VỀ VIỆC SỬ DỤNG MỘT VÀI SƠ ĐỒ SAI PHÂN ĐỂ TÍNH DÒNG KHÔNG ỔN ĐỊNH

Ngô Trọng Thuận - Viện KTTV

I - Mở đầu

Chuyển động không ổn định thay đổi chậm trong lòng dẫn (sông thiên nhiên hoặc kênh máng ...) được mô tả bằng hệ phương trình Saint - Venant quen thuộc có dạng như sau, nếu sử dụng mực nước và tốc độ dòng chảy là những biến số phải tìm :

$$A\frac{\partial V}{\partial X} + V\frac{\partial A}{\partial X} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \qquad (1) \text{ phương trình liên tục}$$

$$\frac{\partial Y}{\partial X} + \frac{V}{g}\frac{\partial V}{\partial X} + \frac{1}{g}\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{V\,|V|}{MR^{4/3}} \qquad (2) \text{ phương trình động lực}$$

Trong đó : A Diện tích mặt cắt ướt của lòng dẫn
R Bán kính thủy lực của mặt cắt ướt
M Hệ số nhám
V Tốc độ trung bình của dòng chảy
Y Mực nước so với một mặt chuẩn
X Khoảng cách
t Thời gian
g Gia tốc rơi tự do.

Đó là một hệ phương trình vi phân riêng dạng hy pec bon. Lời giải bằng số của hệ cho phép xác định quá trình mực nước và tốc độ (hoặc lưu lượng nước) tại một mặt cắt bất kỳ, hoặc đường mặt nước tức thời tại một thời điểm bất kỳ. Tuy nhiên, không thể tìm nghiệm tích phân của hệ phương trình Saint - Venant. Vì thế, người ta đã tìm nhiều phương pháp gần đúng để giải, trên cơ sở những giả thiết được đặt ra, trong đó thông dụng nhất là phương pháp đặc trưng và phương pháp sai phân hữu hạn.

II - Phương pháp đặc trưng

Đặc điểm chủ yếu của phương pháp này là ở chỗ, nó không trực tiếp sử dụng hệ phương trình Saint - Venant, mà xuất phát từ hệ này, để dẫn ra hệ phương trình đặc trưng.

Nguyễn Văn Cung và Nguyễn Như Khuê [1] dẫn ra hệ phương trình đặc trưng như sau :

$$\frac{dx}{dt} = V \pm \sqrt{\frac{gA}{B}} \qquad (3)$$

$$\frac{dV}{dt} \pm \sqrt{\frac{g}{AB}}\,\frac{dA}{dt} = g\left(i_0 - \frac{V\,|V|}{M^2\,R^{4/3}}\right) \qquad (4)$$

i_o : Độ dốc đáy sông.

B : Độ rộng của mặt cắt ướt.

Dorer [3] và Dracos [4] trình bày hệ phương trình đặc trưng dưới dạng khác

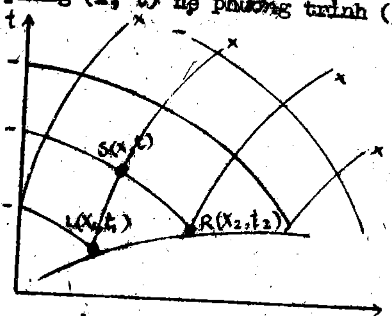
$$\frac{dX}{dt} = V \pm \sqrt{\frac{gA}{B}} \qquad (5)$$

$$\sqrt{\frac{gA}{B}}\,\frac{dV}{dt} \pm g\frac{dV}{dt} \pm g\frac{V}{B}\left(\frac{\partial A}{\partial X}\right)_{Y = const} = -\sqrt{\frac{gA}{B}}\, g\,\frac{V|V|}{M^2 R^{4/3}} \qquad (6)$$

Thành phần $\left(\frac{\partial A}{\partial X}\right)_{Y = const}$ biểu thị sự thay đổi của diện tích mặt cắt ướt theo chiều dọc sông khi mực nước không đổi ;

Chú ý rằng, theo lý thuyết sóng nước nông, thì thành phần $W = \sqrt{\frac{gA}{B}}$ chính là tốc độ truyền sóng tương đối đối với dòng chảy.

Trong các hệ trên, phương trình thứ nhất biểu thị tốc độ truyền sóng trong lòng dẫn, trong khi đó phương trình thứ hai (4) hoặc (6) biểu thị sự thay đổi của các đặc trưng thủy lực của đoạn sông nghiên cứu trong quá trình truyền sóng. Trên mặt phẳng (X, t) hệ phương trình (3) và (4) (hoặc (5) và (6)) biểu thị hai họ đường cong có tên là họ đường đặc trưng thuận (dấu cộng) và họ đường đặc trưng nghịch (dấu trừ) (hình 1).



Hình 1 - Lưới đặc trưng

+ Họ đường đặc trưng thuận

- Họ đường đặc trưng nghịch

Hệ phương trình đặc trưng là một hệ phương trình vi phân thường. Tuy nhiên, cũng không thể giải bằng tích phân trực tiếp được. Vì vậy, cũng phải giải chúng bằng phương pháp sai phân. Thật ra, về hình thức, hệ phương trình đặc trưng phức tạp hơn hệ phương trình Saint-Venant ban đầu. Do đó, ý nghĩa lớn nhất của chúng là ở chỗ phản ánh chính xác và rõ nét bản chất vật lý của quá trình truyền sóng trong dòng không ổn định.

Có hai phương pháp chính để giải hệ phương trình đặc trưng :

1. Phương pháp đường đặc trưng với mạng lưới thay đổi : Hai họ đường đặc trưng thuận, nghịch (hình 1) được xác định dần từng bước xuất phát từ đường đặc trưng ban đầu được xây dựng theo các điều kiện ban đầu. Một cách chi tiết hơn, vị trí điểm S (X, t) trong mặt phẳng (X, t) - cũng như những đặc trưng tốc độ, mực nước tại đó - được xác định nhờ hai điểm L (X_1, t_1), và R (X_2, t_2). Các đạo hàm trong hệ được thay thế bằng tỉ số sai phân như sau :

Đối với họ đường đặc trưng thuận :

$$\frac{d\varphi}{dt} = \frac{\varphi(S) - \varphi(L)}{t(S) - t(L)} \quad ; \quad \frac{d\varphi}{dX} = \frac{\varphi(S) - \varphi(L)}{X(S) - X(R)}$$

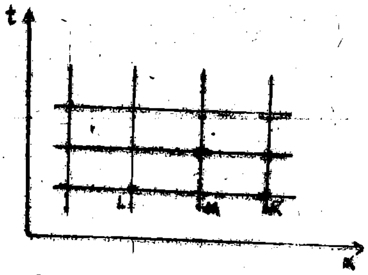
φ biểu thị cho mực nước hoặc tốc độ.

Đối với họ đường đặc trưng nghịch :

$$\frac{d\varphi}{dt} = \frac{\varphi(S) - \varphi(R)}{t(S) - t(R)} \; ; \; \frac{d\varphi}{dX} = \frac{\varphi(S) - \varphi(R)}{X(S) - X(R)}$$

Hạn chế lớn nhất của phương pháp này là ở chỗ, trong suốt toàn bộ quá trình tính toán, những đặc trưng thủy lực được xác định cho các vị trí bất kỳ tại các thời điểm bất kỳ. Điều đó một mặt làm giảm ý nghĩa thực tế của kết quả, mặt khác, ở những vị trí như vậy thường không có tài liệu địa hình, thủy văn. Vì thế, để có số liệu phục vụ cho bước tính sau, cần phải nội suy giữa các mặt cắt, gây ra ảnh hưởng đối với độ chính xác của kết quả tính.

2. Phương pháp đặc trưng với mạng lưới cố định. Đặc điểm chủ yếu của phương pháp này là, trong mặt phẳng (X, t), các đường đặc trưng cong được thay thế bằng những đường thẳng (hình 2). Các đạo hàm trong hệ phương trình đặc trưng được thay thế bằng tỉ số các sai phân như sau :



Hình 2 - Cho phương pháp đường đặc trưng với mạng lưới cố định

Đối với đường đặc trưng thuận :

$$\frac{d\varphi}{dX} = \frac{\varphi(M) - \varphi(L)}{X(M) - X(L)}$$

Đối với đường đặc trưng nghịch :

$$\frac{d\varphi}{dX} = \frac{\varphi(S) - \varphi(M)}{X(L) - X(M)}$$

$$\frac{d\varphi}{dt} = \frac{\varphi(S) - \varphi(M)}{t(S) - t(M)}$$

Tính toán bằng phương pháp đường đặc trưng với mạng lưới thay đổi cho kết quả tốt đối với các lòng dẫn có hình dạng thay đổi lớn, và phương pháp đường đặc trưng với mạng lưới cố định cho kết quả tốt ngay cả khi tính cho những sông dùng [3] .

III - Phương pháp sai phân trực tiếp

Như trên đã trình bày, việc tính toán bằng phương pháp đường đặc trưng rất phức tạp, đặc biệt là phương pháp đặc trưng với mạng lưới thay đổi. Hơn thế nữa, vẫn phải giải chúng bằng cách sai phân hệ phương trình (3), (4) hoặc (5), (6). Bởi vậy, cũng có thể tính toán bằng cách sai phân ngay hệ phương trình Saint - Venant (1), (2) ban đầu. Đó chính là cơ sở của các phương pháp sai phân trực tiếp.

Tùy theo cách lựa chọn sai phân mà có những sơ đồ sai phân khác nhau. Có hai loại sơ đồ sai phân thông dụng :

1. Sơ đồ sai phân hiện :

Đặc điểm của loại sơ đồ này là, trong mạng lưới (X, t), đặc trưng thủy lực tại các nút ở thời điểm (t + Δt) được xác định nhờ các đại lượng tại các nút ở thời điểm t. Tiêu biểu cho loại sơ đồ này là các sơ đồ sau:

a/- Sơ đồ Lax : Các đạo hàm đối với X và t được thay thế như sau :

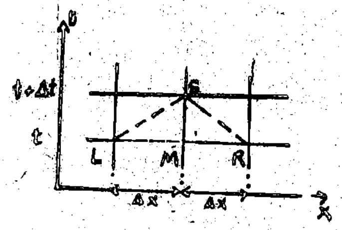
$$\frac{\partial \varphi}{X} = \frac{\varphi(R) - \varphi(L)}{2\Delta X}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{\varphi(S) - \frac{1}{2}\left(\varphi(R) + \varphi(L) \right)}{\Delta t}$$

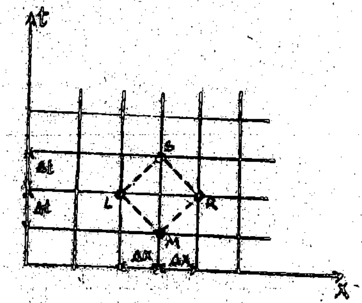
b/- Sơ đồ hình thoi : Các đạo hàm theo X và t được thay thế như sau : (hình 4)

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{\varphi(S) - \varphi(M)}{2\,\Delta t}$$

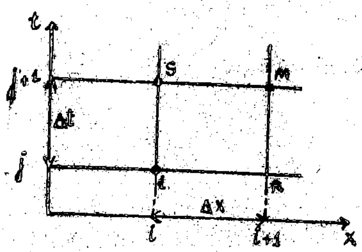
$$\frac{\partial \varphi}{\partial X} = \frac{\varphi(R) - \varphi(L)}{2\,\Delta X}$$



<u>Hình 3</u> - Sơ đồ Lax



<u>Hình 4</u> - Sơ đồ hình thoi



<u>Hình 5</u> - Sơ đồ sai phân ẩn

2. Sơ đồ sai phân ẩn.

Đặc tính của loại sơ đồ này là, các đặc trưng thủy lực ở lớp thời gian sau được biểu thị bằng các đặc trưng của cả lớp thời gian trước và sau. Các đạo hàm được thay thế bằng tỉ số sai phân như sau : (hình 5).

$$\frac{\partial \varphi}{\partial X} = \theta \frac{\varphi(M) - \varphi(S)}{\Delta X} + (1 - \theta) \frac{\varphi(R) - \varphi(L)}{\Delta X}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{1}{2}\left[\frac{\varphi(M) - \varphi(R)}{\Delta t} + \frac{\varphi(S) - \varphi(L)}{\Delta t} \right]$$

Trong đó $0 < \theta \leq 1$

Nếu giả thiết rằng, trong suốt thời đoạn Δt, độ biến đổi của Y và V là nhỏ, thì có thể bỏ qua các thành phần bậc cao. Do đó, có thể đặt :

$$\begin{aligned}
Y(i, j+1) &= Y(i, j) + \Delta Y(i) \\
Y(i+1, j+1) &= Y(i+1, j) + \Delta Y(i+1) \\
V(i, j+1) &= V(i, j) + \Delta V(i) \\
V(i+1, j+1) &= V(i+1, j) + \Delta V(i+1)
\end{aligned} \qquad (7)$$

(Để tổng quát hóa, tọa độ của các điểm S, M, R, L được thay thế bằng chỉ số i (độ dài) và j (thời gian)).

Thay thế (7) vào hệ phương trình (1) và (2), sau khi biến đổi sẽ nhận được hệ phương trình đại số bậc một như sau :

$$\begin{aligned}
\alpha_i \, \Delta Y_i + \beta_i \, \Delta Y_{i+1} + \gamma_i \, \Delta V_i + \delta_i \, \Delta V_{i+1} &= \varepsilon_i \\
\alpha'_i \, \Delta Y_i + \beta'_i \, \Delta Y_{i+1} + \gamma'_i \, \Delta V_i + \delta'_i \, \Delta V_{i+1} &= \varepsilon'_i
\end{aligned} \qquad (8)$$

trong đó α, β, γ, δ, ε là các hằng số.

Như vậy, với một đoạn sông ta có 2 phương trình, 4 ẩn số. Nếu một đoạn sông được chia thành n đoạn nhỏ bởi (n + 1) mặt cắt, thì sẽ có 2 n phương trình với 2 (n + 1) ẩn số. Kết hợp với điều kiện biên tại mặt cắt đầu và mặt cắt cuối sẽ giải được hệ phương trình (8). Thông thường, người ta thường áp dụng phương pháp khử dần từng bước. Bằng phương pháp này, không cần giải hệ thống lớn phương trình đại số nhất là trong trường hợp n khá lớn.

Bằng cách giải nhận quan hệ bậc một giữa biến đổi của mực nước và tốc độ tại các mặt cắt cạnh nhau:

$$\Delta Y_i = L_i \Delta Y_{i+1} + M_i \Delta V_{i+1} + N_i$$

$$\Delta V_i = R_i \Delta Y_i + P_i \qquad (9)$$

sẽ giải được hệ phương trình (8). Vấn đề trước tiên tức là xác định các hệ số L_i, M_i, N_i, R_i, P_i. Kết hợp với điều kiện biên tại mặt cắt đầu và cuối của đoạn sông tính toán, sẽ tìm được L, M, N, R, P cho các mặt cắt thông qua các hệ số α, β, γ, δ [illegible].

Cần chú ý rằng, các hệ số này được xác định nhờ các trị số [illegible] ở thời điểm của bước (t + Δt). Vì vậy muốn giải hệ (8) bằng phương pháp [illegible] quả của lần tính trước là giá trị ban đầu của lần tính sau. Quá trình [illegible] dừng lại khi [illegible] kết quả hai lần tính liên tiếp chỉ sai khác [illegible] cho phép cho trước, tùy theo yêu cầu về độ chính xác của bài toán.

IV - Sự hội tụ và tính ổn định của kết quả tính

Vì không thể tích phân trực tiếp hệ phương trình vi phân riêng Saint-Venant, người ta phải giải chúng bằng phương pháp sai phân. Tức là, các đạo hàm [illegible] (1) và (2) được thay thế bằng tỉ số các sai phân. Tùy theo cách chọn sai phân sẽ có các sơ đồ tính khác nhau. Ở trên đã trình bày một vài sơ đồ sai phân [illegible]. Nhờ những sơ đồ này, có thể xác định được trị số Y và V (hoặc Q) cho các [illegible] trên mặt phẳng (X, t).

Một sơ đồ sai phân cho các kết quả có thể sử dụng được nếu như nó ổn định, nghĩa là, sai số xảy ra trong quá trình tính do qui tròn cũng như do [illegible] gần đúng không lũy tích khi các mắt lưới trong mặt phẳng (X, t) giảm nhỏ dần. Tức là, ở bất kỳ sơ đồ sai phân nào, khi chúng ta bắt đầu tính toán từ $t = t_0$, đến $t = j \cdot \Delta t$ $(j = 0 \ldots k)$, xuất phát từ điều kiện ban đầu $[Y_o, V_o]^{l=0}$, với l là số lần tính thử, nếu biểu thức sau được thỏa mãn đồng thời:

$$\left| Y^{l} - Y^{l-1} \right| \leq \nabla Y \qquad (10a)$$

$$\left| Y - V^{l-1} \right| \leq \nabla V \qquad (10b)$$

thì sơ đồ tính gọi là ổn định. Nói khác đi, nghiệm của phương trình sai phân hội tụ về nghiệm của phương trình Saint - Venant khi ΔX và Δt tiến dần đến 0. Thực tế chứng tỏ rằng, không phải sơ đồ sai phân nào cũng ổn định ngay cả khi ΔX và Δt giảm dần tới 0. Các nghiên cứu nghiệm của hệ thống phương trình vi phân riêng bậc một dạng hy-péc-bôn đã chỉ ra rằng, khả năng ổn định của mỗi sơ đồ còn phụ thuộc vào mối liên hệ giữa ΔX và Δt. Nói khác đi, lưới sai phân trên mặt phẳng

(X, t) không thể chọn lựa tùy ý. Trong nhiều công trình [1, 2, 3, 6, 8] đã trình bày điều kiện ràng buộc giữa ΔX và Δt đối với các loại sơ đồ hiện như sau :

$$r = \frac{\Delta t}{\Delta X}\left(V + \sqrt{\frac{gA}{B}}\right) \leqslant 1 \qquad (11)$$

hoặc $$\Delta t_{CR} \leqslant \frac{\Delta X}{\left(V + \sqrt{\frac{gA}{B}}\right)}$$

Nghĩa là, nếu như trong quá trình tính, điều kiện (11) không được thỏa mãn thì sơ đồ tính sẽ không ổn định, lời giải của phương trình sai phân không hội tụ về nghiệm đúng của phương trình vi phân. Người ta cũng gọi điều kiện trên là điều kiện courant. Vì phải thỏa mãn điều kiện courant, nên trong các sơ đồ hiện, cần phải chọn Δt khá nhỏ. Chẳng hạn, khi tính lũ cho một con sông với độ sâu trungbình là 8,0m, tốc độ dòng chảy 1 m/s, thì với ΔX = 1000 m, phải chọn :

$$\Delta t \leqslant \frac{1000}{1 + \sqrt{9{,}8 \times 8}} \approx 100\ s < 2\ \text{phút}.$$

Trong khi đó, việc sử dụng các sơ đồ ẩn không bị hạn chế bởi điều kiện courant, tức là có thể lựa chọn Δt tùy ý độc lập với việc lựa chọn ΔX. Mặc dầu vậy, Predsmauh [8] đã chỉ ra rằng, nếu lựa chọn sao cho r không sai lệch quá xa so với 1 thì luôn luôn nhận được những kết quả hợp lý, chính xác. Có thể lấy kết quả tính toán cho con lũ 301 trong máng thí nghiệm dài 24,0 m, tốc độ trungbình v = 0,4 m/s, độ sâu trung bình lớn nhất $\bar{h}$ = 6,14 cm, ΔX = 6,0 m. Theo điều kiện (11) thì :

$$\Delta t \leqslant \frac{\Delta X}{v + \sqrt{gh}} = \frac{6{,}0}{0{,}4 + \sqrt{9{,}8 \cdot 0{,}06}} \approx 5 \text{ giây}$$

Việc tính toán được thực hiện cho Δt = 5 giây và 10 giây. Các kết quả nhận được, không cho những sai khác đáng kể.

Tuy nhiên, Dronkers [2] lại nhấn mạnh một cách chi tiết hơn rằng, đối với sông ngòi tự nhiên, có hình dạng lòng sông thay đổi lớn, việc lựa chọn thời đoạn tính toán Δt trong phạm vi $\Delta t \leqslant (\Delta t_{CR} \sim 5\ \Delta t_{CR})$ không gây ra ảnh hưởng đáng kể đến kết quả tính. Thực tế các tính toán cho một vài trận lũ trên đoạn sông En-bơ dài 32 km từ trạm Barby (biên trên) đến trạm Magdeburg ứng với các thời đoạn khác nhau (bảng 1) đã cho thấy rằng, có thể chọn thời đoạn tính toán Δt lớn hơn rất nhiều so với Δt_{CR} (khoảng 20 lần).

Bảng 1 - So sánh kết quả tính với các ΔX và Δt khác nhau

Số lũ	1267			174		877		
Δt (giờ)	6	3	6	1	1	6	1	1
Số thời đoạn	208	415	61	361	361	81	481	481
Số mặt cắt	5	5	5	5	13	5	5	13

(Tiếp bảng 1)

Số lũ	1267			174		877		
– Hệ số Courant (r)	23,2	11,5	22,6	3,8	11,3	23,0	3,9	11,7
– Thời gian tính trung bình cho mỗi thời đoạn	3,7	1,4	3,4	0,7	2,8	4,4	0,7	3,5
– Sai số tương đối của lưu lượng tại Barby %	5,2	4,7	5,2	3,5	10,1	4,5	4,5	9,8
– Sai số tương đối của lưu lượng tại Magdeburg %.	7,3	5,2	7,8	7,9	8,6	7,6	7,8	12,6

Từ bảng 1, có thể nêu ra rằng, sự thay đổi mối tương quan giữa ΔX và Δt đưa lại sự thay đổi đáng kể về thời gian tính toán. Cụ thể hơn, khi hệ số Courant càng lớn, thì thời gian hoàn thành quá trình tính lặp cho mỗi thời đoạn càng dài hơn. Nói khác đi, khi r càng xa 1 thì tốc độ hội tụ của phép tính càng giảm đi.

Về mặt nguyên tắc, như đã trình bày ở trên, khi ΔX và Δt càng nhỏ, thì nghiệm của phương trình sai phân càng tiến sát đến nghiệm của phương trình vi phân. Như thế, nghĩa là trong trường hợp này, sai số tính ngày càng giảm đi. Trong thực tế, điều này không phải lúc nào cũng đúng. Kết quả tính cho hai con lũ 174 và 877 đã chỉ ra rằng, với Δt cố định, sai số tính toán gặp phải có thể tăng lên khi ΔX quá nhỏ (số mặt cắt tính toán nhiều lên). Điều này chủ yếu do tác động của những nhân tố cục bộ của lòng sông trong điều kiện ΔX quá nhỏ mà những đặc trưng hình thái trung bình của đoạn sông không đủ phản ánh. Vì thế, trong khi sử dụng sơ đồ ẩn để tính, trên cơ sở của bài toán được đặt ra kết hợp với kinh nghiệm tính toán, cần lựa chọn Δt sao cho có thể thu được kết quả tính với độ chính xác cao nhất.

Cũng cần chú ý thêm rằng, trong khi tính, quá trình tính lặp cho mỗi thời đoạn chỉ dừng lại khi cả hai biểu thức (10a) và (10b) đồng thời thỏa mãn, nghĩa là, máy tính luôn luôn phải kiểm tra 2 điều kiện này sau mỗi lần tính lặp. Tuy nhiên, do yêu cầu về độ chính xác giữa Y và V khác nhau mà trong nhiều trường hợp, khi biểu thức (10a) thỏa mãn thì (10b) cũng thỏa mãn hoặc ngược lại. Vì vậy, để tiết kiệm thời gian tính, tùy theo ∇Y và ∇V, theo kinh nghiệm của người tính toán, trong những trường hợp cụ thể chỉ cần kiểm tra điều kiện (10a) hoặc (10b) mà thôi.

V – Ưu điểm của sơ đồ ẩn so với các sơ đồ khác

Như phần trên đã chỉ ra, khi áp dụng các sơ đồ hiện (phương pháp sai phân trực tiếp) hoặc phương pháp đường đặc trưng, để bảo đảm tính ổn định của nghiệm, cần phải lựa chọn ΔX và Δt sao cho điều kiện Courant (11) được thỏa mãn trong suốt quá trình tính. Muốn vậy, thường phải chọn thời đoạn tính toán Δt rất nhỏ. Mặt khác, các đặc trưng thủy lực lại luôn luôn thay đổi theo thời gian, vì thế, trị số r cũng luôn luôn thay đổi. Nếu như trong một lần tính, chọn thời đoạn tính Δt là hằng số ; thì cần phải thỏa mãn điều kiện sau :

$$\Delta t = \min \left(\frac{\Delta X}{V + \sqrt{\frac{gA}{B}}} \right) \qquad (12)$$

và như vậy, sẽ có những thời đoạn mà hệ số Courant r nhỏ hơn 1 rất nhiều. Điều đó đương nhiên kéo dài thời gian tính. Đối với những con lũ kéo dài, việc chọn lựa Δt như thế khó có thể chấp nhận được. Đó chính là hạn chế cơ bản nhất của các loại sơ đồ hiện. Muốn tiết kiệm thời gian tính, phải cho Δt luôn luôn thay đổi trong toàn bộ quá trình tính. Nghĩa là, sau mỗi thời đoạn, phải chọn lại cho Δt một giá trị mới. Việc đó cũng làm cho quá trình tính toán trở nên phiền phức hơn.

Cho nên, ưu điểm lớn nhất của sơ đồ ẩn là nó ổn định không điều kiện. Đối với mỗi khoảng cách ΔX xác định giữa các mặt cắt tính toán cố định, trong khi sử dụng sơ đồ ẩn có thể lựa chọn thời đoạn tính toán lớn hơn rất nhiều so với việc áp dụng các sơ đồ hiện. Đồng thời, cũng có thể cho Δt là hằng số cho suốt quá trình tính. Điều này đặc biệt thuận tiện khi tính toán cho những con lũ dài trong các lòng dẫn mà do yêu cầu thực tế cần phải chia thành những khoảng ΔX khá bé. Và cũng chính vì vậy, phù hợp với ý nghĩa của công tác dự báo ngắn hạn (thời gian dự kiến không quá nhỏ), có thể phối hợp sơ đồ ẩn với một phương pháp thủy văn thích hợp nào đó để tiến hành dự báo lũ, nhằm nâng cao hiệu quả của công tác dự báo thủy văn.

Tài liệu tham khảo

1. Nguyễn Văn Cung và Nguyễn Như Khuê : Dòng không ổn định trong kênh hở. Nhà xuất bản nông thôn.
2. Bröker, H : 1977.
3. Dorer, H. : 1972.
4. Dracos, Th. 1974.
5. Kansow, D. 1978.
6. Kummer, V. 1976.
7. Kutschment , L - Leningrad 1972 (Russisch).
8. Preissmann, A. 1974.
9. Ngô Trọng Thuận 1979.

HỘP THƯ

Chúng tôi đã nhận được bài của các đồng chí : Ngô Trọng Thuận (Viện KTTV) ; Phạm Đức Thi (Viện KTTV) ; Nguyễn Văn Khánh (Cục DBKTTV) ; Phạm Đình Thụy (Cục DBKTTV) ; Nguyễn Tác Nhân (Cục KTĐTCB) ; Lã Thanh Hà (Viện KTTV) ; Lê Cận - Lã Thanh Hà (Viện KTTV) ; Phan Viết Mỹ (Cục DBKTTV) ; Nguyễn Đình Miên (Đài KTTV Lai châu) ; Lê Thông (Đài KTTV Lâm đồng) ; Đinh Văn Phú (Cục KTĐTCB) ; Nguyễn Thú (Đài KTTV Thanh hóa) ; Lê Văn Lý (Đoàn khảo sát thủy văn sông Hồng - Thái bình) ; Võ Thị Kiều (Đài KTTV Nghĩa bình) ; Nguyễn Năng Nhượng và Nguyễn Thị Như Hạnh (Đài KTTV Nghĩa bình) ; Đinh Văn Quế (Viện KTTV) ; Từ Thị Hoa, Lê Qúy Tuệ (Cục DBKTTV).

Xin trân trọng cảm ơn các đồng chí và mong các đồng chí tiếp tục cộng tác với Nội san.