều tính toán cho thấy, khí quyển trong những vùng đối lưu hoạt động bị đốt nóng bởi sự đóng góp chung của cả *lắng đọng mây intra*, bao gồm cả chuyển động giáng sinh ra trong thời kỳ sống của mây. Từ đó tạo ra sóng trọng trường gắn liền với nhiều động nổi âm, chúng lại sinh ra dòng đi lên và làm lạnh đoạn nhiệt trong môi trường để bù lại sự đốt nóng do lắng đọng. *Sự nóng lên lạnh đi sinh ra bởi những sóng trọng trường lan rộng biểu diễn một nhiều động nổi đối với môi trường xa trên quy mô ngang rất lớn hơn quy mô ngang của những mây cá biệt*. Trong khí quyển quay, nếu bỏ qua hiệu ứng của làm lạnh bức xạ thì nhiều động nổi

này phải trải rộng đến bậc của bán kính biến dạng Rossby, thông thường cỡ 1.000 km hoặc hơn trong vùng nhiệt đới không nhiều, nhưng phải rất nhỏ hơn trong nhiều động xoáy thuận. Nói chung bán kính biến dạng giảm khi cường độ hoàn lưu tăng, có thể chỉ vài kilomet trong tâm của bão.

## 2. Vấn đề mô hình hoá mây đối lưu

Những thám sát về mây đối lưu gây mưa và không gây mưa cũng như lý thuyết xáo trộn trong mây đều cho thấy, những quá trình vật lý thực điều khiển trong mây là phi tuyến và vô cùng phức tạp. Không hy vọng kỹ thuật phân tích đơn giản cũng như thí nghiệm trong phòng sẽ giúp ta có thêm hiểu biết sâu hơn về bản chất của đối lưu ẩm. Chính vì thế ngày nay phần lớn nghiên cứu về động lực học cũng như vật lý của mây đối lưu đều sử dụng phương pháp mô phỏng số làm công cụ giúp ta hiểu biết hơn bản chất của mây đối lưu. Với khoa học máy tính phát triển ngày càng mạnh hơn, kỹ thuật tính toán ngày càng tinh tế hơn, phương pháp mô phỏng càng mang lại nhiều hứa hẹn hơn cho dự báo thời tiết, khí hậu. Nhờ đó những nghiên cứu mây, mưa đối lưu bằng mô hình mô phỏng ngày càng được ứng dụng nhiều hơn trong dự báo thời tiết, khí hậu nghiệp vụ.

Mục tiêu trực tiếp của mô phỏng số là sản sinh ra một tương tự của một hiện tượng đủ trung thực với một hiện tượng thực để sau đó vật lý của chính hiện tượng thực có thể giải thích được bằng sản phẩm của mô hình mô phỏng và sản phẩm đó có thể được sử dụng thay cho thám sát thực. Để đạt đến mục tiêu hết sức phức tạp này ta cần tích lũy đủ hiểu biết về hiện tượng nghiên cứu. Như vậy khả năng dự báo hiện tượng chỉ là số đo khách quan của sự hiểu biết. Mô phỏng là tìm kiếm sự hiểu biết này. Đối với những hiện tượng phi tuyến phức tạp như dông, sự hiểu biết như vậy chỉ có thể xuất hiện khi bản chất của quá trình được "chung cất" từ một tổ hợp của : những thám sát, những mô phỏng số chi tiết hoá, những mô hình đơn giản hoá, và áp dụng những phép chẩn đoán có cơ sở vật lý cho toàn bộ quy trình đó. Nếu nhận thức về một mô phỏng thành công đối với một hiện tượng chỉ dừng lại ở những đặc trưng đã biết để tái sinh hiện tượng thì thành công ấy chỉ là sự xác minh những gán đúng và tham số hoá trong mô hình sử dụng. Đó là một thành công lừa dối, bởi vì xu thế sai số của gán đúng hay của biểu diễn vật lý đã bị xoá nhòa từng phần ; như vậy không thay thế được cho thám sát.

Sứ mạng lớn nhất của mô hình, nếu nó thành công theo đúng nghĩa nói trên, có thể đưa ra

những dự báo tương lai của thiên nhiên, đưa ta đến sự hiểu biết đúng bằng những thử nghiệm so sánh, trong đó điều kiện biên và điều kiện ban đầu được thay đổi hay được lựa chọn theo những quá trình vật lý nhất định. Mô hình số sẽ thành công nhất khi nó liên kết chặt chẽ với thám sát và lý thuyết, nếu sử dụng đúng đắn nó có thể trở thành công cụ mạnh để nâng cao sự hiểu biết.

Trong mô phỏng đối lưu ẩm ta có thể xem xét hai loại mô hình khác nhau : loại thứ nhất (TI) ta coi khí quyển có một lượng thể năng khả năng đối lưu nhất định giải phóng từ một số mây đối lưu tại một thời điểm nào đó. Mô hình số cố gắng mô phỏng sự tiến triển và cấu trúc của những mây như vậy. Sự hình thành mây phụ thuộc sự "bùng nổ" để giải phóng năng lượng tích lũy này. Vì thế những mô phỏng thuộc loại TI có thể rất nhạy đối với điều kiện ban đầu được quy định khi bắt đầu tích phân. Trong loại thứ hai (TII) khí quyển liên tục bị ép buộc bởi những điều kiện quy mô lớn lý thuyết, và rất nhiều mây đối lưu được mô phỏng trên khoảng thời gian đủ dài sao cho chúng cân bằng được với sự ép buộc này. Ví dụ, sự ép buộc có thể bao gồm những thông lượng lý thuyết của hiện nhiệt và ẩn nhiệt từ bề mặt, và làm lạnh bức xạ của khí quyển. Kèm theo, chúng sẽ làm khí quyển mất ổn định và đưa đến phát triển đối lưu. Trong cân bằng thống kê sự mất ổn định này được cân bằng bởi những hiệu ứng ổn định hoá chọn lọc của chính mây. Trừ khi có cân bằng bội, những mô phỏng loại TII có thể đạt đến những trạng thái thống kê không phụ thuộc điều kiện ban đầu. Đó chính là điểm ưu việt của TII so với TI. Mặt khác, tích phân phải được thực hiện trên những quy mô thời gian rất dài hơn so với quy mô thời gian của mây riêng biệt.

Vấn đề quan trọng nhất trong bất kỳ mô phỏng số nào là vấn đề biểu diễn hay "tham số hoá" những quá trình vật lý xảy ra trên quy mô không gian và thời gian quá nhỏ không tính trực tiếp được bằng mô hình. Tự nó sẽ đặt ra đòi hỏi chung trong phác thảo mô hình. Vấn đề này cần được quyết định ngay từ khi chọn những quy mô chuyển động cần giải, xét xem liệu có thể giải được chúng đồng thời vẫn tính được ảnh hưởng của những quy mô không giải được trong thực tế. Nếu mô hình được coi là phương tiện để hiểu biết hiện tượng thì phải quyết định xem quy mô chuyển động nào là bản chất của hiện tượng, cố gắng giải nó với hy vọng hiệu ứng của những chuyển động không giải được có thể được miêu tả tương xứng. Động lực của mưa đối lưu chịu ảnh hưởng

ạnh của sự phân bố nước ngưng kết và bốc hơi của mưa. Mô hình số mô phỏng đối lưu loại này vì thế phải tính chính xác được những quá trình xác định sự hình thành, sự rơi và sự tái bốc hơi mưa. Đáng tiếc, chưa có biện pháp biểu diễn thật thoả mãn những đòi hỏi phức tạp như vậy. Việc so sánh kết quả với thám sát lại còn là vấn đề lớn hơn.

Trước đây các sơ đồ tham số hoá đối lưu được thúc đẩy phát triển để ứng dụng vào nghiên cứu động lực của bão. Yêu cầu biểu diễn tốt quá trình đối lưu được mở rộng. Ngày nay mây và mưa đối lưu đã được tham số hoá trong mô hình toàn cầu, mô hình khu vực, mô hình khu vực hạn chế, chúng đặc biệt quan trọng trong các mô hình mô phỏng bão vì đối lưu ẩm được coi là quá trình quan trọng trung tâm đối với sự phát triển của áp thấp nhiệt đới và bão. Một số tác giả cho rằng, tham số hoá là vấn đề kỹ thuật trong mô hình hoá, song Arakawa (1993) coi tham số hoá là một vấn đề khoa học, mà đòi hỏi không tránh khỏi là tăng độ phân giải lưới đến mức có thể giải hiệu quả cả mây cumulus. Có rất nhiều sơ đồ tham số hoá đối lưu, nhưng chưa có sơ đồ nào hoàn chỉnh. Điều đó phản ánh trước hết sự hiểu biết chưa đầy đủ về quá trình đối lưu.

Đối tượng đầu tiên của một sơ đồ tham số hoá đối lưu trong một mô hình số là xác định rõ lượng nước ngưng kết, lượng ẩn nhiệt giải phóng trong một hộp lưới chưa bão hoà qua các số hạng của những biến mô hình. Có hai vấn đề thường đặt ra trong một sơ đồ như vậy: a) đối lưu bắt đầu như thế nào trong một sơ đồ? b) trong trường hợp của sơ đồ dòng khối thì dòng khối cumulus được xác định như thế nào? Trong rất nhiều sơ đồ, dòng khối đáy mây được coi là mực có chuyển động thẳng đứng mực thấp giải được trong mô hình, tức là bằng độ hội tụ lớp biên, và thừa nhận đối lưu xảy ra trong những vùng có không khí dưới mây là bất ổn định điều kiện. Tuy vậy, độ hội tụ lớp biên sinh xoáy có thể nhỏ so với phần đốt nóng sinh ra

bởi đối lưu ở trên, đặc biệt trong những giai đoạn đầu của phát triển khi xoáy còn yếu. Trong thực tế đối lưu chỉ xảy ra khi tồn tại những cơ chế làm cho phân tử khí có khả năng vượt qua độ cản đối lưu (CIN) của nó. Vì vậy thông thường người ta thừa nhận đối lưu xảy ra trong những vùng có bất ổn định đối lưu địa phương (CAPE dương) gây nên bởi làm lạnh bức xạ ở trên, thông lượng bề mặt của ẩn nhiệt và hiển nhiệt lớn. Thừa nhận này thường thích hợp đối với biển nhiệt đới, nơi có CIN nhỏ. Tuy vậy, những sơ đồ giới hạn đối lưu chỉ xảy ra trong những vùng bất ổn định điều kiện, nơi có hội tụ mực thấp, lại không cho phép đối lưu xảy ra trong môi trường yên lặng cả khi có bất ổn định mạnh và CIN nhỏ hoặc bằng không.

## II. SƠ ĐỒ THAM SỐ HOÁ MÂY MƯA CUMULUS CỦA TIEDTKE

Trong nghiên cứu này áp dụng sơ đồ tham số hoá đối lưu cumulus của TIEDTKE (1989) - một sơ đồ được ứng dụng thành công trong rất nhiều mô hình dự báo thời tiết số - để tham số hoá mây cumulus và do đó mô phỏng mưa tạo thành từ mây cumulus trên khu vực bán đảo Đông Dương và Biển Đông Việt Nam nhờ mô hình số phân giải cao HRM. Trong sơ đồ này quan niệm đơn giản rằng, sự phát triển của mây đối lưu chỉ bằng dòng thăng và dòng giáng; còn hoàn lưu quy mô vừa trong đó được bỏ qua vì chưa có khả năng biểu diễn chúng. Vì thế đoàn mây không được giải rõ mà biểu diễn như một tổng thể bằng phương tiện của một mô hình tổng hợp, trong đó đặc điểm của mây được xác định bằng những gần đúng khép kín.

### 1. Các phương trình quy mô lớn

Để tính năng lượng nhiệt động sinh ra bởi đối lưu cumulus cần sử dụng các phương trình quy mô lớn của nhiệt, ẩm dạng sau:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \bar{V} \nabla \bar{s} + \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [M_u s_u + M_d s_d - (M_u + M_d) \bar{s}] - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \bar{w}' s')_{uv} + L(c_u - e_d - \bar{e}_l - \bar{e}_p) + \bar{Q}_R, \quad (1a)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{V} \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [M_u q_u + M_d q_d - (M_u + M_d) \bar{q}] - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \bar{w}' q')_{uv} - (c_u - e_d - \bar{e}_l - \bar{e}_p), \quad (1b)$$



trong đó  $\bar{s} = c_p T + gz$  là tính năng khô,  $\bar{q}$  - độ ẩm riêng,  $\bar{\rho}$  - mật độ khí,  $\bar{Q}_R$  - đốt nóng bức xạ,  $M_u, M_d, c_u - e_d - \bar{e}_l - \bar{e}_p$  là những đóng góp kết cục của tất cả các loại mây vào dòng khối thăng (upward), dòng khối giáng (downward), ngưng kết trong dòng thăng, bốc hơi trong dòng giáng, bốc hơi của phần mây bị cuốn vào môi trường và bốc hơi của mưa đi qua lớp mây con chưa bão hoà tương ứng. Những số hạng thông lượng ma sát với chỉ số "u" biểu diễn sự vận chuyển nhiệt và ẩm nhờ chuyển động rối, trong đó đã bỏ qua rối ngang. Ngoài ra trong vế phải của hai phương trình chuyển động ngang quy mô lớn (u,v) cần bổ sung phần vận chuyển thẳng đứng của động lượng ngang bởi đối lưu dạng tương ứng sau :

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [M_u u_u + M_d u_d - (M_u + M_d) \bar{u}],$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [M_u v_u + M_d v_d - (M_u + M_d) \bar{v}].$$

Bài toán tham số hoá là xác định các biến mây tổng cộng từ các biến quy mô lớn, nghĩa là cần có một mô hình mây.

Hệ quả ảnh hưởng tiếp theo của đối lưu ẩm được tính trong (1a) và (1b) là xác định thông lượng nước mưa sinh ra do đối lưu ở độ cao z nhờ phương trình liên tục biểu diễn bảo toàn khối lượng đối với nước mưa dạng sau :

$$P(z) = \int_z^{\infty} (G_p - e_d - \bar{e}_p) \bar{\rho} dz \quad (2)$$

Phần nước mây chuyển thành mưa  $G_p$  được xác định theo phương trình (11) trong mô hình mây.

## 2. Mô hình mây và hệ phương trình mô hình mây

Trong mô hình mây này đã thừa nhận có một đoàn mây chuyển động thăng giáng, và hiệu ứng tích lũy của chúng được phân bố lên chuyển động quy mô lớn. Phần hoạt động của mây đối lưu và chuyển động thăng giáng rất quan trọng đối với động lực học quy mô lớn. Mây thụ động dạng Strati lại quan trọng đối với quỹ bức xạ trong mô hình. Trong mô hình này chỉ quan tâm đến *đốt nóng và làm ẩm của mây đối lưu hoạt động*. Đoàn mây có thể tạo thành từ nhiều loại mây khác nhau, để đơn giản ta lấy tổng của chúng xác định bởi :

$$M = \sum_i M_i, \quad E = \sum_i E_i, \quad D = \sum_i D_i,$$

$$c = \sum_i c_i, \quad P = \sum_i P_i, \quad \alpha = \frac{\sum_i M_i \alpha_i}{M},$$

trong đó  $\alpha$  là u, u v, q, l, hay s. E và D là tốc độ cuốn vào và cuốn ra trên một đơn vị độ dài tương ứng. Khi đó phương trình tĩnh học ổn định đối với các biến của mây đoàn sẽ là :

$$\frac{\partial}{\partial z} M = E - D \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (Ms) = \sum E_i s_i - \sum D_i s_i + L \bar{\rho} c \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (Mq) = \sum E_i q_i - \sum D_i q_i - \bar{\rho} c \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (Ml) = \sum E_i l_i - \sum D_i l_i + \rho c - \rho G_p \quad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (M\alpha) = \sum E_i \alpha_i - \sum D_i \alpha_i \quad (7)$$

trong đó  $\alpha$  là u hoặc v, l - lượng mây lỏng, c - độ ngưng kết kết cục,  $G_p$  - tốc độ mưa. Để giải được hệ này ta cần biểu diễn tổng trong vế phải dưới dạng hàm của đoàn mây hay của các biến quy mô lớn. Để khép kín hệ này còn phải xác định được cả thông lượng khối đẩy mây tổng cộng bằng tham số hoá.

### a) Cuốn vào và cuốn ra

Theo TIEDTKE cuốn vào và cuốn ra bao gồm hai phần : a) phần sinh ra bởi dòng rối đưa không khí môi trường vào mây và đưa không khí mây vào môi trường, phụ thuộc loại mây như tỷ lệ với bán kính mây ; b) phần sinh ra bởi dòng có tổ chức. Ở đây sự cuốn vào có tổ chức căn cứ vào độ hội tụ ẩm trong điều kiện dừng, và xảy ra khi lực nổi của phân tử khí là dương. Sự cuốn ra có tổ chức xảy ra khi dòng khối tổng bị mất lực nổi. Phần này tỷ lệ với chính tính hoạt động của mây. Lực nổi không thể đồng thời âm và dương, nên cuốn vào và cuốn ra không thể xảy ra đồng thời trên cùng một độ cao trong chuyển động dòng thăng.

### b) Phương trình dòng thăng tổng (bulk)

Tiếp theo cần tính các tổng trong hệ (3) - (7) và viết các biến mây và biến môi trường dưới dạng hàm của các biến quy mô lớn đã biết. Để xác định không khí đi vào dòng thăng nhờ cuốn hút cần sử dụng các biến quy mô lớn đã biết. Khi đó hệ (3) - (7) viết lại dạng sau đối với dòng thăng :

$$\frac{\partial}{\partial z} M_u = E_u - D_u, \quad (8)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (M_u s_u) = E_u s_u - D_u s_u + L\rho c_u, \quad (9)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (M_u q_u) = E_u q_u - D_u q_u - \rho c_u \quad (10)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (M_u l) = -D_u l + \rho c_u - \rho G_p. \quad (11)$$

Phần mây chuyển thành mưa  $G_p$  đơn giản được coi là tỷ lệ với lượng nước lỏng  $l$  :

$$G_p = K(z)l \quad (12)$$

trong đó  $K(z)$  về nguyên tắc là hàm kinh nghiệm biến đổi theo độ cao. Ngoài ra sơ đồ còn thừa nhận, lượng nước lỏng cuốn từ mây vào môi trường khí được bốc hơi tỷ lệ khác, nghĩa là :

$$e_l = \frac{1}{\rho} D_u l \quad (13)$$

Để tích phân thẳng đứng hệ (8)-(11) cần xác định được thông lượng khối đáy mây cũng như tốc độ khối cuốn vào và cuốn ra. Trong sơ đồ Tiedtke phân biệt sự cuốn ra và cuốn vào nhờ dòng rối thông qua những ổ mây (chỉ số trên "1"), nhờ dòng có tổ chức gắn liền với hội tụ mực thấp đối với cuốn vào và đối với dòng cuốn ra có tổ chức trên đỉnh mây (chỉ số trên "2"), đó là :

$$E_u = E_u^{(1)} + E_u^{(2)}, \quad D_u = D_u^{(1)} + D_u^{(2)} \quad (14)$$

Sự cuốn ra và cuốn vào nhờ rối được tham số hoá theo Turner (1963)

$$E_u^{(1)} = \varepsilon_u M_u, \quad D_u^{(1)} = \delta_u M_u \quad (15)$$

trong đó các tham số đứng trước  $M_u$  tỷ lệ nghịch với bán kính mây và phụ thuộc loại mây, xem chi tiết hơn trong [ 7 ].

### c) Phương trình dòng giáng tổng

Chuyển động giáng được coi là gắn liền với mưa đối lưu từ chuyển động thăng và xuất phát từ không khí mây không bị tiêm nhiễm không khí môi trường. Mực hạ xuống tự do (LFS) là mực mô hình cao nhất, tại mực đó lực nổi trở nên âm đối với không khí môi trường. Thông lượng khối giáng được coi là tỷ lệ thuận với thông lượng khối thăng và tại mực LFS được xác định từ thông lượng khối thăng trên đáy mây theo Johnson (1976, 1980) :

$$(M_d)_{LFS} = \gamma (M_u)_{base}, \quad \gamma = -0,2 \quad (16)$$

Hệ số  $\gamma$  còn được bàn đến nhiều hơn sau này.

Sự phân bố của thông lượng khối giáng, của tính năng khô và của lượng ẩm xác định theo các phương trình tương ứng sau :

$$\frac{\partial}{\partial z} M_d = E_d - D_d \quad (17)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (M_d s_d) = E_d s_d - D_d s_d + L\rho c_d \quad (18)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (M_d q_d) = E_d q_d - D_d q_d - \rho c_d \quad (19)$$

### d) Khép kín hệ phương trình

Để khép kín hệ phương trình, tức là nối liền các biến mây với các biến quy mô lớn Tiedtke đã phân biệt ba dạng mây đối lưu khác nhau :

α) Đối lưu sâu - xảy ra trong môi trường bị ép buộc bởi hội tụ ẩm quy mô lớn trên độ sâu mây, phụ thuộc mạnh vào hội tụ ẩm quy mô synop mực thấp. Tiedtke đã áp dụng giả thuyết hội tụ ẩm của KUO (1965, 1974) : sự xâm nhập khối lượng ẩm qua đáy mây được xác định bởi sự cân bằng ẩm đối với một lớp mây con, trong đó lượng ẩm duy trì nhờ vận chuyển quy mô lớn, vận chuyển rối và vận chuyển đối lưu. Khi đó từ phương trình (1b) cân bằng này có dạng :

$$\left[ M_u (q_u - \bar{q}) + M_d (q_d - \bar{q}) \right]_B = - \int_0^B \left( \bar{v} \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \bar{w}' q') \right) \bar{\rho} dz \quad (20)$$

B chỉ độ cao đáy mây, là mực ngưng kết không khí mặt đất. *Gần đúng (20) thích hợp tối đối với đại dương nhiệt đới*, nơi có lượng ẩm trong lớp biên ít biến đổi theo thời gian. Sự cuốn vào có tổ chức được coi là tỷ lệ với hội tụ ẩm quy mô lớn dạng sau :

$$E_u^{(2)} = - \frac{\bar{\rho}}{\bar{q}} \left( \bar{v} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \quad (21)$$

β) Đối lưu cumulus nông - thống trị trong dòng không nhiều xảy ra trong môi trường bị trấn áp, trong đó hội tụ ẩm quy mô lớn có thể âm, nhưng có thông lượng ẩm đi lên từ mặt đáy. Khi đó không khí mây chỉ cuốn một phần ra môi trường trong lớp mô hình nào có nổi bằng không, phần còn lại sẽ cuốn ra ở lớp trên tiếp theo, nghĩa là :

$$D_{ii}^{(2)} = (1 - \beta)(M_{ii})_{k+1/2} / \Delta z \quad \text{đối với lớp } k$$

$$D_{ii}^{(2)} = \beta(M_{ii})_{k+1/2} / \Delta z \quad \text{đối với lớp } k-1 \quad (22)$$

$$\beta = 0,3$$

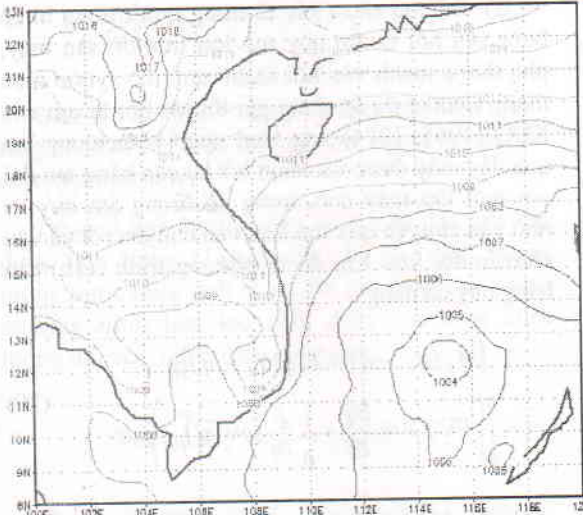
$\gamma$ ) Đối lưu mực giữa là những ổ đối lưu phát sinh từ những mực nằm cao hơn lớp biên và xảy ra khi sự trồi quy mô lớn của không khí bất ổn định thế làm cho nó bất ổn định. Đối lưu mực giữa cũng có thể xảy ra trong đới mưa nóng, front nóng hay trong vùng nóng của xoáy thuận ngoại nhiệt đới. Ở đây dòng khối thăng được lấy giá trị bằng vận chuyển chuyển khối thẳng đứng nhờ dòng quy mô lớn trên mực này, nghĩa là dòng khối thẳng đứng quy mô lớn :

$$(M_u)_B = \bar{\rho}_B \bar{w}_B \quad (23)$$

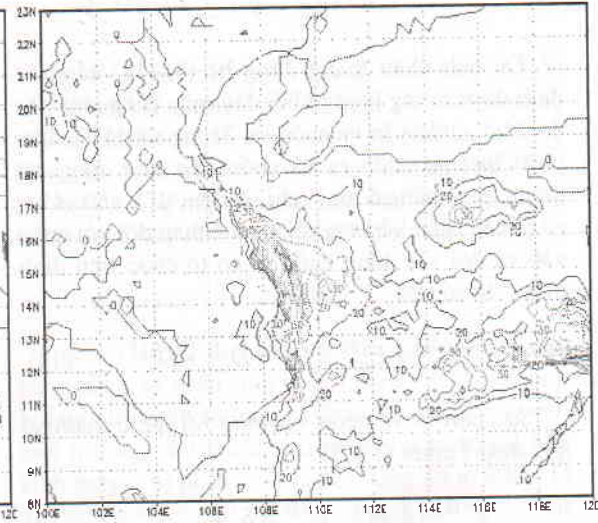
Giải được mô hình mây trên nghĩa là xác định được các số hạng thứ nhất và thứ ba trong vế phải phương trình (1a)-(1b) hay trong các phương trình chuyển động ngang quy mô lớn ; đồng thời tính được lượng mưa sinh ra do đối lưu theo phương trình (2).

### III. KẾT QUẢ DỰ BÁO THỬ NGHIỆM MƯA ĐỐI LƯU TRONG MÔ HÌNH SỐ THÔNG QUA THAM SỐ HOÁ ĐỐI LƯU BẢNG SỐ ĐỒ TIEDTKE

Chúng tôi đã tính tách mưa sinh ra do đối lưu bằng sơ đồ tham số hoá Tiedtke trong mô hình số dự báo thời tiết khu vực phân giải cao HRM, trong đó đã biến đổi một số tham số. Kết quả dự báo mô phỏng lượng mưa sinh ra do đối lưu Cumulus trong đợt mưa gây lũ ở miền Trung trong tháng 10/2001 được trình bày trên các hình 1-3.



Hình 1a. Trường áp mô hình PS (mb), dự báo +18h bắt đầu 2001102000z



Hình 1b. Trường phân bố lượng mưa mô hình (mm), tích lũy từ 12h đến 18h, bắt đầu 2001102000z

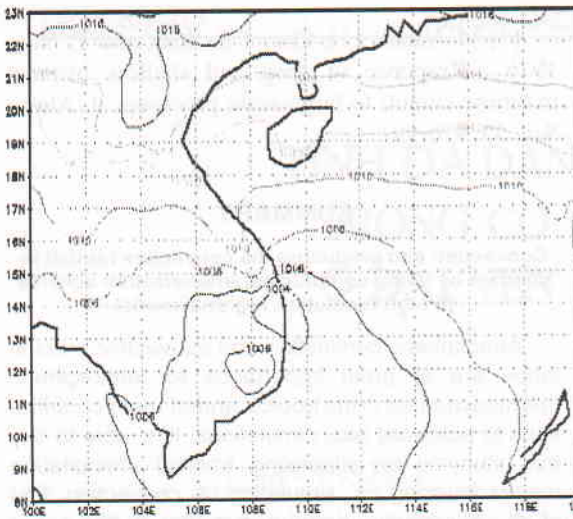
Hình 1a và 1b biểu diễn trường áp mặt đất (Ps) dự báo sau 12h và lượng mưa dự báo tích lũy 6h (từ 12h đến 18h), bắt đầu dự báo tại 2001102000z ; Kết quả cho thấy, dù ATNĐ còn khá xa bờ nhưng do ảnh hưởng của gió mùa Đông Bắc trên giải ven biển miền Trung giữa 15-16 độ vĩ có một đới mưa mạnh với cực đại của tích lũy 6h lớn hơn 80 mm .

Trên hình 2a là trường áp dự báo sau 12h khi bão đã đổ bộ vào đất liền, trên hình 2b là trường mưa tích lũy 6h (từ 12h đến 18h dự báo), bắt đầu dự báo tại 2001102100z. Ở đây tìm thấy một trung

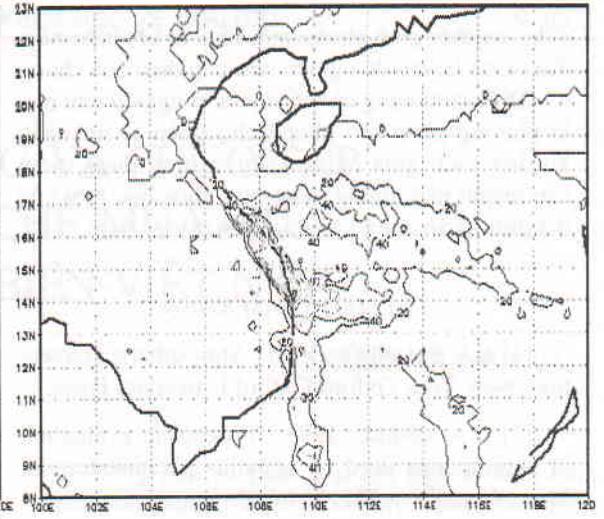
tâm mưa lớn trải dọc ven biển giữa 14-15 độ vĩ với giá trị cực đại lớn hơn 100 mm và dịch về phía nam hơn so với ngày hôm trước (cho trên hình 1b). Trường hàm dòng trên hình 2c cho thấy sự kết hợp tác động của hoàn lưu gió mùa Đông Bắc với hoàn lưu xoáy thuận nhiệt đới mang lại lượng mưa rất lớn kết cục trên tiểu khu vực này.

Hình 3 biểu diễn tổng lượng mưa dự báo tích lũy 24h của hai ngày : 20-21/10/2001. Đó là tổng của lượng mưa mô hình tích lũy 24h từ 00z ngày 20-10-2001 đến 00z ngày 21-10-2001 và từ 00z

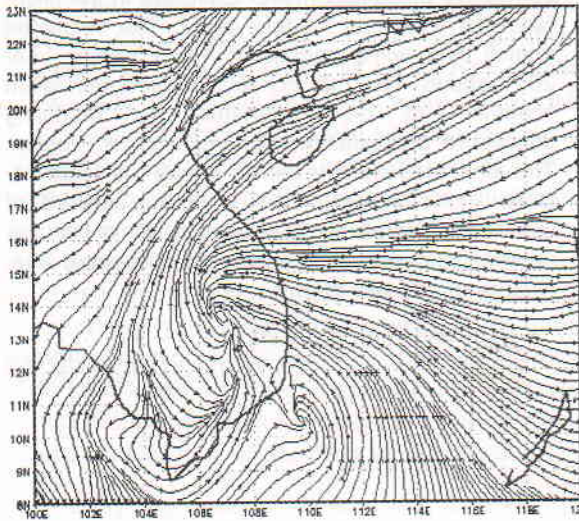




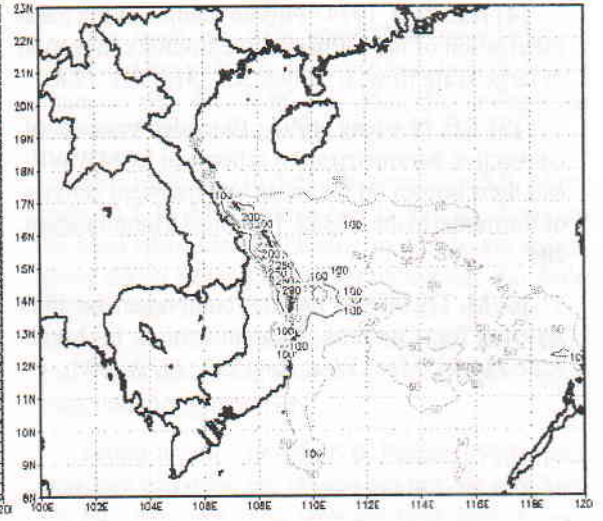
Hình 2a. Trường áp mô hình PS (mb), dự báo +12h, bắt đầu 2001102100z



Hình 2b. Trường phân bố lượng mưa mô hình (mm), tích lũy từ 12h đến 18h, bắt đầu 2001102100z



Hình 2c. Trường đường dòng mô hình, dự báo +18h bắt đầu 2001102100z



Hình 3. Trường phân bố tổng lượng mưa đối lưu mô hình (mm) của hai ngày 20-21/10/2001

ngày 21-10-2001 đến 00z ngày 22-10-2001. Ở đây đã dự báo được một trung tâm mưa đối lưu có tổng lượng mưa hai ngày 20 và 21/10/2001 lớn hơn 100 mm kéo dài dọc ven biển nằm giữa 13-17 độ vĩ với cực trị đạt cao hơn 290 mm nằm xung quanh 15 độ vĩ. Từ thám sát cũng tìm thấy tổng lượng mưa của hai ngày 20-21/10/2001 trên khu vực này có hai cực đại là : 456 mm ở Trà My (Quảng Nam) và 406 mm ở Quảng Ngãi. Hai trạm này đều nằm trong vùng cực trị của mưa mô hình. Vậy là trung tâm mưa đối lưu mô hình gần trùng với trung tâm

mưa lớn thám sát về diện, và đương nhiên thấp hơn về giá trị, nghĩa là mưa lớn ở đây - mưa nhiệt đới - sinh ra chủ yếu bởi đối lưu.

Kết quả nghiên cứu trên đây trước hết khẳng định được khả năng áp dụng sơ đồ TIEDTKE để tham số hoá mây cumulus và do đó mưa đối lưu trên vùng nhiệt đới Việt Nam - Biển Đông. Tuy nhiên để mô phỏng tốt mưa đối lưu cần nghiên cứu cải tiến sơ đồ để thích hợp hơn với khu vực. Chỉ sau khi so sánh với thám sát và đánh giá bằng những

công cụ thống kê chuẩn mới cho ta kết luận này. Tất cả đó là vấn đề nghiên cứu tiếp theo của chúng tôi. Điều cuối cùng có thể suy ra từ nghiên cứu này là phương pháp mô phỏng cho phép ta rút ngắn khoảng cách giữa nghiên cứu và ứng dụng, tiệm cận nhanh đến những thành tựu khoa học mới của thế giới và áp dụng vào thực tiễn ở Việt Nam.

### TÀI LIỆU THAM KHẢO

[1] K.A. EMANUEL, 1994 : Atmospheric convection. New York Oxford, Oxford University Press.

[2] G.A. GRELL, 1993 : Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. Mon. Wea. Rev., **121**, 764-787.

[3] H.L. KUO, 1965 : On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection, J. Atmos. Sci. **22**, 40-63.

[4] H.L. KUO, 1974 : Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection of large scale flow, J. Atmos. Sci., **31**, 1232-1240.

[5] T.E. Nordeng, 1994 : Extended versions of convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. Technical Memorandum. **206**.

[6] M. TIEDTKE, 1989 : A comprehensive Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-scale Model, Mon. Wea. Rev. **117**, 1779-1800.

[7] M. Yanai, J.H. Chu, T.E. Stark and T. Nita, 1976 : Response of deep and shallow tropical maritime cumuli to large-scale processes. J. Atmos. Sci., **33**, 976-991

### SUMMARY

**Convection and predicting the convective rainfall in Vietnam by using cumulus parameterization scheme in high resolution regional model**

Atmospheric convection and convective precipitation are of great importance for atmospheric thermodynamics in the tropics, and of main contributions to poleward heat circulations. It's able to say that studying on simulating tropical precipitation means studying on simulation of convection, first of all, of cumulus deep convection. In this paper we applied the comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization originating by TIEDTKE (1989) and therefore for simulating convective precipitation over East Sea in the High-resolution Regional Model - HRM. The simulated rainfall over some periods of heavy rain in year 2001 shows that this convective parameterization scheme may be implemented for modeling convective precipitation over our tropical region. The simulated heavy rainfall centre is relatively close to observed one, but the amount of convective simulated precipitation is of course underestimated in comparison with observed one, what is agreed with theory.

Ngày nhận bài : 4-11-2001

ĐHKHTN, ĐHQG Hà Nội