

**MỘT VÀI KINH NGHIỆM ÁP DỤNG VÀ XỬ LÝ THAM SỐ TRONG  
MÔ HÌNH SSARR**

Đoàn Quyết Trung-Lê Bắc Huỳnh  
(Cục ĐBKTTV)

Mô hình tổng hợp dòng chảy và điều hòa hồ chứa (Streamflow synthesis and Reservoir Regulation - SSARR) mà Cục công bình Hoa kỳ nghiên cứu và công bố trên nhiều tài liệu khác nhau [1,2,3] cùng toàn bộ chương trình viết bằng ngôn ngữ Fortran IV dùng cho máy IBM 360 - 50 [1,2] mà ta thu được đều không đề cập đến kỹ thuật thực hành tìm các tham số của mô hình.

Mô hình SSARR là mô hình có tính chất tự điều chỉnh. Nhưng nó chỉ có thể tự điều chỉnh trên cơ sở các điều kiện và quan hệ đặt trước cho nó. Vì vậy, việc nghiên cứu các quan hệ cơ bản cho những lưu vực cụ thể khi áp dụng mô hình SSARR để tính toán dự báo dòng chảy sông là việc làm cần thiết. Dưới đây xét lần lượt các quan hệ cơ bản của mô hình SSARR và các tham số của nó.

**1. Mưa trên lưu vực**

Lượng mưa trung bình thời đoạn trên lưu vực được quan trắc ở một hay nhiều trạm, có thể tính được theo công thức :

$$WP_n = \frac{\sum_{i=1}^M P_i W_i}{n} \quad (1)$$

trong đó  $P_i$  là lượng mưa hàng ngày quan trắc được ở trạm  $i$ , tính ra cm;

$W_i$  - hệ số hiệu chỉnh áp dụng cho trạm  $i$  ( $i = 1, 2, \dots, n$ )

$n$  - tổng số trạm đo mưa; với một lưu vực bất kỳ cần tối đa là 30 trạm.

Hệ số  $W_i$  có thể được xác định như số phần trăm (%) diện tích lưu vực tương ứng của trạm  $i$  trong phương pháp Thiessen; hoặc bằng tỷ số giữa lượng mưa trung bình năm trên phần lưu vực tương ứng với lượng mưa trung bình năm tại trạm  $i$ ; hoặc có thể phối hợp cả hai cách trên.

Lượng mưa  $WP_n$  có thể được phân phối theo thời đoạn tính toán  $P$  theo công thức

$$WP_d = WP_n \cdot DIST \quad (2)$$

trong đó  $WP_d$  - lượng mưa rơi trong thời đoạn  $P$  (đã được phân phối);

$WP_n$  - lượng mưa trung bình ngày trên lưu vực;

$DIST$  - số % lượng mưa rơi trong thời đoạn  $P$ .

Thời đoạn  $P$  có thể thay đổi từ 0,1 giờ đến 24 giờ.

Lượng mưa trung bình thời đoạn có thể đánh giá như một nhập lượng ở thời đoạn đó WP là trị số căn bản dùng tính liên hệ mưa - dòng chảy trên lưu vực sông.

Lượng mưa thời đoạn là một trong những thành phần có tính quyết định đối với tổng lượng dòng chảy tính toán và có ảnh hưởng nhất định tới sự phù hợp của đường quá trình tính toán với quá trình thực đo ( trong đó kể cả sự tự điều chỉnh của máy tính ).

Trong điều kiện có số lượng trạm mưa đủ lớn, phân bố đều trên lưu vực thì việc đưa tài liệu mưa của các trạm vào mô hình SSARR khi đã có hệ số hiệu chỉnh tương ứng (tính theo phần diện tích lưu vực mà mỗi trạm mưa đại biểu) sẽ phản ánh được khá đúng với tình hình mưa trên lưu vực. Song, thực tế ở mỗi lưu vực chỉ có một số trạm mưa nhất định, lại thường phân bố không đều, thậm chí được bố trí ở nơi kém đại biểu cho khu vực, do vậy việc sử dụng tài liệu của tất cả các trạm mưa sẽ gặp khó khăn và đòi hỏi phải xử lý nghiêm túc. Cũng do mật độ trạm mưa thực tế không đủ để xác định lượng mưa bình quân một cách chính xác, đại biểu cho sự phân bố mưa theo không gian và thời gian, mà mưa trong mô hình SSARR chỉ có ý nghĩa như một chỉ số lượng mưa lưu vực. Do vậy mà WP có ảnh hưởng lớn tới việc điều chỉnh kết quả của mô hình. Trong trường hợp vì một lý do nào đó chỉ lấy một trạm mưa đại biểu cho tình hình mưa cả một lưu vực thì ảnh hưởng của WP lại càng rõ rệt. Kết quả của mô hình phụ thuộc rất nhiều vào tính đại biểu của trạm mưa đó ở lưu vực. Nhưng nếu trạm mưa thực sự đại biểu cho tình hình phân bố mưa và lượng mưa trên lưu vực (chẳng hạn như trên lưu vực sông Cửu long, từ ChiangSaen về đến Kratie, chúng tôi phân ra làm 7 lưu vực bộ phận và lấy 7 trạm mưa đại biểu cho mỗi lưu vực bộ phận tương ứng [9]/thì WP chỉ còn có tác dụng ảnh hưởng tới tổng lượng lũ tính toán mà ít gây ra sự kém phù hợp của kết quả mô hình. Trên lưu vực sông Cửu long, kể từ trạm ChiangSaen đến trạm Paksé (thuộc Nam Lào) chúng tôi phân ra làm 6 lưu vực khu giữa: khu giữa ChiangSaen - LuangPrabang; LuangPrabang - Viên chắn Viên chắn - NakhonPhanom; NakhonPhanom - Mukdahan, Mukdahan - Paksé, Nậm mun tại Ubon. Do tình hình mưa ở mỗi lưu vực bộ phận này phân bố tương đối đều theo không gian và thời gian nên chúng tôi chỉ dùng mưa tại các trạm LuangPrabang, Viên chắn, NakhonPhanom Mukdahan, Ubon, Paksé đại biểu cho các lưu vực bộ phận tương ứng. Kết quả tính toán với 13 năm số liệu lũ đã cho thấy việc lựa chọn như vậy là hoàn toàn cho phép [9]. Trường hợp lưu vực gia nhập đoạn từ Paksé đến Kratie, khi lấy trạm mưa Kratie đại biểu cho tình hình mưa trên phần lưu vực có diện tích 101 000km<sup>2</sup> đã phải lấy WP = 140% (nghĩa là tăng lượng mưa thời đoạn ở trạm này lên 1,4 lần) nhưng kết quả tính toán vẫn chỉ đạt yêu cầu [9]. Qua phân tích đồng thời quá trình mưa và dòng chảy lũ thấy rõ rằng quá trình mưa và tổng lượng mưa tại trạm Kratie không đại biểu cho tình hình mưa trên phần lưu vực gia nhập này. Nhưng với một trạm mưa Pleiku (ở vùng Tây nguyên nước ta) - một trạm đại biểu rất tốt cho tình hình phân bố mưa theo không gian và thời gian ở lưu vực gia nhập này nên với WP = 100% (lấy ngay số liệu quan trắc mưa ở trạm Pleiku để tính), kết quả tính toán 8 năm số liệu lũ cho mức bảo đảm tới 94% [9].

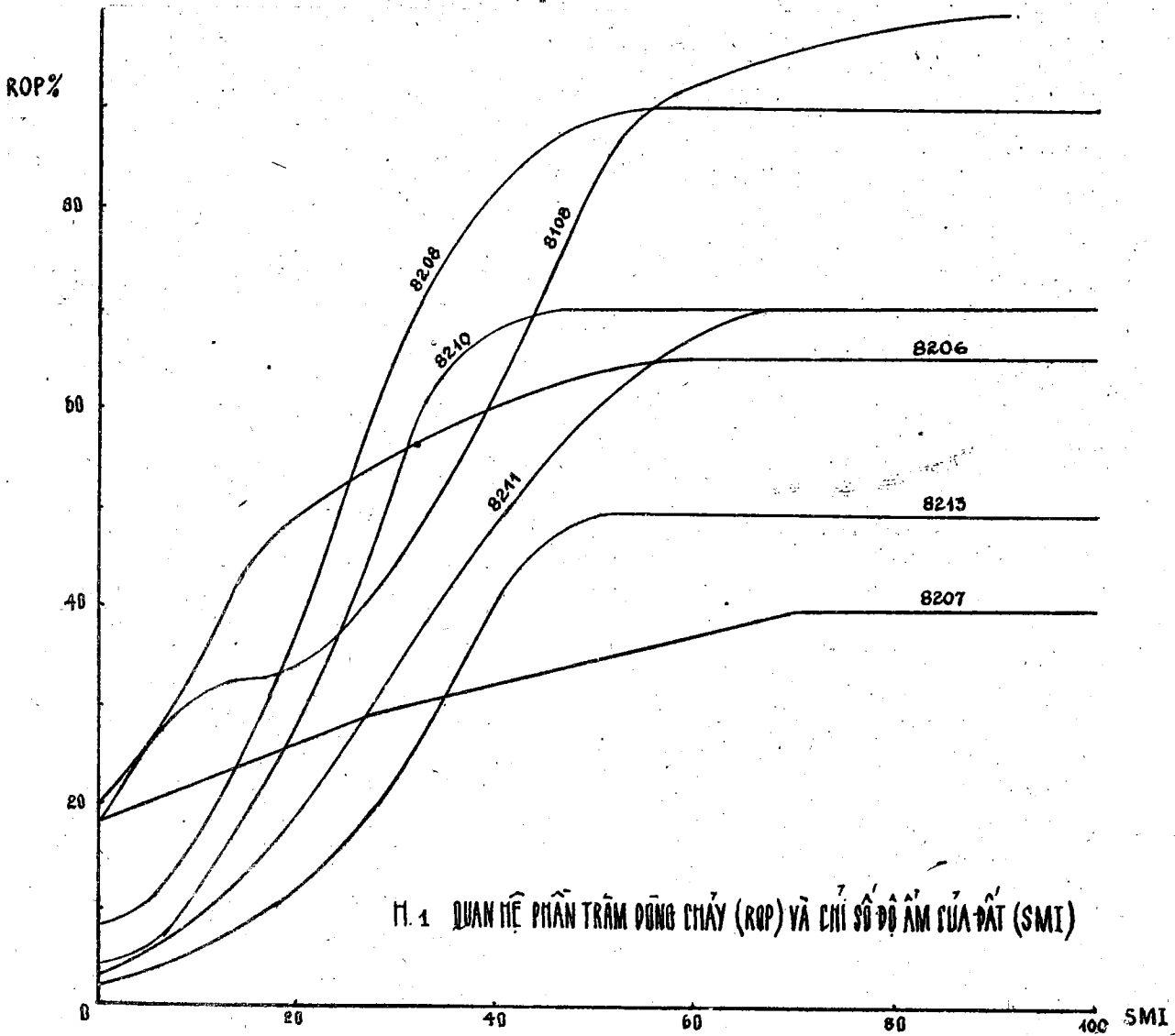
## 2. Quan hệ độ ẩm của đất - dòng chảy

Nếu bỏ qua phần tổn thất ngấm sâu vào trong đất, thì mưa rào trên lưu vực sẽ phân ra làm các phần chính sau :

- a) dòng chảy
- b) làm ẩm đất
- c) tổn thất do bốc hơi

a) Dòng chảy . Phần trăm dòng chảy (Runoff percent - ROP có quan hệ chặt chẽ với chỉ số độ ẩm của đất ( Soil moisture index - SMI). Đây là một trong những quan hệ quan trọng nhất của mô hình SSARR. Quan hệ này của một lưu vực bất kỳ có thể được nhập vào chương trình trên máy ở dạng một bảng trị số.

Khảo sát sự liên hệ giữa phần trăm dòng chảy và chỉ số độ ẩm của đất ta có thể vẽ được đường cong liên hệ thực nghiệm (hình 1).



H. 1 QUAN HỆ PHẦN TRĂM DÒNG CHẢY (ROP) VÀ CHỈ SỐ ĐỘ ẨM CỦA ĐẤT (SMI)

Trong quan hệ này, chỉ số độ ẩm của đất càng tăng thì phần trăm dòng chảy càng tăng, nhưng khi chỉ số độ ẩm tăng hơn nữa thì phần trăm dòng chảy chỉ tăng tới một trị số giới hạn nào đó rồi không tăng thêm nữa. Trong một số trường hợp, khi cường độ mưa trên lưu vực biến thiên quá nhiều thì đường quan hệ SMI ~ ROP cũng thay đổi tùy theo cường độ mưa. Do trên lưu vực sông Cửu long, cường độ mưa thay đổi không nhiều theo thời gian mưa nên những quan hệ SMI ~ ROP dùng cho lưu vực sông Cửu long mà chúng tôi thu được (hình 1) đã bỏ qua ảnh hưởng của cường độ mưa tới phần trăm dòng chảy. Ở đây, mỗi đường cong quan hệ đều phản ánh một thực tế hình thành dòng chảy ở mỗi lưu vực bộ phận tương ứng mà nó mô tả. Đường cong mang mã hiệu 8206 được dùng cho các lưu vực bộ phận gia nhập giữa ChiangSaen - Luang Prabang và Luang Prabang - Viên chăn. Đường cong 8210 dùng cho lưu vực bộ phận Viên chăn - Nakhon Phanom; Mukdahan - Paksé; Paksé - Kratie. Đường 8208 dùng cho lưu vực bộ phận Nakhon Phanom - Mukdahan; đường 8207 dùng cho lưu vực Nậm mun.

Nhờ đường cong SMI - ROP ta xác định được trị số ROP khi biết chỉ số ẩm của đất tại thời điểm đầu của thời đoạn tính toán P. Từ đó tổng dòng chảy trong thời đoạn (Generale runoff for a period - RGP) tính được theo công thức :

$$RGP = ROP (WP_n \text{ hoặc } WP_d) \quad (3)$$

Dòng chảy RGP bao gồm các thành phần dòng chảy mặt, sát mặt và ngầm.

Quan hệ SMI - ROP thường được xây dựng trên số liệu tính toán thời đoạn, nhưng vì trong SSARR có tồn tại một thành phần dòng chảy ngầm kéo dài từ thời đoạn này sang thời đoạn khác nên không nên tính ROP theo thời đoạn, mà nên tính trung bình cho toàn mùa lũ hoặc từng trận lũ lớn để hạn chế sai số do thành phần dòng chảy ngầm và tổng lượng lũ là không đáng kể.

b) Quan hệ độ ẩm của đất và bốc thoát hơi.

Giữa chỉ số độ ẩm của đất và chỉ số bốc hơi (Evapotranspiration Index-ETI) có một quan hệ nhất định, xác định chỉ số ETI bằng 2 cách : Ước lượng độ bốc hơi trung bình tháng của từng tháng trong năm; quan trắc bốc hơi trên lưu vực.

Trong trường hợp không có số liệu quan trắc bốc hơi trên lưu vực thì quan hệ giữa SMI ở đầu và cuối thời đoạn P và bốc hơi theo công thức sau :

$$SMI_2 = SMI_1 + (WP - RGP) - \left[ \frac{PH}{24} \cdot KE \cdot ETI \right] \quad (4)$$

trong đó SMI<sub>1,2</sub> là chỉ số độ ẩm của đất ở đầu và cuối thời đoạn P.

WP - lượng mưa bình quân thời đoạn P; RGP - tổng dòng chảy thời đoạn P; PH - thời đoạn tính ra giờ; ETI - chỉ số bốc thoát hơi trung bình tháng; KE - hệ số giảm bốc hơi tính ra % trong thời gian mưa.

Khi có quan trắc bốc hơi và lượng bốc hơi lớn thì :

$$ETI_d = \frac{ETI_1 \cdot Wt_1 + ETI_2 \cdot Wt_2 + \dots + Wt_n \cdot ETI_n}{n} \quad (5)$$

trong đó ETI - chỉ số bốc hơi hàng ngày quan trắc được ở các trạm  $i = 1, 2, \dots, n$  trên lưu vực;  $Wt_i$  - hệ số hiệu chỉnh ở thiết bị quan trắc. Khi đó:

$$SMI_2 = SMI_1 + (WP - RGP) - (DKE \cdot ETI_d) \quad (6)$$

với DKE - hệ số giảm bốc hơi trung bình trên mỗi lưu vực trong mỗi thời đoạn.

Như vậy, khi đã biết (cho trước)  $SMI_1$ , có thể xác định được  $SMI_2$  trong suốt mùa lũ vào mỗi thời đoạn trong đó RGP là dòng chảy tính chuyển từ lưu lượng thực đo trong thời đoạn tính toán. Khác với nội dung mô tả trong mô hình SSARR khi RGP được tính ra từ mưa theo công thức (3), những ngày không mưa  $RGP = 0$ , lúc đó SMI giảm đi do bốc hơi. Khi dùng lưu lượng thực đo để tính chuyển ra RGP thì RGP luôn luôn dương, do đó vào những ngày không mưa (nhưng vẫn có dòng chảy) thì  $WP - RGP < 0$  từ đó  $SMI_2$  giảm nhanh. Khi đã tìm được RGP có thể xác định hệ số dòng chảy trận lũ  $ROP = RGP/WP$  và SMI trung bình cho cả trận lũ. Kết quả tính ROP và SMI cho nhiều trận lũ cho phép lập được quan hệ  $SMI \sim ROP$  để làm cơ sở tính toán lần đầu. Kinh nghiệm cho thấy, trong quá trình tính toán trên máy tính để đạt được một kết quả phù hợp với thực đo, cần phải thay đổi quan hệ  $SMI \sim ROP$  ban đầu đi ít nhiều.

Với cách tiến hành tính toán ROP và SMI như trên, chúng tôi tiến hành xây dựng quan hệ này cho lưu vực Nậm Mun, lưu vực khu giữa Paksé - Kratie và kiểm tra các quan hệ mà Ủy ban sông Mê Kông đã dùng cho các đoạn khác. Đối với lưu vực Nậm Mun chúng tôi thu được quan hệ  $SMI \sim ROP$  với mã hiệu 8207 lệch hẳn so với quan hệ 8210 mà Ủy ban sông Mê Kông đã dùng (xem hình 1). Kết quả tính toán với số liệu 13 năm đã khẳng định sự đúng đắn của quan hệ 8207 đối với lưu vực Nậm Mun tính đến trạm Ubon. Đối với lưu vực khu giữa Paksé - Kratie, quan hệ  $SMI \sim ROP$  chúng tôi thu được gần tương tự như 8210 của Ủy ban sông Mê Kông đã dùng cho một số lưu vực khu giữa khác [9]. Bằng phương pháp thử sai trên máy tính có thể lần lượt tìm được những quan hệ  $SMI \sim ROP$  thích hợp cho các lưu vực trên cơ sở các quan hệ đã được xây dựng ban đầu [1, 2, 7].

Qua nhiều lần tính toán với 13 năm số liệu lũ 4 tháng mỗi năm (từ tháng 7 đến hết tháng 10) trên lưu vực sông Cửu Long để tìm quan hệ  $SMI \sim ROP$  cho thích hợp với điều kiện cụ thể của mỗi lưu vực bộ phận, bước đầu nhận thấy rằng:

Nếu thay quan hệ  $SMI \sim ROP$  từ đường 8211 sang 8210 thì đỉnh lũ có thể tăng lên từ 17 - 20%, nếu chuyển từ 8210 sang 8208 thì đỉnh lũ có thể tăng thêm 25%, tổng lượng tăng khoảng 15 - 20%, từ đường 8210 sang 8206 thì đỉnh lũ và tổng lượng lũ thay đổi chừng 5 - 10% nhưng phần chân lũ có thể tăng thêm chừng 10% (với các trận lũ nhỏ đầu mùa). Nếu chuyển từ quan hệ 8213 sang 8207 thì lưu lượng đỉnh lũ có thể giảm 20 - 30%, tổng lượng giảm 20%.

Khi thay đổi quan hệ SMI - ROP , tổng lượng lũ bị thay đổi mạnh nhất rồi sau mới tới dạng đường quá trình lũ tính toán.

Với các điều kiện ban đầu của SMI, dùng cho lưu vực sông Cửu long thì khi thay đổi SMI, từ 40 đến 10 có thể làm giảm đỉnh lũ xuống khoảng 25%.

Đường quan hệ 8207 cho một lượng dòng chảy rất nhỏ, nó đặc trưng cho lưu vực Nậm mun với địa thế tương đối bằng phẳng của cao nguyên Kô rạt với lớp đất xốp bề mặt dày, chảy tập trung chậm ( dòng chảy chủ yếu là sát mặt và ngầm ).

Trong trường hợp, nếu thấy thể tích dòng tính toán vượt quá tổng lượng dòng quan trắc trong vài tháng thì cần xem xét lại cả các trị số ETI của các tháng đó, ở đây cần tăng trị số ETI. Nói chung chỉ khi quá trình tính toán quá khác quá trình thực đo mới tiến hành điều chỉnh độ bốc hơi trung bình tháng, hoặc gián tiếp thay đổi hệ số giảm KE.

Khi áp dụng mô hình SSARR cho một lưu vực mới, ít nhiều tương tự về mặt điều kiện hình thành dòng chảy với một lưu vực đã được nghiên cứu thì việc sử dụng ngay quan hệ SMI ~ ROP của lưu vực tương tự làm cơ sở tính toán thử sai rồi sau đó điều chỉnh chọn quan hệ phù hợp là một việc hoàn toàn cho phép.

### 3) Quan hệ giữa phần trăm chảy ngầm và chỉ số thấm.

Dòng chảy ngầm được xác định thông qua việc xác định bằng kinh nghiệm quan hệ phần trăm chảy ngầm ( Baseflow Percent - BFP ) và chỉ số thấm ( Baseflow Infiltration Index - BII ). Muốn xác định được BFP thì trước hết cần xác định được dòng chảy ngầm trong dòng chảy lũ nói chung. Để tách dòng chảy ngầm ra khỏi dòng chảy nói chung, có thể giả thiết thời gian một trận mưa là không đáng kể so với thời gian tập trung nước trên lưu vực, khi đó có thể xem thời gian sinh lũ mặt và sát mặt là không thay đổi theo từng cơn lũ trên một lưu vực nhất định. Dựa vào giả thiết đó có thể tìm T trung bình cho các cơn lũ ( T là thời gian kể từ lúc lũ bắt đầu lên tới một thời điểm trên quá trình nước xuống được coi là điểm kết thúc lũ mặt và sát mặt ). Đường nối liền hai điểm đó trên đường quá trình chính là đường tách nước ngầm.

Sau khi đã tách dòng chảy ngầm ở quá trình lũ, tiến hành xác định chỉ số thấm BII<sub>2</sub> vào cuối mỗi thời đoạn P theo công thức :

$$BII_2 = BII_1 + (24.RG - BII_1) \left[ \frac{PH}{T_S BII + PH/2} \right] \quad (7)$$

trong đó BII<sub>1,2</sub> - chỉ số thấm của đất vào đầu vào cuối thời đoạn P, cm/h, RG=RGP/PH - cường độ dòng chảy, cm/h; T<sub>S</sub>BII thời gian trễ hay thời gian trữ nước, thường thay đổi từ 30 đến 60 giờ. Tính dòng chảy ngầm (BF) trung bình tháng  $BFP = \frac{BF}{RGP}$ . Kết quả tính BII và BFP cho phép lập được quan hệ BFP - BII cho mỗi lưu vực nghiên cứu.

Kinh nghiệm tính toán cho thấy quan hệ BFP ~ BII không ảnh hưởng tới tổng lượng dòng chảy, mà chỉ thay đổi thành phần dòng chảy ngầm trong tổng dòng chảy, nghĩa là chỉ làm thay đổi dạng đường quá trình lũ. Quan hệ này chỉ thể hiện rõ ảnh hưởng của nó ở phần đuôi của đường nước rút - phần lưu lượng ổn định, chủ yếu là dòng chảy ngầm. Ở phần lũ cao, vì phần nước ngầm là không đáng kể so với tổng dòng chảy lũ nên ảnh hưởng của quan hệ này hầu như không thể hiện. Quan hệ BFP ~ BII xây dựng được là một cơ sở để sau đó điều chỉnh trên máy tính nhờ thử sai sao cho kết quả tính toán chung là phù hợp với thực đo. Việc thay đổi từ quan hệ BFP ~ BII này sang quan hệ khác, giả sử từ quan hệ BFP lớn xuống BFP nhỏ hơn thì dạng đường quá trình lũ tính toán sẽ thay đổi, dòng chảy ở phần đỉnh lũ tăng lên còn phần nước rút chân lũ lại giảm đi.

Đối với lưu vực Nậm mun thuộc sông Cửu long, quan hệ BFP ~ BII mà chúng tôi tìm được có bị lệch đi so với kết quả công bố của Ủy ban sông Mê Kông. Qua thử nghiệm trên máy tính thấy rằng quan hệ 8305 của chúng tôi là thích hợp hơn với lưu vực Nậm mun với dòng chảy chủ yếu là sát mặt và ngầm (hình 2). Nhìn chung theo chúng tôi, trên lưu vực sông Cửu long, một lưu vực rất rộng lớn với những điều kiện địa hình, địa chất, lớp phủ v.v. ít nhiều có khác nhau nhưng quan hệ BFP ~ BII hầu như không thay đổi khi chuyển từ lưu vực bộ phận này sang lưu vực bộ phận khác. Chúng tôi đã dùng cùng một quan hệ 8320 để mô tả dòng chảy ngầm ở các lưu vực bộ phận (trừ lưu vực Nậm mun với điều kiện khác biệt hẳn). Kết quả tính toán cho thấy việc chọn như vậy là phù hợp.

Khi ứng dụng mô hình SSARR cho một lưu vực mới thì việc dùng quan hệ BFP ~ BII ở một lưu vực tương tự đã được nghiên cứu để làm cơ sở tính toán thử sai ban đầu là hoàn toàn cho phép để từ đó điều chỉnh chọn quan hệ thích hợp với lưu vực nghiên cứu.

Trị số BII<sub>0</sub> có ảnh hưởng không đáng kể tới kết quả của mô hình.

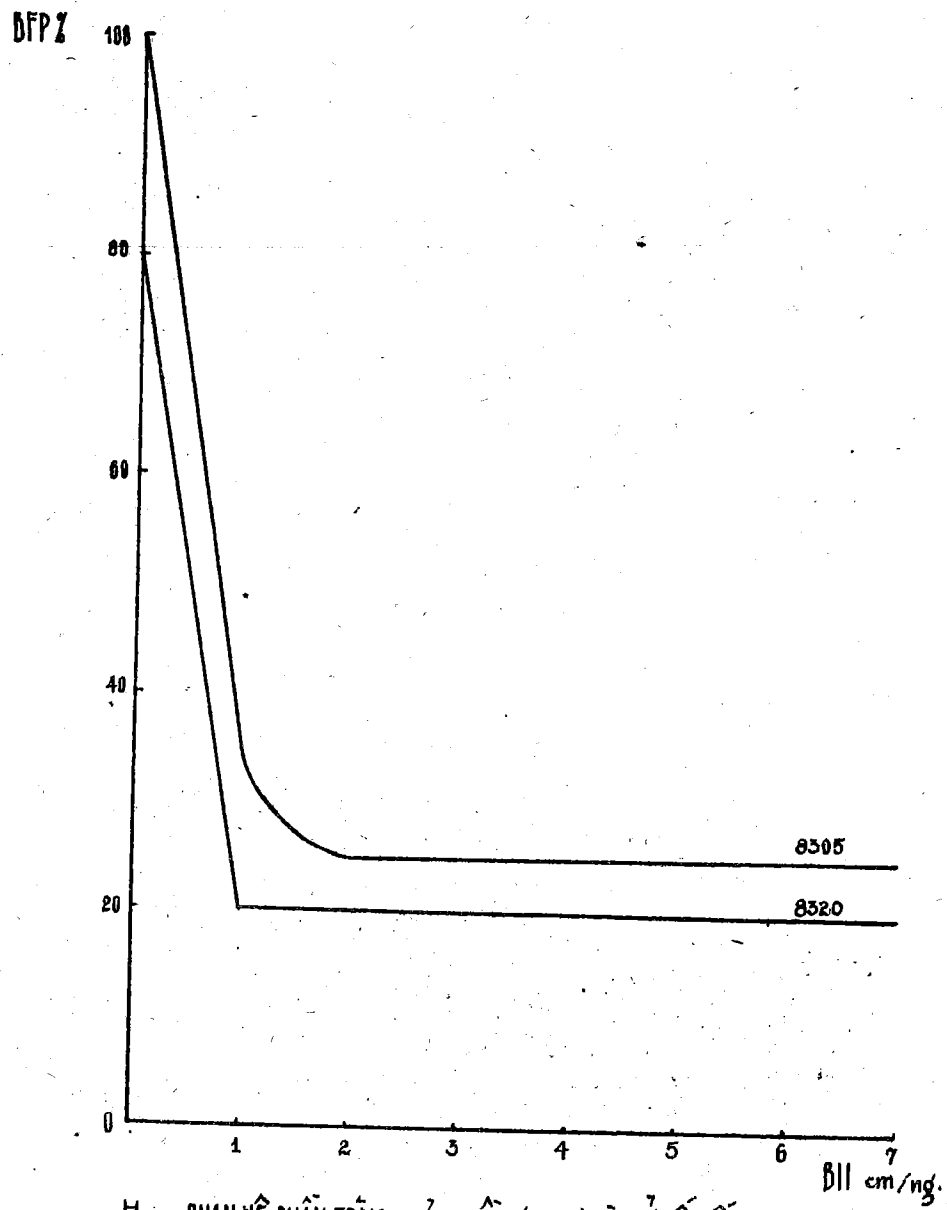
4) Quan hệ giữa cường độ dòng chảy hỗn hợp (mặt và sát mặt và cường độ dòng chảy mặt (quan hệ RGS ~ RS)

Quan hệ RGS ~ RS phân chia dòng chảy (mặt, sát mặt) ra làm 2 thành phần riêng biệt: dòng chảy mặt và dòng chảy sát mặt (RSS). Quan hệ RGS - RS được xác định riêng cho mỗi lưu vực dưới dạng đường cong như ở hình 3. Từ đó khi biết RGS có thể tính được cường độ dòng chảy mặt và cường độ dòng chảy sát mặt.

Quan hệ này được mô hình SSARR khái quát thành một số đường cong mẫu, nhưng với một lưu vực cụ thể cần phải chọn đường cong nào thì đó chính là vấn đề cần giải quyết khi tính toán cho bất kỳ lưu vực nào.

Một điểm mấu chốt của việc xác định quan hệ này là xác định lưu lượng lớn nhất của dòng chảy sát mặt (KSS) vì điểm ngoặt trên quan hệ RGS ~ RS là điểm có hoành độ RGS = 2KSS. Sau điểm ngoặt dòng chảy sát mặt không đổi và đường quan hệ sẽ nằm song song với đường phân giác của trục tọa độ. Hiển nhiên, ở đây đã nêu một giả thiết: với một lưu vực nhất định, có điều kiện địa hình, địa chất, lớp phủ, tầng

không thấm tương đối, bề dày tầng đất có khả năng sản sinh dòng sát mặt khi có nước mưa thấm qua mặt lưu vực v.v. là ít thay đổi trong quá trình hình thành dòng chảy. Từ đó dễ dàng thấy với một lưu vực nhất định khả năng hình thành dòng sát mặt với một lưu lượng lớn nhất nào đó sẽ là không đổi.

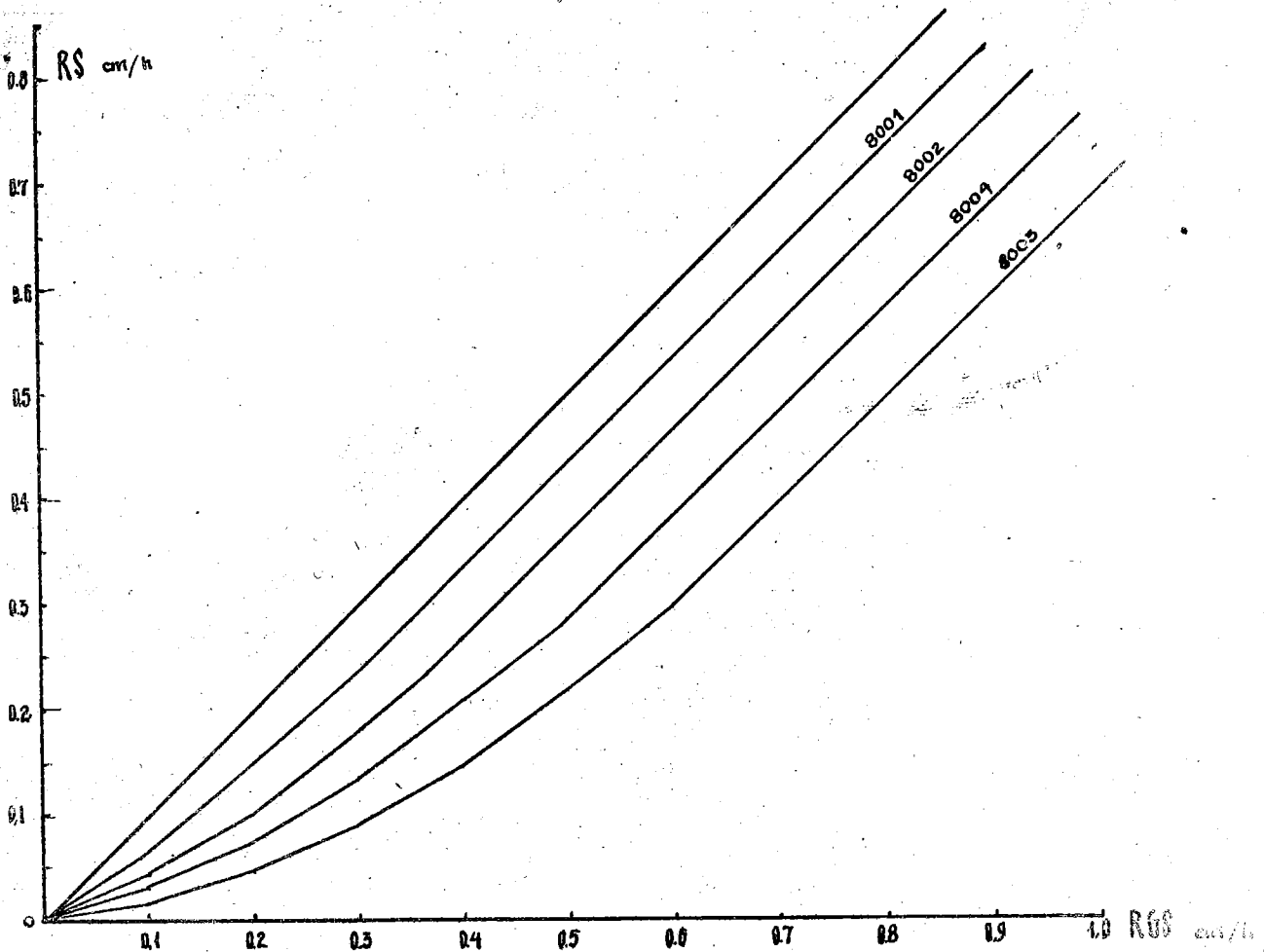


H. 2 QUAN HỆ PHÂN TRÂM CHẢY NGÂM (DFPZ) VÀ CHỈ SỐ THÂM (DII)

Phân đầu của quan hệ  $RGS \sim RS$  (khi  $RS < KSS$ ) được xác định theo công thức

$$RS = [0,1 + 0,2 (RGS/KSS)] RGS, \quad (8)$$

khi  $RS \gg KSS$  thì  $RS = RGS - RSS = RGS - KSS$ . Như vậy trong mô hình SSARR cho rằng việc hình thành dòng chảy mặt trên các lưu vực theo phương thức dòng chảy bão hòa, nghĩa là dòng chảy mặt sinh ra sau khi đã thỏa mãn dòng chảy sát mặt. Do đó khi  $RS \gg KSS$  thì  $RSS = KSS$  [6]. Ở đây chúng tôi thấy rằng, không phải bất kỳ lúc nào khi có  $RS \gg KSS$  là đã có  $RSS = KSS$ , vì rằng bản chất hình thành dòng chảy mặt và sát mặt khác nhau. Sự hình thành dòng sát mặt chủ yếu phụ thuộc vào cường độ nước thấm vào đất, mà như vậy thì sẽ gặp trường hợp cường độ mưa vượt thấm. Giả thiết của SSARR chỉ thích hợp trong hoàn cảnh hình thành lũ trong phương thức bão hòa dòng chảy sát mặt. Và như vậy thì đại lượng  $KSS$  có thể được xác định theo cách sau đây:



11.3 QUAN HỆ GIỮA CƯỜNG ĐỘ CHẢY TRẦN TRỰC TIẾP (RGS) VÀ CHẢY TRẦN TRÊN MẶT (RS)

trên một lưu vực sông nhất định, quan hệ giữa dòng chảy mặt và sát mặt là nhất định và thể hiện thông qua thời gian trước đỉnh lũ sau đỉnh mưa ( $\tau$ ). Những trận lũ nhỏ, có  $RGS < KSS$  thì theo SSARR đó là lũ sát mặt có  $\tau$  lớn. Ngược lại các trận lũ lớn có  $RGS > KSS$  thì lũ đó chủ yếu là lũ mặt có  $\tau$  nhỏ hơn. Do vậy mà trên đường biểu diễn  $Q_{max} \sim Q_{max} \tau$  ở các lưu vực đủ nhỏ chỉ thể hiện quá trình hình thành dòng chảy trên lưu vực (có thể bỏ qua quá trình trong sông) sẽ có điểm gãy tương ứng với điểm có dòng chảy  $RGS = 2KSS$ . Khi tìm được lưu lượng tại điểm gãy ( $Q_g$ ) thì dễ dàng tìm được  $RGS = \frac{Q_g}{F}$  rồi từ đó tìm KSS của lưu vực đó.

Ở đây, cần phải lưu ý rằng: quan hệ  $Q_{max} \sim Q_{max} \tau$  còn bị gãy do nhiều nguyên nhân khác, chẳng hạn khi lũ tràn lên bãi v.v. Mặt khác, xét về bản chất quá trình hình thành dòng chảy thì thời gian  $\tau$  nhiều khi chỉ phản ánh thời gian trễ đỉnh lũ dòng chảy mặt mà không phản ánh sự trễ đỉnh lũ của dòng sát mặt. Vì vậy mà ở một số trường hợp, không thể xác định được điểm gãy trên quan hệ  $Q_{max} \sim Q_{max} \tau$ .

Khi đã xác định được KSS có thể dễ dàng định được đường cong mẫu nào trong quan hệ  $RGS \sim RS$  là phù hợp để dùng làm cơ sở tính toán thử sai. Tất nhiên khi tìm được KSS thì cũng lập được quan hệ  $RGS \sim RS$  cho lưu vực nghiên cứu mà không cần dùng quan hệ mẫu của SSARR. Trong quá trình tính toán thử sai vẫn cần phải điều chỉnh tiếp tục quan hệ đã tìm được, nhưng kinh nghiệm cho thấy sự điều chỉnh này không nhiều.

Trên tất cả 7 lưu vực bộ phận của lưu vực sông Cửu Long, chúng tôi nhận được các trị số KSS gần như nhau. Khi tính toán chúng tôi dùng thống nhất một quan hệ mang mã hiệu 8003 với  $KSS = 0,3 \text{ cm/h}^{0,9}$ .

### 9) Các tham số diễn toán $N, T_S$

Trong mô hình SSARR, trước khi tổng hợp dòng chảy trên lưu vực, mỗi thành phần dòng chảy được diễn toán riêng biệt qua một số lần trữ nước ( $N$ ). Những lần trữ nước này được xem như một chuỗi những hồ trữ nước nhỏ gây trễ dòng chảy. Ở mỗi lần trữ nước, dòng chảy lại bị trễ một thời gian  $T_S$  nào đó (còn gọi là thời gian trữ nước).

Số lần trữ nước  $N$  và thời gian trữ nước  $T_S$  cho mỗi lần được định riêng cho mỗi thành phần dòng chảy tùy theo đặc tính mỗi lưu vực. Thông thường  $N$  được lấy từ 3 - 5 lần và  $T_S$  có thể vài giờ tới 1 tháng hoặc hơn nữa. Trong mô hình lưu vực  $T_S$  là một đại lượng không đổi đối với mỗi thành phần dòng chảy.

Các tham số  $N$  và  $T_S$  có ảnh hưởng rõ rệt tới dạng đường quá trình tính toán, thời gian xuất hiện lưu lượng đỉnh lũ.

Các tham số  $N$  và  $T_S$  diễn toán trên lưu vực có thể được xác định khi dựa vào thời gian tập trung nước trên lưu vực, có chú ý tới độ dốc, kích thước của lưu vực (dùng cho dòng chảy mặt và sát mặt). Với dòng chảy ngầm trên lưu vực thì chủ yếu dựa vào phán đoán trên cơ sở phân tích quá trình hình thành dòng chảy ngầm, sau đó đưa vào tính toán thử sai chọn các tham số phù hợp nhất.

Thực tế tính toán lũ trên lưu vực sông Cửu long, cho thấy các tham số  $N$  và  $T_S$  của dòng chảy mặt ảnh hưởng tới lưu lượng lũ lớn nhất và thời gian xuất hiện đỉnh lũ mạnh hơn là các tham số  $N$  và  $T_S$  của dòng sát mặt.  $N$  và  $T_S$  của dòng chảy mặt càng lớn thì đường quá trình lũ càng lệch sang phải và lưu lượng đỉnh lũ càng giảm đi.  $N$  và  $T_S$  của dòng sát mặt ít ảnh hưởng tới thời gian xuất hiện đỉnh lũ, nhưng lại ảnh hưởng mạnh tới đường nước rút trên đường quá trình.

Khi diễn toán dòng chảy trong sông thì cần xác định các tham số sau đây:  $N$  - số lần trữ nước,  $T_S$  - thời gian mỗi lần trữ nước hoặc các tham số KTS và  $n$  trong phương trình [6]:

$$T_S = \frac{KTS}{Q^n} \quad (9)$$

trong đó KTS,  $n$  là hằng số kinh nghiệm. Như vậy diễn toán trong sông đơn giản hơn diễn toán cho lưu vực nhiều vì ở đây không cần phải phân dòng chảy ra làm các dòng chảy thành phần nữa. Quá trình dòng chảy trong sông là thống nhất.

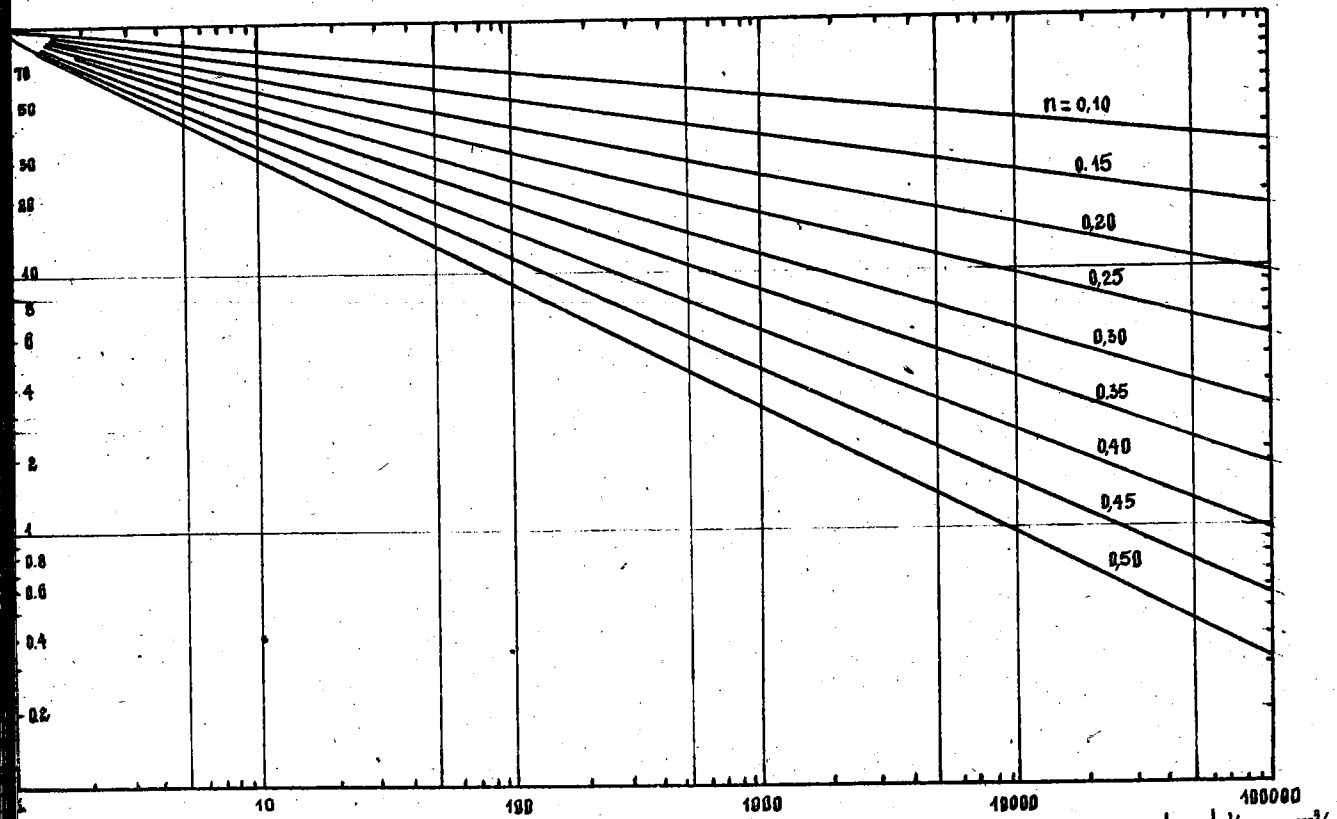
Các tham số KTS và  $n$  thường phụ thuộc vào đặc tính vật lý riêng của mỗi đoạn sông và được xác định bằng thử sai trên máy tính để sao cho quá trình tính toán và quan trắc là phù hợp với nhau. Tham số  $n$  thường thay đổi từ  $-1$  đến  $+1$  tùy theo hệ thống sông. Nếu  $n > 0$  thì  $T_S$  nghịch biến với  $Q$ ;  $T_S$  đồng biến với  $Q$  khi  $n < 0$ ; Đối với hệ thống sông Columbia  $n = 0,2$ ; sông Cửu long, theo Ủy ban sông Mê Kông hướng dẫn  $n = 0,35$  [1,2,3,4], còn trị số trung bình cho toàn lưu vực sông Cửu long là  $n = 0,26$ , nhưng đại đa số các đoạn sông có  $n = 0,32$ ; ở sông Đà  $n = 0,33$  [8]. Trường hợp  $n < 0$  biểu thị cho hiện tượng lũ tràn lên bãi, khi đó lưu lượng lũ tăng lên nhưng thời gian  $T_S$  không giảm mà tăng lên. Trong mô hình SSARR, các trị số  $T_S$  có thể được đưa vào máy tính dưới dạng các bảng trị số biến đổi theo lưu lượng.

Theo Ủy ban sông Mê Kông, mỗi lần trữ nước tương ứng với một đoạn sông 5 đến 7 dặm ở lưu vực sông Columbi và ở sông Cửu long, dài khoảng 10km [1,6]. Theo mô hình SSARR, các trị số  $N$ , KTS,  $n$  đầu tiên (để đưa vào tính toán thử sai) có thể xác định được nhờ tính ước lượng từ tài liệu thủy văn quan trắc được tại 2 trạm đo thượng và hạ lưu của đoạn sông ta nghiên cứu. Cách xác định như sau [6]:

$$\frac{KTS \text{ (đô thị)}}{T_S \text{ (đô thị)}} = \frac{KTS \text{ (đoạn sông)}}{T_S \text{ (đoạn sông)}}$$

trong đó KTS và  $T_S$  đô thị (xem hình 4) là các trị số xác định được trên đô thị  $T_S = \frac{KTS}{Q^n}$  với  $KTS = 100$  theo tổ hợp các hệ số  $n$  khác nhau.

Kinh nghiệm của chúng tôi cho thấy, để xác định một cách nhanh chóng các tham số nên kết hợp toán đồ lập sẵn cho  $KTS = 100$  của mô hình (hình 4) đồng thời dựa vào tính chất biến đổi của thời gian truyền lũ  $\hat{C} = f(Q)$  trên sườn dốc hoặc trong lòng sông để tìm  $T_S = f(Q)$  một cách nhanh chóng và dễ dàng. Sau đó cần xét



II.4 QUAN HỆ  $T_s = \frac{KTS}{Q^n}$  VỚI  $KTS = 100$

khả năng phù hợp của  $n$ ,  $T_s$  đối với quy mô, hình dạng, độ dốc của mỗi đoạn sông, lưu vực.

Khi đã xác định được  $T_s$  cho đoạn sông, có thể tìm  $N$  theo cách sau : xác định mức tăng tổng lượng lũ ( do gia nhập khu giữa ở đoạn sông ta xét) ở đoạn sông thông qua xác định hệ số :

$$\alpha = \frac{\text{Tổng lượng lũ trạm trên}}{\text{Tổng lượng lũ trạm dưới}}$$

cho một số trạm lũ ( chừng 10 - 15 trạm) rồi xác định  $\alpha$  trung bình trạm lũ. Sau đó xác định quá trình lũ trạm dưới nếu coi gia nhập bằng 0 ( $Q_d'$ ) bằng cách nhân các tung độ của quá trình lũ thực đo trạm dưới với hệ số  $\alpha$ . Như vậy ở đoạn sông ta xét, từ trạm trên về trạm dưới chỉ còn lại quá trình bệch lũ. Áp dụng chương trình SSARR, bằng cách thử sai chọn N thích hợp sao cho quá trình diễn toán từ trạm trên về phù hợp với quá trình  $Q_d'$  ở trạm dưới.

Kinh nghiệm áp dụng mô hình SSARR trên lưu vực sông Cửu long cho thấy chiều dài trung bình mỗi đoạn sông (79km) lớn hơn chiều dài lý thuyết rất nhiều. Trên lưu vực sông Đà đoạn sông dài trung bình 118km /đ/.

Trong thực tế, có thể xác định  $T_S$  đoạn sông dựa vào thời gian tập trung nước  $C$  trên lưu vực (khi diễn toán trên lưu vực) hoặc thời gian truyền lu trong sông (khi diễn toán trong sông) bằng cách chia thời gian tập trung nước hoặc truyền lũ cho số lần trữ nước :  $T_S = \frac{C}{N}$ .

Các tham số KTS, n chỉ ảnh hưởng tới dạng của đường quá trình tính toán. KTS càng lớn thì quá trình tính toán càng lệch phải và đỉnh lũ càng giảm. Nếu N và KTS cố định, n càng nhỏ thì quá trình tính toán càng lệch phải, đỉnh lũ càng nhỏ dần. Trường hợp cố định n và tổng thời gian trữ nước ( $T_S = \text{const}$ ) thì khi N tăng dạng đường quá trình tính toán thay đổi rất ít nhưng đỉnh lũ tăng lên.

Tham số thời gian trữ nước  $T_S$  BII ảnh hưởng ít tới dạng đường quá trình lũ. Khi  $T_S$  BII thay đổi thì đỉnh lũ tổng hợp thay đổi không đáng kể nhưng độ dốc của quá trình nước rút bị ảnh hưởng nhiều hơn nhất là khi tính toán cho một thời gian dài 3 - 4 tháng.

Sau khi đã chọn được các tham số làm cơ sở ban đầu để tiến hành thử sai tìm tham số chính thức cho mô hình, cần tiến hành phân tích một cách có hệ thống và toàn diện các tính chất và ý nghĩa vật lý của các tham số, nhất là xem chúng có phù hợp với điều kiện cụ thể của từng lưu vực hay không. Từ đó kết luận khả năng phù hợp của việc mô tả quá trình hình thành dòng chảy, phân chia dòng chảy. Mặc dầu vậy, cần phải lưu ý rằng, mọi sự phân chia dòng chảy ra làm dòng chảy mặt, sát mặt, ngầm rồi tìm các tham số diễn toán riêng biệt đều là một cách làm có tính chất ước lệ; tương đối. Thực tế, dòng chảy trên lưu vực là một quá trình thống nhất và liên tục từ khi mưa rơi trên lưu vực sông tới khi dòng chảy xuất hiện ở một tuyến nhất định nào đó. Song cách phân chia giúp giải thích được phần nào bản chất quá trình hình thành dòng chảy trên mỗi lưu vực cụ thể, từ đó xây dựng những phương pháp thích hợp để tính toán, dự báo lũ.

Khi tổng hợp dòng chảy theo mô hình SSARR với nhiều năm số liệu lũ trên sông Cửu long chúng tôi thấy rằng : có thể xem mô hình như một hệ thống được xác định

bởi nhiều tham số, trong đó có những tham số ảnh hưởng đến tổng lượng dòng chảy (chủ yếu là hệ số trọng lượng trạm mưa  $WP\%$  và quan hệ  $SMI \sim ROP$ ) và các tham số ảnh hưởng đến dạng của đường quá trình tính toán (các tham số  $N, T_S$ , quan hệ  $RGS \sim RS$ , các tham số khác ảnh hưởng không đáng kể tới dạng đường quá trình). Trong số các tham số của mô hình, các tham số  $WP, SMI \sim ROP$  và  $N, T_S$  là nhạy cảm nhất đối với kết quả của mô hình.

Kinh nghiệm cho thấy, muốn điều chỉnh kết quả mô hình thì việc đầu tiên là điều chỉnh quan hệ  $SMI \sim ROP$  sao cho tổng lượng dòng chảy tính toán bằng hoặc gần bằng tổng lượng dòng chảy thực đo. Nếu sự điều chỉnh này vẫn chưa cho kết quả tốt thì mới điều chỉnh thêm tham số  $WP$ : Nếu khi điều chỉnh  $WP$  ta nhận được kết quả thiên cao hoặc thiên thấp thì sau đó cần phải giảm hoặc tăng  $WP$  cho tới khi có kết quả mong muốn.

Khi vẽ tổng lượng dòng chảy đã tương đối phù hợp mà kết quả tính toán vẫn chưa tốt thì cần phải chuyển sang điều chỉnh các tham số gây ảnh hưởng tới dạng của đường quá trình mà trước hết là điều chỉnh số lần trữ nước  $N$  và thời gian trữ nước  $T_S$  ở mỗi lần trữ nước. Trường hợp đỉnh lũ tính toán xuất hiện sớm hơn và thiên cao so với thực đo thì cần tăng  $N$  và  $T_S$ , trường hợp đỉnh lũ tính toán thiên thấp và xuất hiện muộn hơn thực đo thì cần giảm  $N$  và  $T_S, \dots$

Muốn tăng hoặc giảm thành phần nước lên hoặc đỉnh lũ thì cần tăng hoặc giảm thành phần nước mặt. Muốn tăng hoặc giảm thành phần nước xuống thì tăng hoặc giảm thành phần nước sát mặt. Muốn tăng hoặc giảm thành phần nước cuối mùa lũ (chủ yếu là nước gốc) thì cần tăng hoặc giảm thành phần nước ngầm.

Trường hợp nước lũ rút nhanh hơn thực đo thì cần tăng  $N$  và  $T_S$  của dòng sát mặt - một thành phần quan trọng nhất khi nước rút, vì như thế nước sát mặt sẽ rút chậm hơn, làm lũ rút chậm hơn.

Với những trận lũ đầu mùa, nếu quá trình tính toán thấp hơn thực đo thì cần điều chỉnh quan hệ  $SMI \sim ROP$  ở phần đầu của chúng sao cho hơi thiên lớn - như vậy sẽ giúp mô tả được các trận lũ này.

Các quan hệ khác có ảnh hưởng rất không đáng kể đến kết quả tính toán và nói chung có thể dùng ngay các quan hệ mẫu trong SSARR để đưa vào tính toán thử sai bước đầu rồi điều chỉnh tìm quan hệ phù hợp.

Kết quả tính toán cũng cho thấy, những điều kiện ban đầu (các điều kiện về mực nước, lưu lượng tại thời điểm bắt đầu tính toán) có ảnh hưởng rõ ở vài ba thời đoạn tính toán lúc đầu, sau đó ảnh hưởng này giảm nhanh.

#### Kết luận :

Qua nghiên cứu, phân tích kết quả tính toán lũ để rút ra một số kinh nghiệm bước đầu xử lý các quan hệ và tham số trong mô hình SSARR chúng tôi nhận thấy để làm

ơ sở cho việc tính toán thử sai chọn các tham số phù hợp cho mô hình cần nghiên cứu các phương pháp xác định các tham số WP, phân phối mưa theo thời đoạn, lập quan hệ SMI ~ ROP, ETI, KE, RQS ~ RS, BFP ~ BII, tham số N, T<sub>S</sub>, v.v. Sau khi đã xác định được các tham số và quan hệ bước đầu cần tiến hành phân tích khả năng phù hợp của các quan hệ, tham số này với một lưu vực ta nghiên cứu. Để điều chỉnh đúng và phù hợp các tham số và quan hệ nhằm đạt được kết quả mong muốn ta cần phân biệt rõ những tham số, quan hệ ảnh hưởng tới tổng lượng dòng chảy, tới đường quá trình tính toán. Trước hết cần điều chỉnh các tham số và quan hệ có ảnh hưởng tới tổng lượng lũ, sau đó mới điều chỉnh các tham số quan hệ khác ảnh hưởng đến dạng đường quá trình. Việc ứng dụng một số quan hệ mẫu trong SSARR cho phép giảm nhẹ thời gian nghiên cứu áp dụng mô hình vào tính toán dự báo lũ ở một lưu vực nào đó mà vẫn đạt kết quả mong muốn.

Tài liệu tham khảo :

1. Computer application to System Analysis. Lower Mekong River. Description of "SSARR" program and illustrative E-xamples of its application to the lower Mekong River Computer Program N<sup>o</sup> 24 - K3 - G001. August 1967.
2. Program Description and user manual for SSARR Model. US army Engineer Division. 1972.
3. Training Course on Basinwide flood Forecasting for the lower Mekong Basin (29/10 - 7/11/1972). Băng-KOK Thai-land. Proceedings and papers. 1972. Volume I Methods of forecasting . p.p.128 - 138.
4. Intercomparision of conceptual models used in Operational Hydrological forecasting. WMO, N<sup>o</sup> 429 Operational Hydrology. Report N<sup>o</sup> 7, 1975.
5. Tài liệu khóa huấn luyện chương trình SSARR (8/1 - 5/2/75). Sài gòn.
6. Tôn Thất Phương. Chương trình điện toán mô hình SSARR 1975.
7. Đào Văn Lễ. Phương pháp điện toán trong mô hình SSARR. Nội san Thủy văn 1976.
8. Đào Văn Lễ : Ứng dụng mô hình SSARR vào dự báo lũ lưu vực sông Đà. Tổng kết đề tài nghiên cứu. 1980.