

SƠ ĐỒ BATS VÀ ỨNG DỤNG TRONG VIỆC TÍNH CÁC DÒNG TRAO ĐỔI NĂNG LƯỢNG VÀ NƯỚC GIỮA BỀ MẶT ĐẤT – KHÍ QUYỂN

Phan Văn Tân, Nguyễn Hướng Điền, Dư Đức Tiến

Trường Đại học KHTN, Đại học Quốc gia Hà Nội

1. Mở đầu

Trên quan điểm vật lý, hệ thống khí hậu bao gồm 5 thành phần cơ bản (5 hệ con) là Khí quyển, Thủy quyển, Băng quyển, Sinh quyển và Thạch quyển [4]. Trong hệ thống khí hậu, bề mặt trái đất đóng vai trò phân bố lại năng lượng bức xạ mặt trời mà nó hấp thụ được. Bề mặt hấp thụ năng lượng bức xạ mặt trời và trả lại cho hệ thống khí hậu các dòng phát xạ sóng dài và các dòng phi bức xạ. Các dòng năng lượng phi bức xạ bao gồm ẩn nhiệt, hiển nhiệt, dòng nhiệt truyền xuống lớp đất sâu, năng lượng nhiệt dành cho quá trình chuyển pha của nước và những phản ứng sinh hoá xảy ra tại bề mặt [1, 4].

Khả năng phân bố lại năng lượng của bề mặt phụ thuộc vào loại bề mặt đệm (land use) và trạng thái thủy văn của nó. Đối với vùng đất khô và trống (không có thực vật), năng lượng mặt trời chủ yếu dùng để đốt nóng bề mặt. Khi đó các dòng nhiệt rối (hiển nhiệt) và dòng nhiệt truyền xuống đất là lớn và hầu như không xảy ra bốc hơi tại bề mặt. Ngược lại, đối với bề mặt ướt (sau khi mưa, hoặc đất nông nghiệp sau khi tưới), năng lượng hầu như được sử dụng cho quá trình bốc thoát hơi của bề mặt. Trong trường hợp này dòng hiển nhiệt và dòng nhiệt truyền xuống đất sâu thường nhỏ hơn nhiều so với dòng ẩn nhiệt. Đối với bề mặt có thực vật bao phủ dày, nước trong lớp đất rễ được hút bởi rễ cây trong quá trình thoát hơi của thực vật. Vì vậy, trong điều kiện mặt đất ít được cung cấp nước thì khả năng bốc hơi của bề mặt vẫn lớn nếu trong đất có đủ lượng nước cùng các điều kiện thời tiết thích hợp cho việc thoát hơi của thực vật. Với loại bề mặt thành phố, loại bề mặt gần như không thấm, sẽ hạn chế việc bốc hơi của nước trong đất. Khi bị đốt nóng mạnh, vùng nội thành có điều kiện gần giống với vùng đất khô và trống [1, 2].

Sự tương tác giữa bề mặt trái đất và khí quyển diễn ra trong mọi quy mô không gian và thời gian. Bề mặt trái đất bao gồm hai thành phần chính là lớp phủ thực vật và lớp phủ thổ nhưỡng (đất). Bề mặt chịu sự điều khiển (driving forces) của khí quyển thông qua sự tương tác với lớp phủ thực vật. Lớp đất phía dưới đóng vai trò tích trữ vật chất. Xét về độ lớn của các dòng nhiệt phi bức xạ, thông lượng nhiệt truyền xuống các lớp đất sâu chiếm khoảng 10% và năng lượng giành cho các phản ứng sinh hoá chiếm dưới 1% lượng năng lượng do bề mặt hấp thụ. Như vậy, bề mặt sẽ đóng vai trò trực tiếp cung cấp năng lượng cho khí quyển thông qua các dòng ẩm và nhiệt rối. Các dòng năng lượng ẩn nhiệt, hiển nhiệt truyền từ bề mặt liên quan trực tiếp đến trạng thái nhiệt ẩm và phân tầng của khí quyển. Bề mặt cung cấp nhiệt, ẩm cho khí quyển và góp phần vào quá trình hình thành, phát triển mây và giáng thủy. Sự phát triển của mây và giáng thủy lại quan hệ chặt chẽ với khả năng truyền bức xạ mặt trời trong khí quyển và gián tiếp liên quan tới các cơ chế động lực khác đối với những chuyển động trong khí quyển từ quy mô vi mô, quy mô vừa cho đến quy mô lớn.

Trong các mô hình mô phỏng khí quyển và hệ thống khí hậu hiện nay (gọi tắt là mô hình khí hậu), bề mặt đóng vai trò cung cấp điều kiện biên dưới cho mô hình khí quyển, bao gồm thông lượng ẩn nhiệt, hiển nhiệt và động lượng. Sơ đồ mô tả quá trình tương tác giữa bề mặt và khí quyển được gọi là sơ đồ trao đổi năng lượng giữa đất, thực vật và khí quyển, viết tắt là SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfers). Các sơ đồ SVAT đã được phát triển rất sớm, từ sơ đồ đất-thủy văn đơn giản ban đầu của Budyko (1963), Manabe (1969) đến các sơ đồ tán lá lớn (big leaf) phức tạp hơn của Deardorff (1978) [1, 2, 7, 8], và chúng liên tục được nghiên cứu cải tiến. Gần đây hơn người ta thường sử dụng hai sơ đồ là BATS (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme) của Dickinson (1984) và SiB (Simple Biosphere) của Sellers (1986). Hai sơ đồ này là những mô hình đầu tiên đưa vào hầu hết các quá trình xảy ra tại bề mặt áp dụng cho mô hình khí hậu. Trong bài này, để khảo sát vai trò của bề mặt đối với các quá trình tương tác đất – khí quyển, chúng tôi sẽ sử dụng sơ đồ BATS. Sơ lược về

BATS sẽ được trình bày trong mục 2. Mục 3 tiếp theo sẽ dẫn ra một số kết quả nghiên cứu ảnh hưởng của bề mặt đến các dòng nhiệt ẩm đi vào khí quyển. Các loại bề mặt được khảo sát là những loại xuất hiện khá phổ biến ở Việt Nam. Một số kết luận sẽ được trình bày trong mục 4.

2. Sơ đồ tương tác đất – khí quyển BATS

Chức năng chính của BATS là 1) Tính lượng bức xạ mặt trời hấp thụ bởi bề mặt và bức xạ sóng dài thuần, 2) Tính các dòng trao đổi động lượng, nhiệt và ẩm giữa bề mặt và các lớp khí quyển, 3) Xác định các thành phần gió, độ ẩm và nhiệt độ trong khí quyển, trong các tán lá thực vật và tại mực quan trắc bề mặt, và 4) Tính giá trị nhiệt độ và lượng ẩm tại bề mặt. Mô tả chi tiết về BATS có thể tìm thấy, chẳng hạn, trong [3]. Cấu trúc bề mặt trong BATS gồm một lớp phủ thực vật và ba lớp đất. Bề mặt được chia làm 18 loại với các đặc tính vật lý tương ứng khác nhau, như màu đất (được chia thành 8 lớp màu, từ đậm đến nhạt), kết cấu đất (được chia thành 12 cấp, từ rất thô (cát) đến rất mịn (sét)). Ngoài ra, hàm lượng ẩm của đất, lượng nước mưa biến thành dòng chảy và trạng thái bề mặt (có nước hay tuyết phủ không) cũng sẽ được tính đến. [3].

2.1 Albedo bề mặt

Albedo đặc trưng cho khả năng phản xạ của bề mặt đối với bức xạ sóng ngắn và phát xạ sóng dài. Albedo bề mặt phụ thuộc vào bước sóng, góc thiên đỉnh mặt trời và trạng thái bề mặt cũng như loại bề mặt. Đối với bề mặt không có tuyết phủ, BATS tính albedo cho ba trường hợp là albedo của thực vật đối với bức xạ mặt trời nhìn thấy ($\lambda < 0.7\mu\text{m}$), và bức xạ gần hồng ngoại ($\lambda > 0.7\mu\text{m}$), và albedo của đất. Mặc dù albedo của thực vật còn phụ thuộc vào nhiều nhân tố khác, như màu lá chẳng hạn, song do số liệu hạn chế, BATS xem thực vật chỉ có màu xanh. Giá trị albedo đối với các loại lớp phủ thực vật khác nhau được cho trước. Albedo của đất trống phụ thuộc vào màu đất và độ ẩm đất. Nó tăng dần theo độ khô của bề mặt đất và được tính bởi $A_{\text{LBG}} = A_{\text{LBGO}} + \Delta\alpha_g(S_{\text{sw}})$, trong đó A_{LBGO} là albedo đối với đất bão hòa nước; S_{sw} là hàm lượng nước đất bề mặt; $\Delta\alpha_g(S_{\text{sw}}) = 0.01(11 - 40S_{\text{sw}}/Z_u) > 0$, với Z_u là độ dày lớp đất trên cùng.

Trong trường hợp bề mặt có tuyết phủ, albedo được xem là phụ thuộc vào phổ bước sóng bức xạ, góc thiên đỉnh mặt trời, độ dày tuyết, kích thước hạt tuyết, mức độ bụi bẩn và tuổi của tuyết.

2.2 Nhiệt độ đất

Nhiệt độ đất là một trong những tham số quan trọng trong các sơ đồ SVAT. Trong BATS nhiệt độ của các lớp đất được tính theo phương pháp tác động phục hồi (force-restore). Nhiệt độ lớp đất bề mặt T_{g1} được tính từ phương trình vi phân sau:

$$C\Delta t \frac{\partial T_{g1}}{\partial t} + 2AT_{g1} = B \quad (1)$$

trong đó $A = 0.5\nu_d\Delta t$; $B = B_{\text{COEF}}h_s + \nu_d\Delta t.T_{g2}$; $C = (1 + F_{\text{CT1}})$, với $\nu_d = 2\pi/86400$ là tần số dao động ngày, h_s là tác động nhiệt thuần bề mặt đất, Δt là bước thời gian (s), T_{g2} là nhiệt độ lớp đất dưới bề mặt,

$B_{\text{COEF}} = f_{\text{SNOW}}B_{\text{COEFS}} + (1 - F_{\text{SNOW}})B_{\text{COEFB}}$, f_{SNOW} là phân diện tích bị tuyết phủ, $B_{\text{COEFS}} = \frac{\nu_d\Delta t D_{\text{ds}}}{(\rho_s c_s)_s k_{\text{sn}}}$,

$B_{\text{COEFB}} = \frac{\nu_d\Delta t D_{\text{db}}}{(\rho_s c_s)_b k_{\text{sb}}}$ (chỉ số “s” và “b” cạnh dấu ngoặc đơn ở mẫu số của hai biểu thức tương ứng chỉ

tuyết và đất), D_{ds} và D_{db} tương ứng là độ sâu thâm nhập ngày đối với tuyết và đất, ρ_s và c_s tương ứng là mật độ và nhiệt dung riêng của tầng đất dưới, k_{sn} , k_{sb} là hệ số khuếch tán nhiệt của tuyết và đất đối với dao động ngày của nhiệt độ.

Khi trên mặt đất có tuyết, nếu tuyết tan sẽ làm giảm nhiệt độ tầng đất mặt và làm tăng một phần dòng chảy mặt. Tốc độ tuyết tan được tính bởi:

$$S_m = \frac{[B + (C - A - B')T_{g1} - (C + A - B').273.16]}{L_f B_{COEF}} \quad (2)$$

ở đây, L_f là ẩn nhiệt nóng chảy; B' là đạo hàm của B theo nhiệt độ.

Nhiệt độ lớp đất dưới bề mặt T_{g2} được xác định theo sóng nhiệt độ trong năm tính bằng phương pháp tác động phức hồi tương ứng với nhiệt độ ở độ sâu khoảng 1m [3, 8] từ phương trình:

$$(1 + F_{CT2})\Delta t \frac{\partial T_{g2}}{\partial t} + 2A_2 T_{g2} = c_4 v_a \Delta t T_3 + \frac{D_a}{D_d} v_a \Delta t \quad (3)$$

với $v_a = v_d/365$ là tần số dao động năm, c_4 là hệ số kết nối đối với đất chưa tính đến sóng năm của nhiệt độ (hiện tại $c_4=0$, ngoại trừ những vùng đóng băng vĩnh cửu thì $c_4=1$), $T_3=271$, $A_2 = \left(c_4 + \frac{D_a}{D_d}\right) 0.5 v_a \Delta t$,

D_a và D_d tương ứng là độ sâu thâm nhập năm và ngày. Nếu không có tuyết thì $D_a = \left(\frac{v_d}{v_a}\right)^{1/2} D_d$, trong trường hợp bề mặt bị tuyết phủ thì cả D_a và D_d đều được lấy trung bình trọng số theo độ dày tuyết.

2.3 Độ ẩm đất và lớp phủ tuyết trong điều kiện không có lớp phủ thực vật

Để định rõ độ ẩm đất – lớp phủ tuyết, bề mặt trái đất được chia thành: 1) Những vùng đại dương (có và không có băng biển bao phủ) và 2) Những vùng lục địa (có và không có tuyết phủ). Đối với những vùng đại dương không có băng biển bao phủ, nhiệt độ bề mặt T_{g1} được quy định bởi số liệu quan trắc từ một mô hình chuẩn. Đối với những vùng khác việc tính T_{g1} phụ thuộc vào điều kiện hiện tại của lớp phủ tuyết, độ ẩm đất, dạng bề mặt và nhiệt độ lớp khí quyển đầu tiên.

a) Giáng thủy (mưa và tuyết rơi)

Mưa và sự giải phóng ẩn nhiệt (Q_c) trong mỗi lớp khí quyển phụ thuộc hết sức phức tạp vào độ ẩm của lớp và giáng thủy từ các lớp bên trên. Tốc độ giáng thủy tại mặt đất (P) nhận được như là tổng giáng thủy thuần từ mỗi lớp. Giáng thủy được giả thiết là tuyết rơi P_s nếu nhiệt độ lớp khí quyển thấp nhất $T_1 \leq T_c$, hoặc mưa rơi P_r nếu $T_1 > T_c$, trong đó $T_c = T_m + 2.2$, $T_m = 273.16$, tức là

$$\begin{aligned} P_s &= P, P_r = 0 & \text{nếu } T_1 \leq T_c \\ P_s &= 0, P_r = P & \text{nếu } T_1 > T_c \end{aligned}$$

b) Nguồn ẩm của đất

Nguồn ẩm tới bề mặt hoặc sẽ thấm vào đất hoặc sẽ chuyển thành dòng chảy mặt. Đối với nước, đất được chia làm 3 lớp, lớp trên cùng chính là mặt phân cách đất – khí quyển, các lớp dưới thấp hơn tăng dần theo độ sâu. Các đại lượng biểu diễn nguồn ẩm trong đất được xét ở đây gồm: S_{sw} là nước trong lớp đất bề mặt (lớp đất trên cùng) có độ dày Z_u (0.1m) (giá trị cực đại là S_{swmax}); S_{rw} là nước trong tầng rễ có độ sâu Z_r (giá trị cực đại là S_{rwmax}); S_{tw} là tổng lượng nước trong đất cho đến độ sâu Z_t (cực đại bằng S_{twmax}). Cả S_{sw} , S_{rw} và S_{tw} đều nhận được từ cùng một nguồn nước mưa P_r và đều bị mất đi do bốc hơi F_q và dòng chảy mặt R_s vì tất cả các quá trình này đều xảy ra tại lớp đất bề mặt. Dòng giữa các lớp đất tác động đến các nguồn ẩm khác nhau là khác nhau. Trong điều kiện không có lớp phủ thực vật, phương trình bảo toàn đối với các thành phần này có dạng:

$$\frac{\partial S_{sw}}{\partial t} = G - R_s + \gamma_{w1} \quad (4)$$

$$\frac{\partial S_{rw}}{\partial t} = G - R_s + \gamma_{w2} \quad (5)$$

$$\frac{\partial S_{tw}}{\partial t} = G - R_s - R_g \quad (6)$$

trong đó $G = P_r + S_m - F_q$ = lượng nước thuần áp dụng cho bề mặt; R_s = dòng chảy mặt; R_g = nước

thấm xuống các lớp đất phía dưới và bề nước ngầm; P_r = mưa; S_m = tuyết tan; γ_{w1} = nước trao đổi do khuếch tán từ tầng rỗ vào tầng mặt; γ_{w2} = nước trao đổi do khuếch tán từ toàn bộ cột đất vào tầng rỗ; và F_q = bốc hơi. Nếu F_q âm có nghĩa là sương hình thành.

c) Nước rò rỉ và thấm xuống bề nước ngầm

Mỗi một loại đất đều có những tính chất nhất định và chủ yếu phụ thuộc vào cấu trúc của đất. Trong các sơ đồ tham số hóa đất hiện nay người ta thường giả thiết rằng các tính chất này không đổi theo độ sâu và được đặc trưng bởi các tham số sau:

- Độ rỗng P_{ORSL} , là đại lượng mà khi đất bão hòa nước thì 1 m³ đất chứa P_{ORSL} m³ nước
- Độ hút nước của đất ϕ
- Độ dẫn nước của đất K_w

d) Sự bốc hơi

Số hạng bốc hơi F_q và sự trao đổi nước giữa các lớp đất trên và dưới khó có thể tham số hóa một cách đầy đủ. Hiện nay người ta biểu diễn chúng dựa trên sức chứa khả năng và sự làm khô do biến động ngày đêm của bốc hơi tiềm năng tại bề mặt:

$$F_q = \text{Min}\{F_{qp}, F_{qm}\} \quad (7)$$

trong đó F_{qp} là bốc hơi tiềm năng và F_{qm} là thông lượng ẩm cực đại đi qua bề mặt ướt mà đất có thể duy trì được.

e) Dòng chảy mặt

Trong thời kỳ mưa nhiều hoặc tuyết tan và độ ẩm đất cao, hầu hết nước rơi đến bề mặt không xuyên xuống được bề nước ngầm mà lập tức biến thành dòng chảy mặt đổ về sông, suối. Dòng chảy mặt phụ thuộc vào thông lượng nước thuần (giáng thủy trừ bốc hơi) tại bề mặt, độ ẩm đất và nhiệt độ bề mặt đất. Tốc độ dòng chảy mặt được biểu diễn như là hàm của tốc độ giáng thủy và mức độ bão hòa của đất. Tùy thuộc vào nhiệt độ bề mặt đất T_{g1} ta có:

$$R_s = \begin{cases} \left(\frac{\rho_w}{\rho_{wsat}}\right)^4 G & T_{g1} \geq 0^\circ C \\ \left(\frac{\rho_w}{\rho_{wsat}}\right) G & T_{g1} < 0^\circ C \end{cases} \quad (8)$$

trong đó: ρ_{wsat} là mật độ đất bão hòa; $\rho_w = \rho_{wsat}(s_1 + s_2)/2$; $s_1 = S_{rw}/S_{rwmax}$; $s_2 = S_{sw}/S_{swmax}$.

Khi $G < 0$ thì $R_s = 0$. Nếu nhiệt độ lớp gần bề mặt thấp hơn điểm băng thì dòng chảy mặt tăng lên.

f) Lớp phủ tuyết

Mô hình chi tiết nhất về cân bằng năng lượng tuyết và các quá trình tan băng tuyết đã được Anderson đề xuất [3]. Ông đã mô hình hóa một cách tỉ mỉ sự truyền nước và năng lượng và sự biến đổi mật độ trong toàn cột tuyết. Ngược lại, ở đây chỉ mô hình hóa các quá trình tuyết bề mặt, không phân biệt một cách rõ ràng giữa tuyết trong lớp đất dưới bề mặt và nhiệt độ đất, tức là về nguyên tắc xem T_{g2} như nhiệt độ tuyết trong lớp đất dưới bề mặt sau khi đã tích lũy được vài cm nước lỏng tương đương tuyết. Nước trên bề mặt tuyết được đưa trực tiếp xuống đất, trong khi nước mưa hoặc nước do tuyết tan thì xem là ngấm qua tuyết hoặc đóng băng trở lại. Sự tan tuyết ở đáy của lớp tuyết được bỏ qua.

Nếu đang có mưa tuyết hoặc có lớp phủ tuyết, trước hết phải kiểm tra xem nhiệt độ T_g có bằng 0 hay không, nếu $T_g = 0$ thì tính tốc độ tuyết tan trước khi tính nhiệt độ bề mặt. Lớp phủ tuyết được cập nhật từ phương trình:

$$\frac{\partial S_{cv}}{\partial t} = P_s - F_q - S_m \quad (9)$$

trong đó S_{cv} là lượng tuyết phủ được đo bằng lượng nước lỏng; P_s là tốc độ mưa tuyết; F_q bằng tốc độ

thăng hoa.

2.4 Hệ số cản và các dòng trên đất trống

Hệ số cản trên đất là đại lượng rất biến đổi. Do đó trong BATS hệ số cản C_D được tính như là hàm của C_{DN} , là hệ số cản trong điều kiện phiếm định, và số Richardson tổ hợp cho bề mặt R_{iB} :

$$C_D = f(C_{DN}, R_{iB}) \quad (10a)$$

$$R_{iB} = \frac{gz_1(1 - T_{g1}/T_a)}{V_a^2} \quad (10b)$$

trong đó: $V_a^2 = u_1^2 + v_1^2 + U_c^2$; T_{g1} là nhiệt độ bề mặt đất (hoặc tuyết, băng), T_a , u_1 , v_1 lần lượt là nhiệt độ không khí nhân với $(p_s/p_1)^k$ và các thành phần gió tại độ cao của mực thấp nhất của mô hình khí quyển z_1 ; g là gia tốc trọng trường; p_s và p_1 tương ứng là áp suất không khí tại bề mặt và tại mực thấp nhất của mô hình; k là hằng số Karman; và

$$U_c = \begin{cases} 0.1m/s, & T_{g1}/T_a < 1 \\ 1.0m/s, & T_{g1}/T_a > 1 \end{cases} \quad (11)$$

Khi đó hệ thức để tính hệ số cản sẽ là

$$C_D = \begin{cases} C_{DN}(1 + 24.5\sqrt{-C_{DN}R_{iB}}) & R_{iB} < 0 \\ \frac{C_{DN}}{(1 + 11.5R_{iB})} & R_{iB} > 0 \end{cases} \quad (12)$$

Hệ số cản phiếm định C_{DN} nhận được từ lý thuyết lớp biên xáo trộn và được xác định bởi

$$C_{DN} = \left[\frac{k}{\ln(z_1/z_0)} \right]^2 \quad (13)$$

ở đây $k=0.4$ và z_0 là độ gồ ghề.

Các dòng ẩn nhiệt, ẩn nhiệt trên các bề mặt nước, băng, tuyết hoặc đất trống nhận được khi sử dụng hệ số cản động lượng đã định nghĩa ở trên qua hệ thức sau:

$$F_s = \rho_a C_p C_D V_a (T_{g1} - T_a) \quad (14)$$

trong đó ρ_a là mật độ không khí bề mặt, C_D là hệ số cản khí động học đối với nhiệt, C_p là nhiệt dung riêng của không khí và V_a là tốc độ gió. Tương tự, dòng ẩm từ bề mặt vào khí quyển được cho bởi:

$$F_q = \rho_a C_D V_a f_g (q_g - q_a) \quad (15)$$

trong đó q_g là độ ẩm riêng bão hòa tại nhiệt độ bề mặt (mặt đất, tuyết, băng hoặc nước); q_a là độ ẩm riêng tại mực thấp nhất của mô hình; f_g là đại lượng đặc trưng cho trạng thái ẩm, nhận giá trị bằng 1, trừ trường hợp đối với quá trình khuếch tán (các bề mặt bị hạn chế) khi đó f_g được xác định bằng tỷ số giữa bốc hơi thực tế và bốc hơi khả năng của đất: $f_g = F_g/F_{qp}$.

2.5 Các dòng năng lượng trong trường hợp bề mặt có lớp phủ thực vật

Khi có lớp phủ thực vật, BATS xem xét tách biệt các phương trình năng lượng đối với đất và các kháng trở truyền năng lượng từ phía trên tán cây đến không khí trong tán cây và từ không khí trong tán cây đến các bề mặt lá và có chú ý đến từng bộ phận ướt của tán cây.

a) Tham số hóa các biến của lá cây

Hai đặc trưng quan trọng của thực vật là chỉ số diện tích lá (L_{AI}) và chỉ số diện tích thân (S_{AI}). L_{AI} liên quan đến quá trình thoát hơi nước từ thực vật. S_{AI} là không đổi đối với mỗi loại đất, trong khi L_{AI} lại biến động theo mùa. Tổng của chúng được ký hiệu bởi L_{SAI} : $L_{SAI} = L_{AI} + S_{AI}$. Để tính đến sự bốc hơi từ các cành cây và lá bị ướt người ta đưa vào định nghĩa tỷ lệ diện tích của lá bị ướt (bị phủ nước) như sau:

$$\tilde{L}_w = \left(\frac{W_{dew}}{W_{DMAX}} \right)^{2/3} \quad (16)$$

trong đó W_{dew} là tổng lượng nước bị chặn giữ bởi tán cây và W_{DMAX} là lượng nước cực đại mà tán cây có thể chặn giữ. Biểu thức tương tự cũng được sử dụng cho thân cây. Khi đó phần bề mặt lá thoát hơi tự do được xác định bởi:

$$L_d = (1.0 - \tilde{L}_w) \frac{L_{AI}}{L_{SAI}} \quad (17)$$

Tốc độ gió bên trong lớp lá được tính theo công thức:

$$U_{af} = V_a C_D^{1/2} \quad (18)$$

b) Sự tích lũy giáng thủy và sương bị chặn giữ của thực vật

Khi có mưa bề mặt thực vật bị phủ một lớp nước mỏng trước khi nhỏ giọt và chảy theo thân cây xuống đất. Lượng nước này sau đó có thể tái bốc hơi vào không khí đồng thời trên các bề mặt lá ướt quá trình thoát hơi bị ngừng lại. Tương tự, sự hình thành sương vào ban đêm có thể giữ mát cho lá cây vào buổi sáng và thoát hơi từ lá ngừng lại. Nói chung sự tái bốc hơi của nước mưa bị chặn giữ bởi thực vật chiếm khoảng 10–50% lượng nước mưa, phụ thuộc chủ yếu vào cường độ mưa. Sự ngừng thoát hơi do các lá bị ướt hãy còn ít được nghiên cứu, nhưng có thể đóng vai trò đáng kể. Giáng thủy tuyết cũng bị lá cây chặn giữ và sự hình thành sương giá trên lá cây nói chung thường xảy ra. Nhưng ở mức độ nào đó chúng kém quan trọng hơn vì sự bốc thoát hơi nhỏ hơn ở nhiệt độ thấp hơn. Vì thế, sẽ có lý khi giả thiết rằng thực vật tích lũy nước thể rắn giống như thể lỏng. Giả thiết rằng lượng nước tích lũy cực đại bằng $0.0001m \times L_{SAI}$. Lượng nước được tích lũy trên một đơn vị diện tích bề mặt đất được tính từ lượng giáng thủy đến và hiệu giữa thoát hơi và thông lượng nước đến bề mặt thực vật:

$$\frac{\partial W_{dew}}{\partial t} = \sigma_f P - E_f - E_{tr} \quad (19)$$

trong đó W_{dew} là lượng nước tổng cộng được lưu giữ bởi tán cây trên một đơn vị diện tích đất; P – giáng thủy; σ_f – độ phủ của lá cây; E_f – thông lượng nước đến tán lá cây trên một đơn vị diện tích đất; E_{tr} là lượng thoát hơi.

Nếu $W_{dew} > W_{DMAX} = 0.0001m \times \sigma_f L_{SAI}$ thì W_{dew} được đặt bằng W_{DMAX} và lượng ảm dư thừa trên lá cây được cộng vào lượng giáng thủy (nước hoặc tuyết) rơi đến đất.

c) Các dòng từ tán lá

Trước hết xét sự bốc hơi từ lá ướt, còn dòng nước từ tán lá khô (không bị phủ nước) được xét tương tự nhưng cần xét thêm kháng trở khí khổng. Lượng bốc hơi trên một đơn vị diện tích tán lá ướt (cả lá và cành cây) được xác định bởi:

$$E_f^{WET} = \rho_a r_{la}^{-1} (q_f^{SAT} - q_{af}) \quad (20)$$

trong đó q_f^{SAT} là độ ẩm riêng bão hòa ở nhiệt độ của tán lá T_f ; q_{af} là độ ẩm riêng của không khí bên trong tán cây; r_{la} là kháng trở khí động học đối với dòng nhiệt và ẩm của các phân tử lá lớp biên trên một đơn vị hình chiếu diện tích lá.

Tương tự, dòng nhiệt từ tán lá H_f được tính bởi:

$$H_f = \sigma_f L_{SAI} r_{la}^{-1} \rho_a C_p (T_f - T_{af}) \quad (21)$$

Dòng ẩm từ bề mặt phân tán cây bị ướt E_f được xác định bởi:

$$E_f = r^N E_f^{WET} \quad (22)$$

trong đó

$$r^N = 1 - \delta(E_f^{WET}) \left[1.0 - \tilde{L}_w - L_d \left(\frac{r_{la}}{r_{la} + r_s} \right) \right] \quad (23)$$

với r_s là kháng trở khí khổng; $\tilde{L}_w$ và L_d xác định từ (16) và (17); δ là hàm bậc thang, nhận giá trị bằng 1 khi đối số dương và bằng 0 khi đối số âm.

Sự thoát hơi chỉ xảy ra trên những bề mặt lá khô và được xác định bởi:

$$E_{tr} = \delta(E_f^{WET}) L_d \left(\frac{r_{la}}{r_{la} + r_s} \right) E_f^{WET} \quad (24)$$

ở đây ta đã bỏ qua sự khác biệt nhỏ giữa nhiệt độ lá khô và lá ướt cũng như một số yếu tố bất đồng nhất khác.

d) Kháng trở khí khổng

Kháng trở khí khổng ở đây được hiểu là sức chống chịu cơ học tổng cộng chống lại sự khuếch tán từ trong ra ngoài của lá. Thành phần này đôi khi còn được xem là kháng trở lá để phân biệt với kháng trở chỉ do khí khổng của lá. Hơi nước bên trong lá được duy trì ở giá trị bão hòa hoặc gần bão hòa. Kháng trở thuần r_s đối với nước thoát từ trong ra ngoài lá phụ thuộc mạnh vào kích thước, sự phân bố và mức độ mở của khí khổng. Tuy nhiên, sự khuếch tán nước cũng có thể xảy ra qua biểu bì lá, đó là đường thoát hơi nước chủ yếu khi khí khổng bị đóng lại. Kháng trở khí khổng được xác định bởi:

$$r_s = r_{smin} \times R_f \times S_f \times M_f \times V_f \quad (25)$$

trong đó r_{smin} là giá trị cực tiểu của kháng trở khí khổng; M_f , R_f , S_f và V_f tương ứng là các nhân tố đặc trưng cho sự phụ thuộc của kháng trở khí khổng vào độ ẩm đất, bức xạ mặt trời, nhiệt độ và độ hụt bão hòa hơi nước.

e) Kháng trở rễ

Tốc độ thoát hơi tính theo phương trình (24) cần phải phù hợp với tốc độ thoát hơi cực đại mà thực vật có thể duy trì được. Nếu E_{tr} tính được vượt quá tốc độ thoát hơi cực đại E_{tmx} thì r_s được xác định lại sao cho $E_{tr} = E_{tmx}$. Sự hút nước của thực vật trong mỗi lớp đất bị hạn chế bởi hiệu giữa thế năng của đất và lá chia cho kháng trở hữu hiệu, hay còn gọi là kháng trở rễ. Kháng trở hữu hiệu này phụ thuộc vào tổng độ dài của rễ trên một đơn vị diện tích và kháng trở nội của cây trên một đơn vị độ dài rễ.

f) Cân bằng năng lượng của tán thực vật và đất

Không khí bên trong tán cây có nhiệt dung không đáng kể và do đó dòng nhiệt từ tán lá H_f và từ đất H_g cần phải được cân bằng bởi dòng nhiệt đi vào khí quyển H_a :

$$H_a = H_f + H_g \quad (26)$$

ở đây, dòng nhiệt đi vào khí quyển được tính bởi:

$$H_a = \rho_a \sigma_f C_p C_D V_a (T_{af} - T_a) \quad (27)$$

Dòng nhiệt từ đất dưới tán cây được giả thiết bằng:

$$H_g = \rho_a C_p (C_{SOILC} \sigma_f U_{af}) (T_{gl} - T_{af}) \quad (28)$$

Trong các công thức (27) và (28), ρ_a là mật độ không khí bề mặt; C_{SOILC} là hệ số truyền giữa không khí trong tán cây và đất phía dưới, được giả thiết bằng 0.004; T_{af} là nhiệt độ bên trong tán lá. Từ các phương trình (26)–(28) có thể tính được nhiệt độ T_{af} :

$$T_{af} = (c_A T_a + c_F T_f + c_G T_{gl}) / (c_A + c_F + c_G) \quad (29)$$

trong đó $c_A = \sigma_f C_D V_a$; $c_F = \sigma_f L_{SAI} r_{la}^{-1}$; $c_G = C_{SOILC} \sigma_f U_{af}$. Tương tự, không khí trong tán cây được giả thiết là không có khả năng tích lũy hơi nước sao cho dòng nước từ không khí trong tán cây E_a cân bằng với dòng từ tán lá E_f và từ đất E_g :

$$E_a = E_f + E_g \quad (30)$$

$$E_a = \rho_a c_A (q_{af} - q_a) \quad (31)$$

$$E_g = \rho_a c_{Gf_g} (q_{g,s} - q_{af}) \quad (32)$$

trong đó $q_{g,s}$ là nồng độ hơi nước trong đất bão hòa; f_g là nhân tố xác định trạng thái ẩm, được định nghĩa bằng tỷ số giữa bốc hơi thực tế và bốc hơi tiềm năng của đất; q_{af} là độ ẩm riêng của không khí bên trong tán lá. Giải các phương trình (30)–(32) ta nhận được q_{af} .

g) Nhiệt độ lá

Phương trình cân bằng cuối cùng để nhận được sự thoát hơi từ thực vật là phương trình bảo toàn năng lượng của tán lá:

$$R_n(T_f) = LE_f(T_f) + H_f(T_f) \quad (33)$$

trong đó R_n là bức xạ thuần mà tán lá hấp thụ được. Giải phương trình này ta nhận được nhiệt độ tán lá T_f .

h) Các dòng năng lượng từ đất không có lớp phủ thực vật

Các dòng nhiệt F_{BARE} và ẩn nhiệt Q_{BARE} từ đất không bị thực vật bao phủ được cho bởi:

$$F_{BARE} = W_G(T_{g1} - T_s) \quad (34)$$

$$Q_{BARE} = W_G(q_g - q_s) \quad (35)$$

$$W_G = C_D(1-\sigma_f)\{ (1-\sigma_f)V_a + \sigma_f[X_B U_{af} + (1-X_B)V_a] \} \quad (36)$$

$$X_B = \text{Min} \{ 1, R_{OUGH} \}$$

2.6 Độ ẩm đất khi có lớp phủ thực vật

Trong trường hợp có thực vật, các phương trình xác định nguồn ẩm đất và lớp tuyết phủ (4)–(6) và (9) trở thành:

$$\frac{\partial S_{sw}}{\partial t} = P_r(1-\sigma_f) - R_s - \gamma_{w1} - \beta E_{tr} - F_q + S_m + D_w \quad (37)$$

$$\frac{\partial S_{rw}}{\partial t} = P_r(1-\sigma_f) - R_s - \gamma_{w2} - E_{tr} + S_m + D_w \quad (38)$$

$$\frac{\partial S_{tw}}{\partial t} = P_r(1-\sigma_f) - R_w - E_{tr} - F_q + S_m + D_w \quad (39)$$

$$\frac{\partial S_{cv}}{\partial t} = P_r(1-\sigma_f) - F_q - S_m + D_s \quad (40)$$

trong đó β là phân thoát hơi từ lớp đất trên cùng; D_w là tốc độ rơi từ lá của lượng nước vượt quá khả năng lưu giữ (của lá) trên một đơn vị diện tích đất; D_s tương tự như D_w nhưng đối với tuyết; và $R_w = R_s + R_g$ là dòng chảy mặt tổng cộng.

3. Vai trò của bề mặt đối với các dòng năng lượng nhiệt ẩm

Nhằm đánh giá ảnh hưởng của các loại bề mặt đến các dòng nhiệt ẩm trong mô hình khí hậu chúng tôi sử dụng sơ đồ BATS mô tả trên đây cho một số loại bề mặt điển hình ở Việt Nam, bao gồm đất nông nghiệp (crop – S1), cây lá nhọn thường xanh (evergreen needle leaf tree – S2), cây lá rộng thường xanh (evergreen broadleaf tree – S3) và cỏ tốt (tall grass – S4). Một số đặc tính của các loại bề mặt này được dẫn ra trong bảng 1.

Bảng 1. Đặc trưng của một số loại bề mặt điển hình [3]

Ký hiệu loại bề mặt	S1	S2	S3	S4
Độ che phủ cực đại – $\sigma_{f,max}$	0.85	0.80	0.90	0.80
Hiệu giữa độ che phủ cực đại và độ che phủ ở nhiệt độ 269K	0.6	0.1	0.5	0.3
Độ gồ ghề (m)	0.06	1.0	2.0	0.1
Độ sâu lớp đất có rễ – Z_r (m)	1.0	1.5	1.5	1.0
Độ sâu lớp đất trên cùng – Z_u (m)	0.1	0.1	0.1	0.1
Độ dày cột đất tổng cộng — Z_t (m)	10	10	10	10
Độ cao dịch chuyển (m)	0.0	9.0	18.0	0.0
Albedo của thực vật đối với bước sóng $\lambda < 0.7\mu m$	0.1	0.05	0.04	0.08
Albedo của thực vật đối với bước sóng $\lambda > 0.7\mu m$	0.30	0.23	0.20	0.30
Kháng trở khí khổng nhỏ nhất (s/m)	120	200	150	200
LAI lớn nhất	6	6	6	6
LAI nhỏ nhất	0.5	5.0	5.0	0.5
Chỉ số diện tích thân (và cây bị chết)	0.5	2.0	2.0	2.0
Nghịch đảo căn bậc hai của kích thước lá ($m^{-1/2}$)	10	5	5	5
Loại đất tương ứng với loại bề mặt	6	6	8	6
Màu đất tương ứng với loại đất	5	4	4	4

Thông thường, với mục đích khảo sát độ nhạy của SVAT người ta chạy tính độc lập (stand-alone, offline simulation) các sơ đồ này với những tập số liệu giả định cho trước là các tham số mô tả tác động từ khí quyển (atmospheric forcing). Số liệu giả định này được dùng làm đầu vào cho sơ đồ bề mặt, bao gồm nhiệt độ, độ ẩm không khí, bức xạ, giáng thủy, □ Khi chạy kết hợp với các mô hình khí hậu giá trị các biến này nói chung là kết quả tính tại mức thấp nhất của mô hình khí quyển (Atmospheric Model – AM) [6, 9]. Tuy nhiên, khi các tác động từ khí quyển chỉ được coi là *tham số*, chứ không phải là *biến*, thì các thông lượng bề mặt kết xuất từ SVAT sẽ không ý nghĩa tác động tới khí quyển, và do đó các quá trình hồi tiếp (feedback) giữa đất và khí quyển sẽ không được đề cập tới [6]. Mặc dù vậy, trong phạm vi bài này, chúng tôi sử dụng sơ đồ BATS ở chế độ chạy tính độc lập. Các tham số đầu vào cho BATS sử dụng ở đây được dẫn ra trong bảng 2, trong đó ứng với bốn loại bề mặt được chọn trên đây, chúng tôi tiến hành năm trường hợp thử nghiệm, ký hiệu là TH1, TH2, TH3a, TH3b và TH4. Các trường hợp thử nghiệm TH2, TH3a, TH3b và TH4 được xem như những trường hợp khảo sát độ nhạy của các tham số đầu vào so với TH1 bằng cách thay đổi tốc độ giáng thủy, độ che phủ của lá, □

Các tham số giả định của bức xạ mặt trời và nhiệt độ khí quyển được giả thiết đơn giản là biến thiên theo dạng hàm sin với giá trị cực đại đạt vào lúc 12 giờ trưa hàng ngày. Trị số bức xạ cực đại, nhiệt độ không khí trung bình và biên độ dao động nhiệt ngày tương ứng được chọn đồng nhất bằng 800 W/m^2 , 27°C và 3°C . Thời gian tích phân là 30 ngày (tương đương 1 tháng) với bước tích phân bằng 1800s (30 phút).

Trong bảng 2, tần suất giáng thủy là khoảng thời gian giữa hai lần có giáng thủy. Riêng đối với TH4, trong suốt thời gian tích phân giáng thủy chỉ xảy ra một lần. Mỗi lần có giáng thủy, thời gian kéo dài của đợt giáng thủy bằng một bước thời gian tích phân. Điều đó cũng có nghĩa tần suất giáng thủy là khoảng thời gian giữa hai lần bề mặt được cung cấp một lượng giáng thủy bằng tích của tốc độ giáng thủy và một bước thời gian tích phân.

Bảng 2. Tham số đầu vào cho các trường hợp thử nghiệm

Các trường hợp thử nghiệm	Giáng thủy		Độ ẩm ban đầu trong các lớp đất (mm)			Mức độ phủ thực vật (σ_f)
	Tần suất	Tốc độ	S_{sw}	S_{rw}	S_{tw}	
Trường hợp 1 (TH1)	5^n	10^{-3} ms^{-1}	$0.3Z_u$	$0.3Z_r$	$0.3Z_t$	$\sigma_{f,max}$
Trường hợp 2 (TH2)	5^n	$5 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$	$0.3Z_u$	$0.3Z_r$	$0.3Z_t$	$\sigma_{f,max}$
Trường hợp 3a (TH3a)	5^n	10^{-3} ms^{-1}	$0.3Z_u$	$0.3Z_r$	$0.3Z_t$	$0.8 \times \sigma_{f,max}$
Trường hợp 3b (TH3b)	5^n	10^{-3} ms^{-1}	$0.3Z_u$	$0.3Z_r$	$0.3Z_t$	$0.5 \times \sigma_{f,max}$
Trường hợp 4 (TH4)	Xảy ra vào ngày thứ 3	10^{-3} ms^{-1}	$0.2Z_u$	$0.2Z_r$	$0.2Z_t$	$\sigma_{f,max}$

3.1 Ảnh hưởng của các loại bề mặt đến các dòng trao đổi nhiệt ẩm

Đặc trưng điển hình cho các loại bề mặt trước hết là độ che phủ thực vật của chúng. Độ che phủ thực vật ở đây được xác định bằng tích của tổng chỉ số diện tích lá (LAI) và thân (SAI) với mức độ che phủ ($L_{SAI} \times \sigma_f$). Ngoài ra, mỗi loại bề mặt còn được đặc trưng bởi nhiều tính chất khác (bảng 1). Từ bảng 3 có thể nhận thấy, về trị tuyệt đối, các dòng hiển nhiệt và ẩn nhiệt gần như tỷ lệ với độ che phủ thực vật của từng loại bề mặt. Bề mặt có độ che phủ lớn thì thông lượng trao đổi nhiệt ẩm giữa bề mặt và khí quyển phía trên càng lớn. Khi thay đổi độ phủ thực vật, các dòng năng lượng và nước từ các loại bề mặt đều biến đổi khá mạnh (TH3). Kết quả này khá phù hợp với [5, 6]. Càng giảm độ che phủ, dòng hiển nhiệt càng tăng (bề mặt nóng lên nhiều), tốc độ bốc thoát hơi của bề mặt càng giảm (dòng ẩn nhiệt nhỏ), và làm tăng lượng dòng chảy mặt (do giảm tầng chắn giáng thủy). Với tốc độ và tần suất giáng thủy vừa phải (TH1), bề mặt có độ che phủ lớn sẽ có dòng chảy mặt nhỏ. Tuy nhiên, khi cường độ và/hoặc tần suất giáng thủy tăng lên nhiều thì mối quan hệ này không còn nữa (TH2). Sự tăng đột biến của dòng chảy mặt ở TH2 so với TH1 của loại bề mặt S3 là một trong những đặc điểm đáng chú ý mà chúng tôi sẽ đề cập đến trong thời gian tới đây.

Bảng 3. Trung bình trên toàn khoảng thời gian tích phân của các dòng nhiệt ẩm

Ký hiệu loại bề mặt	S1	S2	S3	S4				
Độ che phủ thực vật (m ² m ⁻²)	5.52	6.40	7.20	6.40				
TH1								
Hiển nhiệt (W/m ²)	-7.6	-30.6	-88.0	-8.8				
Ẩn nhiệt (W/m ²)	131.3	150.1	223.9	131.3				
Bốc hơi (mm/ngày)	4.5	5.2	7.7	4.5				
Dòng chảy mặt (mm/ngày)	3.2	2.5	1.4	2.9				
TH2								
Hiển nhiệt (W/m ²)	-7.7	-31.1	-89.1	-8.9				
Ẩn nhiệt (W/m ²)	133.0	152.7	226.8	133.1				
Bốc hơi (mm/ngày)	4.6	5.3	7.8	4.6				
Dòng chảy mặt (mm/ngày)	34.1	33.2	36.1	31.6				
TH3								
	a	b	a	b	a	b	a	b
Hiển nhiệt (W/m ²)	-4.4	2.4	-21.3	-10.1	-24.1	-21.5	-5.0	-0.7
Ẩn nhiệt (W/m ²)	127.6	122.4	139.7	131.9	203.6	178.5	127.6	125.3
Bốc hơi (mm/ngày)	4.4	4.2	4.8	4.6	7.0	6.2	4.4	4.3
Dòng chảy mặt (mm/ngày)	3.2	3.4	2.6	3.0	1.7	2.2	2.9	3.0
TH4								
Hiển nhiệt (W/m ²)	76.1	82.2	110.7	65.8				
Ẩn nhiệt (W/m ²)	25.7	56.4	38.5	47.1				
Bốc hơi (mm/ngày)	0.9	2.0	1.3	1.6				
Dòng chảy mặt (mm/ngày)	0.02	0.04	0.04	0.04				

3.2 Vai trò của tác động từ khí quyển đến các dòng trao đổi nhiệt ẩm từ bề mặt

Một trong những tác động từ khí quyển có thể tạo nên những hiệu ứng hồi tiếp quan trọng giữa đất – khí quyển là giáng thủy. Ảnh hưởng của giáng thủy đến các dòng năng lượng và nước từ bề mặt được quy định bởi tốc độ và tần suất giáng thủy. Nếu tốc độ giáng thủy lớn, lượng nước dư thừa sau khi tái bốc hơi và bị chặn giữ bởi tán thực vật không kịp thấm xuống các lớp đất sâu sẽ biến thành dòng chảy mặt. Nếu tần suất giáng thủy lớn, bề mặt có thể luôn ở trạng thái bão hòa do liên tiếp được cung cấp nước, và lượng nước dư thừa cũng sẽ biến thành dòng chảy mặt. Ngược lại, nếu tần suất và tốc độ giáng thủy nhỏ, nước cung cấp cho bề mặt bị thiếu hụt và dòng chảy mặt có thể bị triệt tiêu. Giáng thủy còn tạo cho bề mặt lạnh hơn, dòng hiển nhiệt khi đó sẽ có hướng từ khí quyển đến bề mặt.

So sánh TH1 và TH2 ta thấy, khi tăng tốc độ giáng thủy lên 5 lần các dòng ẩn nhiệt và bốc hơi từ tất cả các loại bề mặt đều tăng và có hướng từ bề mặt vào khí quyển, dòng hiển nhiệt cũng tăng nhưng có hướng ngược lại. Tác động đáng kể của sự tăng tốc độ giáng thủy trong trường hợp này là làm tăng nhiều lần dòng chảy mặt, đặc biệt đối với loại bề mặt S3.

TH4 là một kịch bản thường được đưa ra trong việc mô phỏng khả năng chặn giữ giáng thủy của thực vật [4, 7]. Trong trường hợp này giáng thủy được giả thiết chỉ xảy ra một lần vào ngày thứ ba trong suốt thời gian tích phân, và độ ẩm đất ban đầu cũng nhỏ hơn so với các trường hợp khác. Từ hình 5 ta thấy, trước khi có giáng thủy, bốc hơi bề mặt, và do đó cả lượng ẩn nhiệt, giảm nhanh do bề mặt không được cung cấp nước, còn dòng hiển nhiệt cũng tăng theo thời gian và có hướng lên trên về phía khí quyển. Ngay sau khi xảy ra giáng thủy, dòng ẩn nhiệt tăng lên, dòng hiển nhiệt giảm xuống, còn dòng chảy mặt tăng đột ngột rồi giảm nhanh sau đó. Khoảng từ ngày thứ năm trở đi kể từ thời điểm ban đầu, dòng hiển nhiệt tăng nhanh đến giá trị nào đó và giữ gần như không đổi. Tình huống xảy ra ngược lại đối với dòng ẩn nhiệt.

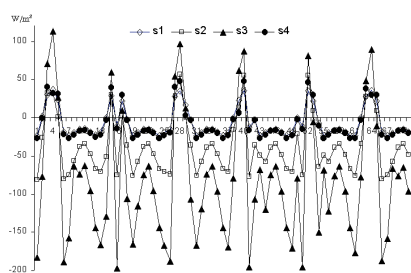
4. Kết luận

Bằng việc sử dụng sơ đồ BATS để khảo sát vai trò của bề mặt đất đối với các dòng trao đổi năng lượng và nước giữa đất – khí quyển chúng tôi đã tiến hành tính toán thử nghiệm cho 4 loại bề mặt khác nhau và với 5 nhóm tham số đầu vào khác nhau đặc trưng cho mức độ che phủ của thực vật cũng như tác động của điều kiện khí quyển. Những kết quả nhận được cho thấy rằng:

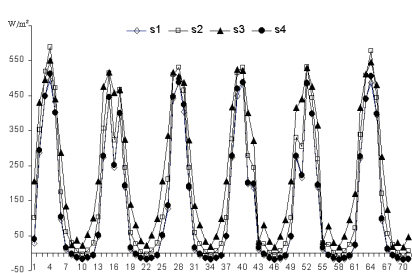
1) Trong cùng điều kiện tác động từ khí quyển, sự trao đổi năng lượng và nước giữa các loại bề mặt khác nhau và khí quyển có sự khác nhau rõ rệt (bảng 3, hình 1–5). Bề mặt có độ che phủ thực vật lớn hơn thì sự trao đổi các dòng hiển nhiệt và ẩn nhiệt giữa bề mặt và khí quyển càng xảy ra mạnh mẽ hơn. Trong 5 trường hợp thử nghiệm, ngoại trừ TH4, các trường hợp còn lại đều thể hiện giá trị trung bình ngày của dòng ẩn nhiệt có hướng đi lên từ bề mặt còn dòng hiển nhiệt lại có hướng đi xuống.

2) Sự biến đổi của độ che phủ thực vật có tác động đáng kể đến các dòng năng lượng từ các loại bề mặt khác nhau. Việc giảm độ che phủ thực vật sẽ làm tăng dòng hiển nhiệt, làm giảm tốc độ bốc thoát hơi của bề mặt, và làm tăng lượng dòng chảy mặt (do giảm vai trò chặn giữ giáng thủy).

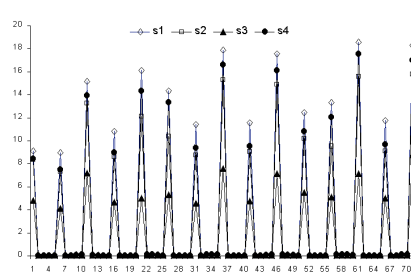
3) Ngoài việc ảnh hưởng tới các dòng hiển nhiệt và ẩn nhiệt, tốc độ và tần suất giáng thủy có tác động hết sức quan trọng tới dòng chảy mặt. Sự suy kiệt của dòng chảy mặt, giảm dòng ẩn nhiệt, tăng mạnh và đổi hướng dòng hiển nhiệt từ bề mặt vào khí quyển do không có giáng thủy (TH4) là một trong những đặc điểm đáng chú ý khi xem xét vai trò của bề mặt trong các mô hình khí hậu.



a) Dòng hiển nhiệt

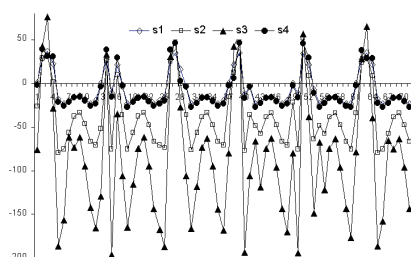


b) Dòng ẩn nhiệt

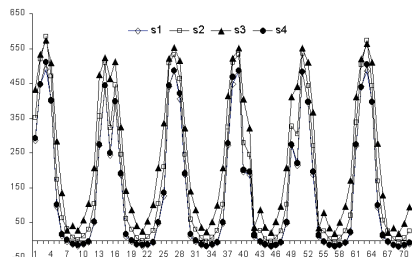


c) Dòng chảy mặt

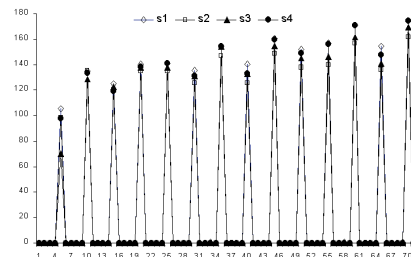
Hình 1. Diễn biến của các dòng bề mặt trong 6 ngày tích phân đầu tiên, TH1



a) Dòng hiển nhiệt

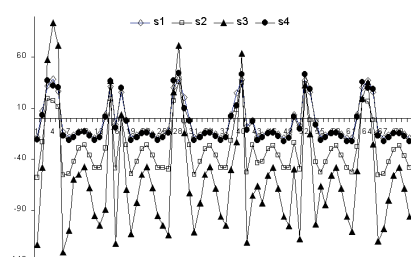


b) Dòng ẩn nhiệt

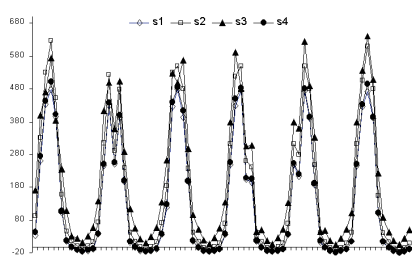


c) Dòng chảy mặt

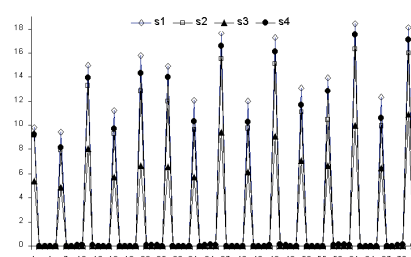
Hình 2. Diễn biến của các dòng bề mặt trong 6 ngày tích phân đầu tiên, TH2



a) Dòng hiển nhiệt

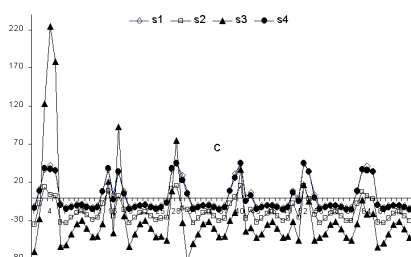


b) Dòng ẩn nhiệt

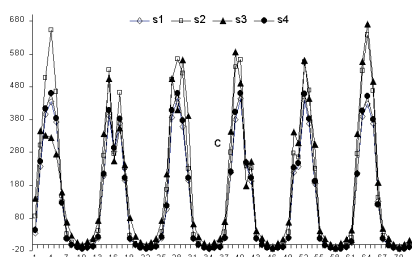


c) Dòng chảy mặt

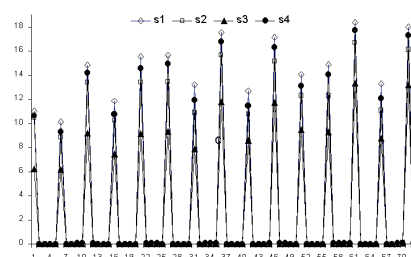
Hình 3. Diễn biến của các dòng bề mặt trong 6 ngày tích phân đầu tiên, TH3a



a) Dòng hiển nhiệt

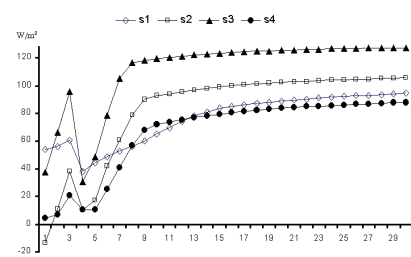


b) Dòng ẩn nhiệt

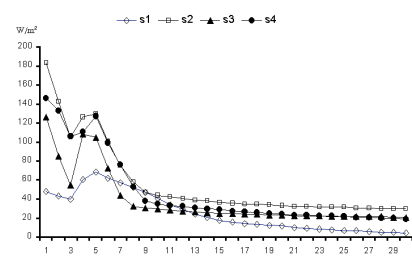


c) Dòng chảy mặt

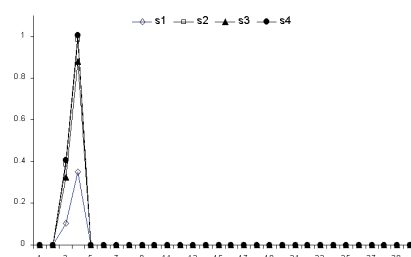
Hình 4. Diễn biến của các dòng bề mặt trong 6 ngày tích phân đầu tiên, TH3b



a) Dòng hiển nhiệt



b) Dòng ẩn nhiệt



c) Dòng chảy mặt

Hình 5. Trung bình ngày của các dòng bề mặt, TH4

Tài liệu tham khảo

- [1] **Avissar R.:** A conceptual aspects of a statistical dynamical approach to representation of landscape subgrid scale heterogeneity in atmospheric model, *Journal of Geophysical Research*, V97, February 1992, No D3, 2729-2742
- [2] **Avissar R. and Pielke R.:** A parameterization of heterogeneous surface land surface for atmospheric numerical model and its impact on regional meteorology, *Monthly Weather Review*, V117, 1989, 2113-2136.
- [3] **Dickinson R. et al.:** Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model, *NCAR/TN-387+STR, NCAR Tech. Note*, 1993. 72pp.
- [4] **Giorgi F.:** Modeling Land Surface Processes in Climate Models, I, II, III, *Workshop on Land-Atmosphere Interactions in Climate Models, The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics*, 2001
- [5] **Mihailovic D. T. et al.:** A study of the sensitivity of land surface parameterizations to the inclusion of different fractional covers and soil textures, *Journal of Applied Meteorology*, Vol 31, 1477-1487
- [6] **Pitman A. J.:** Assessing the Sensitivity of a Land Surface Scheme to the Parameter Values Using a Single Column Model, *Journal of Climate*, Vol 7, 1994, 1856-1869.
- [7] **Pielke R. et al.:** Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystem: influence on weather and climate, *Global Change Biology*, 1998, 4, 461-475
- [8] **Viterbo P.:** A review of parameterization of land surface, *Meteorological training course lecture series of ECMWF*, 2003, 49pp
- [9] **Wilson M. F. et al.:** Sensitivity of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the Inclusion of Variable Soil Characteristics, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol 26, 341-362, 1987.

ABSTRACT

BATS SCHEME AND ITS APPLICATION FOR CALCULATING THE ENERGY AND WATER EXCHANGED FLUXES BETWEEN LAND SURFACE – ATMOSPHERE

In this study we use BATS scheme to investigate the energy and water fluxes between land surfaces and atmosphere with five different scenarios, denoted by TH1, TH2, TH3a, TH3b and TH4. Four types of vegetation/land-cover are chosen, which consist of crop (S1), evergreen needle leaf tree (S2), evergreen broadleaf tree (S4), and tall grass (S4). For each scenario, set of parameters representing characters of vegetation/land-cover types, atmospheric forces, such as the fractional vegetation cover, the initial values of soil moisture in soil layers, the precipitation rate and frequency, are given. The results showed that, latent heat, sensitive heat fluxes and run-off are rather sensitive with land surface types. In the same driving forces of atmosphere, fluxes from/to the land surface with larger of fractional vegetation cover are stronger. The increase of precipitation rate (TH2) lead to much more increasing run-off from surface type of S3 than other. In the case of long time without precipitation, sensitive heat fluxes from land surface types to atmosphere are strongly increased.