HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	大雪山旭岳西斜面における積雪の分布の堆積・融雪過程
Author(s)	山田, 知充; YAMADA, Tomomi; 西村, 寛 他
Citation	低温科學. 物理篇, 37, 1-12
Issue Date	1979-03-26
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18366
Type	departmental bulletin paper
File Information	37_p1-12.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Tomomi YAMADA, Hiroshi NISHIMURA, Shigeo SUIZU and Gorow WAKAHAMA 1978 Distribution and Process of Accumulation and Ablation of Snow on the West Slope of Mt. Asahidake, Hokkaido. *Low Temperature Science, Ser. A, 37.* (With English Summary p. 11)

大雪山旭岳西斜面における積雪の分布と堆積・融雪過程*

山田知充
(低温科学研究所)
西村寛・水津重雄
(北海道大学大学院　理学研究科)
若浜五郎
(低温科学研究所)

(昭和53年10月受理)

I. 緒　言

山岳地帯の積雪は，従来，水資源調査の観点から，融雪期直前の，ほぼ最大積雪水量に達した3月下旬から4月上旬に，水量に換算して，どこにどれくらいの量が積っているか調べられてきた。

今回我々が調査した北海道中央部に位置する大雪山の旭岳西斜面については，菅谷[1]が1948年4月に，今回の調査地域を含む，石狩川支流の忠別川流域全域 (256.0 km^2) に亘る広大な地域の積雪水量の絶対量を調査した。忠別川流域を網目状に覆う多数の調査ルートに沿った調査に航空写真をも利用して非常に精密な調査を行なった結果，樹林帯では積雪水量が高度と共に直線的に増加し，樹林限界を越えた高山裸地帯では逆に直線的に減少していることを見い出した。今回我々が設けた調査コースは，菅谷が案出した積雪水量の高度分布を得るための簡易調査法[1]をもとにして，千葉[2]が設定した“ユコマンベツ沢コース”とほぼ同じであるが，測点の位置は若干異なっている。菅谷の調査[1]後“ユコマンコース”に沿って千葉[2]、東・樋口[3]，樋口・板垣[4]が調査を継続し，菅谷が得たと同様の積雪水量の高度分布を観測した。

しかし，大雪山地域の積雪が最大積雪水量に達するとみられる4月上旬頃の積雪水量と高度の直線的関係は，山岳地帯に降雪が開始される冬の初めから，時間と共にどのような堆積過程を経て成立してゆくものであるか，融雪期に入ると積雪水量の高度分布がどのように変化してゆくかについては未だ詳しい研究がなされていない。これは山岳積雪の堆積と融雪の特性を平地積雪（いわゆる里雪）のそれらと比較する上でも興味ある研究課題である。また，積雪の高度分布がどのように時間変化するかを知ることは，山岳斜面の地形性降水の機構を考える上で大きな手がかりを与えるであろう。

* 北海道大学低温科学研究所業績　第1975号

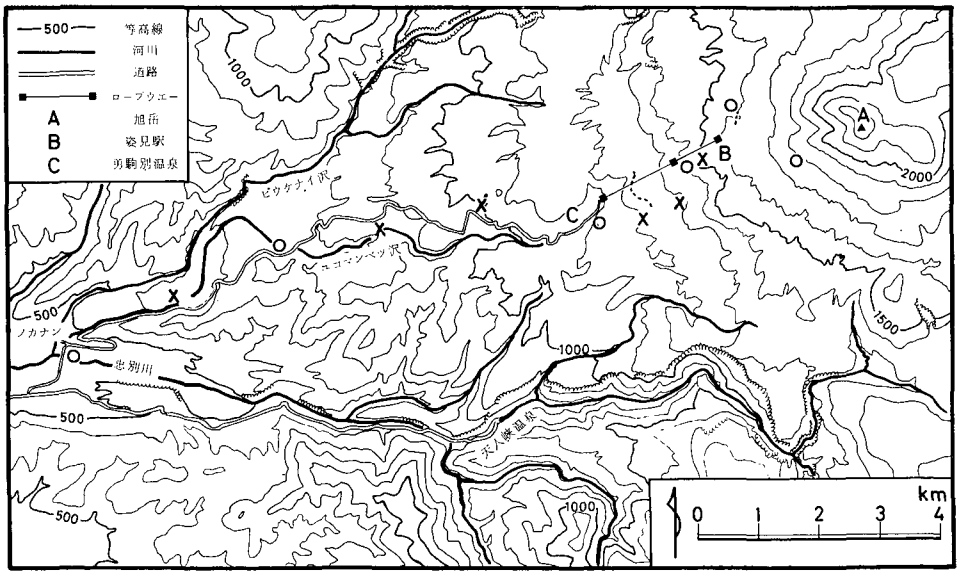
そこで,季節風の卓越風向に面した旭岳西斜面において1977年12月から1978年5月まで7回に亘って積雪調査を行い，堆積・融解過程を通じて山岳積雪の分布の特性を調べた。

II. 調査方法

積雪深及び積雪水量の調査地域は第1図のように旭川の平野部が旭岳の山岳斜面に移行する標高約400 mから，旭岳頂上直下の標高約1,800 mまで，標高差1,400 mに亘る範囲である。旭岳では標高1,400 m付近が樹林限界であり，これより下部は針葉樹を主とする森林に覆われている。1,400 mより上部にゆくと，岳樺やナナカマドの背の低い潅木にはい松の混じった疎林から，次第に高山植物帯（裸地帯）へと移行している。積雪期には，これらの植生は積雪に覆われ，ほとんど全て積雪下に埋没し，吹きさらしの裸地同様となってしまう。菅谷が用いたように，ここでも標高1,400 mの樹林限界以下の地域を樹林帯，それより上部を高山裸地帯と呼ぶことにする。

積雪深を自動的に記録することのできる積雪深記録計[5]を第1図の○印を付した6地点に，1977年11月30日から12月2日の間に設置した。設置高度はそれぞれ，440 m, 730 m, 1070 m, 1,400 m, 1,620 m及び1,780 mである。この積雪深記録計は光学繊維を利用したもので，深さ200 cmまでの積雪深を1 cm単位で記録できるように設計されている。

積雪水量は内径5.0cmのスノーサンプラーによって採雪された積雪コアーをバネ計りで秤量して測定した。ステンレス製の測深棒を用いて，一地点につき10点以上の積雪深をほぼ1 m間隔で測深し，平均積雪深を示す点で積雪水量を2回測定した。もし2回の測定値の差が平均値の10%を越える場合，そのいずれかの値が何らかの原因による測定の失敗で生じた恐れがあ



第1図 観測地域の地形図。○印は積雪深記録計設置地点，×印は積雪深計設置地点以外の主な積雪深及び積雪水量の観測地点。標高1,200 m付近の等高線沿いの破線は，等高線に沿って積雪水量のばらつきを調査した位置（第1表)。標高1,600 m付近の破線は高山裸地帯における地形断面に沿う積雪深分布観測位置（第8図)

るので，もう一点測定し，その値が最初の2点の値のいずれかに近い値であれば，その近い値どうしを測定値として採用し，大きくはずれた方の値は捨てた。

積雪深計設置地点以外の積雪水量の主な観測地点を第1図に×印で示した。森林の中に降る雪の一部は樹冠に止まるため，林地内の積雪量は林地外に比べてかなり少なくなる[1]。今回の調査は雪が降り始めてから観測時までの降雪水量の総量を積雪水量から求めようとしたものなので，測点は全て樹林の影響が少ないと考えられるできるだけ平坦な林中の開地に選ばれた。

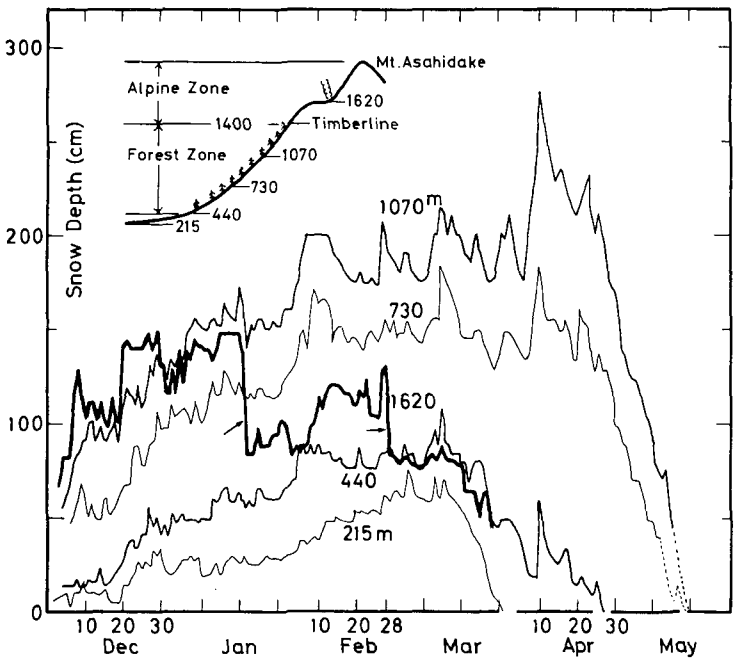
観測は11月30日～12月2日，12月27日～28日，1月19日，3月8日～10日，3月29日～4月1日，4月25日～27日，5月23日～24日の7回実施し，1回の観測日数は1日～4日間であった。スノーサンプラー入手の遅れから，積雪水量調査は第4回目の調査である3月8日から行なった。第3回目までの調査は測深棒による積雪深の調査のみであった。

標高1,070 mの樹林帯にある勇駒別温泉白雲荘で気温と風速を，標高1,595 mの高山裸地帯にある株式会社大雪山ハイランドのロープウェー姿見駅で気温を，観測期間を通して自記記録した。なお姿見駅ではロープウェーの運行上の必要から風速と風向が連続的に自記記録されている。

III. 積雪深の時間変化

積雪深記録計によって各高度別に得られた積雪深の時間変化の記録を第2図に示した。この図で標高215 mの記録は，山麓の耕地帯にある東川農業気象観測所で得られたもの[6]である。

前述のように標高1,400 mおよび1,780 mにも積雪深計が設置されていたが，測器の故障



第2図　積雪深記録計による積雪深の時間変化。215 m地点は東川農業気象観測所

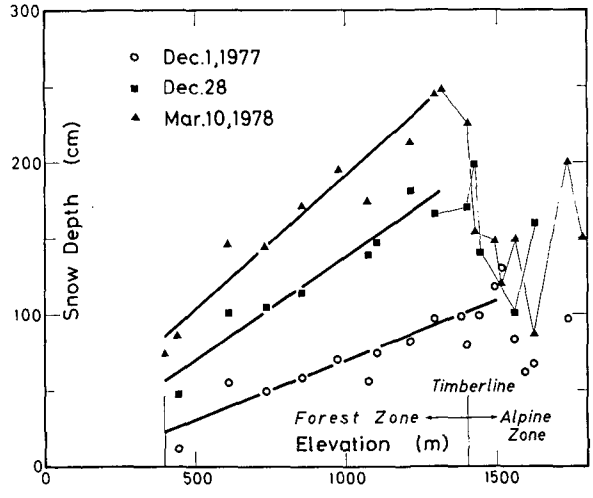
のため資料は得られなかった。また図に示した1,620 m 地点の積雪深計も3月27日に故障していたのでその後の記録は取れなかった。

第2図に示すように，樹林限界（≈1,400 m）以下の測点では，いずれも高所ほど積雪深が深く，かつ融雪開始時期が遅れているが，時間変化の様子はよい相似を示している。積雪深は12月中旬から下旬，2月上旬と下旬，4月上旬に顕著な増加が見られる。一方，高山裸地帯の，広い，傾斜5°程度の緩い尾根上に測点を選んだ1,620 m 地点を見ると，樹林帯における堆積過程とは著しく異なっている。すなわち，矢印で示したように1月22日，3月1日のような急激な積雪深の減少が見られる点である。このような急な減少を除いては日々の積雪深の時間変化はかなり良く樹林帯のそれと似ている。従って，もし急激な積雪深の減少が生じなかったならば，1,620 m 地点も樹林帯における時間変化の様子とよく似た変化を示した可能性がある。

IV. 堆積期における積雪深の高度分布

観測斜面全域がまだ堆積期にあった12月上旬から3月上旬までの積雪深の高度分布を第3図に示した。

図からわかるように，標高約1,400 m の樹林限界を境にして樹林帯では積雪の堆積期を通じて，積雪深は高度と共に直線的に増加しているが，高山裸地帯では高度と無関係となり，測点が地形的にどのような位置に設けられたかによって大きなばらつきを示している。

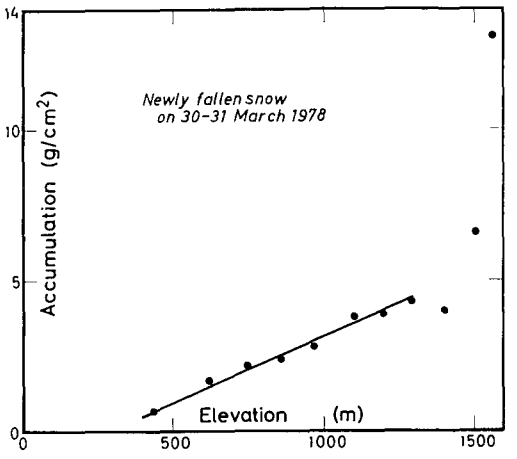


第3図 積雪深の高度分布

樹林帯での積雪深に注目すると，山麓がようやく根雪となった12月1日にはすでに観測斜面の積雪深は直線的な高度分布を示していた。樹林帯の積雪深は3月上旬まで全高度に亘って時間と共に増加し，その高度分布は常に直線で近似することができ，かつ直線の傾斜は時間と共に急になっていった。この観測事実は，ある観測日から次の観測日までの数10日間の降雪量が高度と共に直線的に増加していたことを意味している。

一例ではあるがある一回の降雪水量がどのような高度分布をしているかを，3月30日から31日にかけて降り積った新雪について調べてみた。その結果，第4図に示したように，樹林限界までの降雪水量は高度と共に直線的な増加を示していた。しかし，樹林限界を越えた高山裸地帯では，直線関係から大きくずれていた。3月30，31日のロープウェー姿見駅（1,595 m）の日平均風速はそれぞれ7，9 m/s で，高山裸地帯では地吹雪が発生していたが，樹林帯では静かに降り積っていた。樹林帯内で高度が低いほど積雪水量が少ないのは融雪があったためかも知

れない。事実後に示すように山麓では3月中旬にすでに融雪が始まっていたからである。しかし測定した新雪は乾いており，解けた形跡は全くなかった。(東川農業気象観測所の3月30, 31日及び測定を行なった4月1日の日平均気温が−3°C以下であったことからも，降り積ってから融解していないことは明らかである。)



第4図　3月30～31日に積った降雪水量の高度分布

前述したように，今回の堆積期の観測では積雪深の測定のみで，水量の測定はしなかった。しかし，第1近似として積雪深Hの高度分布を積雪水量の高度分布に置き換えて考えてもそれほど大きな誤りはない。そこで，第2図，第3図の積雪深を積雪水量に見たてると，従来，菅谷らが融雪期直前の最大堆積時に樹林帯において観測した積雪水量と高度の直線的な関係は，堆積期の初期から末期まで全堆積期を通して成り立っているということができる。このような高度分布が成り立つのは，一降雪毎の降雪水量の高度分布，あるいはたとえ一降雪毎の降雪が色々な高度分布を取ったとしてもある数10日間の降雪水量の高度分布が，高度と共に直線的に増加しているからであると結論される。

V.　融雪期における積雪水量の高度分布

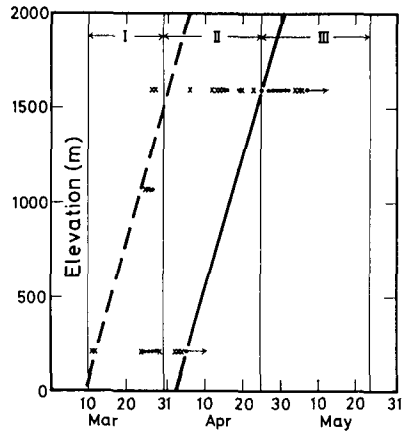
日平均気温が−3°Cを越えると融雪の始まることが知られている[7]。そこで東川農業気象観測所 (215 m) 及び白雲荘 (1,070 m)，姿見駅 (1595 m) で観測された日平均気温から，観測斜面の融雪がいつ頃から開始されたかを求めてみた。第5図の×印は日平均気温 $\bar{T}$ が，$-3°C < \bar{T} \leqq 0°C$ の日を，●印は $\bar{T} > 0°C$ の日をあらわし，●印の横に付した矢印はその日以後 $\bar{T} > 0°C$ であったことを意味している。なお矢印以前の日で何も印していない日は $\bar{T} \leqq -3°C$ であったことを示している。標高1,070 mの白雲荘は3月28日以後しばらくの間欠測のため記載していない。図に破線で示した頃から，観測斜面の各高度で融雪が開始され，実線で示した頃から $\bar{T} > 0°C$ となり，本格的な融雪期に入ったと考えられる。高度1,595 mの高山裸地帯の本格的な積雪の開始は高度215 mの東川に比べて約20日の遅れのあったことがわかる。この図で縦軸に平行な細い実線は3月上旬以後4回の観測時期を示す。

図を見ると3月上旬の観測時期の頃から山麓で融雪が始まり，その後3月下旬にかけて融雪を開始する高度が上昇し次いで本格的な ($\bar{T} > 0°C$) 融雪が山麓から始まった。3月下旬から4月下旬にかけて本格的な融雪前線が標高1,800 m付近まで登り，4月下旬を過ぎてようやく全観測斜面が本格的な融雪期に入ったことがわかる。

第6図に融雪期直前あるいはようやく山麓で融雪が開始し始めた3月上旬から，融雪末期にあたる5月下旬までの積雪水量の高度分布を示した。山麓から融雪が始まってからも，第6

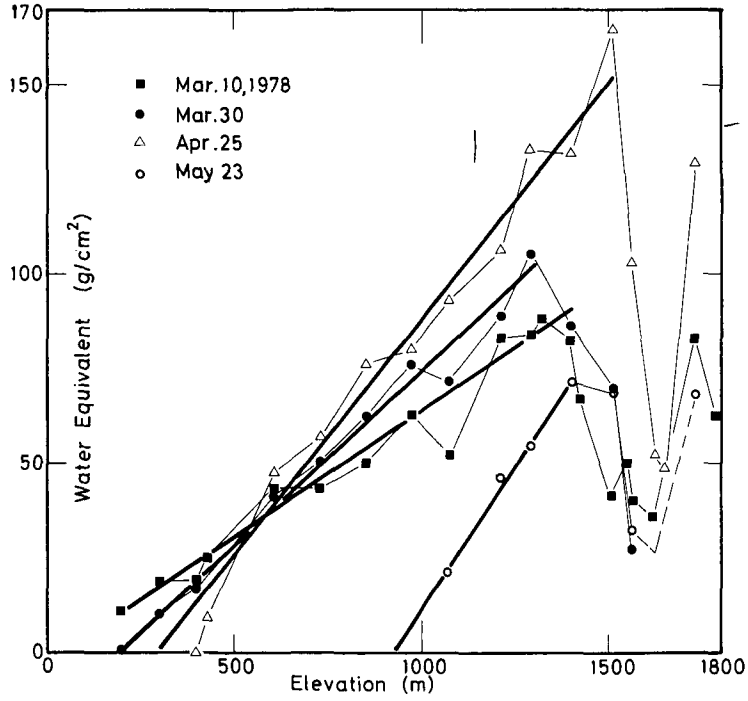
図に示したように樹林帯における積雪水量の高度分布は，堆積期のそれと同様に直線で近似することができる。観測斜面全域が本格的な融雪期に入るまでは，高度の低いところでは融雪による積雪水量の減少が起り高度の高いところでは積雪の堆積が継続するため，樹林帯における積雪水量の高度分布直線の傾斜は増々急になり，樹林限界までの斜面が本格的な融雪期に入る時期に直線の傾きは最大に達する。その時期は，第5図によると丁度4月下旬に相当し，従って，第6図の4月25日の直線は丁度この時期の積雪水量の高度分布を示していることになる。山麓と山間部の積雪水量の違いが最大に達するのもこの時期である。

山麓で融雪が始まってからの積雪の堆積量および融雪量を高度別に詳しく見てみよう。便宜上，融雪期を第5図に示したように各観測時期で区切って3月10日から30日までの20日間を第I期，3月30日～4月25日の27日間を第II期，4月25日～5月23日の27日間を第III期としてそれぞれの期間における堆積量と融雪量を第7図に示した。第7図の縦軸の0から水平



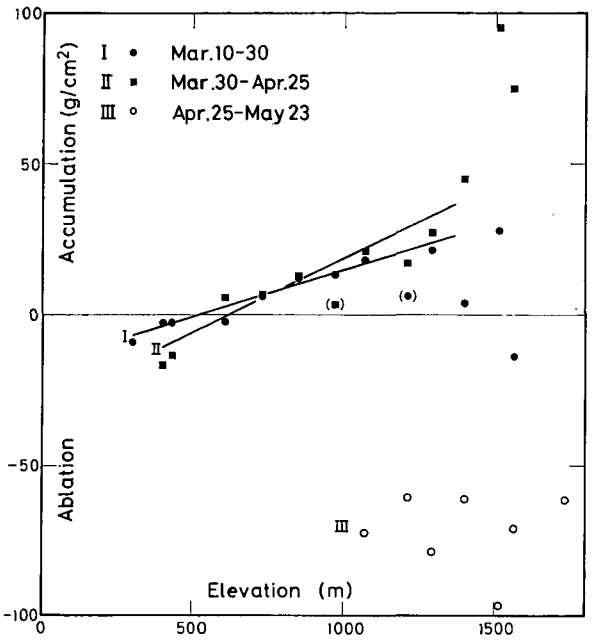
第5図 融雪開始日の高度分布

破線は日平均気温が $\bar{T}>-3$°C，実線は $\bar{T}>0$°C になる時期と高度の関係。姿見駅（標高 1,595 m），白雲荘（1,070 m），東川（215 m）において $-3<\bar{T}\leq 0$°C の日を×印で，$\bar{T}>0$°C の日を●印で示す。●印の右横の矢印はその日以降 $\bar{T}>0$°C であったことを表わす。何も記されていない日は $\bar{T}\leq -3$°C を意味する。白雲荘の気温観測は3月28日以降しばらくの間欠測した



第6図 積雪水量の高度分布

に引いた線から上が堆積量，下が融雪量をあらわす。第 I 期，第 II 期は第 5 図に示したように融雪前線が斜面を登りつつある時期で，時には山麓まで降雪を見ることもある。従って，第 7 図は，各期間の，それぞれの高度における堆積量と融雪量の差つまり正味蓄積量の高度分布を与えるものである。



第 7 図　融雪期におけるある観測時期から次の観測時期までの期間の正味蓄積量の高度分布

第 7 図で，第 I 期と第 II 期の高度分布を見ると樹林帯下方ほど融雪量が多く，上方ほど堆積量が多く，結果的に，ほぼ直線的な融雪・堆積分布をなしている。このことは，第 6 図の積雪水量が 3 月上旬から 4 月下旬まで直線を保ったまま変化していることからも予想されることであった。観測斜面全域が本格的な融雪期に入った 4 月 25 日から 5 月 23 日までの第 III 期には，標高 900 m 以下の観測斜面の積雪はほとんど消え去ってしまっていた（第 6 図）が，第 7 図のように標高 1,000 m 以上ではこの 27 日間に 70 g/cm² 程度の大きな融雪が第 I 期，第 II 期と違って高度にほとんど無関係に生じていた。また第 I 期，第 II 期の高山裸地帯では観測点によっては積雪水量の複雑な増加あるいは減少が見られたが，第 III 期には，樹林帯と同程度の一様な融雪量を示した。第 III 期のこのような一様な融雪の結果，第 6 図に見られるように，樹林帯での直線の傾斜が 4 月下旬から 5 月下旬までほぼ一定に保たれたまま，積雪水量が減少したわけである。

第 2 図を見ると，第 III 期すなわち 4 月 25 日以降になっても標高 730 m 以上にはわずかではあるが雪が降ったことが積雪深計の記録からわかる（ただしそんな場合山麓では雨であった）。従って，第 7 図に示した第 III 期の融雪量は，この期間中の積雪水量のバランスから求めてあるので，この融雪量の中には同期間中に降った降雪水量を包含していることになる。もし第 III 期に時折り降った降雪の水量が前述のように高度が高いほど多かったと仮定すると，融雪量が第 7 図の○印のように高度によらず相等しいためには実際の融雪量は高度が高いほど多かったという推論が成り立つ。ただし，降雪水量に高度差がなかったならば第 III 期の融雪量は第 7 図のように高度によらないことになる。気温だけを考えた場合，高所ほど気温が低いから融雪量は少ないはずなのに，事実はむしろ一定かもしくは逆になっている。このような事実は，高所ほど風が強く，また，全日射量が多かったために起った可能性があるが詳細は今後の観測に待たねばならない。

VI. 樹林帯と高山裸地帯の堆積特性

第 III 節から第 V 節に亘って述べたように，積雪の堆積に関して，樹林帯と高山裸地帯で非常に明瞭な違いが見られた。

樹林帯の内部では，積雪の堆積分布が大きな尾根地形，谷地形によってどのような偏りを生じているだろうか。これを知るため，標高 1,220 m のほぼ等高線沿いに 2 つの尾根と 2 つの谷を横切る長さ約 1.2 km の測線を設定し，5 地点の積雪水量を測定した。第 1 図の 1,200 m の等高線付近の破線が，この測線位置である。測定は融雪期に入っていた 4 月 26 日に行なわれた。

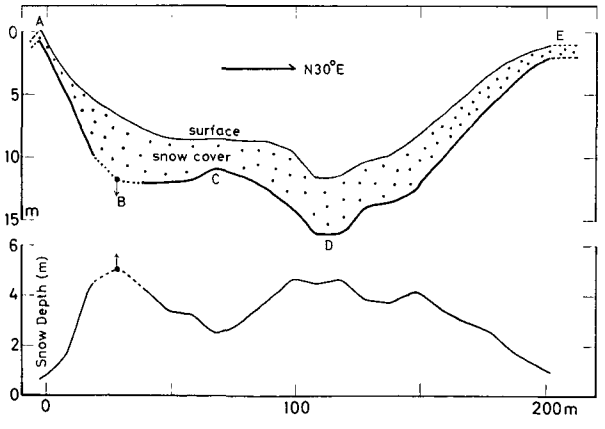
第 1 表に各測点において測定した平均積雪水量を観測回数，標準偏差と共に示した。表の最下段に各測点で得られた平均値を 5 測点について平均した値とその標準偏差を示した。第 1 表を見ると，尾根と谷とで顕著な堆積量の違いは見られず，5 地点の平均は 108.6 g/cm², 標準偏差は 7.2 g/cm² で，同一高度では地形に関係なくかなり一様に堆積していることがわかった。

第 1 表 樹林帯の等高線 (≈1,200 m) 沿いに測った積雪水量

測 点	測定数	平均積雪水量 (g/cm²)	標準偏差 (g/cm²)	
1	4	111.0	18.8	谷
2	3	103.4	4.2	
3	8	120.1	11.1	尾根
4	3	102.7	10.9	尾根
5	2	106.0	0.7	谷
5 点平均値		108.6	7.2	

第 1 表は，また，樹林帯のある高度に任意に一点測点を選んだ時，その点で測定した値がどの程度の代表性を持つかをも示している。すなわち，ある高度の一測点で得られた平均積雪水量は約 7% の誤差でその高度における積雪水量を表わしていると解釈できる。この誤差の大きさは，表の測点 3 に示したように，一地点で多数測定した時の標準偏差と同程度であった。

次に，高山裸地帯において，実際の凹凸のある地形断面に沿って，積雪がどのように堆積しているかを調べてみた。測定は 3 月 31 日，標高約 1,600 m の夫婦沼付近において，レベルと測深棒を用いて行なった。第 8 図にその結果を示す。図の下段は測線に沿って測った積雪深分布である。図に B, D と記した凹部では積雪は厚く，A, C, E のような凸部では薄く，全体として地形の凹凸を平坦化するように堆積している。現在の旭岳付近は，かつて旭岳が活火山であった頃にできた噴火口や泥流で形成された凹凸が分布し，その後の降水によって削剝された谷がこれを浸蝕している。地形は非常に複雑で，第 8 図程度の凹凸はごく普通に見られるも



第 8 図 高山裸地帯の積雪深分布
上段： 地形及び積雪断面図
下段： 上段の地形断面に沿う積雪深分布

のである。この図の積雪深分布から明らかなように，積雪水量は測定する地点をどこに選ぶかによって大きく異なることになる。高山裸地帯の積雪水量は樹林帯とは異なり，高度よりも地形に強く依存しているといえよう。

高山裸地帯では，すでに第2図の1,620 m地点の積雪深について述べた通り，積雪深が突然，大幅に減少することがある。積雪深が激減した日，例えば第2図において矢印で示した1月22日や3月1日の天気は，標高1,595 mの姿見駅の記録によると，風速30 m/sを越える暴風雪であった。しかしながら，同じ時，樹林帯にある白雲荘（標高1,070 m）や東川農業気象観測所（215 m）で測定された風速はわずかに1～5 m/sであった。このことから，1,620 m地点で見られた積雪深の減少は風による削剝によって生じたことは明らかである。

積雪が風を伴なって堆積する場合や，堆積後に強風によってひき起される地吹雪で雪が移動，再堆積する場合には，地形の影響を大きく受けて積雪深分布に非常に大きな偏りが生ずる。このような風による飛雪の輸送量は風速の3乗に比例するので[8]，風速が大きくなると共に雪の移動量は急激に増加する。地吹雪の発生限界風速は，降雪の有無や雪面の状態，気温によって異なるが，例えば，年中地吹雪が起っている南極でも風速が7 m/s以下になると地吹雪はほとんど発生しなくなる[9]。そこで高山裸地帯の姿見駅における風速の連続自記記録から，0時から3時間毎の定時の5分間平均風速を読み取った。1977年12月から1978年3月までに7 m/sを越える風速が観測された頻度は51％であった。もちろん雪面状態によって7 m/s以上の風速下にあっても地吹雪が発生しないこともあるので，この頻度は，地吹雪発生の最大可能頻度とみなされよう。一方同じ期間の白雲荘と東川の風速を見ると，7 m/s以上の風は全く観測されていない。また，各調査時において，樹林帯では，風によって積雪表面に形成される風紋が全く見られなかった。従って，冬期，樹林帯では積った雪を移動させるような強い風は吹かないといえよう。このように，風速については高山裸地帯と樹林帯に著しい違いのあることがわかった。

高山裸地帯では，上に見たように地吹雪が発生し得る強い風が高頻度で吹いているため，積雪の堆積と削剝及び再堆積が活発に起り，雪は凸地形の風下側の影や凹部に大量の吹き溜として堆積する。尾根の上や岩峰などの凸地形，また，新雪の安息角である60°[10]以上の長い急斜面には，積雪の堆積は極めて少ない。弱風時にたとえ堆積してもすぐ削剝されるため，一冬の間黒い地肌を露出させている場所も多く見られる。

第8図に示した積雪深分布は，このような堆積・削剝過程の活発な高山裸地帯における積雪分布の典型的な例である。高山裸地帯の1,620 m観測点は緩くて広い尾根上に選んだので，第2図に示した同地点の積雪深計による記録は風による吹き払いで積雪が堆積し難いかあるいは堆積しても削剝されてしまう凸地形上における積雪深の時間変化のよい例とみなすことができよう。

風が弱い樹林帯の中では，一度堆積した雪は移動することなくその地点にとどまり，前述したように尾根，谷にかかわりなく，ほぼ一様な積雪分布をしている。もし樹林帯の積雪分布に偏りが見られるとすれば，（例えば只見川源流の例[11]）それは降雪をもたらす大気の側に原因があるといえよう。

VII. 摘　　要

山岳地帯の積雪の分布特性とその堆積，融雪過程を詳細に調べるため，北海道の大雪山旭岳西斜面（標高400～1,800 m）において，1977年11月30日から1978年5月24日にかけて，前後7回に亘って積雪深と積雪水量の調査を行なった。

積雪の堆積過程やその分布は，標高約1,400 mの樹林限界を境にして上部の高山裸地帯と下部の樹林帯とで大きな違いがある。高山裸地帯は，地吹雪発生可能の限界風速7 m/sを越える風の頻度が，冬期，50%を越え，一冬に数回は30 m/sを越える暴風雪となる。そのため積雪は堆積と削剝を交互に受け，時間的空間的に変動が極めて大きい。地形の凸なところの積雪は削剝され風下の凹地を埋め全体として地形の凹凸を平坦化するように積雪は堆積する。

一方，樹林帯では風速が5 m/sを越えることはほとんどなく，風によって形成される風紋も観測されず，実質的には地吹雪は一冬に亘って起らない。従って雪がひとたび堆積するともはや移動することはない。そのために，岩や小石，切り株など小さな地表面の凹凸は別として，大きな尾根や谷などの地形の凹凸があっても，森林に覆われている限り任意高度の等高線に沿う積雪水量は一様である。

樹林帯における一回毎，あるいは数10日間の降雪水量は，高度が高いほど直線的に増加してゆくような高度分布をとる。そのため，積雪水量は堆積期を通じて直線的な高度分布を保ち，直線の傾斜は堆積期の初期から末期に向うに従って時間と共に急になってゆく。すなわち時間と共に山麓と山間部の積雪水量の差が増大してゆく。融雪期に入り，融雪前線が山麓から斜面を登り始める融雪初期には，斜面下方では融雪が進んでいるのに上方ではまだ堆積が進む。積雪水量は斜面下部ほど減少量が多く，上部ほど増加量が多く，しかも，この減少量・増加量の高度分布は直線で近似できる。従って，この時期の積雪水量も直線高度分布を保ち，その傾斜は堆積期よりも益々急になり，融雪前線が樹林限界に達した時期に傾斜は最大に達する。山全体が本格的な融雪期に入ると，融雪速度は高山裸地帯も含めて高度に依らずほぼ一定となる。

積雪水量がなぜ直線的な高度分布をなすか，本格的な融雪期に入ってからなぜ融雪速度が高度によらずほぼ一定なかのは今後に残された大きな課題である。

今回の調査には，北海道大学低温科学研究所の小林俊一助手，同大学院学生の古川義純（現低温研助手），佐藤篤，西村浩一（現財団法人日本気象協会北海道本部），児玉裕二，鴻野繁和，金田安弘，大前宏和の諸氏の御協力を仰いだ。株式会社大雪山ハイランドには多くの調査上の便宜をお計りいただき，特に姿見駅における風速資料の提供を受けた。白雲荘の工藤虎男氏には，温度記録計と風速記録計の設置をお許しいただいた。ここに記して以上の皆様に深く感謝の意を表します。

なお本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費総合研究（A），「日本における山岳積雪の変動とその地域的特性に関する研究」（研究代表者樋口敬二）から支出された。

文　献

1) 菅谷重二 1948 積雪水量の定量的調査について. 大雪山積雪水量及び流出調査, 経済安定本部資源委員会・北海道庁土木部刊, 1-42.
2) 千葉　豪 1950 実用的方法に依る大雪山の積雪水量調査. 水害の綜合的研究第2輯, 山地流域における降水量分布, 北海道土木部河川課・北海道土木部土地改良課・財団法人農業物理研究所刊, 125-136.
3) 東　晃・樋口敬二 1952 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査. 北大地球物理学報告, **2**, 1-13.
4) 樋口敬二・板垣和彦 1953 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査 (II). 北大地球物理学報告, **3**, 51-62.
5) 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.
6) 北海道農業気象月報. 札幌管区気象台刊による.
7) 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・札幌管区気象台刊, 1-84.
8) 小林大二・小林俊一・石川信敬 1969 みぞによる地吹雪量の測定. 低温科学, 物理篇, **27**, 99-106.
9) 山田知充 1974 昭和基地沿岸からみずほ観測拠点に至る地域の気象状態について. 南極資料, **50**, 1-20.
10) Kuroiwa, D., Mizuno, Y. and Takeuchi, M. 1966 Micromeritical properties of snow. *In* Physics of Snow and Ice, Part 2 (H. Ôura, *ed.*), Inst. Low Temp. Sci. Sapporo, 751-772.
11) 大沼匡之 1956 山地積雪に関する研究. 農業総合研究所雪の研究, **4**, 1-45.

Summary

For the purpose of investigating the deposition process and distribution of a seasonal snow cover in a mountain area, depths and water equivalents of snow were measured seven times in the snow season from December 1977 to May 1978 along the west slope in the range from 400 to 1,800 m in elevation in Mt. Asahidake (Fig. 1) located in the central part of Hokkaido (43°40′N, 142°47′E).

The forest zone below the timberline of 1,400 m in elevation and the alpine zone above it differed greatly from each other in deposition process and distribution (Figs. 2, 3 and 6).

In the forest zone snow cover was distributed quite homogeneously regardless of the topography (Table 1) because of the absence of blowing snow throughout the snow season. The observed facts that the amount of snowfall at one time or during several ten days increased with increasing elevation resulted in such a relationship between snow depth and elevation that is represented by simple linear regression lines during the accumulation season (Figs. 3 and 4).

In the alpine zone, on the other hand, the distribution of the snow cover was considerably partial to the leeward of a topographical depression because of a high frequency of blowing snow (Fig. 8). Therefore, snow depth or water equivalent widely fluctuated with time at a given observation point (Fig. 2), being markedly different from place to place, which gave rise to their independence of elevation (Figs. 3, 4 and 6).

In the ablation season from the biginning of March to the end of April when the ablation zone was ascending up to the timberline (Fig. 5), the amounts of ablation (snowmelt) and accumulation increased respectively in the lower and the upper area of the observed slope. Relationships of elevation with ablation and accumulation were also represented each by one linear regression line in the forest zone (Figs. 6 and 7). When the whole part of the

observed slope entered into the real ablation season after the end of April, the amount of ablation was nearly constant regardless of elevation (Fig. 7).

Concludingly, it is found out that in the forest zone water equivalent continuously keeps a linear distribution with elevation throughout the snow season in spite of the accumulation and ablation seasons.