

大雪山小泉岳の雪田における 気温および地表面・積雪表面温度の観測

宮本昌幸¹・武田 泉²

¹北海道教育大学岩見沢校非常勤講師

²北海道教育大学岩見沢校地理学教室

Measurements of Air and Ground/Snow Surface Temperatures at a Snowpatch Site in the Mt. Koizumidake, the Taisetsu Mountains

Masayuki MIYAMOTO¹, Izumi TAKEDA²

¹Iwamizawa Campus, Hokkaido University of Education (part time lecturer)

²Department of Geography, Iwamizawa Campus, Hokkaido University of Education, Iwamizawa, 068-8642

Abstract

Air temperatures and ground (or snow) surface temperatures were measured at a snowpatch site (142° 56'E, 43° 40'N, 2100m a.s.l.) in the Taisetsu Mountains, central Hokkaido, in June and July, 1998. Temperatures were measured at three plots: S on the late-lying snowpatch, R on the ridge upslope from snowpatch, and V in the valley bottom downslope from snowpatch. Daily changes of ground surface temperatures were larger than those of air temperatures. Snow surface temperatures were generally lower than air temperatures. On average, air temperatures at S were the highest, those at R were the second, and those at V were the lowest. However, the average values of air temperatures have little differences plots by plots. Ground (or snow) surface temperatures at S and V were much lower than those at R. There are significant correlations between the temperatures at S or V and the snow surface lowering, but there are no significant correlations between those at R and snow surface lowering.

Keywords : snowpatch, the Taisetsu Mountains, air temperature, ground surface temperature, snow surface temperature, snow surface lowering

1 はじめに

中部から北部日本にある高山帯では、稜線の風下側斜面や凹地に大量の雪が吹き溜まり、夏まで雪田として残る。残雪下では地表の温度がほぼ0℃に保たれることから、植物生態学の分野では、雪田周辺で高山植物のフェノロジー¹⁾に関する研究が行われている(大谷ほか, 1995など)。雪田周辺でフェノロジーを考える際には、残雪の消失過程が重要である。なぜなら、雪田の消失過程が地表の温度環境を決定し、地表の温度環境がフェノロジーに影響するという間接的な効果が働くからである。また地球温暖化などの気候変動への関心の高まりからも、気温と雪田消失過程との関係、さらには雪田植生との関係は大変興味深い。大雪山ではこれまでに、ヒサゴ沼付近の雪渓で生育期間と植生の分布との関係が論じられている(Kudo, 1991; Kudo and Ito, 1992)。いっぽう、雪田の消失過程に関しては、主に雪氷学の分野で研究が行われている。雪田の上もしくは周辺の気温と、融雪との関係は一般的に知られており、この関係は融雪係数と呼ばれる(石川, 1990; 長谷美・太田, 2005)。大雪山ではこれまでに、高橋ほか(1981)、児玉ほか(1993)、山口ほか(1998)などが、雪田・雪渓において融雪と気温との関係について調査している。

大谷ほか(1995)のフェノロジーと消雪に関するモデルでは、残雪との空間的位置関係は無視され、消雪直後から地温(もしくは気温)は急上昇し、残雪の影響がない地点と同じ温度になるとみなしている。また、雪氷学の分野での融雪に関する研究でも、旭川など麓の気温のデータを利用している例が多く(高橋ほか, 1981; 高橋ほか, 1993; 児玉ほか, 1993; 山口ほか, 1998)、雪田周辺で詳しい温度観測が行われているとはいえない。しかし、斜面下降風が雪渓上でも発生することは知られているので(極地雪氷特集編集委員会, 2002)、残雪から斜面下方と斜面上方では温度環境が異なっていることは間違いない。それにもかかわらず、雪田周辺での温度測定はきわめて少なく、温度分布を明らかにしたのは、Thorn(1976)と森澤ほか(1993)の例があるだけである。Thorn(1976)は、6月末のある1日に、雪田の縁から15m離れた地点まで1m間隔で設定した各地点で、赤外線温度計を用いて各10回地表面温度を測定した。その結果、雪田の縁から2m離れると、残雪の影響による低温傾向が無くなることを示した。また、森澤ほか(1993)は、雪田より斜面上方と斜面下方で2cm深と7cm深の地温を測定し、斜面下方でより低温であることを明らかにした。ただし24時間を通じた観測例はないので、日最高温度・日最低温度などについては従来十分に議論できていない。

本研究では大雪山の雪田で、残雪期(6~7月)に、雪面上と、残雪より斜面上方、残雪より斜面下方において、気温と地(雪)表面温度を1時間間隔で観測し、日平均や昼と夜の温度環境の特徴をそれぞれ明らかにする。また、得られた温度データと融雪との関係や、フェノロジーとの関係を議論する。

2 調査地

大雪山は北海道のほぼ中央に位置し、旭岳(標高2,290m)を最高峰とする火山群である。大雪山における森林限界は、標高1,500~1,800mにあり(Takahashi, 1990)、それより上方はハイマツ群落や風衝地、雪田などによって特徴付けられる高山帯である。大雪山北部の小泉岳周辺では、年平均気温は-3.7~-5.2℃(曾根・高橋, 1988; 曾根・仲山, 1992; 曾根, 1994; 高橋, 1998)であり、また永久凍土の存在が確認されている(福田・木下, 1974)。西よりの冬季卓越風(曾根・高橋, 1988)の影響を受け、小泉岳周辺では風背側となる東または北東向き斜面に雪田が多く分布する。

研究対象とした雪田は、小泉岳北東斜面の凹地内(標高およそ2,100m)に位置する(図1)。凹地

の規模は、長径約250m、短径約150m、中心部での深さ20～30mであり、平面形態はほぼ楕円形である(図1)。凹地内では、その周縁部に雪田植生が密生するが、中心部の残雪砂礫地にはわずかにチシマクモグサ (*Saxifraga merkii*) やイネ科・カヤツリグサ科の植物と鮮苔類が侵入するだけである(宮本, 1999)。残雪は越年する年としない年がある。例えば、1993～1998年において、残雪は1994, 1996, 1997, 1998年には8月下旬～9月初旬に完全に消失したが、1993年と1995年には越年した(宮本, 1999)。図1に1998年の消雪過程の一部を示すが、6月下旬より遅く積雪が消失する地点は残雪砂礫地であり、それ以前に積雪が消失する区域では雪田植生が密生する。いっぽう、雪田より西の尾根上や登山道のある区域は、4月上旬にも積雪はほとんどなく、強風砂礫地となっている。

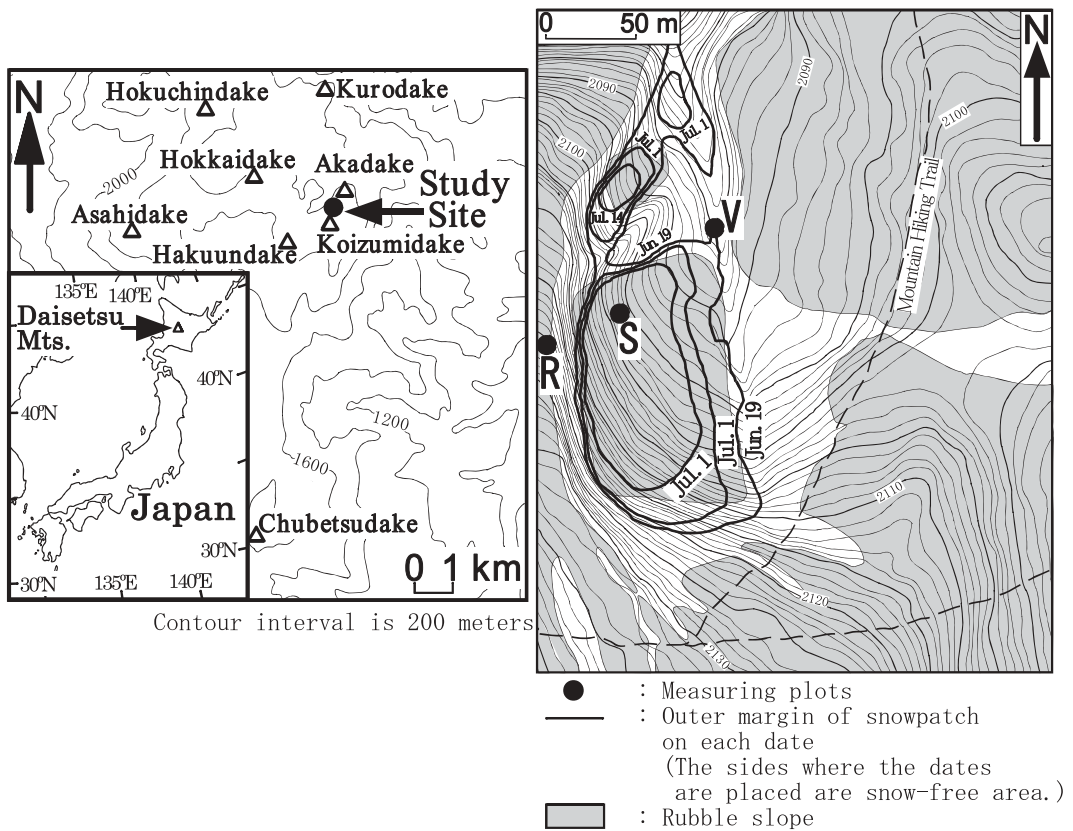


図1 調査地と測定地点の位置

3 調査方法

1998年6月14-16日にR,S,Vという3ヶ所の測定点を設定し(図1), 温度観測を開始した。Rは残雪より西側の尾根に, Sは残雪上に, Vは残雪より東側の谷底にあたる。残雪との斜面の位置関係を見ると, Rは残雪より斜面上方, Vは残雪より斜面下方となる。各測定点における温度観測の様子を図2に示す。直径0.08m, 長さ0.25mで塩化ビニル製の白色の円筒を最上部につけた木製またはスチール製のポールを, 地中または残雪中に埋め込んだ。各ポールは, 円筒の中心が地上(または雪面上)1.25mの高さの位置になるように設置された。円筒の中央にサーミスター温度センサーを挿入し, データロガー(T&D社, TR-71JまたはTR-52, 精度 ± 0.5 , 分解能0.1)を用いて1時間間隔で温度を記録した。各ポールの根元にあたる所にも, 円筒のカバーをつけずにサーミスターセンサーを設置し, 地(雪)表面付近の温度を測定・記録した。RとVではポールの転倒を防ぐために針金で四方から支持することができた。しかしSでは針金で支持することができなかったため, ポールの転倒が起こり, 温度を測定できなかった期間がある。また, 7月20日には残雪が少なくなったので, 測定を終了した。

Sでは, 長さ1.8m, 直径0.01m, ゴムで被覆したスチール製の白色のポールを1本雪面に埋め込み, 雪面低下量を測定した。雪面低下量は, 入山中毎日, 0.01m単位で, 16時から17時の間に測定された。また数日おきに, 0.0001 m^3 のサンプラーを用いて, 表層近くの積雪を各測定日とも3回採取し, 現場で0.001kg単位で重量を測定することによって, 積雪表面の密度を求めた。

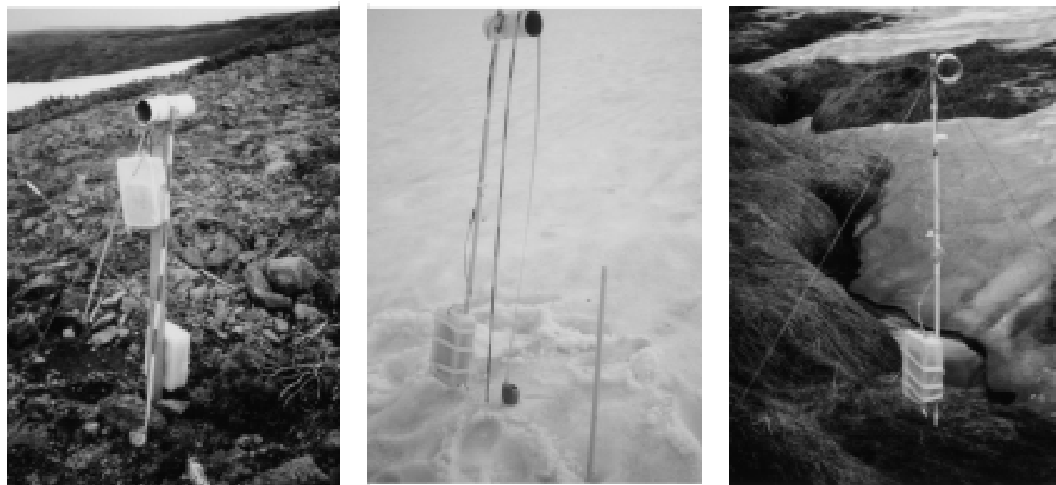


図2 各測定点における温度観測の様子
左: R 中: S 右: V

4 調査結果

4-1 各地点における気温と地(雪)表面温度

各測定点における温度変化を図3に示す。各測定点とも, 地(雪)表面温度の日変化は大きく, 気温の日変化は小さい。RとVでは, 日中には気温より地表面温度の方が高く, 夜間は低いことが多い。Rでは, 地表面温度は, 6月24, 25, 29, 30日, 7月4, 14日に40℃以上に達した。これらの日のうち42.1℃まで達した7月4日と, 45.1℃まで達した7月14日の天候は, いずれも晴であった。また,

最も地表面温度が高くなったのは6月25日の45.6 だが、残念ながらこの日の天候はわからない。一方、この日には、気温も期間中の最高に達したが、その値は18.5 であり、地表面温度よりかなり低い値であった。

Vで地表面温度が30 以上まで上昇したのは、6月30日と7月15日、25 以上まで上昇したのは6月24,25日、7月18日だけであり、Rより高温にはなりにくい。これらの日の天候については、7月15日が晴、7月18日が曇であった。6月24,25,30日については天候は不明だが、これらの日はRでも地表面温度が高く、高温な日であったといえる。気温については、15 以上になったのは6月19,24,25,30日、7月15,18,19日のみであるが、いずれの日にも地表面温度は23 以上と高温であった。気温が地表面温度より高くなりにくいという傾向は、Rにおける傾向と共通するが、最高地表面温度と最高気温との温度差は、RよりVでかなり小さい。RにおいてもVにおいても、6月20,27日、7月2,3日など雨天の日には、気温と地表面温度との差があまりない。一方、晴や曇の日には、気温と地表面温度との差が大きかったといえる。

Sにおいては、雪表面温度の方が気温より日較差が大きい。しかし、日中でも雪表面温度は気温より高温にはなりにくい。Sにおいて気温も雪表面温度も測定できた13日のうち、雪表面温度の方が高温となったのは6日であり、日最高温度の差も6.1 以内と小さい。雪表面温度が最も高くなったのは6月16日の18.3 であった。気温が最も高くなったのは7月1日の21.8 であり、ほか

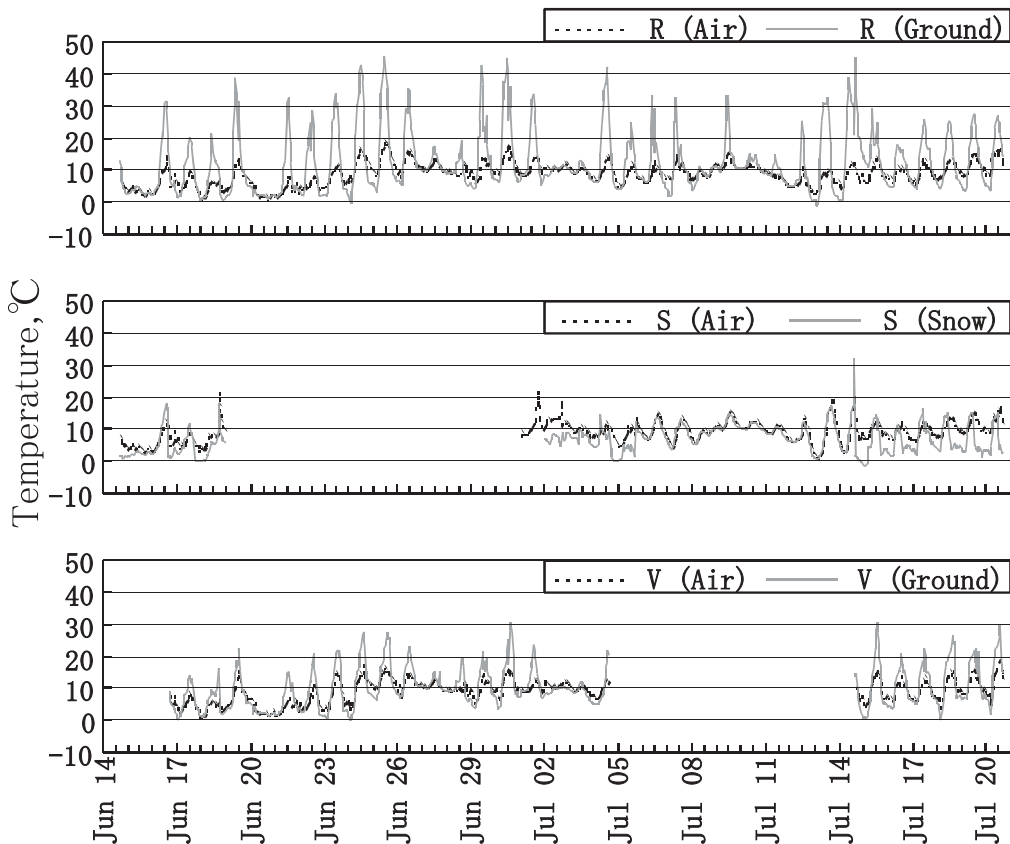


図3 各測定点における1998年6-7月の温度変化

に20 以上まで上昇したのは6月18日のみである．雪表面温度の日最低値は，6月17日と7月4日に0.0 ，6月18日0.1 ，7月5日に0.3 と0 に近い値を示した．また雪表面温度は，7月15日に-1.5 と最も低い値となった．

Sにおいて，7月6日から14日には，気温と雪表面温度とがほとんど同じ値を示している．これはおそらくポールが転倒したためと考えられる．したがって，これ以降の解析にはこの期間のデータを使用しない．また，融雪が進むにつれて温度センサーと雪面との間にギャップが生じるので，積雪表面の温度に関しては高精度のデータが得られているとはいえない．

図4で，各測定点における，日平均の気温と地(雪)表面温度を比較する．Rでは地温の方が高い

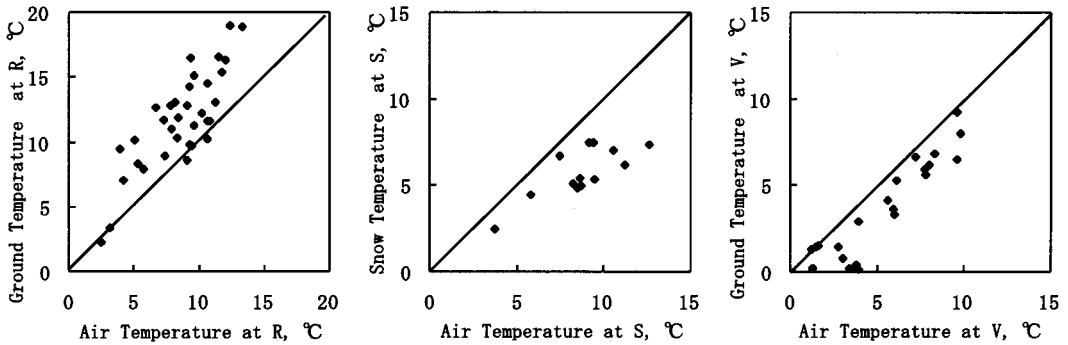


図4 各測定地点における日平均気温と地(雪)表面温度との比較

日が多く，Vでは気温の方が高い日が多い．Sでは，全ての測定日において気温の方が雪表面温度より高い．通年でみると，一般に平均気温と平均地表面温度はほぼ等しくなるはずである．しかし，夏季には一般に地表面温度の方が気温より高くなるはずである．Rではこの一般的な傾向にしたがっているが，SはもちろんのことVでも一般的な傾向とは相反する傾向が見られた．

4 - 2 積雪表面密度と雪面低下量

積雪表面の密度の変化を，図5(上)に示す．期間を通して，積雪の表面密度は480～650kg/m²の範囲内である．15測定値の平均は562kg/m²，中央値は571kg/m²であり，15測定値のうち12が550～600kg/m²の範囲に集中している．本調査においては，測定の月・日による積雪表面密度の差はほとんど無く，ほぼ同一とみなしてもさしつかえがないと考える．雪氷学の分野では，雪面低下量に積雪表面の密度を乗じて，融雪水量を用いることが多い²⁾．本研究では，積雪表面の密度はほぼ一定とみなしたので，次に示す雪面低下量の変化傾向は，融雪水量の変化と同じ傾向であることができる．

雪面低下量を図5(下)に示す．雪面低下量は，0.07～0.15m/dayの範囲内にある．時期による雪面低下量の違いの傾向はなさそうである．7月1～4日には0.15m/dayと，最も雪面低下量が大きかったが，このときの天候は雨だった．いっぽう7月4～5日には0.07m/dayと，最も雪面低下量が小さかったが，このときの天候は晴だった．天候と雪面低下量との間の明瞭な関係は本研究からわからないが，この期間だけを見ると降雨時に雪面低下量は大きいといえる．

4 - 3 各測定地点の比較

測定期間は，Rで最も長く，SとVでは短い．したがってここでは，Rでの値を基準として，SとV

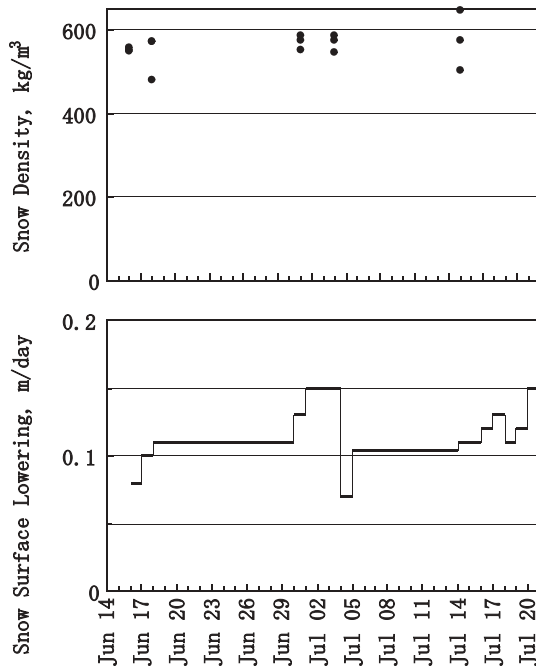


図5 積雪表面の密度（上）と雪面低下量（下）

の値をそれぞれ比較しながら論ずる．地点ごとの気温の比較を図6に示す．日平均気温は，RよりもSの方が高温である日が多い．Sにおいて観測ができた日に関して，日平均気温の平均値はRで8.30，Sで8.90であった．日最高気温については，RとSとの間に，高温，低温という傾向は見られない．ただし，1日だけではあるが，Sで約6.9も高温となっている日があった．日最高気温の平均値は，Rで11.73，Sで13.54であった．このようにSで日最高気温の平均値がRより高くなったのは，この1日の影響を含んでいるものと考えられる．日最低気温は，RよりSの方が高温である日が多い．日最低気温の平均値Rで5.33，Sで5.95であった．日最高，日最高，日最低に共通して，RよりSで気温が高くなる傾向が得られたが，その要因はわからない．

RとVとを比較すると，日平均気温はほぼ近い値だが，わずかにRの方が高温である日が多くみられる．Vにおいて観測ができた日に関して，日平均気温の平均値は，Rで8.85，Vで8.79であり，わずかにVで低温であった．日最高気温はVの方がより高温である日やや多いが，Rの方が高温である日もあり，ばらついた傾向であると言える．日最高気温の平均値は，Rで12.38，Vで12.80であった．日最低気温はRの方が高温であるか，ほぼ同じ値である日が多い．日最低気温の平均値はRで5.84，Vで5.36であった．

日最高は谷でより高温であり，日最低は尾根でより高温であるという傾向は，一般的な尾根と谷における傾向（たとえば，吉野，1986）と一致する．しかし本研究においては，地点による差はあまり大きくない．また，日平均気温でみると，ほとんど差が見られないといっても良い．

地（雪）表面温度の地点毎の比較を図7に示す．日平均でも日最高・日最低でも，全ての測定日においてRよりSの方が低温であるという明瞭な傾向が得られた．Sで観測を行った日の日平均地（雪）表面温度の平均値は，Rで10.80，Sで5.74であった．日最高では，全ての測定日において，S

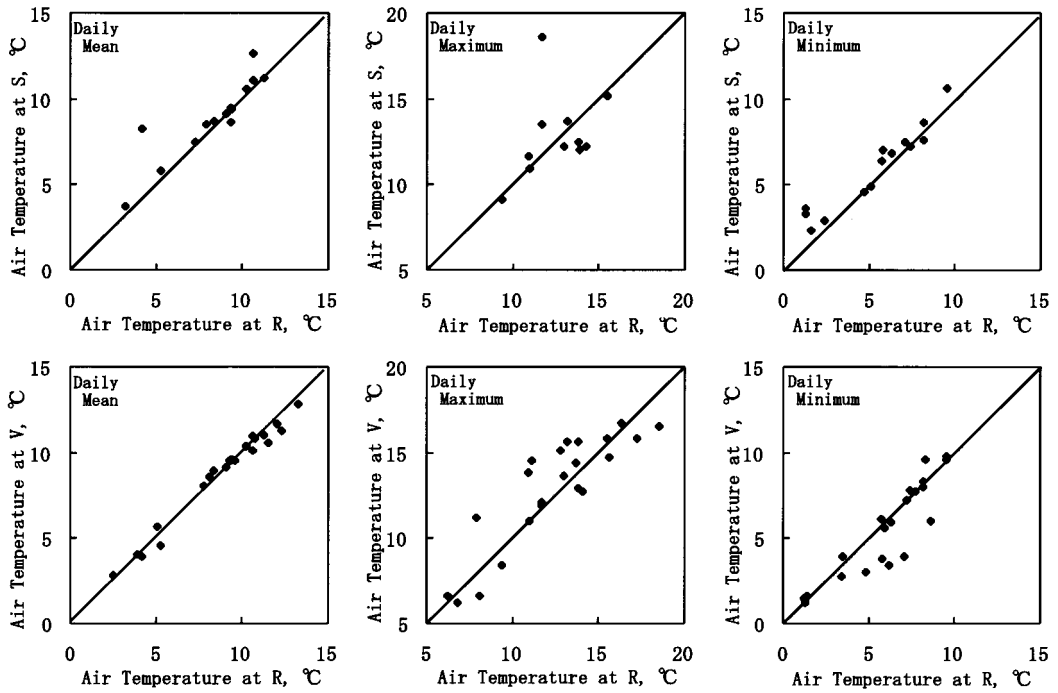


図6 各測定地点の日平均・日最高・日最低気温の比較

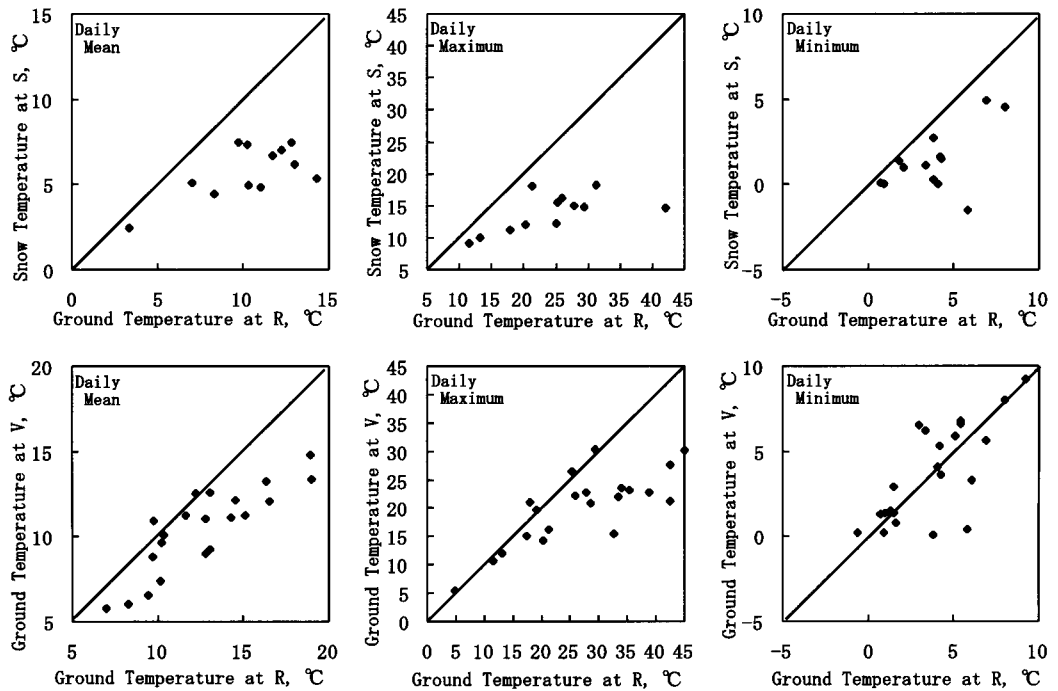


図7 各測定地点の日平均・日最高・日最低地(雪)表面温度との比較

の方がかなり低温であるといえる。日最高地（雪）表面温度の平均値は、Rで22.78、Sで13.09とかなりの差が見られた。得られたデータによると、雪表面の温度は20 くらいで頭打ちになるように見える。日最低では、SとRと近い値を示す日もあったが、Sの方がわずかにRより低温となった日もあった。日最低地（雪）表面温度の平均値は、Rで3.83、Sで1.35 であり、日最高や日平均よりはかなり差が小さい。

Vにおける地表面温度は、日平均でみると、Rにおける地表面温度より低い日が多い。Vで観測を行った日の日平均地表面温度の平均値は、Rにおいて12.15 であるのに対し、Vにおいては10.06 と2 以上も低温で、気温と比べるとかなり差があるといえる。日最高地表面温度は、VよりRの方が低温である日が多い。Vにおける日最高気温が、Rにおける日最高気温より15 も低い日もある。日最高地表面温度の平均値はRにおいて27.84、Vにおいて20.47 である。日最低地表面温度については、Vにおいて高い日もRにおいて高い日も見られ、ばらついた傾向である。日最低地表面温度の平均値は、Rにおいて3.76、Vにおいて3.70 であり、わずかにVにおいて低温であった。一般的に尾根と谷とを比較すると、尾根で温度変化は小さく、逆に谷では日最高温度はより高く、日最低温度はより低い傾向となる（たとえば、吉野, 1986）。本研究における地表面温度は、明らかに一般的な尾根と谷における温度傾向とは異なる。

4 - 4 温度と雪面低下量との関係

各地点における日平均気温または地（雪）表面温度と雪面低下量との関係を図8に示す。ただし、ここでの日平均とは、23時と0時との間を日界とした平均ではなく、16時と17時と間で区切ったものである。雪面低下量は毎測定日とも、16時から17時の間に測定されている。したがって、この日

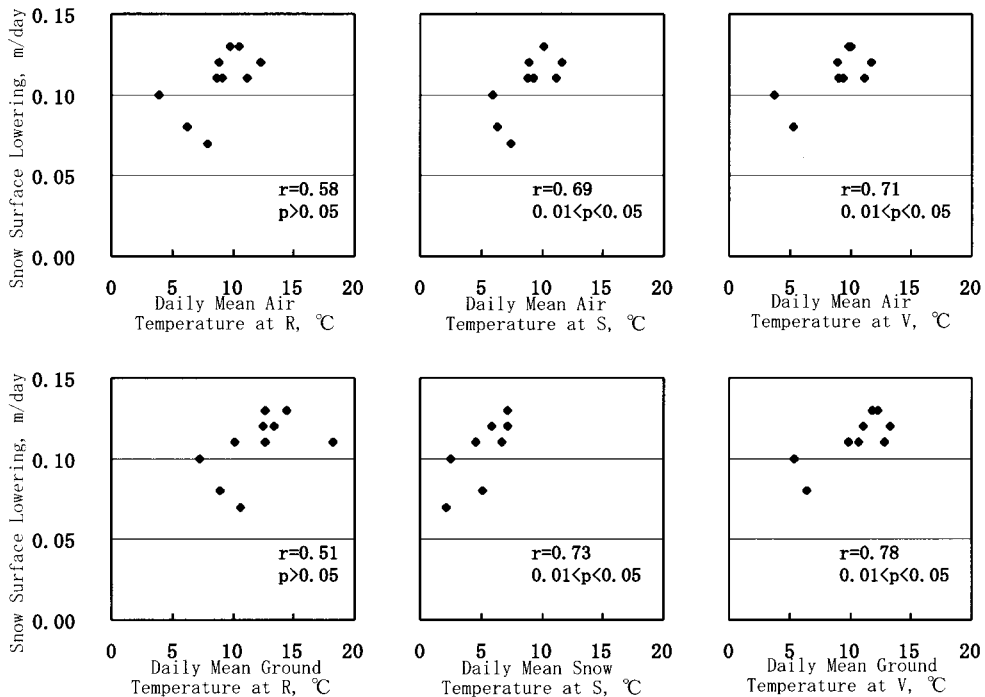


図8 各測定地点における日平均気温および日平均地（雪）表面温度と雪面低下量との比較

界の方が温度と雪面低下量との関係をより正しく比較できるはずである。

気温も地表面温度も、Rにおける値と雪面低下量との間の相関係数は0.51～0.58と低く、有意な関係はみられなかった。SとVにおける値は、気温も地（雪）表面温度も、雪面低下量との間の相関係数は0.69～0.78であり、5%水準で有意な相関関係がみられた。SでもVでも、気温より地（雪）表面温度でやや高い相関係数がみられたが、いずれも有意水準は1%から5%の間である。また、SよりVでより高い相関係数となったが、気温の測定日数が異なるので、この比較には意味がない。

Sにおける気温と雪面低下量との関係は、

$$M_d = 0.006752T + 0.045707$$

となる。ここで M_d は雪面低下量(m)、Tは気温()である。また、積雪表面密度の中央値 $571\text{kg}/\text{m}^3$ を用いると、次のように表すことができる。

$$M_w = 3.855T + 26.099$$

ここで $M_w(\text{kg}/\text{m}^2)$ は融雪水量である。大雪山ヒザゴ雪渓で調査した兒玉ほか(1993)は、この関係式における比例定数を融雪係数としており、値は $7.6\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{day}$ であった。また、大雪山雪壁雪渓で調査した高橋ほか(1981)では、 $9.6\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{day}$ であり、いずれも本研究における値 $3.855\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{day}$ よりかなり大きい。むしろ、本研究で求めた融雪係数は、長谷美・太田(2005)が北緯 $43^\circ \sim 44^\circ$ の平野部において推定した融雪係数の値に近い。

5 考察

大雪山で行われた雪渓の調査では(高橋ほか,1981; 兒玉ほか, 1993)、現地での気温測定期間は短く、それ以外の期間は麓の旭川の気温データを用いた、いわば自由大気温度によって融雪係数を算出していた。しかし融雪係数を算出する際には、一般的な(たとえば自由大気に近いと考えられる尾根上の)気温より雪面上、あるいは雪田より斜面下方のデータを使用した方がよいことがわかった。麓のデータからの推定気温や、雪田の影響のない尾根上の温度より、雪面上の気温が高ければ、融雪係数は小さく算出される。本研究において融雪係数が高橋ほか(1981)や兒玉ほか(1993)より小さくなったのは、このような気温測定地点の位置が影響している可能性がある。残雪上における長期の測定が困難な場合は、残雪より斜面下方のデータを利用できることがわかった。また、気温より簡便に測定できる地表面温度でも良い相関を示すデータを得ることはできた。

気温に関しても地表面温度に関しても、斜面上方より斜面下方で低温になりやすい傾向がわかった。この低温傾向は、気温ではごくわずかだが、地表面温度ではかなり明瞭である。この原因は、森澤ほか(1993)のいうように、冷たい融雪水の影響が考えられる。しかし、Vは直接は融雪水流にはあたらない地点なので(図2)、融雪水の影響はここではないものとする。また、Vは単に日陰になりやすい地点なので、日中高温になりにくいことが原因である可能性もある。日最高気温はVの方がRより高い日が多いが(図6)、これとは逆に日最高地表面温度はRの方が高い日が多い(図7)。Vが雪田上を下った冷気の通り道にあたっているために地表面温度が低くなっている可能性もある。この場合、冷氣層の厚さは、気温を測定した高さ(1.25m)程度であると考えられる。

フェノロジーへの影響を考えると、気温より地表面温度の方が重要である。残雪より斜面上方が

斜面下方かによるフェノロジーへの影響は、温度だけではなく水分環境など別の要素の影響もあり、一概に論じることは難しい。本研究において得られたデータのように、残雪より斜面下方で低温になることが、フェノロジーにいかに関与しているかについては、今後のさらなる詳細な調査が必要である。

6 まとめと今後の課題

大雪山の雪田で、残雪期（6～7月）に、残雪上と、残雪より斜面上方、斜面下方で、気温と地（雪）表面温度を観測し、それらの結果と雪面低下量との相関を求めた。気温より地（雪）表面温度の方が大きな日変化を示したが、雪面上では気温より雪表面温度の方が低温となることが多かった。一般的に、雪面上で最も気温は高く、ついで残雪より斜面上方となり、残雪より斜面下方では最も気温が低くなったが、それらの地点による差は日平均で見ると小さい。地（雪）表面温度は、雪面上と斜面下方で、斜面上方よりかなり低温となった。斜面上方における温度と雪面低下量との間には相関関係は見られなかったが、雪面上および斜面下方における温度との間には有意な相関関係が見られた。

今後、多地点でより長期間の温度観測が必要である。積雪表面温度を高精度で測定するのは大変困難なので、赤外放射温度計の使用など、測定法の検討が必要である。またフェノロジーに関しては、残雪より斜面上方にも下方にも分布する植物を特定した上で、温度との関係を詳しく調査する必要がある。

謝 辞

本研究を行うにあたり、環境庁上川国立公園管理官事務所（当時）および林野庁上川営林署（当時）の関係各位には、調査許可に関してご協力いただいた。本研究を行うヒントは、北海学園大学高橋伸幸教授にご教示いただいた。北海道大学低温科学研究所曾根敏雄博士には、野外調査の際などにご助言ご協力をたまわった。劉大力博士、伏島祐一郎氏、山田周二博士、会田民穂女史、松本穂高氏をはじめとする、当時の北海道大学大学院地球環境科学研究科教官、院生諸氏には、日頃からのご助言、ご協力、ご激励いただいた。とくに、平川一臣教授には長年のご指導をいただいた。以上の方々から感謝の意を表します。

注

1) フェノロジー (phenology) は、一般に生物季節学、生物気候学、花暦学と訳される。ここでは、植物の成長や開花・結実といった繁殖活動の季節性（梶本, 2002）のことをさす。

2) ポール類を用いて実際に測定した値を雪面低下量と呼ぶ。また、水に換算した値であることを強調する場合には、融雪水量という用語を使用することがある。すなわち、本文にもあるように雪面低下量に積雪表面の密度を乗ずると、融雪水量を求めることができる。

引用文献

- 石川信敬 1990. 融雪係数. 日本雪氷学会編 『雪氷辞典』 130. 古今書院.
- 大谷義一・森澤 猛・山野井克己・大丸裕武・後藤義明 1995. 気候変動が雪田植生のフェノロジーに及ぼす影響 1. 積雪境界線移動と地温形成のモデリング. 日本生態学会誌 45: 225-235.
- 梶本卓也 2002. 風衝低木群落を支える積雪環境. 梶本卓也・大丸裕武・杉田久志編 『雪山の生態学』 125-140. 東海大学出版会.
- 極地雪氷特集編集委員会 2002. 極地雪氷用語解説. 雪氷 64: 433-442.
- 兒玉裕二・福沢卓也・竹内由香里 1993. 大雪山ヒサゴ雪渓の融雪係数. 低温科学物理篇 52A資料集: 39-47.
- 曾根敏雄 1994. 北海道, 大雪山白雲小屋における1990-1993年の気温観測資料. 低温科学物理篇 53A資料集: 33-50.
- 曾根敏雄・高橋伸幸 1988. 1985年通年気象観測値からみた大雪山の気候環境. 東北地理 40: 237-246 .
- 曾根敏雄・仲山智子 1992. 北海道, 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 51A資料集:31-48 .
- 高橋伸幸 1998. 大雪山小泉岳高山帯における気温・地温状況 . 北海学園大学学園論集 98: 221-246 .
- 高橋修平・佐藤篤司・成瀬廉二 1981. 大雪山「雪壁雪渓」の融雪に関する熱収支特性. 雪氷 43: 147-154.
- 高橋修平・亀田貴雄・榎本浩之・百武欣二 1993. 大雪山「雪壁雪渓」の最近の消長. 北海道の雪氷 12: 27-30.
- 長谷美達雄・太田岳史 2005. 融雪係数. 日本雪氷学会監修 『雪と氷の事典』 142-146. 朝倉書店.
- 福田正己・木下誠一 1974. 大雪山の永久凍土環境 (大雪山の事例とシベリア・アラスカ・カナダとの比較を中心としての若干の考察). 第四紀研究 12: 192-202 .
- 宮本昌幸 1999. 大雪山小泉岳北東の残雪凹地における雪田消失過程. 季刊地理学 51: 134-144.
- 森澤 猛・後藤義明・大谷義一・大丸裕武 1993. 雪田における雪線後退と植物季節(I) 秋田県筑森山での観測例 . 日本林学会論文集 104: 755-756.
- 山口 悟・白岩孝行・成瀬廉二 1998. 大雪山系ヒサゴ雪渓の最近の質量収支の変動. 雪氷 60: 279-287.
- 吉野正敏 1986. 『小気候 (新版)』 地人書館.
- Kudo, G. 1991. Effects of snow-free period on the phenology of alpine plants inhabiting snow patches. *Arctic and Alpine Research* 23: 436-443.
- Kudo, G. and Ito, K. 1992. Plant distribution in relation to the length of the growing season in a snow-bed in the Taisetsu Mountains, northern Japan. *Vegetatio* 98: 165-174.
- Takahashi, N. 1990. Environmental-geomorphological study on Holocene mire development in the Daisetsuzan Mountains, central Hokkaido, northern Japan. *Environmental Science, Hokkaido University* 13(1): 93-156 .
- Thorn, C. E. 1976. Quantitative evaluation of nivation in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin* 87: 1169-1178.