

融雪流出の機構

小 林 大 二

1. はじめに

融雪流出の機構は、雨の流出機構に比べて、かなり複雑なものであると言われている。その主な原因は、積雪中の融雪水の伝達に、予想外に時間がかかることにあろう。例えば、10km²の流域で、1～1.5mの積雪がある場合には、融雪水の流出のピークの伝播時間は、積雪のない時の雨の流出の約2倍はかかる。その上、積雪中の水の伝達時間は、年毎の雪質の違いによって大きく変動する。

一方、融雪流出水の大部分は地中流出水であることが、判明しつつある。この問題は、雨の流出機構と共通する重要課題であろう。融雪流出は、上述のように一見やっかいな問題であるが、融雪一流出の単純で規則的な日周応答の故に、地中流出機構解明のための多くの手がかりを与えている。さらに、積雪中の水の伝達形態の研究は、融雪流出機構の解明のためだけでなく、地中の水の伝播形態の一つの典型を明らかにする上で、有用な手段になろう。

ここでは、これ等の問題に、流域融雪量算定の問題点、山地の積雪分布、融雪過程の典型例等をつけ加えた。

2. 流域融雪量算定の問題点

1) 熱収支

融雪期における日中の積雪表層の融解に関する熱収支式は次のようになる。

$$QM = QR + QA + QE$$

ここで、QM：融雪熱量

QR：放射収支量、短波放射量（日射量－反射量）＋長波放射量（大気放射量－雪面放射量）

QA：顕熱量（空気から雪面への乱流熱伝達量）

QE：蒸発（負）又は凝結（正）潜熱量

春の融雪期で、風の弱い晴天日には、融雪熱量の大部分は、日射の吸収分である。風が強い場合は、顕熱の割合が増大する（石川¹⁾ 1982）。春の融雪期には、潜熱の割合はわずかである（小島²⁾ 1985）。

図2－1に北海道の多雪地帯である石狩川支流の雨竜川源頭部における融雪熱収支の観測、算定の

例を示す (Motoyama³⁾ 1986)。高所で融雪量が多くなっている。放射収支量は、高度によってそれ程変わらない。日中の気温は、0.5～1℃/100mで通減しているが、高所は風が強いので、空気から雪面への顕熱輸送量が多く融雪量増大の主因となっている。山麓の平地と山地の風速及び気温の日変動を図2-2 (Motoyama³⁾ 1986) に示した。高所の融雪量増大の一因としては、夜間の放射冷却が低地のみで、風の吹きやすい高所に及んでいないこともあげられる。高所では夜間4～5 m/sの風が吹き、下層への顕熱輸送が、風の弱い低地におけるよりも多く、気温があまり下がらず、積雪表層の凍結はわずかである。それに比べて、低地では放射冷却を補償するだけの顕熱輸送がなく、積雪表層20cm位も凍結し、翌日の融雪が遅れる (Ishikawa⁴⁾ 1977, 小島⁵⁾ 1979)。

上述の例は、融雪期に晴天日の多かった例であるが、通常は、融雪期の熱収支総量は、高所と低地で大体等量となる例が多い。

2) 気温係数

熱収支法による融雪量算定には労力がかかるので、積算気温を用いて融雪量を算定する場合が多い。積算融雪水量 (cm) を M, 日平均気温を T (℃) とすると

$$M = \alpha \cdot \Sigma T$$

α を気温係数という。融雪量は前節で述べたように、放射収支量と顕熱量の和によるので、気温を指標とするこの係数は、場所 (緯度、高度等) と時期によって異なる。およその値は $\alpha = 0.3 \sim 0.7$ である。(Yamada⁶⁾ 1982)。本来、その場所、その時期で経験的に得られた値を用いた方がよいが、データのない場合は、 $\alpha \approx 0.5$ を用いる。

注意すべきことは、融雪最盛期には、高所の方が低地より融雪量が多いか、あるいは、あまりかわらない場合が多いことである。日中の気温の通減の現象が、融雪量の通減に直接及ばないことは、前節で示したとおりである。

3. 山地積雪

山地の積雪は、平地より多いのが通例である。山地積雪の堆積と消耗の過程の模式図を図3-1

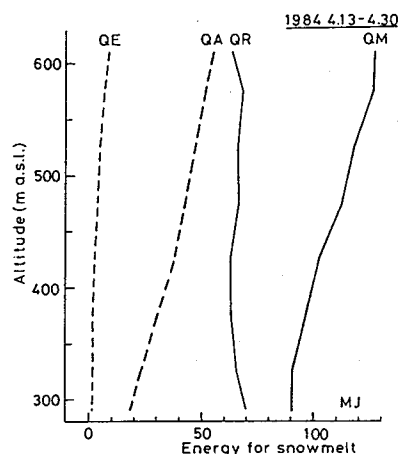


図2-1 融雪熱収支 (本山 1986)

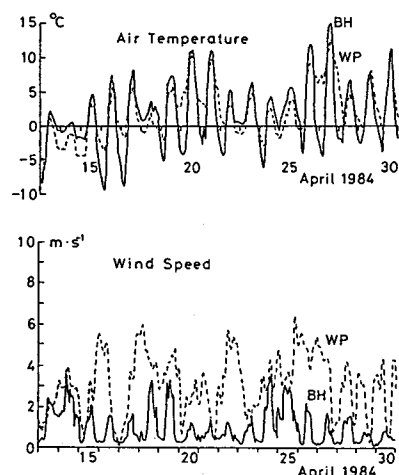


図2-2 山頂と低地の気温と風速 (本山 1986)

(Yamada⁶⁾ 1982) に示す。堆積期(積雪の増加期)においては、高度が高くなる程降雪量が多い。高い所程、積雪量の増加の割合が大きくなる。消耗期(融雪期)には、低い所から融雪期に入る。しかしながら、高所でも融雪期に入ると、それより低い所では、高低にかかわらず、ほぼ一様に融雪が進行する。高い所は、積雪量が多かった分だけ遅くまで雪が残る。以上が Yamada⁶⁾ (1982) による山地積雪の堆積消耗過程のあらましである。

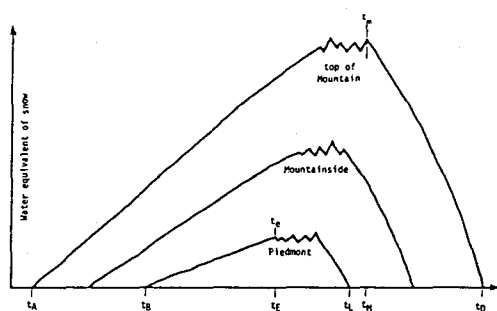


図 3-1 山地積雪の堆積消耗過程 (山田 1982)

油川式積雪深計(油川⁷⁾ 1977) とスノウ・サーベイにより山田⁶⁾他(1982)が、北海道の旭岳と手稲山で調べた堆積期と消耗期の積雪水量の高度分布の調査例(図 3-2)を示す。融雪最盛期には高度によらず、一様に融雪が進んでいるのがわかる。高度差の少ない山地では、高所ほど融雪が早く進む場合がある。山地において、高所で、低地と同様あるいは、より融雪が進行する事由については、2章の熱収支の項で説明した。

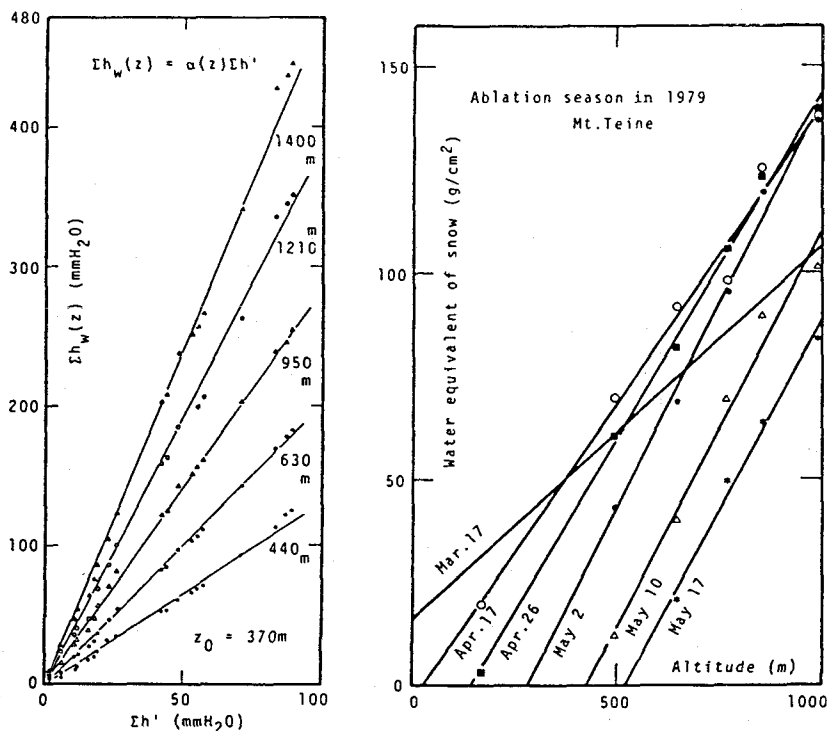


図 3-2 旭岳西斜面の堆積期における積算降水量(左)と手稲山東斜面の消耗期積雪水量(山田他 1982)

4. 融雪流出の遅れ

融雪期に山地で川を観測していると、川の水位の日変動が、実に規則正しいことに気がつく。すなわち、午前中には、静かな流れをみせている川も、昼過ぎから夕刻にかけて、みるみるうちに水嵩が増し、17時～22時頃には、水位は、最高を示し、日々くり返す融雪出水となる。そして又、夜から午前中にかけて、水位は徐々に減じて、午前11時頃最低になる。

一方、融雪は、朝9時頃から始まり、日射の強い正午前後に最盛期を迎え、夕刻、日没前には通常終了する。この融雪と流出の応答の遅れを解析することは、融雪流出の機構解明の1つの手がかりとなる。

ここでは、石狩川支流の雨竜川源頭部の美深越沢川（流域面積11.4km²、標高300～600m）で調査した1970～1982年の約10年間のデータを中心に、融雪流出のピークの遅れと積雪量、流域面積の関係等について述べる。

流出のピークの、融雪のピークからの遅れ時間は、積雪によって大きくかわる。流域末端の積雪1m（山地ではもっと深い）の時、積雪のない時に比べて、ピークの流出は1.5～4時間も遅れる。この遅れ時間は、10km²の流域では積雪のない時の雨による流出の遅れ時間に相当する。融雪流出解析において、積雪による流出の遅れ解明の肝要性が理解できよう。

流域面積が広くなるにつれての流出のピーク遅れ時間（積雪による遅れを除いた時間）は、面積が10倍になる毎に、約1.5倍長くなった。

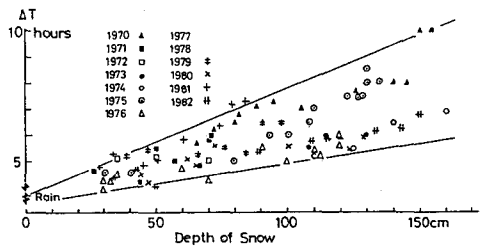


図4-1 ピーク流出の遅れ（ΔT）と積雪深

1) 流出ピークの遅れ時間と積雪深

ピークの流出時のピーク融雪時からの遅れ時間ΔTと積雪深の関係を図4-1（Kobayashi⁸⁾ 1985）に示す。調査流域は、雨竜川源頭部の美深越沢川（11.4km²）である。流量によっても、流出のピークの遅れ時間は変わるので、比流量20～50m³/sec・100km²の範囲のデータを拾った。データは広く分散しているが、年度毎にはほぼ1本の線にまとまっている。傾向としては、積雪が深い時ほどピーク流出の伝達速度は遅くなっている。積雪が1m少なくなると、ピーク流出は1.5～4時間早くなる。

ピーク流出の遅れ時間が年毎に大きく異なっているのは、積雪の層構造、雪質の差異によるものと推定される。北大雨竜演習林による冬期の気象データと流出

Year	Snow Depth	Warm Climate	Runoff Delay
1970	A	B(C)	C
1971	C	C	C
1972	B	A	B
1973	A	A	A
1974	A	C(A)	A
1975	B	B	B
1976	B	A	A
1977	B	C	-
1978	C	C	-
1979	B	A	B
1980	B	B	A
1981	C	C	C
1982	A	A	A

表4-1 積雪深—A : >2.2m, B : 2.2～1.8m, C : <1.8m
冬期気候—（最高気温が1, 2月で0℃以上の日数）
A : ≥6日, B : 3～5日, C : ≤2日
流出遅れ—A : <2.2h・m⁻¹,
B : 2.2～3.5h・m⁻¹,
C : >3.5h・m⁻¹

の遅れの程度を比較して、表 4-1 にまとめた。1973、1976、1982年は暖冬、中、多雪年で早い流出となっている。1974年は1、2月は寒かったが、12月と3月に暖かく、やはり早い流出となっている。一方、1971、1981年は寒冬、寡雪年で流出は遅い。

大略において暖冬年では、流出の遅れが小さく、寒冬年には、遅れが大きい傾向にある。暖冬年には積雪が多層構造になり、積雪中において、融雪水が集中して流下する場合が多くなる。寒冬年には、積雪の構造が比較的均質で、積雪内で水が分散して流下する割合が多い。積雪内で、水が集中して流下する場合(水みち流下)は、均質な流下に比べて10~100倍も早くなる(吉田⁹⁾ 1965、若浜¹⁰⁾ 1968、藤野¹¹⁾ 1979、小林¹²⁾ 1973)。

山地流域の大部分は斜面である。しかしながら、融雪水の積雪斜面に沿っての流下距離は短い。図 4-2 に、斜面積雪中の水の流下経路の写真を示す。積雪深 1 m 弱の時、20°の斜面に沿っての流下距離は、2~3 m を越えていない。この写真の積雪層構造の複雑さは中程度である。積雪内を斜面方向に進む水の流下速度は、垂直流下に比べて10~100倍も早い。斜面積雪中を融雪水が階段状に流下して地面に達する時間は、垂直に流下する時間に近い値となろう。そこで、第1段階として、平地での積雪内の融雪水滲透の観測を行い、流域における積雪による流出の遅れの解析の参考にすることにした。



図 4-2 斜面積雪中の融雪水の滲透

2) 平地積雪中の融雪水の滲透 (浜田、児玉、小林¹³⁾ 1987)

融雪水の積雪内滲透を調べるために、積雪下面にライシメータ(面積 $3.6 \times 3.6 \text{ m}^2$ と $0.9 \times 0.9 \text{ m}^2$ の2種)を設置し、流出応答を調べた。図 4-3 に、融雪のピークから積雪下面流出のピークまでの時間(水分波の伝播時間)と積雪深の関係を示す。前節の流域流出の遅れから推定した積雪によるピーク流出の遅れ時間をやや上まわる値、すなわち積雪 1 m につき1.5~5 時間のピーク伝播時間を得た。

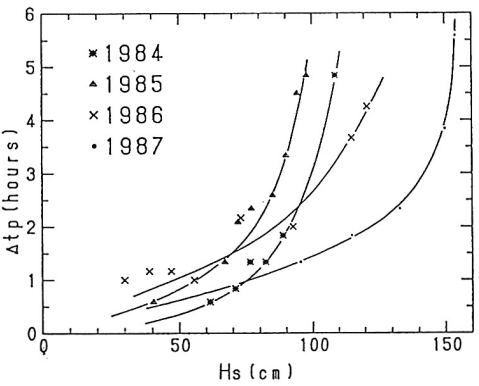


図 4-3 ピークの遅れ時間と積雪深 (浜田・児玉・小林)

ピーク伝播時間は、積雪内水分波伝達の速さの目安にはなるが、日々の入力波形(融雪日変動)が同じとはかぎらないので、単純に比較できない場合がある。

そこで日々の融雪水の入力波と積雪下面滲出水の出力波の重心を比較した。重心の遅れは、ピークの遅れよりやや大きく、積雪深1mのとき、2～5.5時間となった(図4-4)。積雪層構造を、図4-5に示す。重心の遅れは、暖冬で、積雪層がより多層となった1984、1987年に小さく、寒冬で、層構造の単純な1985年に大きくなっている。

融雪の進行に伴う重心の伝播速度(積雪深/重心の遅れ時間)の変化を図4-6に示した。融雪が進んで、積雪がザラメ化し、かつ層構造も単純になるにつれて、融雪水の積雪内伝播は遅くなっている。積雪粒子の粗大化と層構造の均質化のためと推定される。

3) 流出のピークの遅れと流域面積

融雪のピークから流出のピークまでの遅れ時間を、雨竜川源頭部の3つの流域で、1982年に調査、比較した結果を図4-7に示す。流域面積は1.4、11.4、53.6km²で、標高、積雪条件は類似している。流域毎に、積雪深の減少とほぼ1次の関係で、ピークの遅れは小さくなっている。

流出の遅れ時間から、積雪中の流下時間を差引いて、流域面積による流出の遅れを比較整理した結果が図4-8である。

流域面積と流出のピークの遅れの関係については、角屋・福島¹⁴⁾(1976)が、雨出水の場合について、詳細に扱っている。この報告でも角屋に従ってデータの解析を行った。データは、前述の3流域の他に、0.32km²の小流域及び北海道電力KKの宇津内川流域(流域面積108km²、雨竜川源頭部)での流出記録を借用して、追加した。

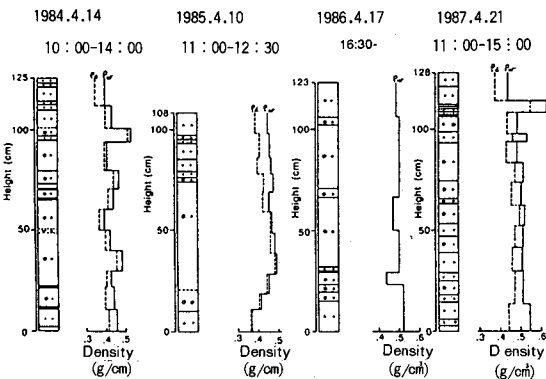


図4-5 積雪の層構造 (浜田・児玉・小林・本山)

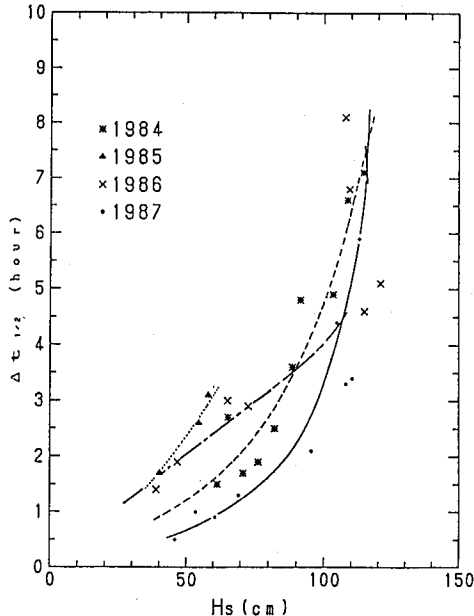


図4-4 重心の遅れと積雪深 (浜田・児玉・小林)

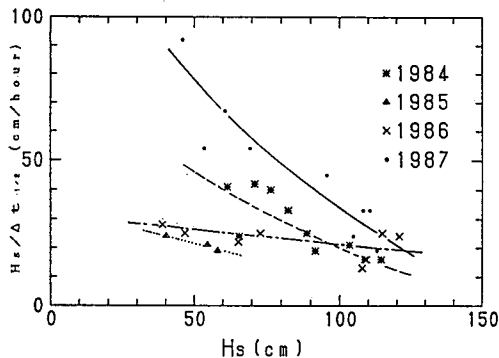


図4-6 重心の伝播速度と積雪深 (浜田・児玉・小林)

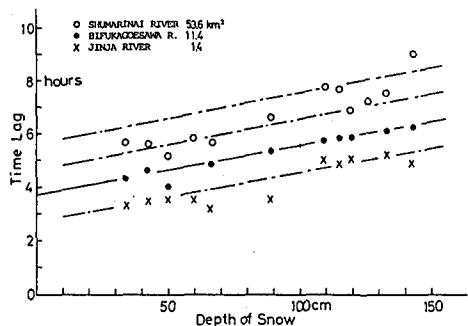


図 4-7 近隣 3 流域の流出ピークの遅れ

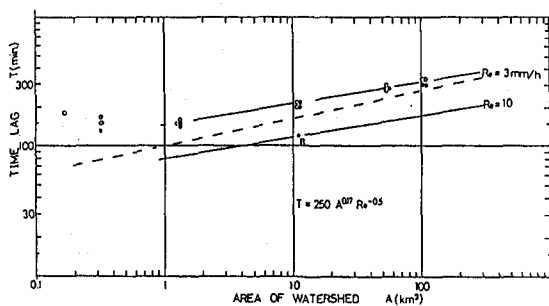


図 4-8 流出のピークの遅れと流域面積の関係

角屋にならって流出の遅れ T (min), 流域面積 A (km^2), 有効融雪水量 Re (mm/hr) として経験式を作ると,

$$T = 250 A^{0.17} Re^{-0.5}$$

となる。角屋が、雨による洪水の場合に求めた式は

$$T = 145 A^{0.22} Re^{-0.35}$$

である。角屋の結果を図 4-8 に点線で示した。角屋の結果では、流域面積が 1 桁増えると、流出の遅れ時間は、1.66 倍長くなるのに比して、今回求めた融雪水の流出の遅れ（積雪中の流下時間を差引いてある）は、1.5 倍となっている。両者の結果では、流域面積 1～100 km^2 においては、ほぼ同様の流出の遅れとなっている。

しかるに、0.32 km^2 の小流域の遅れ時間は、この経験式からはずれ、1 km^2 の流域とほぼ同じ値となっている。このことは、試験流域の代表性を考える上で、留意すべきであろう。

5. 流出成分の分離

1) 融雪期の川水温の変動と流出成分の分離

融雪期に源流部の流域の諸川の水温を 10 年余にわたって調査したところ、冬期に 0～1℃であったものが、融雪の進行に伴って 3～4℃、場所によっては 6℃にも達することがわかった。このことは主として調査した北海道北部の多雪地域だけでなく、北海道中・東部、山形県の釜淵他で確認されている。

融雪がかなり進行しても、源流部においては、川の上の積雪は 30～100cm も残っている。この積雪は、

厚いことと、全層0℃になっていることで、放射、伝熱等による外界との熱の移動を遮断する。従って、川水温の3～4℃への上昇は、0℃の融雪水が地中にもぐって、そこで暖められて流出したものと考えざるを得ない。しかも、図5-1（Kobayashi¹⁵）1985）に示すように、夜間、気温が川水温を下まわる時間帯において、流量が大きく減衰するにもかかわらず川水温は高い一定値を保ち、日中のピーク流出時にもわずかな水温低下しか示さない。

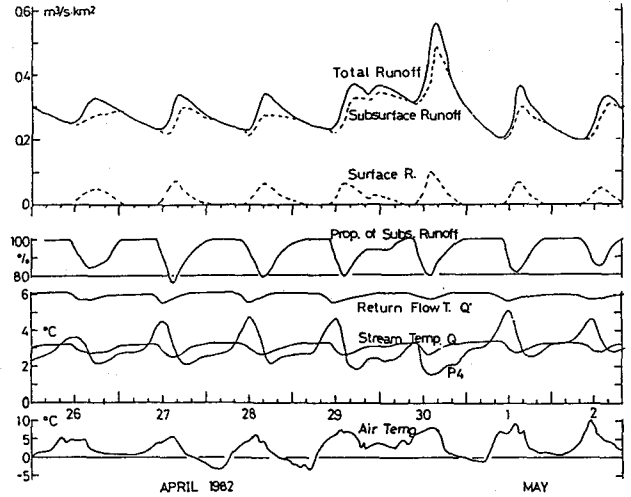


図5-1 融雪最盛期の積雪下の川水温（Q）による流出成分分離

又、流量の変動の大きい1982年4月30日の場合も、他の日の水温の変動とは

ほぼ同じであった。これ等の水温の挙動と流量の変動を考えあわせると、大部分の融雪流出水は、地中流出であること、水温が一定の時間帯は、全部が地中流出水であること等の推測ができる。そこで、日ハイドログラフの昼間のピーク流出直前における水温の一時低下は、0℃の融雪水が表層流出水として、地中流出水に部分的に川の近傍で混入したものと仮定した。

上記の二相流出の仮定により、熱量と水量の保存則を用いて、次の流出成分分離の式を導いた。

$$Q = Q_s + Q_{ss}$$

$$Q \cdot T = Q_s \cdot T_s + Q_{ss} \cdot T_{ss}$$

$$\frac{Q_{ss}}{Q} = \frac{T - T_s}{T_{ss} - T_s}$$

ここで、 Q ：総流出量、 Q_s ：表層流出量、 Q_{ss} ：地中流出量、 T ：川の水温、 T_s ：表層流出水の水温（0℃）、 T_{ss} ：地中流出水の水温とする。

流出成分分離の結果は、図5-1の中に点線で示した。地中流出が、全流出量の93～94%を占めた。又、ピーク流出直前の表層流出が最大となる時間帯でも、地中流出は80%を占めた。

2) 川水温による流出成分分離の意味

川水温による流出成分の分離の概念は、非常に直観的であるが、一方直接的概念でもある。すなわち、図5-2の地温深度分布年変化図にみられるように、融雪期には、地表よりも地中の方が、地温が高いことは事実である。0℃より高い3～4℃の流出水温は、平均すれば、地中の3～4℃の地温相当以深の流出径路を径た水であることの絶対的証明となる。従来の同位元素による分離法（Martinec¹⁶）1975他）、比電導度による分離法のいずれにおいても、地中の化学成分分布及び溶

出の過程と、流出水の成分形成との関連の証明にあまり残る。例えば、地表層に電導度を高める成分が集中している場合、その溶出流出水は、地中の電導度の高い水の流出水と区別できないからである。又出水初期には、河道流下中にも濃度の高くなることがある。この点、水温に関しては、積雪下の流下である限り、地表層流下中、あるいは、川道流下中に、水温の上昇することはあり得ない。

3) 川水の比電導度による流出成分の分離

川の水温を用いての成分分離方法は、地温深度分布が既知の点で、上述のように迷いの少ない分離方法である。しかしながら、川の上の雪天井のない中下流では、日射その他の外界の熱源によって、川水温が複雑に変動し、解析は困難となる。

そこで従来も試験的に用いられている川水の比電導度を用いて、流出成分の分離を行った。

測定方法は、川の中にセンサーを設置し、長期にわたる自動記録をとる方式である。比電導度の自動測定装置の検定の意味で、これとは別に、自動採水器による1時間毎の採水を行い、室内用の比電導計での測定を行い、両者を比較したところ、 $\pm 1 \mu S/cm$ 以内で両者が一致した。

図5-3 (Kobayashi¹⁷⁾ 1986) 比電導度の測定結果を、ハイドログラフと共に示した。比電導度は、流量に逆比例的であるが、非常に鋭敏に反応を示している。その上、Martinec (1975) 他によるトリチウム及び δO^{18} 等のアイソトープによるデータ、Sklash and Farvolden (1979) による δO^{18} 及び比電導度のデータ等と比較

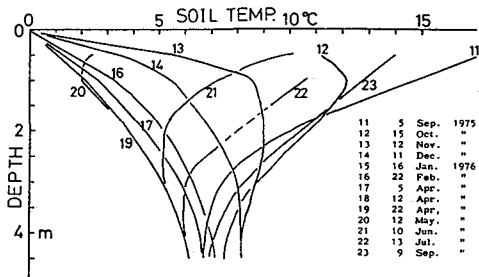


図5-2 母子里における地温深度分布の年変動

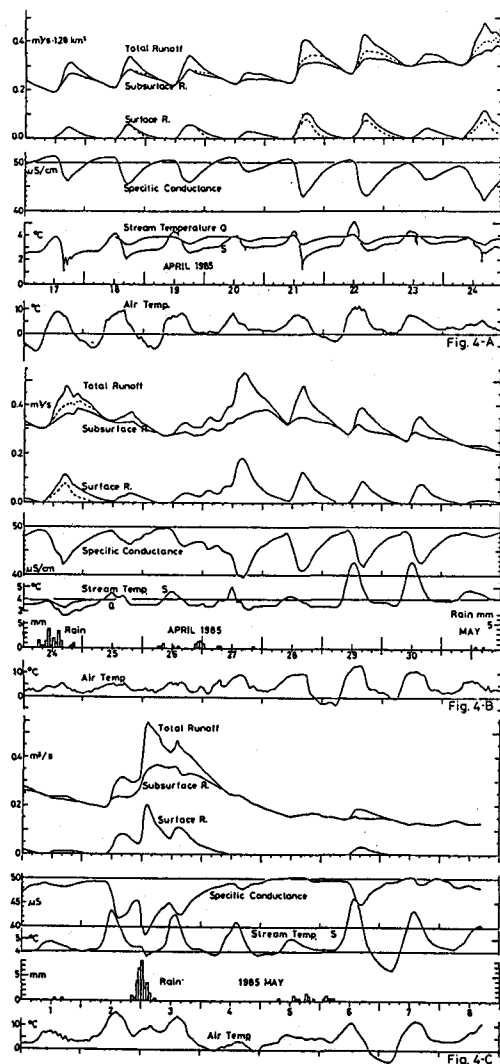


図5-3 融雪期の川の比電導度による流出成分分離
A：全流域に積雪がある， B：4月27日から28日にかけて、川近傍の積雪が消えはじめる， C：全流域消雪直後の雨出水

して、流量の変動に対する対応の再現性が非常に勝れている。

日ハイドログラフの谷部において、流量は変わっても、比電導度は、ほぼ $51 \sim 49 \mu\text{S}/\text{cm}$ の一定値を示した。そこで、川の水温による成分分離方法に並って、この値を地中流出水の比電導度と仮定した。又積雪の直下の山腹斜面を流れる表層流出水の実測値は約 $20 \mu\text{S}/\text{cm}$ であった。表層流出水としては、積雪直下の苔や枯枝等をつたわる水（litter flow）を採取した。

地中流（ $51 \sim 49 \mu\text{S}/\text{cm}$ ）、表層流（ $20 \mu\text{S}/\text{cm}$ ）の二層流の混合流出と仮定して、水温による成分分離と同じ方法で分離を試みた。流量及びイオン量（ $\propto$ 比電導度）が保存されるものとして、次の成分分離の式を用いた。

$$Q = Q_s + Q_{ss}$$

$$Q \cdot C = Q_s \cdot C_s + Q_{ss} \cdot C_{ss}$$

$$\frac{Q_{ss}}{Q} = \frac{C - C_s}{C_{ss} - C_s}$$

ここで、 Q ：総流出量、 Q_s ：表層流出量、 Q_{ss} ：地中流出量、 C ：川水の比電導度、 C_s ：表層流の比電導度、 C_{ss} ：地中流の比電導度である。

流出成分分離の結果は、図5-3の流量の項に表示してある。川水の比電導度によると、総流出量の85～90%は地中流出ということになる。この結果によると、川水温による分離結果より、地中流出がやや少なくなるものの、同様の結果が得られたものと言えよう。図5-3の前半には、川水温による分離結果を点線で示してある。

なお、融雪最盛期の川水の比電導度の変動は、当量のほぼ等しい Cl^- と HCO_3^- の濃度変動に支配されている。 Cl^- イオン濃度と比電導度の相関は特に高い（鈴木・小林1987）。

4) 比電導度；流出量曲線のヒステリシスの推移

川水の比電導度を流出量に対してプロットした結果を図5-4に示

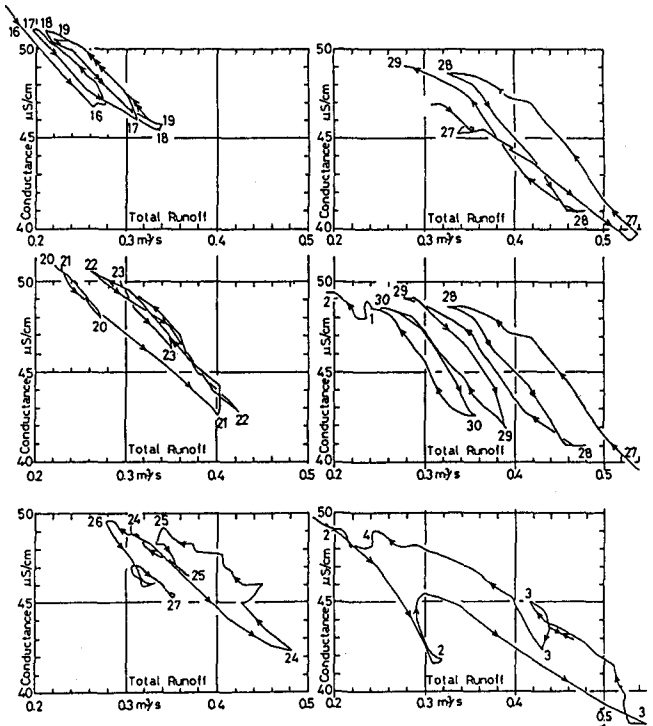


図5-4 川水の比電導度：流出量のヒステリシス。矢印は時間経過。数字は図5-3の日付を示す。

す。日ハイドログラフの立上り時と下降時で、同じ流量に対して、比電導度にずれが生じている。

流域全域に積雪のある4月27日までは、日ハイドログラフの立上り時の方が、下降時に比して、比電導度が低い。日流出の初期に、比電導度の低い表層流出が、より多く流出するためと考えられる。このヒステリシスにおけるずれは、4月28日から川道近辺の積雪が、消えはじめ

ると逆転した。すなわち、図5-3で4月28日からは、日ハイドログラフの立上り時より下降時の方が、比電導度は低くなっている。表層流出の供給源である川道近傍の積雪がなくなり、積雪域が川道から後退したためハイドログラフの立上り時の表層流出が、以前よりも相対的に遅れ、地中流出が相対的に先に出て、比電導度の挙動が、このように変わったものと推定した。

しかるに、1986年にも、同流域で、比電導度の長期観測（図5-5）を行った所、比電導度－流出量ヒステリシスの逆転（図5-6）は、全流域に積雪のある場合にも観測された。当日の全流出量が、前日の流出量を下まわる5月4日、7日等である。このような日は、日ハイドログラフ減衰部延長による当日流出分離法によれば、全流出中に前日までの流出分が、相対的に多く流出している。このため、日ハイドログラフの立上り時に、下降時より、比電導度の高い水が流出したものと推定される。このことは従来推論の域を出なかったハイドログラフの形よりの流出解析と流出水の物理的、化学的性質による流出解析を結びつける糸口となろう。

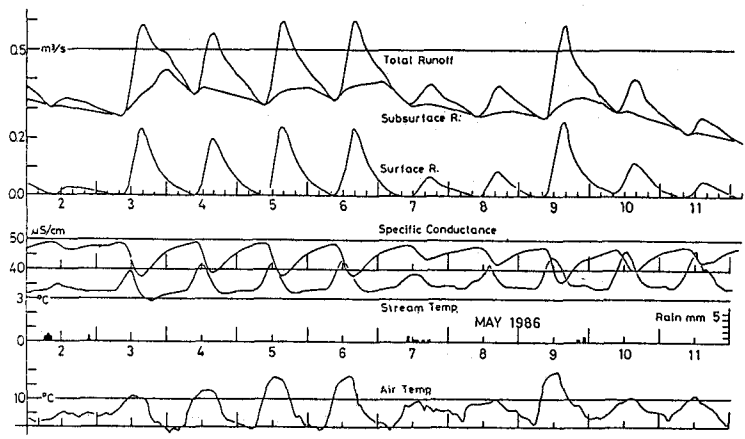


図5-5 融雪期の川の比電導による流出成分分離

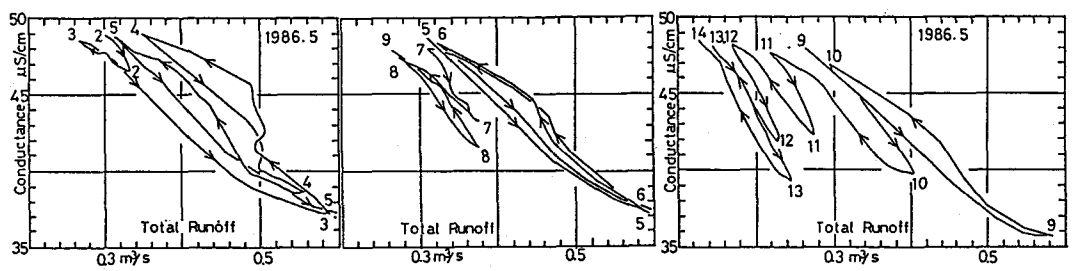


図5-6 川水の比電導度：流出量のヒステリシス。矢印は時間経過。数字は図-4の日付を示す。

5) 川水温と比電導度の流出機構に対する情報の差異

川への流出水の水温は、川近傍における流出径路の情報をもたらすのに対して、比電導度は、全流出径路の情報をもたらしている可能性がある。すなわち、斜面上部で、一旦地中にもぐって、斜面中腹の川から離れた場所で、地上に流出した復帰流の場合、次のようになろう。水温においては、川へ流出するまでに積雪下で冷却すれば、表層流として認定される。これに対し、同じ復帰流の水は、比電導度においては、地中にもぐってイオン濃度が高くなっていれば、川近傍で表層を通ったとしても、高い比電導度の故に、地中流出として認定される。又、逆に、高イオン濃度の水が地中の緩衝作用を受けることもあろう（丹下 1986）。

低温、低イオン濃度の融雪水が、高温、高イオン濃度の地中を流出する過程において、融雪水への熱伝達及びイオン溶出にかかわる物理的及び化学的機構には差異がある。その結果の流出水の温度及びイオン濃度の経時変動は、流出機構の解明に多くの情報をもたらすはずである。例えば、地中流出の伝達が早く行なわれるための一つの説である、パイプ流説に関しては、次のように考えられる。パイプ流の水への土層からのイオン溶出については、水と土との接触面積が小さい故に、長時間を要して、化学平衡には達しにくい。しかしながら熱伝達はより容易に行なわれるので、パイプ流においても、熱平衡には、充分達しうるのであろう。この点については、定量的検討を要するものの、日ハイドログラフの減衰時において、水温が早く一定値に達し、比電導度が最後まで、ゆるやかではあるが、上昇を続けているのは、パイプ流で部分的に説明される。このような検討を、押し出し流説その他の流出機構に関する諸説に関して、進めてみる必要がある。

6. 融雪流出研究の流域論、流出論への寄与

融雪時の流出研究は、以下の点で、流域の特性を調べるのに、雨による流出研究に比べて有利である。

第1に雨の場合に比べて、融雪時には、流域への水の供給、流出の関係がはるかに単純でかつ、規則的になる。雨の場合には、流域への水の供給量を把握することが困難であるが、融雪は比較的広域に一樣におこるので、流域への水の供給を雨の場合より正確に算定できる。又、融雪は晴天が続けば、規則正しい日変化を示すので、流出も規則正しい日変化を示し、流域への水の供給と流出の関係をつかみやすい。

第2に、融雪流出応答の単純さの故に、河川水の溶存物質の応答も、雨の場合に比べて、より簡明になっている。例えば融雪期中期以後においては wash-out 等の問題がなくなる。同位元素をトレーサーとする場合も同様であろう。

第3に、融雪水は0℃で流域全域に供給される。融雪期の川の水温、湧水の水温、地温と流出の応答等をたんねんに調査、解析すれば、融雪水の流出径路を主にした情報が得られよう。

これ等の理由で、融雪流出の研究は、水の滞留時間の問題も含めた流域の流出特性の研究に大いに

寄与するはずである。

参 考 文 献

- 1) 石川信敬, 小林俊一, 小島賢治 1982, 融雪期の顕熱フラックス I. 低温科学, 物理篇, **41**, 109-116.
- 2) 小島賢治, 石川信敬, 本山秀明, 山田芳則 1985, 積雪の蒸発量. 低温科学, **44**, 49-62.
- 3) Motoyama, H. 1986, Studies of basin heat balance and snowmelt runoff models, Contr. Inst. Low Temp. Sci., A, **35**, 1-53.
- 4) Ishikawa, N. 1977, Studies of radiative cooling at land basins in snowy season, Contr. Inst. Low Temp. Sci., A, **27**, 46pp.
- 5) 小島賢治 1979, 融雪. 気象研究ノート, **136**, 1-38.
- 6) Yamada, T. 1982, Studies of accumulation-ablation processes and distribution of snow in mountain regions, Hokkaido, Contr. Inst. Low Temp. Sci., A, **31**, 1-33.
- 7) 油川英明 1977, グラスファイバー式積雪深計. 雪氷, **39**(4), 203-206.
- 8) Kobayashi, D. and Motoyama H. 1985, Effect of snow cover on time lag of runoff from a watershed, Annals of Glaciol., **6**, 123-125.
- 9) 吉田順五 1965, 融雪水の積雪内渗透, 低温科学, 物理篇, **23**, 1-16.
- 10) 若浜五郎 1968, 積雪内における融雪水の移動, III. 低温科学, 物理篇, **26**, 78-86.
- 11) 藤野和雄 1979, 融雪水の積雪内への渗透, 気象研究ノート, **136**, 49-62.
- 12) 小林大二 1973, 積雪中の融雪水の皮膜流下速度 I. 低温科学, 物理篇, **31**, 135-142.
- 13) 浜田和雄・児玉裕二・小林大二 1987, 融雪水の積雪内渗透と流出の遅れ, 日本陸水学会第52回大会発表.
- 14) 角屋 睦・福島 晟 1976, 中小河川の洪水到達時間, 京大防災研究所年報, 第19号 B, 143-152.
- 15) Kobayashi, D. 1985, Separation of the snowmelt hydrograph by stream temperatures, *J. Hydrol.*, **76**, 155-162.
- 16) Martinec, J. 1975, Subsurface flow from snowmelt traced by tritium, *Water Resour. Res.*, **11**, 469-498.
- 17) Kobayashi, D. 1986, Separation of the snowmelt hydrograph by stream conductance, *J. Hydrol.*, **84**, 157-165.