HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	金山ダム及び朱鞠内湖付近における融雪の研究
Author(s)	大浦, 浩文; OURA, Hirobumi; 小島, 賢治 他
Citation	低温科學. 物理篇, 25, 99-117
Issue Date	1967-12-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18064
Type	departmental bulletin paper
File Information	25_p99-117.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Hirobumi ÔURA, Kenji KOJIMA, Daiji KOBAYASHI and Shun'ichi KOBAYASHI 1967 Studies on Melting of Snow at the Neighbourhood of the Kanayama Lake and Shumarinai Lake. *Low Temperature Science, Ser. A, 25.* (With English Summary p. 116)

金山ダムおよび朱鞠内湖付近における融雪の研究*

大浦浩文・小島賢治
小林大二・小林俊一
(低温科学研究所　気象学部門)

(昭和42年7月受理)

I. まえがき

国際水文学十年の計画に基づき，北海道大学では石狩川流域を総合的に研究することになり，特に研究の主力を空知川流域に集中することになった。石狩川が選ばれたのは我が国の河川の中でも全流域に亘って長期間の積雪期間を持つということで特徴のある川だからであり，特に空知川が選ばれたのは，ここに金山（かなやま）ダムが建設され，流域の水がここに集まり，流量等の測定値が容易に手に入るからである。

理・工・農学部の各専門分野の研究者による総合的なものであるから研究題目も次の様に多彩である。

I 1　石狩川全流域内の降雪量の永年変化の特性
II 1　金山ダム流域における降雨流出の解析
　2　金山ダム流域における滲透および貯溜
　3　基底流量の解析
　4　河川流域における融雪の機構
　5　融雪流出の解析
III 1　空知川における洪水の変形
　2　河川における洪水の混合過程および水質
IV 1　金山ダム流域における山地崩壊と土砂の生産
　2　流れによる底質の移動
　3　空知川の河床変動調査

著者等はこれ等の中でII4の融雪機構を研究することになったわけである。融雪機構だけであれば札幌で研究することもできるわけであるが，空知川流域の特性も有ることと考えられるので，この流域の中央と思われる幾寅（いくとら）で研究することとし，幾寅営林署の苗畑の一部を借用して測定した。今年は積雪が少なかったので予定を繰り上げて3月中旬に測定に

* 北海道大学低温科学研究所業績　第830号

出掛けたところ，気温が低く，融雪があまり起らず，いわば融雪発生の限界に近い条件での測定になってしまった。

一方，石狩川流域にあり，又毎冬積雪の研究に通っている朱鞠内（しゅまりない）湖畔の母子里（もしり）においても研究を行なった。ここには北海道大学の雨竜演習林母子里看守所があるので，その構内の平坦な広場を使って測定をした。ここでは4月下旬に測定した。すでに融雪はかなり進んでおり，融雪の際残されたごみが積雪表面を薄茶色によごしていた。日射が強く，風が弱く，融雪は目に見えて進行した。幾寅と違った条件の下で観測出来たことは好都合であった。

II.　測定場所と時期

1)　幾寅.

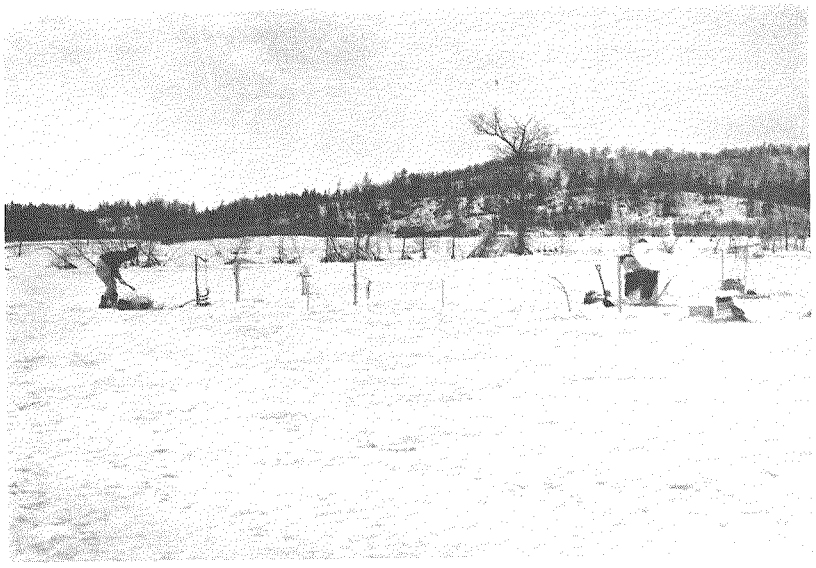
旭川営林局幾寅営林署の苗畑の一部 20 m 四方を観測地と定め，1967 年 3 月 18 日より 3 月 22 日迄の 5 日間観測を行なった。観測地は，国鉄幾寅駅より「いくとらしゅべつ川」を約 3.5 km さかのぼった所にあり，きわめて僅か北に傾斜（勾配 5/1000 で）した雪原で，海抜約 420 m の高さにある（第 1 図）。

1966-67 年冬期は空知川流域は非常に積雪量が少なく，幾寅付近では積雪深が 50 cm を超えることが稀であった。そのため，観測時期を融雪が充分に起こるようになってからとることが出来ず，その上，3 月 20 日からの低温と曇天のため，測定出来た融雪量は非常に僅かであった。しかし，雪の表面はきわめて平滑で各種の測定作業には好都合であった。

2)　母子里.

北大雨竜地方演習林母子里看守所の西側にある苗圃を利用した。ここは南北 100 m，東西

第 1 図　幾寅の融雪観測地（幾寅営林署苗畑）



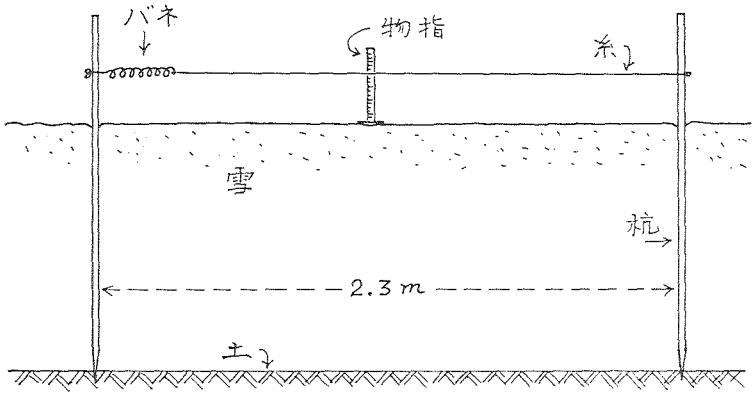
第 2 図　母子里の融雪観測地
北大雨竜地方演習林母子里看守所苗圃　(4 月 27 日撮影)

200 m の全く水平な雪原である (第 2 図)。観測時期は 1967 年 4 月 23 日から 27 日までの正味 5 日間で，この間好天と高温に恵まれたが，雪の表面は融雪のためにいわゆる「ぎざぎざ雪」の観を呈し，一方向に尖った波状の凸凹が平行にならんでいるところが多かった。これは雪の表面がこまかい不純物で汚れていて，日射融雪が気温融雪よりさかんなときによく現れる雪面の形である。母子里は海抜約 280 m で，積雪深は 4 月 23 日正午に約 1 m であった。

III. 測 定 方 法

1) 融雪速度の測定

方法 (1). Δt 時間中の雪面の沈下量 Δh を測定し，これに雪のかわき密度 ρ_d を乗じて $\rho_d \Delta h$ を Δt 時間の融雪量とした。雪面沈下 Δh を測定するため，2.5 cm 角の木の棒を 2.3 m の間隔を

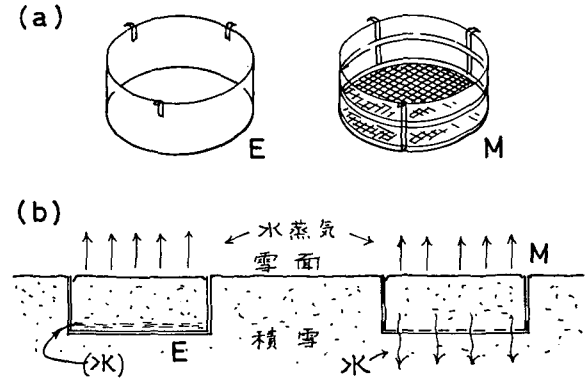


第 3 図　雪面の沈下速度を測る方法

おいて積雪中に鉛直に差込み，これらの棒の間に適当な強さのバネを介して糸を水平に張った(第3図)。糸の高さは雪面上10～25 cm 程度とし，糸と雪面との距離 h を時々軽い物指で測定した。物指の下端には厚さ 1 mm で一辺 5 cm の四角のビニール板を物指に垂直につけて，測定中に物指がとけつつある雪に沈まぬようにした。母子里では，深さ 2～3 cm の凹凸が雪面に多数あったので，長さ 2 m の糸に沿い，10 cm おきに約 20 ヵ所の h を測り，次回の同じ場所の測定値との差 Δh をこれら 20 ヵ所について平均したものをこの間の沈下量の代表値とした。

雪の乾き密度 ρ_d を求めるには，水を含んだままの密度 ρ_W と含水率を毎日 10 時と 14 時とに夫々 3 回ずつ測定して求めた。含水率の測定には吉田[1] (1959) の考案による結合型熱量計を用いた。

方法 (2). 第4図 (a) に示すように，直径 14 cm，深さ 6 cm で底にはステンレス線の金網を張ったまるい容器 M の中に雪の試料を入れ，その表面が周囲の雪の面と同じ高さになるようにこれを雪の中に埋め，時々容器を引上げては秤量した。融雪が起こると容器の中の試料も融け，融雪水は底の金網を通して流下する。Δt 時間内の試料の減量 ΔW を試料の表面積 S で割った値，$\Delta W/S=\Delta w$ には蒸発による減量 Δv も含まれているから，Δv は次に述べるようにして別に測り，$\Delta w-\Delta v=\Delta m$ をこの Δt 時間内の融雪量とした。



第4図　融雪速度及び雪の蒸発速度測定法

(a) M：融雪量を測るための試料を入れる容器，内径 14 cm，深さ 6 cm，底は金網，側面は透明なビニール板 (ブリキの枠付)

E：蒸発量測定用の試料を入れる容器，全面透明ビニール板

(b) 雪に埋めた融雪計 M と蒸発計 E の側面図

2) 蒸発速度の測定

ここでは水からの蒸発も 0°C より低温の氷からの昇華も「蒸発」と呼ぶことにする。石井[2] (1959) の測定法にならい，第4図 (a) のように直径 14 cm，深さ 6 cm (石井は 7 cm を使用) の透明なプラステックの円形の容器 E に雪の試料を入れ，融雪計 M とならべて雪に埋め (第4図 (b))，時々とり出して試料の質量の増減を測定した。

秤には秤量 500 g，最小目盛 0.5 g の長式スピード上皿天秤を用い，0.1 g まで読取った。又母子里では同型式の 1 kg 用天秤 (最小目盛 1 g) を用いたが，やはり 0.1 g まで読んだ。この場合，試料の質量の絶対値ではなく相対的な質量増減が必要なのであって試料の質量変化の測定誤差は 500 g 及び 1 kg 用天秤につき夫々 ±0.2 g 及び ±0.4 g より大きくはない。Δw, Δv, Δm の測定には天秤を前後 2 度使うこと，$S \fallingdotseq 150\ \mathrm{cm}^2$ であることを考えると，これ等の測定誤差は上記 2 種の秤につき，$\pm 0.003\ \mathrm{g \cdot cm^{-2}}$ 及び $\pm 0.005\ \mathrm{g \cdot cm^{-2}}$ であり，Δm はこれ等の差であるから Δm の誤差は夫々 $\pm 0.006\ \mathrm{g \cdot cm^{-2}}$ 及び $\pm 0.01\ \mathrm{g \cdot cm^{-2}}$ である。

試料は原則として直径 14 cm の円筒型サンプラーを用いて表面層の雪を切りとったものを用いたが，母子里では雪が軟かくて整形が困難なことがあった。それで，表層の雪をへらですくって容器 M に流し込んだこともある。試料の厚さが 1 cm 以上減少しないうちに，新しい試料を入替えるか，又は雪をもとの試料の上に補充するようにした。

3) 輻射量の測定

全波長域にわたる正味の輻射吸収を C.S.I.R.O. 式ネットラジオメーター（示差輻射計）で測定し，記録電圧計に自記させた。又，ロビッチ日射計による日射量の測定も行なった。

4) 気温と風速の測定

大気から雪面に伝達される熱量を求めるため，気温と風速の垂直分布を測定した。気温の測定にはサーミスター温度計を用いた。幾寅では感温部を雪面上 100, 30, 9.5, 2.5 及び 0.3 cm の高さにおいた。気温は自動記録とせず，切換スイッチと一台の指示計で各点の温度を次々に読み，これを 1 回の測定につき 3 回繰返した。母子里では鉛直な支柱に，色々な高さに水平な金属管をつけ，その中にサーミスターを 1 箇ずつ固定し，これらの金属管を送風器につないで，外気を吸込みながら気温を測定した。この場合のサーミスターの高さは，雪面上 1, 4, 14, 34 及び 94 cm であった。なお，支柱と金属管とはすべて，アルミフォイルで包み，日射の影響を防去した。

高さ 1 m での気温の自記を，百葉箱内に収めたバイメタル自記温度計で行なった。

風速分布は三杯小型ロビンソン風速計を 95, 45, 19 及び 10 cm の高さにとりつけて測定し，このほか，1 m の高さに同型の風速計をおいて電接回数自記器で風速の自記を行なった。

5) 湿度の測定

幾寅では雪面上 1 m での相対湿度をアスマン通風乾湿計により測定した。母子里では高さ 10 cm と 1 m との 2 箇所にアスマン乾湿計をおいて，同時に湿度を測った。

IV. 測定結果

1) 気象要素，融雪量及び蒸発量

ロビッチ日射計による日射量，ネットラジオメーターで測定された正味の輻射吸収（天空からの輻射量と雪面から天空への輻射量との差）の 1 時間毎の積算値，気温，風速，湿度等の毎 1 時間平均値，ならびに融雪量，蒸発量，雪面沈下量等の測定値を第 1 表，第 2 表に掲げた。第 1 表は幾寅で，第 2 表は母子里で測定された値である。

幾寅では測定期間 5 日間のうち 3 日間は気温が 0°C より低く，その中の 2 日間は全く融雪が起こらなかった。3 月 19 日は気温がおおむね −2°C 以下であったのに融雪が観測された。これは雪面下 1～5 cm の間で日射の吸収による内部融解が起こったためである。

一方，母子里では 4 月 23 日 15 時から 4 月 27 日 15 時までの間に，融雪による積雪深の減少が 24.5 cm に達した。蒸発量はこれに反し，母子里における 4 日間に測定された量は，幾寅で 5 日間に測定された蒸発量の 1/3 であり，母子里で同じ期間内に起こった融雪量の 1/170 に過ぎなかった。幾寅で測定された蒸発量の方が大きかったのは，空気中の湿度が小さかっただ

第 1 表 幾寅における観測期間中の気象要素，融雪及び蒸発量

(気温，風速，及び湿度は雪面上 1 m の高さでの測定値の 1 時間毎の平均を示す)

月日，時刻	日射量 I cal·cm^{-2}	正味輻射吸収 Q_R cal·cm^{-2}	気温 T_a °C	風速 u cm·s^{-1}	湿度 H %	融雪量 Δm g·cm^{-2}	蒸発量 Δv g·cm^{-2}	雪面沈下 Δh cm
III-18 8h-9h	34		3.5	230				
9-10	45		4.4	190				
10-11	59	11.0	4.7	260		5.0×10^{-2}	1.1×10^{-2}	0.12
11-12	54	9.4	4.3	260				
12-13	39	6.8	3.8	345		16.2	1.3	0.55
13-14	48	10.2	3.7	375	81			
14-15	42	7.8	3.4	405	76	12.9	1.8	0.40
15-16	34	3.8	2.6	397	76			
16-17	14	−3.6	1.5	360	79	1.8	0.7	0.10
10-17	290	45.4				35.9	4.9	1.2
III-19 8-9	20	0.0	−3.8	435				
9-10	23	3.3	−2.9	315				
10-11	59	12.5	−2.0	360	68	2.8×10^{-2}	1.8×10^{-2}	
11-12	70	13.3	−1.5	480	65			
12-13	68	14.5	−1.3	500	65	2.0	1.0	
13-14	62	10.7	−1.1	450	67			
14-15	54	7.8	−1.1	395	67	1.3	0.7	
15-16	34	3.6	−1.7	325	56			
16-17	17	−2.7	−2.6	325	53	0.4	0.4	
10-17	364	62.3				12.9	5.5	0.25
III-20 8-9	42	4.6	(−4.3)	(40)				
9-10	59	7.3	(−2.2)	170				
10-11	37	4.1	−0.9	210	56	0.0	0.5×10^{-2}	
11-12	25	3.3	−0.5	175	66			
12-13	25	1.3	−0.8	155	75	0.0	0.6	
13-14	28	1.4	−0.5	190	65			
14-15	25	1.9	−0.4	295	65	0.0	0.5	
15-16	17	1.3	−0.5	230				
16-17	8	−0.7	−0.9	210		0.0	0.2	
10-17	165	12.6				0.0	1.8	0.0
III-21 8-9	37	1.6	−3.7	345				
9-10	51	5.5	−3.2	375				
10-11	54	5.7	−2.9	360	59	0.0	0.9×10^{-2}	
11-12	51	6.6	−2.5	360	55			
12-13	51	5.8	−1.8	435	54	0.0	1.0	
13-14	45	5.1	−2.3	345	59			
14-15	25	−0.04	−3.0	295	65	0.0	0.8	
15-16	17	−0.66	−3.4	275	63			
16-17	6	−3.0	−3.8	210	70	0.0	0.2	
10-17	249	19.5				0.0	2.9	0.05
III-22 10-11	48	6.6	0.1	395	57			
11-12	39	5.7	0.9	405	56	5.0×10^{-2}	1.5×10^{-2}	0.15
12-13	42	6.5	1.0	470	60			
13-14	37	4.9	0.8	435	(80)		0.9	
14-15	34	3.6	0.4	420	100	0.0	0.0	

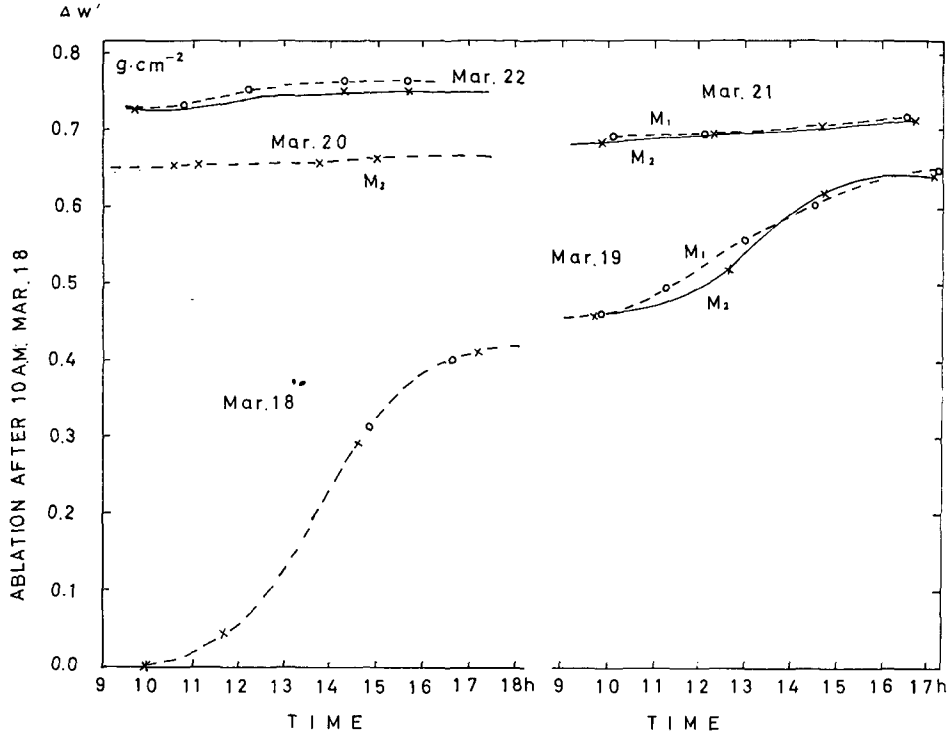
第 2 表 母子里における観測期間中の気象要素，融雪量及び蒸発量

(気温，風速，及び湿度は雪面上 1 m の高さでの測定値の 1 時間毎の平均を示す)

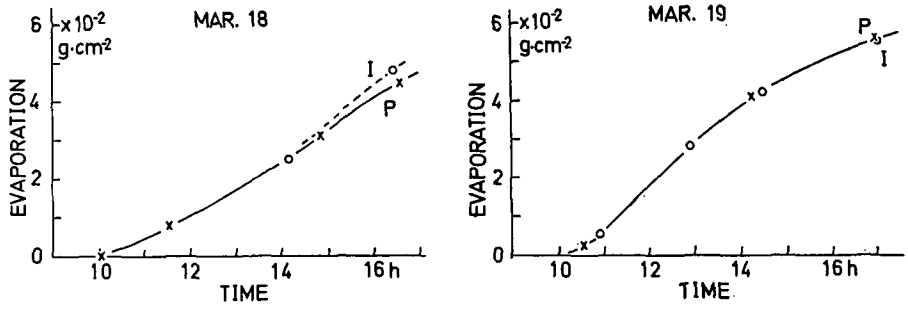
月日，時刻	日射量 I cal·cm^{-2}	正味輻射吸収 Q_R cal·cm^{-2}	気温 T_a °C	風速 u cm·s^{-1}	湿度 H %	融雪量 $\Delta m'$ g·cm^{-2}	蒸発量 Δv g·cm^{-2}	雪面沈下 Δh cm
IV-24 7h-8h	30.1	9.2		0		0.04	0.000	
8-9	40.0	15.4	3.0	0		0.07	0.000	0.5
9-10	40.2	14.6	4.0	(80)		0.09		
10-11	42.2	16.0	4.2	170		0.15	0.001	0.7
11-12	39.4	14.9	4.6	170	54	0.19		
12-13	47.1	19.0	4.5	200	54	0.30	0.0035	1.1
13-14	53.0	23.6	4.7	(105)		0.30		
14-15	57.8	23.3	5.0	(105)	50	0.22	0.003	0.6
15-16	43.6	18.0	4.8	130	50	0.18		
16-17	29.2	5.9	4.9	150	54	0.12	0.0025	0.2
17-18	12.6	−2.8	4.3	150		0.06		
8-18	405.1	147.7				1.68	0.01	3.1
IV-25 7-8	45.9	13.2	1.4	0		0.12	0.000	
8-9	57.8	22.1	2.3	0		0.21	0.002	1.4
9-10	67.0	29.3	3.6	60	67	0.30		
10-11	73.2	34.0	4.6	60	60	0.41	0.0015	1.9
11-12	75.4	34.9	5.3	170	56	0.46		
12-13	74.0	33.6	6.5	150	51	0.41	0.001	1.9
13-14	67.6	29.6	7.0	170	49	0.38		
14-15	59.2	22.5	7.9	170	47	0.33	0.001	1.3
15-16	46.2	13.9	8.4	185	48	0.25		
16-17	27.6	5.7	8.7	185	49	0.19	0.0005	0.4
17-18	11.3	−1.6	7.9	(80)	56	0.07		
8-18	559.3	224.0				3.01	0.006	6.9
IV-26 7-8	35.8	9.9	0.6	(20)	92	0.02	0.000	
8-9	56.9	20.9	2.6	(0)	78	0.12	0.000	1.5
9-10	59.7	26.7	6.8	(35)	56	0.25	0.000	
10-11	67.6	31.3	10.3	200	40	0.41	0.002	2.4
11-12	75.2	35.6	11.4	250	35	0.63	0.0025	
12-13	71.8	33.1	12.8	240	31	0.55	0.0025	2.3
13-14	66.5	30.3	13.3	335	29	0.49	0.003	
14-15	56.3	23.1	13.0	310	29	0.41	0.003	1.2
15-16	42.8	14.2	12.3	335	28	2.25	0.003	
16-17	27.3	6.4	11.9	185	28	0.20	0.0025	0.5
17-18	13.0	−1.2	10.3	(35)	38	0.10	0.0025	
8-18	537.1	220.5				3.41	0.021	7.9
IV-27 7-8	37.8	11.6	7.0	185	(44)	0.09	0.0015	
8-9	55.5	21.3	10.4	200	(33)	0.19	0.0035	0.8
9-10	64.8	27.9	12.1	295	29	0.32	0.0045	
10-11	69.8	29.7	12.7	240	26	0.43	0.005	1.4
11-12	77.4	34.3	13.0	295	24	0.52	0.0035	
12-13	75.4	32.9	13.3					2.2
13-14	56.9	22.5	(13)					
14-15	39.4							0.8

けではなく，風速が大で，水蒸気の拡散が速かに行なわれたためである。

第5図に，幾寅で観測された3月18日10時以後の融雪量と蒸発量の和の積算値の時間的変化を示した。この積算値には夜間の蒸発量も含まれているが，図には昼間の変化だけを示した。第6図の曲線は3月18日と19日の各10時以後の蒸発量の積算値である。融雪計と蒸発



第5図　融雪計（第4図のM）により幾寅で測定された融雪量＋蒸発量の3月18日10時以後の積算値。2箇の融雪計M_1とM_2の中，M_2による値（×印）は3月18日から22日にわたり通算したもので，M_1による値（○印）は毎日10時の値をM_2の値に一致させて，それ以後の両者のずれをあらわすようにした



第6図　幾寅における雪の蒸発量の測定例。3月18日および3月19日，夫々10時以後の積算値の時間的変化を示す。○印と×印は2箇の蒸発計E_1及びE_2による測定結果を示す

計とは夫々2コずつ用意し，常に2コずつの試料について測定したので，それぞれ○および×印によりあらわした。第1表と第2表に示した融雪量と蒸発量の値はこのようなグラフからよみとった値にもとづいたものであり，2コの蒸発計或いは融雪計による曲線が異なる場合は，それらによる値の平均を採用した。

母子里での測定結果では，雪面沈下から求めた融雪量が方法 (2) による融雪量より常に小さかったので，これら両者による融雪曲線からの読取値の平均をとって，第2表の融雪量とした。母子里の測定期間中は日射が強く，表面近くの雪が冬期間雪と一緒に何回か積った細かい土の粒子（黄砂？）で汚れていたので，雪面下数 cm にわたって融雪が強く起こり，雪面沈下から測定された以上の融雪が起こったものと思われる。一方，融雪が激しいため，融雪計内の試料も速かに小さくなり，側面での融雪があったにもかかわらず，試料の面積 S として常に容器の断面積を用いて ΔW から Δw を計算したため，方法 (2) による融雪速度の値が，実際の融雪速度より大きくなった可能性がある。

2) 大気中の熱伝達

Prandl の混合距離理論を推し進めれば，雪面から z の高さの大気中にとった水平な単位面積を通って単位時間に上から下へ大気の乱流によって輸送される熱量 Q_A は

$$Q_A = \frac{k^2 \rho_a c_p (u_2 - u_1)\{(T_{a2} - T_{a1}) + \Gamma (z_2 - z_1)\}}{(\ln z_2 - \ln z_1)^2} \qquad (1)^*$$

で表わされる。ここで，u_1, u_2, T_{a1}, T_{a2} は高さ z_1, z_2 での風速，気温で，ρ_a は空気の密度，c_p は空気の定圧地熱，Γ は乾燥断熱減率で約 0.01 度/m である。$z_2 - z_1$ が 1 m 以下で，温度計の測定誤差が 0.1 度程度のときには (1) 式中の $\Gamma(z_2 - z_1)$ という項は無視してもよい。

この項を無視すると，(1) 式の中に現われる $(u_2 - u_1)/(\ln z_2 - \ln z_1)$ または $(T_2 - T_1)/(\ln z_2 - \ln z_1)$ という項は，縦軸に高さの対数，横軸に風速または気温をとって測定値を記入して得られる直線** の勾配の逆数である。

計算に当って，z_1, z_2 をそれぞれ 10 cm，100 cm とし，この高さでの風速，気温を使った。正確にこの高さで測定したわけではないので，第7図，第8図に示すように，各時刻における気温，風速を高さの対数に対して記入し，それ等の点がその直線に並ぶ筈であったと考えられる直線が $z_1 = 10$ cm，$z_2 = 100$ cm で示す値を読みとって求めた。

次に，温度差 $T_{a2} - T_{a1}$ の時間的変化を表わす曲線を画き，この曲線を使って毎正時から次の正時までの1時間の平均の温度差を求めた。

風速差 $u_2 - u_1$ についても同様に1時間の平均値を求め，(1) 式に代入して大気の乱流拡散による熱伝達量 Q_A の1時間ずつの値を計算した。第3表の Q_A の値はこれからさらに2時間毎の値になおしたものである。

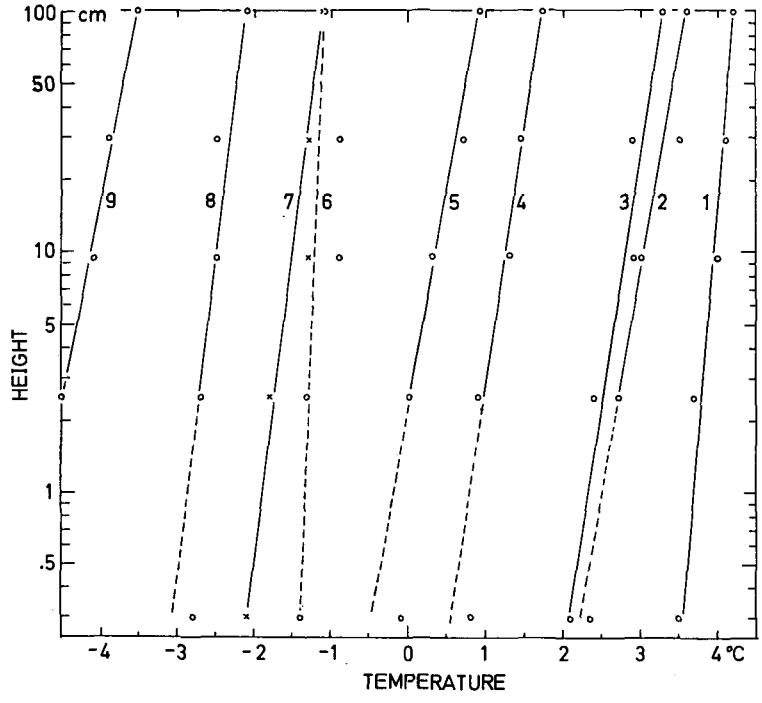
3) 雪面での熱収支から計算した融雪量と実測融雪量との比較

---

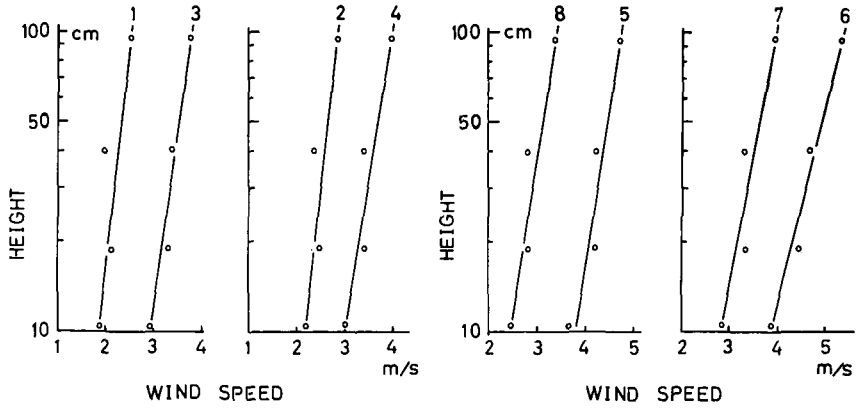
* この報告の付録を参照のこと。

** Prandle の混合距離理論から風速，気温の対数分布則が出てくるので，このグラフは直線になる筈。付録参照。

定常状態では大気中を下に向って流れる熱量 Q_A はそのまま雪面に与えられると考えられる。正味の輻射吸収 Q_R と大気からの熱伝達 Q_A により1時間に雪面に与えられる熱量は，同じ時間内に融雪と蒸発ならびに，もし積雪内に温度勾配がある場合は，温度が低い雪層への熱伝導に消費される。従って，Q_R+Q_A から蒸発熱量 Q_E と伝導熱量 Q_C との和を差引いた残り



第 7 図　幾寅で測定された気温の垂直分布の例。1967 年 3 月 18 日…(1) 12 h 04 m, (2) 13 h 40 m, (3) 14 h 36 m, (4) 16 h 12 m, (5) 17 h 01 m；3 月 19 日…(6) 10 h 10 m, (7) 14 h 21 m, (8) 15 h 57 m, (9) 17 h 08 m



第 8 図　幾寅で測定された風速の垂直分布の例。(1)～(4) 3 月 18 日，10 h 02 m ～14 h 56 m, (5)～(8) 3 月 19 日，11 h 00 m～16 h 08 m

第 3 表 雪面における熱収支ならびに熱収支から計算した融雪量と実測融雪量との比較。3月 18, 19 日は幾寅で, 4月 24～27 日は母子里での観測結果。表中の乱流拡散熱量 Q_A の値は本文 (2) 式によって計算したもの

月日,時刻	正味輻射吸収 Q_R	乱流熱拡散 Q_A	熱収入合計 Q_R+Q_A	積雪中の熱伝導 Q_C	蒸発熱 $600\,\Delta v$ Q_E	融雪熱 $Q_R+Q_A-(Q_C+Q_E)=Q_{Mcalc.}$	融雪量(計算値) $Q_{Mcalc.}/80$	融雪量測定値 (方法(2)) Δm	(方法(1)) Δm_s	平均 $\frac{1}{2}(\Delta m+\Delta m_s)$
	cal·cm^{-2}	cal·cm^{-2}	cal·cm^{-2}	cal·cm^{-2}	cal·cm^{-2}	cal·cm^{-2}	g·cm^{-2}	g·cm^{-2}	g·cm^{-2}	g·cm^{-2}
III-18										
10h-12h	20.4	3.5	23.9	(0.0)	6.3	17.6	0.22	0.05	0.04	
12-14	17.0	4.6	21.6	(0.0)	8.1	13.5	0.17	0.16	0.17	
14-16	11.6	4.3	15.9	(0.0)	10.7	5.2	0.065	0.13	0.13	
16-17	−3.6	2.0	−1.6	(0.0)	4.2	−5.8	−0.07	0.02	0.03	
10-16	49.0	12.4	61.4	(0.0)	25.0	36.4	0.46	0.34	0.34	
10-17	45.4	14.4	59.8	(0.0)	29.2	30.6	0.38	0.36	0.37	
III-19										
10-12	25.8	1.1	26.9	7.5	12.2	7.2	0.091	0.028		
12-14	25.1	3.5	28.6	7.4	13.6	7.6	0.095	0.063		
14-16	11.4	4.1	15.5	9.5	8.8	−2.8	−0.035	0.034		
16-17	−2.7	2.0	−0.7		2.7					
10-16	62.3	8.7	71.0	24.4	34.6	12.0	0.15	0.13	0.084	
IV-24										
8-10	29.9	1.0	30.9	0.0	0.0	30.9	0.39	0.17	0.14	
10-12	30.9	2.4	33.3	0.0	0.4	32.9	0.41	0.39	0.30	
12-14	42.6	2.4	45.0	0.0	2.0	43.0	0.54	0.68	0.52	
14-16	41.2	4.4	45.6	0.0	1.8	43.8	0.55	0.89	0.21	
16-18	3.1	3.5	7.3	0.0	1.4	5.9	0.07	0.28	0.08	
10-16	114.7	9.2	123.9	0.0	4.2	120	1.50	1.65	1.03	
8-18	147.7	13.7	161.4	0.0	5.6	156	1.95	2.10	1.25	
IV-25										
8-10	51.4	1.1	52.5	0.0	1.2	51.3	0.64	0.56	0.47	0.51
10-12	68.9	3.3	72.2	0.0	1.0	71.2	0.89	1.05	0.67	0.87
12-14	63.2	4.7	67.9	0.0	0.7	67.2	0.84	0.98	0.62	0.80
14-16	36.4	7.9	44.3	0.0	0.5	43.8	0.55	0.81	0.36	0.58
16-18	4.1	8.2	12.3	0.0	0.4	11.9	0.15	0.35	0.16	0.20
10-16	168.5	15.9	184.4	0.0	2.2	182	2.28	3.19	1.65	2.42
8-18	224.0	25.2	249.2	0.0	3.8	245	3.06	3.74	2.28	3.01
IV-26										
8-10	47.7	1.8	49.5	0.0	0.0	49.5	0.62	0.38	0.36	0.37
10-12	66.9	17.2	84.1	0.0	2.7	81.4	1.02	1.20	0.90	1.05
12-14	63.4	15.0	78.4	0.0	3.2	75.2	0.94	1.27	0.80	1.04
14-16	37.3	15.4	52.7	0.0	3.6	49.1	0.61	0.89	0.42	0.65
16-18	5.2	5.9	11.1	0.0	3.0	8.1	0.10	0.43	0.17	0.30
10-16	167.6	47.6	215.2	0.0	9.5	206	2.58	3.36	2.12	2.74
8-18	220.5	55.3	275.8	0.0	12.5	263	3.28	4.17	2.65	3.41
IV-27										
8-10	39.3	11.5	60.8	0.0	4.8	56.0	0.70	0.66	0.25	0.46
10-12	64.0	16.7	80.7	0.0	5.0	75.7	0.95	1.41	0.50	0.95
12-14				0.0						

が，融雪熱量 Q_M となる筈である。第3表には，これらの熱量の2時間毎の値を示した。そして，このようにして求めた融雪熱量 $Q_{Mcalc.}$ から，$Q_{Mcalc.}/80$ によって計算した融雪量と実測された融雪量とを比較した。前にも述べたように，母子里で測定された融雪量は，方法 (1) によるものと方法 (2) によるものとの差異が小さくないので，これらの各々とその平均値とをあわせて第3表に示した。この平均値と熱収支から求めた融雪量とを比較すると，10～14時の2時間量或いは昼間の全量については，約10% の誤差で近い値になった。石井[2] (1959) は気温融雪速度 W_A を，雪面上1.5 m での風速 u m·s^{-1} と気温 T_a℃ によって次の式であらわした。即ち

$$W_A = \frac{Q_A}{80} = 5.4\,U\,T_a \times 10^{-3}\,\mathrm{g\cdot cm^{-2}\cdot hr^{-1}}.$$

この式によって4月26日10～16時の間の Q_A を求めると，Q_A=102 cal·cm^{-2} となり，これに Q_R の測定値 168 cal·cm^{-2} を加えると，Q_R+Q_A=270 cal·cm^{-2} となる。一方同じ時間に測定された蒸発量と方法 (2) による融雪量測定値から求めた Q_E+Q_M の値は 277 cal·cm^{-2} でよく一致する。しかし，3月18日，10～16時について同様の比較を行なうと，石井の式による Q_A は 32 cal·cm^{-2}，これに Q_R の測定値を加えると，Q_A+Q_R=71 cal·cm^{-2} であるが，この値は測定された融雪と蒸発に要する熱量の和 Q_M+Q_E=52 cal·cm^{-2} より非常に大きい。何れの場合についても，石井の式による Q_A の値は，(2) 式による Q_A の値の2倍以上になった。

第3表で，積雪内熱伝導 Q_C の値が記入してあるのは3月19日だけである。他の日は，表に記述してある時刻に関しては，積雪内部は到るところ0℃であったので Q_c は0である。

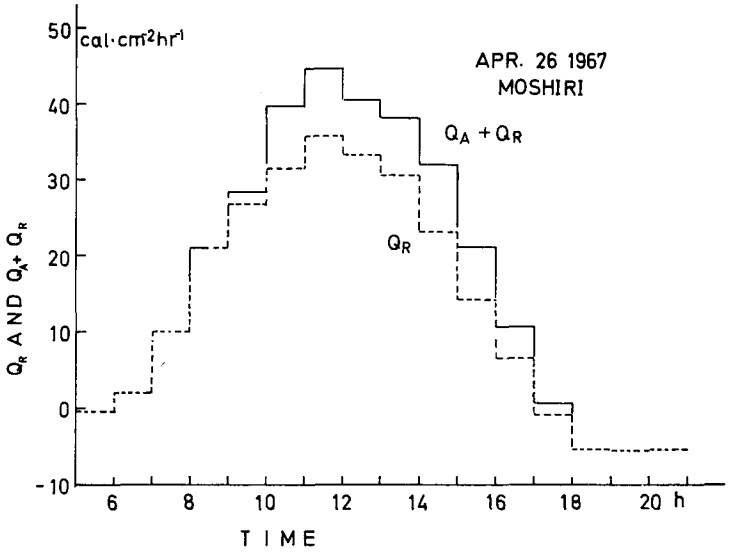
3月19日は雪面温度が −1～−3℃ であり雪面下1～5 cm では融雪水を含んで丁度0℃であった。Q_C の計算には雪の熱伝導率と密度との関係をあらわす吉田[3] (1950) の実験式による熱伝導率の値を用いた。この日の雪面温度が低く，空気中の温度も雪面に近いほど低かったのは，雪面での蒸発によるものである。

気温融雪と日射融雪との比，或いは Q_A と Q_R との比について，多くの報告の中で論議されている。例えば，Havens[4] (1964) によれば $Q_A:Q_R=35:64$ であり，大沼[5] (1967) もこれに近い値を報告している。Müller[6] (1965) は Havens の結果を解析し，気温と風速の対数分布を用いると $Q_A:Q_R=28:66$ となり，指数法則に従うとして処理すると，$Q_A:Q_R=43:46$ になると報告した。第3表にあげた Q_R と Q_A の昼間の6時間或いは10時間の量については Q_A/Q_R は 20/80 より小さい。云うまでもなくこの比は中村[7] の報告にもあるように時期と天候により異なるもので，僅か数日間の筆者等の測定結果と長期間にわたる他の研究者の結果をそのまま比較するのは当を得ない。

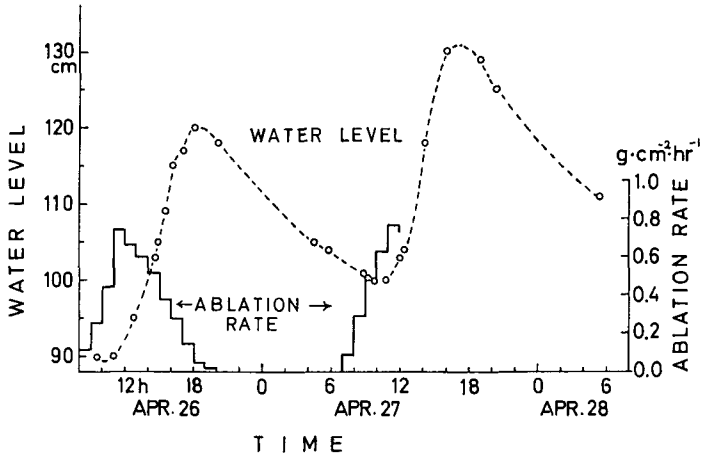
第9図には4月26日における Q_R と Q_R+Q_A の1時間量の時間的変化を示したものである。

4)　母子里の小さい川の水位の日変化と融雪速度の日変化との比較

母子里の観測地の周囲を半周して流れる川（幅 4～5 m）の水位の時間的変化を4月26日及び27日の両日にわたって測定した。その結果を第10図に曲線で示し，これと同時に測定された融雪速度を階段状グラフで同じ第9図に示した。融雪速度の変化と水位の変化とはよく対



第 9 図 正味輻射吸収量 Q_R 及び大気伝達量 Q_A と Q_R との和の日変化。1967 年 4 月 26 日，母子里での観測結果



第 10 図 母子里の観測地点附近の川の水位の日変化と融雪速度の日変化。1967 年 4 月 26～27 日

応し，水位の極大は融雪速度の極大より約 6 時間遅れて 18 時にあらわれている。水位の 27 日における極小値が 26 日におけるより大きいのは，夜間の最低気温が 26～27 日の夜間の方が 25～26 日夜間より高く，融雪が止っていた時間も 26～27 日夜間の方が短かかったことも一つの理由であると思われる。

V. あとがき

この種の測定はこれまで多くの人達が手掛けて来た。しかし測定機器が進歩してきているので，これまでよりも精度の高い結果が得られたものと考えている。又，気象要素その他の種

々の要素を測定しているので，熱収支の計算は測定値のみを使って行なうことができた。もっとも，条件の複雑な日には推定値（例えば雪の熱伝導度）を使ったこともあるが，この場合にも測定された要素から，充分信用できる関数関係を用いて導かれたものであった。

今回は未だ測定日数が少なく，限られた条件の測定しかないので，今後もこの測定を続け，各種の条件の下での熱収支の情況を調べていきたい。

又，低温科学研究所の大雪山雪渓調査班の観測結果とも合わせ考えて，各地の融雪の特性を捕えたい。

この研究に当って，いろいろ便宜を計って頂いた幾寅営林署ならびに雨竜演習林の関係者の方々に厚くお礼を申し上げる。

尚この研究には文部省科学研究費および北海道開発局委託研究費が使われた。

文　　献

1) 吉田順五 1959 積雪含水率測定用熱量計. 低温科学, 物理篇, ***18***, 17–28.

2) 石井幸男 1959 積雪基礎調査—融雪の研究. 北海道電力株式会社, 札幌管区気象台, 1–84.

3) 吉田順五・岩井 裕 1950 積雪塊の熱伝導率の測定. 低温科学, ***3***, 79–87.

4) Havens, J M. 1964 Meteorology and Heat Balance of the Accumulation Area, McGill Ice Cap. Jacobson-McGill Arctic Research Expedition 1959–1962, Meteorology No. ***2***, 1–87.

5) Ōnuma, T. 1967 Studies on Heat Balance at Natural Snow Surface and Promotion of Melting of Snow. *In* Physics of Snow and Ice, Part ***2*** (H. Ôura, *ed.*), Inst. Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo (印刷中).

6) Müller, F. and Wilmot, G. 1965 Re-Examination of the Heat Balance Calculation. Comparative Meterological Survey and a Short-Term Heat Balance Study of the White Glacier. Jacobsen-McGill Arctic Research Expedition 1959–1962, Meteorology No. ***4***, 23–42.

7) 中村千里 1964 融雪時の雪面熱収支に関する研究. 北陸農業試験場報告第 ***7*** 号, 1–28.

付　　録

混合距離理論から導かれる風速および気温の鉛直分布

Prandl の混合距離理論から風速の鉛直分布の対数法則が導かれることは一般の教科書に出ているが，気温については，あまり書かれていない。これは混合距離理論の持つ物理学的な想定を否現実的なものと考えている人が多いため，この理論から当然導かれる気温の鉛直分布にまで言及することを好まないのかも知れない。ここでは風速の鉛直分布が対数法則に従うために必要な5条件を示し，この5条件から風速の対数法則ばかりでなく気温についても条件付きで対数法則に従う鉛直分布の式を導く。

5つの仮定

1. 定常状態である。
2. 現象は地上からの高さだけで決まり，風上側でも風下側でも同じである。
3. 鉛直方向の混合距離 l を考える。空気の塊がその層の平均的性質を持ったまま l だけ上昇し，または下降して新しい層に入り，そこで解消して新しい層の一員となる。
4. 地面からの高さを z とすると，l は

$$l = kz$$

であらわされる。ただし k は比例常数で Kármán の常数と呼ばれ，大気の安定性が中立のときは 0.4 である。

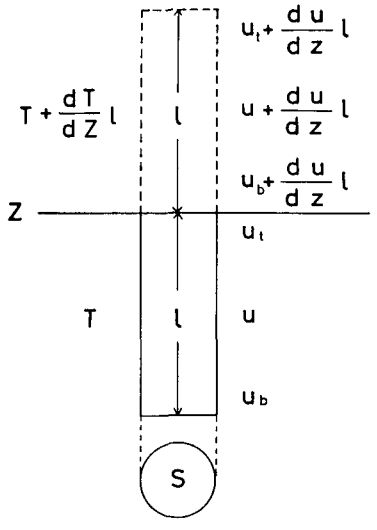
5. 風速の変動は矩形波的であり，平均風速を u，その変動分を u'，鉛直方向の変動分を w' であらわせば，

$$|w'| = |u'|$$

である。

先ず風速の対数分布を求める。

仮定1および仮定2により水平な面によって境された上下の層の間に働くせん断応力は境界面の高さによらない。これは空気中に立方体を考え，その力学的な平衡を考えれば容易にわかる。



第 A1 図　気塊混合の模式図

いま，地面から z の高さにある水平面を考える。この面上のあらゆる小面積を通過して高さ l の気柱が下層から上層へ，または上層から下層へと常に移動しているものとする。ただし，この移動により両層の空気に過不足を生じないものとする。第A1図に示すように，z 面に底面を持つ断面積 s cm^2，高さ l cm の気柱を考える。それが実線で示してある位置から点線で示してある位置まで l cm だけ上昇したとする。気柱の上部も下部も他の何れの部分も平均風速が $(du/dz)\cdot l$ だ

け大きい層におさまる。つまり，z 面より上の層としては，それだけ風速が落ちる。空気の密度を ρ g/cm^3 とすると，気柱の質量は ρls である。したがって上層の運動量の減少は

$$\rho l s \frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}z} l \tag{A 1}$$

である。気柱の上昇速度 w' は風速の変動 u' に等しく，いまの場合 $(\mathrm{d}u/\mathrm{d}z)\,l$ である。つまり，

$$|w'| = |u'| = \frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}z} l \tag{A 2}$$

である。したがって気柱が z 面を通過する時間 Δt は

$$\Delta t = \frac{l}{w'} = \frac{1}{\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}z}} \tag{A 3}$$

である。z 面でのせん断応力は，z 面での単位面積当りの運動量の減少をこの時間で割れば得られる。つまり

$$\tau = \rho l^2 \left(\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}z}\right)^2 \tag{A 4}$$

である。せん断応力の向きは下層の空気が上層の空気を風上側に引き戻す向きに働く。

仮定 4 により，

$$\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}z} = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \cdot \frac{1}{l} = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \cdot \frac{1}{kz} \tag{A 5}$$

となる。この式を積分すれば

$$u - u_0 = \frac{1}{k} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \ln \frac{z}{z_0} \tag{A 6}$$

となる。ここに u_0 は z_0 での風速である。

z 面より上層の気柱が下層に入り込んだ場合も同様である。下層の運動量の増加は (A 1) に等しく，気柱の z 面下降速度も (A 2) に等しく，z 面通過時間も (A 3) に等しく，したがって，z 面で上層の空気が下層に作用するせん断応力の大きさも (A 4) であらわされることになる。向きは下層の空気を風下側へ引張るように働く。作用，反作用の原理により，下層の空気は上層の空気を風上側へ引き戻す向きに作用することになり，気柱が上昇した場合と等しいせん断力が生じたことになる。

同じ気塊の動きが気温の分布をどのように決定するかを調べる。仮定 1，仮定 2 により単位面積の水平面を上から下へ単位時間に流れる熱量 Q は高さによらず一定である。気柱が実線の位置から点線の位置まで上昇すれば，断熱膨張のため気温は Γl だけ減少する。ここに Γ は乾燥断熱減率であり，上昇により凝結は起らないものとする。したがって上層の熱量の減少 ΔH は，

$$\Delta H = \rho c l s \left(T + \frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z} l\right) - \rho c l s (T - \Gamma l) = \rho c l s \cdot \left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z} + \Gamma\right) l \tag{A 7}$$

である。ここに c は比熱，ρcls は気柱の熱容量である。したがって z 面の単位面積を通して単位時間に上層から下層に向って流れる熱量 Q は

$$Q=\frac{\Delta H}{\Delta t}=\rho cl\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}z}\cdot\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}+\Gamma\right)l \tag{A 8}$$

仮定4により

$$Q=\rho ck^2 z\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}z}\cdot\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}+\Gamma\right)z \tag{A 9}$$

となる。第A1図にある点線の位置から実線の位置まで気柱が降りるときも同じように考えればよい。ここで下層の熱量の増加 ΔH は気柱が下降したための温度の上昇を考えると

$$\Delta H=\rho cls\left(T+\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}l+\Gamma l\right)-\rho cls\,T=\rho cls\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}+\Gamma\right)l$$

となり，(A7) 式と全く等しい。気柱の下降速度は上昇速度と絶対値は等しく符号が反対になるだけであるから，Q の値は (A8) 式で表わされる。(A5) 式を考慮に入れて (A8) 式を書き換えれば，

$$\frac{Q}{k\rho c\sqrt{\frac{\tau}{\rho}}}=z\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}+\Gamma\right)=z\cdot\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}z}(T+\Gamma z) \tag{A 10}$$

積分すれば，

$$T-T_2=\frac{Q}{k\rho c\sqrt{\frac{\tau}{\rho}}}\ln\frac{z}{z_2}-\Gamma(z-z_2) \tag{A 11}$$

となる。ここに T_2 は z_2 における気温とする。(A 11) 式の右辺第1項の係数は (A 10) 式の左辺に等しく，

$$z\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}+\Gamma\right)=\frac{(T-T_2)+\Gamma(z-z_2)}{\ln\frac{z}{z_2}} \tag{A 10'}$$

が成立つ。(A 5) 式と (A 6) 式とからも同様に

$$z\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}z}=\frac{u-u_0}{\ln\frac{z}{z_0}} \tag{A 5'}$$

が得られる。(A 9) 式に (A 10′) 式および (A 5′) 式を代入すれば，

$$Q=\rho ck^2\frac{u_1-u_0}{\ln\frac{z_1}{z_0}}\cdot\frac{(T_3-T_2)+\Gamma(z_3-z_2)}{\ln\frac{z_3}{z_2}} \tag{A 12}$$

となる。いま $z_0=z_2$, $z_1=z_3$ の場合を考えると，

$$Q=\rho ck^2\frac{(u_1-u_0)\{(T_1-T_0)+\Gamma(z_1-z_0)\}}{\left(\ln\frac{z_1}{z_0}\right)^2} \tag{A 12'}$$

が得られる。

温度の測定誤差が 0.1 度程度とすると，温度の鉛直分布の測定範囲を高さ 1～2 m 以下にすれば，(A 11) 式中の $\Gamma(z-z_0)$ の値は 0.01～0.02 度程度であるから $(T-T_0)$ に対して無視して差支えない。そうなると (A 11) 式は対数分布になる。又 (A 12) 式 (A 12′) 式中の Γ を含む項は無視して差支えない。

Summary

As part of International Hydrological Decade (IHD) work, a joint project to study the Ishikari River in Hokkaido especially its eastern tributary the Sorachi River was planned and undertaken by members of the Faculty of Science, the Faculty of Engineering and Technology and the Institute of Low Temperature Science of the Hokkaido University.

This paper is a report on work concerning the studies of the mechanism of melting of snow.

One of our observation points was Ikutora which is located at the center of the catchment area of the Sorachi River and in the neighbourhood of the Kanayama Lake, a reservoir, made by the Kanayama Dam intercepting the Sorachi River. The other observation point was Moshiri which is located on the north side of the Shumarinai Lake, a reservoir, on the Uryu River, a northern tributary of the Ishikari River.

The heat balance at the melting snow surface was studied to determine the effects of various meteorological factors upon snow melt. Field observations of rates of melting and evaporation of snow, net radiation, profiles of wind speed and air temperature were made in Ikutora and Moshiri during the periods from Mar. 17 to Mar. 22, 1967 (period-1) and from Apr. 23 to Apr. 27, 1967 (period-2) respectively. The elevations are 420 m at the observation site in Ikutora and 280 m in Moshiri. The depths of snow cover were 36 cm in Ikutora on Mar. 17 and 100 cm in Moshiri on Apr. 23.

The amount of total snow melt was only 3 cm of snow ($0.9\ g\cdot cm^{-2}$) for five days of period-1 in Ikutora with more than 24 cm of snow ($8.6\ g\cdot cm^{-2}$) for the four days of period-2 in Moshiri. Evaporation was, however, found to be more than $0.3\ g\cdot cm^{-2}$ in Ikutora for period-1 and less than $0.1\ g\cdot cm^{-2}$ in Moshiri for period-2. Such a difference in the rate of evaporation is considered to be caused by much higher wind speeds in the former place. The large difference in the rate of melting in the two periods can be explained by the results of heat balance observations at these places.

The amount of heat transfer due to turbulent diffusion was calculated by a theoretical formula assuming that the observed wind speeds and air temperatures are proportional to the log-heights above the snow surface. The amount of atmospheric heat transfer thus calculated is added to directly observed net amount of all-wave radiation to give the total heat income at the snow surface during a given time interval. The amount of heat for evaporation and the heat conducted into snow cover are subtracted from the heat income, gives the heat quantity for melting of snow during a given time interval. The amount of snow melt from the residual heat thus calculated is compared with the observed snow melt for ecah of the two hour periods and the values are listed in Table

3 in the text. It was shown that the above mentioned calculation of atmospheric heat transfer shows an approximate agreement between calculated and observed rates of melting provided that the comparison is made for a period of six hours or longer.

The proportion of heat transfer due to atmospheric turbulent diffusion was found to be less than 20% of the total heat source for most days. The daily variation of melting rate with time was, therefore, almost parallel to that of the net radiation rather than to the temperature variation with time. A fairly significant correlation was observed between the daily variation of water level of a small stream near the observation site in Moshiri and the variation of the rate of ablation. This is shown in Fig. 10 in the text.