



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	カスカウルシュ氷河（カナダ）源流域における積雪調査
Author(s)	清水, 弘; SHIMIZU, Hiromu; 若浜, 五郎 他
Citation	低温科学. 物理篇, 23, 137-156
Issue Date	1965-03-30
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18027">https://hdl.handle.net/2115/18027</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	23_p137-156.pdf



## カスカウルシュ氷河 (カナダ) 源流域における積雪調査\*

清 水 弘

(低温科学研究所 雪害科学部門)

若 浜 五 郎

(低温科学研究所 応用物理学部門)

(昭和 39 年 12 月受理)

### I. ま え が き

カナダの太平洋岸近くにつらなるセント・エライアス山脈は、大小無数の氷河で掩われ、谷はすべて氷河でうめられているといっても言いすぎではない。標題にかかげたカスカウルシュ氷河は、そのひとつで、長さ約 80 km、最大幅約 7 km の巨大なものである。第 1 図の写真にカスカウルシュ氷河の一部、中流域附近を示した。第 2 図はカスカウルシュ氷河附近の略図である。白い部分はすべて氷河で矢の方向に流れている。

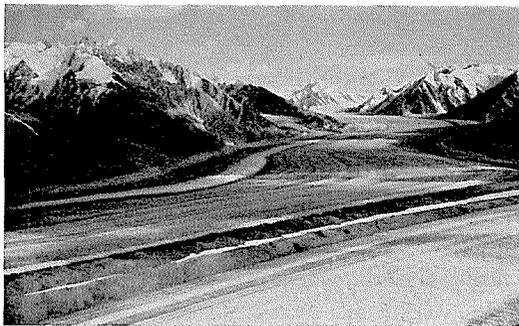
筆者らは、1964 年 7 月下旬、北海道大学第 2 次アラスカ氷河調査の途上、同氷河源流域で積雪調査をおこなった。観測地点、観測期間は次の通りである。

場 所： Divide Camp, Kaskawulsh Glacier, St. Elias Mts., Yukon Territory, Canada. (60°45'N, 139°40'W, 海拔 2576 m, 第 3 図)。

期 間： 1964 年 7 月 21~26 日。

Divide Camp (分水嶺キャンプ) は、カスカウルシュ氷河とハーバード氷河との分水嶺 (第 2 図の点線) 附近に設置された IRRP (Ice Range Research Project, Arctic Institute of North America) の夏期観測キャンプである。

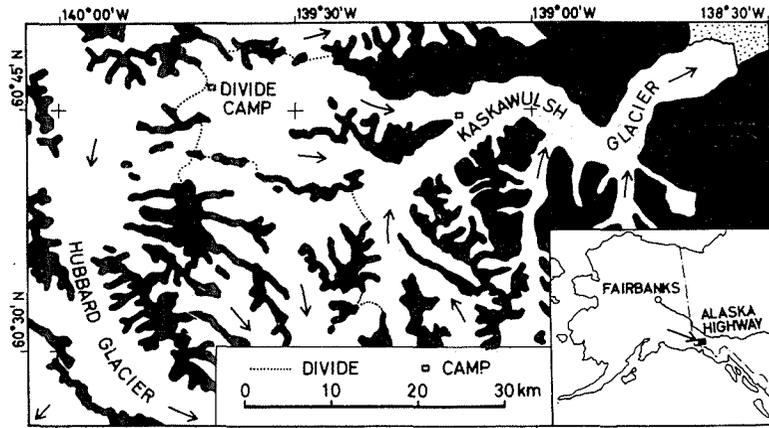
クルアネ湖畔 (Lake Kluane, アラスカ公路の哩程標 1,053 哩の地点) にある IRRP のベースキャンプから、我々は橇つきの小型飛行機で現地に到達した。



第 1 図 カスカウルシュ氷河の中流附近

積雪観測は、雪原に掘られたたて穴 (深さ 4.5 m) の壁面からとった雪の試料と、ボーリング (深さ 15 m) でえた雪の円柱試料とについて行なった。ボーリングに用いた器械は、米国 SIPRE 型の手

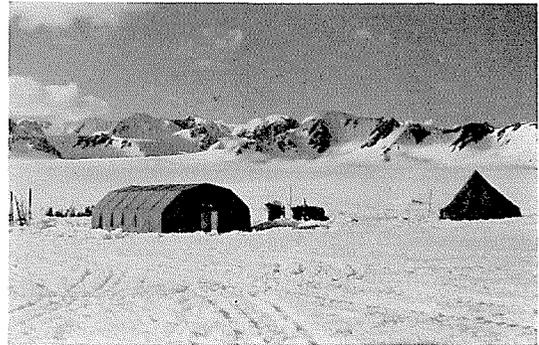
\* 北海道大学低温科学研究所業績 第 707 号



第2図 カスカウルシュ氷河附近の略図 白の部分が氷河で、矢の方向に流れている

動掘さく機で、直径7.5 cmの試料(第4図)がえられる。観測項目は、雪の密度、硬度、粒度、成層状態および雪温などであった。作業はIRRPの隊員と我々との協同によって行なわれ、資料が交換された。

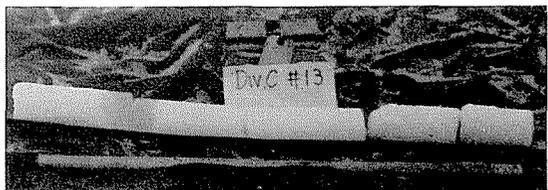
得られた資料に基づいて、カスカウルシュ氷河源流域の年間積雪量を推定し、また、雪温の鉛直分布についての簡単な考察を行なった。



第3図 Divide Camp

## II. 観測方法と観測結果

積雪を構成する氷の粒子の大きさ、すなわち粒径は、試料の表面で直接観測するか、あるいは、雪粒のつながりをこわして黒布の上にばらまき、平均粒径をよみとって求めた(第5図)。積雪の表面



第4図 ボーリングでえた円柱状積雪試料(表面下12~13 m。左が鉛直上方にあたる)

での粒径は、表面に厚紙で作った筒を立て、上からのぞいて測定した。こうすると第6図のように表面の積雪粒子の輪廓がかなり明瞭に見える。これは、筒の内側では積雪表面から直接反射される光が遮られ、積雪内部からの透過光だけで積雪粒子を見ることになるからであろう。

積雪各層の密度は、円柱状の雪の試料を10 cmごとに輪切り、その重さと体積とから求めた。この際、ところどころにある厚さ1~2 cmの氷板は適宜除去した。

積雪の硬度は、深さ4.5 mのたて穴の壁面にそって、木下式硬度計<sup>1)</sup>で測定した。また、

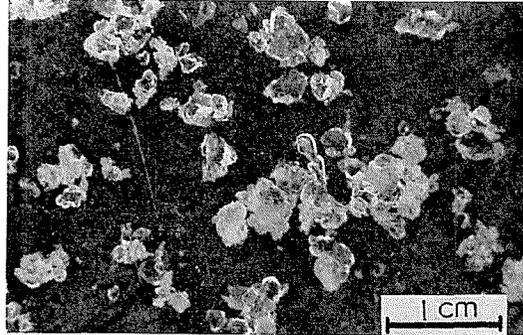
たて穴のすぐ近くで、IRRP の隊員がラム・ゾンデ硬度を測定したので、両者による硬度の比較を行なった。

第7図は、以上の測定結果をまとめたものである。測定結果の詳細な数値は、第1表に記載した。

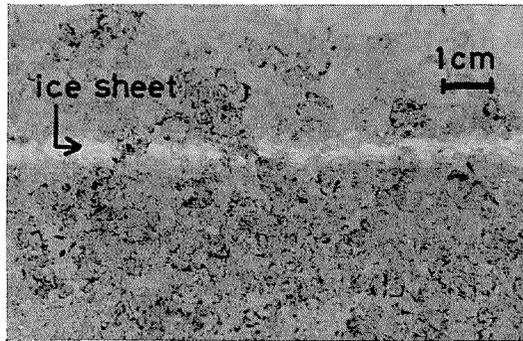
第7図の縦軸は積雪深(0~15 m)で、中央に成層状態、および粒径を示した。図の右側にちらばる点は密度、左側の黒丸を結ぶ曲線は硬度分布、白丸をつないだ曲線は雪温分布を示す。成層状態、粒径、密度、硬度にはいずれも、深さにともなう周期的な変動がみられる。これらの各項目について特徴的な点をまとめると、次のようになる。

1. 成層状態、粒径

積雪の表面下約50 cmまでは「ぬれざらめゆき」、50~250 cmは「かたしまりゆき」、250~300 cmは、ややしもざらめ化し



第5図 ばらばらにした積雪粒子



第6図 遮光筒による積雪表面の観察

第1表 Divide Camp における積雪断面観測結果

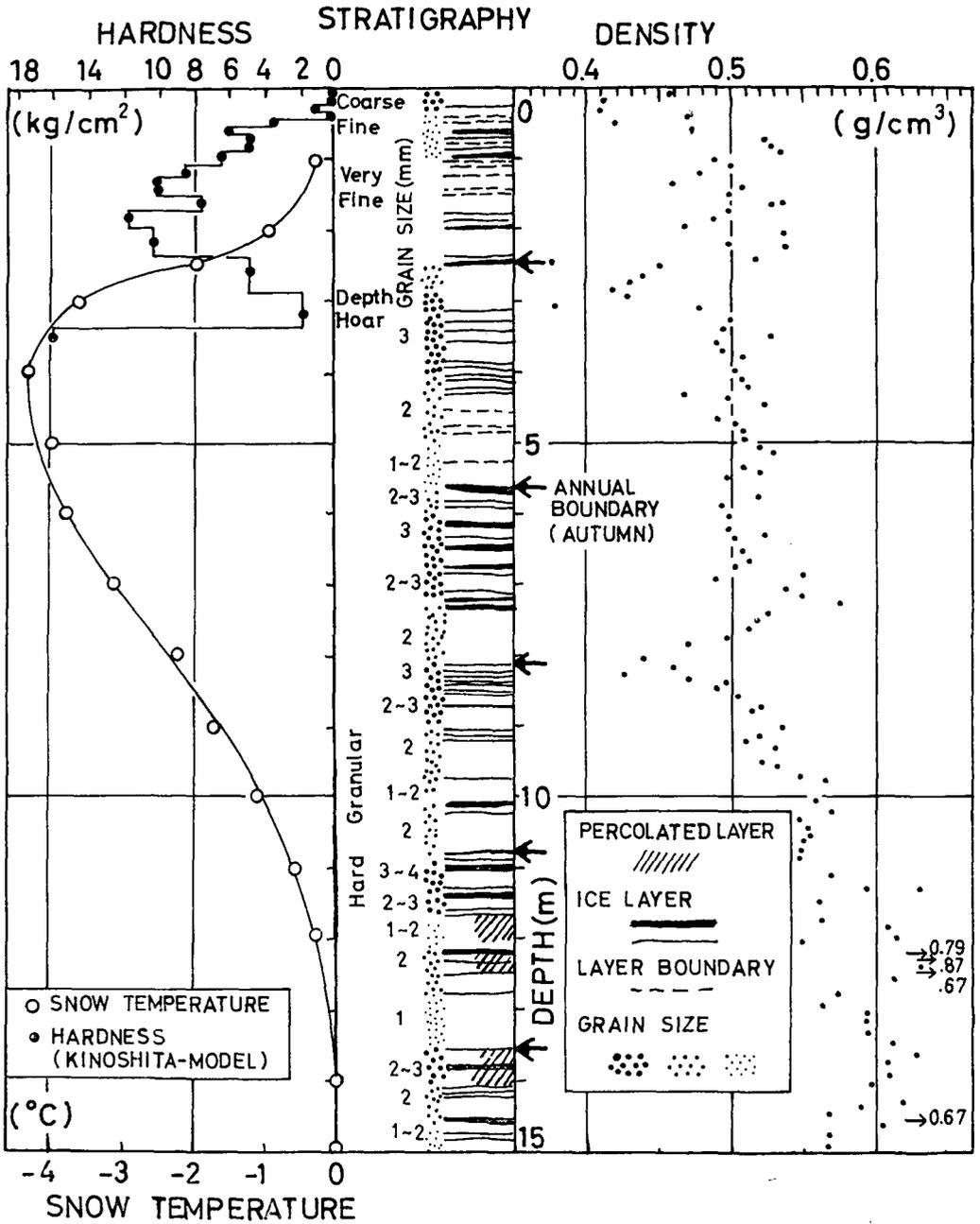
スノー コア	位 置 (表面からの深さ) (cm)	密 度 (g/cm <sup>3</sup> )	雪 質	粒 径 (mm)	氷板の位置 (cm)	摘 要
# 1	0— 13	0.458	ぬれざらめ		0	
	13— 28	0.412				
	28— 37	0.408				
	37— 47	0.467	しまりゆき		(51)	
	47— 57	0.424			(59)	
	57— 67	0.475			73—75	
	67— 76	0.526				
	76— 86	0.526				
	86— 94	0.530				
		氷	94—97			
# 2	697— 107	0.494	しまりゆき			
	107— 117	0.497				
	117— 127	0.480		129		
	131— 141	0.462				
	141— 145	0.511				

スノー コア	位 置 (表面からの深さ) (cm)	密 度 (g/cm <sup>3</sup> )	雪 質	粒 径 (mm)	氷板の位置 (cm)	摘 要					
# 2	145—155	0.503	し		()	は無氷板境界を示す					
	156—165	0.541									
	165—169	0.531	ま								
	169—179	0.498									
	179—189	0.490									
	189—199	0.465	り								
# 3	204—214	0.540	ゆ			←1963年秋					
	214—224	0.498									
	224—234	0.543									
	234—244	0.521	き								
	244—248	0.374									
	250—259	0.453									
	259—269	0.440									
	269—279	0.430	やざ やら しめ も化								
	279—289	0.418									
	286—296	0.428									
296—300	0.428										
# 4	303—313	0.380	しもざらめ								
	316—322	0.483	さ								
	323—333	0.502									
	333—342	0.497									
	346—356	0.532									
	356—366	0.486									
	366—376	0.492									
	376—387	0.505									
	# 5	395—404					0.508	ら			
		404—414					0.512				
419—424		0.519									
425—435		0.468									
435—445		0.502	め								
447—457		0.525									
458—468		0.485									

スノー コア 番号	位 置 (表面からの深さ) (cm)	密 度 (g/cm <sup>3</sup> )	雪 質	粒 径 (mm)	氷板の位置 (cm)	摘 要
# 5	468— 478	0.502			(476)	
	478— 488	0.511			(488)	
	488— 498	0.511				
# 6	501— 511	0.522	しまり ゆき	1		
	511— 521	0.534		1		
	527— 538	0.515		2	(529)	
	538— 548	0.524				
	548— 559	0.495				
			氷		559—562	←1962 年秋
	570— 557	0.532		2	(581), 582	
	582— 594	0.495		2~3	589	
# 7	602— 611	0.497	雪		612—614	
	614— 624	0.501		3	633—634	
	624— 633	0.526				
	635— 644	0.504			645—647, 648	
	651— 661	0.513		2	671	
	661— 671	0.516			681	
	672— 675	0.503			687—688	
	681— 686	0.548	ら	1		
	689— 694	0.490				
# 8	701— 708	0.541	め		708	
	708— 718	0.552			718	
	722— 726	0.575		3	720—721 (724)	
	732— 742	0.524			(727), 729 (740)	
	742— 752	0.515				
	756— 766	0.515		2		
	766— 776	0.500				
780— 791	0.465			(786)		
# 9	802— 812	0.438		2	(805)	
	812— 822	0.460		1	816	
				3	823	

スノー コア	位置 (表面からの深さ) (cm)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	雪質	粒径 (mm)	氷板の位置 (cm)	摘要	
# 9	824— 826	0.425	ざ ら め	3	827	←1961 年秋	
	827— 834	0.468			836		
	838— 842	0.494			842		
	845— 851	0.489		2	843		
	853— 863	0.505		1	851		
	863— 874	0.522		3	874		
	874 —886	0.526					
# 10	901— 909	0.534	ざ ら め	2	909		
	909— 913	0.522					
	917— 924	0.512			918, 920 (922)		
	925— 938	0.530					
	938— 951	0.525					
	953— 964	0.531					
	964— 975	0.549			(922)		
980— 989	0.562		979				
# 11	1001—1012	0.558	しまりゆき	1~1.5			
			氷	1	1013—1017 1018		
	1018—1028	0.570		2	1020, 1021		
	1030—1040	0.546	しまり	1			
	1040—1048	0.557	ゆき	2			
	1048—1058	0.556					
	1059—1069	0.553					
1070—1079	0.553	氷	2	1080—1083	←1960 年秋		
1084—1092	0.550	氷		1093, 1090 1103			
		氷					
# 12	1104—1113	0.571	ざ	3 1 4			
	1114—1125	0.593	ら				
	1128—1137	0.628	め				1126
			氷				1138—1144
	1146—1156	0.560	氷		3~2		1158—1162 1165—1170

スノー コア	位置 (表面からの深さ) (cm)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	雪質	粒径 (mm)	氷板の位置 (cm)	摘要
# 12	1170—1180	0.563	しまり ゆき	1		
	1180—1180	0.608		2		
	1188—1199	0.614		2		
# 13	1204—1215	0.597	氷	2	1217—1229	
	1217—1223	0.796				
	1224—1229	0.868	水みち		1238	
	1229—1244	0.635				
	1245—1249	0.663				
	1250—1266	0.614	しまり ゆき	2	1249	
	1273—1283	0.575			1250	
	1292—1299	0.565			1377	
	# 14	1301—1311	0.592	氷	1	
1311—1323		0.591				
1323—1335		0.594				
1339—1351		0.612	水みち		1352—1355	
1355—1368		0.629				
1372—1378		0.609			1378	
1383—1395		0.601			1379—1380	
# 15	1402—1412	0.596	しまりゆき	1	(1414, 1416, 1418, 1419, 1421)	
	1412—1423	0.615				
	1426—1437	0.590	ざらめ	2		
	1440—1450	0.571				
	1452—1458	0.873				1452—1458
	1460—1463	0.605	しまりゆき	1	1476 1477, (1979), (1482)	
	1463—1476	0.568		2		
1479—1498	0.567					



第7図 深さ0~15mにおける成層状態, 粒径分布, 密度分布, 硬度分布および雪温分布

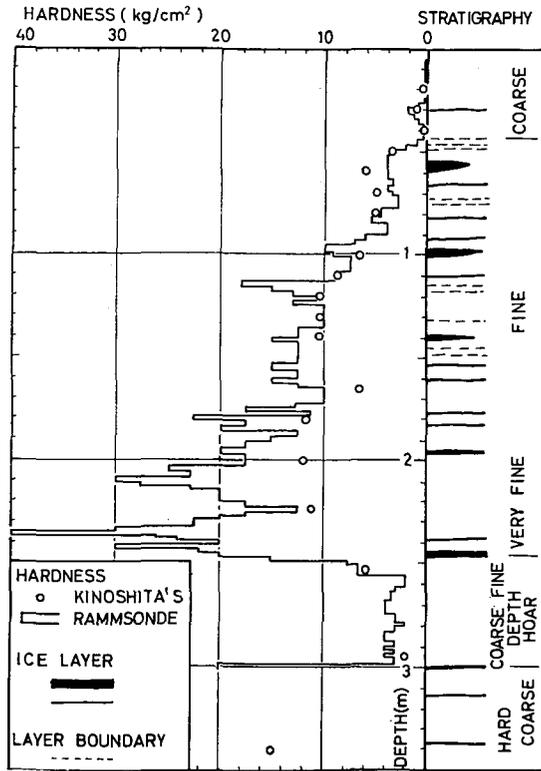
た「しまりゆき」、300~315 cmは「しもざらめ」であった。それより下、深さ15 mまでのところでは、粒径1 mm 以下のざらめ化しつつある「しまりゆき」と、粒径2~3 mmの「ざらめゆき」が交互に現われた(第1表)。積雪各層の間には多数の氷板がみられ、また、深さ11~14 mの、図に斜線をほどこした部分には、融雪水の滲透したあとがみられた。

2. 密度

密度の測定値は、かなりばらついてはいるが、周期的な変動をしつつ、全体としては、深さとともに密度が増大している。

3. 硬度

木下式硬度計による硬度の測定はたて穴の壁を利用して行なったので、深さ4.5 mまでの値しかえられなかった。それを、ラム・ゾンデによる硬度と比較した。これら両者の比較は、北海道の積雪について、すでに木下<sup>1)</sup>によってなされているが、Divide Campにおける結果は、第8図のようになった。ラム・ゾンデの繰返し衝撃による硬度の測定は、硬度計先端部に圧縮層を形成するため誤差を含むが、積雪内硬度の相対的な変化はよく与える。とくに「しまりゆき」の層と「ざらめゆき」の層との隣接面、氷板等は容易に探知できるので、年層境界推定の情報をうるためには有効である。また、ラム・ゾンデによる硬度の絶対値は「ざらめゆき」については、木下式のそれと、かなりよい一致を示し、「しまりゆき」の層では大きな差がみられる。これは「ざらめゆき」の層内での圧縮部分の形成とその影響が、「しまりゆき」のばあいよりも小さいことを示しているものと思われる。



第8図 ラム・ゾンデと木下式硬度計による硬度の比較

以上の観測値、とくに、深さにもなう各測定値の変動に注目しつつ、次節では、積雪の年ごとの層の境界をきめ、年間積雪量を求める。そのあと、雪温分布に関する考察をおこなう。

III. 年層境界、年間積雪量および雪温分布に関する考察

1. 年層の境界の推定、年間積雪量

氷河源流域の調査でとくに問題になるのは、年平均気温、年間積雪量などの気象要素であろう。現在、カスカウルシュ氷河源流域での越冬観測は不可能なので、これらの資料はえられていない。そこで、すでに積った雪をくわしく観測することによって、年間積雪量の推定をこ

ころみた。

多年性の積雪において、一年間に積った雪の層を「年層」と名づける。年層をさらに、夏に積った層と冬に積った層とに大別し、夏、冬の交替期に形成される層をも含めて、それぞれの特徴について考えてみる。

### A 夏期積雪層

この層は、高い気温や強い輻射の影響をうけて温暖変態<sup>2)</sup>をおこす。表面付近では、屢々融解をおこし、融雪水は積雪粒子の「ざらめ化」を促進する<sup>3)</sup>。氷点以下の層に滲透した融雪水は、再凍結して氷板をつくる。また、夏季といえども表面温度がひどく低下することがある。すると、積雪内部に大きな温度勾配が生じ、積雪組織の活潑な昇華変態がおこる。これらの現象のため、夏期積雪層では

(a) 積雪粒子はざらめ化して大粒になり、氷板を含むことが多い(第9図)。氷板は、厚さ1mmから数cmに及ぶ。秋期、表面温度の急激な降下により、「しもざらめゆき」が形成されることもある。

(b) 密度、硬度は比較的小さな値を示す。

### B 冬期積雪層

冬期の雪は、低温度の下でつもるので、形成される積雪は寒冷変態<sup>2)</sup>を経過する。密度の増加に伴い、硬度および熱伝導率が増大する<sup>4)</sup>。その結果、冬期層内には大きな温度勾配が生じにくい。また、雪温が低いいため、積雪内部の水蒸気圧が低く、昇華変態は微弱である。これらのことから、冬期積雪層では

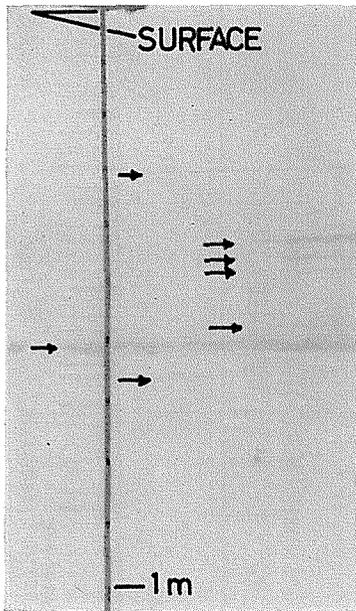
(a) 積雪粒子は微粒のまま残りやすい。

(b) 密度、硬度は比較的大きな値を示す。

### C 冬期→夏期積雪層の境界、および、夏期→冬期積雪層の境界

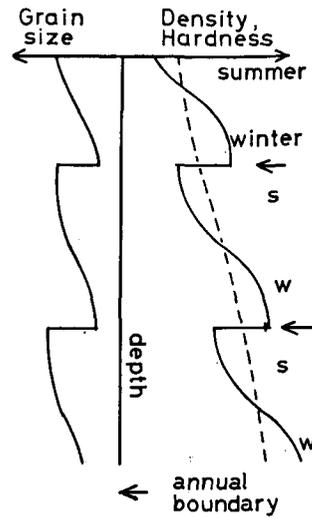
上にのべたように、夏期積雪層と冬期積雪層とでは、その組織に顕著な差異がみられた。これは、主として、積雪が温暖変態をうけたか否かによっておこることであつた。すなわち、融雪が盛におこる夏期積雪では温暖変態がすすみ、積雪の組織は粗くなる。一方、融雪がなく寒冷変態しか経過しない冬期積雪の組織は微細なものとなる。

これら、冬期積雪層と夏期積雪層との境界にあたる積雪層では、組織が一様でなく、雪質が深さとともに漸進的に変化する。しかし、次にのべる理由で、冬期→夏期積雪層の境界よりも、夏期→冬期の境界の方が一般に明瞭である。冬→夏、夏→冬の境界が形成される時期には、気温が0°Cをひんぱんに上下し、日射量もかなり大きい。それで、積雪表面で融解がおこり、積雪はあるていど温暖変態をうける。しかし、とけ水は積雪内を流下はするが、上昇することはないために、冬→夏、夏→冬とで、とけ水の上記境界附近の積雪層に与える効果が



第9図 積雪断面にあらわれた氷板(矢印)

ことなる。冬から夏にかけて、積雪表面で生じたとけ水は、積雪内を流下し、ついには、寒冷変態しかうけなかった冬期積雪層にまで達する。水を含んだ冬期積雪層ではあらたに温暖変態がおこり、積雪組織が粗くなる。ただし、この温暖変態のていどは、深さとともに弱まる。それで、冬→夏の転移層の雪質は漸進的に変化し、冬→夏の積雪の境界は極めて不明瞭となる。これに対し、夏から冬にかけては、表面で生じたとけ水は、すでに温暖変態を経過した夏期積雪層に流下滲透する。このためとけ水が、下の積雪層の雪質を大きく変えることはない。従って、夏→冬の積雪層の境界附近では、雪質が比較的連続的に変化し、その境界は明瞭となる。第10図に、以上のことを模式的に示した。



第10図 年層と雪質との関係を示す略図

以上のように、夏の積雪と冬の積雪とのあいだには、不連続にちかい顕著な差異がみられるので、目印にえらびやすい。それで、年層境界を夏→冬の積雪の境界にえらんだ。第10図、第7図の矢印が、年層境界の位置を示す。このようにして求めた各年層を次に列挙する。

**第1の年層** (表面～2.5 m, 1963年秋から1964年7月までに形成された層)

表面下2.5 m附近で、密度、硬度が顕著に減少して極小値を示している。雪質もこの附近で、粒の細かい「しまりゆき」から大粒の「しもざらめ」、さらに「かたざらめ」に変化している。それでここを第1の年層境界(1963年秋)と推定した。「しもざらめ」は、昨秋(1963年)できたもので、そこから上の「しまりゆき」の層は1963～64年の冬期積雪である。なお、この観測は7月下旬に行なわれたので、第1年層はまだ完成されていない。

**第2の年層** (表面下2.5 m～5.6 m, 1962年秋から1963年秋にかけて形成された層)

第1の年層の下で、密度は極小値(0.38 gr/cm<sup>3</sup>)から急激に増加して0.5 gr/cm<sup>3</sup>ていどとなり、深さ7 m位までは0.5 gr/cm<sup>3</sup>前後のかなり一定した値を示している。それゆえ、密度分布だけからいえば、この範囲には年層境界はないように思われる。しかし、成層状態をみると、深さ5.6 m附近の厚い氷板を境として、上は「かたしまりゆき」、下は「かたざらめ」で、雪質の変化が著しい。この「しまりゆき」の層は、氷板がほとんどみられず、粒径も比較的小さい。一方、下の「ざらめゆき」の層には多くの氷板が含まれ、粒径も大きく、活潑な温暖変態の跡がみられる。それで、この5.6 mの氷板を第2の年層の下の境界(1962年秋)と考えた。

**第3の年層** (表面下5.6 m～8.2 m, 1961年秋から1962年秋にかけて形成された層)

密度分布は、深さ8.2 m附近で顕著な谷を示し、成層状態にも、第7図に示したような年層境界の特徴が現われている。

**第4の年層** (表面下8.2 m～10.8 m, 1960年秋から1961年秋にかけて形成された層)

第3の年層の下、密度はいったん0.57 gr/cm<sup>3</sup>まで増加するが、深さ11 m附近で微弱な減

少を示す。雪質もこの附近で小さな粒径の「しまりゆき」から大粒の「ざらめゆき」に変わる。

### 第5の年層(表面下10.8m~13.5m, 1959年秋から1960年秋にかけて形成された層)

密度分布には特別な点はみられないが、成層状態から第5の年層の下縁を13.5m附近と判定した。

以上のように年層境界を決定し、各年層の厚さ、密度分布に基づいて年間積雪量を求め、第2表にそれをまとめた。これによると、未完成の第1年層を除いた過去4年間の平均年間積雪水量は約1470mmとなる。

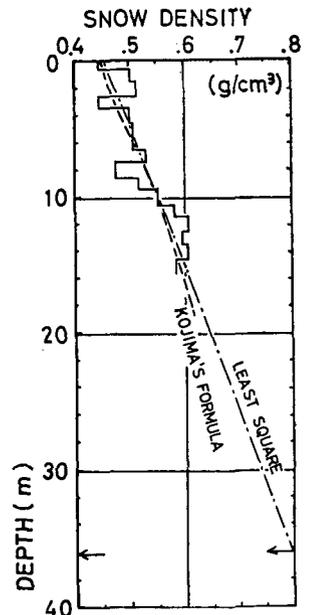
第2表 Divide Camp における年間積雪量

年 層	位 置	積 雪 時 期	積 雪 深	積 雪 水 量
(第1年層)	(表面)~2.5m	1964年7月秋←1963年秋	(2.5m)	(119.4cm—水)
第2年層	2.5~5.6	1963年秋←1962年秋	3.1	142.9
第3年層	5.6~8.2	1962年秋←1961年秋	2.4	117.8
第4年層	8.2~10.8	1961年秋←1960年秋	2.8	156.5
第5年層	10.8~13.5	1960年秋←1959年秋	2.7	169.7
平均年層	但し(第1年層)を除く			146.7cm—水

( ): 未成年層

## 2. 氷河水の現われる深さ

積雪はそれ自身、沈積変態をおこし、深さとともに平均密度を増す。この増しかたは、主として年間積雪量に年平均気温に影響される。一般に、積雪量が少く、年平均気温の高いほど、密度の増しかたが大きい<sup>5),6)</sup>。このようにして、積雪は深さとともに密度を増しつつ、ついに氷となる。沈積変態の結果、積雪が通気度0の氷になるのは、密度が増加して約 $0.8 \text{ gr/cm}^3$ に達したときといわれている<sup>2)</sup>。第1近似として、積雪上層部(表面~15m)の密度分布を直線的に延長すると、深さ36m附近で密度が $0.8 \text{ gr/cm}^3$ に達する。しかし、厚い積雪の実際の密度分布は直線ではなく、深部では、深さによる密度の増大率が次第に減少する。その結果平均密度分布曲線は、第11図の小島の式による曲線のように軽度ではあるが左方に弯曲する。従って平均密度が $0.8 \text{ gr/cm}^3$ に達する深さは36mよりも深いところになるであろう。なお、IRRP隊が最近行なった地震探査法による測定で、この氷河源流域の氷の厚さ(積雪の厚さを含む)は、約550mであることがわかった(Clarke, G.K.C., Massey College, Univ. of Toronto, USAの測定による)。

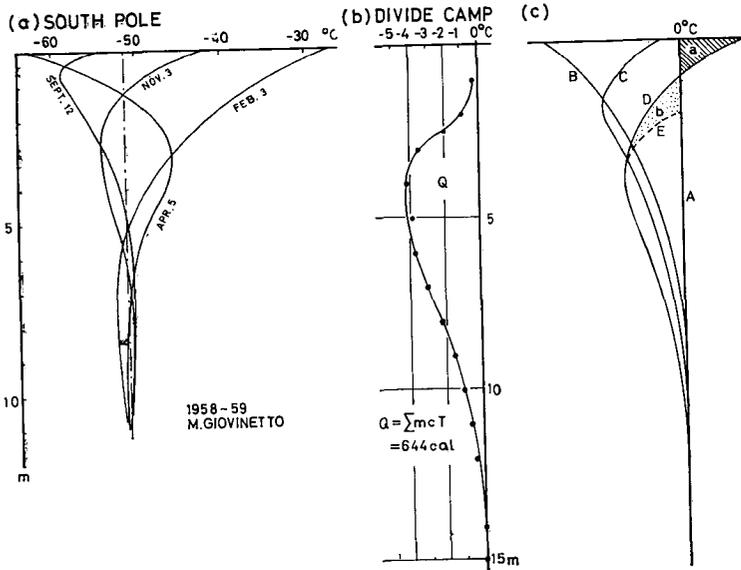


第11図 密度分布から、氷河水の現われる深さを推定した

### 3. 雪温分布について

外気温の周期的な変動は、熱伝導などによって積雪内部に伝えられ、雪温を変動させる。第12図(a)は南極点における雪温変動を示す曲線である。この図のように、一般に雪温変動は深さとともに位相がおくれ、振幅は減少し、平均外気温に収斂してゆく。それゆえある深さに雪温が一年中平均外気温に保たれたまま変化しない面がある。この面を雪温不易面という。従って、雪温不易面の温度を測定すれば、その場所の年平均気温が推定される。雪温不易面の深さは、普通10~15mの範囲にある<sup>2)</sup>。

第12図(b)に、1964年7月25~26日に測定した Divide Camp における雪温分布を示した。積雪表面で0°Cの雪温は、深さとともに漸次低下し、深さ4m約で極小値-4.2°Cに達した。それ以下では雪温はゆるやかに上昇し、深さ14mでふたたび0°Cになった。したがって、Divide Camp における雪温不易面は、深さ14mにあり、しかもその温度は0°Cなので、上述の議論をそのままあてはると、Divide Camp における年平均温度は0°Cということになる。Divide Camp における年平均気温の実測値は現在まだ得られていないが、緯度、高度を考慮すると、-12°~-13°Cていどの値が期待される。また、実測された夏期の気象資料からも、年平均気温は0°Cよりかなり低いと考えなければならない。このくいちがいにに対して、筆者らは、次のような解釈をこころみた。



第12図 (a) 積雪層が充分厚いばあいの積雪表面附近の雪温の季節的変動を示す略図。南極点での例。深いところで雪温が変動しなくなってくる部分が雪温不易層で、その温度が年平均気温と一致する。(b) 1964年7月25~26日、Divide Camp における雪温分布。(c) は(b)で示したDivide Camp の異常な雪温分布を説明するために用いた雪温分布の変化の過程を示す略図。直線A; 夏の終りの雪温分布。曲線B; 厳冬期の分布。曲線C; 春期の分布

まず、雪温分布に関して次の過程を仮定する。

(i) 夏期、積雪外部から充分な熱の供給と深部への急速な伝達があつて、夏の終りまでに表面から深部まで雪温が一様に  $0^{\circ}\text{C}$  となる(第 12 図(c)の直線 A)。

(ii) 外気温の降下にしたがつて、厳冬期の雪温分布は曲線 B となる。

(iii) 春から夏にかけて、雪温分布は曲線 C をへて、夏の終末までに再びもとの直線 A に戻る。

過程 (i) が実現されれば、(ii)、(iii) は必然的な結果としておこる。それで、過程 (i) が実際におこりうるかどうかを検討してみよう。なお、深さ 15 m における  $0^{\circ}\text{C}$  という温度は前の冬の間もそのまま保たれたものである。したがつて、毎年おなじことがくりかえされるとすれば、夏冬を通じて、深さ 15 m の雪の温度は  $0^{\circ}\text{C}$  である。また、積雪の底も地熱によつて  $0^{\circ}\text{C}$  に保たれるにちがいない。それゆゑ、Divide Camp 附近の積雪は、深さ 15 m から底までの厚い層全体がつねに  $0^{\circ}\text{C}$  の温度にあると考えなければならない。

7 月下旬以降、夏の終りまでに第 12 図 (b) に示した雪温分布曲線が  $0^{\circ}\text{C}$  の直線にかわるに要する熱量  $Q$  は、第 12 図 (b) の雪温分布と密度分布とから計算される。 $Q$  を単位断面積をもつ鉛直な積雪柱についてとれば 644 cal となる。この熱量  $Q$  が、深さ 0 から 14 m までの積雪各層に拡散し、分配されると、積雪柱は全体が  $0^{\circ}\text{C}$  となり、上述の過程 (i) が実現される。

外部から積雪に流入する熱としては、空気からの熱伝達、日射、水蒸気の凝結による潜熱などがある。Divide Camp における長期間にわたる気象資料がないので、ふつうに得られている資料から Divide Camp での熱収支を推定してみた。

(a) 日射: Milankovitsch<sup>7)</sup>によれば、北緯  $60^{\circ}$  における 8 月中の平均直達日射量は  $500 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{day}$  (大気の透過率を 0.7 としたときの海面高度での値) である。この値は晴天時の入射量で、実際には雲による反射、吸収などがあるため、これよりは少ない。Divide Camp で観測された雲は、薄いことが多かったので、それに対応する雲の反射率を 40% とする<sup>8)</sup>。すると、雲量 10 の日には、晴天時の約  $2/3$  が雪面に入射することになる。Divide Camp での平均雲量を 8 とすると、日射量は、晴天時の約  $3/4$  のていどとなる。雪面の反射率を 70% とすると、1 日間に雪面に吸収される日射量は  $113 \text{ cal/cm}^2$  のていどとなる。

(b) 大気からの輻射と雪面輻射: 大気中の水蒸気などから放射される輻射は、一般に日射よりも波長の長い赤外域に属し、雪面によく吸収される。一方、雪面からは、雪面の温度に対応する黒体輻射に近い輻射エネルギーが放出される。気温が  $0^{\circ}\text{C}$  のていどならば一般に、雪面輻射によるエネルギーの放出量は、大気輻射によるエネルギーの流入量よりも大きい。従つて、雪面は熱を失い、冷却する。このような長波長輻射の交換で失なわれる熱量は、融雪期の晴天時の札幌で  $250 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{day}$  のていどである<sup>9)</sup>。雲のあるばあいは、雪面から失なわれる熱量が減少し、それは、雲量や雲の種類でさまる。平均雲量が 8、雲が下層雲のばあい、雪面の失う輻射エネルギーは、晴天時の  $1/3$  のていどに減少する<sup>9)</sup>。筆者らの見聞によれば、Divide Camp 附近は、夏期間、雲や霧に掩われていることが多い。それで、上述の値をそのまま用い

ると、Divide Camp では1日に約  $80 \text{ cal/cm}^2$  の熱が雪面から失なわれることになる

(c) 雪面に接する気層と雪面との間の熱交換：筆者らの滞在期間中、気温は  $+3^{\circ}\sim-3^{\circ}\text{C}$  のあいだを変動し、平均はだいたい  $0^{\circ}\text{C}$  であった。雪面温度もまた  $0^{\circ}\text{C}$  であった。したがって空気と積雪とのあいだの熱交換は、ほとんどなかったと考えられる。

(d) 水蒸気の雪面での凝結による熱の流入と、雪面での蒸発による熱の散逸：湿潤暖気が雪面上を吹走すると、水蒸気が雪面に凝結するためにおこる潜熱の放出によって雪に熱が与えられる<sup>10)</sup>。また、雪面からの蒸発による熱の散逸も考えられる。しかし、Divide Camp は薄い雲や霧に掩われていることが多く、気温は  $0^{\circ}\text{C}$  近辺であり、風も微弱なため、これらの要因による熱の交換は、主要な因子とは考えられない。

以上により、Divide Camp では、日射による熱の雪への流入と、長波長輻射による雪面からの熱の放出とが熱交換の主要な因子であると推定される。極めて粗い概算により、雪面の吸収する日射量は  $113 \text{ cal/cm}^2\cdot\text{day}$ 、逆に、長波長輻射で雪面の失う熱量は  $80 \text{ cal/cm}^2\cdot\text{day}$  と求められた。これらの差  $33 \text{ cal}$  が1昼夜に単位面積を通して積雪内に蓄積される熱量である。筆者らの滞在した7月下旬から夏の終り(8月末)まで1ヶ月とすると、この間に単位断面積をもつ積雪柱に吸収される熱量は約  $1000 \text{ cal}$  となる。これは、第12図(b)に示した温度分布が表面から深さ  $14 \text{ m}$  まで全体にわたって  $0^{\circ}\text{C}$  となるに必要な  $644 \text{ cal}$  を上まわる値である。このように雪面を通して積雪内の温度が  $0^{\circ}\text{C}$  となるために充分な熱の流入があることがわかった。事実、Divide Camp 附近では、日中強い融雪がみられ、夜間の冷え込みは弱かった。こうした事例からも、昼間吸収された熱量のかなり多くの部分が積雪内に何らかの形で保存されていたことは確実である。

しかし、熱量としては充分だとしても、その熱量が深さ  $15 \text{ m}$  までのあいだに伝達されると限らない。一部の熱は伝達されずに表面附近でただ雪をとかすのにつかわれるだけになるかも知れない。それで、次に、雪面で吸収されたこの熱量の積雪内部への伝達について考える。それには、次の3種類の機構が考えられるであろう：(e) 積雪の熱伝導、(f) 積雪内における水蒸気の拡散、(g) 融雪水の滲透。以下のべるように、このうち、最後の(g)がもっとも有効である。

(e) 積雪の熱伝導：積雪内の熱の伝達方法として、まず、熱伝導が考えられる。しかし積雪の熱伝導率は小さく、積雪内の温度勾配も小さい(第12図(b))ので、短時間内での大きな熱量の移動は困難である。たとえば、第12図(b)に示した雪温曲線を正弦曲線で近似すると、その振幅がはじめの  $1/10$  に減少するまでに要する時間は1年以上にもなる。ただし、積雪の熱伝導率を全層にわたり  $1.7 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot\text{deg}$  (密度  $0.5 \text{ gr/cm}^3$ ) としたばあいである<sup>9)</sup>。振幅がはじめの  $1/40$ 、すなわち、雪温の最低が  $-0.1^{\circ}\text{C}$  になるまでには約2年かかる。従って、夏の終りまでの約ひと月で、表面から深さ  $14 \text{ m}$  までの雪温が、熱伝導だけで  $0^{\circ}\text{C}$  になるとは到底考えられない。

(f) 積雪内における水蒸気の拡散：積雪内の温度勾配は、積雪内に飽和水蒸気圧の勾配

をもたらし、これによって水蒸気の拡散がおこる。その結果、積雪内に氷の蒸発、水蒸気の凝結がおこり、熱量が伝達される。その方向は温度勾配の方向と同じである。吉田ら<sup>11)</sup>は、 $0^{\circ}\text{C}$  附近の積雪内の水蒸気の拡散による熱の移動量は、熱伝導による熱伝導量と同じ位であることを示した。従って、水蒸気の拡散によって第 12 図 (b) の雪温の最低温度が  $-0.1^{\circ}\text{C}$  に上昇するにも約 2 年かかることになる。熱伝導と水蒸気の拡散は相伴っておこるから、結局、上記の温度上昇には 1 年でいどの時間を要することになる。これでは、到底、夏の終わりまでに、積雪全層が  $0^{\circ}\text{C}$  になりえない。

(g) 融雪水の滲透：冬から春になって気温が上昇してくると、雪温の分布は第 12 図 (c) の曲線 B から C のように変化する。 $0^{\circ}\text{C}$  で雪が融けないと仮定すると、曲線 C は春から夏にはさらに曲線 D のようにかわるであろう。しかし、実際には  $0^{\circ}\text{C}$  で雪は融けるので、斜線をほどこした部分 a の面積に相当する熱量は、雪面附近の雪を融解させる潜熱として消費される。融雪水は積雪内部に滲透し、温度が  $0^{\circ}\text{C}$  より低い雪層に到達すると、一部を凍結させて雪温を  $0^{\circ}\text{C}$  まで上昇させながら流下する。そのため、雪温分布は曲線 E (破線) のようになるであろう。かくて、融雪水は融解の潜熱に相当する熱量 (79.7 cal/gr) を表面から積雪深部に運ぶことになる。図 (c) の、曲線 D と E とに挟まれた部分 b の面積と a の面積とは相等しい。

第 12 図 (b) の雪温分布を全層  $0^{\circ}\text{C}$  にするのに必要な融雪水の量は  $644 \text{ cal} \div 79.7 \text{ cal/gr}$ 、すなわち、8.0 gr (積雪表面毎平方糎当り) である。融雪量の測定に行なわれなかったが、筆者らの経験した活潑な融雪から考えて、1 ヶ月にこのていどの融雪量は充分期待できる。

融雪水は滲透の途中で、氷板として凍結することもある。しかし、氷板は後続融雪水の流下を必ずしも妨げない。氷板に行きあたった融雪水は、いったんその層にそって横にひろがり、滲透しやすい部分に達すると再び鉛直方向に流下する<sup>12)</sup>。観察された氷板の多くは横方向への拡がりに限られていたし、積雪内には水みちの跡がかなり見られた。これらのことは、上の過程の可能性を示している。

滲透水による熱の伝達速度は、融雪水の積雪深部への滲透速度にほぼひとしい。北海道北部、母子里での観測によれば、融雪水の積雪での滲透流下速度は、途中にしばしばおこる水平方向の移動を勘定に入れても、鉛直方向に 1 m/hr 以上であった<sup>12)</sup>。Divide Camp でのばあいは、氷板の数が多いため、流下速度は、上記母子里のばあいより小さくなると考えられる。それにしても、7 月末の観測の時から 8 月末までに、15 m の深さに達しえないとは、到底考えられない。このようにして、本項 3 のはじめにのべた雪温分布に関する過程 (i) が融雪水の滲透流下によって実現が説明される。従って、過程 (ii), (iii) も実現する。

以上のべたことから、夏期間融雪の活潑な地域では、第 12 図 (b) に似た雪温分布が可能であることわかった。また、以上のことから、深さ 14~15 m の雪温不易面の雪温を直ちにその地における年平均気温にひとしいとするのは、必ずしも正しくはないということもわかった。

#### IV. 要 約

1964 年 7 月下旬、筆者らは、カナダ、ユーコン州の、セント・エライアス山脈中に流れる

カスカウルシュ氷河の源流域の積雪調査をおこなった。深さ 4.5 m のたて穴の壁面および、深さ 15 m までボーリングして得た雪の円筒状試料に基いて、積雪の密度、硬度、温度、成層状態などを調べた。得られた結果をまとめると次のようになる。

(1) 観測でえた密度、硬度、雪温、粒径についての鉛直分布と成層状態を第 7 図にまとめて記入した。

(2) これらの資料を総合的に分析して、年層の境界を決定し、年間積雪量を推定した(第 III 節第 1 項, 第 2 表)。過去 5 年間の積雪年層からえられたカスカウルシュ氷河源流域における年間積雪水量は、約 1500 mm である。

(3) カスカウルシュ氷河源流域における氷の厚さは約 550 m といわれているが、密度が  $0.8 \text{ gr/cm}^3$  の氷がはじめて現われるのは、表面下 36 m あるいはそれ以下の深さであると推定された。

(4) 1964 年 7 月下旬の氷河源流域の雪面下 15 m までの雪温分布は、第 12 図 (b) に示した通りである。この雪温分布によると、雪温不易層の温度は  $0^\circ\text{C}$ 、すなわち、年平均気温が  $0^\circ\text{C}$  と一応は考えられる。しかるに、同地の年平均気温は  $-12\sim-13^\circ\text{C}$  と推定される。この大きないちがいを説明するために、第 III 節第 3 項で、雪温分布に関する過程 (i), (ii), (iii) を仮定した。雪面での熱収支および積雪内への熱伝達の方法を簡単に論じ、上の過程 (i) (夏の終りに積雪が表面から深さ 14~15 m までの全層が  $0^\circ\text{C}$  になること) が実現可能なことを示した。

(5) 上の (4) により、深さ 14~15 m の雪温不易面の雪温を直ちにその地における年平均気温にひとしいとするのは、夏期間融雪の活潑な地域では、必ずしも正しくはないことがわかった。

本報告を書くにあたり、吉田順五教授を中心とする低温科学研究所雪氷研究グループの方方にいろいろと御教示をいただいた。北海道大学第二次アラスカ氷河調査隊隊長、東 晃教授(北大工学部)には、観測から本報告作成に至る間、種々御配慮と助言をいただいた。Divide Camp での観測には、北大理学部地球物理学教室、大学院学生、田沢誠一君の協力を得た。また、Divide Camp では、IRRP の Malcolm Mellor 博士をはじめ、隊員の方々に、観測全般にわたり絶大な援助をうけた。Mellor 博士は、雪温に関する資料を提供して下さった。以上の方々に、厚く感謝の意を表わす次第である。

なお、この研究は、文部省科学研究費海外学術調査研究費によっておこなわれた。

## 文 献

- 1) 木下誠一 1960 積雪の硬度 I. 低温科学, 物理篇, **19**, 119-135.
- 2) Шумский, П. А. 1955 Основы Структурного Ледоведения. Академия Наук СССР. Москва.
- 3) 若浜五郎 1965 水を含んだ積雪の変態. 低温科学, 物理篇, **23**, 51-66.
- 4) 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.
- 5) Kojima, K. 1964 Densification of Snow in Antarctic. Arctic Snow and Ice Studies, Antarctic Research Series, **2**, 157-218, American Geophysical Union.
- 6) Bader, H. 1963 Theory of densification of dry snow on high polar glaciers, II. In Ice and

- Snow. 351-376 (W. D. Kingery, ed). M.I.T. Press, Cambridge, Mass.
- 7) Milankovitch, M. 1920 Phénomènes Thermiques. Gauthier Villars et Cie, Paris
  - 8) 山本義一 1956 気象輻射学. 地人書館, 東京, 51 p.
  - 9) 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・札幌管区气象台.
  - 10) 小笠原和夫 1964 北アルプスの自然. 富山大学学術調査団.
  - 11) 吉田順五・黒岩大助 1950 積雪内部の昇華. 低温科学, **3**, 89-100.
  - 12) 若浜五郎 1963 積雪内における融雪水の移動 I. 低温科学, 物理篇, **21**, 45-74.

### Summary

Members of the 1964 Hokkaido University Alaskan Glacier Expedition conducted glaciological studies of the firn at Divide Camp, 60°45'N, 139°40'W, altitude 2576 m, the accumulation area of the Kaskawulsh Glacier, St. Elias Mts., Canada, from July 21 st to 26 th, 1964 (Fig. 1-3).

Measurements were made of the density, hardness, and grain size of the snow layers, and the stratigraphy and snow temperature of the firn, from the surface to 15 m depth (Fig. 7, Tab. 1). The wall of a 4.5 m snow pit and a 15 m snow core (Fig. 4) obtained with a SIPRE model hand auger, were used for these measurements. Annual accumulation of snow and the vertical distribution of snow temperature are discussed. The work was done in cooperation with members of the Ice Range Research Project, AINA.

Annual accumulation of snow was estimated by the aid of following criteria :

In such permanent firn, the annual layer, one year's accumulation, can be divided into two seasonal layers, summer and winter, and each layer may have a characteristic appearance,

- i) The summer layer is metamorphosed in the higher temperature range; *warm-metamorphosis* affected by melting, percolating and refreezing. This produces larger grain size and lower density and hardness in the snow layer. It is possible for a number of ice layers to form in the firn from penetration and refreezing of melt water.
- ii) The winter layer, on the other hand, is formed during the cold season, and is metamorphosed in a lower temperature range, and is unaffected by melt water. As a result, the size of the snow grains is unchanged in size so much, and density and hardness are higher than in the summer layer.
- iii) The upper part of the winter layer may still be at a shallow depth at the beginning of the next summer, and undergoes a degree of *warm-metamorphosis* depending upon its distance from the surface. This produces a graduated transitional layer between the winter layer and the next summer layer. The boundary between the summer and the following winter layer, on the other hand, is clearly defined, since the winter layer, which has undergone *cold-metamorphosis*, lies directly above the summer layer which has undergone *warm-metamorphosis* (Fig. 10). For this reason the summer→winter boundary, not the winter→summer boundary, is used as the boundary of the annual layers.

With these criteria, the mean annual accumulation of snow in the Divide Camp area was

estimated to be  $146.7 \text{ g-water/cm}^2 \cdot \text{yr}$  (Fig. 7, Tab. 2).

The thickness of the firn above the glacier ice was also estimated from the 15 m vertical profile of the snow density in the firn. For the first approximation, the snow density distribution was simply extrapolated on a straight line until it reached  $0.8 \text{ g/cm}^3$  at a depth of 36 m (Fig. 11). However, empirical snow density distribution profile in thick firn generally give curves which are slightly convex upward at deeper levels, and it was assumed that the firn may become glacier ice at a level slightly lower than 36 m.

The vertical distribution of the snow temperature was measured at 1 m intervals in a hole drilled to 15 m below the surface (Fig. 7). Generally, the snow temperature 10 to 15 m below the surface indicates the annual mean air temperature, if the firn is sufficiently thick (Fig. 12 (a)). This theory indicated an annual mean air temperature of  $0^\circ\text{C}$  at Divide Camp, which seemed to be too high for this location, where the latitude and elevation alone indicate a mean air temperature of approximately  $-13^\circ\text{C}$ . As Divide Camp had been established in 1962 and was only operated in the summer seasons, there was no available data, and the authors offer the following tentative explanation for the abnormal snow temperature distribution profile (Fig. 12 (b), (c)):

- (1) If there is sufficient absorption of external heat through the snow surface, and if the heat is vertically distributed to a layer 14 m below the surface by the end of the summer, the snow temperature profile should be  $0^\circ\text{C}$  from the surface to that depth (line A, Fig. 12 (c)).
- (2) In winter, the snow temperature profile changes from the straight line A, to a curve such as B (Fig. 12 (c)), and in spring and early summer the typical snow temperature profile should resemble C (Fig. 12 (c)).
- (3) By the end of summer, the snow temperature profile should have again resumed a straight line A by virtue of the processes described in (1), and at that time, the temperature of snow at 14 m below the surface should not indicate the mean annual air temperature.

Milankovitch has reported solar radiation totaling  $500 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{day}$  during August at  $60^\circ$  North and at sea level. An average albedo of cloud was supposed to be 40%, and that of snow surface to be 70%. Ishii has reported amount of long-wave radiation emitted from the snow surface into the atmosphere exceeded that from the atmosphere to the earth by  $80 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{day}$  in snow-melt season. Applying these values, sufficient heat to justify the assumption in (1) may be absorbed in the firn by the end of summer.

Three possible means of transferring the heat absorbed at the surface to deeper levels in the firn were considered:

- (a) Heat transfer by *thermal conduction of snow*: The temperature gradient in the firn produces a heat flow. However, assuming snow conductivity to be  $1.70 \times 10^{-3} \text{ cal/}^\circ\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec}$  (density,  $0.5 \text{ g/cm}^3$ ), and boundary conditions of  $0^\circ\text{C}$  at the snow surface and at 14 m below the surface, more than one year would be required to recover the snow temperature profile.
- (b) Heat transfer by *water vapor diffusion in the firn*: A gradient in the saturation water vapor pressure produced by a temperature difference between adjacent layers, causes water vapor diffusion from the warmer to the colder layer. Water

vapor not only transports the heat of the warmer vapor, but also releases the latent heat of condensation (596 cal/g) when it condenses on a colder layer. But, the apparent amount of heat transferred by water vapor diffusion in firn is approximately of the same order as the heat transferred by the thermal conduction, and therefore insufficient to account for the snow temperature profile observed.

- (c) Heat transfer by *melt water percolation in firn*: If snow did not melt at 0°C, the snow temperature profile in summer could assume a curve such as D (Fig. 12 (c)), but under normal condition, it does melt at 0°C. The cross-hatched area in Fig. 12 (c), illustrates the amount of heat required to melt snow at the surface. The melt water percolates through the snow to the deeper layers generally in a combination of vertical and parallel-to-the-stratum directions, which are dependent upon the structure of the layer. When the melt water reaches a sub-freezing layer, it is refrozen releasing the latent heat of solidification (79.7 cal/gr) and forming an ice layer in the firn which raises the temperature of the snow surrounding it. Subsequent melt water penetrates deeper levels by detouring around unpermeable layers in a parallel-to-the-stratum direction.

Traces of percolation in the direction of the stratum suggests the possibility of this mechanism, which produces a snow temperature profile resembling E (Fig. 12 (c)). Heat quantity corresponding to the area **a** must be equal to **b**. Melt water of approximately 8 g/cm<sup>2</sup>·snow surface would be required to transport 644 cal/cm<sup>2</sup> of heat into deeper levels in the firn, and these figures seemed perfectly possible in that area. Previous experiments with melting snow in Hokkaido, Japan, gave an apparent percolation velocity of melt water in vertical direction in the firn (including vertical- and parallel-to-the-stratum directions) of a minimum of 1 m/hr. It seems, therefore, that heat transfer through percolation of melt water is the primary mechanism in the recovery of the snow temperature distribution to 0°C from the surface to the deeper levels. It is also suggested that the snow temperature at 15 m or more below the surface does not indicate the annual mean air temperature in a area such as the Divide Camp region where the snow melts a great deal during the summer.