

小糸魚川流域の流出特性

Runoff characteristics in the Koitoigawa Basin

苫小牧工業高等専門学校
 苫小牧工業高等専門学校
 苫小牧工業高等専門学校
 苫小牧工業高等専門学校

○正会員 八田茂実 (Shigemi HATTA)
 正会員 秋野隆英 (Takahide AKINO)
 藤井清志 (Kiyoshi FUJII)
 照井文哉 (Fumiya TERUI)

1 はじめに

北海道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の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、湧水比流量の大きさ・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(高橋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(例えば山本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。

本研究は、第四紀火山である樽前山に水源を発し、水量も豊富で極めて優良な水質であることが知られている苫小牧近郊の河川流域を対象に、これまでに得られている観測資料から洪水流出特性を検討するものである。

2 対象流域と調査の概要

2.1 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、海食崖となっている。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³⁾。

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。河道は標高40m付近を境として上流側と下流側で勾配が異なっており、下流側では河床材料も堆積した火山灰が多く含まれるようになる。また、流域内には湧水が多く見られ、特に上流側の軽石層で覆われている部分では湧水の数、湧水量ともに大きくなる傾向がある⁴⁾。また流域のほとんどが国有林内に存在し、各種用水の取水もなされていない。対象とした流域の概要を図-1に示す。

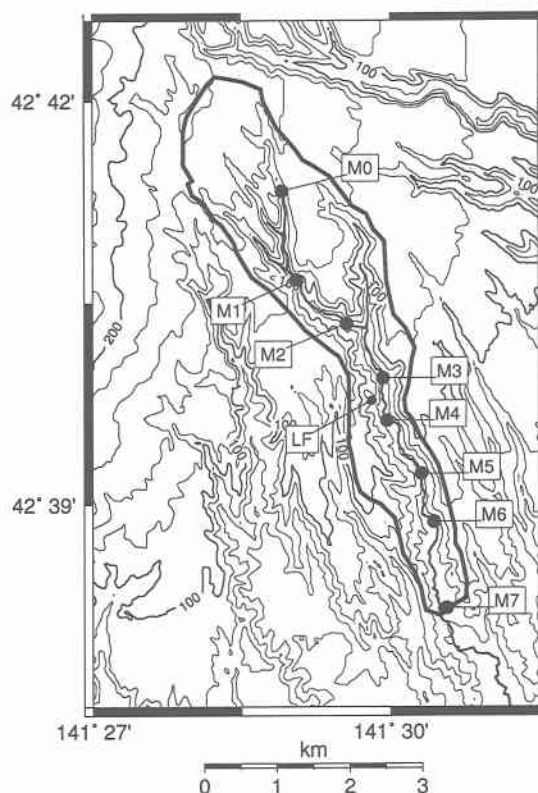


図-1 小糸魚川流域と流量調査点の位置

2.2 水文資料の概要

本研究では流域の下流端(M7地点)と本川最上流部の湧水地点(M0地点)において水圧式水位計および水温計を、右岸支川の上流端(LF地点)に水温計を設置し、水位・水温を一時間単位で測定している。流量は流域末端に設置した水圧式水位計により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。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は2002年9月以降の資料に限られているため、これ以外の期間では湧水量の目安として湧水地点の水深を用いる。

図-2は低水時におけるM0地点における流量(Q_{M0})とM7地点における流量(Q_{M7})の関係を示したものである。低水時には、M0地点における流量とM7地点における流量は直線的な関係を有している。このため、低水時にはM0地点における湧水量は流域全体の地下水流の指標として考えることができる。また、降水量

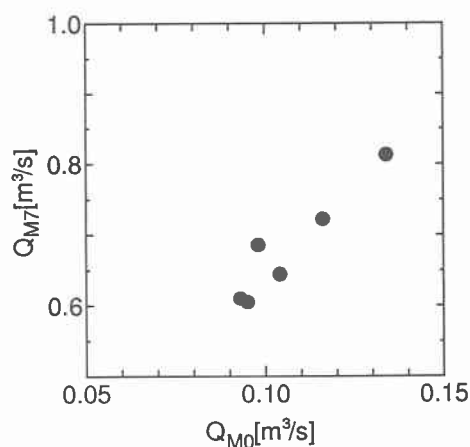


図- 2 低水時における M0 地点における流量 (Q_{M0}) と M7 地点における流量 (Q_{M7}) の関係

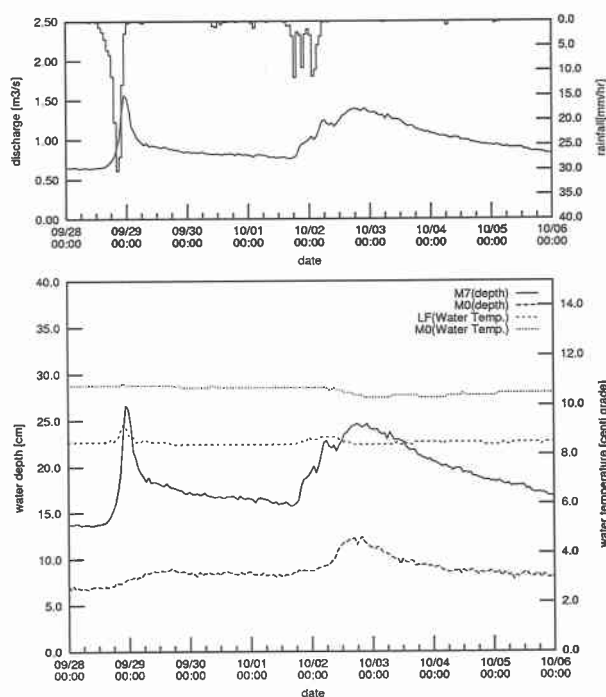


図- 3 洪水時における湧水地点水深と水温

に関しては、地上雨量計が流域上流部付近と下流部に設置されており、積雪期間を除いて1時間単位で雨量資料が整備されている。

3 小糸魚川流域における洪水流出特性

本節では、これまでの調査結果から、小糸魚川流域における降雨流出特性を検討する。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、およびそのときの M0, LF 地点における湧水の水温の一例を示している。小糸魚川流域の流出パターンは、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もかかわらず、流域末端では大きな流量変化の見えるもの (Type-I) 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 (Type-II) に大きく分類することができる。

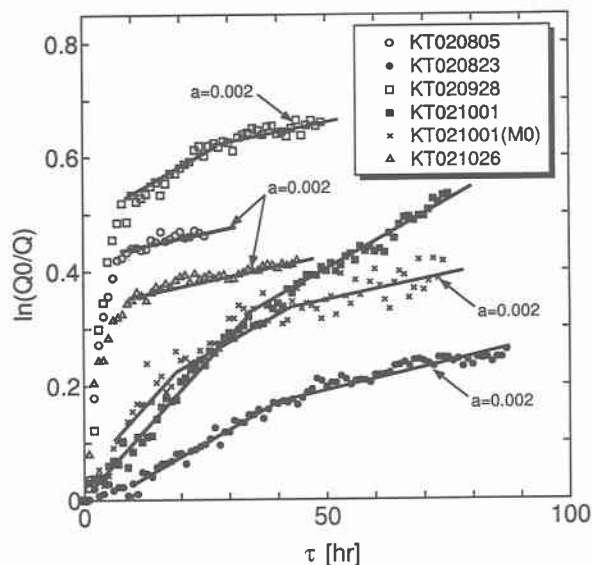


図- 4 各洪水の減衰係数

また、各洪水発生時の水温に注目すると、Type-I の洪水では、雨水の温度が河川水温より高いため、各地点の水温もやや上昇しているが、Type-II 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。

以上のような特徴から、これまでに得られている洪水資料について、M0 地点の湧水量変化と M7 地点のハイドログラフに注目して上記のような分類を試みると、表-1 のようになる。対象とした洪水のうち、KT020823 では降雨波形は一致するものの、上流側の雨量が下流側雨量の3倍程度大きくなっているが、これ以外の洪水資料では降雨波形・雨量とも良く一致しており、流域内で一様の雨と考えて差し支えない。

図-4は、各洪水の減水部分の傾きを示したものである。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。いずれの減水部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 $a=0.002(1/hr)$ でほぼ一致している。

まず、Type-I の洪水に注目すると、出水規模の大きい KT020928 以外では、減水曲線はほぼ2本の直線で近似可能である。低水時には、図-2に示したように M0, M7 地点の流量の間には直線的な関係がある。このため、M0 地点の流量に一定値を乗じて、これを基底流量 (Q_b) と考え、KT020928, KT021026 洪水に適用した結果、図-5中の破線が得られる。図中の丸印は図-4で得られた折れ点部分を示しており、ハイドログラフの立ち上がりから減水曲線の折れ点で直線的に分離した基底流量と良く一致している。M0 地点の湧水量は、低水時において M7 地点の流量と良く対応しているものの、洪水時の基底流量を代表しているわけではない。また、図-4に示したように、M0 地点の減水曲線は、出水規模が大きい場合には、M7 地点の減水曲線同様に数本の直線で近似され、減水率の最も大きい部分以外は Type-I の減

表- 1 洪水資料の概要

洪水番号	期間	総雨量	降雨継続時間	初期流量	洪水タイプ
		$\Sigma R(\text{mm})$	$t_r(\text{hr})$	$Q_0(\text{m}^3/\text{s})$	
KT020805	02/08/05 17:00 ~ 08/06 15:00	50.0	6	0.608	Type-I
KT020823	02/08/23 23:00 ~ 08/27 18:00	30.2	12	0.705	Type-II
KT020928	02/09/28 13:00 ~ 10/01 00:00	124.8	14	0.637	Type-I
KT021001	02/10/01 15:00 ~ 10/06 00:00	67.8	16	0.773	Type-II
KT021026	02/10/26 21:00 ~ 10/29 00:00	34.2	5	0.715	Type-I

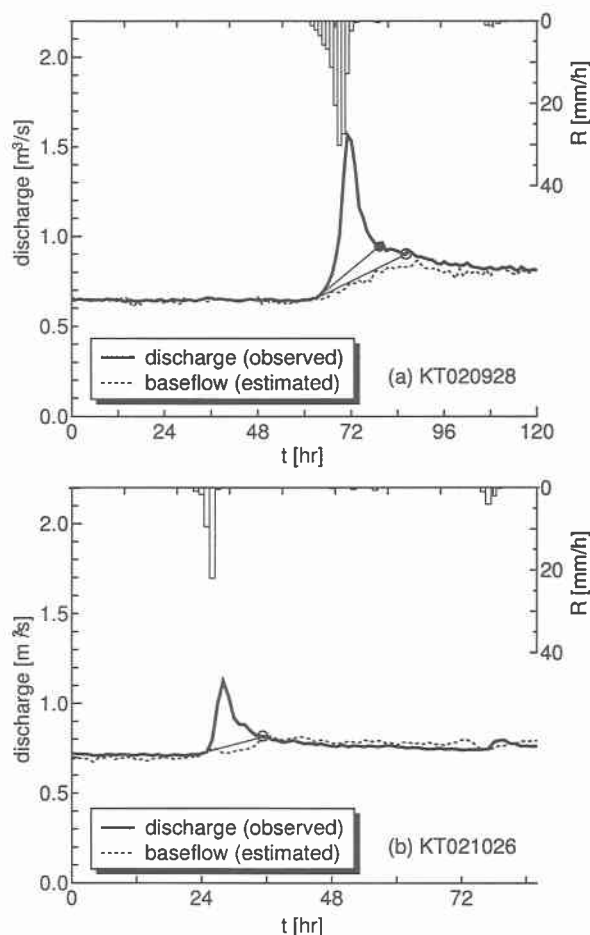
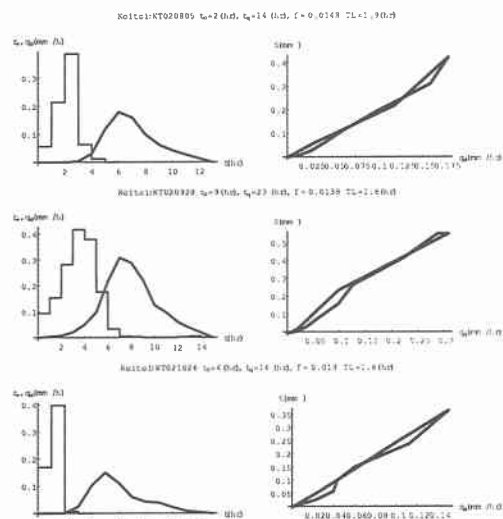
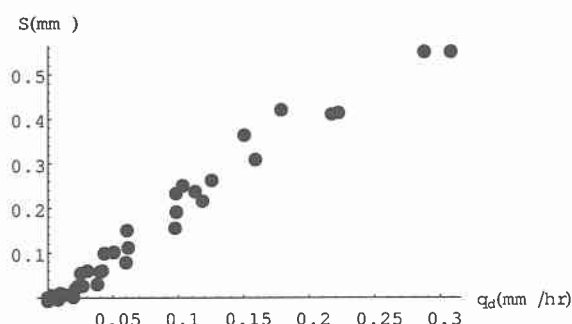


図- 5 直接流出量の分離

水曲線にすべて含まれている。このため、Type-I の洪水では減水率の最も大きい直線との交点で直接流量と基底流出量に分離するものとした。

図-6は Type-I の洪水の直接流出量 (q_d) と貯留量 (S) と直接流量の関係を示している。なお、貯留量の算定に当たっては、 $S - q_d$ が一価関係となるよう遅滞時間 T_L を導入している。

これらの $S - q_d$ 関係をまとめてプロットすると、図-7 になる。Type-I の出水の主体となる第一折れ点までを直接流出と考えた場合の $S - q_d$ 関係は、洪水によらず同一の曲線で近似できる。いずれの洪水とも降雨規模は異なるが、直接流出率 f は 0.14~0.18 程度の範囲で、ハイドログラフとハイトグラフの重心時間差 T_G は、3.4 ~ 3.8hr 程度で一定となっている。また、図-8は Type-I

図- 6 直接流出ハイドログラフと $S - q_d$ 関係 (Type-I)図- 7 Type-I の $S - q_d$ 関係

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⁵⁾、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(例えば、嵯峨⁶⁾、早川⁷⁾など)。図によると、Type-I 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。上述したように、 E_{260} の増加は比較的浅い層からの流出と対応すると考えられているが、小糸魚川流域では、透水性の極めて高い軽石層や火山灰層が厚く堆積しているため、流域全体から地表面近くの成分が流出しているとは考えにくく、河道近傍の降雨が河道に達していると考えられる。仮に f が流域面積に対する流出寄与域の面積率であると考え、Type-I の流出寄

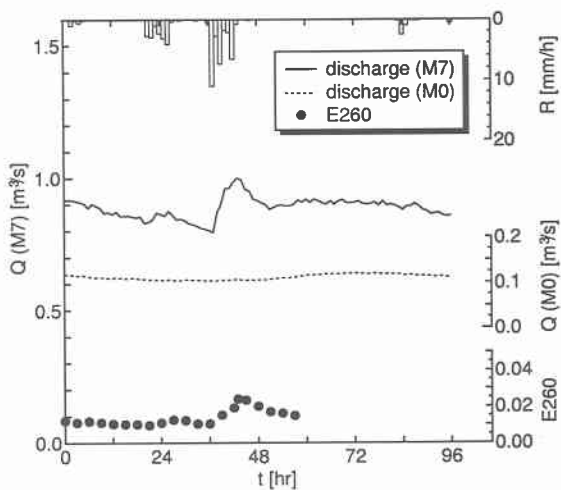


図- 8 Type-I の出水時の E_{260} の変化 (02/07/13 0:00–02/07/16 0:00)

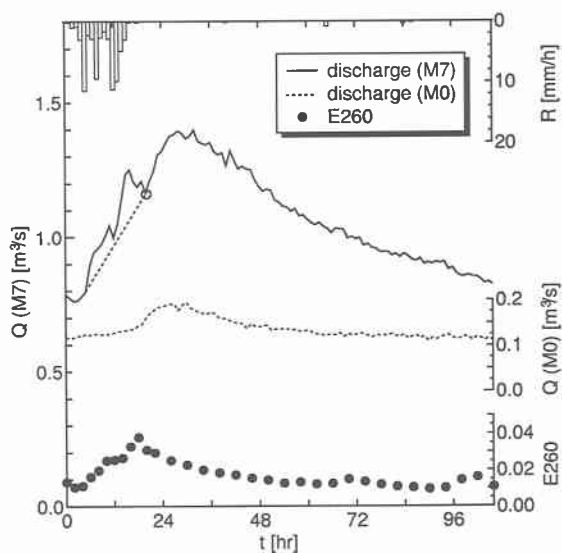


図- 9 Type-II の出水時の E_{260} の変化 (KT021001)

与域は $0.125 \sim 0.161 \text{ km}^2$ 程度となる。小糸魚川流域の河道総延長 9.34 km で、この周辺が流出寄与域になるものと考え、河道を中心として $14 \sim 17 \text{ m}$ の範囲の降雨が流出し、流域の大半の降水は地下水を涵養しているといえる。

一方、図-9は Type-II に分類される KT02100 について M0, M7 地点における流量と、M7 地点で採水した試料の波長 260 nm における吸光度 (E_{260}) を測定した結果を示している。図-9によれば、ハイドログラフは降雨入力直後に E_{260} の増加に対応する第1ピークと、M0の湧水量の増加に対応する第2ピークを有している。 E_{260} の増加に対応する第1ピークが先に示した Type-I に相当する流出と考え、図中の○印の点でハイドログラフを分離すると、直接流出率 $f=0.011$ 、ハイドログラフとハイトグラフの重心時間差 $T_G=2.5 \text{ hr}$ となる。この値は、Type-I の出水で得られたものと近い値となっており、ハイドログラフを分離した時点で Type-I に相当すると考えた成分が流出終了となっていない点を考え合わせると、 f, T_G とともに先に示した Type-I の値とほぼ同等の値になる

と推測される。つまり、Type-II の出水は、河道周辺からの流出が主体となる Type-I の出水に地下水流出の増加が加わった流出形態になっているものと考えられる。このため、Type-II 型の出水については、あらかじめ Type-I 型の出水成分を分離した上で解析を行う必要がある。

以上のように、小糸魚川流域で見られる2つの流出形態は、河道周辺からの流出が主体と考えられるものと、地下水流出が主体となるものがある。しかし、Type-I の出水においても、洪水の後半では基底流量の増加が見られ、基本的には Type-I の出水は Type-II の出水の特殊な形と考えるのが妥当であろう。Type-I の出水では、表-1に示したように、初期流量が比較的小さく、降雨継続時間中の平均降雨強度が大きくなっている。これは、地下水貯留量が小さいため、地下水流出の応答が遅く、その流出量も小さいため、河道周辺の降雨の流出が相対的に大きく現れていると考えられる。このため、小糸魚川流域においては地下水流出の評価がきわめて重要である。

4 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。その結果、対象流域では河道近傍の降雨から形成されと考えられる出水タイプと、これに規模の大きい地下水流が加わった出水タイプの2つのタイプの出水があることが示された。これらの2つのタイプの相違は、地下水貯留量に起因するものと考えられるため、小糸魚川流域の流出を考える場合には、洪水単位の検討ではなく、ある程度長い期間での検討が必要になると考えられる。

最後になりましたが、本研究は財団法人北海道河川防災研究センター平成14年度研究助成「苫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、苫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) 山本荘毅, 富士山の水文的研究, 地理学評論, 43(5), pp.267–284, 1970.
- 3) 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.
- 4) 八田茂実・秋野隆英・藤井清志・照井文哉, 苫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.
- 5) 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.
- 6) 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, 1991.
- 7) 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.