PHƯƠNG PHÁP TÍNH TOÁN DÒNG CHẢY LŨ Ở ĐOẠN SÔNG CÓ GIA NHẬP KHU GIỮA

PTS. LÊ BẮC HUỲNH
Cục Dự báo KTTV

I — ĐẶT VẤN ĐỀ

Hiện nay các phương pháp thủy văn – thủy lực tính toán truyền sóng lũ trong sông như phương pháp Muskingum, Kalinin–Miliukov, v.v. thường không thể ứng dụng được cho những đoạn sông có gia nhập khu giữa, nhất là khi gia nhập lớn [1—4. 7—9]. Trong thực tế tính toán thường phải xử lý gián tiếp hoặc bổ sung cho các mô hình trên một mô hình, hình thành dòng chảy nào đó để xác định gia nhập khu giữa, chẳng hạn như mô hình SSARR [7, 9] nhưng vẫn không cho kết quả tốt.

Giải quyết vấn đề tính toán dòng chảy lũ trong sông khi có gia nhập khu giữa lớn — trường hợp thường gặp — là một đòi hỏi cần thiết của thực tế tính toán thủy văn, dự báo lũ lụt. Trong bài này chúng tôi nghiên cứu một phương pháp tính toán truyền sóng lũ trên hệ thống sông khi có gia nhập khu giữa lớn.

Phương pháp:

a) cho phép tính toán dòng chảy lũ khi có gia nhập khu giữa, nước thải vào sông, lấy nước tưới, cấp nước cho sinh hoạt v.v.

b) đảm bảo khả năng ước tính và dự báo lưu lượng nước (mực nước) ở tuyến hạ lưu đoạn sông theo dòng chảy qua tuyến thượng lưu, gia nhập khu giữa ở đoạn sông trong thời gian dự kiến;

c) cho phép hiệu chỉnh tức thời kết quả tính toán và dự báo;

d) tương đối đơn giản, sử dụng ít nhất thông tin về hình thái lưu vực và đặc trưng thủy lực của đoạn sông.

II — XÂY DỰNG PHƯƠNG TRÌNH CƠ BẢN

Hệ phương trình dòng không ổn định một chiều viết cho đoạn sông hữu hạn khi có gia nhập khu giữa có dạng:

— Phương trình liên tục:

$$\frac{dy}{dt} + \frac{1}{b}\,\frac{dQ}{ds} = \bar{q}; \qquad (1)$$

— Phương trình động lực:

$$\frac{dQ}{dt} + \frac{d}{ds}\left(\beta\frac{Q^2}{\omega}\right) + g\omega\left(\frac{dy}{ds} + i_f\right) - \left(u_q - \frac{Q}{\omega}\right)\overline{q} = 0 \qquad (2)$$

Ở đây, b – chiều rộng đoạn sông, $\overline{q}$ – gia nhập đơn vị (trên một đơn vị chiều dài trong một đơn vị thời gian); u_q – thành phần lưu tốc dọc của dòng gia nhập khu giữa, ω — diện tích mặt cắt ướt; y – cao độ mặt nước; Q – lưu lượng nước ở đoạn sông; g — gia tốc trọng trường; i_f – độ dốc cản trong dòng chảy ổn định, $i_f = Q^2/K^2$, $K = K(h)$ — mô đun lưu lượng; $\partial y/\partial s = -i_\delta$ – độ dốc mặt nước: $Q = \overline{u}/\omega$; $\overline{u}$ – lưu tốc trung bình trên mặt cắt ngang; β – hệ số tính tới sự phân bố không đều của lưu tốc trên mặt cắt ngang:

$$\beta = \frac{\int_0^b u_z^2 h_z d_z}{\overline{u}^2\omega}, \qquad \beta = \beta(y);$$

u_z, h_z – lưu tốc và độ sâu dòng chảy tại điểm z ở mặt cắt; nếu vận tốc phân bố đều trên mặt cắt thì $\beta = 1.0$.

Đối với dòng không ổn định biến đổi chậm như dòng chảy lũ có thể bỏ qua thành phần quán tính (2 số hạng đầu của phương trình (2)), khi đó phương trình (2) có dạng:

$$g\omega\left(\frac{dy}{ds} + i_f\right) - \left(u_q - \frac{Q}{\omega}\right)\overline{q} = 0. \qquad (2')$$

Từ đây

$$Q = \frac{K^2}{2g\omega}\left[\sqrt{\frac{\overline{q}^2}{\omega^2} + \frac{4g\omega}{K^2}(g\omega i_\delta + \overline{q}u_q)} - \frac{\overline{q}}{2\omega}\right] \qquad (3)$$

hay $Q = f(h, q)$. Nếu $q = const$ ta có $Q = f(h)$. Trong trường hợp không có gia nhập khu giữa hoặc lượng gia nhập không đáng kể ($\overline{q} = 0$) thì:

$$Q = \frac{K^2}{2g\omega}\sqrt{\frac{4g^2\omega^2}{K^2}i_o} = K\sqrt{i_o}$$

trở về công thức Sezi dùng cho dòng ổn định.

Như vậy, việc giải hệ (1), (2) trở về giải hệ

$$A\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = \overline{q}; \qquad (4)$$

$$Q = f(h) \text{ hay } \frac{d\omega}{dQ} = A = const \qquad (5)$$

Ở đây A – tham số; $C = \dfrac{dQ}{d\omega} = \dfrac{1}{A}$; C – tốc độ truyền lưu lượng. Dùng sơ đồ sai phân hữu hạn kiểu ẩn giải hệ (4), (5) (6) có:

$$A\frac{x(Q_j^{n+1} - Q_j^n) + (1 - x)(Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j+1}^n)}{\Delta t} + \frac{1}{2\Delta s}(Q_{j+1}^{n+1} - Q_j^{n+1} + Q_{j+1}^n$$

$$- Q_j^n) = \overline{q}. \quad (6)$$

Với A. Δs = K – tham số thời gian chảy tập trung nước, ta có:

$$Q_{j-1}^{n+1} = \frac{Kx + \frac{\Delta t}{2}}{K - Kx + \frac{\Delta t}{2}} Q_j^n + \frac{\frac{\Delta t}{2} . Kx}{K - Kx + \frac{\Delta t}{2}} Q_j^{n+1} + \frac{K - Kx - \frac{\Delta t}{2}}{K - Kx + \frac{\Delta t}{2}} \times$$

$$\times Q_{j+1}^n + \frac{\Delta s . \Delta t}{K - Kx + \frac{\Delta t}{2}} \overline{q}. \quad (7)$$

hay

$$Q_{j+1}^{n+1} = C_1 Q_j^n + C_2 Q_j^{n+1} + C_3 Q_{j+1}^n + C_4 \overline{q}, \quad (8)$$

trong đó

$$C_1 = \frac{Kx + \frac{\Delta t}{2}}{K - Kx + \frac{\Delta t}{2}}; \quad C_2 = \frac{\frac{\Delta t}{2} - Kx}{K - Kx + \frac{\Delta t}{2}};$$

$$C_3 = \frac{K - Kx - \frac{\Delta t}{2}}{K - Kx + \frac{\Delta t}{2}}; \quad C_4 = \frac{\Delta s . \Delta t}{K - Kx + \frac{\Delta t}{2}}. \quad (9)$$

Ở đây $C_1 + C_2 + C_3 = 1$. Phương trình (8) là phương trình cơ bản tính toán truyền lũ trong sông khi có gia nhập khu giữa, cũng như không có gia nhập khu giữa ($\overline{q} = 0$).

Trường hợp gia nhập khu giữa ở đoạn sông là không đáng kể hoặc bằng 0, thì từ (8) ta có:

$$Q_{j+1}^{n+1} = C_1 Q_j^n + C_2 Q_j^{n+1} + C_3 Q_{j-1}^n \quad (10)$$

là công thức Muskingum cổ điển mà trong những nghiên cứu trước đây của chúng tôi (6) đã chứng minh là các phương pháp Negikhevsky, công thức diễn toán Kalinin – Miliukov, trong mô hình SSARR, ..

Giả sử trong thời đoạn Δt lưu lượng nước ở tuyến đo thay đổi tuyến tính, tức tham số x = 1/2, dễ dàng thu được công thức tính toán truyền lũ của Negikhovsky [4]:

$$Q_{j+1}^{n+1} = Q_j^n + \frac{\Delta t - K}{\Delta t + K} Q_j^{n+1} + \frac{K - \Delta t}{K + \Delta t} Q_{j+1}^n + \frac{2\Delta s . \Delta t}{K + \Delta t} \overline{q}. \quad (11)$$

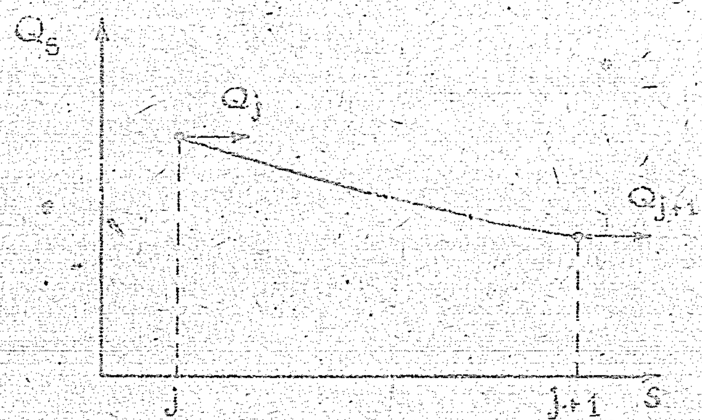
Rõ ràng công thức (11) là trường hợp riêng của phương trình cơ bản (8). Phương trình (8) phản ánh quy luật biến hình sóng lũ trong sông. Hiển nhiên ở một đoạn sông nhất định, để tính toán truyền lũ thì ngoài (8) cần phải biết thêm các điều kiện ban đầu.

Đối với dòng chảy lũ trong sông – loại dòng chảy gần như là ổn định thì đường mực nước dọc đoạn sông thường có dạng cong nhẹ (hình 1). Giả sử lưu lượng nước dọc theo đoạn sông phân bố theo luật parabôn:

$$Q_s = Q_j + a\, s^{\propto} \qquad (12)$$

$$\text{trong đó: } 0 < \alpha < 1,\ a = \frac{Q_{j+1} - Q_j}{(\Delta L)^{\propto}}$$

Trong biểu thức (12) vai trò của gia nhập khu giữa trong việc hình thành lưu lượng tuyến dưới được phản ảnh thông qua lưu lượng nước ở tuyến dưới vào đầu thời đoạn. Từ (12) dễ dàng xác định được điều kiện ban đầu cho các đoạn sông 1,2,3,... N trong thời đoạn Δt; lưu ý rằng kết quả tính toán ở đoạn trên được dùng làm điều kiện ban đầu cho đoạn thứ hai v.v., trong đó đảm bảo điều kiện $K = N.\tau$ (bảng 1).



Hình 1. Sơ đồ đường mực nước trên đoạn sông từ j đến j + 1

Bảng 1 – Lưu lượng ban đầu

Đoạn sông	Tuyến trên	Tuyến dưới
I	$Q^n_{Ij} = Q^n_j + a\,(0.\Delta s)^{\propto}$	$Q^n_{Ij+1} = Q^n_j + a\,(1.\Delta S)^{\propto} = Q^n_{II,j}$
II	$Q^n_{II,j} = Q^n_j + a\,(1.\Delta S)^{\propto}$	$Q^n_{IIj+1} = Q^n_j + a\,(2.\Delta S)^{\propto}\, Q^n_{III,j}$
III	$Q^n_{III,j} = Q^n_j + a\,(2.\Delta S)^{\propto}$	$Q^n_{IIIj+1} = Q^n_j + a\,(3.\Delta S)^{\propto} = Q^n_{IV,j}$
N	$Q^n_{N,j} = Q^n_j + a\,[(N-1).\Delta S]^{\propto}$	$Q^n_{N,j+1} = Q^n_j + a\,(N.\Delta S)^{\propto}$

Thay các điều kiện ban đầu tương ứng vào (8) dễ dàng tìm được lưu lượng ở tuyến dưới đoạn sông thứ nhất vào cuối thời đoạn Δt:

$$Q^{n+1}_{I,j+1} = (C_1 + C_3)\,Q^n_j + C_2\,Q^{n+1}_j + a.\Delta S^{\alpha}(C_1.0^{\alpha} + C_3.1^{\alpha}) + C_4\bar{q}\,; \tag{13}$$

lưu lượng ở tuyến dưới của đoạn thứ hai vào cuối thời đoạn Δt:

$$Q^{n+1}_{II,j+1} = (C_1 + C_3)(1 + C_2)\,Q^n_j + C_2^2\,Q^{n+1}_j + a.\Delta S^{\alpha}[C_1(1^{\alpha} + C_2\,0^{\alpha}) +$$

$$+ C_3(2^{\alpha} + C_1.1^{\alpha})] + C_4(1 + C_2)\bar{q} \tag{14}$$

Lưu lượng ở tuyến dưới đoạn sông thứ ba vào cuối thời đoạn Δt:

$$Q^{n+1}_{III,j+1} = (C_1 + C_3)(1 + C_2 + C_2^2)\,Q^n_j + C_2^3 Q^{n+1}_j + a.\Delta S^{\alpha}[C_1(2^{\alpha} + C_1.1^{\alpha}\,C_2^2.0^{\alpha})$$

$$+ C_3(3^{\alpha} + C_2.2^{\alpha} + C_2^2.1^{\alpha})] + C_4(1 + C_2 + C_2^2)\,\bar{q} \tag{15}$$

tương tự, ta có lưu lượng ở mặt cắt cuối cùng N vào cuối thời đoạn Δt:

$$Q^{n+1}_{j+1} = Q^n_j(C_1 + C_3)(1 + C_2 + C_2^2 + C_2^3 + \ldots + C_2^{N-1}) + C_2^N Q^{n+1}_j + a.\Delta S^{\alpha}\Big\{C_1\,[$$

$$(N-1)^{\alpha} + C_2(N-2)^{\alpha} + C_2^2(N-3)^{\alpha} + \ldots + C_2^{N-1}.0^{\alpha}] + C_3[N^{\alpha} + (N-1)^{\alpha}$$

$$C_2 + C_2^2(N-2)^{\alpha} + \ldots + C_2^{N-1}.1^{\alpha}]\Big\} + C_4(1 + C_2 + C_2^2 + \ldots + C_2^{N-2} + C_2^{N-1})\,\bar{q} \tag{16}$$

Khi giảm chiều dài đoạn sông Δs tới 0, hay tăng số lượng đoạn sông đến vô hạn ($N \to \infty$) ta sẽ thu được lời giải đúng của phương trình (16). Như vậy, để có lời giải đúng của (16) ta xét giới hạn của các hệ số phương trình.

1. Hệ số của Q^n_j

$$K_{\infty} = \lim_{N\to\infty}(C_1 + C_3)(1 + C_2 + C_2^2 + \ldots + C_2^{N-1}) = 1 - e^{-\frac{2\tau}{\Delta t}} \tag{17}$$

2. Hệ số của Q^{n+1}_j

$$K_2 = \lim_{N\to\infty} C_2^N = \lim_{N\to\infty}\left[\frac{1 - \dfrac{2\tau x}{N.\Delta t}}{1 + \dfrac{2(1-x)\tau}{N.\Delta t}}\right]^N = e^{-2\tau/\Delta t} \tag{18}$$

3. Hệ số của a

Số hạng thứ ba của phương trình (16) có dạng:

$$a.\Delta S^{\alpha}\Big\{C_1[(N-1)^{\alpha} + C_2(N-2)^{\alpha} + \ldots + C_2^{N-1}.0^{\alpha}] + C_3[N^{\alpha} + (N-1)^{\alpha}C_2 +$$

$$+ C_2^2(N-1)^{\alpha} + \ldots + C_2^{N-1}.1^{\alpha}]\Big\} = (Q^n_{j+1} - Q^n_j).\frac{1}{N^{\alpha}}\Big\{C_1[(N-1)^{\alpha} + C_2(N-2)^{\alpha}$$

$$+\ldots+C_2^{N-1}.0^{\alpha}]+C_3[N^{\alpha}+(N-1)^{\alpha}C_2+\ldots+C_2^{N-1}.1^{\alpha}]\Big\},$$

do đó

$$K_{ee}=\lim_{N\to\infty}\frac{1}{N^{\alpha}}\Big\{C_1[(N-1)^{\alpha}+C_2(N-2)^{\alpha}+\ldots+C_2^{N-1}.0^{\alpha}]+C_3[N^{\alpha}+$$

$$+(N-1)^{\alpha}C_2+\ldots+C_2^{N-1}.1^{\alpha}]\Big\}$$

vế phải của hệ số K_{ee} là những chuỗi hàm giảm dần rất phức tạp.

Khi $0,4<\Delta t/\tau<2,0$ và $0,6<\alpha<1,0$, theo Nagikhovsky [4], hệ số K_{ee} có dạng gần đúng:

$$K_{ee}\approx 1-\alpha\frac{\Delta t}{\tau}(1-e^{-2\tau/\Delta t})-\alpha(\alpha-1)\left(\frac{\Delta t}{\tau}\right)^{1,2}. \quad (19)$$

4. Hệ số của $\bar{q}$

$$K_4=\lim C_4(1+C_2+C_2^2+\ldots+C_2^{N-1})=\frac{\Delta L.\Delta t}{\tau}(1-e^{-2\tau/\Delta t}). \quad (20)$$

Thay các giá trị của các hệ số vào (16) ta được:

$$Q_{j+1}^{n+1}=K_1Q_j^n+K_2Q_j^{n+1}+K_3Q_{j+1}^n+K_4\bar{q}\ ; \quad (21)$$

trong đó:

$$K_1=\alpha\frac{\Delta t}{\tau}(1-e^{-2\tau/\Delta t})+\alpha(\alpha-1)\left(\frac{\Delta t}{\tau}\right)^{1,2}-e^{-2\tau/\Delta t};$$

$$K_2=e^{-2\tau/\Delta t};$$

$$K_3\cong 1-\alpha\frac{\Delta t}{\tau}(1-e^{2\tau/\Delta t})-\alpha(\alpha-1)\left(\frac{\Delta t}{\tau}\right)^{1,2}; \quad (22)$$

$$K_4=\frac{\Delta L.\Delta t}{\tau}\left(1-e^{-2\ /\Delta t}\right);$$

với điều kiện $K_1+K_2+K_3=1,0$.

Phương trình (21) với các hệ số (22) cũng là phương trình tổng quát để tính toán truyền lũ trên đoạn sông có độ dài ΔL với gia nhập khu giữa cũng như khi không có gia nhập khu giữ ($\bar{q}=0$).

Từ phương trình (21) cho thấy khi tỷ số $\Delta t/\tau$ tăng thì hệ số K_1, K_2 tăng K_3 lại giảm, hay nói một cách khác, vai trò của lưu lượng tuyến trên càng lớn còn của tuyến dưới thì càng nhỏ. Ngược lại, $\Delta t/\tau$ nhỏ thì vai trò của lưu lượng tuyến trên nhỏ, còn của lưu lượng tuyến dưới lại lớn. Những nhận xét được chứng minh bằng lý thuyết trên đây cần được lấy làm cơ sở cho những phương án tính toán và dự báo dòng chảy lũ trong sông.

Phải đặc biệt lưu ý rằng trong phương trình (21) hệ số K_2 rất nhỏ khi $\tau>2.\Delta t$, còn K_3 lại nhỏ không đáng kể khi $\Delta t>1,4.\tau$. Giá trị $\Delta t/\tau$ tối ưu có thể lấy trong phạm vi 0,5 – 1,4 và như vậy sẽ không gây sai số hệ thống trong tính toán dòng chảy lũ,

Trường hợp lưu lượng tuyến trên Qj và gia nhập khu giữa q thay đổi lớn và không theo quy luật tuyến tính trong thời đoạn tính toán Δt thì việc tính toán truyền lũ theo phương trình (21) sẽ gây sai số lớn, để khắc phục có thể chọn thời đoạn tính toán nhỏ so với thời gian tập trung nước và tính toán theo hàm tập trung nước (hàm chảy truyền).

Tuy nhiên, tính toán dòng chảy lũ trên đoạn sông có gia nhập khu giữa theo công thức (21) với các hệ số (22) sẽ không đảm bảo cán cân nước qua mỗi trận lũ. Ta xét điều kiện để đảm bảo cán cân nước ở đoạn sông qua mỗi con lũ. Từ phương trình (21), thay đổi lưu lượng nước ở tuyến dưới ΔQ_{j+1} được xác định theo thay đổi lưu lượng ở tuyến trên ΔQ_j và gia nhập khu giữa:

$$\Delta Q_{j+1} = K_2 . \Delta Q_j + (1 - K_3)\left(Q_j^n - Q_{j+1}^n\right) + K_4 \overline{q}. \tag{23}$$

Xét một trận lũ bắt đầu từ $t = t_o$, kết thúc tại $t = T$, từ (23) có

$$\sum_{t_o}^{T} \Delta Q_{j+1}^t = K_2 \sum_{t_o}^{T} \Delta Q_j^t + (1-K_3)\left(\sum_{t_o}^{T} Q_j^t - \sum_{t_o}^{T} Q_{j+1}^t\right) + K_4 \sum_{t_o}^{T} \overline{q}. \tag{24}$$

Mặt khác, với một trận lũ nhất định ta có hệ thức

$$\sum_{t_o}^{T} \Delta Q_j = Q_j^T - Q_j^{t_o} \equiv o,$$

$$\sum_{t_o}^{T} \Delta Q_{j+1}^t = Q_{j+1}^T - Q_{j+1}^{t_o} \equiv o. \tag{25}$$

Thay (25) vào (24) ta thu được:

$$(1-K_3)\left(\sum_{t_o}^{T} Q_{j+1}^t - \sum_{t_o}^{T} Q_j^t\right) = K_4 \sum_{t_o}^{T} \overline{q} = K_4' \sum_{t_o}^{T} Q_{gn}.$$

Ở đây hệ số $K_4' = \dfrac{\Delta t}{\tau}\left(1 - e^{-2\tau/\Delta t}\right)$ và $\sum Q_{gn} = \Delta s . \sum \overline{q}$. Mặt khác hiệu của tổng lưu lượng tuyến trên và tuyến dưới cho ta tổng lượng gia nhập khu giữa, do vậy, điều kiện để đảm bảo cán cân nước ở đoạn sông khi tính toán truyền sóng lũ theo (21) là:

$$K_4' = 1 - K_3 \tag{26}$$

Như vậy, phương trình cơ bản tính truyền dòng chảy lũ ở đoạn sông có gia nhập khu giữa có dạng:

$$Q_{j+1}^{n+1} = K_1 Q_j^n + K_2 \ Q_j^{n+1} + K_3 Q_{j+1}^n + K_4' \overline{Q}_{gn} \tag{27}$$

trong đó các hệ số xác định theo (22) và (26).

Dưới đây trình bày phương pháp xác định các tham số và hệ số của phương trình cơ bản (21) [4].

III – XÁC ĐỊNH CÁC THAM SỐ VÀ HỆ SỐ CỦA PHƯƠNG TRÌNH

1. Thời gian tập trung nước trên đoạn sông được xác định theo hệ thức $\tau = \Delta L/V$, trong đó ΔL– chiều dài đoạn sông; V–lưu tốc trung bình dọc đoạn sông được tính theo lưu tốc bình quân ở các mặt cắt. Trên thực tế có thể xác định thời gian tập trung nước theo đường cong lượng trữ $W = f(\overline{Q})$; theo công thức dạng

$$\tau = \frac{M}{Q^m};$$

với M, m — các tham số kinh nghiệm; theo đường cong thời gian chảy tập trung nước $\tau = f(Q)$. Phải lưu ý rằng, việc lấy thời gian tập trung nước riêng biệt cho pha nước lên và pha nước xuống sẽ phá vỡ cán cân nước ở đoạn sông.

2. Tham số đặc trưng cho độ cong đường mặt nước α xét về nguyên tắc, thay đổi theo trận lũ. Khi tính toán có thể lấy α trung bình cho mỗi loại chế độ dòng chảy. Từ (12), lưu lượng trung bình tỷ trọng ở đoạn sông được xác định bằng hệ thức:

$$\overline{Q} = \frac{1}{\Delta L}\int_0^{\Delta L}[Q_j + (Q_{j-1} - Q_j\left(\frac{s}{\Delta L}\right)^{\alpha}]\,ds$$

và lượng trữ ở đoạn sông:

$$W = \tau\overline{Q} = \tau\left[\frac{\alpha}{\alpha+1}Q_j + \frac{1}{\alpha+1}Q_{j+1}\right]. \tag{28}$$

Như vậy, từ phương trình cân bằng nước, biết lưu lượng trung bình $\overline{Q}$ ứng với một giá trị α cố định nào đó có thể xác định được lượng trữ W rồi từ đó lập quan hệ $W = f(\overline{Q})$. Giá trị α tối ưu là giá trị α cho quan hệ $W = f(\overline{Q})$ là chặt chẽ nhất. Trong tính toán dòng chảy lũ do mưa với $0{,}4\,\tau \leqslant \Delta t \leqslant 1{,}5\,\tau$ có thể chọn $\alpha = 0{,}80$.

3. Thời đoạn tính toán tối ưu Δt được xác định từ hệ

$$0{,}5\,.\,\tau \leqslant \Delta t \leqslant 1{,}4\,.\,\tau$$

Tuy nhiên, để sai số tính toán không lớn nên chọn thời đoạn tính toán $\Delta t \simeq \tau$.

4. Hệ số K_1, K_2, K_3

Khi đã biết các tham số α và Δt dễ dàng xác định được các hệ số K_2 và K_3 theo (22). Hệ số K_1 xác định được theo hệ thức

$$K_1 = 1 - (K_2 + K_3);$$

nếu $\Delta t > 1{,}4\,.\,\tau$ thì có thể lấy $K_3 \simeq 0$.

Khi có số liệu quan trắc ở đoạn sông thì có thể xác định các hệ số K_1, K_2, K_3 nhờ giải bài toán ngược. Từ phương trình (23) với hệ số $K_4 = 1 - K_3$ ta được:

$$1 - K_3 = \frac{\Delta Q_{j+1} - K_2\,.\,\Delta Q_j}{Q_j^n - Q_{j+1}^n + \overline{Q}_{gn}} \tag{29}$$

Như vậy, chỉ cần xây dựng quan hệ giữa tử số và mẫu số của (29) là dễ dàng xác định được hệ số K_3; khi biết $\Delta t/\tau$ ta xác định được các hệ số K_2 rồi K_1. Lưu ý rằng, vì hệ số K_3 xác định theo (22) chỉ cho giá trị gần đúng, do đó nên xác định theo công thức (29) để loại trừ sai số của phép xấp xỉ hóa.

5. Hệ số K_4 xác định theo hệ thức (26).

6. Lượng gia nhập khu giữa

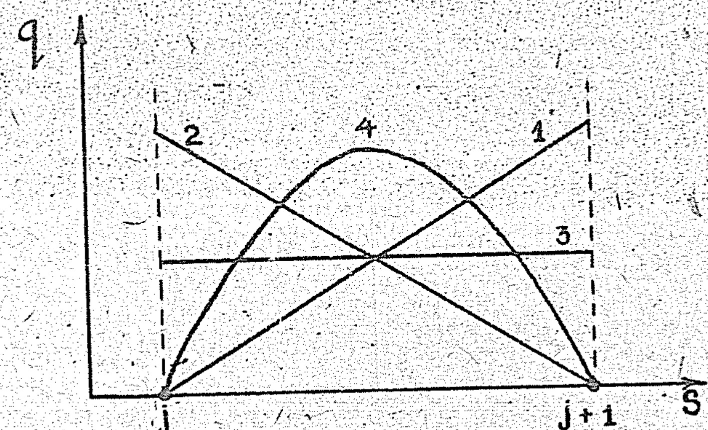
Khi lập công thức cơ bản (27) đã giả thiết rằng lượng gia nhập trung bình trong mỗi thời đoạn tính toán là đã biết. Tuy nhiên, nếu thời đoạn tính toán lớn thì gia nhập khu giữa có một quá trình riêng thậm chí thay đổi phi tuyến trong thời đoạn Δt. Quá trình lưu lượng tuyến dưới phụ thuộc nhiều vào quá trình gia nhập khu giữa. Trên thực tế, tùy theo sự phân bố sông suối ở đoạn khu giữa có thể sơ đồ hóa lượng gia nhập khu giữa theo 4 loại chính (hình 2):

a) Tăng tuyến tính dọc đoạn sông;

b) Giảm tuyến tính dọc đoạn sông;

c) Không thay đổi dọc sông;

d) Tăng dần rồi giảm dần (giả dụ theo luật parabôn) dọc đoạn sông.



Hình 2 — Mô hình phân phối lượng gia nhập khu giữa ở đoạn sông.

Tùy theo quy luật thay đổi lượng gia nhập khu giữa có thể chi tiết hóa công thức cơ bản (27) để tiện lợi trong tính toán. Để xác định lượng gia nhập khu giữa khi tính toán truyền lũ ở đoạn sông có thể sử dụng phương pháp sau đây:

Vì thời đoạn tính toán ở các hệ thống sông vừa và lớn thường lấy bằng 12 giờ hoặc 24 giờ, do đó để xác định lượng gia nhập khu giữa có thể phân gia nhập ra làm hai phần trong thời đoạn Δt, hay nói cách khác là tính gia nhập trung bình vào nửa đầu và nửa cuối của thời đoạn tính toán. Như vậy, từ (27) ta có:

$$Q_{j+1}^{n+1} = K_1.Q_j^n + K_2 Q_j^{n+1} + K_3.Q_{j+1}^n + K'_4.(p_1 \overline{Q}_{gn} + p_2 \overline{Q}_{gn2}) \quad (30)$$

Từ đây, lưu lượng ở tuyến dưới đoạn sông vào nửa đầu và nửa cuối của thời đoạn Δt theo phương trình (27) do lưu lượng khu giữa gây ra (ΔQ) được xác định bằng biểu thức:

$$\Delta Q_1 = K_3.\ 0 + K'_4.\ (K'_3 Q_{gn1} + Q_{gn1});$$

$$\Delta Q_2 = K_3.\ \Delta Q_1 + K'_4 (K'_3\ Q_{gn2} + Q_{gn2}),$$

trong đó K'_3 xác định được với thời đoạn là $\Delta t/2$. Phối hợp hai phương trình trên rồi cộng lại ta thu được lưu lượng ở tuyến dưới đoạn sông vào cuối thời đoạn Δt do hai thành phần gia nhập khu giữa tạo thành:

$$\Sigma \Delta Q = \frac{K'_4}{1+K'_3}(K'_3.\overline{Q}_{gn1} + \overline{Q}_{gn2}).$$

Đối chiếu hai phương trình (30) và (31) dễ dàng thu được:

$$p_1 = \frac{K'_3}{1+K'_3}; \qquad p_2 = \frac{1}{1+K'_3}, \qquad (32)$$

trong đó $p_1 + p_2 = 1$; $p_1 < p_2$. Từ (32) thấy rõ phạm vi thay đổi của các hệ số p_1 và p_2:

$$0 \leqslant P_1 \leqslant 0{,}5; \qquad 0{,}5 < p_2 \leqslant 1.$$

Phương trình (30), với các hệ số (22), (26) và (32) cũng là một dạng của phương trình cơ bản tính toán truyền lũ trên đoạn sông có gia nhập khu giữa.

IV – MỘT VÀI KẾT QUẢ ỨNG DỤNG

– Để minh họa cho phương pháp đã trình bày trên đây chúng tôi tiến hành tính toán thử nghiệm dòng chảy lũ trên hai đoạn sông thuộc hệ thống sông Hồng. Đoạn từ Yên Bái về Phú Thọ trên sông Thao có chiều dài 74km, diện tích khu giữa là 3400km², thời gian chảy tập trung nước trung bình ở đoạn sông là 15 giờ. Đoạn từ Hà Giang về Hàm Yên trên sông Lô dài 112km, diện khu giữa là 3640km², thời gian chảy tập trung nước trung bình ở đoạn sông là 18 giờ. Ở khu giữa hai đoạn sông này thường có các tâm mưa nên gia nhập giữa khá lớn.

Với mục đích thử nghiệm phương pháp, đã chọn ra 20 trận lũ ở đoạn Hà Giang — Hàm Yên và 17 trận lũ ở đoạn Yên Bái — Phú Thọ trong các mùa lũ năm 1966 — 1973 và 1978. Các trận lũ này đều được hình thành khi gia nhập khu giữa lớn, thường chiếm tới trên 25% tổng lượng lũ ở tuyến dưới.

Các hệ số và tham số của phương trình cơ bản (30) được xác định với thời đoạn tính toán là 12 giờ — thời đoạn rất hay được sử dụng trong tính toán và dự báo dòng chảy lũ hệ thống sông Hồng. Mặt khác, thời đoạn tính toán này cũng đáp ứng được yêu cầu của phương pháp. Tham số đặc trưng cho độ cong đường mực nước ở các đoạn sông trong mùa lũ được trung bình cho các trận lũ và bằng 0,80. Từ đó, sử dụng quan hệ (29) và theo số liệu quan trắc ở tuyến trên và tuyến dưới của đoạn sông dễ dàng xây dựng quan hệ kinh nghiệm :

$$\Delta Q_{j+1} - K_2 . \Delta Q_j = f\,(Q_j - Q^n_{j+1} + \bar{Q}_{gn}).$$

Nhờ quan hệ này có thể xác định các hệ số K_3 và K'_3 (khi thời đoạn $\Delta t' = \Delta t/2$; trong trường hợp ta đang xét $\Delta t' = 6$ giờ) cho các đoạn sông Yên Bái — Phú Thọ và Hà Giang — Hàm Yên. Trong tính toán lượng gia nhập khu giữa đã giả thiết rằng gia nhập khu giữa phân bố đều dọc theo đoạn sông. Như vậy, chấp nhận mô hình (30) dễ dàng xác định được các hệ số p_1 và p_2 theo công thức (32). Ở bảng 2 liệt kê các giá trị của tham số và các hệ số trong phương trình cơ bản (30). Việc tính toán được tiến hành trên máy tính điện tử theo chương trình do tác giả lập ra. Kết quả tính toán được đánh giá bằng chỉ tiêu thống kê thường dùng trong thủy văn: S/σ, trong đó S — sai số quân phương δ — độ lệch tiêu chuẩn quân phương. Đối với các trận lũ trên đoạn sông từ trạm Yên Bái về đến Phú Thọ chỉ tiêu đánh giá độ chính xác tính toán S/δ thay đổi từ 0,21 đến 0,54 với trị số trung bình là 0,47. Một điểm đáng lưu ý khi tính toán lũ ở đoạn sông này là do trung tâm mưa thường di động dọc theo đoạn sông nên việc mô phỏng gia nhập khu giữa phân bố đều còn chưa thật phù hợp với thực tế. Mặc dầu vậy, phương pháp với các tham số và hệ số tính toán như ở bảng 2 đã cho kết quả đạt yêu cầu. Trên đoạn sông từ trạm Hà Giang về đến Hàm Yên kết quả tính toán khá tốt, chỉ tiêu chất lượng S/δ thay đổi từ 0,19 đến 0,35. Rõ ràng mô hình phân phối lượng gia nhập khu giữa là có thể chấp nhận được.

Bảng 2 — Các tham số và hệ số tính toán của phương trình (30)

Đoạn sông	Δt giờ	τ giờ	α	K_1	K_2	K_3	K'_4	P1	P2
Yên Bái Phú Thọ	12	15	0,80	0,56	0,08	0,36	0,64	0,39	0,61
H.Giang Hàm Yên	12	18	0,80	0,50	0,05	0,45	0,55	0,41	0,59

Ở đây, cần lưu ý rằng, việc chọn mô hình phân phối dòng gia nhập khu giữa có một ý nghĩa lớn trong việc mô phỏng dòng chảy lũ ở tuyến hạ lưu đoạn sông. Kết quả tính toán dòng chảy lũ có khả năng sẽ tốt hơn nếu như ta cho thời gian tập trung nước thay đổi theo cấp lưu lượng hoặc xem thời gian tập trung nước như một hàm của lưu lượng lũ.

Kết quả khả quan của việc thử nghiệm ứng dụng vào điều kiện cụ thể đã cho thấy rõ khả năng áp dụng rộng rãi phương pháp được trình bày trên đây vào tính toán, dự báo dòng chảy lũ ở đoạn sông có gia nhập khu giữa lớn.

KẾT LUẬN

Phương trình (30) là một phương trình tổng quát tính toán truyền sóng lũ trên đoạn sông, các công thức diễn toán Muskingum, Kalinin – Miliukov, Negikhovsky, trong mô hình SSARR.... là những trường hợp riêng [6] Phương pháp tính toán truyền lũ trên cho phép tính toán, dự báo lũ với thời đoạn tính toán tương đối linh động hơn các phương pháp Muskingum, Kalinin–Miliukov, SSARR, Gielezniak.

Một trong những ưu điểm cơ bản của phương pháp so với các phương pháp khác là tính được ảnh hưởng của gia nhập khu giữa đến quá trình hình thành dòng chảy ở tuyến dưới đoạn sông; các tham số và hệ số trong các công thức diễn toán cơ bản được xác định trực tiếp theo số liệu đo đạc thủy văn trên đoạn sông chứ không phải sử dụng các phương pháp thử sai, tối ưu hóa hay một phương pháp gián tiếp nào khác. Các tham số trong mô hình có ý nghĩa rõ ràng.

Phương pháp cho phép tính toán dòng chảy lũ trên đoạn sông có gia nhập khu giữa, rẽ rông, phân nhánh, mất nước, lấy nước, tưới, cấp nước cho sinh hoạt v.v. nên có thể sử dụng để giải quyết bài toán quy hoạch thủy lợi. Trên đoạn sông không có gia nhập, bài toán trở về trường hợp Muskingum cổ điển nhưng đã được viết dưới dạng tổng quát cho N đoạn sông.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Grushevsky M.X. Sóng xả và sóng lũ trong sông. Lêningrat, NXB KTTV, 1969 (tiếng Nga).
2. Kalinin G.P., Miliukov P.I. Tính toán gần đúng chuyển động không ổn định của nước. – Tuyển tập công trình của Viện dự báo trung ương Liên Xô, số 66. 1958 (tiếng Nga).
3. Cunge J.A., Holly F.M., Verwey A. Pratical Aspects of Computationa. River Hydraulics. Pitman Advanced Publishing Program, London, 1980 252 P.
4. Negikhovsky R.A. Mạng lưới sông của lưu vực và quá trình hình thành dòng chảy – Leningrat, NXB khí tượng thủy văn, 1971 (tiếng Nga).
5. Rockwood D.M. Application of Streamflow Synthesis And Reservoir Regulation (SSARR) program to the Lower Mekong river. Symposium on the use of analogy and digital computers in Hydrology – Tucson Arizone 1968.

6. Lê Bắc Huỳnh. Về phương pháp tính toán truyền sóng lũ trong sông Tập san KTTV số 3 1988.

7. Lê Bắc Huỳnh. Xây dựng mô hình (theo kiểu SSARR) tính toán, dự báo lũ (ví dụ cho các sông thuộc hệ thống Hồng Hà và Mêcông). Trong tập Tóm tắt các báo cáo tại hội nghị khoa học toàn Liên Xô «Thủy văn năm 2000». Viện các vấn đề nước thuộc Viện Hàn lâm khoa học Liên Xô. Matxcova, 1983, (tiếng Nga).

8. Diễn toán lũ trên hệ thống sông Hồng. Tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học. Cục thủy văn – Bộ thủy lợi, Hà Nội, 1972.

9. Đào Văn Lễ, Lê Bắc Huỳnh Thái Văn Tiến và những người khác. Nghiên cứu ứng dụng mô hình SSARR vào dự báo lũ hệ thống sông Hồng và Thái Bình. Trong tập tổng kết các đề tài nghiên cứu khoa học Tính toán và dự báo dòng chảy sông ngòi Việt Nam. Đề tài cấp Tổng cục KTTV. HàNội, 1983.