



Title	融雪流出過程
Author(s)	小林, 大二; 本山, 秀明
Citation	低温科学. 物理篇, 44, 77-90
Issue Date	1986-03-10
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/18520">http://hdl.handle.net/2115/18520</a>
Type	bulletin (article)
File Information	44_p77-90.pdf



[Instructions for use](#)

## 融雪流出過程 I\*

小林 大二

(低温科学研究所)

本山 秀明

(北海道大学大学院理学研究科)

(昭和60年10月受理)

### I. 緒 言

雪水文学の一環として融雪現象を捉えるときに、水循環の一部としての取扱いが基本となる。融雪に伴う水循環の中で、今日最も不明瞭な部分は、積雪が水となって川へ出てくる過程である。すなわち流出機構に関する問題、流出径路および流出に要する時間に関する問題等が大きく残されている。流出過程の解明は、現象論の上だけでなく、水資源としての積雪の活用および融雪洪水の災害の防止の上からも、真の流出予測を行うための基本となる。

ここでは流出径路の解明を第1にとり上げた。川水温、川水の比電導度を用いて、流出成分の分離を行い、流出過程の検討を行った。両者による分離の結果、地中流出が流出の大部分を占めることが判明した。また水温と比電導度とハイドログラフの挙動を比較することにより、Hewlett 等 (1970)<sup>1)</sup> の提唱する流出源域変動概念 (variable source area concept) の検討等も試みた。

### II. 流出に伴う川水温変動の諸現象

#### 1) 融雪流出期の川水温

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°Cであったものが、融雪の進行に伴って3~4°C、場所によっては6°C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(第1図)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。これらのことは、小林他(1974)<sup>2)</sup>、小林・植松(1976<sup>3)</sup>、1977<sup>4)</sup>、小林(1979<sup>5)</sup>、植松・小林(1980<sup>6)</sup>、Kobayashi(1981)<sup>7)</sup>に詳細に述べた。

多雪地帯の源流部においては、融雪がかなり進行しても、川の上には150~50 cmの積雪が残っている。この積雪は厚いことと、全層0°Cになっていることとで、放射、伝熱等による外界からの熱を水に伝達しない。したがって、第2図に示した川水温(地点Q)の3~4°Cへの上昇は、0°C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。しかも夜間、日ハイドログラフの減少時に、川水温が高い一定値を保つことと、日中のピーク流出時のわずかな水温低下を考えあわせると、大部分の融雪流出水は地中流出であると推定せ

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第2777号

ざるを得ない。このことは後章で説明する。

## 2) 河床地温および地下水位の変動

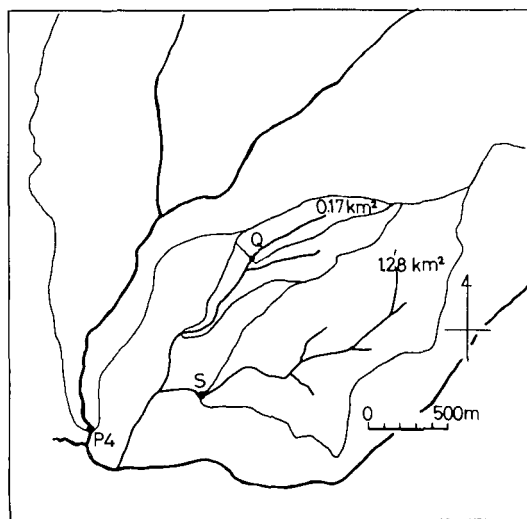
第3図に1 m および0.5 m の河床地温の変動を示した。融雪流出水温の上昇より先に、しかも水温よりも高い値で、1 m の河床地温が上昇をはじめている。0.5 m の河床地温は長期的に上昇を示しているが、顕著な日変動も示している。この変動は川水温の変動の伝播とは考え難い変動を示すとともに、平均値も川水温よりは高い値で上昇している。このことは、地下水の川中への押し上げ流出に伴う河床地温の変動を示唆している。この現象は、先に言及した融雪流出における地中流出の卓越の傍証となっている。

第3図の最上部に地下水位の変動を併記してある。地下水位も日変動を示しているが、日ピークは、川の水位の16~20時頃のピークより遅れて24時前後となっている。地下水位が日融雪の変動を反映しているとともに、川のピークよりも遅い地中流出に参与しているものと考えられる。

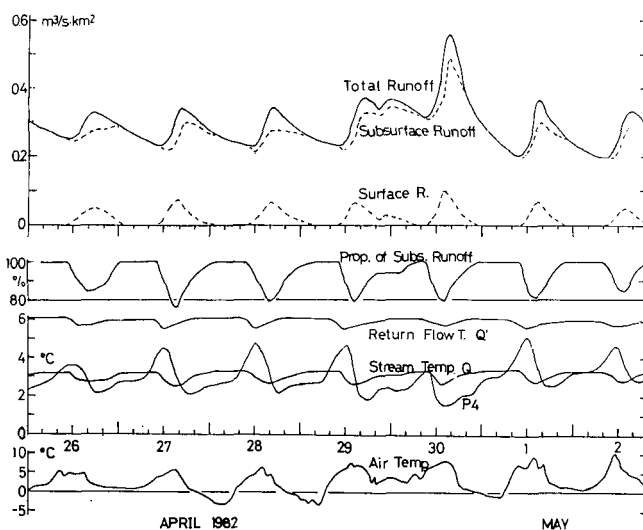
## 3) 凍土上の融雪流出

融雪期において通常多雪地帯では、土壤が凍結していることはないが、冬期間積雪が30~50 cm 以下の所では、表層土壤が春先まで凍結していることが多い。融雪期の少し前に、凍結土の上に、低気圧性のドカ雪が降ると、融雪期に融雪洪水が発生しやすくなる。

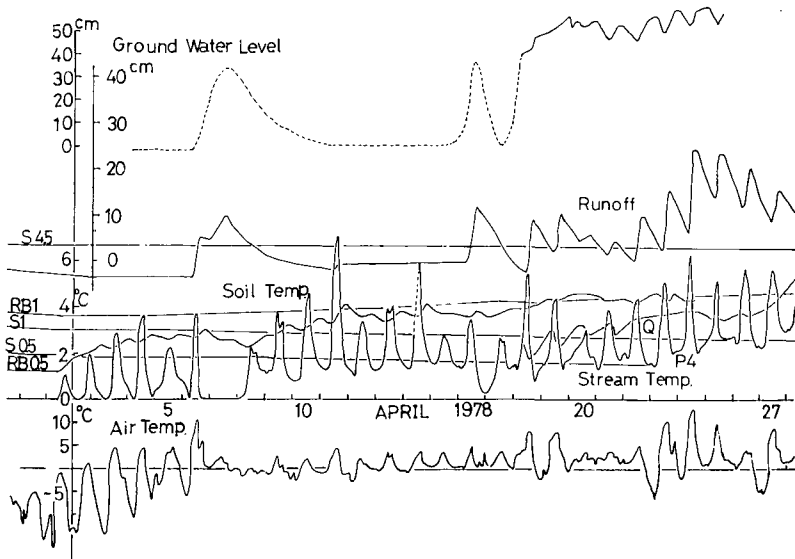
凍土地帯の融雪洪水の場合、凍土の透水性が悪いので、表層流出の占める割合が多くなるはずである。第4図に、支笏火山台地の幌内川における融雪出水時の川水温の変動を、川の水位とともに示した。この場合、積雪上に降雨があり、融雪水と重なり、融雪出水となった。川



第1図 調査流域略図。北海道雨竜郡幌加内町母子里。P4流域面積：11.4 km<sup>2</sup>，Q：0.17 km<sup>2</sup>，S：1.28 km<sup>2</sup>（全幅堰による流量，比電導度，水温，気温等の自動観測流域）

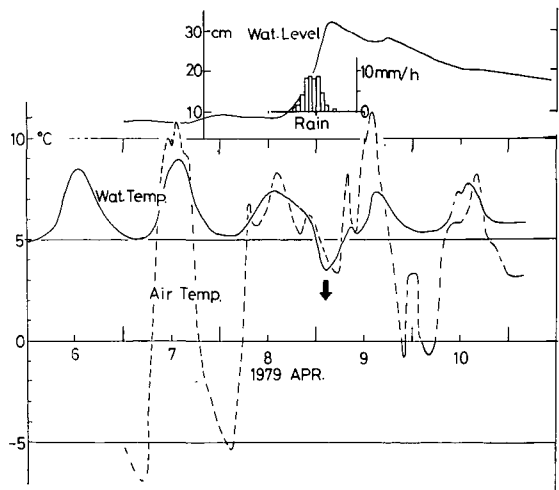


第2図 融雪最盛期の川水温（積雪下の川Q，および開いた川P4），流量，表層流出分，地中流出分，地中流出比，気温及び復帰流（湧水）Q'の水温



第3図 河床地温 (RB1: 1 m 深, RB0.5: 0.5 m 深), 地温 (S4.5: 4.5 m 深, S1: 1 m 深, S0.5: 0.5 m 深), 地下水位川水位 (P4 地点), 川水温 (P4, Q 両地点), 気温 (P4)

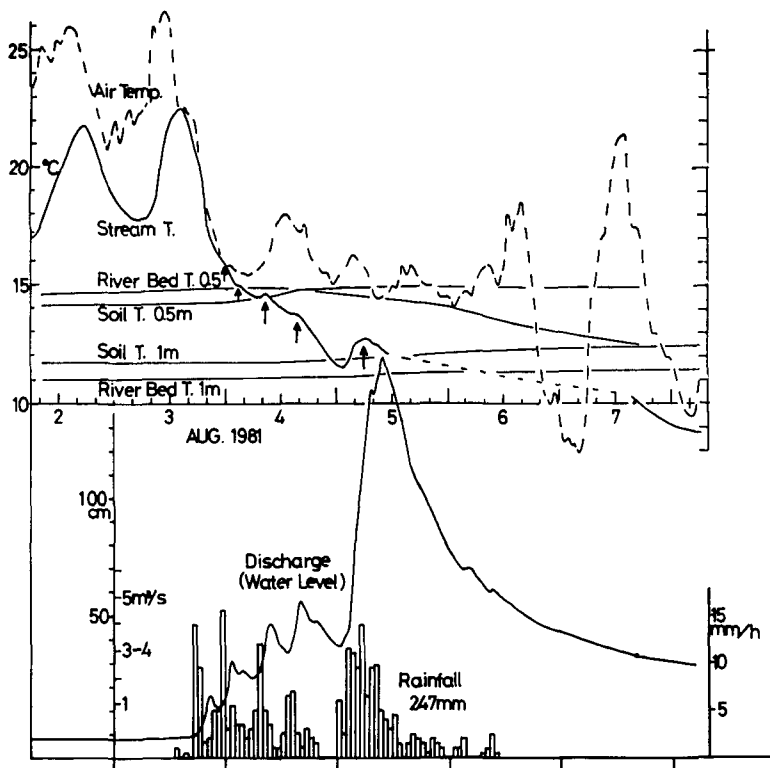
水温の変動をみると、通常夜間に5~6°Cまでしか低下しない水温が、出水に伴って、9日の03時に3.5°Cまで下がっている。また出水の減衰期の10日の夜間の水温が、気温が2.9°Cまで低下しているのに、5.7°Cまでしか低下していない。この時の川水温を地中流出水の水温とみなし、それと0°Cの表層流出水が混合して河川水として流出したものとみなして、後述の川水温による流出成分の分離と同じ算出方法をとる。結果は地中流出60%、地表流出40%となる。この地域は、新しい火山灰地帯で、透水性が非常によく、50~70 mm位の降雨では、暖候期には表層流出のほとんど認められない地帯である。それにもかかわらず46 mmの降雨と10 mmの融雪水で、これだけの表層流出がみられたことは、凍土の影響とみなせる。このことは凍土の面積比率が40%あったものと推定する根拠にもなり得る。またこの火山灰地帯では保水性も良好なため、流出の応答は他の地帯よりも遅いが、凍土上の流出のため早い応答となっている。この点はコンクリート面積の増大で、最近洪水災害上問題となっている都市水文と共通の問題となろう。



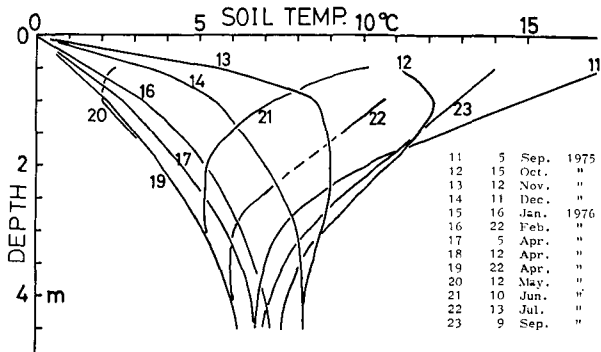
第4図 支笏火山台地の凍土地帯を流れる幌内川の水  
温, 気温, 水位, 雨量

4) 雨流出時の川水温の変動

暖候期の大雨による川の水温の変動例を第5図に示す。いずれも北海道では稀にみる大雨であった。融雪期と異なり、第6図に示されるように、地表より地中の方が温度が高い時期である。融雪期とは逆に流出が進むにしたがって川水温が下降する。このことは、融雪流出と同じく、地中流出が卓越することを示している。川水温は2m前後の地温相当の約10°Cに漸近



第5図 暖候期の大雨による出水時の川水温変動。1981年石狩川洪水時の母子里(P4)における川水温(川水温の↓印は、水位上昇時の水温の1時的上昇を示す)、流量、地温(1m, 0.5m)、河床地温(1m, 0.5m)、気温



第6図 母子里における地温深度分布の年変動

している。融雪期にも約 2 m の地温相当の 3.5~4°C に川水温が漸近していた。第 6 図にみられるように融雪期と暖候期とでは 2 m 前後の地温傾度の絶対値は異なっている。それにもかかわらず、流出水の水温が約 2 m 層の地温に近づいていることは、地中流出水が、この流域では、平均して 2 m 層に集中していることを示唆する。このことは流出径路を論ずる上で重大な手がかりを与える。

表層流出の兆候を示す水温の一時的上昇変動が、降雨ピーク直後の川水位上昇時に観察される。第 5 図中で矢印で示したものが、いずれもこの一時的上昇である。すなわち表層地温および雨水温が、地中温度を上まわるので、川水温の一時的上昇は、早い表層流出の川水温への影響が、流出初期のハイドログラフ上昇期にあらわれたものと推定される。

### III. 川水温によるハイドログラフの分離

#### 1) 流出成分の分離

従来の概略の融雪期の川水温からも地中流出の卓越することは判明しているが、ここでは、源流域の積雪下の川の水温変動(第 2 図)を用いて、融雪流出を表層流出と地中流出に配分することを試みた(Kobayashi 1985)。

積雪下の川は、30 cm 以上のしかも 0°C の積雪で被われているので、日射、長波長放射、伝導熱等を通さない。したがって、積雪下の川の水温は、川本来の温度に近いものと推定される。また第 2 図で明らかなように、日々のハイドログラフの減衰部の後半に、流量が減少し続けるにもかかわらず川水温がほぼ一定に保たれる。その上、この水温は、流量の変動の大きい 4 月 30 日の場合も、他の日とはほぼ同じ値を保つことが判った。これ等の現象から、このほぼ一定の水温の時間帯には、川水は地中のほぼ恒温な層のみから流出しているものと推定した。昼間のピーク流出時間直前の一時的低下は、0°C の融雪水が、表層流出として、地中流出水に、川の近傍で、混入したものと仮定した。以上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。

$$q = q_s + q_{ss}$$

$$q \cdot T = q_s \cdot T_s + q_{ss} \cdot T_{ss}$$

$$\frac{q_{ss}}{q} = \frac{T}{T_{ss}}$$

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°C),  $T_{ss}$ : 地中流出の水温とする。

流出成分分離の結果は、第 2 図中に点線で示した。地中流出が全流出量の 93~94% を占めた。また、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。水温の変動および二相流出の仮定からも判るように、日ハイドログラフの減衰の後半では、全流出は、地中流出となった。

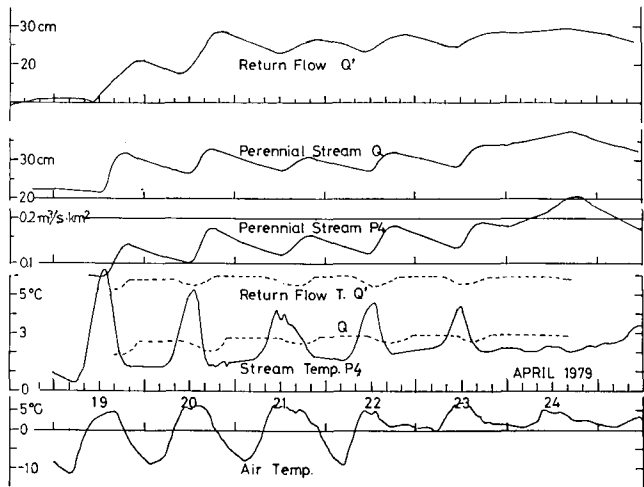
#### 2) 川水温による分離の意味

川水温による流出成分の分離概念は、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、第 6 図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°Cより高い3~4°Cの流出水温は、平均すれば地中の3~4°Cの地温相当以上深の流出径路を経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 (Martinec 1975<sup>9)</sup> 他), 比電導度による分離のいずれも、地中流出の絶対的証明とはならない。従来のこれ等の溶出成分による分離方法においては、地中の化学成分分布および溶出過程と、流出水の成分形成との関連の証明に欠けるからである。たとえば、地表層に電導度の高い成分が集中している場合に、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。また出水初期には、河道流下中にも濃度の高くなることもある。この点、水温に関しては、積雪下の流下であるかぎり、地表層中あるいは河道流下中に水温の上昇することはあり得ない。

### 3) 復帰流の流出量および水温変動

復帰流 (Return flow) の一種である湧水の流出水の水位と水温の変動を第1図の流域 Q で測定した。湧水口のある斜面は、南東向きで、融雪は平地より早い時刻よりはじまる。それにもかかわらず、流出のピークは、流域平均より約3時間遅くなった。また、水温は、表層流出の混入の盛んな12時前後に最低値をとったが、ピーク流出時の20~22時には、湧水の本来のほぼ一定の水温を保っている。つまり、復帰流の最小流出量時の11~12時に水温は最低、最大流出時には、水温は湧出水の高い6°Cの一定水温を保つ。第7図には復帰流の水位、水温、第2図には復帰流の水温 ( $Q'$ ) が示されている。



第7図 復帰流 (湧水) の水位、水温及び地点 Q, P4 の水位、水温

復帰流の比電導度 (地点 Q 近く) は、約  $46 \mu\text{S}/\text{cm}$  で、Q の流域の流量最小時の比電導度に等しい。つまり地中流出を代表する比電導度と考える。隣接する流域の比電導度変動については第IV章に述べるので比較されたい。

水温の変動、比電導度の値を考えあわせると、湧水としてみられる復帰流は、二層からの混合流ではなく、単一層の流出と推定される。この性質、挙動だけをとると、復帰流は単一な地中貯留層からの流出であり、量の変動は、日融雪の変動の間接的な何らかの伝播によるということになる。

ここで観測された復帰流は、流域の川の流出を、水温、比電導度（後出）を用いて、成分分離した場合の地中流出に類似のハイドログラフを示している。すなわち遅いピークをもつ流出成分の存在の証明となっている。しかしながら復帰流の 6°C という高い水温を考慮すると、近傍の川 (Q) の水温は約 3~4°C であるので、川への全地中流出量の何割かを、このような復帰流が占めるのみということになる。川中に直接流出しているもっと温度の低い地中流出がかなりの量に達するものと考えられる。

#### IV. 川水の比電導度によるハイドログラフの分離

##### 1) 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、迷いの少ない分離方法である。しかしながら雪天井のない中下流の川では、日射その他の外界の熱源に、川水温が複雑な影響をうけて、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、長期にわたる連続測定を試みた。長期の連続測定の報告例はない。比電導度の自動観測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、室内用の比電導度計で測定し、比較したところ、 $\pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$  以内で、両者が一致した。

第 8 図に、比電導度の測定結果を、ハイドログラフとともに示した。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)<sup>9)</sup> 他によるトリチウムおよび  $\delta\text{O}^{18}$  等のアイソトープによるデータに比して、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 51~49  $\mu\text{S}/\text{cm}$  の一定値を示した。そこで、川の水温の分離方法に並って、この値を地中流出水の比電導度と仮定した。また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: 落葉層流) を採取して比電導度を測定した。

地中流 (51~49  $\mu\text{S}/\text{cm}$ )、表層流 (20  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) の二層流からの流出と仮定して、水温による成分分離と同じ方法で、分離を試みた。流量およびイオン量 ( $\propto$  比電導度) が保存されるとして

$$q = q_s + q_{ss}$$

$$q \cdot C = q_s \cdot C_s + q_{ss} \cdot C_{ss}$$

$$\frac{q_s}{q} = \frac{C - C_s}{C_{ss} - C_s}$$

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第 8 図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 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、



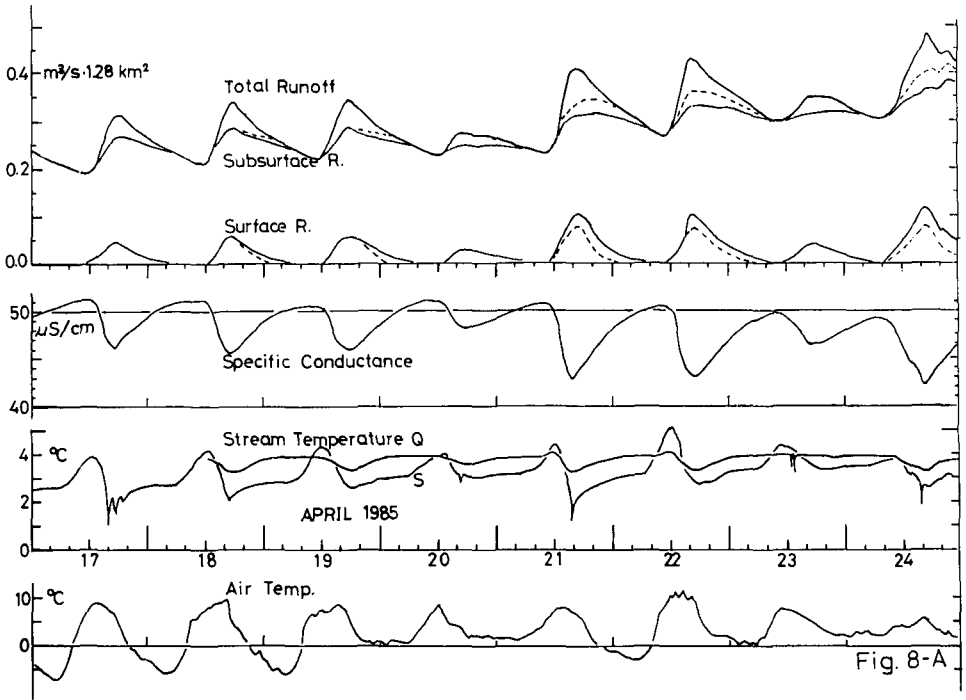


Fig. 8-A

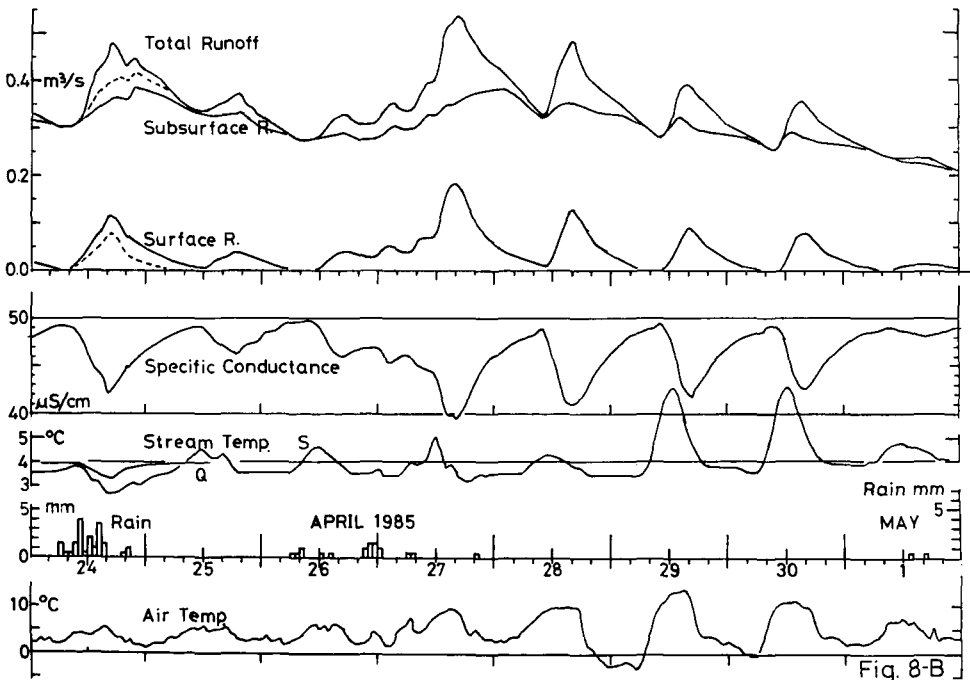
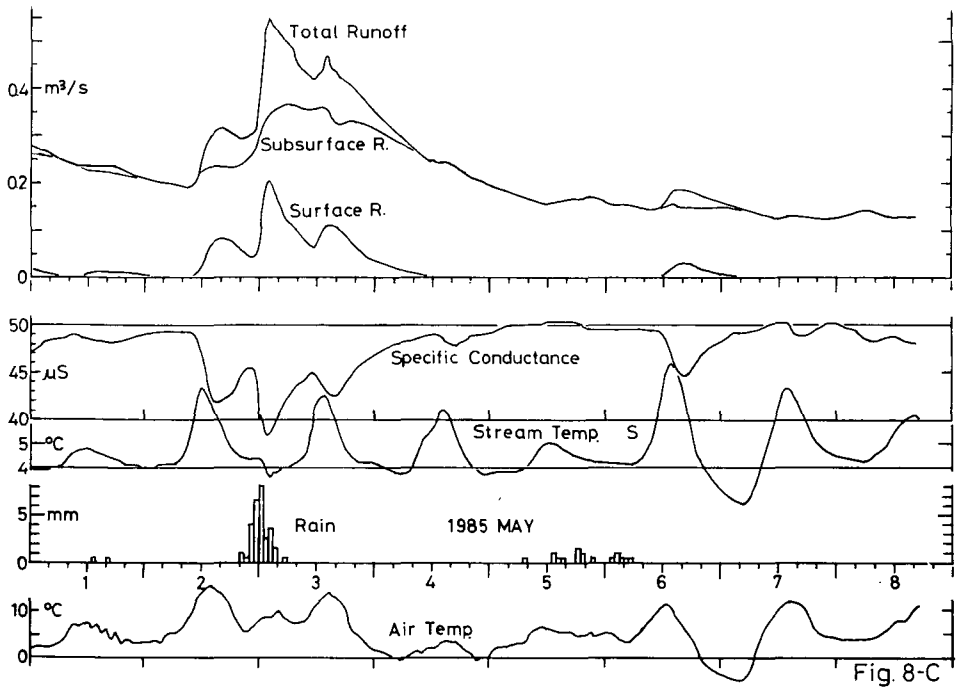


Fig. 8-B



第8図 融雪最盛期の川(S地点)の比電導度、流量、水温(S, Q両地点)、気温、および表層流出、地中流出の各流出成分。点線は川水温(地点Q)を用いての成分分離。  
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

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と言えよう。第8図の前半には、川水温による分離結果を点線で示してある。

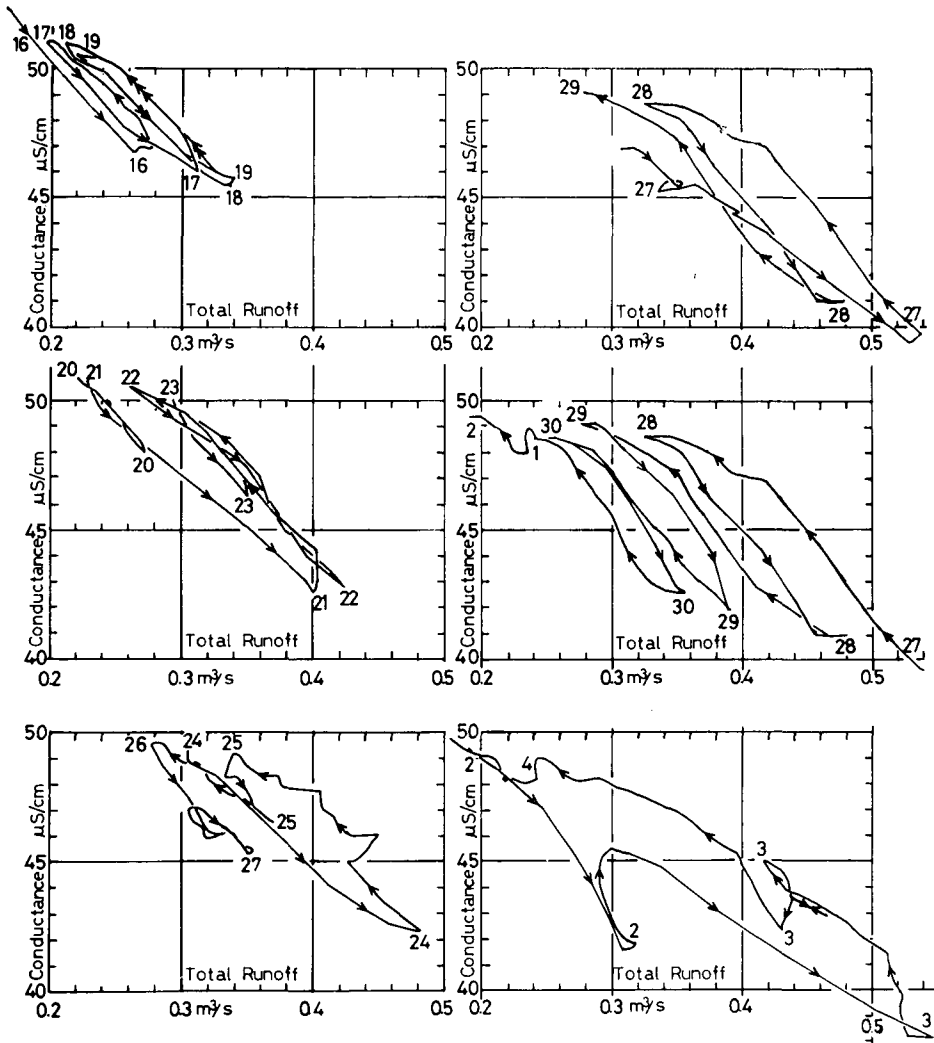
## V. 考察及び検討

### 1) 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第9図に示す。日ハイドログラフの立上がり時と下降時とで、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がり時の方が、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日から川道近傍の積雪が、消えはじめると、逆転した。すなわち、第9図の4月28日からは、日ハイドログラフの立上が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、積雪が川道から後退したためであろう。すなわち、ハイドログラフの立上がり時に表層流出が、以前よりも相対的に遅れたために、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される。このことは、比電導度で分離したハイドログラフのピークの出現が、4月27日を境にして、逆転している現象とも、表裏をなしている。

全流域で消雪した5月2~3日の降雨による出水の場合の比電導度：流出量のプロットに



第9図 川水の比電導度：流出量のプロットによるヒステリシス。  
矢印は時間経過。数字は第8図の日を示す

においては、全流域に積雪のあった場合と同様のヒステリシスを示している(第9図)。すなわち、ハイドログラフの立上り時において、表層流出の早い流出を示す低い比電導度が、出現している。このことは、川道近傍の表層流出の供給源の有無とかかわる上述の流出挙動の説明の裏付けを与える。

## 2) 比電導度による分離方法の諸問題

比電導度分離法の一番の問題点は、流出初期の washout による高比電導度水、すなわちイオン濃度の高い水の流出である。これまで、雨流出の場合に、比電導度による流出成分分離が成功しなかったのは、このためである。降雨の継続時間は、1~2日間以内のことが多く、比電導度：流出量の関係は、過渡現象となる。

この問題に関して、今回は融雪開始後2週間経過後のデータを用いたので、再現性のあるデータが得られ問題は少ない。

経時変動でもう一つの問題となるのは、Pilgrim (1979)<sup>10)</sup>の指摘している、水と土層との接触時間の問題がある。イオンの溶出に時間がかかるためである。水温による分離結果に比し、比電導度による結果において、地中流出成分がやや少なくなるのは、この作用によるのも原因の一つであろう。すなわち、流量増大時に、もう少し水と土層の接触時間が長ければ、イオン濃度が大きくなっていった可能性がある。しかしながら、この問題の定量的検討はむずかしい。

次に、比電導度法の本質的な問題点は、二相流出の仮説にある。この仮説は、水温による解析に基づいたものであって、比電導度のデータのみでは帰納しがたい仮説である。表層流出水の比電導度の特定には、かなりのあいまいさが残る。また、地中流出水の流出径路推定の根拠となる地中のイオン供給分布に関するデータを欠いているので、地中流出層の深さの推定はできない。しかしながら、表層流出を欠くと推定される流量の少ない時間および時期に、川水の比電導度が高い値を示すこと、および、融雪水の比電導よりはるかに高い値の川への流出水を考慮すると、地中に流出源を想定せざるを得ない。また、川水の比電導度の流量に対する鋭敏な反応は、流出過程の詳しい情報をもっているはずで、今後この情報の解析をより進展させる必要がある。

### 3) 川水温と比電導度の流出機構に対する情報の差異

流出水の水温は、河川近傍における流出径路の情報を示すのに対して、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、河川へ流出するまでに冷却すれば、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けば、河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。

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、融雪水への熱伝達およびイオン溶出にかかわる物理的および化学的機構には差異がある。その結果の地中流出水の温度およ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。たとえば、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、化学平衡に達しにくい、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、熱平衡には十分達しうるであろう。この点では、もう少し定量的検討を要するが、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、わず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、押し出し流説他の流出機構に関する諸説に関して、押し進めてみる必要がある。

### 4) 流出源域変動 (Variable Source Area) 概念の検討

ハイドログラフの上昇時における水温の低下は、飽和流出域の変動説 (Hewlett 他 1970)<sup>11)</sup>

の傍証となる。すなわち、河川近傍で、地表まで地下水位が達し、表層流出が出現することにより、川の水温が低下しはじめたものと考えられるからである。また、より進んで、水温の低下量が、約 $0.5^{\circ}\text{C}$ の限界をもつのは、ピーク流出時に飽和域の面積が最大となると同時に、ある限界をもつことを示すものと考えられる。

先に述べた比電導度：流出量の曲線のヒステリシスが、川道近傍から、積雪がなくなり始めた時点で逆転することは、川道近傍の飽和域の挙動を如実に示している。すなわち、川の流出のうちの表層流出は、川近傍の水文条件に強く左右される現象であり、日ハイドログラフの上昇時の比電導度を低下させている水は、川近傍の積雪からの融雪水であろう。

川道からの積雪域に後退に伴って、4月28日から4月30日にかけて、夜間の川水温が、 $3.4^{\circ}\text{C}$ から、 $3.9^{\circ}\text{C}$ へと上昇している。また、表層流出分も28%から22%へと減少している。

このように、川水の比電導度と川水温の挙動とハイドログラフの変動をたんねんに調べれば、variable source area 概念等、川近傍の流出機構の解明がより進展するものと考えられる。

## 謝 辞

この研究は主として、北海道雨竜郡幌加内町母子里の北大演習林において行なわれた。同演習林の松田林長、松本技官、小山美子、市川美津子両職員の皆様方には、何かと御援助をいただいた。低温科学研究所の小島賢治教授、石川助手、および北海道教育大・油川助教授には研究を手伝っていただいた。またこの研究は、文部省科学研究費(59020005, 60020003 小林大ニ代表)によった。あわせて感謝の意を表します。

## 文 献

- 1) Hewlett, J. D. and Nutter, W. L. 1970 The varying source area of streamflow from upland basins. In Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management, Montana State University, Bozeman. Mont. A. S. C. E. 65-83.
- 2) 小林大二・小島賢治・油川英明・石川信敬 1974 融雪期における河川源流域の水温 I. 低温科学, 物理篇, **32**, 279-282.
- 3) 小林大二・植松孝彦 1976 融雪期における河川源流域の水温. 水温の研究, **20**, 18-23.
- 4) 小林大二・植松孝彦 1977 融雪期における河川源流域の水温 III. 低温科学, 物理篇, **35**, 167-178.
- 5) 小林大二 1979 融雪水の流出. 日本気象学会機関誌ノート, **136**, 39-48.
- 6) 植松孝彦・小林大二 1980 冬期の雪におおわれた小河川の水温. 水温の研究, **24**(2), 11-18.
- 7) Kobayashi, D., 1981 Separation of runoff components by stream temperature. *Verh. Int. Verein. Limnol.*, **21**, 150-154.
- 8) Kobayashi, D. 1985 Separation of snowmelt hydrograph by stream temperatures. *J. Hydrology* **76**, 155-162.
- 9) Martinec, J. 1975 Subsurface flow from snowmelt traced by tritium. *Water Resour. Res.* **11**, 496-498.
- 10) Pilgrim, D., Huff, D. and Steele, T. 1979 Use of Specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Water Resour. Res.* **15**(2): 329-339.

### Summary

By continuous measurements of stream temperature and conductance for snowmelt periods, the diurnal hydrographs were separated into subsurface and surface components. It turned out that subsurface flow dominates and that the behaviour of stream temperature and conductance reinforces the variable source area concept by Hewlett and others.

The runoff gives diurnal periodic waves which show the minimum rate before noon and the peak in the evening. The stream temperature and conductance also give diurnal changes accompanied by a change in the runoff rate but their behaviour does not simply obey the amount of runoff. They fall abruptly before noon in the rising limb of a daily hydrograph. In the first half of the recession limb they increase gradually attaining a nearly constant value, which is held in the second half of recession until the onset of next day's runoff!

The constancy of warm temperature and high conductance in the diurnal low flow and their inverse variation to discharge during the diurnal flood suggest that the runoff is a mixture of two types of water, one having the warm temperature,  $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ , and high conductance,  $50\ \mu\text{S}$  of subsurface water, and the other having the snowmelt temperature of  $0^{\circ}\text{C}$  and conductance of  $20\ \mu\text{S}$ . Assuming that the mass, heat and solute substance are conserved, hydrographs were separated into subsurface and surface components. The separation was conducted by stream temperature and by stream conductance separately but the results by the two methods coincided with each other.

The separated subsurface flow occupied  $85\sim 95\%$  of the total amount runoff but it gave a slow response and the dummy peak revealed  $4\sim 6$  hours later than the runoff peak.

Return flow on the slope was observed and it gave the proof of real existence of the separated subsurface flow as follows: the behaviour of the hydrograph resembled the separated subsurface flow, and the temperature and the conductance of the return flow did not change irrespective of the daily change in discharge, conserving the warm temperature and the high conductance of the separated subsurface flow.

The separated surface flow peaked before the subsurface flow in a fully snow-covered watershed. However, after the snow-free area emerged near the stream channel, the surface flow peak shifted behind the subsurface peak.

A different side of this phenomenon is shown in a shift of a plot of stream conductance vs. discharge for the diurnal runoff. The conductance in the rising limb shifted under that in the falling limb in the former half period and it shifted upper in the latter half period. Because in the latter half the overland flow is obliged to be produced from the snowcover distant from the stream channel, most of the overland flow should infiltrate into the snow-free surface on the way to the stream and the subsurface flow of high conductance should respond faster than the surface flow of low conductance in the rising limb.

Appearance of a snow-free area adjacent to stream channels should cause both runoff features in the inversion of the lag of peak flow and in the inversion of the shift of conductance.

The stream temperature rose gradually with the enlargement of a snow-free area near the stream channel. It also suggests an increase of the subsurface component.

The limited depression in the stream temperature in the peak discharge in a fully snow-covered watershed indicates the limited and the maximum expansion of the surface runoff area

in the peak discharge.

It was found that hydrological conditions in the area adjacent to stream channels influenced the runoff process greatly. These findings give important information for discussing and reinforcing the variable source area concept presented by Hewlett and others.