



Title	低温多雪地帯（雨竜川流域）の消雪遅延機構
Author(s)	小島, 賢治; KOJIMA, Kenji; 油川, 英明 他
Citation	低温科学. 物理篇, 38, 93-111
Issue Date	1980-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18394
Type	departmental bulletin paper
File Information	38_p93-111.pdf



Kenji KOJIMA, Hideaki ABURAKAWA, Nobuyoshi ISHIKAWA, Daiji KOBAYASHI, Hiroshi KUBOTA, Hiroshi FUKAMI and Akio NAITOH 1979 Mechanism of a Delay in Melting Away of a Snow Cover in an Area with Low Air Temperature and Deep Snow (the Uryu Valley) in Hokkaido. *Low Temperature Science, Ser. A, 38*. (With English Summary p. 110)

低温多雪地帯 (雨竜川流域) の消雪遅延機構*

小島賢治・油川英明

石川信敬・小林大二

(低温科学研究所)

久保田裕士**・深見浩司・内藤明男

(北海道大学大学院 理学研究科)

(昭和54年10月受理)

I. 緒 言

石狩川の主な支流のひとつである雨竜川の中・上流に沿う平地は南北60 km以上にわたり、冬の低温多雪に加えて、集落が点在して産業活動が行なわれる地域としては、消雪時期の著しい遅れが目立つ所である。この消雪の遅れが、隣接する他の流域(上川盆地、名寄盆地等)に比べて単に積雪量が多い分だけ融け残るのか、そうでないとすればその原因は何かを明らかにして、この地域の融雪と融雪流出の予測に役立てたいというのがこの研究の目的である。調査は1952~53年と1953~54年の冬期および融雪期に実施し、初年度はまず冬季最大積雪水量と融雪強度のやや広範囲の地域分布を把握することに重点をおき、次年度には同様の調査を繰返して年による差異を検討するとともに、融雪速度の地域差の原因を説明するための気象と熱収支の観測を多雪地帯と雪が少なく消雪が早い地域とで双方の融雪期に同時に行なった。

II. 調査方法

1. 積雪水量の移動観測

南北に細長い雨竜川流域をはさみ、東の天塩川から西の日本海岸を含む約70 km四方を一応の調査目標としたが、まず雨竜川沿いに、最上流の村落である母子里から直線距離64 km下流(南)の多度志までの間と、この流域の東に隣接して積雪量が少ない深川付近、上川盆地および名寄盆地を経て母子里に戻る国道沿いに、初年(1978年3月)には積雪水量観測定点20箇所を定め、2年目(1979)にはこのほか2本の横断道路(添牛内~士別間および幌加内~旭川間)沿いに5箇所の観測点を追加、これらを自動車で巡回して、スノーサンプラーによる積雪水量と積雪深の移動観測を繰返した。第1図に観測径路と観測点を示した。これらの観測定点は道路から充分離れ、樹木等の影響のないなるべく広い平坦地を選んだ。積雪水量の移動観測を行

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2188号

** 現在 株式会社カーター・アート社

なったのは、1978年には3月14～16日、4月3～5日、4月17～19日および4月27～28日の4回、1979年には3月16～18日、4月3～7日、4月17～19日および4月26～27日の4回である。これによりこの地域での最大積雪水量と融雪による積雪水量の減少速度の分布、ならびにそれらの年による差異を調べた。

移動観測の根拠地とした母子里では4月5日から26日まで、融雪、融雪流出のほか関連気象要素の連続観測を実施した。

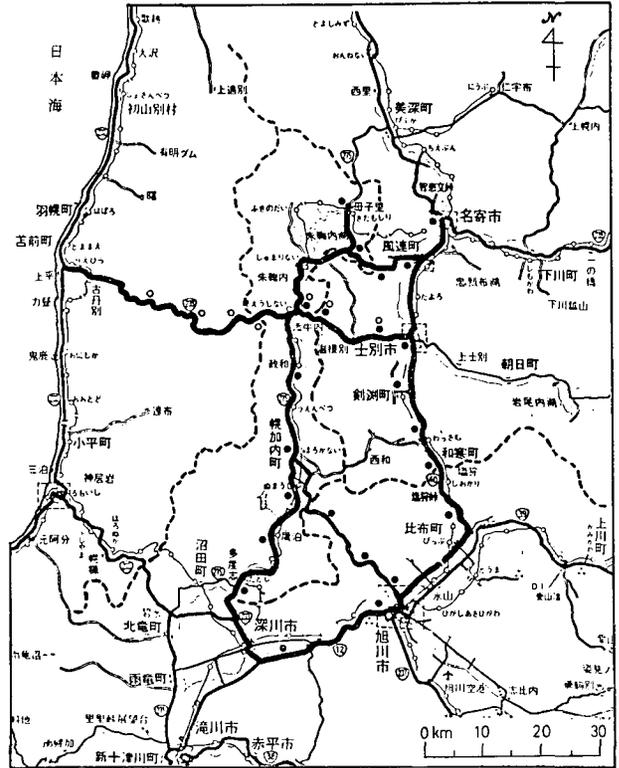
2. 気温の移動測定

(a) 雨竜川流域には残雪があり、深川～旭川～名寄間には雪が無くなった時(1978年4月19日)の積雪量移動観測の際、陽除け通風管内に熱電対感部を取めて自動車の外部バックミラー(高さ約1.5 m)に縛りつけ、自動車の走行による通風を利用してデジタル電圧計で出力を読取った。日変化の影響を除去するため、各地点における気温と、同時刻(といってもそれぞれ5～15分間の平均)の母子里の気温との差の分布を求めた。母子里では雪面上1 mの気温を連続通風して昼夜自記していた。

(b) サーミスタ指示温度計の感部を取めた通風管を支持棒に固定して列車の窓から水平に出し、列車の走行による通風を利用して母子里名寄間を折返し往復しながら示度を読み取った。測定は1978年4月23、24日(名寄盆地は完全に消雪、晴天)および1979年4月25日(名寄側山腹斜面全体に積雪あり、曇天)に行なった。列車が名寄側の山腹を降りる際の標高差は約230 mである。

3. 長期自記積雪深計による東西方向の積雪深分布測定

雨竜川に沿う移動観測径路と直角に、日本海側の苫前から天塩川に沿う士別に至る道路沿いに9 km おきに10本の長期自記積雪深計^{1),2)}を積雪期前に設置した。雨竜川沿いの添牛内と海岸との間の道路は冬季間閉鎖されるので、移動観測が出来ないのである。夏に積雪深計を回収して記録を読み取ったが、融雪期まで記録がとれたのは6箇所であった。



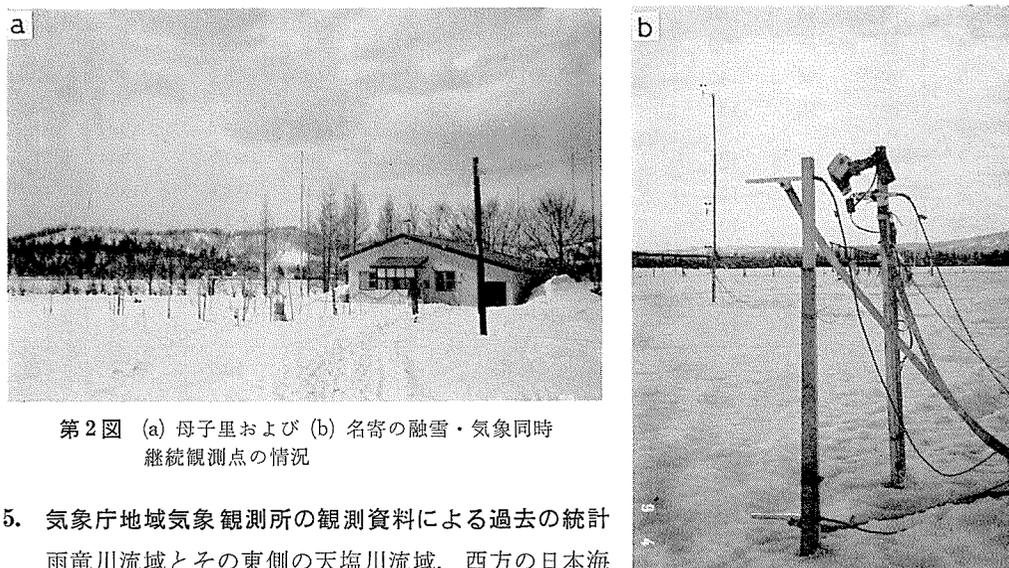
第1図 調査区域と積雪量観測点

破線は雨竜川流域境界、天塩川と石狩川の流域境界を示す。太い線は移動観測および自記積雪深計設置径路。黒円印は積雪水量移動観測点

4. 雨竜川上流域の母子里と名寄とにおける融雪・気象同時観測

母子里（標高 290 m）と、ここからの直線距離は 16 km にすぎないが積雪も融雪も母子里とは非常に異なる名寄（標高 95 m）の 2 箇所で、融雪速度と関連気象要素の連続観測を行なった。期間は 1979 年 4 月 6 日から名寄の雪が消えた 4 月 22 日までの 16 日間である。融雪速度は、(1) 雪尺で測った毎日の雪面低下量とその日の積雪上層部の密度との積の積算値および (2) 4 回行なった積雪断面測定による上層積雪水量減少速度により求めた。

融雪速度を支配する雪面（または表面層）熱収支を知るために、次に列挙する気象要素を両地点で連続自記し、ルーチン定時測定も行なった。すなわち、日射量、雪による反射光量、大気放射、長波長放射を含む放射収支量、気温、水蒸気圧、風向風速、雪面温度、積雪温度、雪密度（定時のみ）等である。気温と風速は常に雪面上 1 m の高さで測り、乾湿球温度センサー（抵抗体）はそれぞれ金属 2 重管に収めて常時連続通風した。第 2 図の写真 (a) は母子里の観測点で、写真の左方（昼間の主風向の風上）は開けた雪原であり、その中央にも風速計をおいた。後方の建物は融雪観測室で、記録計類はその中においた。第 2 図 (b) は名寄の観測地（北大演習林名寄育種試験場の野球場）の一部である。なお、同試験場には積雪期間中毎週 1 回この研究のために設置した 2 本の積雪柱の読み取りを依頼した。



第 2 図 (a) 母子里および (b) 名寄の融雪・気象同時
継続観測点の情況

5. 気象庁地域気象観測所の観測資料による過去の統計

雨竜川流域とその東側の天塩川流域、西方の日本海岸を含む約 100 km 四方内にあった 17 点の気象観測所を選び、1970～1977 年の 8 年間の観測資料により、10 日毎の積雪量、融雪量、気温（最高、最低、平均）と消雪日等の地域差を調べた。ただし、積雪量は深さだけであって積雪水量は解らない。

III. 調査結果

1. 積雪水量とその減少速度の地域分布（移動観測）

第 1 表には移動観測地点の番号、地名、標高につづき、1978 年 3 月 14～16 日の観測で得

た各地点における積雪深 HS と積雪水量 HW 、および HW/HS で求めた全層平均密度を、その右側の3列には1979年3月16~18日に観測した HS 、 HW および平均密度等を示した。1977~78年冬期の最大積雪水量はこれらの観測点のすべてについておよそ第1表の HW の値とみてよい。雨竜川上流域で積雪水量が最大になるのは普通は4月上旬であり、その値は $80 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ を越えることも珍しくない。それに比べると1977~78年冬の積雪量はかなり少なく、特に流域北部の母子里付近では平年との差が著しく、最大積雪水量は大雪の年の60%以下であった。

名寄盆地や上川盆地の積雪量もやはり例年より少なく、この時期にしては積雪平均密度が

第1表 移動観測点における積雪深、積雪水量、平均密度等

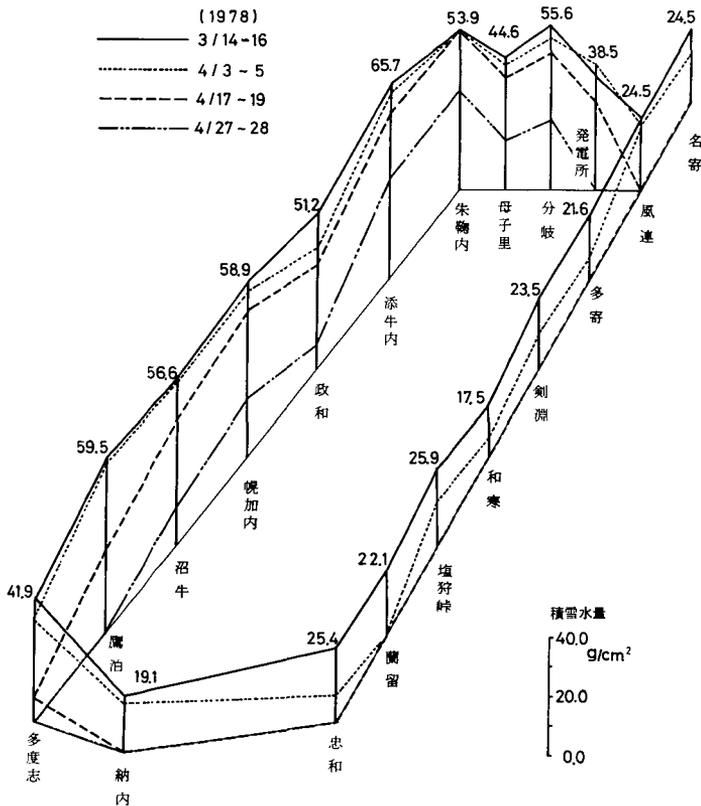
1978年3月14~16日および1979年3月16~18日の測定値、1979年3月17日には所により新積雪が多かったので各点ごとに測定日を付記した。

年 月 日			1978年3月14~16日			1979年3月16~18日			測定日
場	所	標高	積雪深	積雪水量	平均密度	積雪深	積雪水量	平均密度	
No.	地名	(m)	HS (cm)	HW ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$)	HW/HS ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	HS (cm)	HW ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$)	HW/HS ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	
1	納内	70	65	19.1	0.30	55	20.3	0.37	16
2	忠和	140	82	25.4	0.31	83	30.5	0.37	16
3	蘭留	180	73	22.1	0.30	70	24.2	0.35	17
4	塩狩峠	250	87	25.9	0.30	123	43.1	0.35	17
5	和寒	140	67	17.5	0.26	73	28.9	0.40	17
6	剣淵	130	81	23.5	0.29	80 105	29.3	0.37	16
							33.4	0.32	17
7	士別	127	—	—	—	98	32.1	0.33	17
8	名寄	122	79	21.6	0.27	83	32.5	0.39	16
9	風連	104	85	24.5	0.29	79	28.6	0.36	16
10	多寄	95	83 (3/13)}	(24.5)	(0.29)	(79)	(28.0)	0.36	16
11	風連発電所	150	131	38.5	0.29	149	56.1	0.38	16
12	母子里	290	154	44.6	0.29	171	59.9	0.32	17
13	分岐点	333	171	55.6	0.32	172	54.5	0.35	16
14	朱鞠内	260	186	53.9	0.29	199	66.0	0.33	17
15	添牛内	225	193	65.7	0.34	218	77.0	0.35	17
16	政和	210	151	51.2	0.34	154	53.3	0.35	18
17	幌加内	165	164	58.9	0.36	175	59.9	0.34	18
18	沼牛	170	159	56.6	0.36	178	60.8	0.34	18
19	鷹泊	90	160	59.5	0.37	165	55.8	0.34	18
20	多志	70	117	41.9	0.36	91	32.2	0.35	18
2a	嵐山	127	—	—	—	103	36.1	0.35	17
2b	芳野	135	—	—	—	134	44.6	0.33	17
2c	拓北	165	—	—	—	170	55.8	0.33	17
7a	西士別	160	104	30.0	0.30	126	42.0	0.33	18
7b	士別峠	290	—	—	—	215	68.3	0.32	18
	札幌	10	103 (3/18)	35.4	0.35	45	20	0.44	16

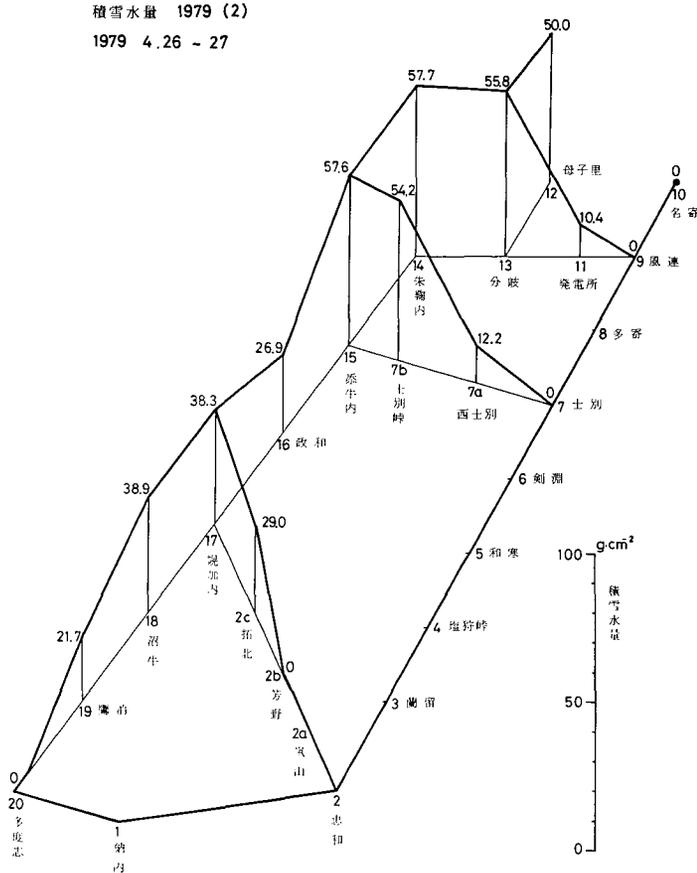
非常に小さい。このような異常にも拘らず、雨竜の谷の積雪水量の平均が名寄・上川両盆地の積雪水量の平均の2倍以上という一般的傾向に変わりはなかった。表には札幌の値も示しておいたが、逆に例年より多雪で、消雪も記録的に遅れた。

1979年の最大積雪水量は、雨竜川流域、名寄付近ともに4月初めに観測され、名寄盆地南部から上川盆地～深川にかけては3月中に現われたらしい。従って、表に示した積雪水量は観測点 No. 9～No. 19, 2c, 7a および 7b 等では最大値より少ない。しかし前年の同じ時期と比較すると、雨竜川流域7箇所の平均積雪水量は前年の1.1倍、名寄盆地6箇所の平均については1.3倍であった。雪の全層平均密度は雨竜の谷では前年と同じく平均 $0.34 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ であったが、名寄盆地では前年の同時期よりかなり大きい $0.36 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (前年は0.28) であったことが注目される。一方、札幌の積雪水量は前年同時期の56%にすぎず、全層が平均密度 $0.44 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ のざらめ雪であったのは、2～3月の度重なる融雪による。

第3図に1978年の移動観測径路を模式的略図とし、その上に観測点のおよその相対位置を示し、各観測点に画いた縦線の長さによって第1表中央の(最大)積雪水量を表わした。同年第2回以降のHWの分布は、各点における測定値に相等する点を点線または破線で結んで表わした。第3回の測定の日、4月17日には深川～旭川～名寄間にはすでに雪が無かった



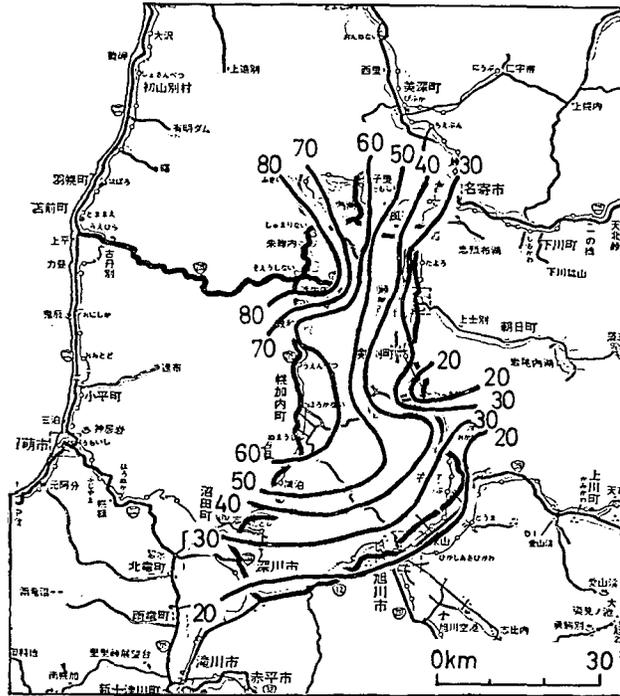
第3図 積雪水量の移動観測点のおよその相対位置、各点における積雪水量とその減少(1978年3/14～4/28)。縦線の長さは1977～78冬季の最大積雪水量(第1表の1978年HWの値)



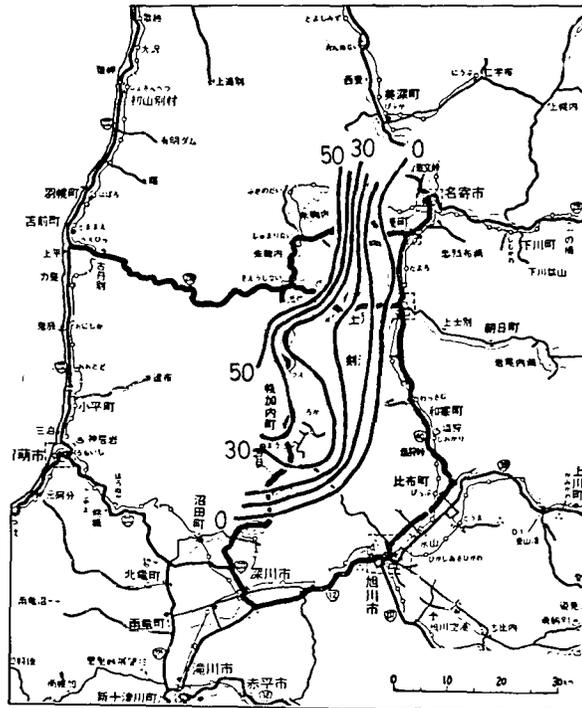
第4図 (b) 1979年4月26~27日の移動観測による各定点の積雪水量
(観測区域の東~南部には雪が無い)

量の等値線により、およその融雪速度の分布を表わしたのが第6図である。雨竜川上流域(母子里~幌加内付近)の積雪水量減少速度は名寄盆地のその約1/2であり、雨竜川に沿う下流に近い地域(鷹泊~多度志)では、冬の積雪量が多いが積雪量減少速度も大きいことをこの図が示している。もう少しこまかくみると、積雪水量の減少は雨竜川最上流域の母子里付近が最も遅く朱鞠内~幌加内がこれに次ぎ、さらに下流にあって標高が低い鷹泊ダム以南では積雪量の減少が一段と速い。この傾向は4月3~26日の期間についてみると一層顕著であるが、消雪が速い地域との量的比較を行なうには期間が長すぎる。以上の観測結果から次のように言えるであろう。雨竜川上流部の母子里~幌加内峠間の約50kmでは、名寄盆地等比べて積雪量が多いばかりでなく、融雪速度が小さいため、名寄盆地の消雪時にはこれら両地域の最大積雪水量の差以上の残雪が雨竜川上流域に残ることになる。一方、雨竜の谷の下流部では消雪がやや遅れる原因は、上川盆地や名寄盆地に比べて単に最大積雪量が多い分に近い量の雪が融け残ることにあるとみてよい。

1978年4月20日前後の雨竜川流域と東隣の天塩川および石狩川流域の平地の状況を第7図に示す。写真1は母子里付近(HS: 85cm)、2は名寄盆地の西端、3は多度志(雨竜川沿い

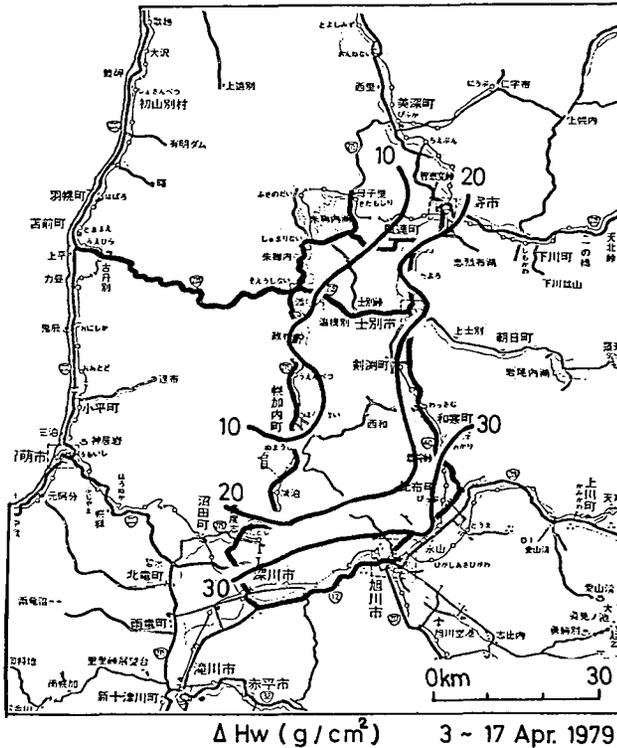


Hw (g/cm²) 3 Apr. 1979



Hw (g/cm²) 26 Apr. 1979

第5図 (a) 1979年4月3日の積雪水量分布
(b) 同年4月26日の積雪水量分布



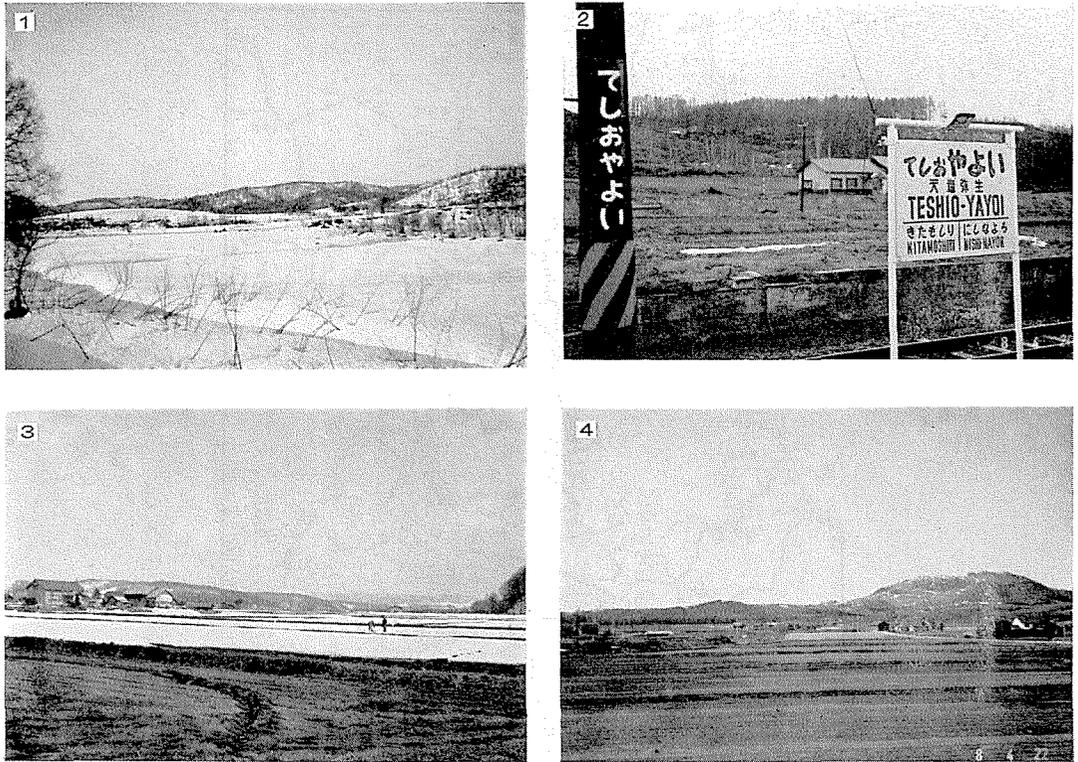
第6図 1979年4月3日~17日の間の全層積雪水量減少量(≒融雪量)の分布

の残雪の南端, $HS: 0\sim 20\text{ cm}$), 4は深川~納内間である。1と2および3と4との間の直線距離はいずれも10 kmにすぎない。

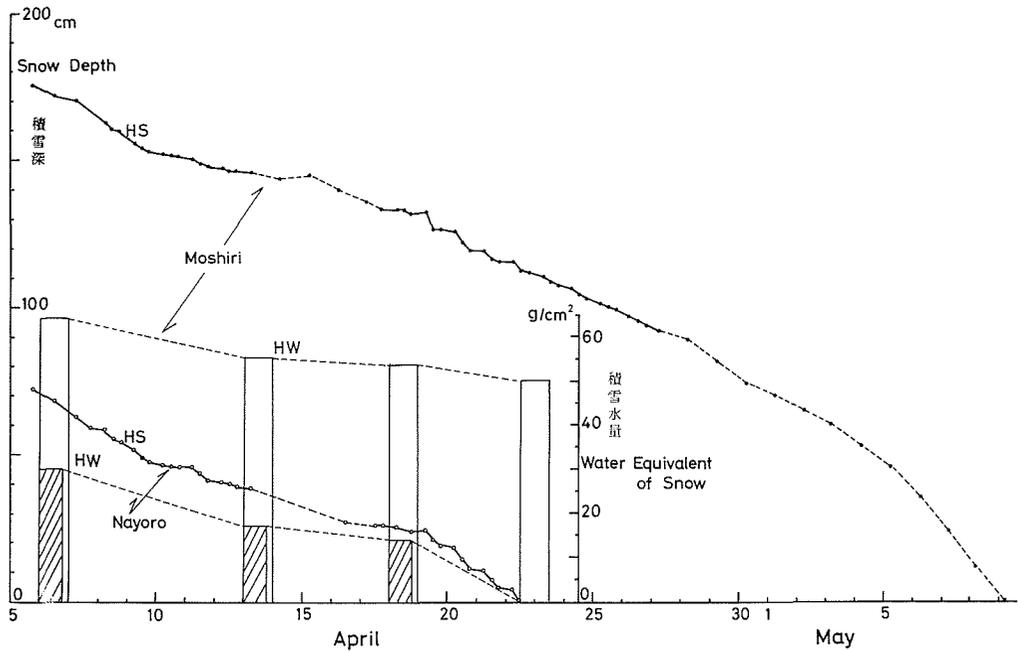
2. 融雪速度の地域差の原因(母子里と名寄における融雪・気象同時観測結果)

(1) 母子里と名寄における融雪速度の比

第8図に母子里と名寄における積雪深の1979年4月6日以降の減少過程を HS と記号をつけた2本のグラフで示した。名寄では4月22日, 母子里では5月10日に消雪した。一方, 4月8日, 13日, 18日, および24日の全層積雪水量を棒グラフ HW で示し, 名寄の値を示す部分に斜線を施して母子里と区別した。積雪深よりは積雪水量の減少に両地点の差が明らかであり, 特に名寄の消雪直前4日間の差が著しい。ただし, 母子里の全層積雪水量の減少 ΔHW は実際の融雪量より少なく, 融雪水の一部が積雪中の水と氷の質量を増加させる形で雪の中に貯えられたらしい。第2表に, 融雪量の目安となる4種類の量の4月8日~22日の減少を母子里と名寄につき比較した。この時期の母子里の融雪量としては, 全層積雪水量減 ΔHW よりは, 上層部積雪水量減 ΔW あるいは毎日の雪面低下量と上層雪密度(深さ5~10 cmまでの平均)との積の積算値 $\Sigma G\Delta H$ を用いるのが妥当と思われる。すなわち, 両地点の融雪量の比は, 第8図にみられる積雪深減少比と全層積雪水量減少比との中間にあって0.62~0.69程度と言える。なお, 名寄の $\Sigma G\Delta H$ は ΣW にくらべて小さすぎるが, これは ΔHS を測定した積雪柱と ΔHW を測った場所が50 mほど離れていて雪の積り方の不均一に影響されたためかも知れない。



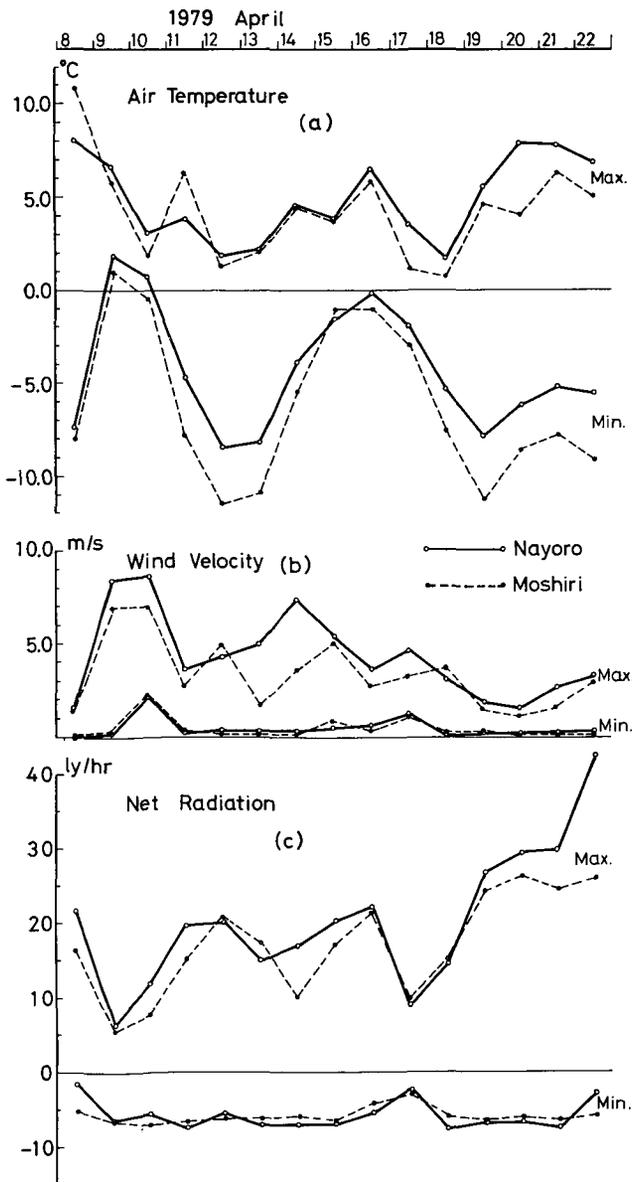
第7図 1978年4月20日前後の雨竜川流域の残雪と東隣の他流域の消雪地域の比較
 1: 母子里, 2: 名寄盆地西端, 3: 多度志 (観測点 No. 20), 4: 深川納内 (No. 1) 間。
 写真1~3間の直線距離は64 km, 1~2, 3~4間はそれぞれ10 km



第8図 母子里と名寄の融雪期における積雪深 HS および全層積雪水量 HW の変化
 (母子里の4月26日以後の積雪深はそれ以前の筆者等の観測値を演習林母子里作業所の測定値に基づいて延長した)

第2表 4月8日~22日の母子里と名寄における全層積雪水量減 ΔHW , 上層積雪水量減 ΔW , 積雪深減 ΔHS , 雪面低下 ΔH と雪密度 G との積の積算 $\Sigma G\Delta H$, 上層部雪密度の期間中の平均 \bar{G} , および 母子里 : 名寄の比

	ΔHW (g/cm ²)	ΔW (g/cm ²)	ΔHS (cm)	$\Sigma G\Delta H$ (g/cm ²)	\bar{G} (表層) (g/cm ³)
母子里	14.1	16.7	44.1	16.3	0.377
名寄	26.9	26.9	55.1	23.7	0.427
比	0.52	0.62	0.80	0.69	0.88

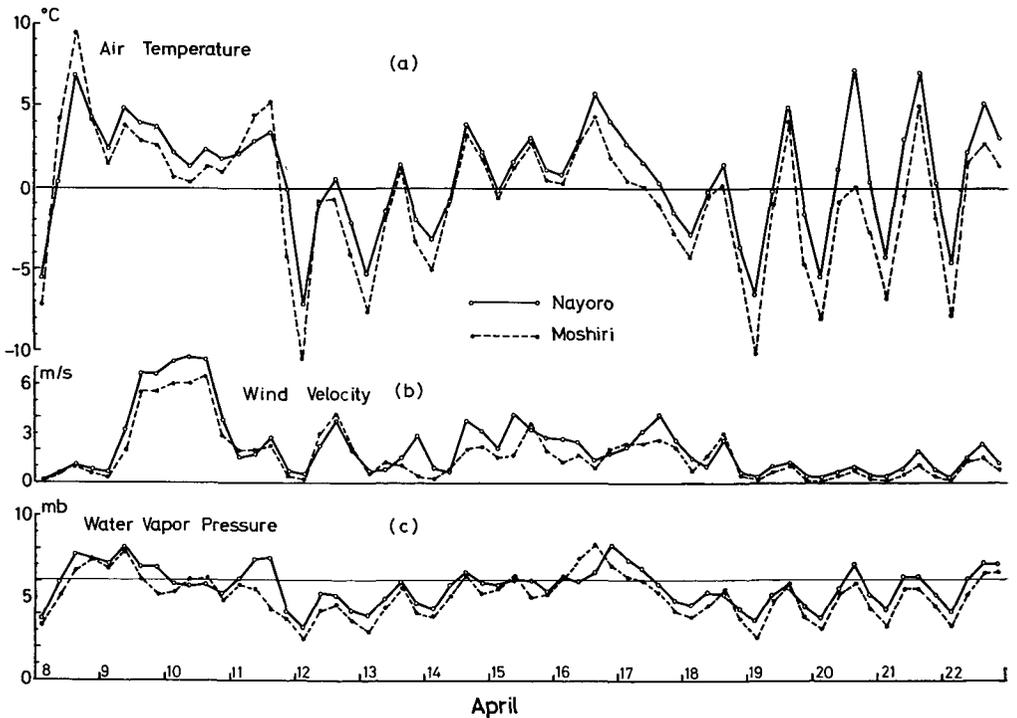


第9図 名寄と母子里における4月8日から22日までの毎日の (a) 雪面上1mの気温の1時間平均値の最高および最低, (b) 高さ1mの1時間平均風速の最大と最小, (c) 放射収支1時間量(毎正時間積算値)の最大と最小。実線は名寄, 破線が母子里

(2) 母子里と名寄における融雪速度の差異の原因

両地点における気象条件とそれから導かれる雪面熱収支を比較することにより、前項で述べた融雪速度比の定量的説明を試みた。ある地域の融雪期の気象条件は年によりさまざまであるから、雨竜の谷の融雪速度が名寄盆地におけるより小さい物理的原因も、年によりその内容が異なるであろう。今回の観測結果に関しては、両地点の共通融雪期間を通じて特に卓越した原因はみられず、融雪エネルギーを与える熱収支の主要要素である雪の放射吸収、顕熱および潜熱の大気と雪との交換の何れもが、名寄の融雪量を母子里におけるより大きくするように作用していた。

第9図は4月8日から22日までの名寄と母子里における毎日の(a)雪面上1mの1時間平均気温の最高および最低、(b)1時間平均風速(高さ1m)の最大と最小、および(c)1時間放射収支量(雪による吸収放射量)の最大値と最小値を示す。この最小値は夜間の有効放射である。両地点の気温をくらべると、4月8日と11日の昼間を除き常に母子里の方が低温であったが、14日前後は大差なく、後半に差が大きくなった。第10図の6時間毎の平均気温を比べると、その差は特別な場合を除けば大抵1~2°Cで、これは両地点の200mの標高差によるてい減に相当する。夜間の最低気温はこの範囲を越えて母子里の方が低いことが多いのは、地形と標高差の両方の影響であろう。明らかに地形による差と思われるのは風速の最大値(または6時間平均値)であって、ほとんどの場合に名寄の方が大きい。同様の傾向は名寄と幌加内の



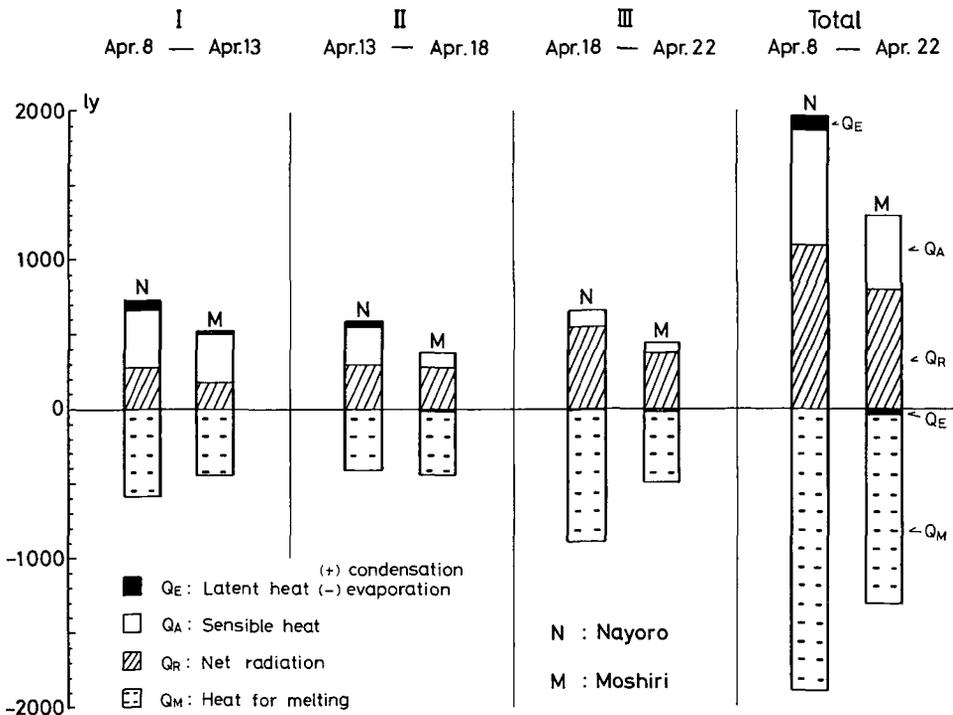
第10図 1979年4月8日~22日の名寄と母子里における雪面上1mの気温、風速、および水蒸気圧の各6時間毎の平均値。実線は名寄、破線は母子里での測定値

気象庁地域気象観測所の資料にも見られるので³⁾、気温と風速の積が名寄盆地より小さいのは雨竜川上流域の低地に共通した特徴と考えられる。

一般に融雪エネルギーの大半(またはそれ以上)を占める屋間の放射収支も、4月13日と16~18日以外は名寄の方が大きく、特に名寄の消雪直前(19~22日)には一段と差が広がった。これは日射量が僅かに名寄の方が多かったことのほかに、雪の反射率が全期間中常に名寄の方が10%近く小さかったことに起因するようである。反射率の上記期間中の平均は、名寄で0.55、母子里では0.62であった。

この差は人工的汚染によるものではない。この冬(特に2月)が比較的温暖で融雪があったために、名寄の雪には3月上旬の断面測定によってもざらめ雪の層が多数みられたのに対し、母子里では僅かに名寄より気温が低いことと積雪が格段に多いために、冬季間に形成されたざらめ層の占める割合が名寄より非常に少なかった。このような融雪期以前の雪の構造の差が、融雪期における表面層の密度と反射率の大小をもたらしたものと考えられる。なお、融雪期の新積雪による反射率の増大も母子里の方に強く表われたが長続きせず、その日の熱収支の差に影響しただけであった。

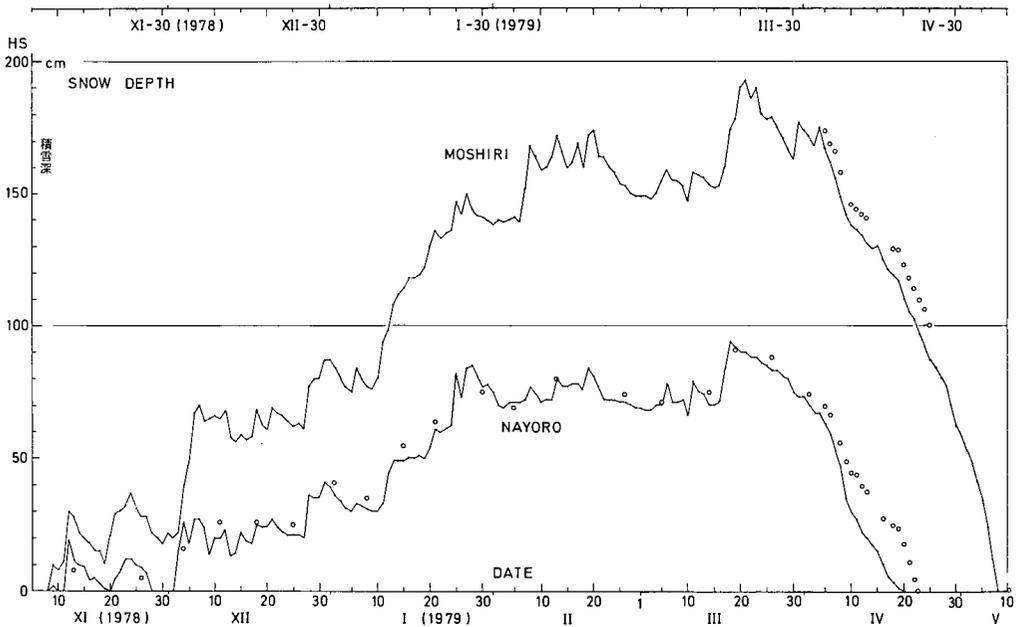
両地点での同時観測期間を3分割し、そのおのおのと全期間について、熱収支(放射吸収、顕熱伝達、潜熱伝達(正または負)、および融雪熱(負))の名寄と母子里との比較を示したのが



第11図 4月8日~22日を3分割した各期間および全期間における雪面熱収支の名寄(N)と母子里(M)の比較

Q_M : 融雪熱量, Q_R : 放射収支量, Q_A : 顕熱伝達量, Q_E : 潜熱伝達量(負の場合は蒸発潜熱)等の期間内総量。 $ly = \text{cal} \cdot \text{cm}^{-2}$

第11図である。融雪熱は融雪量の測定値によって表わした。顕熱伝達量 Q_A は気温 T_1 、風速 V_1 、雪面温度 T_0 を用いる経験式⁴⁾: $Q_A = 0.34 V_1 (T_1 - T_0) \text{ly} \cdot \text{hr}^{-1}$ により求め、蒸発・凝結量 E は高さ1 mと雪面との水蒸気圧差 $(e_1 - e_0)$ と風速による経験式⁴⁾: $E = 0.9 \times 10^{-3} (e_1 - e_0) V_1 \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hr}^{-1}$ により1時間量の昼夜通しの代数和によって計算した。推定誤差は少なくとも10%は見込まれる。また、夜間の自由含水の凍結と凍結層の温度低下は母子里の方に強く現われた筈であるが、それらの影響は省略してある。それでも、各期間とも雪に与えられた熱量は名寄の方が大きく、その内容は期間毎に異なっていた。全期間の総量については、上記のようにして求めた熱収支と消費熱量は、その大きさにおいて両地点ごとにはほぼ一致しているのので、この熱収支の内容が両地点における融雪速度の差異を説明し得ているとみなしてよいであろう。融雪エネルギーのうち最も大きな役割を果している放射吸収の差には雪質の差が一因となっていた。これはまた雨竜川上流域の低温多雪の故でもある。第12図に母子里と名寄における1978~79年冬の全期間にわたる積雪深の変化を示す。

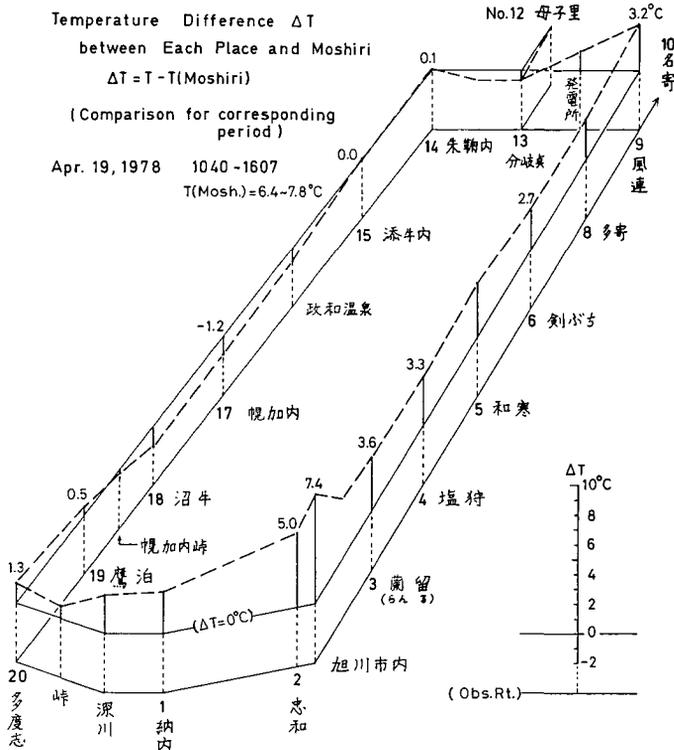


第12図 母子里と名寄における1978~79年冬期間の積雪深変化

母子里の積雪深のグラフは北大演習林母子里作業所、名寄のグラフは気象庁地域気象観測所の観測値による。円印は筆者等の観測点における測定値(母子里の演習林観測露場と筆者等の積雪柱との距離は約180 m、名寄の両地点は市街地をはさんで約3 km離れている)

3. 残雪地帯と消雪地域の気温差について

II 2(a) に述べた方法により、調査区域の中では雨竜川流域とその周辺のみが残雪地帯となった時(1978年4月19日)の気温の地域分布を測定した。積雪水量の移動観測の移動中に気温を測ったのであるが、母子里を出発してから帰着するまでに5時間半を要したので、各地点における1~5回の読み取り値の平均とその時刻における母子里の自記気温の5~15分間平均



第13図 残雪地帯（雨竜川流域）から無雪地帯にかけての気温分布（1978年4月19日）。積雪量移動測定径路に沿う各地点の気温と同時刻の母子里の気温との差 ΔT を各地点に画いた縦線の $\Delta T=0$ の位置の上下の長さで表わす（ ΔT のゼロ位置は径路に平行な線で示した）

値との差 ΔT を求めた。その分布を観測径路図上に示したのが第13図である。残雪があった雨竜の谷では $\Delta T = \pm 1.3^\circ\text{C}$ であったが、消雪地帯では（特別に高温の旭川市内を除けば） $+3^\circ\text{C}$ 前後であった。なお、雨竜川の谷においても幌加内から最も下流の観測点の多度志にかけて 2.5°C 高くなっている。観測点 No. 18（沼牛）と No. 19（鷹泊）の間の標高差は No. 12（母子里）と No. 18 との標高差と同じ 80 m であり、その間に道路には幌加内峠、川には鷹泊ダムがある。この付近で標高の急変と共に気温や融雪速度の変化が大ききようである。

なお、この移動観測の際、母子里の気温は出発時（1040）に 7.1°C 、帰着後（1607）に 6.5°C であってその間の変化は小さかった。

II 2 (b) の方法による母子里～名寄間の気温の移動測定によると、母子里には雪があり名寄には全く雪が無い晴天の11時前後、名寄の気温は母子里より 4.5°C 高かった。また、1979年4月25日、母子里～名寄間の名寄側山腹斜面全体に雪があった曇天の昼間、斜面の標高差 200 m につき気温差は約 2°C であった。

ただしこの時、名寄市付近は消雪後3日目であり、多少陽がさしていた。以上の結果から、雨竜川流域の残雪自身が地上気温を消雪地帯より（標高差の効果を除いても） $2\sim 3^\circ\text{C}$ 低くする役目を果たしていたとみなしてよいであろう。

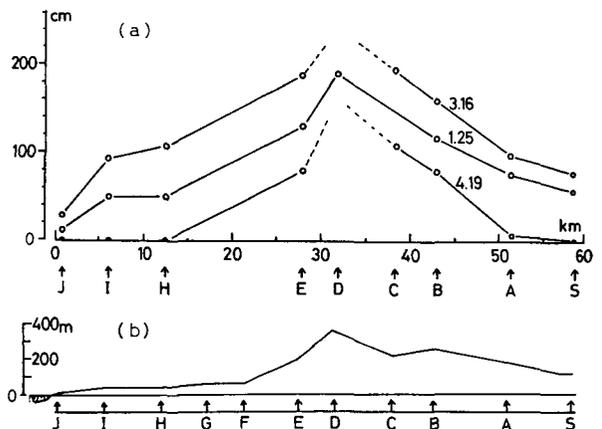
4. 過去の資料に基づく融雪の地域特性

II 5. に述べた地域気象観測所の過去 8 年間 (1970~77) の資料により、大略次のような地域差が認められる。この調査範囲の中では常に雨竜川流域は最も積雪量が多く、1972 年を除いていずれも 2 m を越え、3 m 以上の年もあった。天塩川流域では 1.5~2 m、日本海岸地帯は最も少なく 0.5~1 m であった。消雪日は雨竜川流域で 4 月下旬~5 月下旬、天塩川流域で 4 月中旬~下旬、日本海岸で 3 月下旬~4 月下旬である。およその傾向としては、積雪深が深いほど消雪日は遅いが、最大積雪深が同じであっても雨竜川流域の特に盆地状地形では消雪日が遅れる。ちなみに母子里では名寄より平均 21 日の遅れであった。12 箇所の 4~5 月の日最高気温の旬間平均を比べると、母子里と朱鞠内が最も低い。特に 4 月中旬すぎの気温差が大きい。雨竜川の谷の雪も消えた後は逆に海岸地帯の気温が相対的に低くなる。雪のある地域は、周りの消雪地域より低温域を形成することがこの統計にも表われている。

5. 日本海岸から天塩山地、雨竜川流域、天塩川にかけての東西方向の積雪分布

南北に長い雨竜川流域と天塩山地を横断する方向に、日本海岸から土別にかけて直線距離 60 km の範囲に設置した自記積雪深計の記録によると、最も雪が深いのは雨竜川流域の西の境界にある霧立峠であった^{3),5)}。1978 年 1 月下旬に霧立峠の積雪深計は故障したが、その直前の 1 月 25 日にすでに 2 m に近く、雨竜川に沿う添牛内より 40 cm 以上深かったらしい。

第 14 図 (a) に 1978 年 1 月 25 日、3 月 16 日、および 4 月 19 日の積雪深分布を示す。同図 (b) は積雪深計を設置した場所の標高を表わす。C と記号をつけた場所が添牛内、D が霧立峠、B は土別峠である。1979 年にも雪が最も深いのはやはり霧立峠であったが、その最大値は前年と大差なかったのに対し、東側の流域境界にある土別峠では最大積雪深が前年より 50 cm 以上深く、第 14 図の分布と違って添牛内より深い時期があった。年によるこのような積雪分布の差はあるが、雨竜川流域とその外側 2~5 km までの地域が特に多雪地帯となるのが通例らしい。自記積雪深計による測定結果については著者の 1 人 (油川) が後に詳しく報告する予定である。



第 14 図 (a) 日本海岸の苫前 J から土別 S に至る国道沿いの東西方向の積雪深分布の 3 例 (1978 年 1~4 月)。横軸は海岸から観測点までの直線距離
(b) 自記積雪深計を設置した場所の標高の分布。C 点は雨竜川沿いの添牛内、右端の土別は天塩川に沿う

IV. ま と め

雨竜川流域の消雪が隣接する上川盆地、名寄盆地等にくらべて特に遅れる原因は、第一に雨竜川流域の積雪量が特に多いことにあるが、単にそれだけであるのは下流に近い鷹泊以南で

あって、これより上流ではその融雪速度が、4月上～中旬の同時期についてくらべると、上川盆地や名寄盆地の融雪速度の65%前後であり、全層積雪水量の減少速度は約半分にすぎないこと、従って後者の消雪時には両地域の冬期最大積雪水量の差以上の雪が雨竜川上流域に残存することにある。そして、この残雪が消え去るには20日前後の日数を要するわけである。

同じ時期(4月上～中旬のうちの2週間)の融雪速度が雨竜川上流域で特に小さい理由を探るために雪面熱収支を母子里と名寄とで同時に観測した結果によれば、熱収支の主な要素である放射吸収、顕熱伝達、潜熱交換の何れもが母子里の融雪を名寄におけるより少なくするように作用していた。雨竜川上流域では名寄盆地にくらべて標高が若干高いために気温が平均して1～2°C低く、狭い盆地状あるいは谷状の地形の影響で風が弱いことから、気温と風速の積におよそ比例する顕熱伝達量が、比較的広い名寄盆地にくらべて小さい。母子里から約50km下流の幌加内と名寄とを比較しても同様に雨竜川の谷の方が顕熱伝達が小さい傾向がうかがえる³⁾。(今年(1979)の融雪期に特有な現象かも知れないが)雪の反射率が平均7%母子里の方が大きかったことが手伝って、昼間の放射吸収が名寄より母子里の方が小さくなった。

雨竜川流域とその周辺だけが残雪地帯となってからは、残雪自体が地上気温の上昇を抑えて、融雪を遅らせる原因の一部となる。消雪の遅れが単にその地域の積雪量が多いことだけによるものではないことを述べたが、低温多雪であること自体が融雪初期に積雪水量の減少を遅らせ、また融雪速度を小さくすることに一役買っていることは否めない。

この調査の移動観測点はほとんど道路から200m以内の平坦地を選んだ。雨竜川上流域と言っても起伏のある山間部では積雪量も融雪量も場所によりかなりの差がある。母子里の小流域(面積14km²、標高差300m)内でこれらの量にどのような変化とちらばりがあるか、しかし一方、流域全体の平均融雪流出高は流域末端の平坦地での融雪高と大差がないこと等を1977年に観測してすでに報告した⁶⁾。融雪が始まる時期の積雪量の大小は融雪流出の遅れに係する。これについては小林^{7),8)}が別に報告した。

以上の調査に当り、北海道大学雨竜地方演習林、同母子里作業所から種々便宜を与えられ、また北大演習林名寄種試験場には観測用地の使用、同場職員による積雪深観測等を2冬季にわたり依頼した。ここに併記して感謝の意を表わす。研究に要した費用は文部省科学研究費補助金(自然災害特別研究(1))によった。

文 献

- 1) 高橋修平・油川英明 1976 光学繊維を利用した積雪深記録計. 低温科学, 物理篇, **34**, 79-86.
- 2) 油川英明 1977 グラスファイバー式積雪深計. 雪氷, **39**(4), 203-206.
- 3) 小島賢治・小林大二・油川英明・石川信敬 1978 寒冷多雪地帯の融雪遅延機構 I. 第15回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 392-395.
- 4) 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.
- 5) 油川英明 1978 天塩山地の積雪深調査. 低温科学, 物理篇, **37**, 175-178.
- 6) 小島賢治・小林大二・油川英明・石川信敬 1977 北海道母子里の小流域における積雪量および融雪量の分布. 第14回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 189-192.
- 7) 小林大二 1978 融雪流出の遅れと積雪量. 第15回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 390-391.
- 8) 小林大二 1979 融雪水の流出. 気象研究ノート, **136**, 39-48.

Summary

(1) Objective: One of the coldest areas in Japan during the winter, the upper valley of the River Uryu is covered with snow about 2 m in depth at the beginning of the melting season, though the altitude is lower than 300 m at the bottom of its basin. This basin is marked by a delay in melting away of snow, much of it remaining even until early May, as compared with earlier disappearance in other basins. This project has a purpose to find out answers to the following questions as to the reason for such a delay, subjecting to measurements the area 65 km long from north to south and 20-30 km wide across, which includes this basin in the west and adjacent basins with comparatively small snow accumulations in the east. (A) Is it based merely on an excess snow accumulation in the basin? (B) What is a topographic effect on low temperatures characteristic of the basin as well as on a delay in snow melting? (C) How does the remaining snow influence climatic conditions of the basin?

(2) Approach: (A) Areal distribution of water equivalent of the snow cover and its variation with time were observed by a snow-sampler in the area. Measurements of depth and water equivalent of snow were made every 10-20 days from March on at 20 sites in 1978 and 25 sites in 1979 selected near the highways running mostly along the boundaries of the area. (B) After snow disappeared from the basins of smaller accumulations and remained only in the basin in point, measurements were made of variations in air temperature among basins by a thermo-couple sheltered against radiation and fixed on back-mirror outside a car for ventilation of air while it was driven. (C) Distribution of snow depth in the east-west direction crossing the Uryu valley and mountain ranges in both sides of the valley were observed by battery-driven long-term snow-depth recorders in snow seasons of 1977-78 and 1978-79. Observations covered a distance of 60 km inland from the coast of the Sea of Japan. (D) Heat balance studies were made at two places, Moshiri and Nayoro, during the same period in April, 1979. The former is in the source area of the Uryu River; the latter, located 16 km to the west of Moshiri, is in a basin with a smaller accumulation, seeing snow disappearing earlier than in the former. Observations were to find causes of a difference in melting rate between the two places. (E) A delay in snowmelt runoff in the snow-remaining basin was also studied.

(3) Results: The areal average of the seasonal maximum in water equivalent of the snow cover in the Uryu valley was found to be 2.3 times as great as that of the adjacent basins including the Kamikawa and Nayoro basins both in 1978 and 1979. Though this may be the main reason for a special delay in disappearance of snow in the Uryu valley, another factor was also found to be effective. The melting rate of snow in the 50 km long upper valley of the Uryu River was observed to be about 65% of that in the Nayoro basin if such a comparison was made for two weeks before snow was melted away in the latter. The melting rate in the lower reach of the valley was, however, not smaller than that in the Kamikawa and Nayoro basins in spite of much accumulation in winter. The excess accumulation might be the only reason for a delay in disappearance of snow in the lower reach, where the altitude is 70-90 m.

The rate of decrease in water equivalent of the snow cover in the upper Uryu valley was about a half of that in the Nayoro basin on an average of several observation sites in each of them during the melting period common to both. This causes the existence of a

more amount of snow remaining in the upper Uryu valley than the excess amount of the seasonal maximum in water equivalent of snow, when snow is melted away in the Nayoro basin.

After snow disappeared in the basins with small accumulations, the snow cover remaining in the Uryu valley was found to have an effect of decreasing the temperature of the lower atmosphere in the valley by $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ compared with other basins without snow. A difference of 4.5°C in air temperature between Moshiri and Nayoro was observed on a fine day in late April.

The results of simultaneous observations in Moshiri and Nayoro were that, as compared with measured values in the latter, those in the former were mostly lower in air temperature by $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ in the daytime, smaller in wind speed, and smaller in net radiation especially during the daytime. Such a temperature difference might be caused by the altitude difference of 200 m between the two places. A difference in wind speed should be due to topographic features of both places and a difference in net radiation was caused by greater albedo of snow in Moshiri than that in Nayoro. Three main components of heat balance at snow surfaces, namely net radiation, sensible heat transfer and latent heat exchange between air and snow, were estimated in both places for the period from April 8 to April 22, 1979. The results were found to explain reasonably a difference in melted amount of snow in both places during the same period as shown in Fig. 11.