



Title	母子里の小流域における融雪、流出、および熱収支の研究 Ⅰ
Author(s)	小島, 賢治; KOJIMA, Kenji; 小林, 大二 他
Citation	低温科学. 物理篇, 28, 175-190
Issue Date	1971-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18150
Type	departmental bulletin paper
File Information	28_p175-190.pdf



母子里の小流域における融雪，流出， および熱収支の研究 I*

小島賢治・小林大二
小林俊一・油川英明
(低温科学研究所)

石川信敬
(北海道大学大学院 理学研究科)
(昭和45年8月受理)

I. 緒 言

北海道大学雨竜演習林母子里(朱鞠内湖北側)において、筆者等は毎年4月、融雪とこれに関連する微気象要素の観測を行なっているが、観測地の傍を流れる小さい川の流量から算出した流域の平均流出高は、流域末端の観測地における融雪量と、11日間の平均値においてほぼ一致することを小林等¹⁾が報告した。しかし、流域内の融雪量は各地点ごとにその標高、斜面の向きと角度、あるいは植生などによって、かなりの差異があることが予想されるし、平均流出高と流域末端の平地融雪量との比は、観測期間中の気象条件と、その流域内での地域差により異なるかも知れない。そこで、1970年4月20日から10日間、上記の観測地点で融雪量、気象要素、川の流量等を観測するとともに、流域内のひとつの最高点でも気温と風速を観測し、その周囲6カ所のほか、流域内の7カ所で融雪量を測定した。その結果、標高差300m以内、面積11.4km²の同じ流域内にも、斜面の向きと標高により融雪強度に予想以上の差異が認められた。これらの融雪量の観測値にもとづいて算出した流域の平均融雪量と平地融雪量を比較することにより、川の流量から求めた流出高と流域末端の融雪量との大小関係を吟味した。特に注意を引かれたことは、山頂の台地における日最高・最低気温が、これより250m低い平地におけるより(雪面上同じ高さについて比較すると)4~8°Cも高いことが多く、また、風速も大であって、いわゆる気温融雪量が高い所ほど大きかったらしいことである。

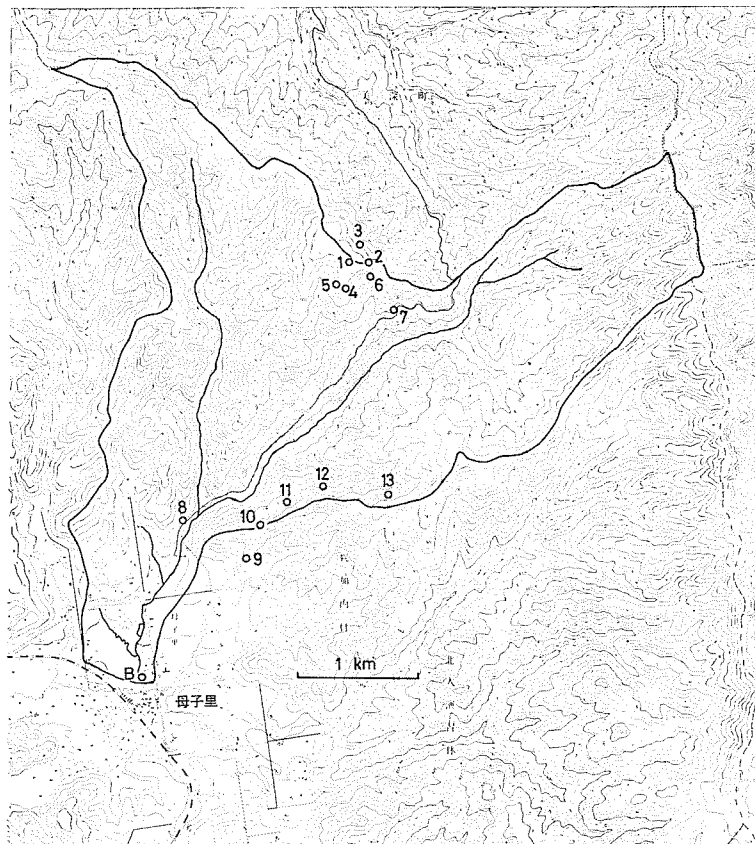
このほか、厳冬期の川の流量と冬期間の積雪下面における融雪量とを測定して両者を比較したので、その結果もあわせて報告する。

II. 測定場所と方法

1. 測定場所と時期

第1図に調査の対象とした流域付近の地形図を示す。流域の境界は太い実線であらわし、

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1086号



第1図 研究対象とした流域の地形図。○印は融雪量を測定した地点。数字は観測点番号。Bは北大演習林母子里作業所構内の融雪、流量、および気象要素の観測地点

融雪量観測点の位置を○印に番号をつけて示した。流域内の小さい支流、高度別面積、起伏量は前記小林等の報告¹⁾にある。第1図の流域末端にBと記号をつけた観測点は、標高290mの平坦な雪原で、ここで融雪量、蒸発・凝結量その他、日射量、吸収放射量、気温および風速等の気象要素の観測を行ない、また、川の水位と流速の測定を行なった。以後「平地」といえばこの地点を指す。



第2図 山頂(観測点No.1)の中央から東方を見た光景

1と番号をつけた観測点は標高547mの山頂で、ここには融雪量を測るための雪尺のほか、雪面上1mの高さに自記温度計と自記風速計を設置した。第2図は山頂観測点の様子を示す写真である。

測定を行なったのは1970年4月20日から5月7日までであるが、上記のすべての観測資料を得たのは4月24日から30日までの7日間である。なお、1969年4月13

日から18日までの観測資料の一部も比較のために掲載した。観測場所は1970年の観測点B, 1, および6と7の間とである。

2. 融雪量

平地観測点では, 融雪量を測るために71×70.5 cm (5000 cm²) の浅い角型漏斗を積雪内部に埋め, これに自記雨量計を接続して, 積雪中に浸透する融雪水量を測定した。漏斗は4月21日に, 全体の深さ約160 cmの積雪の表面から50 cmの深さに置き, 5月1日には位置を変えて同じく50 cmの深さに埋めなおした。

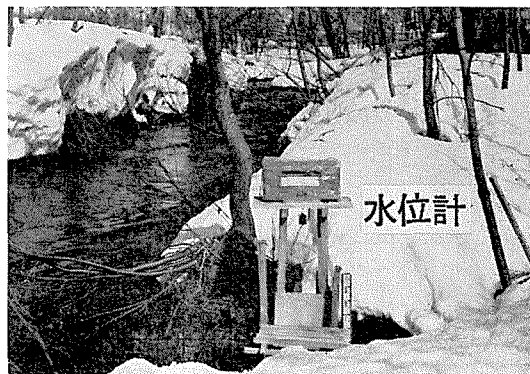
融雪量を測定する別の方法として, 細い積雪柱2本を適当な深さまで鉛直に雪に差し込んでおき, 3時間おきに雪面の位置の変化を1 mmの精度で読んだ。雪尺の1本は1.5 cm角, 長さ160 cmの木の棒に白色ビニール製巻尺(1 mm目盛)をはりつけたもので, 流域内の他の場所に立てた13本の雪尺もこれと同型である。

このほか, 4月21日17時と4月29日17時とに, 平地観測点で積雪断面測定を行ない, この間に消失した積雪水量を測定して, 前記2つの方法による同期間の融雪量測定値と比較した。或る期間内に融雪により消失した積雪に含まれる自由含水と氷部分の質量を知るため, 毎日積雪表面層の含水率を2回, また, 断面測定では含水率の垂直分布を測定した。それには吉田式結合型熱量計を用いた。

積雪下面における地熱による融雪量を知るため, 1970年2月6日と4月21日とに積雪断面観測を行ない, 目印になる層の境界線から地面までの積雪水量(自由含水量を差し引いたもの)の減少量を測定した。

3. 流量と流出量

流量測定点における川幅は約7 mである。水深は深い所で75 cmから115 cmの間を変動した。流量は幅50 cm毎に水深と流速を測定して求めた。流速は広井式流速計を用い, 水深の6割の点だけで測定する一点法によって求めた。流量の測定は1日2回行ない, 水位-流量曲線を作製した。水位の測定は, 自記水位計で行なった。水位計は, 川と細い水路でつながっている過去の蛇行の跡の小沼に設置した(第3図)。



第3図 流域末端付近の川とその傍に設置した水位計

1日毎の融雪量に相当する流出量の算定方法は次の通りである。まず, ハイドログラフを流量を対数にとって半対数方眼紙に書き, 1日毎に減水部分を直線で延長して, ハイドログラフの分離を行なった。但し, この減水部の延長は, 流量2.5 m³/s又は3.0 m³/sまでで, それ以下の減水は毎日同一の減水曲線にのると仮定して, 1日毎の相当流出量を算出した。詳細は小林等の前の報告¹⁾にある。

4. 気象要素

a) 気温および湿度

6点サーミスター温度計の感部を雪面上1 cm, 3 cm, 10 cm の高さに各1本, 1 m の高さに2本おき, この2本のうちの1本を湿球とした。各感部は何れも金属製の2重円筒に収め, 40分毎に7分間自動的に通風を行なった。

自記紙から読みとった通風時の値により, 常時通風した場合に得られた管の気温と湿球温度の時間的変化のグラフを書きなおし, これから毎正時間の平均気温と平均湿球温度を求めた。

山頂での気温測定にはバイメタル自記温度計にアルミ板の陽除けをかぶせて雪面上1 m の高さに設置した。なお, アスマン通風乾湿計により, 時々サーミスターによる(平地の)湿球温度を検定した。山の南北斜面における気温差の有無を確かめるため, アスマン通風乾湿計を携行し, 同時刻の平地の気温との差の大小を比較した。

b) 風 速

理工研式小型ロビンソン風速計を雪面上12, 22, 52, 97 および102 cm に設置し, 度数計の数字を自動カメラにより毎正時ごとに連続撮影した。山頂では4杯のロビンソン型風速計を雪面上1 m の高さにおき, 過巻電接回数器で自記した。

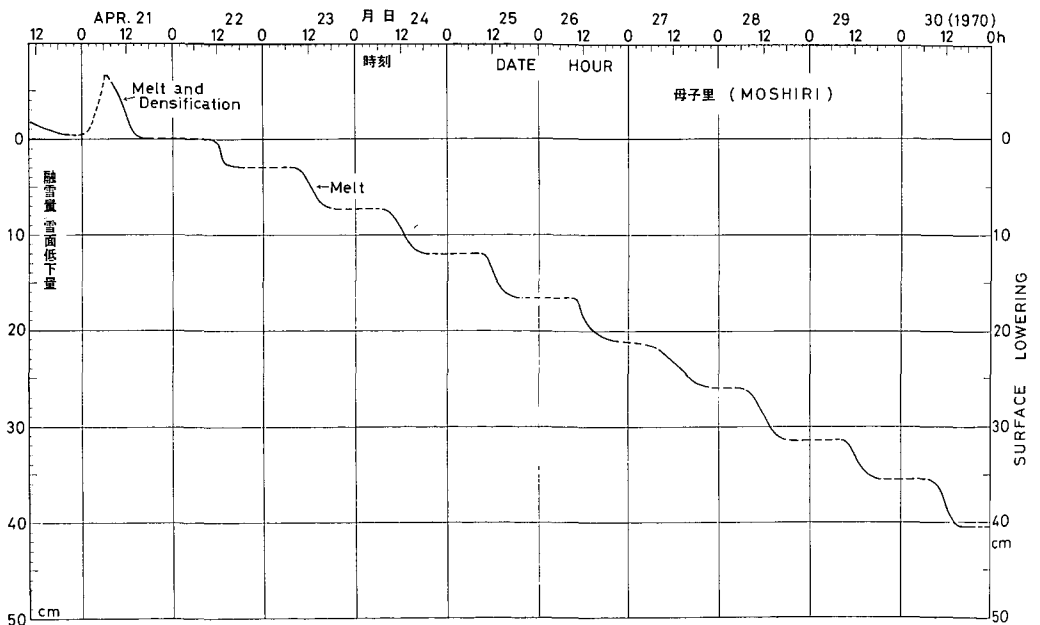
c) 日射量および吸収放射量

ゴルチンスキー日射計によって水平面日射量を記録し, 英弘精機製示差放射計の感部を雪面上1~1.5 m の高さにおいて, 雪面に吸収される放射量を常時記録した。

III. 測定結果

1. 流域末端の平地における融雪量と流域の平均流出高との比較

1970年4月20日から4月30日までの平地の積雪表面の高さの変化を示したのが第4図の

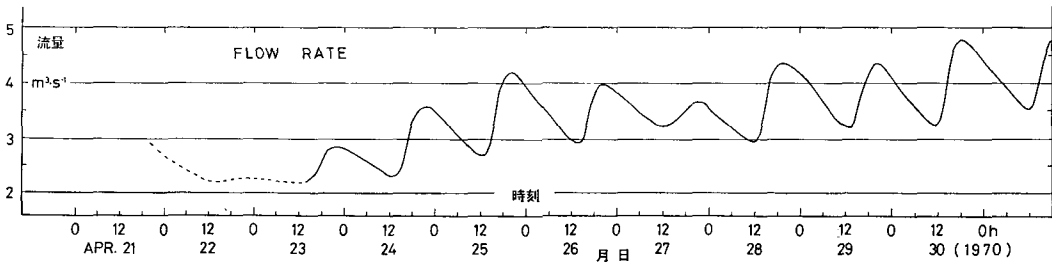


第4図 平地観測点における1970年4月20日から30日までの雪面の高さの時間的変化。縦軸は4月21日18時以後の雪面低下量を, 横軸は日時をあらわす

曲線である。平地観測点にたてた2本の雪尺による測定値の平均を用い、4月21日18時を0として雪面低下量の増加をあらわしてある。夜間晴天の時は融雪が止まるので、4月20~21日と27~28日を除き、曲線は夜間だけ水平な階段状のグラフとなった。4月20日の雨は夜半から雪に変わり、翌朝までに7cmの新積雪をみたので、21日昼間の雪面低下だけは新雪層の圧密と融雪との効果によるものであるが、その他の期間の雪面低下はもっぱら融雪によるものである。

第4図にあらわれているような融雪量の時間的変化に伴い、川の流量は、19時から20時に極大値をもって週期的な日変化を繰返した。第5図は4月21日から5月1日に至る流量の時間的変化を示す。このハイドログラフから1日ごとの流出量を分離し、これを流域面積で除して求めた流出高と、前節に述べた角型集水器で測定した平地の融雪流出水量とを比較したのが第1表である。小林等¹⁾の1968年の測定結果と幾分異なり、流出高は平地融雪水量の1.0ないし1.5倍であり、4月24日から30日までの7日間の平均については1.2倍となった。流出高と平地融雪水量とが一致した4月27日は曇天で低温の日であった。このことは、晴天の時に、流域内の高所または斜面で、流域末端の平地におけるよりも融雪の進行が速やかに行なわれた部分がかんりの面積を占めていたことを意味する。

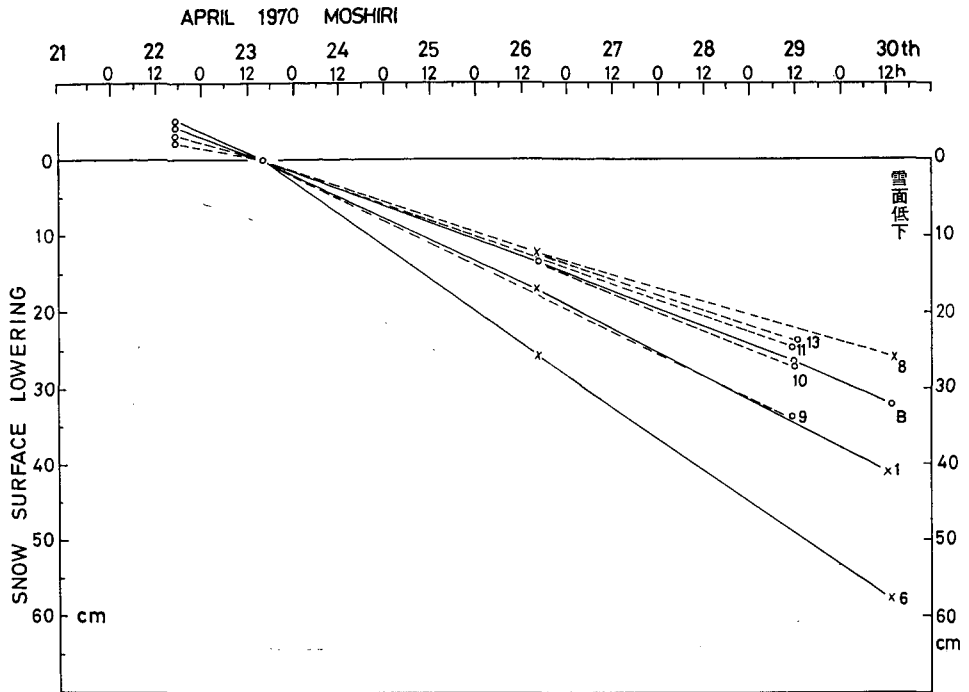
第6図は4月23日17時以降の融雪による雪面低下量の場所による差異を示すものである。Bと記号をつけたのは平地の雪面低下を示し、各直線につけた数字は観測点番号である



第5図 川の流量の時間的变化

第1表 1日毎の川の流量, 流域の平均流出高, および平地の融雪水量
吸収放射量, 最高・最低気温はいずれも平地での観測値で, 気温は雪面上1mの高さでの値である

月日	流量 m ³	流出高 cm	平地融水 cm	吸収放射 (8~18時) cal·cm ⁻²	最高気温 °C	最低気温 (0~24時) °C
IV—24	3.0×10 ⁵	2.6	2.5	165	11.7	-7.4
25	3.6	3.2	2.7	174	8.1	-6.0
26	3.6	3.1	2.1	149	8.3	-5.5
27	2.4	2.1	2.1	70	5.5	+0.3
28	3.8	3.3	2.7	173	8.2	-0.3
29	3.3	2.9	2.5	168	7.5	-6.3
30	4.0	3.6	2.8	205	11.6	-3.2
計	23.7	20.7	17.5			
比		1.2	1.0			



第6図 流域内の場所による融雪量の差異。グラフに付けた番号は観測点番号。縦軸は4月23日17時以降の雪面低下量をあらわす

第2表 流域内の山頂および斜面の融雪量と平地融雪量の比較 (1970年4月)

No.	場所	標高 m	最大傾斜		期間 (1970)	雪面 低下 (鉛直) ΔH_v cm	雪密度 (ぬれ) G_w $g \cdot cm^{-3}$	融雪量 (鉛直) $G_w \Delta H_v$ $g \cdot cm^{-2}$	平地同期間内		平地融雪量に 対する割合	
			角度 α°	方向					雪面 低下 cm	融雪量 $g \cdot cm^{-2}$	雪面 低下	融雪量
(B)	平地苗畑	290	0	—			0.45			1.00	1.0	
(1)	山頂中央	547	0	—	IV-23 17h 00m ~ IV-30 12h 40m	40.7	0.48	19.5	33.8	15.2	1.20	1.3
(2)	山頂東斜面	530	11.5	E	" ~ 12 50	47.5		22.8	34.0	15.3	1.40	1.5
(3)	" 北斜面	540	23	NNE	" ~ 13 00	39.5		19.0	34.2	15.4	1.15	1.2
(4)	" 南斜面	540	12.5	S	" ~ 13 20	54.5		26.1	34.5	15.5	1.58	1.6
(5)	" 南西斜面	540	17	WSW		49.5		23.5	34.5	15.5	1.43	1.6
(6)	" 南東広斜面	510	21	SE	" ~ 14 00	57.5		27.6	34.7	15.6	1.66	1.8
(7)	道路沿 (午後陽かげ)	440	13.5	SE	" ~ 14 10	42.1	(0.45)	19.0	34.8	15.7	1.21	1.2
(8)	小さい林の中	300	0	—	" ~ 14 30	28	(0.45)	12.6	34.9	15.7	0.80	0.80
(9)	平地近くの南面 (スキー場)	350	12.5	S	IV-23 14h 20m ~ IV-29 10h 50m	33.5	0.51	17.1	27.7	12.5	1.21	1.4
(10)	尾根上	380	5	SW	14 50 ~ 11 10	28.2	(0.47)	13.2	27.7	12.5	1.02	1.1
(11)	北斜面 1	380	27	N	15 10 ~ 11 20	24.5	0.42	10.3	27.6	12.4	0.89	0.83
(12)	" 2	400	24	NNW	15 40 ~ 11 50	27.7	0.47	13.0	27.9	12.5	0.99	1.0
(13)	" 3 (粗林ひかげ)	480	25	N	16 10 ~ 12 40	23.5	0.42	9.0	28.5	12.8	0.83	0.70

(第1図の地図参照)。第6図には平地の他7カ所の測定結果を示したが、全観測点の標高、斜面の向きと傾斜等は、それらの地点での融雪量と平地における融雪量の測定値ならびに比の値を示した第2表に記述した。北斜面と密な林の中の融雪量が平地の融雪量より小さく、南斜面の融雪量が逆に大であることは、定性的には当然予想されたことであるが、平地より標高が250 m 高い頂上の平坦な雪原の融雪量が平地のその1.2倍となったことは意外であった。南斜面でも平地に近い所では、融雪量は平地の1.2倍に過ぎないが、頂上近くの広い南東斜面中腹(観測点 No. 6)の融雪量は最も大きく、平地の1.7倍に達した。尾根筋においても、平地との標高差が100 m 足らずの所では、融雪量は平地とほぼ同じであった(観測点 No. 10)。

一方、前年(1969年)4月13~18日の上流域の融雪量と流域末端の平地の融雪量とを比較すると、第3表に示すように、頂上の融雪量は平地の0.9倍と少なく、頂上から余り遠くない別の地点における斜面を含む5カ所の平均融雪量は、平地の1.0倍であった。従って、1970年4月下旬にみられたような傾向は、この期間の気象条件による特別なものであったのかも知れない。

なお、第1表に示した融雪量の値は、前章で述べた角型漏斗で測ったものであるが、この方法による4月22~29日の総融雪量は $17.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$ であった。一方、4月21日17時と29日

第3表 川の上流地点での融雪量と流域末端の平地の融雪量との比較(1969年4月)

	No.	場 所	樹 木	標 高 m	融 雪 量				雪密度 (ぬれ) $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$
					期 間 A-I		期 間 A-II		
					雪面低下 cm	水 量 cm	雪面低下 cm	水 量 cm	
A	(1)	山頂平坦地	なし	547	13.5	6.1	24	10.8	0.45
	(2)	"	"	"	13.0	5.9	23	10.4	
	(3)	"	"	"	13.0	5.9	21	9.5	
	(4)	"	"	"	14.3	6.3	25	11.3	
	平 均 平地融雪量に対する比					13.3	6.1	23.2	
					0.95		0.91		
					期 間 B-I		期 間 B-II		
B	(1)	東 斜 面	粗 林	450	15.5	7.0	26.5	11.9	(0.45)
	(2)	北 東 斜 面	"	"	14.0	6.3	22.5	10.1	
	(3)	平 地	"	"	13.0	5.8	26	11.7	
	(4)	西 斜 面	"	"	13.5	6.1	27.5	12.4	
	(5)	平地(木のかげ)	"	"	14.0	6.3	23	10.4	
平 均 平地融雪量に対する比					14.0	6.3	25.1	11.3	
					1.0		0.99		
C		平 地 (流域末端)	なし	290	14.0*	6.3	25.4*	11.4	0.45**

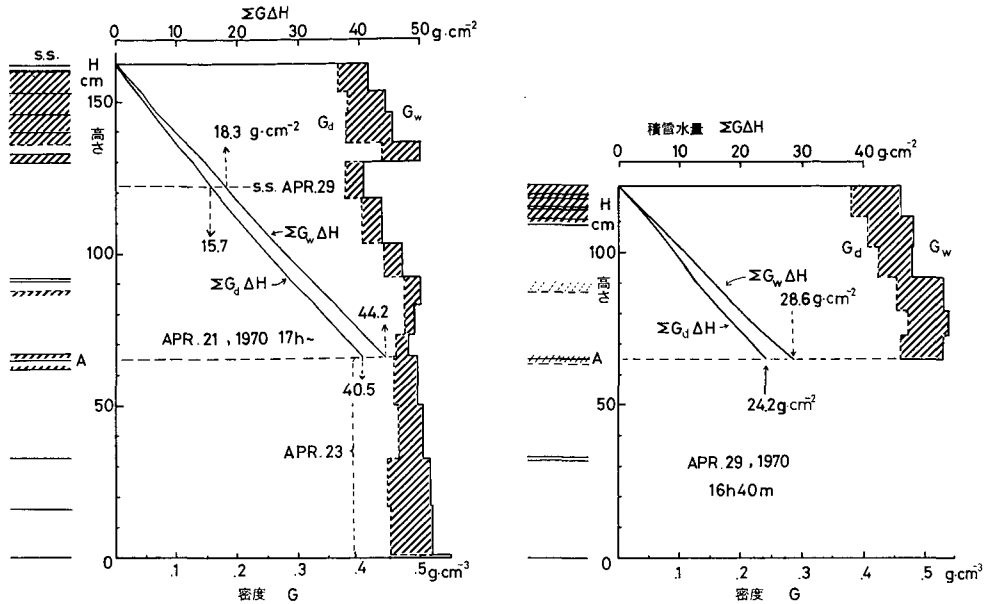
期間 A-I: 1969年4月13日, 16^h30^m~4月15日, 16^h30^m

A-II: 1969年4月13日, 16^h30^m~4月18日, 16^h

B-I: 1969年4月13日, 16^h~4月15日, 15^h50^m

B-II: 1969年4月13日, 16^h~4月18日, 16^h

* 3カ所の平均 ** 4月12日, 雪面から10および20 cmの深さまでの平均ぬれ密度

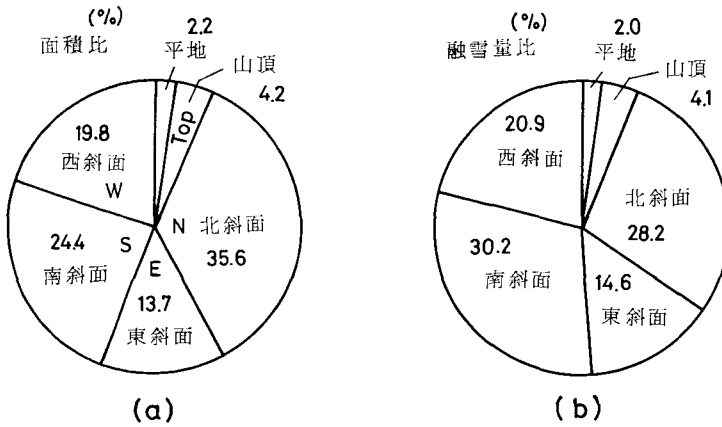


第7図 4月21日17時と4月29日17時とに平地観測点で積雪断面測定を行なって得た積雪密度の垂直分布、および雪面からの深さによる積雪水量増加曲線。 G_w はぬれ密度、 G_d はかわき密度、密度分布図の斜線部分の幅は、ぬれ密度の中の自由含水の割合をあらわす

17時とに行なった積雪断面測定の結果から、この間に消失した上層(厚さ40cm)の積雪水量を求めたところ、自由含水も含めて $18.3 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$ となり、その一部はこれより下の雪層にその含水率を高めた形で貯えられた。用いた漏斗の大きさは、一般に十分な大きさと言われるものより小さいが、これら2種類の方法による値を比較して、第1表にある融雪水量の誤差は $\pm 5\%$ 以内と思われる。第7図に上記2回の断面測定で得た積雪密度の垂直分布と、雪面から下向きに積算した積雪水量曲線を示した。 G_w はぬれ密度、 G_d はかわき密度である。

2. 流域全体の融雪量の推算

広い流域の全融雪量を算出するには、各高度における気温(または残雪領域の平均高度における気温)を、低地の観測所で測定された気温と、気温の高さによる減率とによって推定し、気温と融雪量の関係をあらわす経験式によって各高度帯における(または残雪領域における平均の)日融雪量を計算し、これを流域の残雪部分全面積につき積算する方法が一般に用いられる^{2)~4)}。しかし、筆者等が研究の対象とした流域の1970年4月下旬の融雪量に関しては、この方法は適用出来ない。高所ほど気温が高く、融雪量が大きかったからである。そこで、1/25000地形図の上で流域全体 11.4 km^2 を249の小区域にわけ、各区域の最大傾斜の方向を測定して、これらの区域を東西南北4方向の斜面、頂上部分、および低い平地の6種類に大別した。例えば、南斜面には南東ないし南西方向の間に最大傾斜を持つ総ての斜面を含めた。このように大別した6種類の区域の面積の割合は第8図(a)の円グラフのようになり、最も広い面積を占めているのは北斜面である。一方、各方向の斜面での融雪量は標高、傾き、樹木の密度等により異なるけれども、第2表の観測結果を参考にし、雪面低下量の平均値として試みに次の値を採



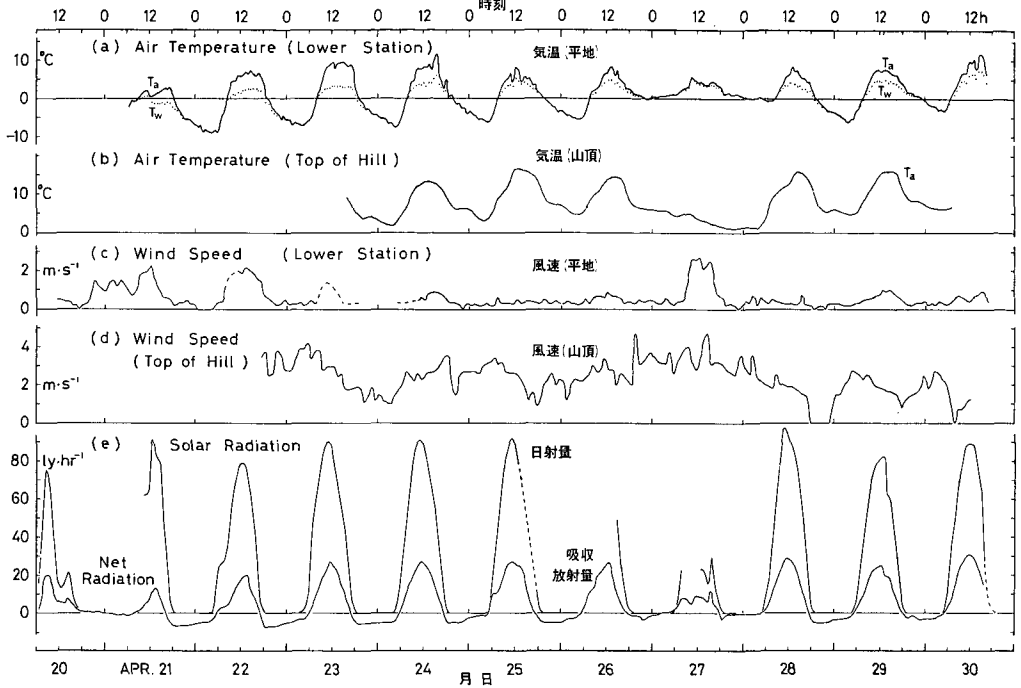
第8図 (a) 流域を頂上部分, 東西南北4方向の斜面, 平地の6種類に区分した場合の各区分の面積百分率。斜面の区分方法は本分参照
(b) 各区分の融雪量の割合(百分率)

用した。平地を1.0とすると, 頂上平坦地1.2, 南斜面1.4, 東斜面1.2, 西斜面1.2, 北斜面0.9である。これにより各区域における融雪量の割合を図示すると第8図(b)のようになり, 流域全体の融雪量の平均値は, 流域末端の平地における値の1.14倍となる。また, 第2表の最後の欄に記した融雪量比に基づき, 頂上部分と南斜面の平均融雪量比をそれぞれ1.3および1.6ととると, 全流域の平均融雪量比としては1.19を得る。これは7日間の流出高と平地融雪量との比と一致する。融雪量を測定した場所が必ずしも各斜面の融雪特性を代表する地点ではなかったし, 雪面低下量から融雪水量を求めるのに用いた雪の密度にも誤差がある。しかしこの推算結果により, 前節で述べた流域の流出高と平地融雪量との差異は, ほぼ説明できたとしてよいであろう。

次に, 山頂の方がこれより250m低い平地より融雪量が大きかった理由を検討する。

3. 平地と山頂の気象条件の比較

第9図は1970年4月20~30日間の平地と山頂の気温, 風速の時間的変化ならびに平地で観測された日射量および雪が吸収した放射量の時間的変化をあらわす。この図から明らかのように, 晴れている時は常に山頂の気温の方が高い。但し, 山頂においた温度計は強制通風を行なわなかったため, 日中の気温は真の気温より2~4°C高く観測された可能性はある。しかし, 夜間記録された温度は真の気温より高いという事はあり得ない。従って山頂の最低気温は, 27~28日の曇った夜以外は, 平地より4~11°Cも高く, 昼間の最高気温も24日と27日以外は(雪面上1mの高さに関しては)5°C前後高かったわけである。山頂の温度計の器差は1°C以内であった。一方, 風速も4月24日以後は27日を除いて平地では常に1m/s以下であったのに, 山頂では2~4m/sのことが多かった。このことから, この期間中に関する限り, この流域内では標高の高い所ほど気温融雪量が大きかったと考えてよいであろう。ただ, 山頂では湿度の測定を行なわなかったため, 雪面の蒸発あるいは雪面への水蒸気の凝結による熱交換量を平地と比較することが出来ない。試みに, 山頂における吸収放射量, 雪面から1mの高さでの水蒸気圧が平地における測定値に等しかったと仮定し, 大気伝達熱量を後に述べる経験式に平



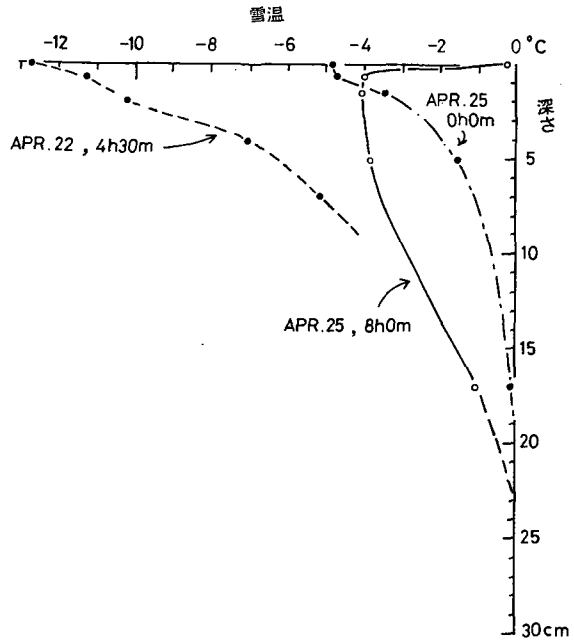
第9図 山頂と平地における雪面上1mの高さでの気温と風速の変化、および平地で測定した水平面日射量ならびに正味吸収放射量。平地の気温 T_a を示す曲線に沿う点線のグラフ T_w は高さ1mでの通風湿球温度をあらわす

第4表 1970年と1969年に山の上の融雪量を観測した期間中における平地の気象条件の比較(×印は欠測)

年	月 日	時刻	平均気温 (高さ1m) °C	平均風速 (高さ1m) m·s ⁻¹	吸収放射 ly	日射量 ly
1970	IV—23	8h~18h	7.7	0.8	151	611
		"	6.8	0.7	165	632
		"	5.2	0.4	174	×
		"	5.0	0.7	149	×
		"	3.9	1.9	70	140
		"	4.8	0.5	173	654
		"	6.1	0.7	168	570
		"	7.3	0.7	205	(640)
	平均	8h~18h	5.9	0.8	157	
1969	IV—13	8h~18h	3.2	0.8	87	×
		"	4.8	2.3	159	470
		"	4.2	1.4	164	522
		"	0.2	1.2	101	368
		"	1.3	0.7	178	676
		"	2.8	1.1	180	600
	平均	8h~18h	2.7	1.3	145	

地と山頂での気温と風速の観測値を入れ, 8時から18時の間の融雪量を計算したところ, 山頂と平地の融雪量の比として1.2~1.5を得た。流出高と平地融雪量とが等しかったのは4月24日と27日とであるが, 24日は最高気温が山頂と平地とで等しく, 27日の後半には山頂の方が低温であり, 平地の風速も2.7 m/sに達した。ちなみに, 1970年と1969年の平地と山頂の融雪量の比較測定を行なった期間中の, 平地の気象条件を比較すると第4表のようになり, 前年の方が低温であり, 平地でも風が強かった(1969年4月には山頂の気象資料がない)。以上の事柄から今回の観測期間中は特に, 平地の気温融雪量が山頂のそれにくらべて小さくなったものと思われる。

上に述べたような山頂と平地とでの最低気温のちがいに, 夜間に出来る積雪の凍結層の厚さが平地の方が厚く, その温度も低かった筈である。例として, 第10図に4月25日と4月22日の朝, 平地で観測した雪温垂直分布を示す。このような場合にも, 10時までには全積雪層が0°Cとなるが, この間の雪の昇温に費される熱量は, 4月25日の場合10ないし14 cal·cm⁻²である。これはこの日の8時以前の雪の吸収放射量に相当する。雪の凍結層の昇温に費される熱量も山頂では平地より僅かですみ, それだけ融雪量を増したであろう。



第10図 平地(観測点B)における積雪上部の夜間凍結層の温度分布の観測例

4. 南北斜面の気温の差異

南斜面の融雪量が特に大きい

第5表 南北斜面の気温の差(1970年4月, もしり)

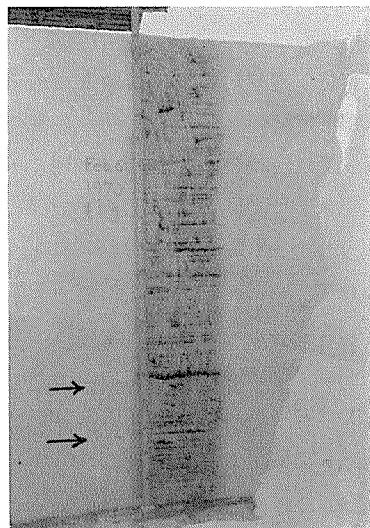
斜面の気温はアスマン通風乾湿計の乾球温度, 平地の気温はこれと同時刻のサーミスター通風温度計による値。高さはいずれも雪面上約1m

月 日 時刻	斜 面		観測点 番 号	標 高 m	気 温		斜面平地 気 温 差 $T_{as}-T_{aB}$ °C	南北斜面 気 温 差 °C	
	向 き	傾 斜 度			斜 面 T_{as} °C	平 地 T_{aB} °C			
IV-23 14h30m	南	12.5	(9)	350	10.2	9.4	0.8	1.3	
	北	24	(12)	400	8.3	8.8	-0.5		
IV-29	11 50	北	24	(12)	400	9.9	7.3	2.6	0.4
	12 00	南	19.5	(12a)	400	10.2	7.2	3.0	
	10 51	南	12.5	(9)	350	9.6	7.5	2.1	
	11 26	北	27	(11)	380	9.5	7.6	1.9	
	13 20	南	12.5	(9)		10.8	7.4	3.4	
	12 45	北	25	(13)	480	10.2	7.0	3.2	

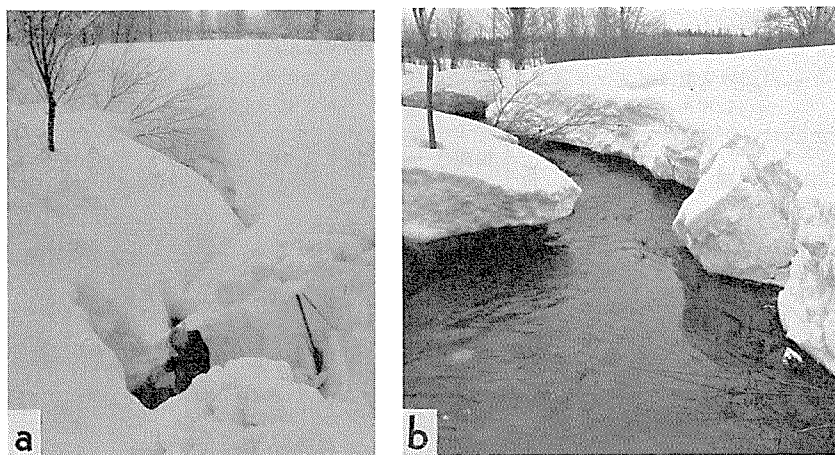
は、その単位面積当りの吸収日射量が大きいからであることは言うまでもないが、それだけではなく、気温も南斜面上で特に高くなるのではないかと考えた。この点を確かめるため、斜面融雪測定点 No. 9~No. 13 に沿って、南北両斜面の雪面上約 1 m の気温をアスマン通風温度計で測定した。南北斜面での測定時刻にずれがあるため、それぞれの斜面での気温と、同時刻の平地の気温との差を南北斜面につき比較した。第 5 表に測定結果を示す。南斜面の方が 0.2~1.5°C 高いという結果を得たが、融雪量の大小を論ずるための資料としては更に広い斜面についての観測を重ねる必要がある。

5. 冬期間の川の流量と積雪下面における融雪量

冬の湧水期の川の最小流量は、その 50~80% が冬の流域の積雪下面における地熱による融雪の流出によってまかなわれ、残りは流域の保留地下水の流出によるといわれる⁵⁾。母子里の川についてもそのような水収支が成立しているか否かを検討するため、1970 年 2 月 7 日 (根雪初日から 80 日目) に川の流量を測定すると共に、地面融雪量の実測を行なった。そのために 2 月 6 日と 4 月 21 日とに積雪の断面観測を行ない、2 月 6 日の深さ 2 m の積雪の地面から 49 および 27 cm の高さにあった細い暗色層の境界面 (第 11 図の写真に記入した矢印) を目印とし、これらと地面との間の積雪水量が 4 月 21 日迄にどれほど減少したかを測定した。川の東側のテニスコートで 1 カ所、西側の広い雪原 (苗畑跡) で 1 カ所断面測定を行ない、それぞれの断面につき 2 カ所ずつ測定対象層の水量 (質量) 測定を行なった。これら 4 カ所の測定値の平均によると、2 月 6



第 11 図 1970 年 2 月 6 日の平地 (観測点 B) における積雪断面。矢印はそれより下の層の積雪水量の減少から、積雪下面における 2 月 6 日~4 月 21 日の融雪量を測定したことを示す



第 12 図 a. 厳冬期の川の流量測定。1970 年 2 月 7 日、観測点 B 付近
b. a. と同じ場所の 4 月下旬の状況

日から4月21日までの74日間に積雪下面で $3.7 \pm 0.2 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$ の融雪があったことになり,これは1日あたり $0.05 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$ (水柱 0.5 mm)の融雪量となる。一方,2月7日の川の流量は $1.32 \times 10^5 \text{ cm}^3\cdot\text{sec}^{-1}$ ($1.14 \times 10^4 \text{ m}^3\cdot\text{day}^{-1}$)であり,流出高にすると $1.0 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ となる。従って,2月から4月にかけての平均地面融雪量は厳冬期の流出高の半分であったことになり,只見川上流域の融雪流出の調査結果⁶⁾にも一致する。残りの半分が何によってまかなわれていたのかを明らかにする資料は未だ得ていない。

第12図aは冬期(2月7日)の流量測定現場で,第12図bはaと同じ場所の4月下旬の状況を示す。

6. 観測期間中の融雪面における熱収支

第6表に1970年4月21日から4月30日までの毎日8時から18時の間(30日のみ16時まで)の積雪上層部における熱収支を示した。大気伝達熱量 Q_A は成瀬他⁷⁾が報告した次式で計算した。すなわち,

$$Q_A = 0.34T_1 \cdot V_1 \quad \text{ly}\cdot\text{hr}^{-1} \quad (1)$$

ただし, T_1 および V_1 はそれぞれ雪面上1mにおける気温($^{\circ}\text{C}$)および風速($\text{m}\cdot\text{sec}^{-1}$)である。(1)式はもともと,高さ1mでの水蒸気圧 e_1 (mb)および風速と蒸発量 E の関係をあらわす経験式⁷⁾:

$$E = 0.89 \times 10^{-3}(e_0 - e_1) V_1 \quad \text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1} \quad (2)$$

(e_0 は雪面温度における飽和水蒸気圧)から変換したものである。表中,蒸発量は(2)式によって計算した値である。蒸発量の直接測定も時間を限って行なった。その結果と第6表の数値とは4月30日を除きほぼ一致している。蒸発熱($-Q_E$)はこの蒸発量計算値に潜熱を乗じて求めた値である。

第6表 流域末端の平地における熱収支および熱収支から計算した融雪量と融雪量測定値の比較

空気伝達熱と蒸発量は雪面上1mでの気温,風速,水蒸気圧測定値を用いて計算した値。負の蒸発は凝結をあらわす。 M_{obs} は角型集水器に連結した雨量計による融雪水量測定値。 M'_{obs} は雪面低下量(8時~18時)と雪密度から求めた融雪量。 \times 印は欠測。()は推定値または疑わしい値

月日	時刻	吸収放射量 Q_R ly	空気伝達熱 Q_A ly	蒸発量 Δv $\text{mg}\cdot\text{cm}^{-2}$	蒸発潜熱 $-Q_E$ ly	$Q_R + Q_A + Q_E$ ly	雪凍結層の昇熱 温熱量 $-Q_H$ ly	融雪熱 量 Q_M ly	融雪量 $Q_M/80$ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$	日融雪量測定値		備考
										M_{obs} $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$	M'_{obs} (8h~18h) $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$	
IV-21	8h~16h	47.7	4.6	12.7	8.6	43.7	\times	(43.7)	(0.6)	0.8	\times	表面に新雪層あり
22	8~18	99.3	35.5	29.3	19.9	115	10	105	1.3	1.1	1.3	
23	8~18	151.1	20.9	14.3	9.7	163	\times	(163)	(2.0)	2.0	2.0	
24	8~18	164.5	17.8	3.2	2.2	180	\times	(180)	(2.3)	2.5	2.0	
25	8~18	174.2	7.8	-0.5	-0.3	182	10	172	2.2	2.7	1.9	5h~8h $Q_R = 24 \text{ ly}$
26	8~18	149.2	11.8	-1.0	-0.5	162	\times	(162)	(2.0)	2.1	2.0	
27	8~18	70.2	26.0	-27.8	-16.7	113	0	113	1.4	2.1	1.4	未明から融雪あり
28	8~18	172.8	7.3	0.3	0.3	180	\times	(180)	(2.3)	2.7	2.1	
29	8~18	168.2	14.8	-4.0	-2.4	185	\times	(185)	(2.3)	2.5	2.0	* 凝結量 測定値=0
30	8~16	199.4	17.5	(-6.8)*	(-4.1)	(221)	(0)	(221)	(2.8)	2.8	2.4	

今回(1970年)の観測期間中は、4月22日を除き、平地での蒸発量、凝結量ともきわめて僅かであった。凍結層昇温熱量($-Q_H$)は、8時の凍結層の厚さが δh cm、その平均雪温 T_s °C、平均密度 G のとき、 $-Q_H=0.5G\cdot\delta h\cdot T_s$ lyで計算した。しかし、雪温分布の測定例が少ないので、資料がない日に関しては Q_H を計算に入れなかった。示差放射計で測定した吸収熱量 Q_R と上記の各種熱量の代数和を融雪熱量 Q_M とし、融雪量 M を

$$M = \frac{Q_M}{80} = \frac{1}{80}(Q_R + Q_A + Q_E + Q_H)$$

で計算した。ただし、 Q_E は蒸発が起っている時には負である。表の最後に日融雪量測定値 $M_{obs.}$ を掲げて計算値と比較した。4月27日には計算値(8時~18時)より測定値の方が特に大きい、この日は曇天のため実際に8時以前も18時以後も融雪があったのである。

融雪熱量に対する有効放射量(日射を含む)の割合は85~95%に達したが、曇天で風が幾分強かった4月27日だけは62%であった。標高500 m以上の尾根の開けた平坦地では、気温が高く、風が強いので、晴天の日でも日射融雪の割合は70%前後であつたらしい。

IV. 要約および結語

母子里の小さい川の流域11.4 km²における平均流出高は、1970年4月24日から4月30日までの1週間の平均につき、流域末端の平地における融雪水量の1.2倍であった。この割合は1968年の同じ流域に関する観測結果1.0倍より大きい。この平地観測点がある母子里の盆地は例年融雪期には比較的風が弱いのが特徴であるが、1970年の上記期間中は特に弱く、ほとんど常に風速が1 m/s以下であった。一方、流域内の本流北側尾根の最高点(広い雪原)では風速が常に平地より2~4 m/sほど大であり、気温も晴天の時は最高・最低ともに平地より4°C以上高かった。そして、山頂と平地との最高気温の差が小さかった2日間だけは流出高と平地融雪水量とが一致した。

流域内における融雪量の場所による差異を測るため、14カ所に同じ寸法の雪尺を立て4月23日~30日の間の雪面の鉛直低下量を測定した。開けた尾根では高い所ほど融雪量が大きく、平地より250 m高い頂上の雪原では平地の1.2倍であった。斜面では、頂上に近い南東向きの広い斜面の融雪量が平地の1.7倍と最も大きく、北斜面の粗林内では平地の0.8倍であった。流域全体を地図上で細分し、これらを東西南北斜面、低い平地、頂上部分の6群に分け、各群の平均融雪比(平地融雪量に対する割合)に各群の総面積の重みをつけて平均した流域全体の平均融雪比を算出したところ1.14を得た。このことは気温、風速などの標高による大きな差とともに、流出高が平地融雪水量の平均1.2倍であったことを半ば説明し得たと考えられる。前年(1969年4月)のように標高が高い場所の方が融雪量が小さいか、今回のように逆に大きくなるかは、観測期間中の気温と風速の垂直分布、日射量等の気象条件による。流域内の融雪量の分布を正確に知るためには、観測点の位値と数の選定あるいは測定方法等を更に検討する必要があるであろう。

この研究には北海道大学大学院学生西尾文彦、井上雅之、1969年の観測には名古屋大学大学院学生奥平文雄、名越昭男諸氏の協力を得た。また、示差放射計の検定に気象庁観測部測候

課放射係を煩わし, 特に, 同課石井幸男氏からは放射計の使用法に関して有益な助言をうけた。終わりに, 北大・雨竜地方演習林母子里作業所では観測上種々便宜を与えられた。ここに併記して厚く謝意を表わす次第である。

文 献

- 1) 小林大二・成瀬廉二・大浦浩文 1968 母子里における融雪量と流出量. 低温科学, 物理篇, **26**, 105-111.
- 2) 中尾欣四郎 1963 融雪水の流出(その1). 北大地球物理学研究報告, **10**, 23-32.
- 3) Yamaoka, I. and Nishimura, N. 1967 Computation of snowmelt-runoff at Kanayama of Sorachi river. Synthetic Hydrological Study for the Ishikari River Basin, Hydrology Res. Group, Hokkaido Univ., 1966, Annual Rept. IHD, 20-29.
- 4) 佐藤晃三 1967 融雪流出の研究 III. 山地流域における融雪量の算定. 岩手大学農学部報告, **8**, No. 4, 337-356.
- 5) 岸 力 1962 北海道の河川における冬期水量と融雪流出量について. 雪氷, **24**, No. 3, 83-85.
- 6) 東北電力株式会社, 仙台管区气象台 1960 融雪流出の解析. 冬期兄見川上流域水文気象総合報告, 116-121.
- 7) 成瀬廉二・大浦浩文・小島賢治 1970 気温融雪の野外研究. 低温科学, 物理篇, **28**, 191-202.

Summary

The snow melt and runoff in a small drainage area of 11.4 km² in Moshiri, Hokkaido was studied especially in connection with the areal differences in the rate of snow melt and in some meteorological conditions in the area during a period from April 20 to April 30, 1970. Kobayashi and others (1968) reported that the total amount of runoff H_m , 25.4 cm of water, of the same drainage area in Moshiri for 11 days in April, 1968, was nearly the same as the amount of snow melt M_B observed in a level snow field at the outlet of the drainage area. The amount of runoff H_m for one week from April 24, 1970 was, however, found to be 1.2 times that of the snow melt M_B at the snow field near the outlet. To explain the value of the ratio H_m/M_B , the areal difference in the melting rate of snow was observed by placing 15 snow stakes at the observation sites which locations are shown in the map of Fig. 1 by small circles with site numbers. Two of the stakes are at the place marked B near the outlet, where various meteorological elements were observed with automatic recording apparatuses. This site will be referred to as the "lower station". In Site-1, which is on one of the highest ridges of the drainage area, the air temperature and wind speed were observed in addition to stake measurements of snow melt. Most of the other stakes were placed on slopes in various directions.

The process of snow surface lowering after 17 h on April 21 is shown in Fig. 4 and the hydrograph, from which the daily amount of snowmelt runoff is separated, is shown in Fig. 5. As shown in Fig. 6, the largest rate of snow melt was observed at Site-6 on a south-eastern slope with an elevation of 510 m, and reached 1.7 times the melting rate of the lower station, where the elevation is 290 m. Further, the melting rate at Site-1 (elevation: 547 m) was also 1.2 times as great as that of the lower station.

The whole drainage area was divided into 249 sections on a topographic map and these were separated into six groups, which are north, west, south, and the east slopes,

the highest ridges, and the lowest flat field. The ratio of melting rate in each group to that in the last group was estimated as 0.9, 1.2, 1.4, 1.2, 1.2, and 1.0 on an average respectively, which are based on the results of stake measurements. The weighted average of these melting ratios using as a weight the area of each group, which percentage of the total area is shown in Fig. 8(a), was found to be 1.14. An interesting fact that the melting rate in the highest ridge was greater than in the lowest field may be partly explained by a considerably higher temperature of air and greater wind speed on the ridge compared with those in the lower station. The comparison of these factors is shown in Fig. 9. The most characteristic condition of the observation period in 1970 was a very weak wind (generally less than 1 m/s) in the lower station, and extremely stable profiles of air temperature and wind speed might exist on the lowest field near the outlet. Therefore, lesser mixing of the atmosphere in the lower areas might cause lesser amount of heat transfer from the air to snow and may give much lower minimum temperatures of air and snow every morning (Fig. 10) compared with those in higher places, except on cloudy days.

On the other hand, during the 5 days in April, 1969 the amount of snow melt in Site-1 was observed to be 0.9 times that in the lower station, and the average wind speeds in the lower station in 1969 and the wind speeds during the observation period in 1968 were much higher than that in 1970.

The air temperature (1 m above snow surface) on a north slope was found to be 0.2~1.5°C lower than that on a south slope with the same elevation, but, sometimes, it was 3°C higher than that in station B 200 m lower than the slope.

The amount of runoff on Feb. 7 in the coldest season and with the deepest snow cover (HS: 2 m) was observed to be 1 mm/day. The rate of snow melt at the bottom of the snow cover was 0.5 mm-water/day on an average of 75 days from Feb. 6, 1970.

Heat balance data during the daytime from 0800 to 1800 at the lower station shows that 85~95% of the heat for snow melt was supplied by the radiation Q_R absorbed by snow on fine days in late April, 1970 and 60~70% on cloudy days with a moderate wind speed.

The amounts of sensible heat transfer Q_A from the air to snow and the heat of evaporation or condensation Q_E of water vapor are calculated by empirical formulae proposed by Naruse and others (1970) using the observed data of the air temperature, water vapor pressure, and wind speed at a height of 1 m above the snow surface. Thus the calculated Q_A+Q_E is added to the observed Q_R for the period of 8 h~18 h each day and then the amount of snow melt M is calculated by $(Q_A+Q_E+Q_R)/80=M_{\text{calc.}}$. This is compared with the observed daily snow melt $M_{\text{obs.}}$ in Table 6 of the text.