



Title	大雪山白雲小屋における気温変動特性
Author(s)	仲山, 智子; 曾根, 敏雄
Citation	低温科学. 物理篇, 51, 173-181
Issue Date	1993-03-25
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18622
Type	bulletin (article)
File Information	51_p173-181.pdf



[Instructions for use](#)

大雪山白雲小屋における気温変動特性*

仲山 智子

(北海道大学大学院理学研究科)

曾根 敏雄

(低温科学研究所)

(平成4年11月受理)

Abstract : The observational air temperature data at the Daisetsu Mountains and the Kamikawa Basin were analyzed to clarify the characteristics of seasonal variation of air temperature in the alpine permafrost region. (1) The annual range of air temperatures in the alpine region was larger than that in the lower region. (2) On the contrary, the daily range in the alpine region was smaller than that in the lower region. The former shows seasonal variation, which was large in summer and small in winter. (3) The lapse rate of air temperature between the alpine and the lower regions changes seasonally, becoming large in winter and small in summer.

要旨：山岳永久凍土が存在するような高山地域の気温変動特性を明らかにするために、大雪山白雲小屋及びその周辺の上川盆地における気温データの解析を行った。その結果、大雪山における気温変動には次のような特徴がみられた。(1)年平均気温が同程度でも、年により年較差の大きさは異なる。年較差は低地に比べて大きい。(2)日較差は、逆に低地に比べて小さくなる。日較差の月平均値の年変化には季節性がみられ、春から夏にかけてやや大きく、秋から冬には小さい。しかし、その年変化の幅は低地に比べると小さい。(3)山地と低地間の気温減率は夏に小さく冬に大きいという季節性をもつ。また、最高気温と最低気温の減率を比較すると、最高気温のそれの方が大きい。

Key word : alpine permafrost, annual range of air temperature, daily range of air temperature, lapse rate of temperature

キーワード：山岳永久凍土，気温の年較差，気温の日較差，気温減率

I. はじめに

中緯度地帯においても、寒冷的な気候環境下にある高山地域では周氷河作用が卓越し、時には山岳永久凍土の形成も見られる。この様な高山地域における各種の周氷河現象の出現メカニズ

* 北海道大学低温科学研究所業績 第 3636 号

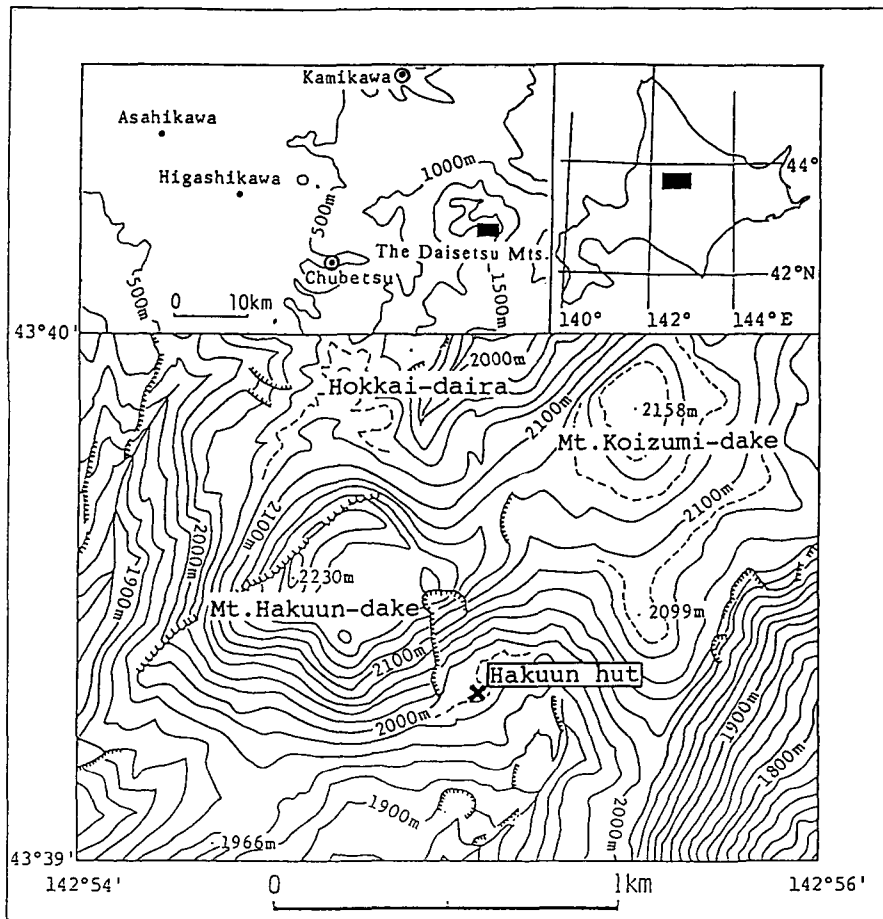
ムを理解する上で、高山地域の気候の特性を把握することは不可欠である。しかし、わが国では富士山を除くと、高山地域において通年にわたる気象観測が行われた例はきわめて少なく、その特性を明らかにするためのデータは不十分である。また、低地の気温観測値から高山地域の気温を推定する方法があるが、山岳の斜面上や山頂部の気象はその地形、斜面の向き、地表面効果などにより、低地上空の高層気象とは大きく異なることがある。従って、高山地域の気象データと低地の気象データとの対応関係が十分に解明されていない現在、異なった気候条件下にある低地の気象観測値から高山地域の値を類推することは難しい。

北海道、大雪山の高山地域は周氷河環境下にあり、山岳永久凍土の発達も確認されている¹⁾。しかし、大雪山地域においてこれまで行われてきた気象観測は、主に森林限界付近までであり^{2,3)}、それより高地での観測は短期間に限られていた⁴⁾。山頂に近い高山地域での通年観測は、1985年に白雲小屋（標高2000 m）で行われた曾根・高橋（1988）⁵⁾の気温観測例があるのみである。本研究では、それに継続して行われた1987年1月から1988年12月までの白雲小屋における気温観測の結果を示す。また、それらを隣接した低地の同期間の気温データと比較することにより、大雪山の気温変動、特に高度と季節に伴う変動の特性を明らかにする。

II. 観測地点と方法

大雪山は北海道のほぼ中央に位置し、旭岳（標高2290 m）を最高峰とする複数の火山によって構成されている。大雪山における森林限界はおおよそ標高1300 mから1800 mの間にある。また、その限界より高位置にある北海平（2070 m）や小泉岳（2158 m）山頂付近では永久凍土や大型構造土の存在が確認されている⁶⁾。気温観測は、大雪山中央部の白雲岳避難小屋（約2000 m、以下、白雲小屋と略）において行われた（第1図）。白雲小屋は、白雲岳（2230 m）の南東斜面基部にある比高10 m前後の小丘上に位置し、周辺は主にハイマツ群落や高茎草本群落によって被覆されている。通常、大雪山頂上部は10月中旬から翌年の6月上旬までは積雪に覆われるが、風衝地となる小丘上の白雲小屋近辺は冬期でもほとんど積雪がない。白雲小屋における気温の測定方法については、本号、資料集⁷⁾において詳述したのでここでは省略する。

本報告では、低地と高山地域との気温変動の比較を行うために、大雪山地域に隣接する上川（白雲小屋の北西方約25 kmに位置する標高350 mの盆地底）及び忠別（同じく西方約20 kmに位置する標高370 mの山間低地）の気象官署による定常観測（アメダス）のデータも利用した。用いたデータは、両地点における1987年1月から1988年12月までの気温の日平均値、最高値、並びに最低値である。この二地点は大雪山に最も近く、都市気候の影響も受けていないと考えられる。また、高度に伴う気温の変化を自由大気中のそれと比較するために、札幌における地表面及び1000, 900, 850, 800 mbの高層気温データも併せて利用した。なお、高層気温データは9時と21時の観測値を平均し、日平均気温とした。



第1図 観測地点：上川盆地概略図及び大雪山白雲小屋周辺の地形図（×：山地気象観測点，●：低地の気象観測点）

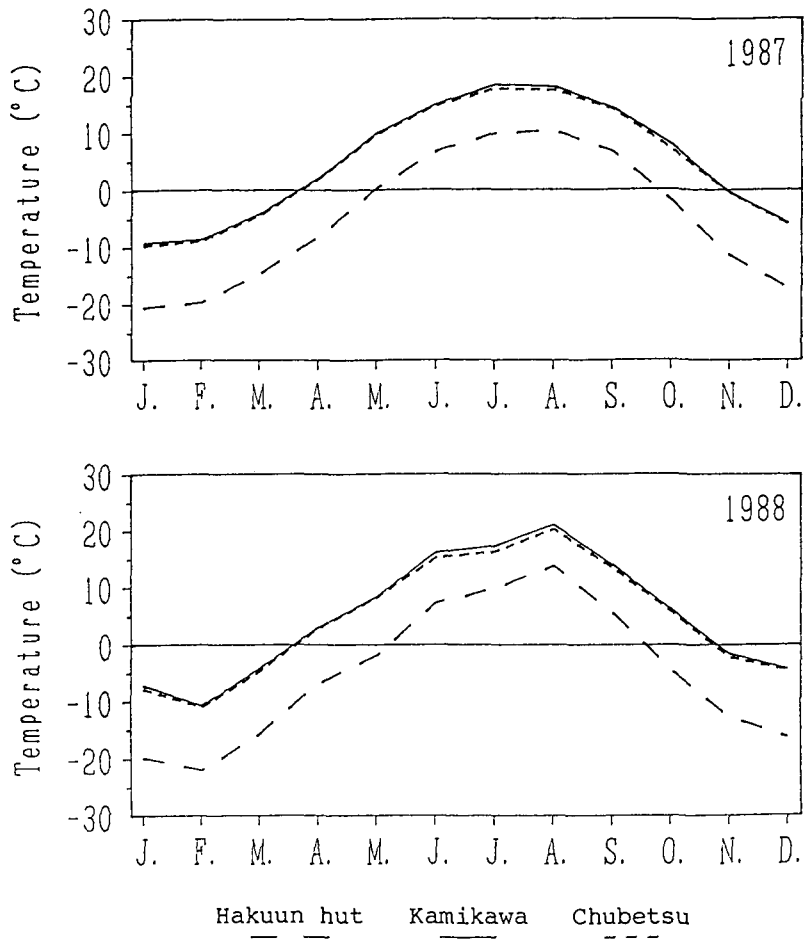
III. 観測結果

第1表に白雲小屋，上川，及び忠別における1987，1988年の年平均気温並びに最暖月，最寒月の月平均気温を示す。上川，忠別，白雲小屋と高さが増すにつれて気温は低くなり，上川あるいは忠別と白雲小屋の年平均気温の差は10℃前後に達する。1987年と1988年とを比較すると，いずれの地点においても，年平均気温は近い値を示し，この2年は同程度の暖かさであったことが分かる。

第2図に白雲小屋，上川，忠別における1987年，1988年の月平均気温の推移を示す。最暖月，最寒月となった月は，3地点ともに1987年においては7月及び1月，1988年においては8月及び2月であり，年により異なっている。季節変化の傾向は高度によらず，年毎に類似している。

第1表 白雲小屋, 忠別, 上川における1987-1988年の
 (A) 年平均気温, (B) 最暖月の平均気温,
 (C) 最寒月の平均気温 (°C)

観測地点	1987			1988		
	A	B	C	A	B	C
白雪小屋 (2000m)	-4.9	10.5	-20.5	-5.2	13.9	-22.0
忠別 (370m)	4.5	17.8	-9.7	4.4	20.4	-10.9
上川 (350m)	4.8	18.5	-9.3	4.9	21.1	-10.6



第2図 白雲小屋, 上川, 忠別における月平均気温の年変化

IV. 考 察

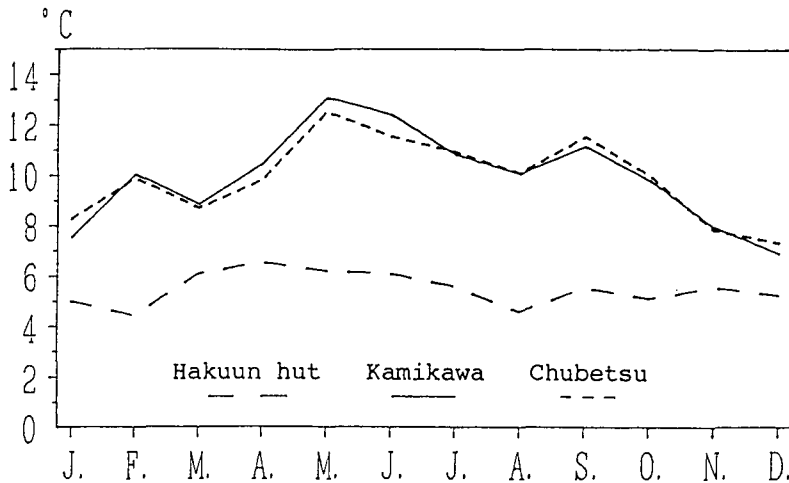
1. 気温の年較差の年、高度に関する比較

気温の年較差は地点や年によって異なる値を示し、1987、1988年の順に、白雲小屋では、31.0℃、35.9℃、上川では、27.8℃、31.7℃、また忠別では、27.5℃、31.3℃であった。各年の年較差の値を見ると、いずれの地点においても、1988年の値が1987年の値を上回っている。年較差の大きさは、卓越する気団の季節性や夏の加熱の条件（日射量）、冬の冷却の条件（風速、雲量、湿度など）によって決定される。この2年間の最暖月及び最寒月の平均気温の温度差は、それぞれ3.4℃、1.5℃（白雲小屋）、2.6℃、1.3℃（上川）、2.6℃、1.2℃（忠別）となり、いずれも最暖月の気温差の方が大きい。従って、1988年に年較差が大きくなった理由として、夏に効果的に加熱されたことが考えられる。

次に、高度や緯度の違いが年較差へ与える影響について考える。海拔高度の高い白雲小屋が低地の2地点に比べて非常に大きくなっていることから、高地ほど年較差が大きくなるという傾向がうかがえる。しかし、吉野（1986）⁸⁾によると、中央日本においては高度1000 m付近に年較差の極小が現れ、2200 m付近に極大が現れるという観測結果もあり、気温の年較差と高度との関係は複雑である。また、山岳の気温年較差の緯度に伴う違いを見ると、一般に南の山岳で小さく、北の山岳で大きいという特徴がある⁹⁾。例えば、中央日本の山岳での年較差は22～26℃であるが、九州の霧島山（1324 m、31°55'N）では18.9℃、東北の蔵王山では28.4℃（1760 m、38°09'N）である。1987～1988年の白雲小屋の年較差の平均値は33.9℃であり、本州の山岳に比べて大きな値となっている⁸⁾。

2. 気温の日較差の高度及び季節による変化

第3図に白雲小屋、上川及び忠別における気温の日較差の月平均値（1987、1988年の2年間



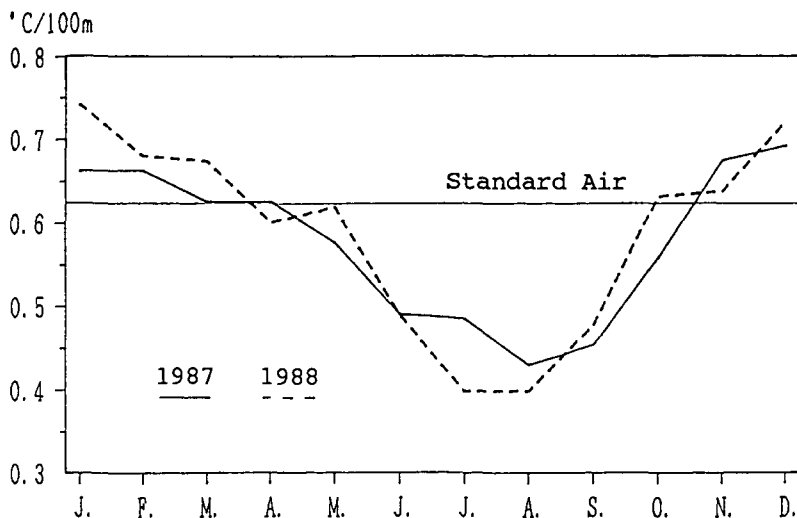
第3図 白雲小屋、上川、忠別、における気温の日較差の月平均値(1987-1988年の平均値)

の平均値)を示した。年較差とは逆に、海拔高度の高い白雲小屋で、一年を通じて最も小さい日較差が得られている。藤村(1987)⁹⁾は、富士山頂から山麓の三島に至る高度の違う4地点における気温資料を用い、海拔高度の高い地点ほど日較差が小さくなるという本研究と同様の結果を報告している。高山地域の方が日較差が小さくなる原因としては、冷気が溜りやすい盆地底や山間低地に比べ、地形的に逆転層ができにくく極端な低温が出現しないこと、一方、風の影響で地表面の熱が奪われやすく極端な高温が出現しないことなどが考えられる¹⁰⁾。

次に、日較差の季節変化に着目する。白雲小屋における月平均日較差は3月から7月の春から夏にかけてやや大きくなり、1月から2月及び8月から12月の冬と秋は小さくなっている。しかし、日較差の最大値(6.6℃, 4月)と最小値(4.5℃, 2月)の差はわずかに2.1℃であり、年間を通じた変動の幅は非常に小さい。また、低地の上川、忠別では、2月及び4月から10月までが大きく、特に5月、6月と9月が大きくなっており、白雲小屋とは異なる変動傾向をもっている。年間の変動の幅も6.2℃(上川)、5.2℃(忠別)と白雲小屋に比べて大きい。日較差の大きさは、日射のような昼間の加熱の条件と放射冷却のような夜間の冷却の条件によって決定される。従って、このような日較差の季節変化が生じる原因としては、日照時間の長さや雲量の変化、加えて風速の季節変化などが考えられ、今後、それらの気象要素も併せて解析する必要がある。

3. 気温減率の季節変化

第2図から低地の2地点と白雲小屋との気温差は月により異なっていることが分かる。これは気温減率が季節により変化することを意味している。第4図には、2年間にわたって白雲小屋-忠別間で得られた気温減率の月別推移を示した。なお、同図には標準大気の気温減率0.65℃/100mも示されている。気温減率の年平均値は0.58℃/100m(1987年)、及び0.59℃/100m(1988年)となり、標準大気の、すなわち自由空間における気温減率に近い値であった。し

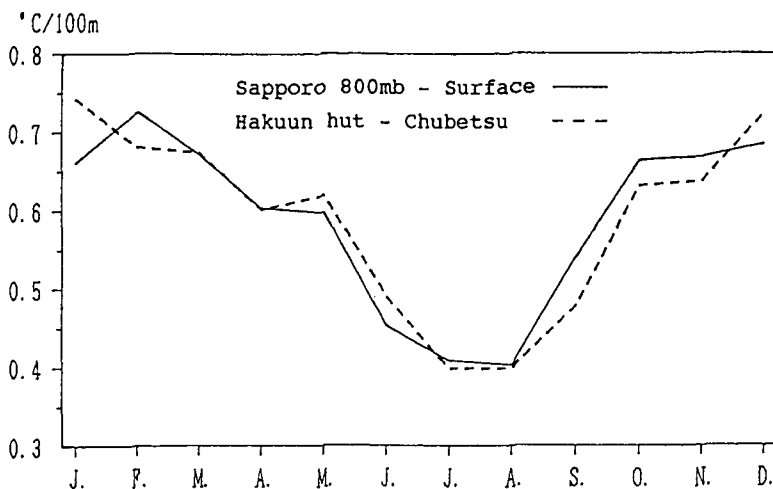


第4図 1987年、1988年の白雲小屋-忠別間の気温減率の推移(月平均値)

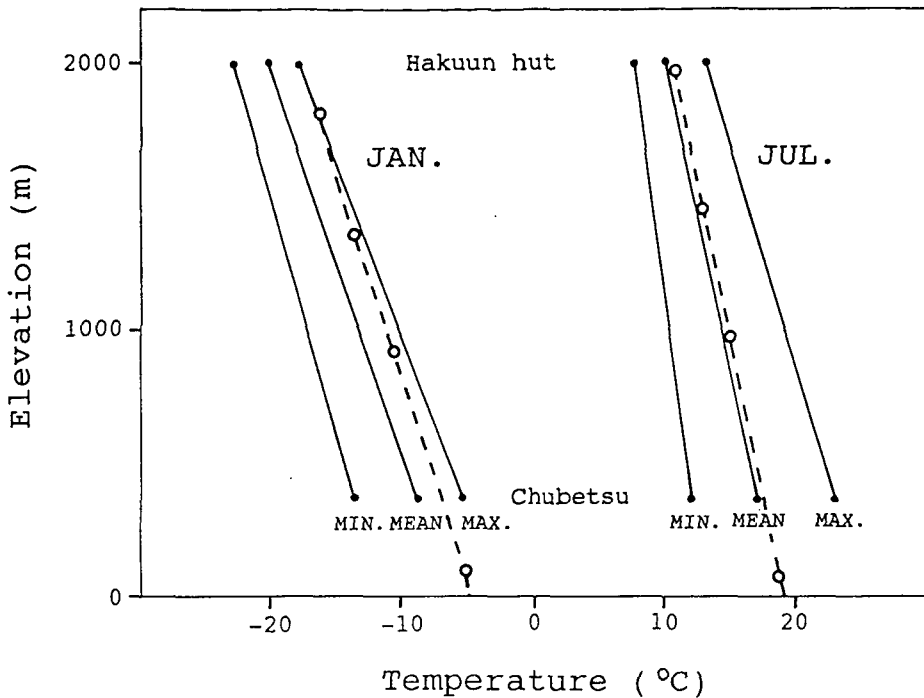
かし、各月毎の気温減率の値は $0.40^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (1988年7月) から $0.75^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (1988年1月) という幅をもち、いずれの年も夏に小さく冬に大きいという傾向を示す。気温減率の季節変化は、世界的には冬に小さく夏に大きくなるのが一般的な傾向であるが、富士山や東北の岩手山などでは大雪山と同様に冬に大きく夏に小さいという季節変化が観測されている¹¹⁾。

第5図では、1988年の白雲小屋-忠別間及び札幌の800mb面-地表面間の気温減率の月平均値を示し、自由大気中の値と山岳地域における値との比較を行った。札幌上空の自由大気においても、気温減率の年変化には冬に大きく夏に小さいという季節性が見られ、両者は非常に近い値を示している。従って、この様な気温減率の季節変化は、大雪山地域だけのローカルな現象ではない。また、山岳という地形に依存して生じるわけでもなく、総観(synoptic)スケールの大気の変動が原因になっている可能性がある。

この季節変化についてさらに詳しく見るために、冬(1月)と夏(7月)に関して、大雪山地域(白雲小屋-忠別間)の月平均気温、及び最高気温、最低気温の月平均値と札幌高層の気温データを高度に対して示した(1987年、1988年の2年間の平均値、第6図)。自由大気と山岳との平均気温を比較すると、夏には、白雲小屋、及び忠別の両地点で、月平均気温が 0.5°C ほど低くなり、冬には同様に 2°C ほど低くなっている。温度差が上層から下層までにわたってほぼ一様であるため、この気温の低下が山岳の存在によるのか、緯度の違いによるのかは不明である。気温減率はこの線の傾きによって表され、その値は平均、最高、最低の順に、1月では 0.70 , 0.76 , $0.56^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 、並びに7月では 0.44 , 0.61 , $0.28^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ となっている。自由大気の気温減率は大気中の水蒸気量を反映し、一般に上空ほど小さいといわれているが⁸⁾、ここでは夏冬ともに上層から下層まで、ほぼ一定の値を示している(1月、 $0.66^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 、7月、 $0.43^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)。最高気温と最低気温の減率を比較すると、夏冬ともに最高気温の減率の方が大きく、特に冬の減率($0.76^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)は大きい。これは冬の高地における加熱の効果(例えば日射量)が低地に比べて非常に小さく、気温があまり上がらないことを意味している。



第5図 大雪山及び札幌上空における1988年の気温減率の比較



第6図 1月及び7月の月平均気温、最高値、最低値の月平均値、札幌高層の月平均気温の高度分布(1987-1988年の平均値、点線は札幌高層、○は下から順に1000 mb, 900 mb, 850 mb, 800 mbの高度と温度を示す。)

吉野⁸⁾は日本の山岳の気温減率は2月と8月の両方もしくはどちらかに極大が出る場合が多いと述べ、その原因として、地表面熱収支の状態や出現する気団の違いなどを挙げている。例えば、岩手山で冬に気温減率が大きくなるのは、地表付近にある変形したシベリア気団の上に、新鮮な冷たいシベリア大陸気団が押し出してくるためとしている¹¹⁾。大雪山もまたシベリア気団の影響を受けやすい場所に位置し、加えて前述の通り、季節変化の原因は総観スケールの変動であると考えられることから、大雪山において冬に気温減率が大きくなる理由の一つとして、シベリア気団の出現を挙げることができる。

その一方で、菊地ほか(1979)¹²⁾は、大雪山旭岳西斜面における1977-1978の冬期の気温観測から、斜面上の1595 m地点と上川盆地間の気温減率は春に比べて冬の方が小さいという本研究とは異なる結果を報告している。その原因として冬期に放射冷却による接地逆転が起こり低地の気温が著しく低下したことを挙げている。従って、冬から春にかけての大雪山地域の気温減率を考える場合、気団の変化のような大きなスケールの効果と放射冷却のような局所的な効果の両方を考慮しなければならない。

V. ま と め

周氷河環境下にあるような山岳地域の気温変動特性を明らかにすることを目的として、大雪山白雲小屋及び上川、忠別における1987年1月から1988年12月までの気温データの解析を行った。結果は以下の通りである。

(1) 月平均気温の年変化は、高度によらず3地点とも類似した変化を示した。解析した2年間の年較差の大きさは、いずれの地点においても高度の高い場所ほど大きく、また年平均気温が同程度でも、年により大きく異なっていた。

(2) 一方、気温の日較差は高い場所ほど小さくなる傾向を示し、年間を通した変動も小さくなっている。また3月から7月の春から夏にかけて日較差はやや大きくなり、8月から2月は小さいという季節変化を示す。

(3) 白雲小屋－忠別間の気温減率は季節によって変化し、冬に大きく、夏に小さいという傾向を持つ。特に、冬の最高気温の減率は大きい。また、札幌上空の高層気温データからも同様の傾向が得られ、このような気温減率の季節変化は総観スケールの大気変動によって生じている可能性がある。

以上のことから、大雪山における気温変動は、日変化は小さいが年変化は大きいというちょうど熱帯とは逆の特徴をもっていること、加えて低地に比べて冬に非常に寒冷になることなどが分かる。白雲小屋における気温観測は現在も継続中である。今後はより長期間のデータを用い、さらに変動の原因に関してより詳しい考察を加えることで山岳地域の気温変動の特徴を明らかにしたい。

北海学園大学の高橋伸幸博士には、白雲小屋における気温観測に際し多大な御協力を頂き、また有益な御助言を頂きました。心より感謝致します。

文 献

- 1) 福田正己・木下誠一 1974 大雪山の永久凍土と気候環境. 第四紀研究, **12**, 192-202.
- 2) 山田知充・菊地時夫・金田安弘 1978 大雪山における積雪期の気象観測資料 (1977-1978). 低温科学, 物理篇, **36-37**, 資料集, 11-24.
- 3) Sakai, A. and Otsuka, K. 1970 Freezing resistance of alpine plants. *Ecology*, **51**, 665-671.
- 4) 福田正己 1976 長期自記温度記録計の試作. 低温科学, 物理篇, **34**, 253-256.
- 5) 曾根敏雄・高橋伸幸 1988-1985年通年気象観測からみた大雪山の気候環境. 東北地理, **40**, 237-246.
- 6) 福田正己・井上正則・武田一夫 1976 大雪山北海平における大型構造土の観察. 低温科学, 物理篇, **34**, 257-260.
- 7) 曾根敏雄・仲山智子 1992 大雪山白雲小屋における1987-1989年の気温観測資料. 低温科学, 物理篇, **51**, 資料集, 印刷中
- 8) 吉野正敏 1986 新版小気候, 地人書館, 298 pp.
- 9) 藤村郁雄 1971 富士山の気象. 富士山総合学術調査報告, 富士急行株式会社, 215-304.
- 10) Green, F.H.W. and Harding, R.J. 1980 The altitudinal gradients of air temperature in southern Norway. *Geogr. Ann.*, **62**(A), 29-36.
- 11) 北澤貞夫 1937 岩手山の気温遞減率. 天気と気候, **4**, 278-282.
- 12) 菊地時夫・金田安弘・山田知充 1979 大雪山における積雪期の気象状況について. 天気, **26**, 751-757.