

浦白川流出試験地の洪水流出特性(第2報)

著者	岸井 徳雄
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	29
ページ	93-101
発行年	1982-01
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000877

浦白川流出試験地の洪水流出特性 (第2報)

岸 井 徳 雄*

国立防災科学技術センター

On Flood Runoff Characteristics of an Experimental Basin at the Urajiro River (Second Report)

By

Tokuo Kishii

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

The Urajiro River experimental basin was established in 1975 to compare the runoff of a small basin and that of a large basin, to constitute the hydrograph of a large basin out of a small basin and to research into surface and subsurface runoffs.

This report aims at developing the method to constitute a hydrograph of a large basin.

In this experimental basin, there are two stream gauging stations, Kakinokidai and Tsukizaki by name. The latter one, with a larger drainage area, is a target station for constituting the hydrograph; the drainage area of the station is divided into 61 unit basins. The former one, with a smaller drainage area, is a representative unit basin: its drainage area is almost the same as that of ordinary unit basins. It assumed that the hydrograph at the target station can be as a sum of hydrographs of 61 unit basins which are proportional to that of the representative unit basin as expressed by Eq. (1). Time lag is introduced to this procedure as described by Eq. (2) and is defined as the quotient of channel length by the flow velocity which is selected for best fitting.

As a result of the procedures, little difference was found in peak discharge and peak time between the composed and the observed hydrographs at the target station. So the procedures have proved to be a good method to constitute a hydrograph of a large basin out of that of small basin. This result also means that channel effects are negligible in this experimental basin. Furthermore, there is a noteworthy point on the recession part between both hydrographs. Discharge of that part of the composed hydrograph is

*第1研究部

always smaller than the observed hydrograph. The fact meets the expectation that the runoff ratio of a large basin is larger than that of a small basin.

1. はじめに

浦白川流出試験地は、水災害の誘因となる流出に関してその基礎的な現象を把握するために調査・観測が行なわれている。

本試験地は、山地自然流域であり、千葉県下養老川上流左支川の浦白川流域にある(図1)。この位置は関東地方の中では、降雨量が多く、又、短期間で比較的多くの洪水資料が得られること、さらに流量観測、地形・地質調査の作業の容易さから流域面積が数平方kmであること等を勘案して決められた。本試験地においては、今までに流域面積の大小と流出率、合理式の流出係数、洪水到達時間等の関係について研究が行なわれた(岸井, 1978)。本報告はその続報である。

この研究の目的は、小流域の流出量と大流域の流出量とは単に絶対値が違うということだけでなく、いかなる所が相違するかを明らかにすることであり、従って小流域の流出量から大流域の流出量を推定する手法を明らかにすることである。

そのためには、流域面積の小さい流域と大きい流域とでは、流出にどのような違いがあるかを比較研究しなければならない。これらの違いが明らかとなれば、本試験地内の大・小流域ばかりでなく、さらに面積の大きい流域の流出(それは、ある流出現象に限られるかもしれないが)を推定するための端緒が開かれるかもしれないし、さらには、実用上への適用として、小流域の流出量を観測することによって大流域の流出量を予測する基礎資料となり得ると考えたからである。

さて、上記の目的のため、まず流域面積の大小と流出率等の洪水流出特性を調べられなければならない。それで本試験地内に設置された流域面積の異なる3流域(それらの流域面積

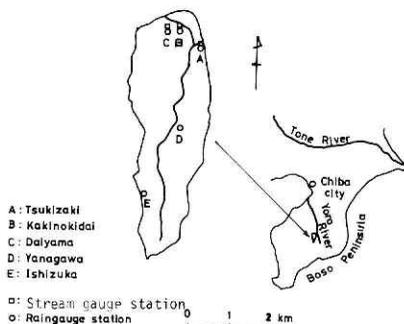


図 1 浦白川流出試験地と観測所の位置

Fig. 1 Location of the Urajiro River experimental basin, the rain gauge stations and the stream gauge stations.

は、 8.6 km^2 , 0.15 km^2 , 0.0063 km^2 である。)の流出量の観測結果から流出率が比較された。この結果、あらゆる降雨強度、一雨雨量及び降雨継続時間についての結論は今の所言えないが、流域面積の大きい流域程、流出率が大きくなる傾向が見られた。

しかしながら、上記の研究に加えて、河道での洪水変形の効果を考慮に入れる必要がある。一般に数百平方km以上の比較的面積の大きい流域では、河道での洪水波の伝播及び貯留等による変形の効果が大きい。面積の小さい流域では河道の効果は無視される程度であろう。それならば、本試験地のような山地自然流域で河道の効果はどうであろうか。

本報告では、小流域の流出量から大流域の流出量を単純な線形の加算で合成してみる。そしてその合成値と観測値を比較研究することによって、流域斜面における流出の過程と河道における洪水波の変形を明らかにしようとするものである。

2. 小流域の流出量から大流域の流出量の合成

2.1 合成の方針

第1章で述べたように試験地の流域内の河道における洪水波の変形及び貯留はないと仮定し、小流域で推定された流出量はある時間遅れを与えるだけで線型重ね合わせをして大流域の合成流出量となると考える。

柿の木台流域（流域面積： 0.15 km^2 、以下基準小流域と呼ぶ）で観測された洪水時の流出量（ $q_0(i) : \text{mm/hr}$ ）を基にして月崎流域（流域面積： 8.6 km^2 以下、大流域と呼ぶ）内の第j小流域の流量（ $q_j(i) : \text{m}^3/\text{sec}$ ）を推定する。iは時刻（単位10分）、第j小流域の流量は、その小流域の面積（ $a_j : \text{km}^2$ ）と一雨雨量（ $R_j : \text{mm}$ ）を基準小流域の面積（ $a_0 : \text{km}^2$ ）と一雨雨量（ $R_0 : \text{mm}$ ）とに比例させて決める。そして各小流域の流出量を小流域の下流端から、大流域の下流端までの流路長（ $l_j : \text{m}$ ）に比例する時間遅れ（ $t_j : \text{単位 10分}$ ）を与え、大流域の流出量を合成した。

2.2 具体的手順

大流域を、基準小流域と同程度の流域に分割し、各小流域の流出量に面積に関する重み a_j/a_0 をつける。大流域は61個の小流域に分割された。その面積 a_j は 2.4 ha から 42.6 ha まであり、平均面積は 14.2 ha である。次に流路長とそれに対応する小流域の面積を調べるため小流域から大流域の末端までの河道に沿う距離を1万分の1地形図を用いて測定した。そして、小流域からの雨水が直接に流路に横流入する残流域の流路長は、流路に沿う小流域の中間点を流路長測定の始点とした。このようにして得られた流路長（横軸）とそれに対応する各小流域の流域面積の和（縦軸）の関係を図2に示す。この図から、流路長 1.5 km から 2.0 km に対応する小流域の面積が最大であり、 2.0 km から 5.0 km まではその面積は減少する。しかし、 5.0 km を越えると再び小流域の面積は増大することが分る。

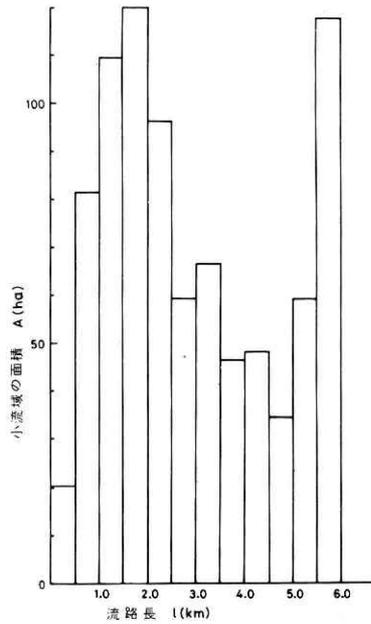


図 2 流域下流端からの流路長と小流域の面積の関係

Fig. 2 Relation between channel length (km) from the target station and total areas (ha) of the corresponding unit basins, ie., time-area-concentration diagram.

一雨雨量によって各小流域の流出量に重み R_j/R_0 をつけるため大流域内の雨量観測点 5 個所の各々の支配領域をティーセン法により求めた。ティーセン分割線が各小流域を横切る場合は、その分割線によって分割され部分の面積の大きい方に属する支配領域に含めた。この結果、各雨量観測地点が支配する小流域は、月崎地点で 4 流域、柿の木台地点で 4 流域、台山地点で 14 流域、柳川地点で 27 流域、石塚地点で 12 流域である。従って大流域での流出量の合成値は、以下のように表わされる。

第 j 小流域の流量は、10分ごとの i 番目の時刻において、

$$q_j(i) = \frac{a_0}{3.6} \cdot q_0(i) \cdot \frac{a_j}{a_0} \cdot \frac{R_j}{R_0} \quad (1)$$

で表わされる。さらに $q_j(i)$ は流路長に比例した遅れが与えられる。その結果、第 j 小流域の流量は

$$q_{sj}(i') = q_{sj}(i + t_j) \quad (2)$$

となる。ここで、 $t_j = [l_j/v]$ で v : 流路における洪水波の伝播速度 (m/10分) である。 $[]$: ガウス記号で t_j は 10分単位の時間にするを意味する。

この結果、各小流域からの流出量の合成値 ($Q_s(i')$: mm/hr) 即ち大流域の流出量は、

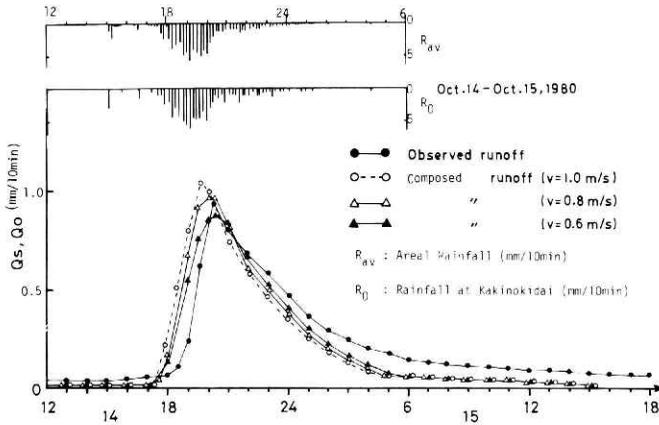


図 3 合成値 (Q_s) と観測値 (Q_o) との比較 (1980年10月14日~15日洪水)

Fig. 3 Comparison of the composed hydrograph with the observed hydrograph (Oct. 14 - 15, 1980).

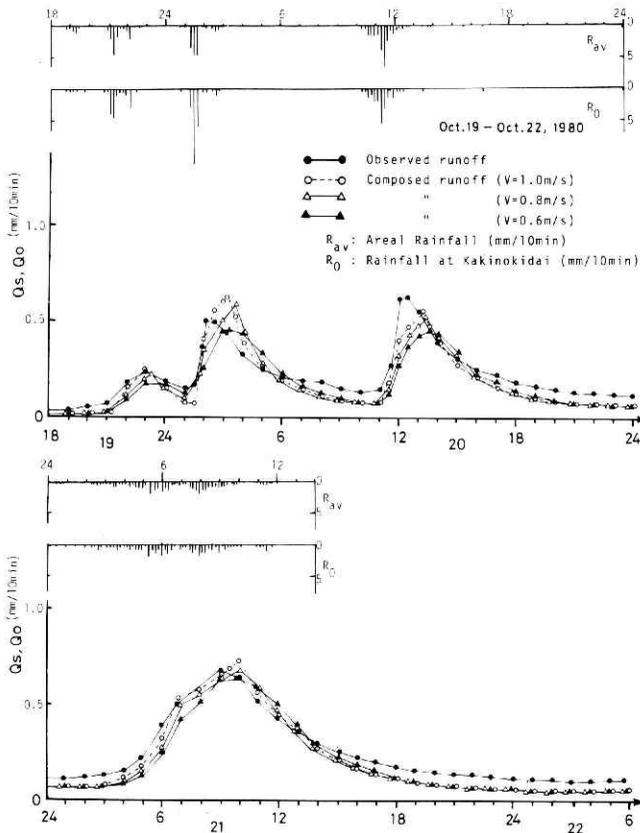


図 4 合成値 (Q_s) と観測値 (Q_o) との比較 (1980年10月19日~22日洪水)

Fig. 4 Comparison of the composed hydrograph with the observed hydrograph (Oct. 19 - 22, 1980).

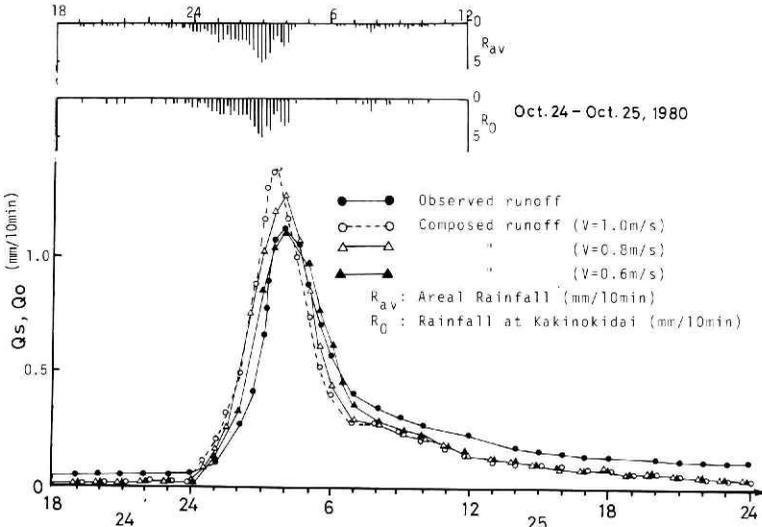


図 5 合成値 (Q_s) と観測値 (Q_o) との比較 (1980年10月24日～25日洪水)

Fig. 5 Comparison of the composed hydrograph with the observed hydrograph (Oct. 24 - 25, 1980).

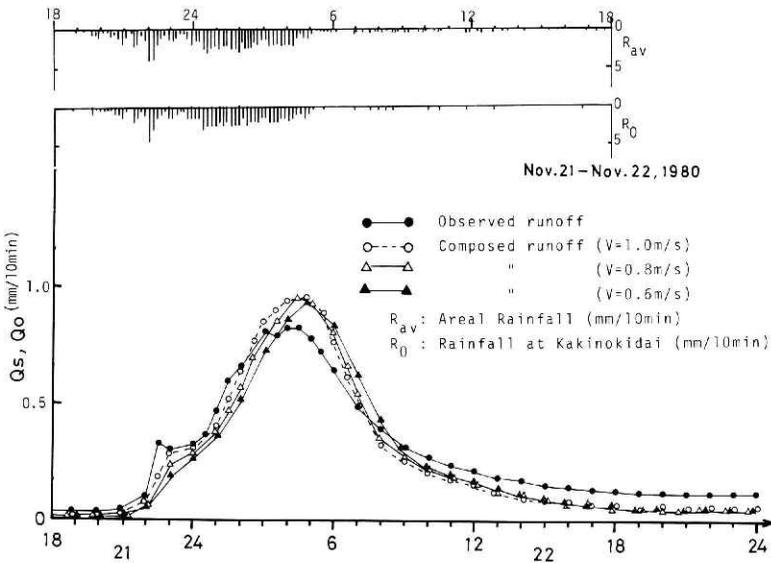


図 6 合成値 (Q_s) と観測値 (Q_o) との比較 (1980年11月21～22日洪水)

Fig. 6 Comparison of the composed hydrograph with the observed hydrograph (Nov. 21 - 22, 1980).

$$Q_s(i') = \sum_{j=1}^{61} q_{sj}(i') \cdot \frac{3.6}{A} \quad (3)$$

と表わされる。ここで $A = \sum_{j=1}^{61} a_j$ 大流域の面積 (8.6 km²) である。

2.3 合成の結果

このようにして求めた小流域の合成値 $Q_s(i')$ と大流域の観測値 $Q_o(i')$ とを比較した洪水例を図3～図6に示す。これらの図は、合成値と観測値がピーク流量において最も良く合う様伝播速度を種々変化させた結果を示す。洪水波の伝播速度を0.6 m/s(360 m/10分)、0.8 m/s(480 m/10分)、1.0 m/s(600 m/10分)とした場合がよく合いその合成値を示している。大流域の流路長は6 kmであるから伝播速度を0.6 m/sから1.0 m/sと仮定すると流域の最上流端から下流端までの伝播時間は2.8時間から1.7時間となる。

2.3.1 合成値と観測値の一致点

これらの図からピーク流量における合成値と観測値との差は、 $v=0.6$ m/sの場合0.2 mm/hr～1.1 mm/hr、 $v=0.8$ m/sで0.2 mm/hr～1.0 mm/hr、 $v=1.0$ m/sで0.3 mm/hr～1.5 mm/hrである。一方ピーク流量生起時の合成値と観測値との時間差は、 $v=0.6$ m/sの場合10分～1時間20分、 $v=0.8$ m/sで0分～1時間30分、 $v=1.0$ m/sで10分～1時間10分である。このように合成値と観測値は比較的良く合っており、ここで用いた小流域から大流域への洪水流出量の合成方法は有効であると考えられる。従って各小流域からの流出が流路で線型重ね合わせされること、洪水波の流路中における変形はないとした仮定もほぼ妥当である。

2.3.2 観測値と合成値の相違点

観測値と合成値は大略において一致していると言えるが、このことはこの程度の流域においては河道は単なる移動効果のみであるということである。ここでは、2,3の点に関して、細部の差異について述べる。

図3～図6の洪水例において共通していることは、少なくともピーク流量生起時から数時間以後のハイドログラフの低減部では、観測ハイドログラフ（大流域）の方が合成ハイドログラフ（小流域を合成したもの）より流出量が大いし、低減も緩い。このことは、低減の速い小流域を合成しても大流域の低減部には及ばないことを意味している。前報（岸井, 1978）で述べた大流域の流出率は小流域のそれより大きいという結果の一端を示すものである。

次に特徴的なことは、図3～図6の洪水例の内、図4の洪水（10月19日洪水）は他の洪水例に比べて、ピーク流量時での合成ハイドログラフと観測ハイドログラフとの差異が大きい。そこでこの洪水について色々考えられる要素を調べてみる。

この洪水には、大小計4つのピーク流量が生じているが、その内最初から2番目と3番目のピーク流量時での差異が大きい。その差異としては、①ピーク流量の生起時は、観測ハイドログラフの方が合成ハイドログラフより早く生じている。②ピーク流量時前後1時間の範囲での合

成ハイドログラフの上昇は緩やかであり、それに比してピーク流量後の低減が急である（観測ハイドログラフはその逆である）。それらの差異は降雨量の時間分布によると考えられる。

そこで図3～図6のハイトグラフを調べると図4の2番目と3番目のピーク流量付近の雨量は、図3、図5、図6等の洪水時の降雨に比し、1～2時間以内の短時間に比較的強度の大きい孤立した降雨であることが分かる。その時のピーク流量直前の流域平均雨量は、2番目のピーク流量時（10月20日、1～2時）で16.2mm、3番目のピーク流量時（10月20日、10時から11時）で16.3mmである。特に2番目のピーク流量時前60分間の雨量は、下流の柿の木台で21.5mm、月時で16.0mm、中流の柳川で12.5mm、上流の石塚で7mmというように下流に強度の大きい降雨があった。

このように短時間の降雨があると、大流域では下流端付近での流出が早く到達し、ハイドログラフの立上りが急で、降雨ピークから流量ピークまでの遅れ時間の短い洪水が観測される。この遅れ時間を月崎の降雨ピーク～月崎の流量ピークの観測値でみると、2番目のピーク流量時で40分、3番目では1時間程度である。一方、合成ハイドログラフを作成する上では、最上流の小流域からの流出が大流域の下流端に到達するまでの時間は、1.7～2.8時間である。この結果、①の差異が生じ、合成ハイドログラフのピーク流量生起時が観測ハイドログラフより、1～1.5時間遅れるのであろう。

②の差異は、①で述べた短時間降雨であったことに加えて、図2に示したように下流端からの流路長が5km～6kmの上流地点から流入する小流域の面積が多いことにも起因すると考えられる。それは、実際の現象では、観測ハイドログラフにも表われているように、下流端に近い部分の流域からの流出が主としてハイドログラフのピーク流量付近に関与する。しかし、ここで用いた合成方法では、総雨量に比例した全小流域からの流出量を加えて大流域の流出量を合成している。その結果、上流の各小流域からの比較的大きい流出量が遅れて加わり、合成ハイドログラフのピーク流量付近では、流出量が遅れてかつ緩やかに上昇すると考えられる。

しかし、これらの現象は降雨の時間分布が鋭い山形を示す場合についての現象で、緩やかな山形を示す、通常の降雨については、ここで述べた合成方法が、ほぼ妥当であると言える。

3. おわりに

ある小流域で観測された流出量を用いて他の小流域の流出量を推定し、それらを重ね合わせて大流域の流出量を合成した。その結果、合成値と観測値は比較的良い一致を示した。

このことは、本試験地内の河道における洪水波の変形、貯留効果は小さくて、小流域から大流域の流出を合成する場合には考慮しなくても良い程度であることが分かった。

しかし、合成ハイドログラフと観測ハイドログラフを比較すると細部においては二、三の

差異が見られた。

その差異の内、ハイドログラフの低減部においては、大流域の観測値の方が合成値よりやや大きい傾向が見られた。このことは大流域と小流域では低減部が異なることをうかがわせるが今後さらに、大流域（月崎）及び小流域（柿の木台）のハイドログラフの低減部を詳しく調べてその差異をより詳しく調べていく。

謝 辞

浦白川流出試験地の水文観測に常々御協力頂いている千葉県市原土木事務所、市原市公園みどり課の方々に感謝するとともに、現地の観測施設の維持管理に御協力頂いた当センター第1研究部、武田宏前研究員*及び中根和郎研究員に謝意を表します。

訂 正

国立防災科学技術センター研究報告第20号掲載の「浦白川流出試験地の洪水流出特性」の1023頁の表2谷次数別の流出率の表中に誤りがあったので次のとおり訂正する。

表2 谷次数別の流出率

Table 2 Runoff ratio of the first-, third- and six-th order valleys

	洪水発生年月日 年 月 日	洪水継続時間 (hrs)	6 次 谷			3 次 谷			1 次 谷	
			総雨量 (mm)	有効流出高 (mm)	流出率	総雨量 (mm)	有効流出高 (mm)	流出率	有効流出高 (mm)	流出率
誤	1976. 11. 18	24	32.70	11.51	0.352	38.0	11.06	0.291	/	/
正	1976. 11. 18	24	32.70	16.65	0.509	35.5	26.51	0.747	/	/
誤	1977. 8. 14	36	69.09	22.93	0.332	86.5	23.96	0.277	/	/
正	1977. 8. 14	36	86.10	*	/	86.5	30.13	0.348	/	/

* 水位記録途中欠測

参 考 文 献

- 1) 岸井徳雄 (1978): 浦白川流出試験地の洪水流出特性. 国立防災科学技術センター研究報告, No.20, 22~24.

(1982年6月12日 原稿受理)

* 現在, 建設省関東地方建設局荒川上流工事事務所