



Title	融雪水の積雪内浸透 I
Author(s)	浜田, 和雄; HAMADA, Kazuo; 兒玉, 裕二 他
Citation	低温科学. 物理篇, 47, 89-101
Issue Date	1989-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18567
Type	departmental bulletin paper
File Information	47_p89-101.pdf



融雪水の積雪内浸透 I*

浜田 和雄**

(北海道大学大学院 理学研究科)

兒玉裕二・小林大二

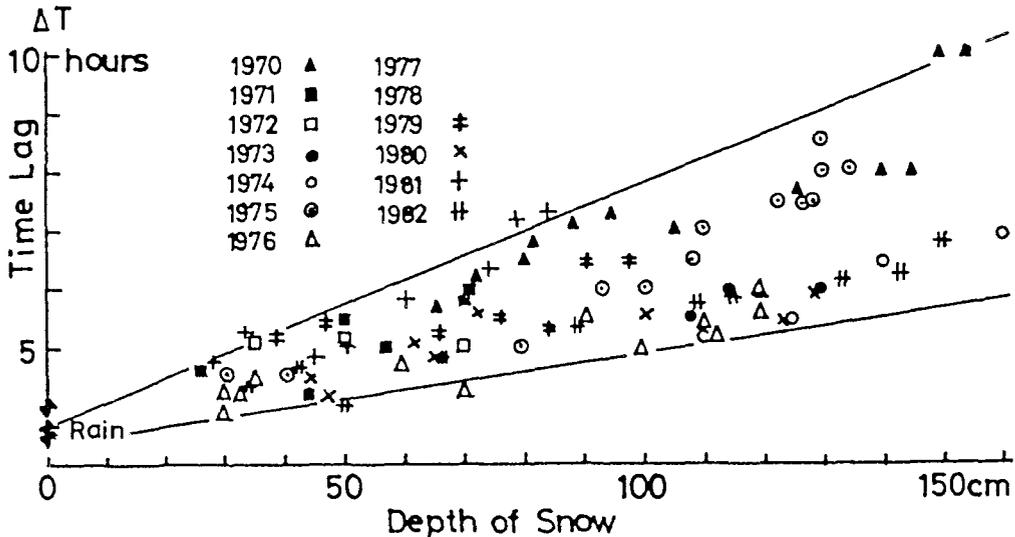
(低温科学研究所)

(昭和63年11月受理)

I. はじめに

河川への融雪水流出を考える時、積雪内における浸透と積雪下部から河川までの地中内の浸透流出に分けることができる。Kobayashi and Motoyama¹⁾は、融雪水が積雪内を流下する時間と地面に達してから河川に流出するまでにかかる時間がオーダー的に等しいこと、又、融雪水が積雪内を浸透するのにかかる時間が年度によって大きく異なることを示した(第1図)。この事は、融雪水流出予測を行う上で融雪水の積雪内浸透機構の研究が重要である事を示唆している。

この種の研究は、Colbeck 他数人²⁻⁵⁾の研究があるが、土中浸透の扱いと比べて極度に研究例が少ない。又、Colbeck の特殊な仮定に基づく取り扱いが、その吟味無しに引用されるこ



第1図 表面融雪量のピークから河川流出量のピークまでの遅れ時間と積雪深の関係¹⁾ 積雪が無いときは雨のデータを利用した

* 北海道大学低温科学研究所業績 第3182号

** 現在、日本気象協会北海道本部網走支部

とが多く、問題となっている。又、吉田らの一連の融雪水の積雪内浸透の研究⁶⁻⁸⁾は、浸透の実態を詳細に記述したが融雪量と積雪下面の流出量を関係付けるまでには至っていない。最も基本となる積雪内浸透時間のデータの数が不足しているので、データ数を増やし、概略の浸透時間を求めることをこの研究の基本とした。

積雪内浸透と積雪の構造を関連付けることが研究の第一の目的であるが、非常に複雑で困難な問題である。ここでは、年による積雪構造の複雑さと融雪水流出の伝播速度の大小関係を考察することから研究を始めた。

II. 観測方法

石狩川支流雨竜川源頭部の母子里において、融雪量、積雪下面からの流出量、積雪構造の観測を行った。観測期間は、

1987年4月23日～5月10日(消雪日5月13日)

1986年4月19日～5月6日(消雪日5月9日)

である。なお、

1985年4月18日～4月25日

1984年4月19日～5月5日

のデータも参考に用いた。

1. 融雪量

a) 雪面低下量読み取り法：雪面低下量にぬれ密度を乗じて、1日あるいは1時間毎の融雪量を求めた。1日毎の雪面低下量は雪尺法によった。1時間毎の雪面低下量は雪面上のある高さに糸を張り、1時間毎に物差しを当てて雪面低下の読み取りを注意深く行った。

b) 熱収支法：1時間毎の融雪量の測定は、雪面低下法によっても正確を期することは困難である。そこで、日射、放射、気温、風速、湿度等の気象観測を行い、融雪量の時間変動を算定した。具体的には、本山⁹⁾に従い、融雪量 Q_M を次式によって求めた。

$$Q_M = Q_R + Q_A + Q_E \quad (1)$$

ここで、 Q_R は正味放射量、 Q_A 、 Q_E はそれぞれ顕熱及び潜熱伝達量である。 Q_A 、 Q_E は次の経験式¹⁰⁾によってもとめた。

$$Q_A = 0.26(T_1 - T_0)V_1 + 0.1 \quad (2)$$

$$Q_E = 0.69 \times 10^{-3}(E_1 - E_0)V_1 \times 680 \quad (3)$$

ここで、 T_1 、 E_1 、 V_1 は雪面上1mの気温(°C)、水蒸気圧(mb)、風速(m/sec)であり、 T_0 、 E_0 は積雪表面の温度、水蒸気圧である。それぞれの熱量の単位はly/hrである。また、良く晴れた日の夜間、放射冷却によって表面凍結(クラスト)層ができた日は、翌朝の Q_M からクラスト層解消に要した熱量を差し引いた。

又、雨量も積雪表面からの水のinputであるので、これを通常の雨量計で観測した。

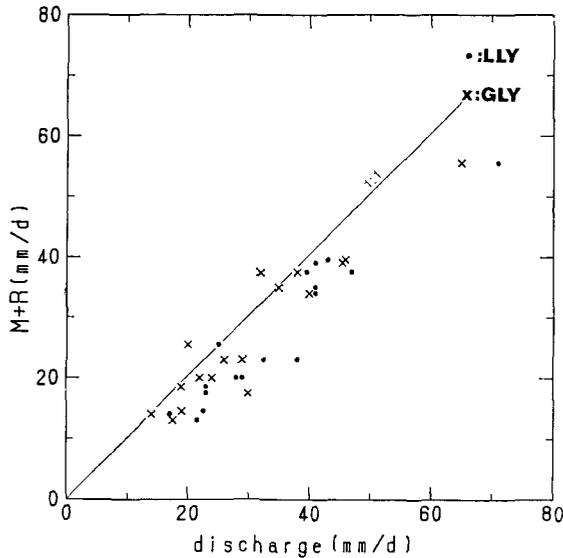
2. 積雪下面からの流出量

積雪下面からの流出量は、積雪下面または地中にライシメータを設置して測定した。従来

第1表 大ラインメータの検定

Period	ΔH_w	Rain (snow)	$\Delta H_w + \text{Rain}$	Q	$(\Delta H_w + \text{Rain})/Q$
18:00 Apr. 29~16:00 May 4	160	31.8 (6.8)	199	170	1.17
16:00 May 4~14:00 May 9	137	15.2 (0.3)	153	156	0.98
14:00 May 9~11:00 May 12	149	0.6 (0)	150	138	1.09

第一列に期間 (period), 第二列に断面観測で得られた積雪減少水量 (ΔH_w), 第三列に降雨 (雪) 量 (Rain (Snow)), 第四列に総流入量 ($\Delta H_w + \text{Rain (Snow)}$), 第五列に総積雪下面流出量 (Q), 第六列に総流入量と総流出量の比 ($(\Delta H_w + \text{Rain (Snow)})/Q$) が示してある。



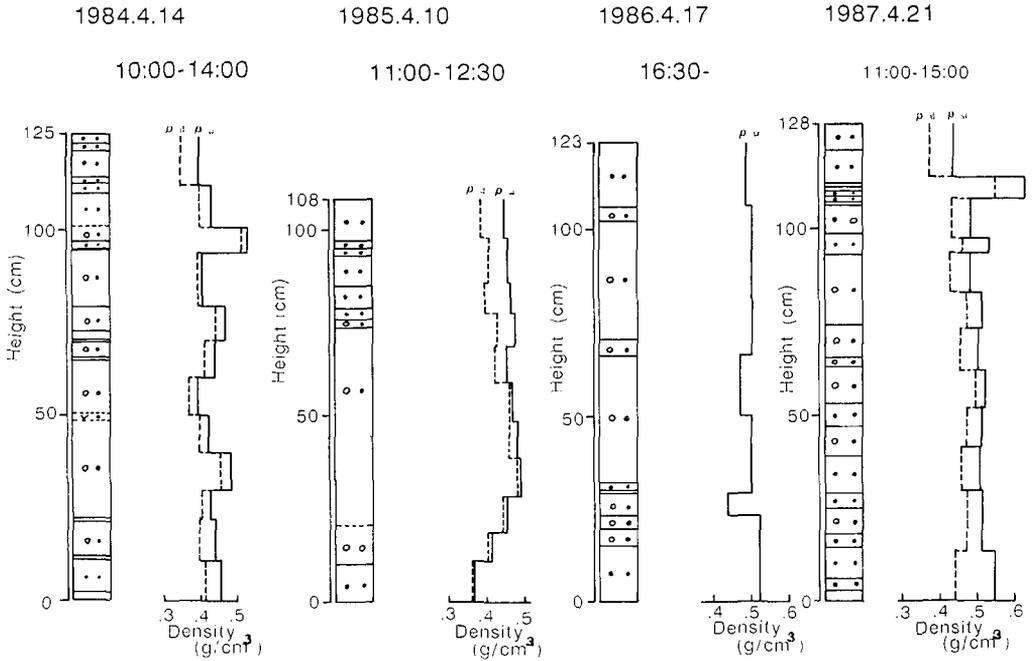
第2図 大型ラインメータ (LLY, 3.6 m × 3.6 m) と小型ラインメータ (GLY, 0.9 m × 0.9 m) との、積雪下面流出量測定値の比較

は、0.9 m × 0.9 m の小型ラインメータを地中に設置して測定を行ってきたが、融雪水の積雪内不均質浸透のため精度に問題があった。1987年度からは、3.6 m × 3.6 m の大型のラインメータを地表面に設置した。大型ラインメータの検定をラインメータ流出量と積雪の断面観測時の積雪水量の比較によって行った (第1表)。又、従来の高型のラインメータと大型のラインメータの比較検定を行った (第2図)。これらの小型のラインメータを基準にして修正した小型ラインメータのデータに基づいて、1984~87年度の流出の比較を行った。

III. 結果と考察

1. 積雪構造

積雪の断面観測の結果を第3図に示す。図中の ρ_d , ρ_w はそれぞれ各層の乾き密度, ぬれ密度を示す。又、各年度毎の気象条件と最大積雪深を第2表に示す。気象条件は1月2月の日最



第3図 断面観測結果 (1984~1987年)

第2表 1984~1987年の気象と最大積雪深

年	気象	最大積雪深	年	気象	最大積雪深
1984	C	C	1986	C	B
1985	C	B	1987	A	A

気象—1, 2月で最高気温が0°C以上の日数が6日以上; A, 3~5日; B, 2日以下; C
 最大積雪深—2.2 m以上; A, 1.8~2.2 m; B, 1.8 m以下; C

高気温が0°C以上の日数で表し、それが6日以上をA、3日から5日をB、2日以下をCとした。最大積雪深もA、B、Cに分類し、それぞれ2.2m以上、1.8m~2.2m、1.8m以下とした。積雪断面観測は、観測者が年度により異なるので、層構造の比較をする場合、注意を要するがぬれ密度、乾き密度を考慮して判断すると、年度による特徴は次のようになっている。1987年(暖冬・多雪)における層構造が最も複雑であり、続いて1984、1986、1985年の順に単純になっている。寒冬であった1986、1985年の単調な層構造は、従来の流出伝播速度の遅いこととよく対応している。

1984年は気象データでは最も寒い冬となっているが、層構造は1985、1986年より複雑である。層構造の複雑さの順位、1987、1984、1986、1985年の順位が、従来の流出伝播速度の順位とよく一致している点は注目に値する。

2. ピーク流出の遅れ

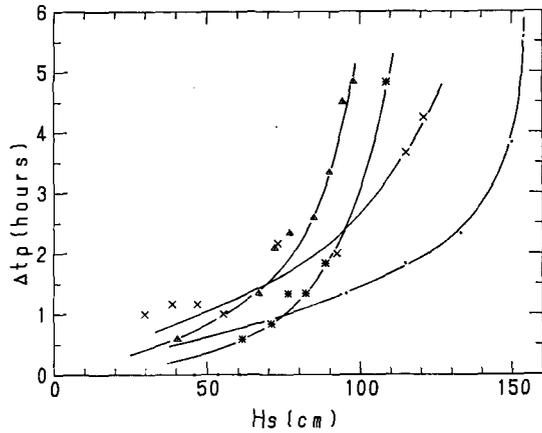
融雪量のピークが起こる時刻から流出量のピークが起こる時刻の差をここではピークの流

出の遅れ時間と呼ぶ。ピークの流出の遅れ時間は、流出機構の面からは、その定量的扱いが不明分である。しかしながら、融雪洪水の観点からは重要なファクターであるので、ここに取り上げる。

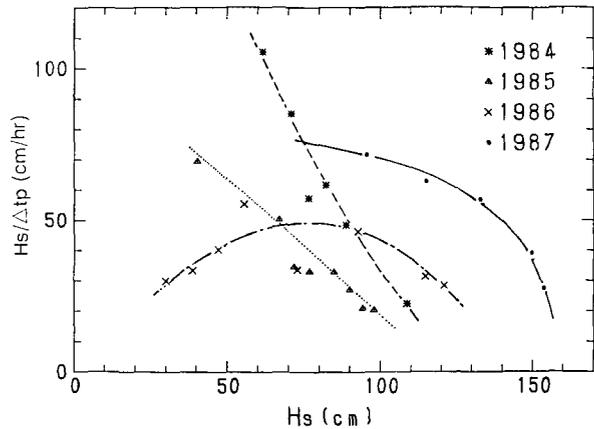
第4図にピークの流出の遅れ、 Δt_p 、と積雪深、 H_s 、の関係が示してある。積雪下面でのピークの遅れ時間は4年分のデータについて1mの積雪時に80分～250分と幅広く分散している。1984年は寡雪年（最大積雪深<1.8m）であったが、遅れ時間は4年間のうちで中くらいとなっている。他の3年間に關しては、冬期が温暖で多雪の1987年は流出が速く、冬期が寒冷で雪のより少ない1985, 1986年の流出が大きく遅れている。前述の積雪の層構造の複雑さの順位1987, 1984, 1986, 1985年の順位とピーク伝播の速さの順位はよく対応している。積雪深の減少と流出の遅れの関係についてみると、遅れは積雪が0.8m以上の時、積雪深に一次比例しておらず、積雪が多くなる程、遅れ時間は急激に増加する。又、積雪深が0.7m以下の時には分散が小さく0.5時間から1.5時間の範囲にある。これらの結果についてはあとでまとめて考察する。

ピークの伝播速度、 $H_s/\Delta t_p$ 、と積雪深、 H_s 、の関係が第5図に示してある。4年間の伝播速度の大略は第4図で述べた点と同じ大小関係になっている。全体の傾向としては、積雪深が深くなるとややピークの伝播速度が小さくなっている。1986年の場合は積雪深が0.5m以下になるとピークの伝播速度が減少している。

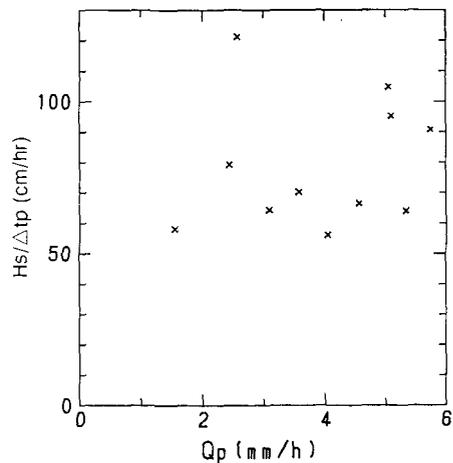
1987年の融雪期に大ライシメータで観測されたピーク伝播速度とピーク流出量が第6図に示し



第4図 ピークの遅れ時間と積雪深



第5図 ピークの伝播速度と積雪深



第6図 ピークの伝播速度とピーク流出量

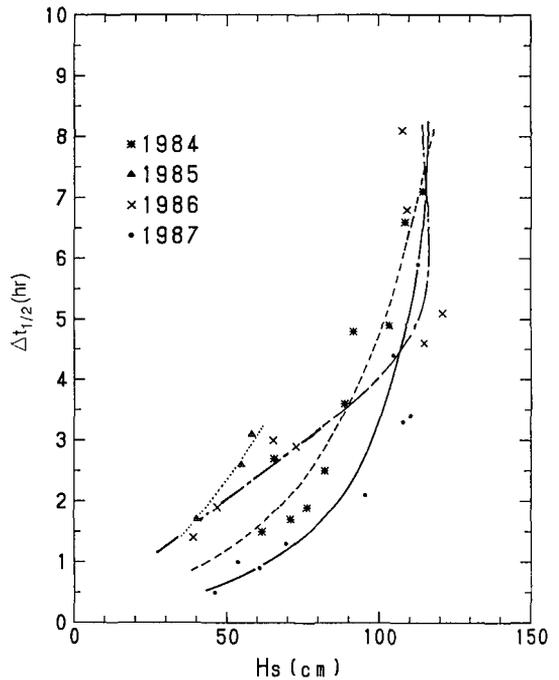
である。融雪期が進むに従って、日融雪量は増加している。融雪量が増加すると積雪内の流下速度は一般に増加することがこの図からわかる。第5図の積雪深が減少するに従いピーク伝播速度が増加した主因は積雪内融雪水流量の増加にもあるものと推察できる。

3. 表面融雪量の重心からの流出量重心の遅れ ($\Delta t_{1/2}$)

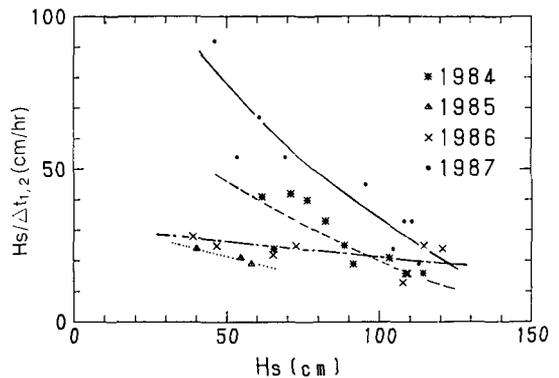
表面融雪量や積雪下面流出量はいつもはっきりしたピークを持つとは限らない。表面融雪量は表面熱収支によって決まるが、曇っている日は特にピークがはっきりしない日が多く、又、時にはピークが二つ以上現れる時もある。そういう時にはピークの遅れを特定することが困難である。そこで、表面流出量や積雪下面流出量の日総量の1/2が出現した時刻をそれぞれ融雪の重心、流出の重心と定義して、その遅れを以下に議論する。

重心の遅れ、 $\Delta t_{1/2}$ 、と積雪深、 H_s 、の関係が第7図に示してある。各年毎における遅れと積雪深の関係はピークの流出の遅れのデータに比べて、まとまりがよい。4年間を通じて積雪深が深いときの流出の遅れは、積雪深に一次比例しておらず、積雪深が深い時より急激に遅れが増している。1 mの積雪深でみると2.5~5時間の遅れとなっており、年度による分散は大きい。1984年は寒冬、寡雪であるが遅れは中ぐらいである。1987年は暖冬、多雪で遅れは一番小さい。これは多層構造の積雪が一因をなしていると推定できる。これに比べ1985、1986年は1987年に比べて積雪が少なく寒い冬を経ている。そして遅れは大きい。積雪の層構造が1987、1984、1986、1985年の順位でより単純になっていることと、伝播速度がこの順に遅くなっていることとは整合していて興味深い。

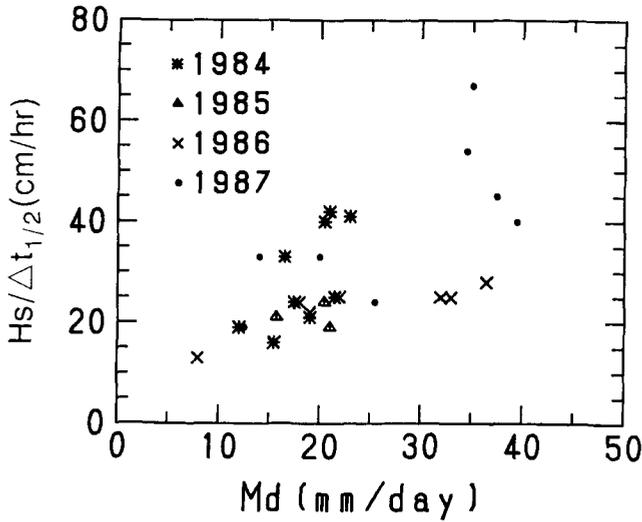
第8図に重心の伝播速度、 $H_s/\Delta t_{1/2}$ 、と積雪深、 H_s 、の関係が示してある。重心の伝播速度は、大略0.2~0.9 m/hrとなっている。積雪深との関係は融雪の末期は年度によって異なっている。寒冬の年度である1985、1986年度は積雪が減少してもその速度はほぼ0.2~0.25 m/hrであまり変わらない。このことは積雪の透



第7図 重心の遅れと積雪深



第8図 重心の伝播速度と積雪深



第9図 重心の伝播速度と日融雪量

水性があまり変化しなかったことを意味する。暖冬、多雪の1987年においては、融雪の進行、すなわち、積雪の減少に伴い急激に伝播速度が大きくなっている。この原因の一つとしては、積雪粒度の増大に基づく Capillary Potential (C. P.) の絶対値の減少に基づく、保水能(貯留能)の減少が考えられる。しかしながら、一見類似の融雪末期の積雪にもかかわらず、年度によって流出の重心の伝播速度がこのように大きく異なる原因はよく分からない。

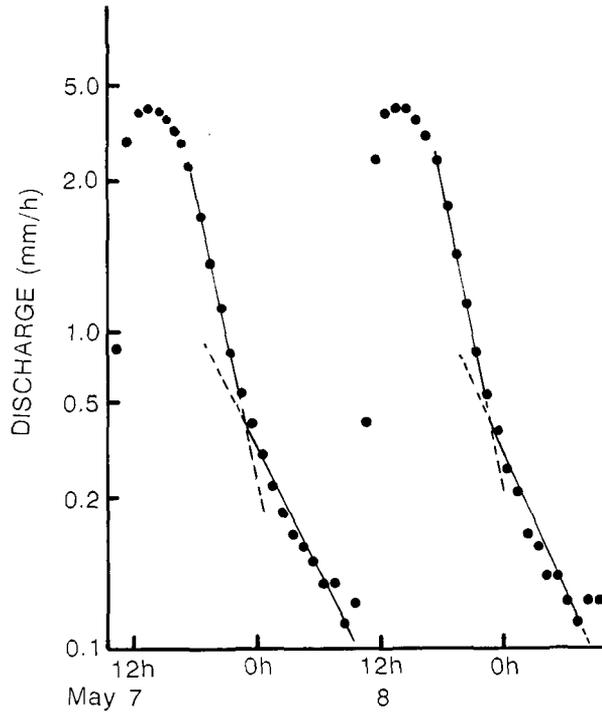
次に重心の伝播速度, $H_s/\Delta t_{1/2}$, と日融雪量, M_d , の関係が第9図に示してある。伝播速度は日融雪量が増すと増加するが、その増大の割合は年度によって大きく異なる。1985, 1986年は融雪量が多くなってもそれほど伝播速度の増大はない。1984, 1987年度は融雪量の増加に伴い、伝播速度はかなり大きくなる。第7図において1984, 1987年度に積雪深の減少に伴い伝播速度が増大した原因は融雪量の増大にあったとみることができる。しかしながら、1985, 1986年度にも融雪末期融雪量が増大しているにもかかわらず、伝播速度はあまり増加していない。この因果関係はよくわからない。

4. 減衰係数とタンクモデル

積雪下面流出量を対数でプロットすると減衰部が直線で近似できる部分があることに気づく。しかも流量が比較的多い時と少ない時に異なった傾きを示す(第10図)。この事は、ハイドログラフの減衰部が二つの特徴的な指数関数的減衰をしている事を意味する。そこで、減衰部の半減期, $\tau_{1/2}$, から減衰係数, α , を次式によって求めた。

$$\alpha = \ln 2/\tau_{1/2}$$

減衰係数, α , と積雪深, H_s , の関係を第11図に示した。流出量の多い(平均して<0.8 mm/hr)時の減衰係数を第一次減衰係数と呼び、×印で、流出量の少ない時の減衰係数を第二次減衰係数と呼び、●印で示した。積雪深が減少するに従い、流出の減衰係数はいずれも大きくなっている。融雪水の貯留体としての積雪の減少と、融雪水の積雪内伝播時間の減少が減衰



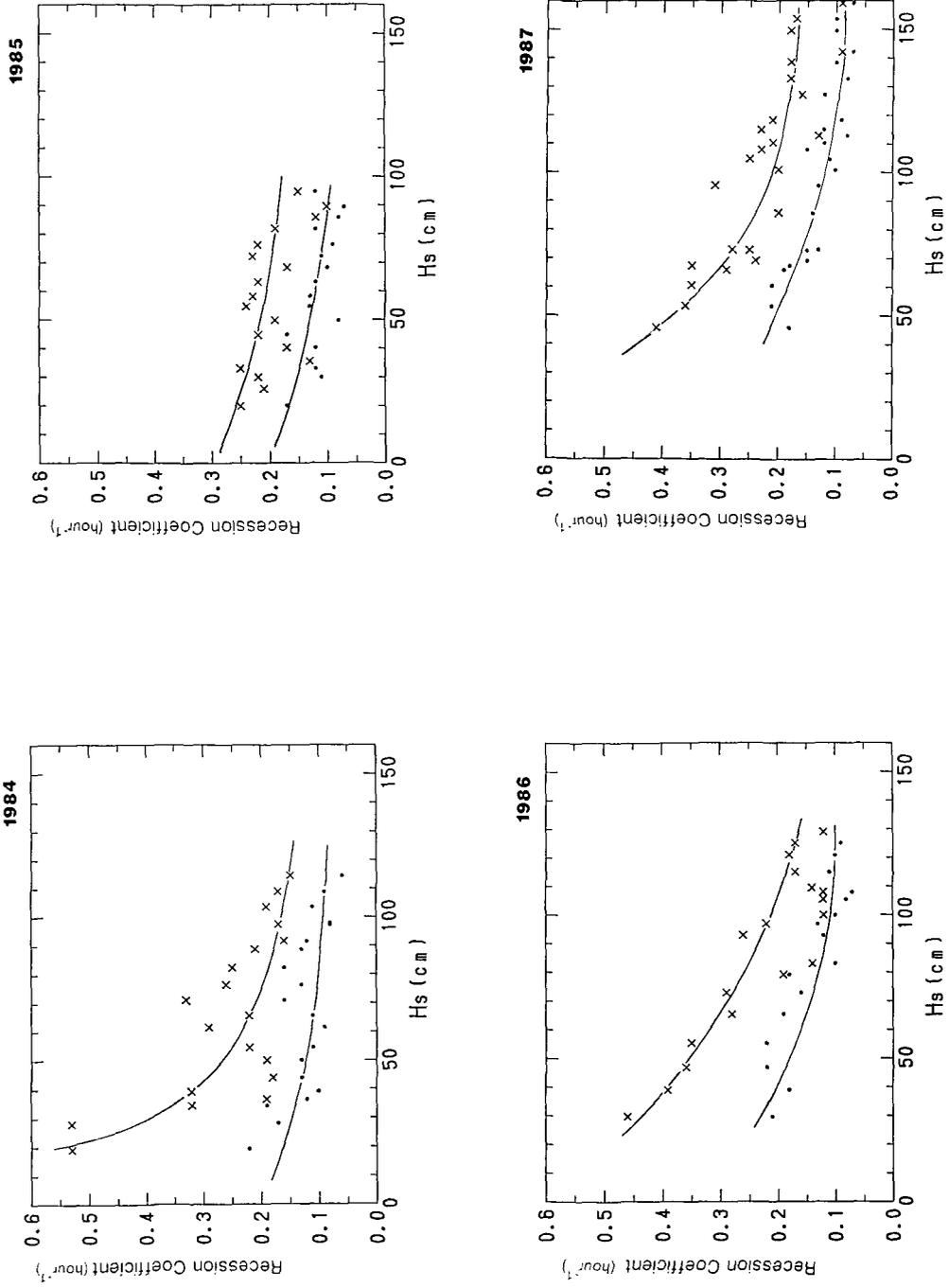
第10図 積雪下面流出量の時系列

係数を大きくしている。この点では各年度ともその傾向において共通している。第一次減衰係数は積雪が1mの時は、各年度ともほぼ 0.20 hr^{-1} であまりかわらない。この係数は積雪の減少とともに増大し、1985年を除いては積雪50cmの時、 $0.35 \sim 0.40 \text{ hr}^{-1}$ となっている。減衰係数の増加の傾向はこの3年度ともほぼ同じである。絶対値もそれほど差はないがしいて区別すれば1987年が減衰係数は一番大きく1986、1984年の順に小さくなっている。1987年は暖冬、多雪年で流出伝播速度も一番速くなっているのに、減衰係数が大きいことと対応がつく。1986、1984年についてはよく説明できない。1985年に減衰係数が異常に小さい点は、融雪期がいつもの年より早かったため、日融雪量が少なく融雪水伝播速度が4年間のうちで一番小さかったことと、寒冬・寡雪年のため積雪層が単調になっていたことと対応しているものとみることができる。一方、第二次減衰係数の方は各年度とも $0.1 \sim 0.2 \text{ hr}^{-1}$ でほぼ一定である。

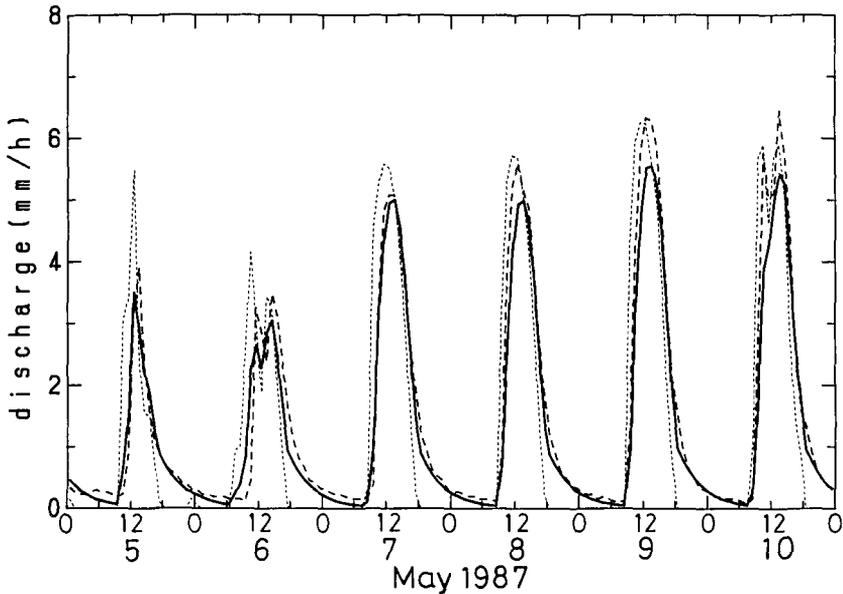
減衰係数は積雪中の水の流下特性をあらわす点で重要であるが、その他に最も有用なのは流出予測のタンクモデル作りに欠かせないデータである事である。これらの係数を用いてタンクモデルの作製を試みた。

1987年度のタンクモデルの係数を大略次のように決めた。1次減衰係数を第11図が示したように積雪深の減少に従って増大する係数とした。大略の値は積雪深1.22mの時、 0.3 hr^{-1} 、0.7mの時、 0.45 hr^{-1} である。第2次減衰係数は積雪深によってあまり変動しないので、 0.22 hr^{-1} の定数とした。

タンクモデルの計算結果が第12図に示してある。1987年度の5月5日～8日にかけて、第



第11図 減衰係数と積雪深 (1984~1987年)



第12図 タンクモデル計算結果，点線は表面融雪量，破線は積雪下面流出量，実線は計算結果

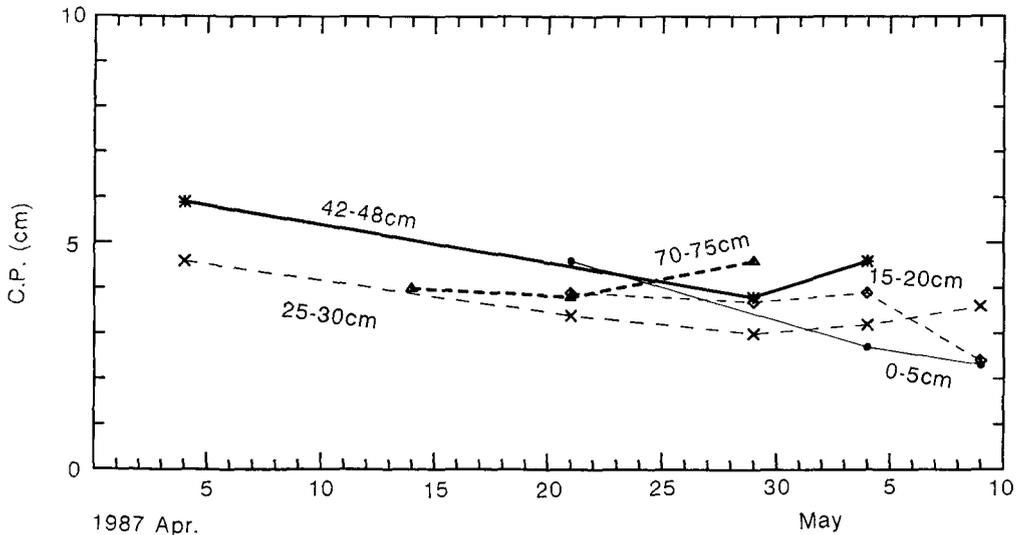
10図により積雪深0.85~0.7 mの時，1次(上方)口係数を0.5，2次口係数を0.3として流出の算出を行った。第12図が示すように大略で再現性はよい。合わない点はピークの近傍であるが，それでも流出量において10%以内のずれである。

IV. 今後の課題

今回の研究に於いて，融雪水の浸透と関連づけて積雪の構造を定量的に把握することはできなかった。この問題の早急な解決方法は未だ見つかっていない。しかしながら，解決の糸口を示すと思われる一つの因子として，積雪のC.P.の問題を取り上げてみた。積雪の層構造の差異に基づいて積雪中にはいくつかの止水層と帯水層が形成される。この帯水層の形成は，積雪の粒度とその構成によるものであろうが，C.P.の測定で大体の様子を知ることが出来る。積雪中の帯水層の数とそれぞれの帯水層の厚さは，水の貯留，径路の短絡，水みちの形成等の面で，積雪中の融雪水の挙動を大きく左右するものと考えられることができる。

- a) 貯留一帯水層の数が多く，厚さが厚い程，貯留量が多くなる。
- b) 短絡一帯水層の形成後は帯水層の厚さの積算分だけ流水路の長さは短くなる。
- c) 水みちの形成一帯水層によって水がある層に集中した時，C.P.の平衡が破れ，水みちが生じる。

積雪の層構造が暖冬で複雑になった年は，帯水層が形成されやすい。1987年はこの年に当り，融雪水の流下は速くなっている。上記のb), c)等の影響もその一因と推定される。1987年にC.P.の推移を測定したのが第13図である。各層のC.P.は徐々に減少している。1987年に融雪の進行に伴って融雪水の流下伝播速度が速くなった原因の一つにC.P.の減少による融雪水貯留量の減少があげられよう。



第13図 Capillary Potential の推移

V. まとめ

1984年～1987年の各年度の冬期の気候特性は、1987年だけが温暖・多雪の冬であり、他の3冬は寒冷・少雪であった。さらに断面測定の結果、積雪層構造の特徴は1987年には氷板、滞水層が多く不均質な積雪であり、他の年はしまり雪層が多く比較的均質であった。本研究では、融雪と流出の遅れを、主にそれらのピークの遅れ、日総量の1/2(重心)の出現時刻の遅れ、及び減衰係数の定量的解析から考察した。

1. ピークの遅れ

最大流量(ピーク流量)は融雪洪水の観点からは極めて重要な意味を持つ。そこで表面融雪量の最大値と流出量の最大値の遅れ(ピークの遅れ)を4年間のデータで求めた。遅れ時間は80分～250分の幅広い範囲の値を示したが、積雪深とは直線関係にはなく、積雪が1m以上になると遅れ時間は急激に増加した。なお年度別に見ると温暖多雪でしかも積雪層構造が複雑な1987年に最も小さな遅れ時間を示した。積雪深を遅れ時間で除した値をピークの伝播速度とすると、積雪深が減少する程ピークの伝播速度は増大した。1987年の観測では積雪1.3mで伝播速度0.6 m/hr, 0.8 mで1.0 m/hrとなった。

2. 流出の重心の遅れ

流出の重心の遅れと積雪深の関係を4年間にわたって求めた。その結果ピークの遅れと同様に積雪深が少なくなる程遅れ時間は急激に小さくなることが分かった。積雪深1mでは遅れ時間は2～5時間であったが、温暖な冬の年ほど重心の遅れ時間は小さくなった。重心の伝播速度は0.2 m/hr～0.9 m/hrの値をとり、ピークの伝播速度より小さい。寒冷な年の冬は、伝播速度は積雪深の変化にあまり依存しないが、温暖な年には積雪深が減少すると伝播速度は急増した。これらのことから、冬期間の気候が積雪の構造に影響を与え、積雪構造は融雪流出の遅れに影響を与えていることが推察される。

3. 減衰係数

融雪流出の減衰を調べると流量に大きく依存し、主に二つの減衰部に分けられた。すなわち流量が多い時の減衰係数(第1次減衰係数と呼ぶ)と、流量が少ない時の減衰係数(第2次減衰係数)である。積雪が多いときには、両者の差は少ない。しかし積雪深が減少する程第1次減衰係数は大きくなり、しかも年度によって異なった。一方第2次減衰係数は積雪深の変化にあまり依存せずしかも年度にもよらずほぼ 0.2 hr^{-1} の値を得た。

4. タンクモデルによる流出量予測

積雪上面から流入する融雪量が積雪層内を浸透し、積雪底面から流出する量を予測するためにタンクモデルを用いた。タンクの係数は上述の観測から求めた減衰係数と積雪深の関係を修正して用いた。すなわち第1次減衰係数は積雪深1.3mの時 0.22 hr^{-1} 、0.7mの時 0.45 hr^{-1} とし、第2次減衰係数は積雪深によらず 0.2 hr^{-1} とした。1987年の5月5日～10日の6日間にわたって計算値と観測値を比較すると、ピーク値にずれが生じたが、その差は最大でも10%以下であり、実測値をうまく再現することが出来た。

この研究を進めるにあたり、北海道大学低温科学研究所、石川信敬助教授、本山秀明助手、理学部地球物理学科、中尾欣四郎教授、北海道教育大学岩見沢分校、油川英明助教授には多大なる助言を頂きました。心よりお礼申し上げます。また、北海道大学雨竜地方演習林母子里作業所の皆様には観測期間中数々のご協力を頂きました。この場を借りて厚くお礼申し上げます。

研究に要した費用の一部は、文部省科学研究費補助金(自然災害研究)及びなだれ事業費によった。

文 献

- 1) Kobayashi, D. and Motoyama, H. 1985 Effect of Snow Cover on the Lag of Runoff from a Watershed. *Annals of Glaciol.*, **6**, 123-125.
- 2) Colbeck, S. C. 1984 A Theory of Water Percolation in Snow. *J. Glaciol.*, **11** (63), 369-385.
- 3) Colbeck, S. C. 1975 A Theory for Water Movement through a Layered Snow Pack. *Water Resour. Res.* **11** (2), 261-266.
- 4) Dune, T., Price, A. G. and Colbeck, S. C. 1976 The Generation of Runoff from Subarctic Snowpacks. *Water Resour. Res.*, **12** (4), 677-685.
- 5) Jordan, P. 1983 Meltwater Movement in a Deep Snowpack, 1. Field Observations. *Water Resour. Res.* **19** (4), 971-978.
- 6) 吉田順五・中村 勉・遠藤八十一 1965 融雪水の積雪内浸透. 低温科学, 物理篇, **23**, 1-16.
- 7) 若浜五郎 1963 積雪内における融雪水の移動 II. 低温科学, 物理篇, **21**, 45-74.
- 8) 藤野和夫 1968 積雪内部での融雪水の流下速度の測定. 低温科学, 物理篇, **26**, 87-100.
- 9) 本山秀明・小林大二・小島賢治 1983 融雪期における小流域の水収支 I. 低温科学, 物理篇, **42**, 123-133.
- 10) 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.

Summary

Meltwater discharges through the snow cover and ground to the river. It has been shown that a travel time of meltwater through the snow cover is of the same order as a travel time through the ground (Fig. 1). Studied in this paper is the percolation of meltwater through the snow cover, with an analysis of time series of the amounts of snowmelt and discharge at the bottom of the snow cover, as well as an analysis of recession coefficients of discharge hydrographs. Meanwhile, the discharge at the bottom of the snowcover was simulated using a tank model.

Snowmelt percolation was observed for four winters beginning in 1984. It was warm and the snowfall was large in the last winter, that is in 1987. But in other winters it was colder and the snowfall was smaller (Table 2). According to snow-pit observations (Fig. 3), in 1987 the layered structure of the snowcover was inhomogeneous with a large number of layers saturated with water, whereas in the other winters it was less inhomogeneous. The lag time between the peak discharge at the bottom of the snow cover and the peak snowmelt at the snow cover surface (Fig. 4) was not linearly dependent of the snow depth in the seasons from 1984 to 1987. The lag increased rapidly for the depth over 1 m. Among the four seasons the lag time was the least in the winter of 1987, which was high in temperature and large in snowfall.

An investigation was made of the lag time between the time at which the half of the daily total snowmelt occurred at the surface of the snow cover and the time at which the half of the daily total discharge occurred at the bottom of the snow cover, with the following findings. For the snow depth of 1 m, the lag time was between 2 to 5 hours, and smaller for the warmer winters (Fig. 7). The velocity, which was derived by dividing the snow depth by the lag time, was between 0.2 m/hr and 0.9 m/hr. The velocity was independent of snow depth in the colder winters; however, in the warmer winters it rapidly increased with decreasing of snow depth (Fig. 8). It was concluded that snowmelt percolation through the snow cover was affected by the layered structure, which resulted from climatic conditions in winter.

The recession part of the snowmelt discharge at the bottom of the snow cover was investigated. The discharge hydrograph had two distinct recession coefficients (Fig. 10): one for the discharge more than 0.8 mm/hr, which increased with decreasing of snow depth; and the other for the discharge less than 0.8 mm/hr, which was about 0.2/hr, independent of snow depth (Fig. 11).

A tank model was developed using the result of analyses of recession coefficients. The model consisted of two tanks: the upper one had output coefficients of 0.22/hr for the snow depth of about 1.3 m and 0.45/hr for the snow depth of about 0.7 m; the lower one had the output coefficients of 0.2/hr, independent of the snow depth. The model simulated the discharge hydrograph very well with the error of about 10% in the peak discharge amount (Fig. 12).