

# 山地小流域での融雪流出に関する観測的研究

## A STUDY ON SNOW MELTING RUNOFF IN A SMALL MOUNTAINOUS WATERSHED THROUGH OBSERVATION

下島榮一<sup>1</sup>・梶田晃平<sup>2</sup>・澤田豊明<sup>3</sup>  
Eiichi SHIMOJIMA, Kohei KAJITA and Toyoaki SAWADA

<sup>1</sup>正会員 工博 大同工業大学教授 都市環境デザイン学科 (〒457-8532 名古屋市南区白水町 40)

<sup>2</sup>学生会員 大同工業大学大学院都市環境デザイン専攻 (〒457-8532 名古屋市南区白水町 40)

<sup>3</sup>非会員 工博 NPO 山の自然文化研究センター代表 (〒506-1422 高山市奥飛騨温泉郷中尾)

Through meteorological and hydrological observations in a small mountainous watershed, melting runoff processes in this area are investigated and the following is clarified. When solar radiation only caused snow-melting, lowering of snow deposition was successfully calculated using accumulation of solar radiation. In such a stage, that melting did not caused increase in the river-water discharge because most of melting water was considered to be stored within the snow deposition layer. From late winter to early spring, a daily periodic variation in the river-water discharge was seen. Main energy of its snow-melting is solar radiation and sensible heat flux. Based on analyses on that periodic characteristic, the former is known to be roughly five times higher than the latter. Also roughly 90% of snow-melting water infiltrates into the soil layer in the slope and causes increase in base-flow discharge, while the residual water, approximately 10% of that water, contributes to increment of daily varying discharge as a direct runoff.

**Key Words :** *Snowmelt, runoff, snow depth, air temperature, solar radiation, observation, mountainous watershed*

### 1. はじめに

本研究が対象とする北アルプスに位置するような山地流域では、厳冬期、積雪で覆われ、また気温は零下が続くが、春に向かって気温が上昇すると共に融雪が起こり、その水は河川に流れ込み流量を増大していく。この融雪水は貴重な水資源となると同時に、洪水として水災害をもたらすことはよく知られている。融雪の研究例は過去に多くあり、それらを森林水文学や気象学の観点から取り扱った成書もみられる<sup>1)2)</sup>。著者らはこのような山地小流域での降水流出の仕組みを明らかにするために、河川水や土壌水の水質にも着目し、10年以上水文観測を実施してきている<sup>3)4)</sup>。本論文は、特に冬季～春季での積雪がどのようなプロセスで融雪水となって河道に流出するかを、観測し入手したデータを用いて検討した結果を示したものである。

### 2. 対象流域と観測の概要

対象の山地小流域は岐阜県高山市奥飛騨温泉郷中尾(旧吉城郡上宝村)に位置するヒル谷流域<sup>5)</sup>(図-1 参照)で、神通川水系蒲田川の小支流である。その集水面積は0.85 km<sup>2</sup>である。図より分かるように、流域は上流域

(0.47 km<sup>2</sup>)、中流域(0.08 km<sup>2</sup>)、下流域(0.30 km<sup>2</sup>)に分けられ、それぞれの地質は、古生層、花崗斑岩、及び下流域右岸側では石英斑岩、左岸側では堆積物となっている。下流域の河道は、二層構造になっている堆積層への侵食によって作られており、その河床は上層(厚さは10 m～15 m)の底面は流域末端より約250 m上流で交差し、その上流側は河床が上部に、下流側では逆の関係になっている。

河川流量やその導電率は流域末端(標高1200 m)で堰を介して測定され、また積雪深や気温、日射などは、堰より下方に約750 m離れた京大防災研穂高砂防観測所敷地内で計測されたが、日射は欠測が多かった。また、下流左岸斜面の分水嶺に近い裏の急な斜面の落葉層に土壤

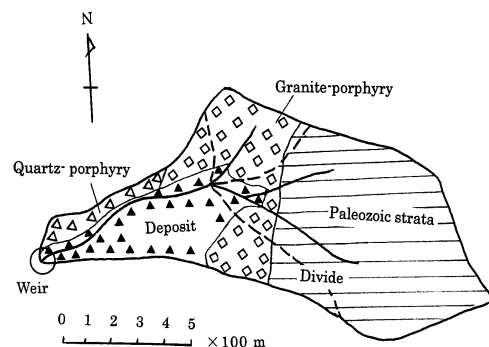


図-1 対象流域(ヒル谷)及び地質

水分計 (TDR) を埋設し、2005 年 4 月より継続的に 1~2 時間間隔で測定した。その位置は上端より 20 cm 間隔で、20 cm, 40 cm、・・・100 cm の深さである。解析に用いたデータの多くは 1 時間単位のものである。

### 3. 観測結果

#### (1) 冬季の河川水の流量と土壤水分量の時間変化

図-2 は 2005 年の河川流量  $Q$ 、日降水量  $R$  と土壤体積含水率  $\theta$  の観測結果を示す。冬季の 12 月~3 月の間に着目すると、そこでの降水の大半は雪となり、積雪が生起・進行する。河川流量は大きな変化を示すことなく、若干、低減傾向を示す。その際、2 月中旬に一時的な温暖化により降雨事象が生起し、土壤水分量がパルスの的に増加しているが、それに伴った河川流量の増加は見られない。3 月に入ると、気温は  $0^{\circ}\text{C}$  以上となる時間が長くなり、また値自体も大きくなって融雪が次第に顕著となり、また降雨事象の生起による土壤層への浸透により土壤水分はパルスの的に増大しつつ平均的に増加傾向を示す。この浸透水が河道に流出して河川流量は増加を続け、4 月初旬にピークに達している。その後、6 月中旬まで穏やかな低減傾向を示す。その間、降雨によって土壤水分量は特に浅部はパルスの的な変動をしつつ、同様に減少傾向を与えている。この変動は浅部(20 cm)が深部(80 cm)より顕著であり、下方への移動過程が認められる。

#### (2) 流量、積雪深の気温積算値との関係

図-3 は  $Q$ 、河川水の電導度  $EC$  及び積雪深  $D$  の時間変化を、気温の時間単位の積算値 (気温時数)  $\Sigma T$  (degree-hour) <sup>9)</sup> を介して調べたものである。ここに、積算値は  $T > 0$  の場合のみを対象にしており、またその原点は当該年の 1 月 1 日とした。図より、積雪深の減少と共

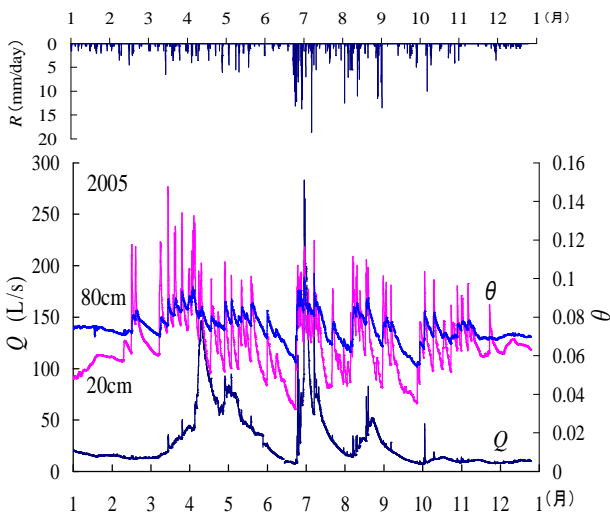


図-2 日降水量、河川流量及び土壤水分量の経時変化

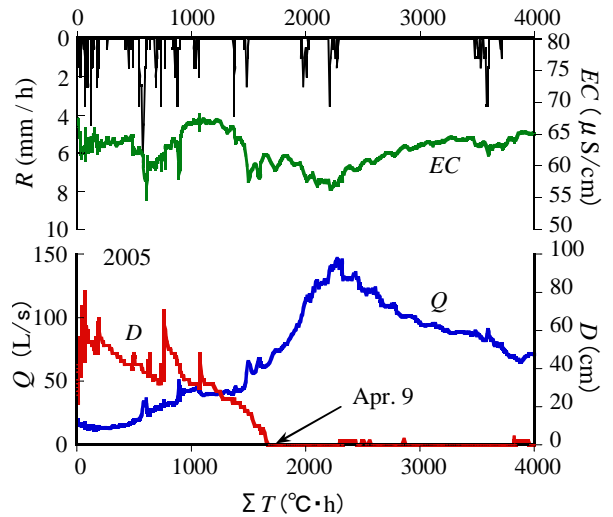


図-3 河川流量、電導度及び積雪深さと積算温度  $\Sigma T$  の関係。消雪は堰地点と同じく実質上 4 月 9 日で、中流域ではそれより凡そ 10 日遅れる。

に河川流量は増加し、積雪深が 0 cm 付近に到達する ( $\Sigma T \approx 1500^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$ ) と河川流量が大きく増加している。なお、他の年でも  $\Sigma T$  値がほぼ  $1500^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$  で、同様に積雪は消えることが認められた。 $\Sigma T = 500 \sim 1000^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$  の範囲に着目 (3/15~4/1 に対応) すると、積雪深の減少と共に流量は直線的に増加しているが、同時に導電率も増加傾向を与えている。この  $EC$  と  $Q$  の正の相関関係は、普通、 $\Sigma T > 1500^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$  でのように負の相関を示すので、特異な状況になっていることが分かる。即ち、積雪期での土壤水分の移動が少なく、その間に土壤水への土壤粒子の溶出が進行しているため、その高濃度の土壤水が融雪と共に流出したと結果であるとみなせる。

### 4. 考察

#### (1) 日射と融雪量の関係

融雪に関する気象因子としては、気温、太陽照射など

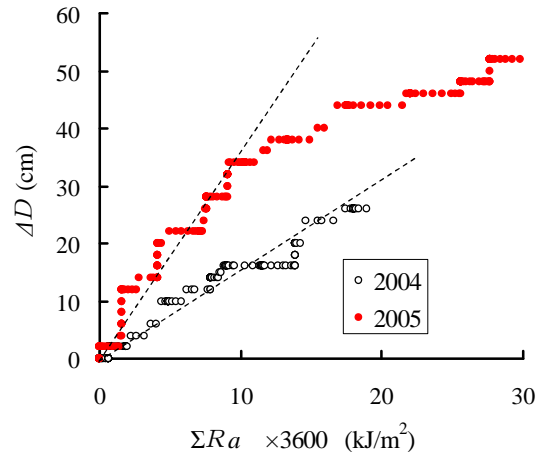


図-4 累積日射量  $\Sigma Ra$  と積雪深の減少の関係

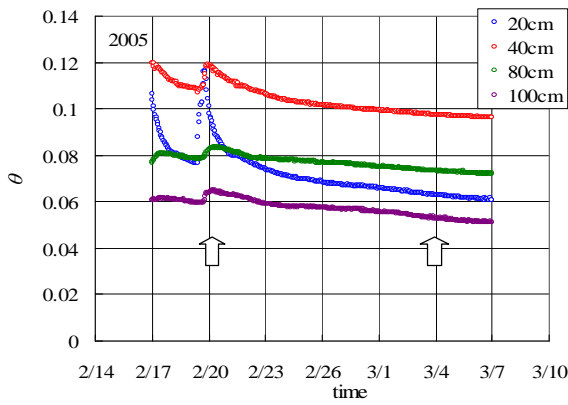


図-5 土壌水分量の経時変化 (矢印間は対象期間)

があげられるが、融雪流出の有効降雨に対応する供給水という観点から、日射と気温の寄与を分離することは容易ではない。そこで、解析データとして、気温が  $0^{\circ}\text{C}$  以下の期間でのものを対象として観測値を調べる。

図-4 は 2004 年と 2005 年で、気温が  $0^{\circ}\text{C}$  以下となる日が継続する期間を対象に、そこでの積雪深の減少高( $\Delta D$ )と累積日射量 ( $\sum R_a$ ) の関係をプロットしたものである。ここに、データは 2004 年の場合、3/1~3/9, 2005 年の場合 2/20~3/3 の範囲が対象であり、両軸の原点は対象期間の初日をとっている。図より、累積日射量が増加するにつれ、積雪深の減少が確認でき、また初期段階では直線的に変化していることが分かる。両年の傾きの違いには積雪層の密度等が影響しているものと考えられる。例えば、累積日射量が  $\sum R_a = 15 \times 3600 \text{ kJ/m}^2$  に達するまでの期間の平均気温は 2004 年で  $-5.6^{\circ}\text{C}$ , 2005 年では  $-4.8^{\circ}\text{C}$  となっており、気温が低い 2004 年の場合の方が傾きは小さくなっており、妥当な関係にあると考えられる。

積雪が日射により融解する際、初期温度の零下になっている積雪が  $0^{\circ}\text{C}$  まで温度上昇するに必要な熱量と融解熱の和が必要であるが、初期温度を例えば  $-10^{\circ}\text{C}$  程度としても融解熱の方 ( $334 \text{ kJ/kg}$ ) が 1 オーダ大きくなるので、比熱 ( $20 \text{ kJ/kg}$ ) の影響は無視できる。そこで、この直線の変化を示す範囲で、その傾き ( $S$ ) を計算すると  $(0.42 \sim 0.97) \times 10^{-3} \text{ cm-snow/(kJ/m}^2)$  となるが、日射の反射率  $\alpha$  や積雪の密度  $n$  を考慮し、実際の有効日射強度当りの融雪水深の変化量 ( $\underline{s}$ ) は  $S$  に補正項  $[n(1-\alpha)]$  を乗じればよい。対象時期は 2 月であるので、融雪を新雪によるものと考えてよく、 $\alpha = 0.8, n = 0.1$  と置くと  $\underline{s} = (0.21 \sim 0.49) \times 10^{-3} \text{ cm-water/(kJ/m}^2)$  と計算できる。他方、融解熱は  $0.30 \times 10^{-3} \text{ cm-water/(kJ/m}^2)$  となるので、この数値は  $\underline{s}$  の計算値によく合致していることが分かる。また、2005 年の場合、累積日射量の増大と共に積雪深さの変化割合は小さくなっているが、これは積雪の融解が続くと、これが再度凝固し、その結果積雪の密度を高めるため、同じ積雪深の減少に対してより多くのエネルギーが必要となっていることを示唆している。

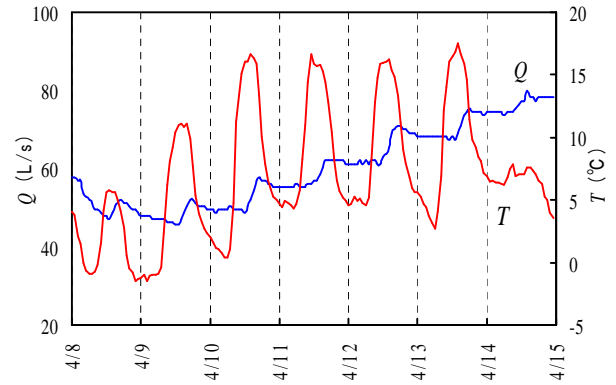


図-6 気温、流量の日変化

2005 年の場合の当該の期間での土壌水分量の変化は図-5 の通りである。日射による融雪現象により土壌水分量 (体積含水率:  $\theta$ ) が増大していることは観測されず、むしろ若干減少傾向を与えている。この結果は融雪水の積雪層を経た土層への浸透現象は実質上起こっていないことを示唆する。なお、深さ 20cm の水分量の変動は深部にある他のものと比べ様子が少し違っているが、これは当該区間以前の落葉層への降雨浸透が地表面付近では面的に一様になされていないことが予想される。

## (2) 河川流量と気温の日変化の対応

### a) 河川流量の日変化生起条件

早春 (3 月) で、気温が日中、 $0^{\circ}\text{C}$  以上になる時間が短い場合、河川流量に日周期的な変化は確認できなかったが、気温の上昇と共に (多くの場合、3 月下旬以降で)、図-6 のように変動が生起する。その際、流量ピークは気温のピークより約 3~4 時間の遅れが生じた。そこで、この日変化が生起する (正確には、確認できる) 場合、気温条件や河川流量はどのようなものであるかを調べたものが図-7 である。ここに、縦軸  $Q_b$  は基底流量、横軸  $\sum *T$  は日積算気温 (原点はゼロ時)、また白丸と黒丸の印はそれぞれ当該の変化が見られなかった場合及び見られた場合である。実際、日射も融雪を生起させる重要な要因であるが、気温と同様な日変化をする場合が多いこと、また日射データは欠測が多く、気温データほど利用できな

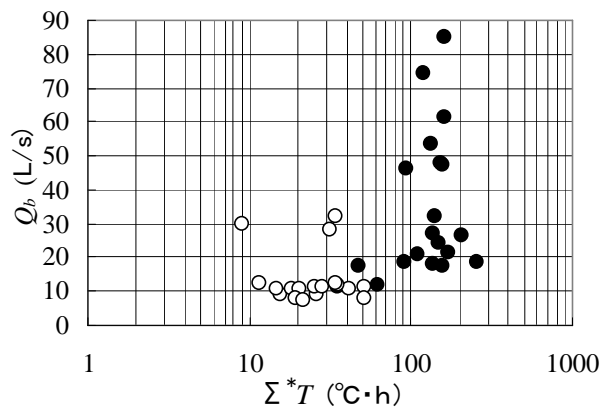


図-7 日周期変動特性の生起条件

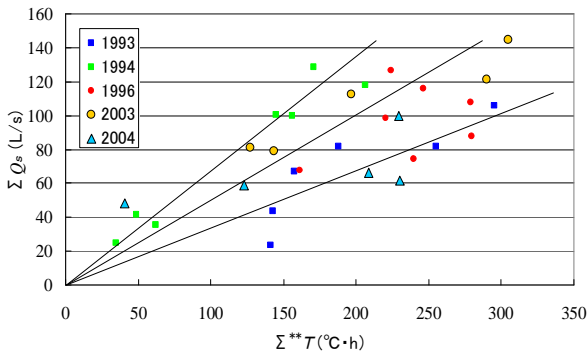


図-8 一周期間での $\Sigma Q_s$ と $\Sigma^{**}T$ の関係

ったことを考慮し、とりあえず気温に着目する。図より、変動が確認できるためには、 $\Sigma^{*}T > 50 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$ となること、また $Q_b > 10 \text{ L/s}$ であることが条件となっている。その際、白丸印が付けられ、基底流量が $Q_b \approx 30 \text{ L/s}$ と大きなデータがあるが、この場合 $\Sigma^{*}T < 30 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$ となっているため、結果的に変動が生起していないが、もしも日変化が生じるためには $\Sigma^{*}T$ 値が $150 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$ 程度より大きくなっている必要があるといえる。要は、基底流量が小さな場合、流出斜面での土湿が低くなっているはずであるので、ある程度大きな $\Sigma^{*}T$ 値（融雪量に対応）でないと、融雪水は下方に浸透もしくは積雪層に貯留され、河道への流出は実質上明確でなくなるからであると考えられる。またこのような基底流量が大きい場合には、日変化が確認できる気象条件として、 $\Sigma^{*}T$ 値がより大きくなっている必要がある。また、逆に基底流量が高くなると、大きな融雪量（ $\Sigma^{*}T$ が大きな値）が生じなければ、その日変動が明確に現れないといえる。

### b) 日河川流出量と積算気温との関係

そこで、日単位の融雪量を、ハイドログラフで、当該日と翌日の流量の最低値を直線で結び、観測流量（ $Q$ ）の直線よりの増分（ $Q_s$ ）の積算値（ $\Sigma Q_s$ ）とする。その際、直線より下方にある部分（ $Q_b$ ）は基底流出成分の流量とみなすことにする。図-8は $\Sigma Q_s$ と積算温度 $\Sigma^{**}T$ との関係を示す。ここに、 $\Sigma^{**}T$ は当該日と翌日の最低気温生起時の間での時間単位の積算値である。ある年に着目すると、データは原点を通過する一つの直線に沿って凡そ分布し

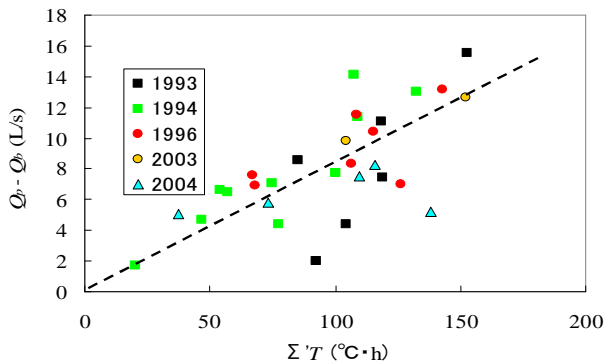


図-9(a)  $(Q_p - Q_b)$ と $\Sigma T$ の関係

ているが、その傾きは年によって異なっている。この相違は年による積雪状況（例えば、積雪面積や積雪深）や日射条件の相違によるものと考えられるが、年度を限定すると、第一次近似的に積算気温と融雪量とは比例関係にあることが分かる。

### (3) 日流量変動値と累積気温及び累積日射量との関係

図-9(a)は、ある日のピーク流量 $Q_p$ の基底流量よりの増分（ $Q_p - Q_b$ ）とその発生時刻までの積算気温 $\Sigma^{*}T$ との関係を示す。ここに、 $\Sigma^{*}T$ は、温度～時間曲線において、気温のピーク時を挟んで、流量ピーク発生時（ $t = t_p$ ）の気温と同じ値をとる先行の時刻（ $t = t^*$ ）を考え、気温を $t = t^* \sim t_p$ 間で積算した値である。この積分時間はほぼ一定で、6～8hとなっていた。データは原点を通る一つの直線に沿って凡そ分布しているため、ピーク流量は当該の積算気温にほぼ比例することが分かる。この直線の勾配 $\beta$ は $0.08 \text{ (L/s)/(}^{\circ}\text{C}\cdot\text{h)}$ （ $=\beta_{obs}$ ）となる。他方、図-9(b)は気温を日射に置き換えて同様に整理した結果である。データは2004年の場合以外は欠測であり、データ数は少ないが凡そ原点を通る直線（勾配 $\gamma = 1.03 \text{ (L/s)/(kW/m}^2\text{ h)}$ ）の線上に分布していることが分かる。

融雪の主なソースとして顕熱と日射が考えられるが、この二要因が独立に融雪に関与し、流出するものと仮定すると、図-9の結果は、斜面を流下する流れが線形なDarcy的であると考えた場合に一致するので、側方流として斜面を流下する融雪水の伝播時間は（ $t_p - t^*$ ）（ $= t_s$ ）となり<sup>7)</sup>、この流出過程は線形とみなせる。その際、前記の通り気温と流量のピーク生起の時間遅れは（3～4）時間であったので、斜面での流れの伝播時間はその2倍の（6～8）時間となる。

いま、面積 $A$ を有する流域の形状を矩形（ $2L_s \times L_c$ ）とし、河道がその中央に位置していると仮定し、また融雪水の斜面に沿った流れ（伝播速度： $\omega$ ）が上記の通り線形だとすると、融雪による側方流への有効降雨に対応する給水強度 $r_e$ による増加流量 $\Delta Q$ は、以下の関係で与えられる<sup>7)</sup>。まず、顕熱による場合は、

$$\Delta Q = 2 \cdot L_c \cdot q = 2 \cdot L_c \cdot \omega \cdot C^* \cdot \Sigma^{*}T = 2 \cdot L_c \cdot (L_s/t_s) \cdot C^* \cdot \Sigma^{*}T = A/t_s \cdot (C^* \cdot \Sigma^{*}T) \quad (1)$$

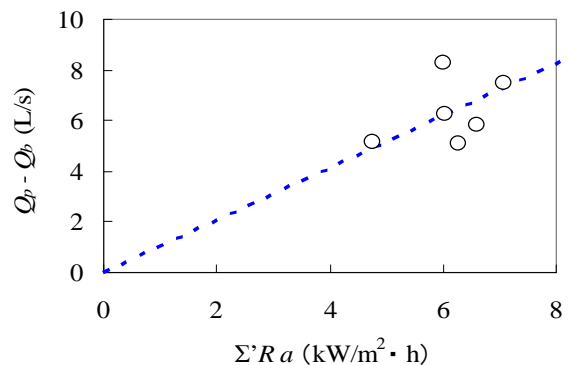


図-9(b)  $(Q_p - Q_b)$ と $\Sigma Ra$ との関係

ここに、 $\Delta Q$  は流量増分で( $Q_p - Q_b$ )に対応、 $q = \omega \int_{\Delta t} r_e dt$  (積分範囲  $\Delta t$  は  $t^* \sim t_p$  で、以下でも同様とする) であり、融雪量 ( $\int_{\Delta t} r_e dt$ ) は累積温度  $\Sigma T$  に比例するとし、 $\int_{\Delta t} r_e dt = C^* \cdot \Sigma T$  と置いている。式(1)に着目すると、図-9(a)との比較で  $\beta = C^* \times (A/t_s)$  となる対応が認められるので、同式右辺がどの程度の値をとるかを調べてみる。

顕熱フラックス  $F_h$  はバルク式で次式となる<sup>2)</sup>。

$$F_h = C_D \cdot \rho \cdot C_p \cdot u \cdot T \quad (2)$$

ここに、 $\rho$ : 空気密度、 $C_p$ : 定圧比熱、 $u$ : 高さ  $z$  の風速、 $C_D$ : バルク係数であり、積雪層表面で温度をゼロと置いている。いま、融解熱を  $\Delta^*$ 、 $\langle u \rangle$  を平均風速とすると、

$$\int_{\Delta t} r_e dt = (\Sigma F_h / \rho_w) / \Delta^* = C_D \cdot (\rho / \rho_w) \cdot C_p \cdot \langle u \rangle \Sigma T / \Delta^*$$

と置けるので、 $C^* = C_D \cdot (\rho / \rho_w) \cdot C_p \cdot \langle u \rangle / \Delta^*$  となり、 $\beta$  は次式で表現されることになる。 $\rho_w$  を水の密度として、

$$\beta = C_D \cdot (\rho / \rho_w) \cdot C_p \cdot \langle u \rangle / \Delta^* \times (A/t_s) \quad (3)$$

$\rho = 1.1 \text{ kg/m}^3$ 、 $C_p = 0.24 \times 4.19 \text{ kJ/(kg} \cdot \text{°C)}$ 、 $\Delta^* = 334 \text{ kJ/kg}$ 、 $A = 0.85 \text{ km}^2$ 、 $t_s = 7 \text{ h}$  とし、また  $\langle u \rangle = 0.7 \text{ m/s}$ 、 $C_D = 0.0012$  (高さ  $2\text{m}$ )<sup>8)</sup> を仮定すると、式(3)は  $\beta = 0.29 (= \beta_{cal})$  となる。ここに、 $\langle u \rangle$  の参考値として、冬季ではないが落葉後の11月に、林内の高さ  $2\text{m}$  での月平均値(2004~2006年)は  $0.7 \sim 0.4 \text{ m/s}$  と計測され、また観測所屋上(高さ約  $6\text{m}$ )での値は3月~4月の平均値は  $0.6 \sim 0.8 \text{ m/s}$  となっていた。以上より、 $\beta$  の計算値 ( $\beta_{cal}$ ) は実測値 ( $\beta_{obs}$ ) より約3倍大きくなっていることが分かる。

次に、日射による流量増加については、顕熱の場合と同様に考えると、式(1)に対応し次式で与えられる。

$$\Delta Q = f \cdot A \cdot r_e / 3.6 \quad (4)$$

ここに、 $r_e = [\Sigma Ra \times (3600/\Delta^*) / t_s] / (1 - \alpha)$ 、 $f$  は流出係数、また  $\Delta Q \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $r_e \text{ mm/h}$ 、 $A \text{ km}^2$  の単位としている。

式(4)は図-9(b)より  $\Delta Q = 9.1 \times 10^4 r_e$  と置けるので、日射の反射率  $\alpha$  を  $0.8$  とすると、 $f \approx 0.08 (= f_{cal})$  となる。従って、上記の  $\beta$  値の比較結果を考慮すると、顕熱に比べ日射の融雪に及ぼす効果は大略5倍大きくなっている。な

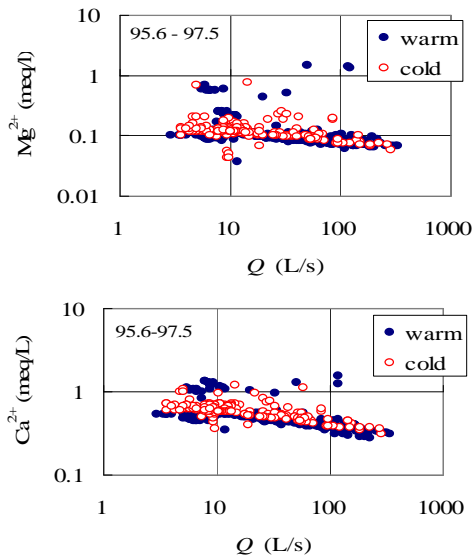


図-10 河川水の水質の季節変化

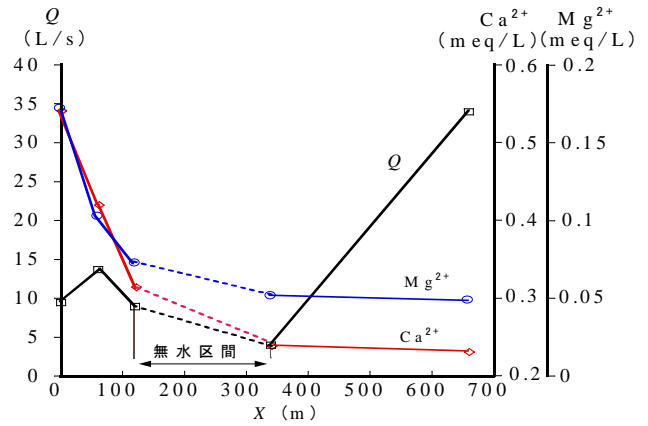


図-11 河道に沿った河川水の流量  $Q$  と水質の変化

ぜならば、日射や顕熱により生じた融雪水の全てが当該流出へ寄与するとした際の流量増加量  $\Delta Q^*$  及び  $\Delta Q^{**}$  は  $\beta_r \Delta Q^* = f_{cal} \Delta Q^{**} = \Delta Q$  の関係を満たす。ここに、 $\Delta Q$  は上記の実測増大値、 $\beta_r = (\beta_{obs} / \beta_{cal}) = 0.28$ 、 $f_{cal} = 0.08$  である。従って、 $\Delta Q^* / \Delta Q^{**} \approx 3.5$  と計算されるので、当該の比率は約5となる。

また、 $\Delta Q / (\Delta Q^* + \Delta Q^{**}) = 1 / (\beta_r + 1 / f_{cal}) \approx 0.07$  と計算されるので、融雪水の1割程度が側方流として斜面を流下し河川流量を日変動させ、また残りの9割程度が土壤層への浸透し、基底流量の増加に寄与しているといえる。

#### (4) 河川水の水質と季節との関係

図-10 は流域末端の堰地点で採取した河川水の主カチオン  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  の濃度とその同一時刻での河川流量  $Q$  との関係を示す。ここに、5月~11月、12月~4月をそれぞれ暖期及び寒期としている。両イオン種とも、大半のデータは両対数紙上で、 $Q$  の増加と共に濃度は直線的に減少し、また暖期に特異な高濃度を示すデータも見られるが、多くの場合、寒期の濃度の方が暖期より若干高くなっているように見える。この結果は寒期では、河道への流出までの浸透水の滞留時間が長く、その間多くの流出場の溶出により高濃度になっているものと考えられる。

#### (5) 河道に沿った流量変化と水質

図-11 は厳冬期(1998年2月3日)、下流域の河道での流量と水質を観測した結果であり、流量は食塩水に

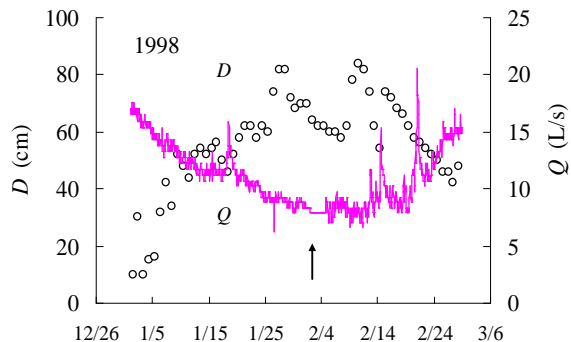


図-12(a) 積雪深、流量の時間変化

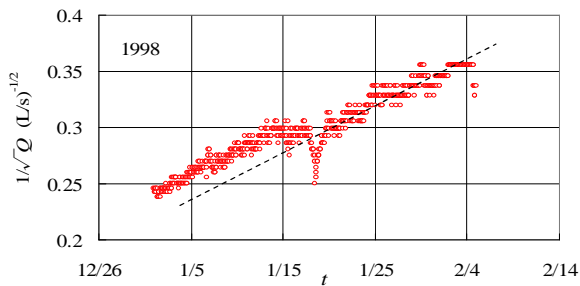


図-12(b) 河川流量の低減状況

よる希釈法<sup>3)</sup>で推定している。ここに、横軸の  $X$  は流域末端から上流に向かった河道に沿った距離を表す。 $X = 110\text{m} \sim 330\text{m}$  の間で河川水が伏流していた。この様子は河道が形成されている堆積層の上層の下端面と河道の底部の高さの相対的な位置関係で説明される<sup>3)</sup>。伏流域より上流では、河川水が堆積層へ流出(浸透)し、流量が下流に向かって低減しており、また伏流域より下流では、伏流水の浸出によって次第に流量増加が見られる。また河川水の水質は伏流後、濃度を増加させている。

図-12(a) は図-11 に対応する付近の流域末端( $X=0$ )での河川流量及び積雪深さの時間変化を示す。ここに、図中の矢印は同観測時に対応する。積雪深は1月下旬より低下方向にあり、気温が零下であったので、日射によって融雪が生起している。融雪が進行するにも関わらず河川流量の増加は見られず、低減を続けている。そこで、流量低減を  $1/Q^{1/2} \sim t$  で整理すると、図-12(b) でのように当該期間の変化は破線に従っているようである。この傾きは  $0.0043 (\text{L/s})^{-1/2}/\text{day}$  となる。この流量低減は、地下水面への涵養が無い場合の不圧地下水の挙動を表しているものと考えられるが<sup>9)</sup>、実際、1995年の夏季の約一月間(7/22~8/23)、無降雨が続いた際に認められた低減特性と一致し、またそこでこの勾配は  $0.0042 (\text{L/s})^{-1/2}/\text{day}$  となったので<sup>3)</sup>、この値との合致を考慮すると、融雪水は河道に流出するのではなく、主に積雪層や地表面近傍の土壌層に貯留されていたと推測される。

## 5. 結論

ヒル谷山地小流域での水文・気象観測で得たデータを用いて、そこでの融雪流出の様子を調べた。厳冬期の融雪は主として日射エネルギーでなされるが、融雪水は実質上、積雪層に貯留され、河川流量の増大は認められなかった。これは、測定された土壌水分量の時間変化特性や流量低減特性を介して推測された。また、測定された積雪深の低減は日射の反射率を 0.8、積雪密度を  $0.1\text{g}/\text{cm}^3$  として、日射フラックスより計算した結果とほぼ一致した。

融雪期、融雪水は河川流量を増加させ、特に4月以降、

日周期的に変動させた。流量ピークは気温(日射)ピークより凡そ3~4 h遅れて出現する。このような変動特性を、顕熱と日射を主たる熱源とし、斜面を流下する融雪水の運動は線形であるとし、ピーク流量に着目して解析を行なった。その結果、日射の寄与は顕熱の凡そ5倍程度大きく評価された。またこれらの熱源によって生じた融雪水の凡そ1割は側方流として河道に直接流出して日周期の流量変動をもたらし、また残りの9割程度は地中浸透し、基底流出の流量増加に寄与すると考えられる。

河川水の水質は、同一流量に対して寒期の方が暖期より高濃度となることが認められた。これは、降水の河道への流出までの移動(滞留)時間が寒期の方が長く、土壌などの溶出が多くなされたことによると考えられた。

今後は、顕熱フラックスを評価する際に用いるバルク式での平均風速の評価をも含んで、融雪の水収支、熱収支の構造をより詳細に検討する必要がある。

謝辞： データ整理に助力いただいた大同工大大学院生大島一朗(現・三菱地所藤和コミュニティ(株))、木村圭吾(現・(株)テクノス)の両君に感謝の意を表す。

## 参考文献

- 1) 例えば、太田岳史：森林水文学，塚本良則編，文永堂，pp.195-214，1992。
- 2) 例えば、山崎 剛：水環境の気象学，近藤純正編，朝倉出版，pp.240-260，1994。
- 3) Shimojima, E. and Sawada, T.: Rainfall-runoff processes in a small mountainous watershed. Proc. 3<sup>rd</sup> International Hydrology and Water Resource Symp. (HYDRO2000), Australia, pp.1090-1095, 2000.
- 4) Shimojima, E. Sawada, T. and Yoshioka, R.: Generation mechanism of river water and its quality in a small mountainous watershed in Central Japan. IAHS Groundwater Quality 2007, Australia, 2007 (submitted).
- 5) Ashida, K., Takahashi, T. and Sawada, T.: Sediment yields and transport on a mountainous small watershed, Bull., DPRI, Kyoto Univ., Vol. 26, pp.119-144, 1976.
- 6) 例えば、境 隆雄：河川の融雪流出に関する研究，第95号，土木学会論文集，pp.9-20，1963。
- 7) 例えば、土木学会：水理公式集，昭和38年増補改訂，pp.35-36，1963。
- 8) Priestly, C.H.B.: Turbulent transfer in the lower Atmosphere, Univ. of Chicago Press, p.21, 1959.
- 9) 高木不折：低水流出の低減特性に関する研究，土木学会論文集，第128号，pp.1-11，1966。

(2007. 9. 30 受付)