

ĐƯỜNG ĐƠN VỊ TỨC THỜI ĐỊA MẠO VÀ KHẢ NĂNG ỨNG DỤNG

PGS.PTS. Đỗ Cao Đàm
Trường Đại học thủy lợi Hà Nội

I. LỜI NÓI ĐẦU

Năm 1979 Rodriguez - Iturbe và Valdes đề ra lý thuyết đường đơn vị địa mạo, sau đó là Gupta, Waymire (1980) mở rộng và phát triển... Những tác giả này đưa khái niệm cơ học thống kê vào nghiên cứu sự tập trung dòng chảy của đám đông chất điểm nước trên lưu vực, mở ra một hướng mới cho vấn đề nghiên cứu thủy văn, làm phong phú và phát triển thêm một bước lý luận tập trung dòng chảy.

Bài này giới thiệu những nét cơ bản về đường đơn vị tức thời địa mạo (GIUH), phương pháp xác định hàm mật độ xác suất của thời gian chảy (thời gian chờ đợi) và quan hệ giữa đường đơn vị địa mạo với mô hình quan niệm tập trung dòng chảy lưu vực cũng như một số vấn đề ứng dụng và tồn tại.

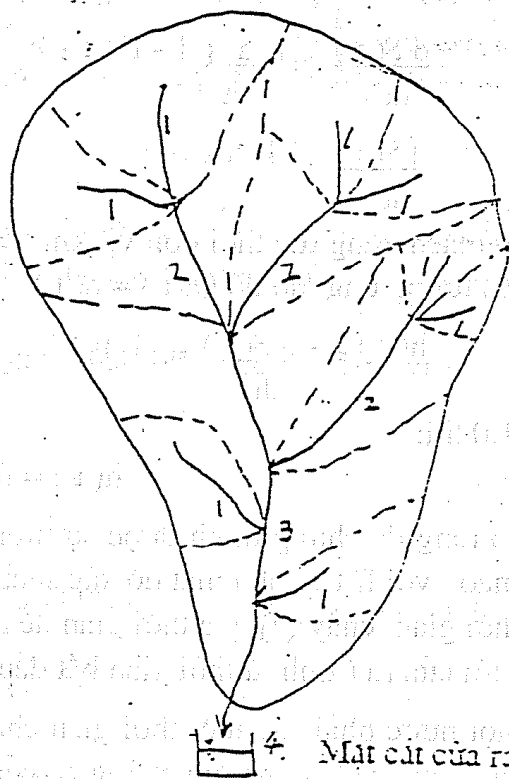
II. CƠ SỞ LÝ LUẬN VỀ ĐƯỜNG ĐƠN VỊ TỨC THỜI ĐỊA MẠO

Giả thiết có một đơn vị mưa hiệu quả rơi đều trên lưu vực như hình 1, lượng mưa đó sinh ra một quá trình lưu lượng ở cửa ra, đó chính là đường đơn vị ta ký hiệu là $h(t)$.

Gọi $S(t)$ là lượng trữ nước của lưu vực, $Q(t)$ là lưu lượng ra, $I(t)$ là lưu lượng vào. Theo nguyên lý cân bằng nước ta có:

$$\frac{dS(t)}{dt} = I(t) - Q(t) \quad t > 0 \quad (1)$$

Lý giải theo quy luật thống kê của đám đông chất điểm nước. Cho I_0 đại biểu thể tích nước phân bố đều cung cấp cho lưu vực trong một khoảng khắc nào đó, thể tích này do n (số rất lớn) giọt nước độc lập lẫn nhau hợp thành, trong đó



Hình 1 Mô hình lưu vực cấp 3

mỗi giọt nước có dung tích bằng U , tức:

$$I_0 = n \cdot U$$

Đặt T^i ($1 \leq i \leq n$) là thời gian chảy của chất điểm nước thứ i , chỉ có những giọt nước có $T^i > t$ mới hình thành $S(t)$, do đó có công thức sau:

$$S(t) = \frac{I_0}{n} \sum_{i=1}^n I_{(t, \infty)}(T^i) \quad (2)$$

Kí hiệu
$$I_{(t, \infty)} = \begin{cases} 1.0 & T^i > t \\ 0 & T^i \leq t \end{cases}$$

Từ trên ta thấy $S(t)$ là tỷ số giữa số giọt nước chảy tới mặt cắt cửa ra tại thời điểm t (tính từ lúc mưa) so với tổng số giọt mưa, nói cách khác, là xác suất của giọt nước lấy ngẫu nhiên chảy tới mặt cắt cửa ra tại thời điểm bất kỳ.

Khi $t = 0$ xác suất bằng không

Khi $t = \infty$ xác suất bằng 1

Vì n rất lớn ($n \rightarrow \infty$), T^i độc lập lẫn nhau và có cùng một dạng phân phối xác suất $F(t)$. Theo luật số lớn ta có đẳng thức sau:

$$\begin{aligned} \text{Kỳ vọng } E[I_{(t, \infty)}(T^i)] &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n I_{(t, \infty)}(T^i) = P(T^i > t) \\ &= 1 - F(t) \end{aligned} \quad (3)$$

thay (3) vào (2) và vi phân theo t được

$$\frac{dS(t)}{dt} = I_0 \frac{d}{dt} \{1 - F(t)\}$$

$$\frac{dS(t)}{dt} = -I_0 f(t)$$

Vì $I(t)$ là mạch xung tức thời đơn vị, khi $t > 0$, $I(t) = 0$, cho nên $Q(t)$ là lưu lượng ra của $I(t)$ tương ứng, do đó $Q(t) = h(t)$

$$h(t) = -\frac{dS(t)}{dt} = I_0 f(t)$$

Khi $I_0 = 1.0$ thì:

$$h(t) = f(t) \quad (4)$$

Rõ ràng đã chứng minh được sự tương đồng giữa $h(t)$ của đường đơn vị tức thời địa mạo với $f(t)$, hàm mật độ xác suất của thời gian chảy của chất điểm nước.

Thời gian chảy (T_B) là thời gian để một giọt nước tại một vị trí bất kỳ của lưu vực chảy tới cửa ra (tính từ thời gian bắt đầu mưa).

Giọt nước phải sau một thời gian chảy mới đến mặt cắt cửa ra, các giọt nước khác nhau T_B khác nhau, nhưng chúng có cùng một dạng phân phối xác suất. Mỗi một giọt nước rơi ngẫu nhiên trên một vị trí của lưu vực đi theo một lộ tuyến nhất định, theo sườn dốc và máng sông chảy tới mặt cắt cửa ra.

pdf - hàm mật độ xác suất của thời gian chảy T_B trong lưu vực bằng tổng hàm mật độ xác suất của thời gian chảy ngẫu nhiên T_B của các giọt nước chảy theo một lộ tuyến nhân với xác suất hàm số của lộ tuyến đó.

Khả năng đi theo một lộ tuyến của một giọt nước bất kỳ so với tất cả các khả năng của lộ tuyến là xác suất hàm số của lộ tuyến được xác định theo khái niệm phân cấp sông của Strakler và quy luật địa mạo của Horton [3].

Qua chứng minh trên đây ta thấy đường đơn vị địa mạo của lưu vực tương đồng với pdf hàm mật độ xác suất của thời gian chảy trong lưu vực.

III. HÀM MẬT ĐỘ XÁC SUẤT CỦA THỜI GIAN CHẢY

Việc xác định hàm mật độ xác suất của thời gian chảy trở thành vấn đề mấu chốt. Đặt C_i đại biểu trạng thái của sông ngòi, γ_i ($1 \leq i \leq \Omega$) đại biểu trạng thái của mật dốc, Ω là số cấp lớn nhất của lưu vực. Một giọt nước rơi tại γ_i hoặc (C_i) nó sẽ chảy theo tuần tự dưới đây:

Quy tắc 1 : $\gamma_i \rightarrow C_i$ ($1 \leq i \leq \Omega$);

Quy tắc 2 : $C_i \rightarrow C_j$ ($j > i, i = 1, 2, \dots, \Omega$);

Quy tắc 3 : $C_{\Omega+1}$ là mặt cắt cửa ra, giọt nước không thể vượt quá trạng thái C_{n+1}

Lấy ba cấp làm ví dụ (hình 1) : đường đi của giọt nước $S = (S_1, S_2, S_3, S_4)$

$S_1: \gamma_1 \rightarrow C_1 \rightarrow C_2 \rightarrow C_3 \rightarrow C_4$

$S_2: \gamma_1 \rightarrow C_1 \rightarrow C_3 \rightarrow C_4$

$S_3: \gamma_2 \rightarrow C_2 \rightarrow C_3 \rightarrow C_4$

$S_4: \gamma_3 \rightarrow C_3 \rightarrow C_4$

Với lộ tuyến bất kỳ S_i , thì $P(S_i)$ hàm xác suất của lộ tuyến là

$$P(S_i) = \theta_{\gamma_1}(0) \times P_{C_1 C_2} \dots P_{C_{k-2} C_{k-1}} P_{C_{k-1} C_k} \quad (5)$$

Trong đó $P_{C_i C_j}$ đại biểu xác suất của sông cấp i chảy vào sông cấp j .

θ_{γ_1} là xác suất ban đầu. Vị trí mà giọt nước rơi trên lưu vực ban đầu gọi là trạng thái ban đầu. θ_{γ_1} bằng tỷ số giữa diện tích của sông thứ i so với diện tích lưu vực.

Với các tổ hợp lộ tuyến và thời gian chảy khác nhau đường đơn vị địa mạo được biểu thị dưới dạng tích chập giữa $P(S_i)$ với $f(t)$ như sau

$$h(t) = \sum_{S \in S} f_{C_1}(t) * f_{C_2}(t) * \dots * f_{C_k}(t) \times P(S_i) \quad (6)$$

$$S = (C_1, C_2, C_3, \dots, C_k)$$

Giả thiết rằng $f(t)$ hàm mật độ xác suất của thời gian chảy của giọt nước theo lộ tuyến tuân theo hàm mũ:

$$f(t) = \lambda_i \times e^{-\lambda_i t} \quad (7)$$

trong đó :

λ_i là số đảo của thời gian chảy bình quân của cấp thứ i , được xác định theo tốc độ dòng chảy bình quân trên lưu vực V và chiều dài của cấp sông tương ứng L_i .

$$\lambda_i = \frac{V}{L_i} \quad (8)$$

Lấy lưu vực sông 3 cấp làm ví dụ. Khi $\Omega = 3$, ta có:

$$h(t) = P(S_1) \times f_{C1}(t) * f_{C2}(t) * f_{C3}(t) + P(S_2) \times f_{C1}(t) * f_{C3}(t) + P(S_3) \times f_{C2}(t) * f_{C3}(t) + P(S_4) \times f_{C3}(t) \quad (9)$$

Thay các đặc trưng địa mạo, thủy văn [3] vào (7)-(9) và biến đổi [1], ta được dạng thức cụ thể của GIUH như sau :

$$h(t) = \theta_1(o) \left[\frac{\lambda_1 \lambda_3 (\lambda_2 - \lambda_1 P_3)}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_3 - \lambda_1)} e^{-\lambda_1 t} + \frac{\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3 P_{12}}{(\lambda_1 - \lambda_2)(\lambda_3 - \lambda_2)} e^{-\lambda_2 t} \right. \\ \left. + \frac{\lambda_3 (\lambda_1 \lambda_2 - \lambda_1 \lambda_3 P_{13})}{(\lambda_1 - \lambda_3)(\lambda_2 - \lambda_3)} e^{-\lambda_3 t} \right] + \\ \theta_2(o) \left[\frac{\lambda_2 \lambda_3}{\lambda_3 - \lambda_2} e^{-\lambda_2 t} + \frac{\lambda_2 \lambda_3}{\lambda_2 - \lambda_3} e^{-\lambda_3 t} \right] + \theta_3(o) \lambda_3 e^{-\lambda_3 t} \quad (10)$$

Tương tự, ta có dạng thức cụ thể của GIUH cấp hai [2]:

$$h(t) = \theta_1(o) \times \frac{\lambda_1 \lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} \times (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) + \theta_2(o) \times \lambda_2 \times e^{-\lambda_2 t} \quad (11)$$

Nếu tốc độ chảy ở bất kỳ nơi nào đó trên lưu vực đều giống nhau (thường lấy tốc độ bình quân), thì có thể chứng minh rằng hàm mật độ xác suất của thời gian chảy là đường cong diện tích - thời gian của lưu vực. Khi đó dạng của hàm mật độ xác suất hoàn toàn quyết định bởi hình thức của trường truyền dẫn chất điểm nước.

Trên quan điểm địa mạo- phân bố theo không gian của thời gian truyền dẫn của một lưu vực cho trước phụ thuộc vào sự thay đổi của độ dốc mạng sông, suy ra rằng τ tỷ số giữa thời gian chảy của chất điểm nước từ nguồn đến vị trí x trên sông so với thời gian chảy truyền từ nguồn tới cửa ra của lưu vực theo quan hệ sau :

$$\tau = 1 - (1 - v) \times (1 - \rho) \quad (12)$$

trong đó

$$v = \left(\sum_{i=1}^N \Delta l_i \right) \left(\sum_{j=1}^N \Delta l_j \right)^{-1} = l L^{-1} \quad (13)$$

$$\rho = \left\{ \sum_{i=1}^N (\Delta l_i p_i^{-0.5}) \right\} \left\{ \sum_{j=1}^N (\Delta l_j p_j^{-0.5}) \right\}^{-1} \quad (14)$$

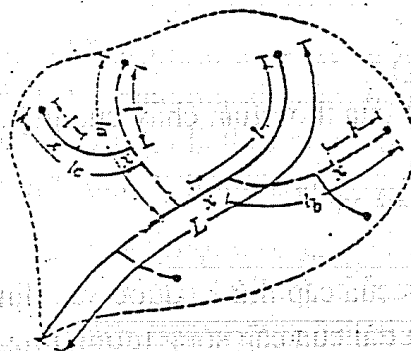
Δl_i - chiều dài của đoạn sông i kể từ nguồn

p_i - độ dốc của đoạn sông tương ứng

n - số đoạn sông đến điểm x

N - số đoạn sông đến cửa ra

Ý nghĩa của l và L tham khảo hình 2



— Sông chính
— Sông nhánh
— Nguồn sông

Phân tích thêm ta được :

$$\tau = v^{1-mx} \quad (15)$$

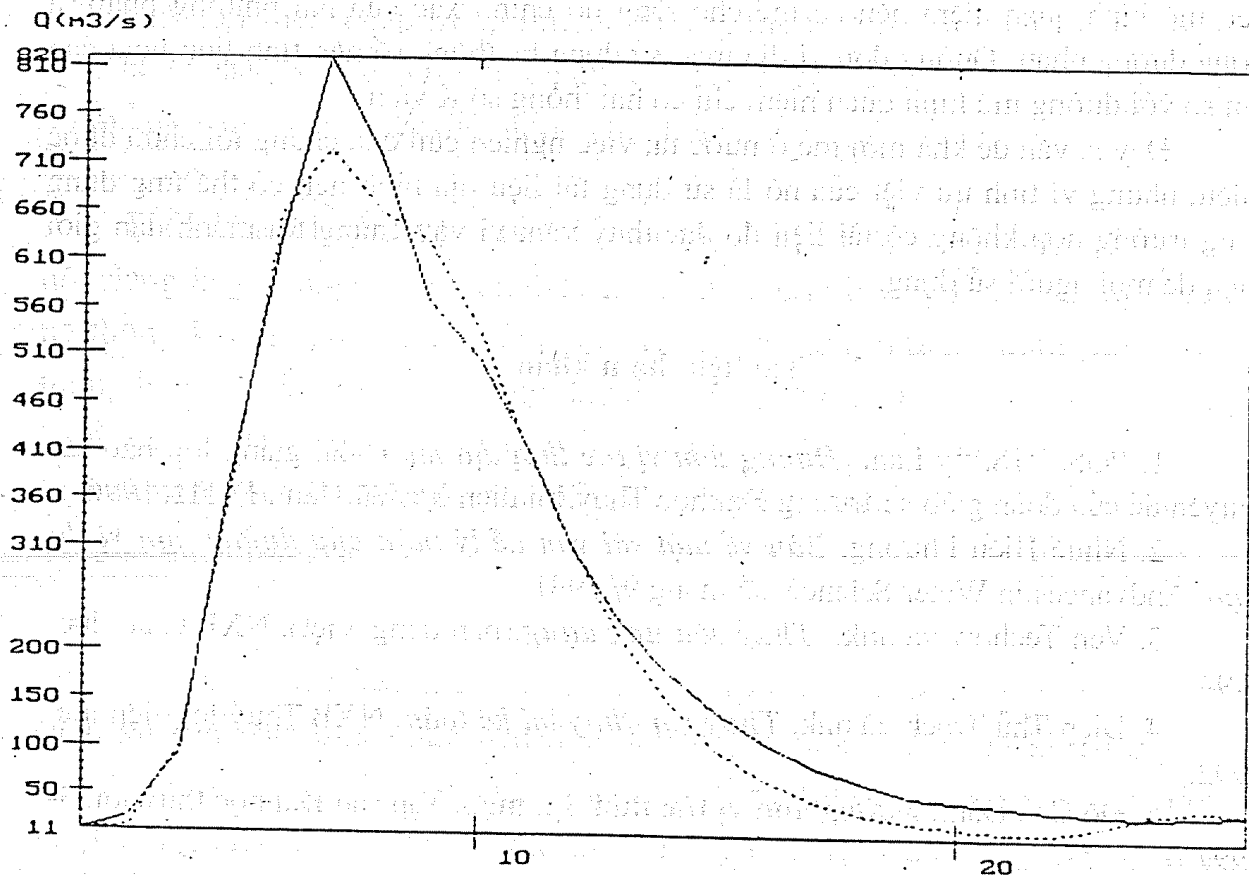
ở đây m là tham số phản ánh tổng hợp đặc trưng của mặt cắt dọc sông.

Công thức (12) ~ (15) chỉ ra rằng chỉ cần biết thời gian chảy của lưu vực, hoàn toàn có thể dựa vào tài liệu địa hình có thể tìm được thời gian chảy bình quân của các cấp sông.

III. QUAN HỆ VỚI MÔ HÌNH QUAN NIỆM

Nhuệ Hiếu Phương[2] đã chỉ ra rằng nếu dùng đường cong diện tích - thời gian biểu thị hàm mật độ xác suất của thời gian chảy của mặt dốc, dùng công thức đường đơn vị tức thời của kho nước tuyến tính, tức dùng hàm mật độ xác suất dạng mũ $\lambda \cdot e^{-\lambda t}$ biểu thị hàm mật độ xác suất thời gian chảy của sông thì có thể suy ra rằng đường đơn vị tức thời địa mạo chính là đường đơn vị tức thời của mô hình quan niệm tập trung dòng chảy của lưu vực hình thành bởi n kho nước tuyến tính nối tiếp có xét đến nhập lưu khu giữa[3].

Nhóm nghiên cứu ứng dụng đường đơn vị địa mạo đã áp dụng cho lưu vực Đá Cống và một số lưu vực khác, có so sánh kết quả tính toán với tài liệu thực đo và với các phương pháp khác thấy kết quả khá phù hợp. (Hình 3).



Hình 3. QUÁ TRÌNH LŨ TÍNH THEO G.L.U.H.
Trạm Đá Cống(thực đo:--, tính toán ...)

Tuy vậy đây mới là kết quả bước đầu, còn nhiều vấn đề cần phải tìm hiểu thêm, hơn nữa nội dung một bài báo cũng không thể nói hết được. Dưới đây có một số nhận xét sơ bộ.

1. Lý luận hiện nay của GIUH dựa trên hai giả thiết cơ bản

- Quan hệ giữa các chất điểm nước là yếu, từ đó dựa trên khái niệm 'cơ học thống kê rút ra được kết luận quan trọng là đường đơn vị tức thời của lưu vực là hàm mật độ xác suất của thời gian chảy của chất điểm nước.

Nếu tốc độ tập trung dòng chảy đều, thì đường cong diện tích thời gian chính là hàm mật độ xác suất thời gian chảy.

- Dùng hàm mũ để mô tả hàm mật độ xác suất thời gian chảy.

Từ đó ta thấy đường đơn vị địa mạo có khái niệm vật lý rõ ràng, song việc giả thiết quan hệ giữa các chất điểm nước là yếu không hoàn toàn chính xác.

2. Phương pháp đòi hỏi ít tài liệu thủy văn, công thức (7) đến (15) cho thấy rằng có thể xác định đường đơn vị địa mạo từ tài liệu địa hình. Vì vậy việc sử dụng tỷ lệ bản đồ sao cho thích hợp là vấn đề cần nghiên cứu kỹ.

3. Do sự tương đồng giữa mô hình đường đơn vị địa mạo với đường đơn vị theo mô hình quan niệm nên có thể cho rằng độ chính xác của hai phương pháp là tương đương nhau. Đường đơn vị địa mạo sử dụng ba thông số nên tính linh hoạt cao hơn so với đường mô hình quan niệm chỉ có hai thông số K và n

Đây là vấn đề khá mới mẻ ở nước ta; việc nghiên cứu của chúng tôi chưa được nhiều, nhưng vì tính ưu việt của nó là sử dụng tài liệu địa hình nên có thể ứng dụng trong trường hợp không có tài liệu đo đạc thủy văn, vì vậy chúng tôi mạnh dạn giới thiệu để mọi người sử dụng.

Tài liệu tham khảo

1. PGS. PTS. Lý Lan. *Đường đơn vị tức thời địa mạo*. Bài giảng lớp báo cáo chuyên đề của đoàn giáo sư trường Đại học Thủy lợi điện lực Vũ Hán. ĐHTL 1996.

2. Nhuế Hiếu Phương. *Bàn về một vài vấn đề lý luận của đường đơn vị địa mạo*. Advances in Water Science số tháng 9/1991.

3. Ven Techow và nnk. *Thủy văn ứng dụng*, (bản tiếng Việt). NXB Giáo dục, 1994.

4. Diệp Thủ Trạch và nnk. *Thủy văn thủy lợi kế toán*. NXB Thủy lợi điện lực, 1992.

5. Đỗ Cao Đàm. *Đường đơn vị tức thời địa mạo*. Tạp san Đại học thủy lợi, 3-1997.

LTS. Về vấn đề này đã có bài của PTS. Nguyễn Văn Tường đăng trên Tạp san Khí tượng Thủy văn số 3-1997. Nhận thấy đây là một vấn đề mới, chúng tôi đăng bài này của PGS. PTS. Đỗ Cao Đàm để độc giả tiện tham khảo.