

樽前火山流域の流出特性について

RUNOFF CHARACTERISTICS IN A SMALL CATCHMENT OF TARUMAE VOLCANIC AREA

八田茂実¹・秋野隆英²・藤井清志³

Shigemi HATTA, Takahide AKINO and Kiyoshi FUJII

¹正会員 博(工) 苫小牧工業高等専門学校助教授 環境都市工学科 (〒059-1275 苫小牧市錦岡 443 番地)

²正会員 農修 苫小牧工業高等専門学校教授 環境都市工学科 (〒059-1275 苫小牧市錦岡 443 番地)

³非会員 工修 苫小牧工業高等専門学校教授 物質工学科 (〒059-1275 苫小牧市錦岡 443 番地)

Few studies have addressed the runoff mechanism in volcanic basins, because the flood discharge in such basins tends to be small. However, after volcanic eruptions it is important to review the runoff characteristics of the basin, because eruptions can profoundly alter the runoff mechanism. This study analyzes the runoff mechanism during rainfall in an experimental basin at Volcano Tarumae, according to field survey results. We reached these conclusions: 1) The runoff in the upper part of a basin is composed of runoff from areas adjacent to the river channel and large-scale groundwater runoff (mainly spring water at the riverhead). 2) Changes in rainfall have little influence on the runoff source area. 3) The discharge of spring water depends on average rainfall intensity and ground moisture in the basin.

Key Words : volcanic area, runoff characteristics, source area, direct runoff

1. はじめに

我国には数多くの第四紀火山が分布し、その堆積物が厚く堆積した流域では水文特性に大きな地域差があることが指摘されている。第四紀火山流域における流出特性の特徴は、渇水比流量の大きさ、減水係数の小ささなど、一般的に保水力と称されている特性が極めて大きいことや、洪水比流量が小さいことにある¹⁾。このような特徴は、厚く堆積した火山噴出物が高い透水性と大きな空隙を有しているため、降雨の大部分が地中深く浸透し、豊富な地下水貯留の場となっているためと考えられている²⁾。これまで、水資源の有効利用を目的として、こうした地域の低水流出特性に着目した研究は多くなされているが、洪水流出過程については、便宜的に従来型の洪水流出解析手法を適用した例はあるものの、流出過程までを含めた研究例は少ない。これは、第四紀火山地域ではその透水性の大きさから、洪水流出が問題とならない場合が多いことにある。しかし、噴火時に火山灰や火砕流など細粒の土砂が地表面を覆った場合には、浸透能が極端に低下することが指摘されており(例えば、恩田ら³⁾、池谷ら⁴⁾など)、洪水流出に対する影響を評価する上でも、現状の洪水流出特性を明らかにする必要がある。

本研究では、第四紀火山である樽前山の小流域を対

象に行った降雨-流出調査資料に基づいて、その洪水流出特性を検討する。

2. 対象流域の概要

樽前山は支笏湖の南部に位置し、頂上部に直径約1.5kmの頂部カルデラを有した活火山である。標高500m以上の山体部は30~40度の勾配の急斜面で、岩塊、スコリア、軽石などが散在する裸地となっている。その外周には半径約7kmほどで標高約150m~500mの緩斜面が広がっており、主として降下軽石堆積物から構成されている。樽前山の東および南側は主として軽石流堆積物からなる支笏火山噴出物の火山性台地が形成され、台地の先端は、海食崖に、この崖から海岸線にかけては、沖積層からなる低地が発達している⁵⁾。

本研究で対象とした小糸魚川流域は、樽前山の南側山麓に位置し、流域面積8.97km²、流域内の標高分布が27~187mである。対象とした流域の概要を図-1に示す。苫小牧市水道部が行った河道周辺の調査によれば、地表面下2.5mの位置に厚さ1m程度の泥炭層が不連続に見られる他は、地表面下9.5mの位置の不透水層(溶結凝灰岩)まで軽石混じりの砂礫層や砂質土層(飽和透水係数: $1.0 \sim 4.0 \times 10^{-4}$ m/s)で覆われている。

本研究では流域の下流端(M7地点)と本川最上流部

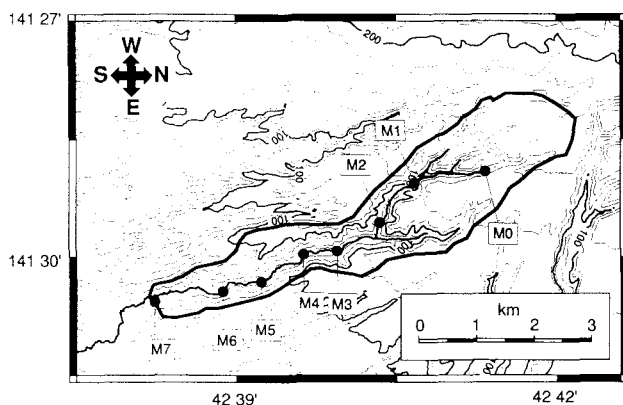


図-1 小糸魚川流域と流量調査点の位置

の湧水地点 (M0 地点) において水圧式水位計および水温計を設置し、水位・水温を一時間単位で測定している。流量は得られた水位を水位流量曲線によって流量に換算している。更に洪水時には、M7 地点に自動サンプラー (ISCO 社製 Model 3700 Portable Sampler) を設置し、河川水の採水も行った。調査地点は図-1を参照されたい。なお、M0 地点では2002年6月より水位観測を行っているが、河床変動等により水位流量曲線が利用できる期間が限られているため、一定期間を除いて湧水量の目安として M0 地点の水深を用いる。雨量資料は、流域の上流付近と下流部に設置された雨量計により、積雪期間を除いて1時間単位で整備されている。2000年、2001年の積雪調査を含めた観測資料によれば、小糸魚川流域の年降水量は約1800mm、年流出高は約2700mmであり⁶⁾、地形上の流域界を超えて地中水が流入しているものと考えられる。

図-2は、低水時に M0～M7 地点で測定した流量と調査地点の集水面積の関係を、近隣の錦多峰沢川流域・覚生川流域の結果とともに示したものである。この図では、測定地点間を結ぶ直線の傾きがその区間の流入水の比流量に相当する。小糸魚川流域では、水源部から上流部の比較的大きな支川の流入する M1 区間までの比流量が極端に大きく、M1 地点から最下流までの区間の比流量は、近隣の流域の比流量と大差がない。小糸魚川流域では、M0 から M2 区間に多数の湧水が見られ、特に M0 から M1 区間では湧出量も大きい。このため、降水量に比べて極めて大きな流出になる原因は、水源部を含めた上流部の湧水の集水域が地形上の流域界と一致していないためと考えられる。

3. 小糸魚川流域における流出特性

(1) 洪水流出形態の分類

図-3は、観測された M7 地点における洪水流量と湧水地点 M0 の水深・水温の変化の一例を示している。小糸魚川流域の洪水流出は、図-3の前半部の洪水に見られるように、最上流の湧水量がほとんど変化しないに

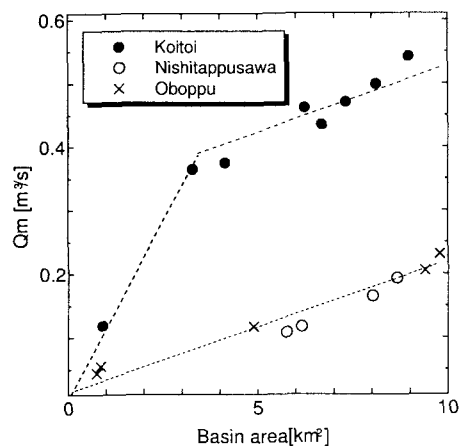


図-2 低水時の集水面積と本川流量の関係 (小糸魚川流域・錦多峰沢流域・覚生川流域)

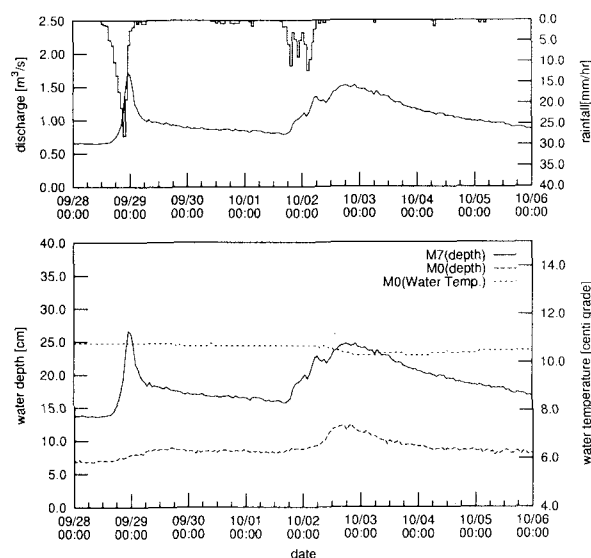


図-3 洪水時における湧水地点水深と水温 (2002年9月28日～10月6日)

もかわらず、流域末端では大きな流量変化の見られるもの (I 型) と、後半部の洪水のような、湧水量の増加傾向と流域末端の流量の増加傾向が良く一致しているもの (II 型) の2つに分類することができる。この2つの出水では下流端におけるハイドログラフの形状も大きく異なり、I 型のハイドログラフは洪水の開始からピーク流量までの立ち上がりが早い。これに対し、II 型の出水ではピーク流量の出現が遅く、時には複数のピークを有しているものもある。また、各洪水発生時の水温に注目すると、I 型の洪水では、雨水の温度が河川水温より高いため、水温もやや上昇しているが、II 型の流出では、湧水の増加に伴って湧水温が低下し、洪水の終了とともに湧水温が回復していることがわかる。

表-1は、M7 地点のハイドログラフの形状や M0 地点の湧水量変化に注目して、これまでに得られている洪水資料を I 型の出水と II 型の出水に分類したものである。表中の API (先行降雨指数) は、洪水開始 i 日

表-1 洪水資料の概要

Type	No.	総雨量 [mm]	平均雨量 [mm/hr]	最大雨量 [mm/hr]	初期流量 [m ³ /s]	ピーク流量 [m ³ /s]	API [mm]	降雨終了後 API [mm]
I	KT020707	29.8	2.3	7.2	0.6282	0.812	56	82
	KT020805	50.1	4.6	23.0	0.6103	1.183	87	129
	KT020928	134.5	6.1	28.6	0.6646	1.721	56	174
	KT021026	28.8	5.8	15.3	0.7306	1.204	109	104
II	KT010911	240.5	4.3	14.3	1.0842	3.910	232	423
	KT011011	166.3	5.9	16.1	0.7179	2.193	136	279
	KT020710-1*	82.6	2.6	8.8	0.6878	1.051	74	144
	KT020710-2*	38.9	1.8	6.7	0.8215	1.058	139	168
	KT020812*	34.3	1.3	3.1	0.7454	0.901	137	160
	KT020824*	81.2	6.2	17.6	0.7319	1.016	142	212
	KT021001*	81.6	4.3	13.3	0.783	1.518	169	229
	KT030710*	133.2	4.8	14.2	0.5713	1.392	52	167
	KT030807	74.0	3.1	11.0	0.6036	1.180	79	163

注*)*は複数のピークを持つ洪水資料であることを示す

前の日降雨量 P_i を当日からの日数で重み付けして積算したもので、次式によって計算される。

$$API = \sum P_i \cdot K^i \quad (1)$$

上式において、 K は経験的に 0.85 から 0.98 の値となることが知られているが⁷⁾、本研究では初期流量との対応から $K = 0.95$ を採用して計算した。

API は降雨開始前の流域の湿潤状態を近似的に表していると考えられるが、この値は対象流域の出水形態に大きな影響を与えている。すなわち、I 型の出水では API が 100mm 程度以下であるのに対して、II 型では 130mm を超えるような場合に生起していることがわかる。また、 API が小さい場合でも、II 型の出水になる場合がある。このような出水について API を流域の湿潤度の目安として洪水期間中も計算すると、降雨終了前に API が 130mm を超えている。

(2) 調査資料から得られる流出特性

a) I, II 型出水の関連性

図-4, 5はそれぞれ I 型, II 型の出水時における M0, M7 地点における流量と、M7 地点で採水した試料の波長 260nm における吸光度 (E_{260}) を測定した結果を示している。 E_{260} は、フミン質濃度と相関が高いことが知られており⁸⁾、さらに、地表面近くの比較的浅い層からの流出と関係していることが指摘されている^{9), 10)}。図によると、I 型の出水では流出量のピークと E_{260} のピークは良く一致していることがわかる。一方、II 型の出水では、ハイドログラフは 2 つのピークを有しており、降雨入力直後の第 1 ピークでは E_{260} の増加に対応し、第 2 ピークでは、M0 の湧水量の増加と対応していることがわかる。このような傾向は、1 つのピークしか持たない II 型の出水にも見られることに注目すべきである。以上の点を整理すると、I 型の出水は比較的浅い層からの流出が主体となっており、II 型の流出では、I 型の流出に続いて大規模な地中水の流出が現れる基底流型の流出であると考えることができ

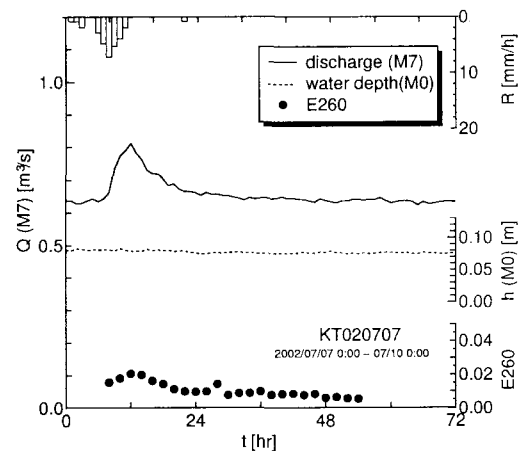


図-4 I の出水時の E_{260} の変化 (KT020707)

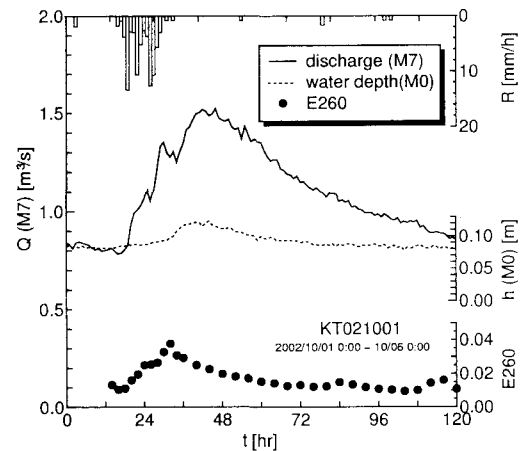


図-5 II の出水時の E_{260} の変化 (KT021001)

る。このような II 型の出水では、出水規模によっては第 1 ピークに第 2 ピークが重なり、2 つの流出経路の相違が明確に現れない場合があることに注意すべきである。

一方、図-6はハイドログラフの立ち上がりから第 1・第 2 ピークが生じるまでの平均雨量 r_{avg1}, r_{avg2} を求め、

それぞれの降雨の重心位置と各ピーク流量までの時間差¹を t_{lag1} , t_{lag2} として両者の関係をプロットしたものである。図中では、同様にして求めたI型の結果も図示している。図によれば、II型に見られる2つのピークのうち、第1ピーク(図-6中の○印)では平均雨量の増加に対して遅れ時間は短くなる傾向が見られるが、その範囲は小さくI型のそれと同等の3~5時間程度である。これに対し、第2ピーク(図-6中の×印)は平均雨量の大きさに大きく依存し、平均雨量が大きくなるほど遅れ時間が短くなる傾向が明瞭に認められる。

これらの結果を見る限り、I型の出水に相当する部分は、流域湿潤度の影響が小さく、第2ピークに含まれる流出成分とは異なる流出経路を経ていると推測される。

b) 流出経路

第2ピークを持つ流出では水源部の流量増加と良く一致する傾向があることから、斜面域からの流出は水源部の流量増加の影響を取り除く必要がある。図-7は低水時・洪水時の本川上の各測点の流量 Q から本川水源部の流量 $Q_{in,0}$ と支川流入量の和 $\Sigma Q_{in,i}$ を差し引いて本川延長に対する流量変化をプロットしたものである。図中の▲印は低水時の流量の分布、●印はII型の出水であるKT11011洪水のピーク流量付近で測定した結果を示しており、いずれも河道延長に対して直線的に増加する傾向が見られる。すなわち、II型の出水時には湧水量の大きな変化が見られるものの、河道周辺からの流出は流域内の各部分で同時かつ一様に現れることを示している。

洪水時の調査時では、河道近傍でも地表流が確認できなかったことから、水源部を除く洪水時の流出成分の増加が比較的浅い層からの流出成分と考え、流量測定時に同時に採水した試料の E_{260} を測定し流出成分の分離を行った。流出成分の算定方法は、次式の質量保存則により、浅い層からの流出量 Q_s と地下水流出量 Q_g をそれぞれ求めた。

$$Q = Q_s + Q_g \quad (2)$$

$$Q \cdot C = Q_s \cdot C_s + Q_g \cdot C_g \quad (3)$$

ここで、 Q は流量、 C は E_{260} 吸光度であり、 C_s , C_g はそれぞれの流出成分の E_{260} である。分離に当たっては、 C_s , C_g の値をいくかに設定するかが重要となるが、ここでは C_g は低水時のM0地点における E_{260} の測定値(=0.0019)を、 C_s としてはM3地点で採水した滲出水の E_{260} の測定値(=0.0822)を用いた。図-7中の△、○印はこれにより求められた浅い流出成分 Q_s を示している。最下流部付近で若干のばらつきは認められるが、水源部流量を差し引いた流量と Q_s は洪水時・低水時を問わず良く一致していることがわかる。これは、水源部を除く本川の河道周辺からの流出が、測定された

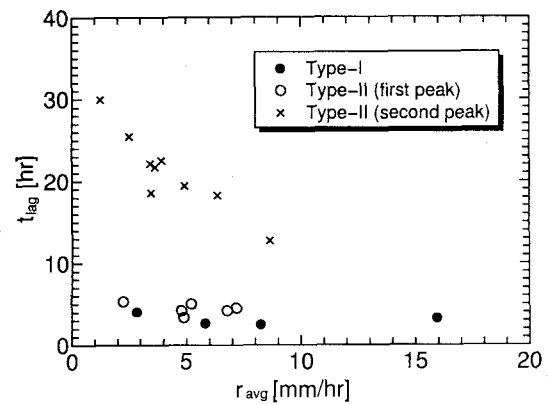


図-6 平均雨量とピーク流量の遅れ時間の関係

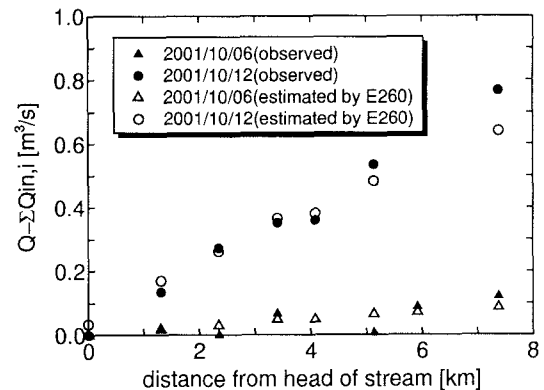


図-7 本川・支川の水源流量を差し引いた場合の流量観測点における流量の変化

滲出水と同等の流出経路を経ていることを示すと同時に、地下水流出が未知である場合でも E_{260} 吸光度を用いてこの流出成分を分離できることを示している。

4. 直接流出成分の解析

支川および本川の水源部が主となる上流域の湧水部は、流域が閉じていない可能性もあるため、ここでは水源部の流出量に変化の見られないI型の出水を対象として、洪水の主たる部分である直接流出成分の流出過程を検討する。なお、I型の出水では水源部流入量に変化しないことから、本川水源部上流域・支川流域を除いた流域(流域面積 5.76km^2)を対象とする。

(1) 直接流出成分の分離

図-8は、各洪水の減水部分の傾きを示したものである。白抜きの記号はI型の出水、黒塗りの記号はII型の出水のものであり、図中にはKT021001洪水時のM0地点におけるハイドログラフの減水部も描いている。図によれば、いずれの減水曲線も同一の傾きを有した2-3本の直線で近似できる。KT021001洪水では減水部が十分に得られていないが、それ以外の出水では最も小さい減水率はM0地点も含め $a=0.002(1/\text{hr})$

¹ これを「遅れ時間」と呼ぶことにする。

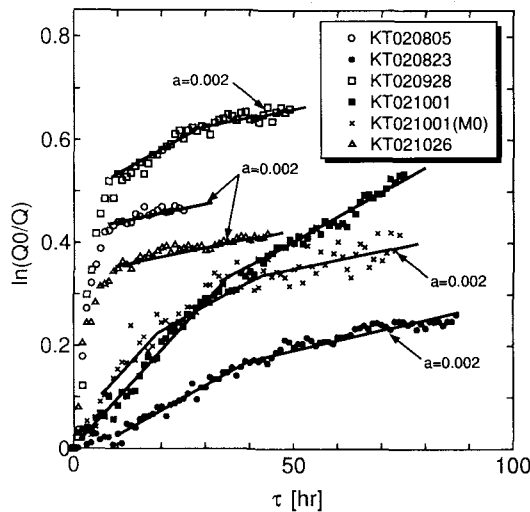


図-8 各洪水の減衰係数

表-2 直接流出量の流出率 (I 型)

No. KT-	020707	020928	020805	021026
f	0.026	0.025	0.027	0.030

ではば一致している。また、I 型の出水では、その特徴であるピーク直後の大きな減水係数はいずれの出水とも一致し、その後 II 型の出水に含まれている減水曲線に接続するような形となっている。このため、I 型の洪水では減水率の最も大きい直線の終点とハイドログラフの立ち上がりを直線で結び、表面流出量と基底流出量に分離するものとした。

表-2 は、このようにして分離された直接流出成分の流出率を示している。いずれの洪水とも降雨規模は異なるが、表面流の流出率 f は 0.025～0.030 の範囲でほぼ一致している。

(2) 流域と河道流出のモデル化

小糸魚川流域は図-1 に示したように流域のほぼ中央を流れる主河道に対し、流入する支川が少なく、かつ主河道長に対して斜面長が小さい形状となっている。このため、流域を図-9 のように本川長 $Y_L = 7.4\text{km}$ を中心とし、斜面長 $L_B = 390\text{m}$ 、勾配 1/10 の斜面が両側に付随する矩形流域に近似した。また、本川に流入する水源のうち、本川上流部 (Q_{in0}) と上流側の 3 つの支川の流量 ($Q_{in1} \sim Q_{in3}$) を本川合流地点で与える。

河道形状については、河道断面を長方形断面で近似し、縦断勾配および河道幅は観測結果に基づいて得られた近似式から算定することとした。河道内の流れはマニング則に従うものとし、次式を基礎方程式とする kinematic wave 法を用いて計算する。

$$\frac{\partial Q}{\partial y} + \frac{\partial A}{\partial t} = 2q, \quad A = \alpha Q^m \quad (4)$$

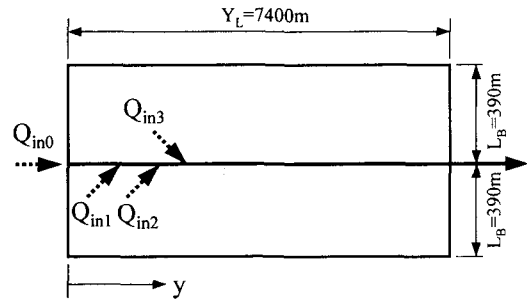


図-9 流域のモデル化

ここで、 Q は河道の流量、 y は河道流下方向にとった距離、 A は通水断面積、 t は時間、 q は片側の斜面流出量、 α, m はパラメータである。河道流量は低水時の河道縦断方向の流量を再現できるように、実測した河道縦断方向の流量分布を次式で近似する。

$$Q(y) = Ay^B + \sum_{i=0}^3 Q_{in_i} U(y_i - y) \quad (5)$$

ここで、 A, B は係数、 Q_{in_i}, y_i は i 番目の水源流量および本川への合流位置、 $U(x)$ はステップ関数である。

この河道流量を洪水期間中与え続け、斜面域からの流出量・河道降雨を加えて下流端 (M7 地点) での流量を算定したのち、予め与えた河道流量を差し引いて直接流出量と Q_d を求める。

(3) 斜面域からの流出のモデル化と計算結果

次に河道に流入する斜面域からの流出を考えるが、対象流域は透水性が極めて高い軽石層や火山灰層で覆われていることから、斜面域からの流出は飽和側方浸透流として計算を行う。また、軽石層・火山灰層の堆積厚も大きいことから、地表面に近い成分が斜面域全体から流出しているとは考えにくい。このため、先に求めた流出率により求めた有効雨量を全斜面に分布させて計算した場合 (Case-A) と、流出率を流出寄与域の面積率とみなし、河道周辺から一定幅の区間だけを対象として観測降雨を与えた場合 (Case-B) の比較を行った。なお、河道幅を除くと Case-B では図-9 の L_B が 7～9m となるので、ここでは 8m として計算した。

KT020928 の直接流出成分を対象として観測値を再現するように透水係数を同定した結果、Case-A では透水係数を 0.5m/s と明らかに過大な透水係数となったのに対し、Case-B では 0.01m/s と砂礫層の透水係数として妥当な結果が得られた。Case-B と全く同じ条件で、I 型の直接流出量を計算した結果を図-10 に示す。いずれの出水に対しても計算値と観測値は良く一致している。以上のようなことから、I 型の直接流出成分は、河道近傍の部分流出寄与域への降水によって構成されていること、今回対象とした規模のものでは、流出寄与域を一定とみなして差し支えないことが考えられる。

また、図-11 はここで算定された直接流出成分 Q_d

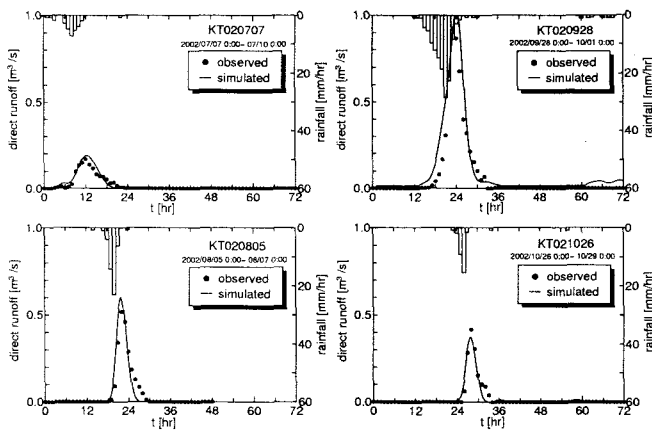


図-10 I型の洪水の再現結果

とE260で分離された浅い流出成分 Q_s との比較を行ったものである。I型のKT020707では、 Q_d, Q_s は良く一致しているものの、II型のKT020710では Q_d は Q_s の前半部でのみ一致している。Anderson and Burt¹¹⁾は、側方斜面での観測結果から2つのピークを持つハイドログラフについて、第1ピークが河道降雨と流出寄与域からの成分、第2ピークを側方地中流による成分としている。本研究で対象とした流域では、第2ピークは水源部の流入量が主体と考えているが、 Q_d と Q_s がハイドログラフの後半部で一致していない原因は、Anderson and Burtが指摘しているような側方地中流にあると考えられる。

5. おわりに

本研究では、樽前山麓を流れる小糸魚川流域を対象に、観測資料に基づきその流出特性を検討した。この結果、対象流域では河道近傍の降雨から形成される出水(I型)と、水源部の湧水を主とする規模の大きい地下水流が加わった出水(II型)の2つのタイプがあることを示した。これは、本研究で対象とした流域の流出過程を考える場合には、これらの2つの流出成分を考慮したモデル化が必要になる。

現在のところ、I型の出水に関しては河道降雨と流出寄与域的な扱いで洪水主要部分を再現できることを確認しているが、II型の出水に関しては不明な点が多い。今後は水源部の湧水や地中流の流出機構を検討するとともに、対象流域周辺の河川の出水特性についても検討する必要がある。

謝辞： 本研究は財団法人北海道河川防災研究センター平成15年度研究助成「苦小牧地域の河川流域の流出特性に関する研究」(研究代表者：八田茂実)の援助を受けました。また、本研究の遂行にあたり、北海道開発局室蘭開発建設部、苦小牧市水道部からは貴重な水文資料を提供していただきました。ここに記して関係各

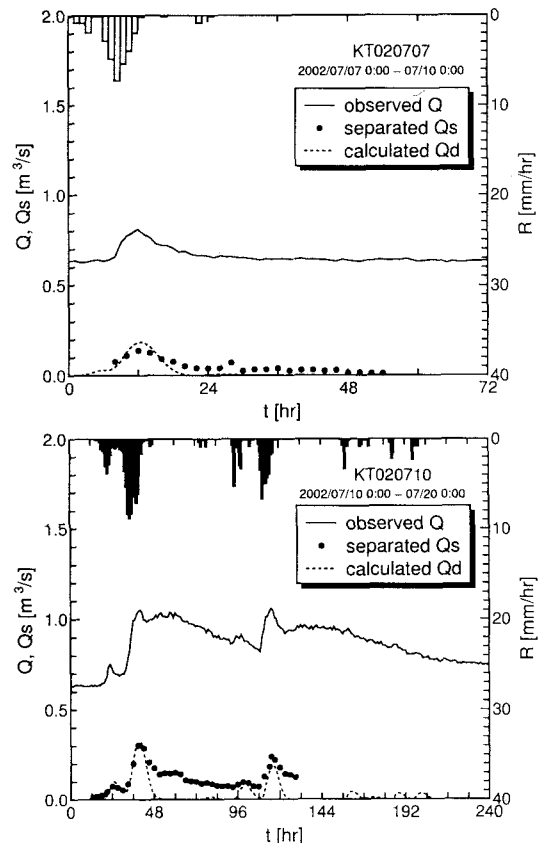


図-11 I型(上),II型(下)の洪水の再現結果

位に感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 高橋裕：河川水文学，共立出版，1987。
- 2) 山本莊毅：富士山の水文学的研究，地理学評論，43(5)，pp.267-284，1970。
- 3) 恩田裕一，竹中千里，水山高久：雲仙火山灰が浸透能低下を引き起こす原因，雲仙火山砂防研究報告第2号，pp.32-37，1996。
- 4) 池谷浩，ヘンドロヤント，小杉賢一朗，水山高久：火山噴出物の被覆による浸透能の減少—雲仙における比較試験—，雲仙火山砂防研究報告第2号，pp.27-31，1996。
- 5) 早川福利，佐藤巖：支笏湖東南地域の河川について，北海道立地下資源調査所報告，50，pp.109-132，1978。
- 6) 八田茂実，秋野隆英，藤井清志，照井文哉：苦小牧周辺河川の流出特性，土木学会北海道支部論文報告集，58，pp.314-317，2002。
- 7) Chow, V. T.: *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill, p.14-6, 1964。
- 8) 丹保憲仁，亀井翼：自然系，都市系の流出指標としての紫外外部吸光度とTOC，水文・水資源学会1988年研究発表要旨集，pp.180-181，1988。
- 9) 嵯峨浩：山地流域の降雨流出現象に関する研究，北海道大学学位論文，pp.97-99，1991。
- 10) 早川博，内島邦秀：富里ダム流出試験地の流出特性について，土木学会北海道支部論文報告集，49，pp.324-329，1993。
- 11) Anderson, M.G. and Burt, T. B.: Toward more detailed field monitoring of variable source areas, *Water Resour. Res.*, 14, pp.1123-1131, 1978。

(2003.9.30 受付)