

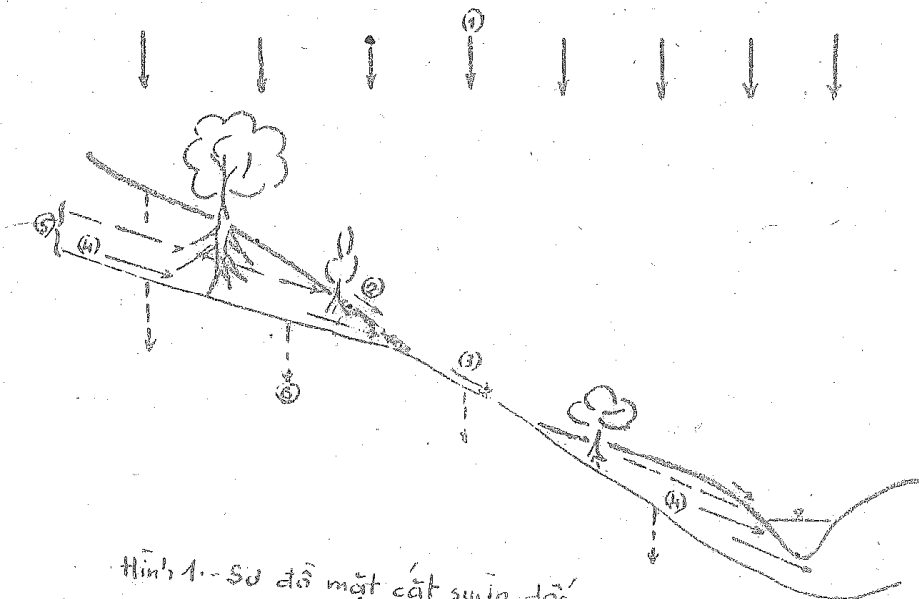
MỘT VÀI NHẬN XÉT VỀ DÒNG CHẢY TỪ SƯỜN ĐỐC

Trần Đức Hải
Viện KTTV

DÒNG chảy lũ được hình thành chủ yếu từ các sườn dốc sau đó chảy vào các khe lạch, lòng suối và tập trung vào lưới sông tạo thành các đợt sóng lũ. Vì vậy nghiên cứu các qui luật của dòng chảy từ sườn dốc là bước đầu tiên rất quan trọng trong việc lựa chọn và xây dựng các phương pháp tính toán, dự báo lũ, phù hợp với điều kiện cụ thể của từng vùng.

Phụ thuộc vào tình hình mặt đệm trên lưu vực, chủ yếu là lớp phủ đất và cây cỏ, cùng những đặc điểm về địa hình, dòng chảy từ sườn dốc có thể được hình thành dưới nhiều dạng khác nhau [1].

Riêng ở vùng đồi núi có rừng, theo các kết quả điều tra, nghiên cứu ở nước ngoài [2, 4, 5, 6] bề mặt sườn dốc xét theo chiều thẳng đứng thường có cấu trúc phân lớp rõ rệt: trên cùng là lớp mùn mỏng do lá cây cỏ mục rửa phân hủy thành; tiếp đó là lớp đất nằm trong tầng hoạt động của bộ rễ cây, thường có cấu trúc xốp rỗng, có nhiều khe nứt, hang lỗ do động vật và rễ cây sinh trưởng tạo nên. Lớp này có khả năng hút và thoát nước rất cao. Lớp dưới nữa do hậu quả rửa trôi các hạt mịn ở tầng trên thường là đất sét, pha sét hoặc đá gốc, khả năng thoát nước rất kém. Bề mặt phân cắt giữa hai lớp cuối, với khả năng thoát nước chênh lệch nhau hàng chục lần, tạo ra lớp ngăn nước tương đối và tầng đất dưới gọi là tầng không thấm tương đối.



Hình 1.- Sơ đồ mặt cắt sườn dốc
và các dạng dòng chảy cơ bản

1- Mưa; 2- dòng mặt là nước dâng; 3- dòng mặt do nước dư
4- Dòng dưới mặt 5- bão hòa dòng dưới mặt; 6- Thấm
qua mặt ngăn tương đối

Độ dày tầng đất xốp bề mặt không cố định mà biến đổi theo mặt dốc (hình 1). Ở những nơi tầng không thấm tương đối lộ hẳn lên mặt đất và vì khả năng thấm kém, thường nhỏ hơn cường độ mưa, nên dòng chảy mặt hình thành dễ dàng. Loại này tạm gọi là dòng chảy mặt do nước dư. Ở những khu vực có khả năng thấm lớn, mưa xuống bao nhiêu thấm hết bấy nhiêu, dòng chảy mặt chỉ có thể hình thành được khi toàn bộ lớp đất đó đã bão hòa nước. Loại này tạm gọi là dòng mặt do nước dâng. Trên mặt tiếp xúc giữa lớp đất xốp và tầng không thấm tương đối, do chênh lệch cường độ thấm sẽ hình thành lớp nước chảy qua các khe nứt, lỗ hổng lớn theo chiều của sườn dốc. Loại dòng chảy này được gọi là dòng tiếp giáp hay dòng dưới mặt.

Nói chung đối với các sông vùng núi có rừng, dòng chảy từ sườn dốc thường trực hình thành và tổ hợp từ ba loại dòng chảy kể trên. Ở những vùng sườn dốc có lớp đất xốp bề mặt dày và phân bố đều, dòng dưới mặt rất phát triển, chiếm tỷ lệ đáng kể trong tổng lượng dòng chảy, có tác dụng điều hòa cường độ cấp nước từ sườn dốc vào lưới sông do tốc độ tập trung nhỏ hơn dòng mặt. Theo tài liệu thực nghiệm từ một lưu vực cực nhỏ ở miền duyên hải đông bắc Úc ($F = 0,257 \text{ km}^2$), thể tích phần dòng chảy nhanh qua các hang lỗ lớn trong đất chiếm tới 47% tổng lượng dòng chảy (5). Dĩ nhiên tỷ lệ này không cố định mà thay đổi theo phạm vi và mức độ bão hòa của đất. Với những trận mưa lũ rất lớn toàn bộ lớp đất xốp bề mặt có thể bão hòa nước, cường độ dòng dưới mặt đạt trị số lớn nhất giới hạn, dòng chảy mặt hình thành hầu như trên toàn bộ sườn dốc và do tốc độ tập trung lớn, cường độ suất lũ sẽ rất cao và dòng mặt chiếm lấy vai trò quyết định trong hình thành lũ.

Để có thể xác định được các dạng dòng chảy tham gia tạo lũ cần có những số liệu cơ bản sau đây :

1. Số liệu về lớp đất trên mặt, ít nhất cũng tới tận tầng không thấm tương đối.
2. Số liệu điều tra, khảo sát thực địa và thực nghiệm trên hiện trường.
3. Số liệu đo từ những lưu vực cực nhỏ cỡ vài héc-ta đến 1 km^2 . Với những loại lưu vực này dòng chảy hoàn toàn có thể coi như mang các đặc trưng của dòng chảy từ sườn dốc.

Trên các đường quá trình lưu lượng (hoặc mực nước) nếu chỉ có thành phần chảy mặt, do tốc độ tập trung lớn (trong những điều kiện giống nhau về địa hình, lớp phủ) diễn biến lũ thường rất mạnh, lưu lượng lên, xuống nhanh với cường suất lớn, lũ không kéo dài, ở những lưu vực rất nhỏ, thời gian rút hết nước chỉ khoảng 1 đến vài giờ. Trên bề mặt sườn dốc, sự tồn tại, phát triển dòng chảy mặt bao giờ cũng để lại nhiều dấu vết do quá trình xói mòn.

Ngược lại, nếu có dòng dưới mặt, trên đường nước rút, tiếp theo giai đoạn tiêu nhanh với cường suất lớn (tương ứng với quá trình tiêu nước mặt) là thời kỳ tốc độ rút nước giảm nhanh, dòng chảy vẫn tồn tại, nhưng lưu lượng nhỏ và tương đối ổn định. Giai đoạn này có thể kéo dài nhiều ngày, tùy thuộc vào độ dày tầng chứa nước, kích thước các lỗ hổng trong đất, độ dốc lưu vực v.v. Ở những lưu vực rất nhỏ, khả năng điều tiết nước mặt trên sườn dốc và trong lòng dẫn không đáng kể, hiện tượng kéo dài thời gian rút nước là một bằng chứng khá quan trọng về sự tồn tại của dòng sát mặt.

Ở nước ta những số liệu điều tra thực nghiệm theo yêu cầu nêu trên, rất hiếm. Chỉ có được một ít số liệu đo không đồng bộ từ các bãi dòng chảy và 2 lưu vực ngòi thực nghiệm. Tuy nhiên theo ý kiến của nhiều nhà nghiên cứu nước ngoài, kích thước của bãi dòng chảy, nhất là chiều dài bãi, nhỏ hơn nhiều lần so với sườn dốc thực tế, hơn nữa bãi thường bị cách ly với môi trường xung quanh bằng các bức tường ngăn, bê-tông hoặc gỗ, chôn sâu tới tận mặt không thấm tương đối, quá trình trao đổi nước với các phần khác của sườn dốc gần như không tồn tại. Do đó, mỗi cân bằng tự nhiên bị phá hủy và các đặc trưng thực đo hoặc tổng hợp được như lượng dòng chảy, thời gian bắt đầu và kết thúc chảy v.v. không còn đúng với tình hình thực tế và vì vậy rất khó ngoại suy cho toàn sườn dốc. Vì những lý do trên tài liệu của các bãi dòng chảy thường chỉ dùng để tham khảo. Trong một tập chuyên khảo về vùng Trung Á và nam Ca-các-xtăng [3] Vinogradov cho rằng nghiên cứu các qui luật qua quá trình sinh dòng chảy từ mưa nên dựa vào số liệu quan trắc từ những lưu vực thực nghiệm cực nhỏ với kích thước tối ưu từ 0,01 - 1,0 km² cho những nơi có đồng dưới mặt và từ 0,001 đến 0,01 km² cho trường hợp dòng chảy mặt.

Ở nước ta trong 2 năm 1977 - 78 tại vùng trung tâm Trạm thực nghiệm dòng chảy Sơn Đông đã xây dựng và tiến hành đo dòng chảy từ hai lưu vực ngòi lồng nhau có diện tích $F_1 = 0,0405 \text{ km}^2$ (ngòi lớn) và $F_2 = 0,007902 \text{ km}^2$ (ngòi nhỏ). Chúng tôi sử dụng lượng thông tin nghèo nàn đó để bước đầu đánh giá về khả năng tồn tại và vai trò của các dạng dòng chảy cơ bản sinh ra trên sườn dốc.

I - Sơ lược về lưu vực ngòi và số liệu được sử dụng.

Lưu vực ngòi nằm ở bờ trái suối Nước vàng gần tuyến đo Vực ngã, trong phạm vi diện tích hứng nước của hồ bốc hơi trung tâm nằm trên lưu vực là hai quả đồi thấp, đường phân thủy đi qua 2 đỉnh. Xuôi về phía hồ địa hình bằng phẳng là khu đất trồng khoai. Lưu vực ngòi nhỏ nằm ở phần địa hình đồi là khu trồng chè, nhưng gần như bị bỏ hoang không vun xới nên lớp phủ chủ yếu là cỏ và sấm, mua, không có số liệu khảo sát về lớp thổ nhưỡng. Ngay sát cạnh lưu vực có bố trí hai bãi dòng chảy với lớp phủ bề mặt là đất cát pha có kết cấu rời rạc, trên mặt có lớp mùn màu xám, dưới sâu đất màu vàng nhạt, khả năng hút nước khá lớn, phát là bên bãi có rừng. Hệ số thấm ổn định đo theo phương pháp vòng đồng tâm bên bãi có cây là 0,03 mm/ph. Trên mặt bãi và lưu vực ngòi ít khe rãnh chứng tỏ dòng chảy mặt kém phát triển.

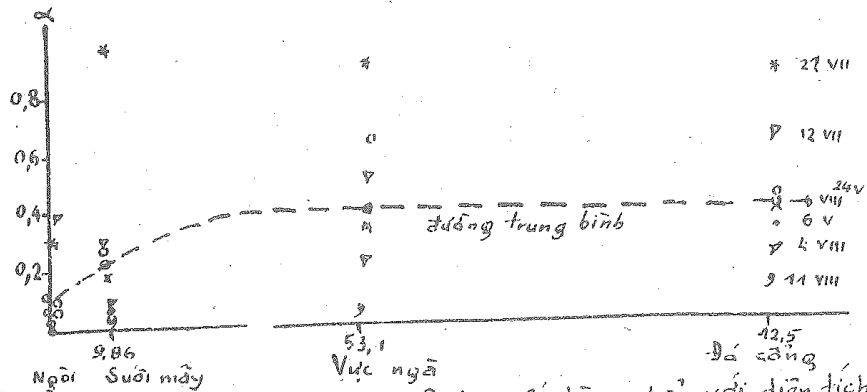
Trước khi sử dụng để phân tích, chúng tôi đã chỉnh biên lại toàn bộ tài liệu, tính lại lưu lượng từng thời điểm và tổng lượng nước từng thời đoạn, vẽ lại toàn bộ quá trình dòng chảy và mưa của từng trận lũ.

Tuy nhiên, khi phân tích tài liệu đo từ ngòi lớn thấy có hiện tượng mất nước rất trầm trọng, lượng dòng chảy ở đây thường nhỏ hơn nhiều lần so với dòng chảy từ ngòi nhỏ kể cả những trận lũ lớn. Vì vậy chúng tôi tạm thời chỉ sử dụng số liệu đo từ lưu vực ngòi nhỏ. Nguyên nhân hiện tượng mất nước nêu trên có thể là như sau: ở phần địa hình thấp gần hồ nước phai đắp bờ chắn nước làm đường phân thủy nhân tạo dẫn nước vào công trình đo. Nhưng biện pháp này chỉ có tác dụng đối với dòng chảy mặt, là thành phần kém phát triển tại đây, còn dòng dưới mặt vẫn được tự do thoát ra ngoài lưu vực đổ thẳng vào hồ, công trình đo không thu được.

II - Nhận xét chung về đặc điểm lũ và các đường quá trình lũ

1. Lượng dòng chảy

Hệ số dòng chảy từ lưu vực ngòi khá nhỏ, biến đổi trong phạm vi rất rộng từ 0,0004 đến 0,41. Khi so sánh hệ số dòng chảy từ các trận lũ cho các cấp diện tích trong phạm vi trạm Sơn động, thấy một hiện tượng rất có qui luật (hình 2) : hệ số dòng chảy giảm khi diện tích lưu vực giảm, nghĩa là ở những lưu vực nhỏ hơn có một



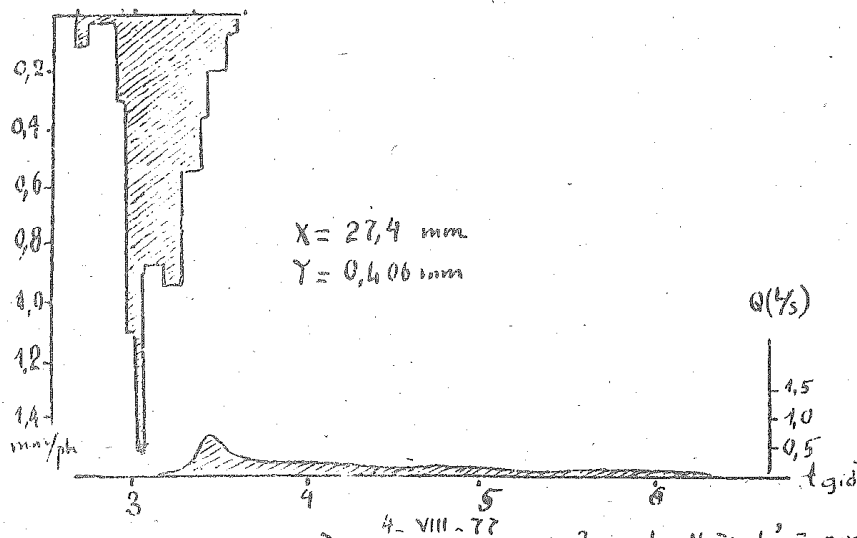
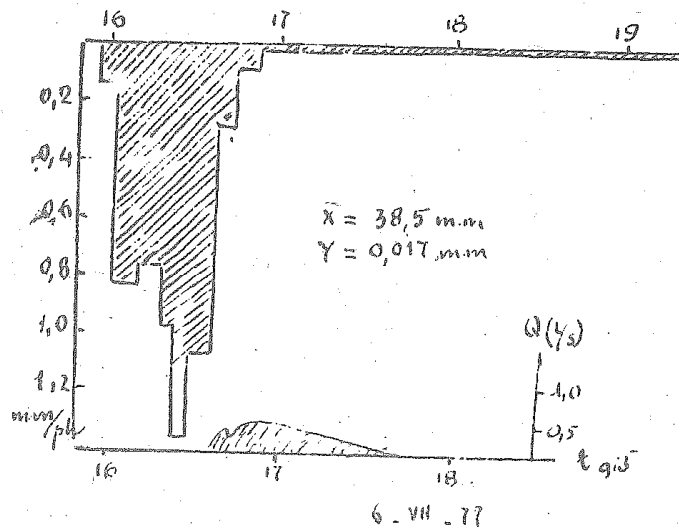
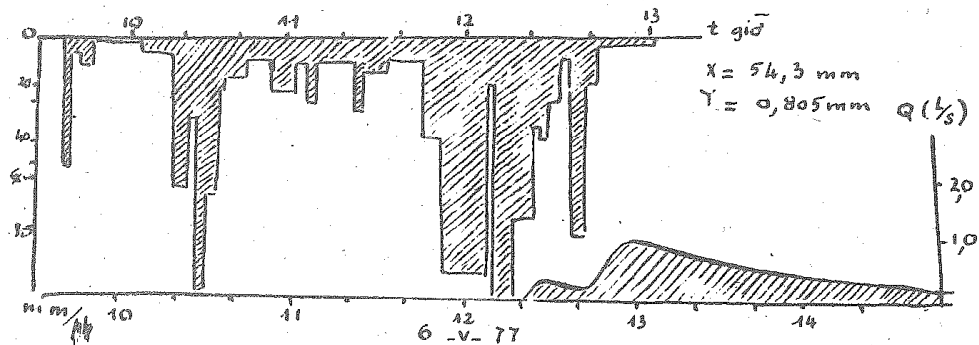
Hình 2 : Quan hệ giữa hệ số dòng chảy với diện tích lưu vực. Sơ liệu năm 1977 Tr. Sơn động

phần lượng nước hình thành chảy ra ngoài phạm vi lưu vực mà công trình do ở tuyến cửa ra không thu được, gây hiện tượng mất nước. Có thể có hai nguyên nhân : do sự phân bố không đều của mưa ở những diện tích lớn hơn dẫn đến việc tính lượng mưa bình quân không chính xác. Tuy nhiên ảnh hưởng này không thể chỉ biểu hiện một chiều là làm giảm lượng mưa bình quân để làm tăng hệ số dòng chảy. Nguyên nhân thứ hai chúng tôi cho là quan trọng nhất là do đặc điểm sản sinh dòng chảy ở đây trong đó dòng dưới mặt có vai trò đáng kể, nên ở những lưu vực cực nhỏ, dòng dưới mặt có nhiều khả năng thoát ra ngoài phạm vi lưu vực. Một số kết quả nghiên cứu ở nước ngoài cũng xác nhận hiện tượng trái qui luật ở những khu vực nhỏ (4). Tuy nhiên theo nhận xét của chúng tôi, qui luật này chỉ đúng với những trận lũ nhỏ và vừa khi dòng dưới mặt còn chiếm tỷ lệ đáng kể, với những trận lũ lớn (21-VII-77), lượng nước mất đi trở nên không đáng kể so với tổng lượng lũ và hệ số dòng chảy ít bị ảnh hưởng.

2. Đường quá trình dòng chảy

Phân tích đường quá trình các trận lũ đo được từ lưu vực ngòi trong 2 năm 1977-78 có thể chia ra ở loại với những đặc điểm khác nhau về hình dạng, quá trình nước lên xuống, cường suất biến đổi của dòng chảy.

Loại thứ nhất bao gồm những trận lũ có đường nước lên, xuống điều hòa với tốc độ biến đổi lưu lượng theo thời gian khá nhỏ, khoảng dưới 0,1 l/s. trong 1 phút. Những trận lũ này thường xuất hiện trong trường hợp độ ẩm trước lúc mưa nhỏ và mặc dù cường độ mưa khá lớn đạt tới 1,5 mm/ph, nhưng lượng dòng chảy sinh ra không đáng kể. Điều đó chứng tỏ khả năng thấm của lớp đất mặt khá lớn và dòng chảy mặt do nước dư không thể hình thành được (hình 3).



Hình 3: Quá trình Mưa - Dòng chảy L.v Ngòi nhỏ $F = 0,001902 \text{ km}^2$

Xét về đặc điểm biến đổi của lưu lượng theo thời gian, kết hợp với nhận xét của quan trắc viên có cơ sở để cho rằng trong những trường hợp này chỉ có dòng chảy dưới mặt, từ trong tầng đất trên chạ, ra qua các khe lỗ hổng và đây là những đường quá trình dòng dưới mặt trung.

Loại thứ 2 gồm những trận lũ mà ngay từ những phút đầu, dòng chảy đã tăng rất nhanh với cường suất tới vài chục thậm chí hàng trăm lít/s, trong một phút-biểu hiện của sự san sinh và phát triển mạnh mẽ dòng chảy mặt. Thường trong những trường hợp này vào thời điểm bắt đầu sinh chảy, cường độ mưa rất lớn. Nghĩa là khi mặt đất đã đạt tới một độ ẩm tương đối cao, có khả năng sinh dòng chảy mặt ở những chỗ đã bão hòa nước, với cường suất mưa lớn sẽ làm cho dòng mặt phát triển mạnh và nhanh chóng tập trung tới mặt cắt của ra (hình 4a, 4b).

Ở những đường quá trình thuộc loại 3, trong giai đoạn đầu của thời kỳ nước lên lưu lượng biến đổi chậm, điều hòa, giống như đường quá trình dòng chảy thuộc loại 1, nghĩa là dòng dưới mặt hình thành và tập trung về tuyến đo trước khi dòng mặt có thể hình thành. Giai đoạn này có thể kéo dài từ vài phút đến vài giờ tùy thuộc vào phân bố cường độ mưa và độ ẩm đất lúc bắt đầu mưa, sau đó nếu cường độ mưa đủ lớn, dòng mặt mới xuất hiện trên nền của dòng dưới mặt (hình 4).

Trong hai loại đường quá trình sau, đường nước rút đều có một đặc điểm chung: trong khoảng vài chục phút sau khi nước bắt đầu rút, lưu lượng giảm rất nhanh với cường suất lớn tương ứng với quá trình tiêu nước mặt. Sau đó tốc độ rút nước giảm, đạt tới mức ổn định và có khi đến vài ngày sau mới kết thúc hoàn toàn dòng chảy.

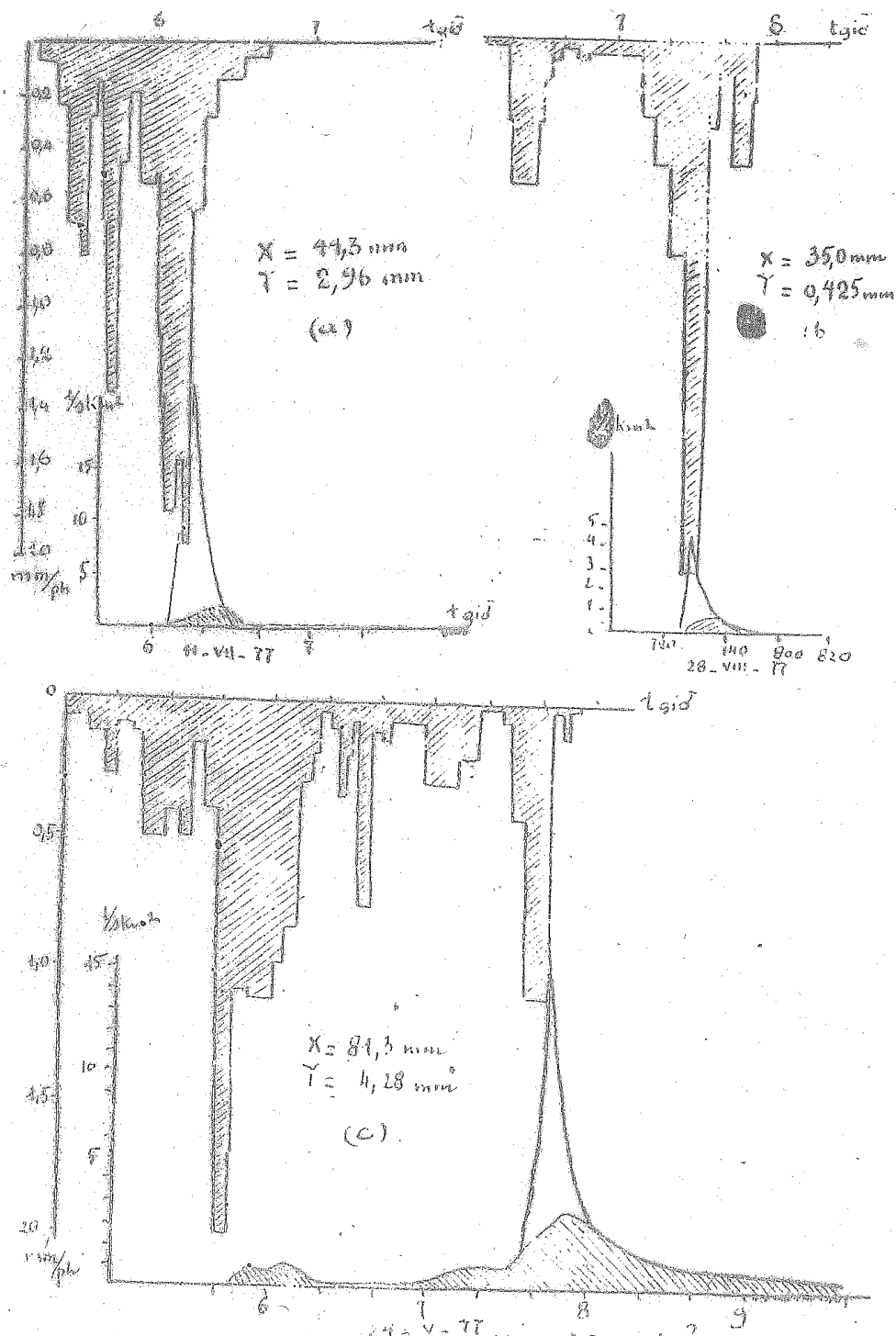
Từ những đặc điểm của đường quá trình dòng chảy, đưa vào các nghiên cứu thực nghiệm của nước ngoài cũng như nhận xét trên hiện trường của quan trắc viên, có thể khẳng định trong thành phần dòng chảy từ lưu vực ngòi nhỏ có một lượng đáng kể dòng chảy dưới mặt đất. Dòng mặt phát triển không mạnh và chỉ xuất hiện trên nền dòng dưới mặt.

Để đánh giá định lượng dòng dưới mặt đất cần phân cắt cường quá trình. Muốn vậy, cần xác định thời điểm bắt đầu và kết thúc dòng mặt. Đây là một việc rất khó bảo đảm chính xác, thường chỉ dựa vào việc phân tích cường suất thay đổi dòng chảy theo thời gian và kinh nghiệm thực tế của người phân tích. Thường thường vào thời điểm bắt đầu hoặc kết thúc dòng chảy mặt, cường suất biến đổi dòng chảy có đột biến: tăng (khi lũ lên) hoặc giảm (lũ xuống) mạnh hơn so với các thời đoạn trước đó. Khi vẽ đường quan hệ lnQ_t sẽ thấy xuất hiện các điểm gãy, phân tích kỹ sẽ xác định được thời điểm chuyển tiếp giữa hai dạng dòng chảy.

Phân tích cường suất biến đổi lưu lượng trong các thời đoạn trước và sau điểm gãy, đối chiếu giữa quá trình dòng chảy và quá trình mưa chúng tôi lấy giới hạn $\Delta Q / \Delta t = 0,1$ l/s trong 1 phút làm ranh giới phân chia: trong quá trình nước lên (hoặc xuống) nếu tại thời điểm nào mà $\Delta Q / \Delta t$ lớn hơn (hoặc nhỏ hơn) 0,1 l/s trong 1 phút sau đó dòng chảy tiếp tục tăng (hoặc giảm) thì điểm chuyển tiếp lấy tại điểm đầu thời đoạn.

Bằng phương pháp đơn giản trên có thể xác định được thời điểm bắt đầu và kết thúc dòng mặt cho các trận lũ hỗn hợp và xác định các trận lũ thuộc loại đơn thuần dòng dưới mặt. Tiếp đó phải tìm thời điểm xuất hiện dòng dưới mặt và ngoại suy phần đường nước lên và xuống của dòng dưới mặt kể từ 2 điểm chuyển tiếp tới đỉnh.

Theo kết quả nghiên cứu lý thuyết và thực nghiệm của nước ngoài [2], đường



Hình 4 - Quá trình Mưa - Đông chày

đường quá trình dòng dưới mặt cỏ đặc điểm chung là đường nước lên rất điều hòa, còn nước rút theo một đường cong hơi lồi gần như thẳng. Lưu lượng lớn nhất dòng dưới mặt xuất hiện sau Q_{max} dòng mặt và thường vào lúc kết thúc mưa. Theo kinh nghiệm đó, chúng tôi chọn phương pháp đơn giản sau: từ 2 điểm chuyển tiếp kẻ 2 đường thẳng với góc nghiêng 10° / $\Delta t \approx 0,1$ l/s/ph, điểm gặp nhau của chúng sẽ

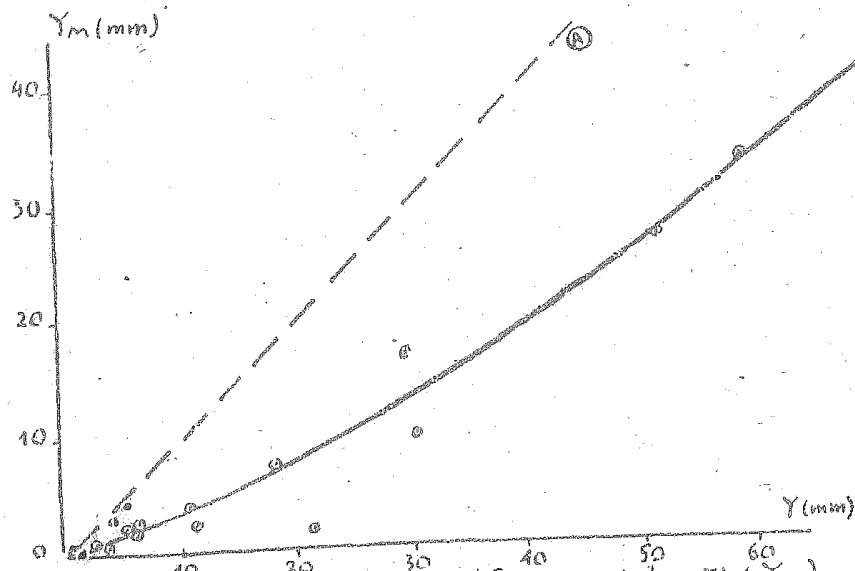
là đỉnh dòng dưới mặt. Trong tất cả các trường hợp, thời điểm xuất hiện đỉnh ngoại suy bằng cách đồ đều nằm sau thời điểm Q_{max} dòng mặt và kết thúc giai đoạn chủ yếu của trận mưa.

Sau khi phân cắt có thể xác định lớp dòng chảy mặt (Y_M) và dòng dưới mặt (Y_{DM}) cho từng trận lũ, bảo đảm điều kiện $Y = Y_M + Y_{DM}$.

Để có thể định lượng được vai trò của từng loại dòng chảy trong tổng lượng chung toàn trận lũ cần xác định quan hệ giữa các thành phần với tổng lượng Y . Với lưu vực ngòi nhỏ, nhận được quan hệ sau:

$$Y_M = aY + bY^2$$

trong đó $a = 0,3$; $b = 0,0043$ là các tham số kinh nghiệm.



Hình 5 - Đường quan hệ lớp dòng chảy mặt (Y_M) và dòng chảy trận lũ (Y) l.v. Ngòi nhỏ.

Trong hệ tọa độ $Y_M = f(Y)$ khoảng cách giữa đường phân đều giá trị $Y_M = Y$ (đường OA hình 5) và đường quan hệ là trị số lớp dòng dưới mặt Y_{DM} . Khi lượng lũ tăng, lưu lượng dòng dưới mặt cũng tăng và đạt tới giá trị lớn nhất giới hạn, tương ứng với điều kiện khi toàn bộ lớp đất xốp bề mặt đã bão hòa nước. Sau đó nếu vẫn tiếp tục mưa lượng dòng chảy mặt sẽ đóng vai trò quyết định, quan hệ $Y_M = f(Y)$ có dạng đường thẳng với góc nghiêng xấp xỉ 45° . Tại thời điểm chuyển tiếp đó lượng dòng chảy đạt giá trị tới hạn Y_{kp} . Với lưu vực ngòi nhỏ trị số này đạt khoảng 55 mm tương ứng với trường hợp lũ rất lớn, trong đó dòng dưới mặt chiếm 47% dòng chảy trận lũ. Điều đó cho thấy dòng dưới mặt chiếm tỷ lệ đáng kể trong tổng lượng dòng chảy từ sườn dốc.

Mặt khác, từ các đường quá trình lũ dễ dàng nhận thấy tuy lượng dòng mặt ở những trận lũ nhỏ chiếm tỷ lệ không lớn nhưng lại có vai trò quyết định đối với lưu lượng đỉnh lũ (Q_{max}). Vì vậy nếu như dòng chảy hoàn toàn là nước trên mặt thì chắc chắn Q_{max} sẽ đạt tới trị số lớn gấp nhiều lần. Điều này cho thấy dòng nước mặt có tác dụng đáng kể trong việc điều hòa lượng cấp nước từ sườn dốc cho mạng lưới sông/.

(xem tiếp trang 28)