



Title	接地境界層の熱的特性における積雪の効果
Author(s)	竹内, 由香里; TAKEUCHI, Yukari; 兒玉, 裕二 他
Citation	低温科学. 物理篇, 51, 63-76
Issue Date	1993-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18614
Type	departmental bulletin paper
File Information	51_p63-76.pdf



接地境界層の熱的特性における積雪の効果

竹内由香里

(北海道大学大学院理学研究科)

兒玉 裕二・石川 信敬・小林 大二

(低温科学研究所)

(平成4年11月受理)

Abstract : In order to understand effects of snow cover on the change of snow surface and air temperatures, heat balance observations were carried out over a two week period in a snowmelt season and for a two week period after the snow disappearance. The thermal characteristics of the melting snow surface were compared with that of bare ground surface. The results were as follows. Since the albedo of the snow cover is higher than that of bare soil, the snow surface receives only half of the net radiation of bare soil.

At the melting snow surface, the temperature is fixed at 0°C, and 80% of all energy absorbed in the surface is consumed in snowmelt. After the snow has disappeared, 60% of all energy absorbed in the surface is used in evaporation. The source for this evaporation is considered to be meltwater retained in the near-surface soil layer. It is suggested that the air temperature after the snow cover has disappeared is dependent on surface heat balance, while, in the snowmelt season, the relationship between air temperature and surface heat balance is not clear.

要旨 : 積雪の有無は地表面熱収支特性を大きく変え、大気の温度変化にも影響をおよぼしていると予想される。そこで積雪が地表面や大気の温度変化におよぼす影響を明らかにするために、消雪日をはさんで約4週間の地上気象観測を行なった。融雪期と消雪後の接地境界層の熱的特性を比較した結果、積雪は、高いアルベドのため融雪期の正味放射量を消雪後の半分にしていること、融雪期には日中でも表面温度が0℃に保たれ、地表面が吸収した熱量の80%が融雪に使われることが示された。消雪後には正味放射で得た熱量の60%を蒸発の潜熱で失っていることも明らかになった。この蒸発には土壌の表面付近に残った融雪水がおもに寄与していると推察できる。また、消雪後の気温は表面熱収支に依存して決まることが示唆されたが、融雪期の気温と表面熱収支の関係は不明瞭である。

Key words : snow cover, snowmelt season, surface-atmosphere interaction, surface heat balance, surface layer.

キーワード：積雪，接地境界層，地表面－大気相互作用，表面熱収支，融雪期

Ⅰ. 緒 言

積雪の比熱，密度，熱伝導率や反射率などの熱的特性は地表面を構成している他の物質と大きく異なり，さらに積雪は0℃になると融解するため，積雪の有無によって地表面熱収支特性が大きく変わる。すなわち積雪の高いアルベドは地表面が吸収する日射量を減少させる（アルベド効果）。融雪期には日中でも表面温度が0℃に保たれ，地表面が得た熱量はおもに融雪に使われる（融雪の効果）。消雪後には土壌の表面付近に残った融雪水が蒸発し，潜熱を奪っている（融雪水の蒸発効果）ことが推察できる。

これらの効果はいずれも地表面の温度上昇を抑制する作用がある。この影響は地表面－大気相互作用によって大気の加熱，冷却にも反映していると予想される。

地球全体の熱収支を考えるとときにも，積雪の影響は大きいと考えられ，数値モデルの中で積雪の影響が考慮されるようになってきた¹⁻⁴⁾。Yasunari(1990)¹⁾の数値実験によると，低緯度地域では春に積雪のアルベド効果，高緯度地域では夏に融雪水の効果のため地上気温の上昇が抑制されていることが予想された。

しかしながら，観測されたデータにもとづいて，大気の加熱，冷却におよぼす積雪の効果を明らかにした研究はほとんどない。そこで，積雪が地表面や大気の温度変化にもたらす影響を明らかにするために，消雪日をはさんで約4週間の地上気象観測を行ない，接地境界層の熱的特性を融雪期と消雪後で比較した。本論文では，地表面温度や地上気温の変化特性および地表面熱収支の特性から認められた，地表面近傍の温度上昇を抑制する積雪の効果を報告する。

Ⅱ. 観測の方法

1. 観測場所と観測期間

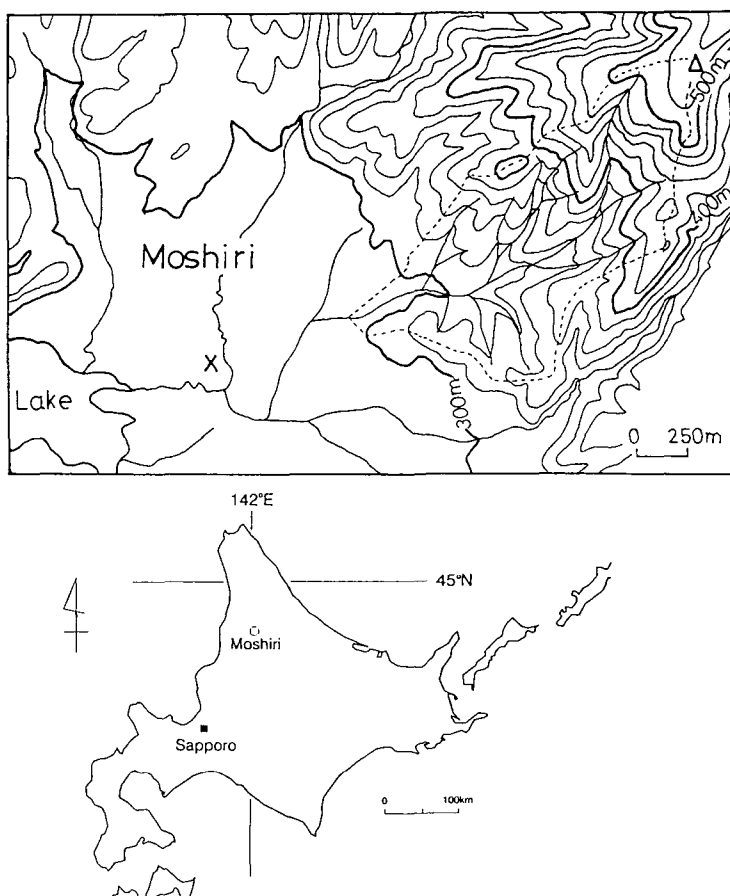
観測は北海道北部の幌加内町母子里（北緯44度，東経142度）にある低温科学研究所融雪観測室の観測露場（面積約400m²）で，1991年4月から5月上旬にかけて行なった。母子里は石狩川支流の雨龍川源頭部に位置し，標高は海拔約290mである。観測露場は標高差約250mの尾根に囲まれた盆地の底部に位置する（第1図）。

2. 観測項目と測器

観測項目と測器を第1表に示す。気温と風速は地表面上1mで測定し，各種放射計は地表面上1.5m高度に設置した。雪面の低下に合わせて，しばしばセンサー高度の調整を行なった。

3. 熱収支各成分の算定方法

晴天日の地表面における熱収支は正味放射量，顕熱伝達量，潜熱伝達量で決まり，これら3



第1図 観測場所（母子里）の位置と地形図。×は観測露場の位置を示す。破線は流域境界を表す

第1表 観測項目と測器

項目	測器
気温（1 m）	通風式白金抵抗温度計*
表面温度	赤外線放射温度計*
地温（10 cm, 50 cm 100 cm, 200 cm）	白金抵抗温度計
風速（1 m）	超音波風速計*
湿度（1 m）	静電容量式湿度計*
気圧	トランスデューサー式気圧計*
日射量	全天日射計*
反射量	全天日射計*
放射収支量	放射収支計*
顕熱伝達量	超音波風速温度計*
蒸発・凝結量	電子天秤・蒸発パン
積雪深	超音波積雪深計*, 雪尺☆
積雪表面密度	密度サンプラー☆

* サンプリング間隔 20 秒での 1 時間平均値をデータ・ロガーに収録した。

☆ 朝夕 2 回定時測定した。

成分の和が融雪期には融雪熱量，消雪後には地中伝達熱量となる。すなわち，

$$\text{融雪期： } NR + QS + QL = QM \quad (1-1)$$

$$\text{消雪後： } NR + QS + QL = QG \quad (1-2)$$

ここで NR は正味放射量， QS ， QL はそれぞれ顕熱および潜熱伝達量である。 QM は融雪熱量， QG は地中伝達熱量である。正味放射量(NR)は放射収支計で直接測定した。顕熱伝達量(QS)は超音波風速温度計で測定し，渦相関法で求めた。しかし，測器の故障により長期間に渡る連続したデータが得られなかった。そこで長期間にわたる顕熱伝達量の算定は以下の経験式を用いた。

$$QS = K \cdot (T_1 - T_0) \cdot V_1 \quad (\text{MJ/m}^2 \cdot \text{hr}) \quad (2)$$

T_1 ， V_1 はそれぞれ地上1 mの気温(°C)，風速(m/s)であり， T_0 は地表面温度(°C)である。伝達係数 K は地表面状態に左右されるが，融雪期，消雪後それぞれで経験的に得た値0.011⁵⁾，0.022(著者の測定)を用いた。

消雪後の伝達係数は渦相関法で得られた顕熱伝達量を真の値として次式で求め，その平均をとった。

$$K = QS^* / (T_1 - T_0) \cdot V_1 \quad (3)$$

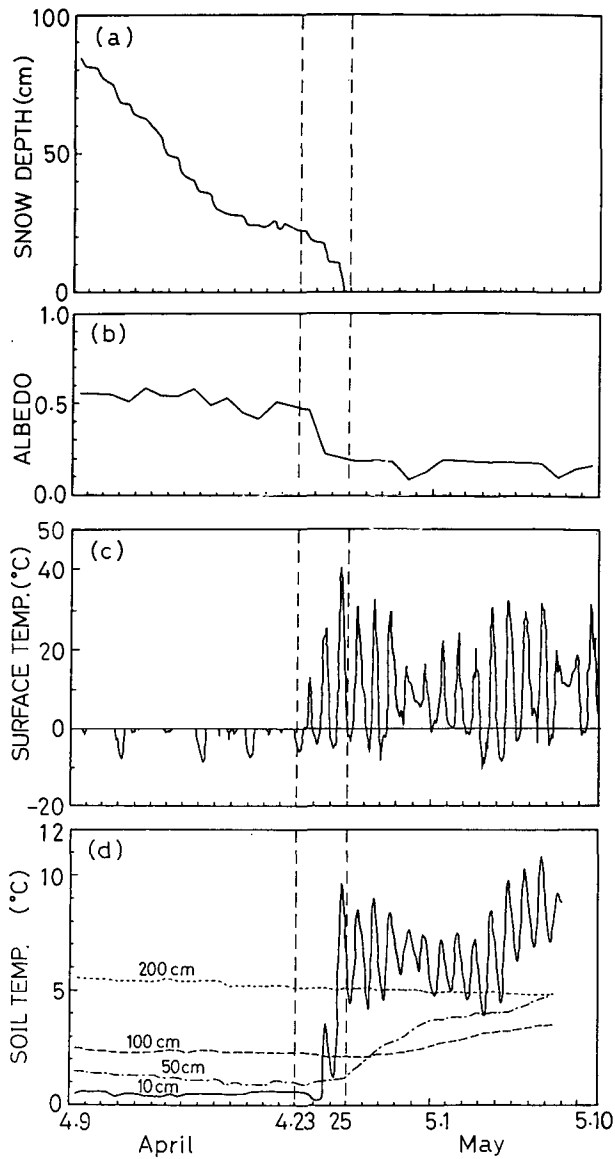
ここで QS^* ($\text{MJ/m}^2 \cdot \text{hr}$) は超音波風速温度計で測定し，渦相関法で求めた顕熱伝達量である。潜熱伝達量(QL)は地表面からの蒸発量を直接測定し，次式で求めた。

$$QL = E \cdot L \quad (\text{MJ/m}^2 \cdot \text{h}) \quad (4)$$

ここで E は1時間あたりの蒸発量($\text{kg/m}^2 \cdot \text{hr}$)， L は蒸発の潜熱で地表面温度が12.5°Cより低いときは2.442 (MJ/kg)，12.5°C以上のときは2.501 (MJ/kg)とした⁶⁾。蒸発量(E)は，雪(融雪期)あるいは草が生えた土(消雪後)を入れた容器の重さの変化を電子天秤で連続的に測定して求めた⁷⁾。

III. 観測の結果

第2図に観測期間中の積雪深とアルベド，地表面温度，地温の時間変化を示した。観測露場では4/23に部分的に消雪が始まり，4/26には完全に雪が消えた(第2図(a))。本論文では観測露場が完全に積雪で覆われていて日中融雪が生じている観測期間前半(4月9日~22日)を融雪期，積雪のない観測期間後半(4月26日~5月10日)を消雪後と呼ぶ。積雪の有無によってアルベド，地表面温度，地温の変化が大きく異なる。融雪期のアルベドが平均して0.54であるのに対し消雪後は0.20で半分以下である(第2図(b))。融雪期の表面温度は日中も0°Cに保たれるが，消雪後には日中30°C近くまで上昇する日があった(第2図(c))。地温は10 cm，50 cm，100 cm，200 cmの深さで測定した。融雪期にはいずれの深さでも地温



第2図 観測期間中の積雪深 (a), アルベド (b), 地表面温度 (c), 地温 (d) の変化。4/22 までを融雪期, 4/26 以後を消雪後と呼ぶ。4/23~25 は観測露場で部分的に消雪していた

の変化がないが, 消雪後には 10 cm で顕著な日変化がみられ, 50 cm, 100 cm では徐々に上昇している。一方, 200 cm の深さでは観測期間中に変化はみられなかった。地温は, 融雪期には表面近くで最も低く, 深くなるほど高くなる深度分布を示すが, 消雪後には 10 cm の深さで最も高温であり, 表面近くの温度勾配が大きい。なお, 消雪後 2 週間で 50 cm 地温が上昇し 200

cm 地温と等しくなった (第2図 (d))。

この章では、上述のように地表面状態が異なる融雪期と消雪後で観測結果を比較し、気象要素や放射各成分および地表面熱収支の変化特性にみられる両時期の違いを述べる。比較に用いたデータは、日射量の日変化がきれいな正弦カーブを描く晴天日のものを選び、融雪期と消雪後でそれぞれの期間における観測日の平均値を用いた。

1. 気象要素の変化特性

a) 気温、表面温度、地温 (10 cm)

第3図 (a) は気温、表面温度、地温 (10 cm) の融雪期と消雪後の日平均、昼間平均、夜間平均値の変化を示したものである。ここでは日射のある時間帯を昼間、それ以外の時間帯を夜間と呼ぶ。平均値はいずれも融雪期より消雪後に高くなった。特に表面温度の昼間平均値の上昇が著しい。なお気温と表面温度の夜間平均値の上昇率は小さい。第2図 (d) でもみたように、地温は融雪期には日変化しないため、日平均値、昼間および夜間の平均値がすべて等しい値になる。

各温度の日較差を第3図 (b) に示した。いずれも融雪期より消雪後に大きな値をとる。特に消雪後の表面温度の日較差は融雪期の約5倍になった。一方気温は、融雪期の日較差が表面温度や地温の日較差に比べてはるかに大きい。また、地温 (10 cm) の日変化は融雪期にはみられないが、消雪後には約5℃の変化がみられる。

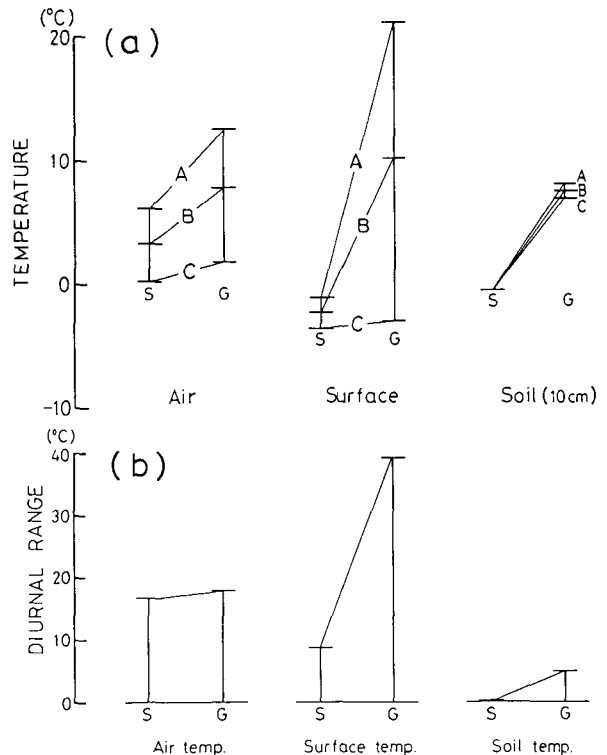
b) 比湿

第4図が示すように、融雪期の比湿の平均値は消雪後の約90%である。融雪期の比湿は昼間と夜間で差はなかったが、消雪後は昼間が夜間より約14%大きかった。

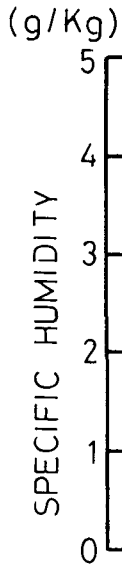
c) 風速

両時期の風速変化を第5図に示す。融雪期には風速の日変化は小さい。一方消雪後には昼間の風速が強くなっている。夜間の風速は両時期でほとんど差がない。

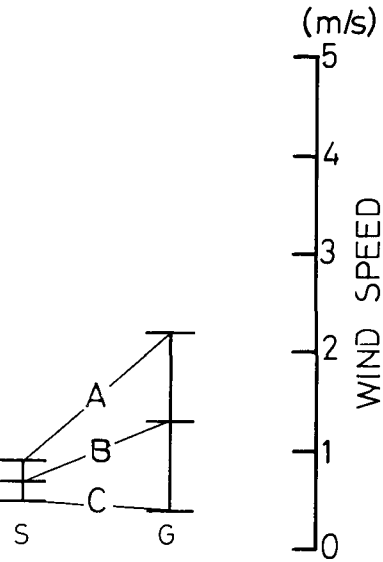
d) 大気の安定度



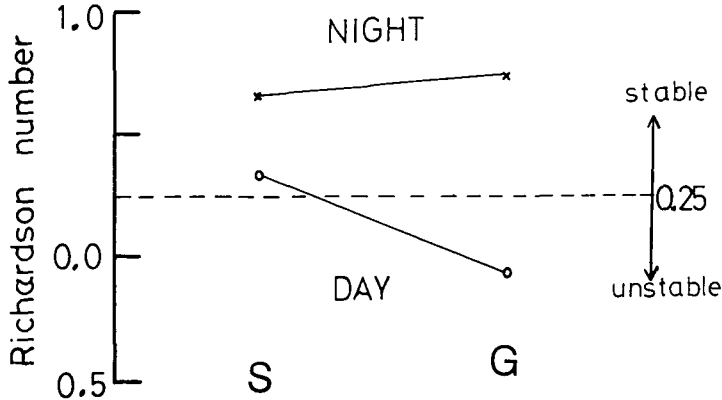
第3図 気温、地表面温度、地温の比較。(a)は昼間の平均値(A)、日平均値(B)、夜間の平均値(C)の比較。(b)は日較差の比較。Sは融雪期、Gは消雪後を表す。いずれも晴天日のデータから求めた融雪期と消雪後の平均値である。本論文では日射のある時間帯を昼間、それ以外を夜間と呼ぶ。



第4図 比湿の比較。Sは融雪期，Gは消雪後を表す。Aは昼間の平均値，Bは日平均値，Cは夜間の平均値を表す。いずれも晴天日のデータから求めた融雪期と消雪後の平均値である



第5図 風速の比較。Sは融雪期，Gは消雪後を表す。Aは昼間の平均値，Bは日平均値，Cは夜間の平均値を表す。いずれも晴天日のデータから求めた融雪期と消雪後の平均値である



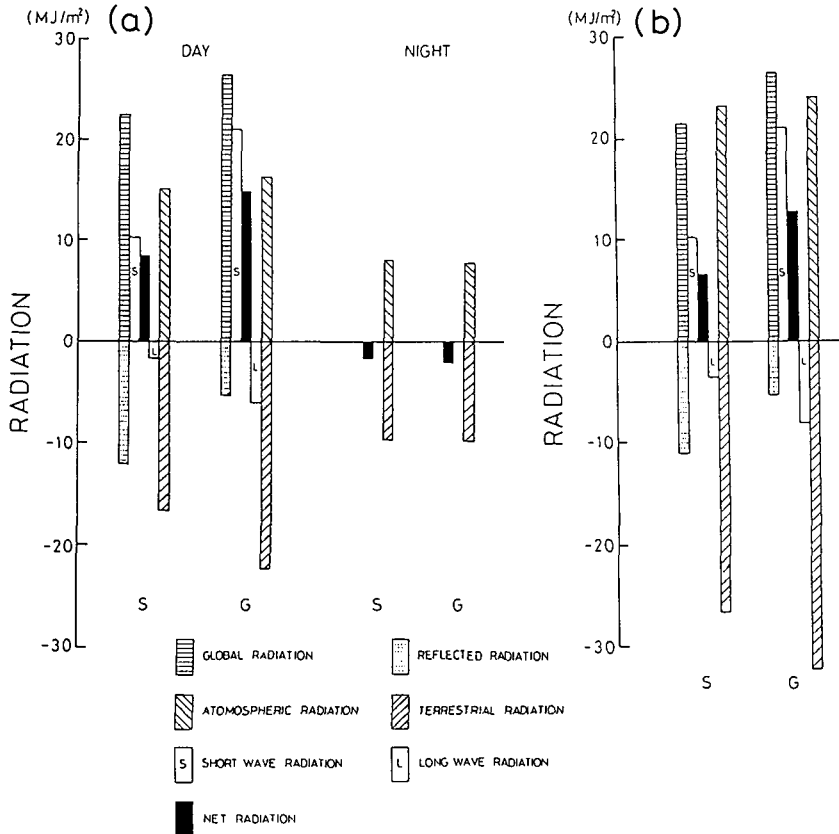
第6図 大気安定度の比較。Sは融雪期，Gは消雪後を表す。×は20時～3時の平均値，○は8時～15時の平均値を表す。いずれも晴天日のデータから求めた融雪期と消雪後の平均値である。リチャードソン数の臨界値0.25を境に大気は乱流状態から層流状態に遷移しはじめる

第6図のリチャードソン数が示すように、融雪期には大気は終日安定な状態にある。消雪後の大気は、夜間の20時～3時には融雪期と同じく安定だが、昼間の8時～15時には不安定な状態にあった。なお、ここで用いたリチャードソン数は竹内と近藤(1981)⁹⁾の定義により求めた。また、大気が乱流状態から層流状態に遷移しはじめるリチャードソン数の臨界値0.25はRoland(1988)⁹⁾によった。

2. 放射特性

地表面が放射で得る熱量は、日射、反射、大気放射、地球放射の収支で決まる。これら放射4成分のうち、日射量と反射量は直接測定した。4成分の収支結果である正味放射量も直接測定した。これらの測定値から、大気放射量と地球放射量の収支量が求められる。一方、地球放射量はステファン・ボルツマンの法則により地表面温度の測定値から求められる。但し、融雪期、消雪後ともに地表面は黒体放射すると仮定した。以上の値から大気放射量が計算できる。こうして得られた放射4成分について、昼間と夜間の積算値(第7図(a))および両者を合わせた日積算値(第7図(b))を前節と同じく晴天日のデータを選び、融雪期と消雪後に分けて求めた。なお第7図には放射4成分に加えて短波長放射収支量、長波長放射収支量、および正味放射収支量も示した。

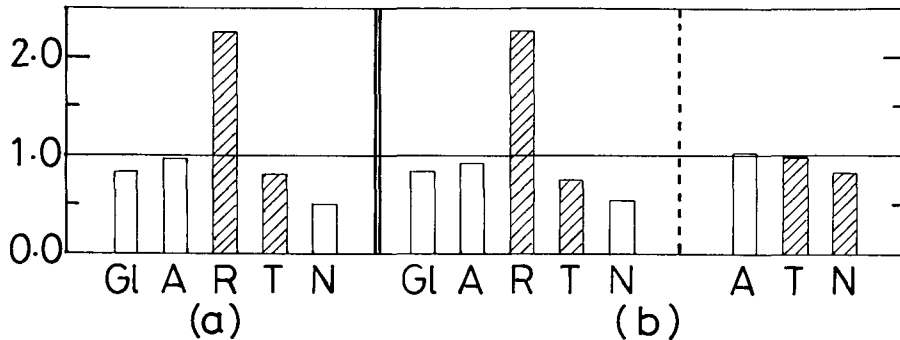
一日のうち日射のある昼間と日射のない夜間では、地表面における放射収支の構成成分が異なる(第7図(a))。夜間の放射は大気放射と地球放射で決まる。夜間は正味放射量が負であり、地表面が熱を失っていることを示している。昼間と夜間の一日分を積算した放射収支は、



第7図 放射量と構成成分の比較。(a)は昼夜別積算値(左が昼間、右が夜間)の比較。(b)は日積算値の比較。Sは融雪期、Gは消雪後を表す。地表面が得る量を正とした。いずれも晴天日のデータから求めた融雪期と消雪後の平均値である

昼間と同じく4成分から構成されているが、昼間だけの積算値に比べると、大気放射と地球放射の量が夜間の分だけ大きい(第7図(b))。

消雪後の放射各成分の値をそれぞれ1としたときの融雪期の値を1日および昼間と夜間に分けて示したのが第8図である。融雪期と消雪後の放射特性の最も大きな違いは反射量と正味放射量にみられる。融雪期は、日射や大気放射で得る熱量は消雪後とあまり変わらないが、反射で失う熱量が消雪後の2倍以上であるため、地表面が得る正味放射量は消雪後の半分になる。昼

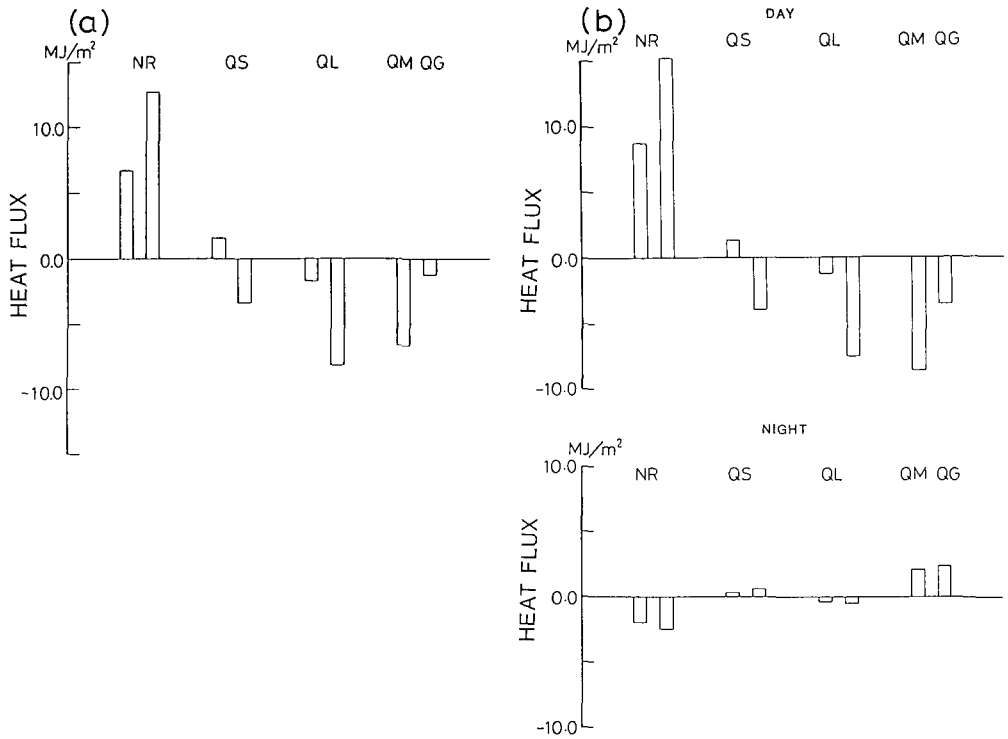


第8図 放射各成分の比較。消雪後の値に対する融雪期の値を成分ごとに示した。融雪期と消雪後の放射量の差が小さいほど1に近い値をとる。(a)は日積算値、(b)は昼夜別積算値(左が昼間、右が夜間)である。Gは日射、Aは大気放射、Rは反射、Tは地球放射、Nは正味放射を表す。斜線を入れたのは、地表面が熱を失う放射である。いずれも晴天日のデータから求めた融雪期と消雪後の平均値である

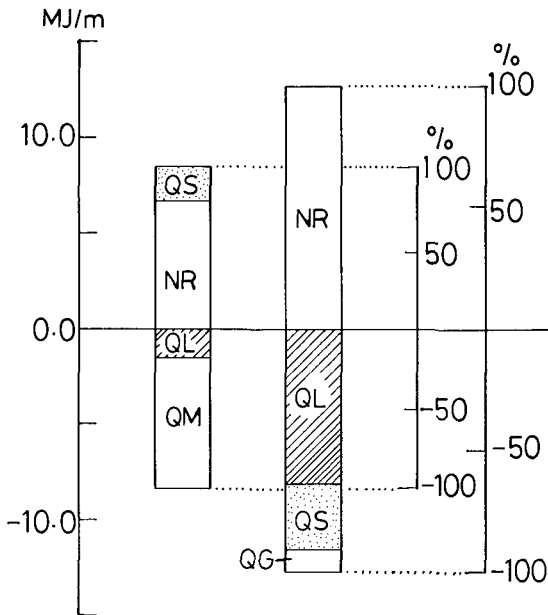
間は日積算値と同様に両時期の顕著な違いがみられる。一方、夜間は大気放射量、地球放射量ともに両時期でほぼ等しく、正味放射量の差も小さい。このことから積雪の有無は夜間の長波長放射特性に影響を与えていないことがわかる。

3. 表面熱収支

融雪期と消雪後の地表面熱収支各成分を第9図で比較した。両時期において表面熱収支各成分の大きさや、熱が輸送される向きに顕著な違いがある(第9図(a))。正味放射量については、前節で示したように融雪期に消雪後の半分であった。日射や大気放射によって得る放射量は両時期でほとんど等しいが、反射で失う放射量が融雪期に多いからである。雪面のアルベドが地面よりも高いことが融雪期の放射特性に影響しているといえる。顕熱は、消雪後には地面から大気へ伝達されて大気が加熱されるが、融雪期には逆に大気から雪面へ伝達されて大気は冷やされる。融雪期の顕熱伝達量は、消雪後の半分以下である。潜熱伝達の向きは両時期とも蒸発を示しているが、伝達量は消雪後に融雪期の5倍近くにも増大した。熱収支各成分を昼夜別に比較すると、昼間は融雪期と消雪後で顕著な違いがみられるが夜間は各成分とも両時期の違いがほとんどないことがわかる(第9図(b))。融雪期と消雪後では熱収支の内訳も異なる(第10図)。融雪期の地表面は81%を正味放射、19%を顕熱伝達の形で熱を得ている。吸収した熱の80%が融雪に、20%が蒸発に使われる。ちょうど正味放射で得た分の熱がすべて融雪に



第9図 表面熱収支の比較。(a)は日積算値,(b)は昼夜別積算値(上が昼間,下が夜間)である。NRは正味放射量, QSは顕熱伝達量, QLは潜熱伝達量, QMは融雪熱量, QGは地中伝達熱量を表し,それぞれ左側が融雪期,右側が消雪後を表す。いずれも晴天日のデータから求めた融雪期と消雪後の平均値である



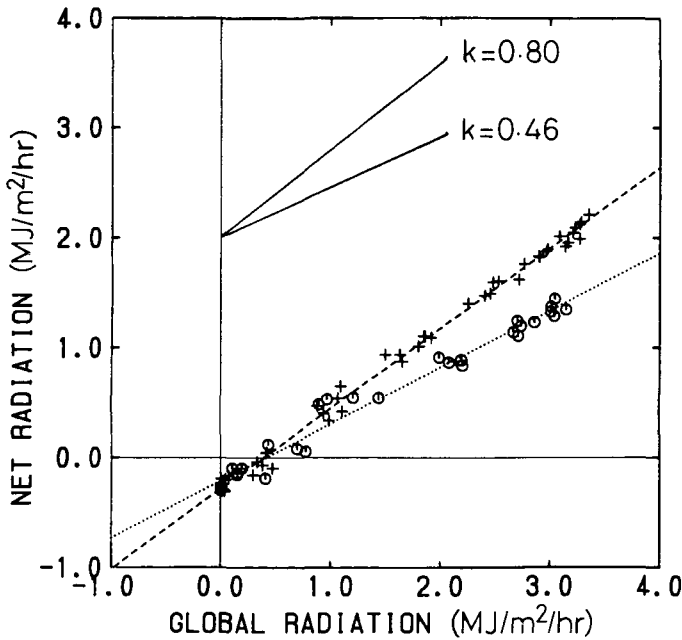
第10図 表面熱収支の内訳。NRは正味放射量, QSは顕熱伝達量, QLは潜熱伝達量, QMは融雪熱量, QGは地中伝達熱量を表し,左側が融雪期,右側が消雪後を表す。いずれも晴天日のデータから求めた融雪期と消雪後の平均値である

使われていることになる。一方消雪後は地表面が吸収する熱をすべて正味放射で得て、その熱の64%を潜熱、27%を顕熱、残る9%を地中伝達熱の形で放出する。蒸発の潜熱で失う熱量が多い分、地表面や大気加熱が抑えられているといえる。この蒸発には土壌表面近くに残った融雪水がおもに寄与していると推察できる。

IV. 考 察

これまでにみたように放射特性や表面熱収支特性における融雪期と消雪後の違いは日射のある昼間に顕著であり、夜間には違いがなかった。そこで、日射量と表面熱収支成分の関係を両時期で比較して表面熱収支におよぼす積雪の効果について考察する。

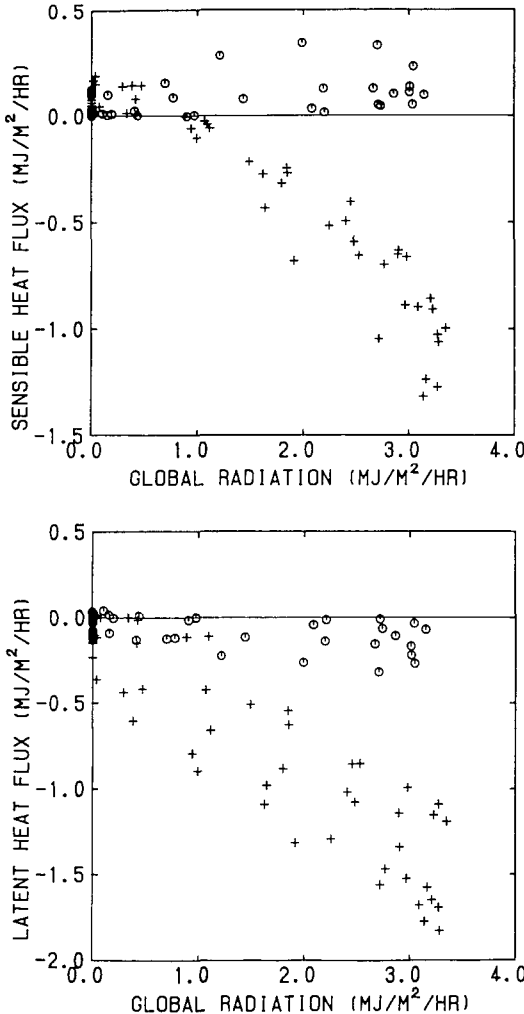
第11図に日射量と正味放射量の1時間平均値の関係を示す。融雪期、消雪後ともに日射量と正味放射量の間には一次のよい相関がみられるが、分布は両時期で異なる。これは同じ日射量を受けても融雪期は消雪後に比べて正味放射量が小さいことを表す。雪面のアルベドが地面より高いことが正味放射量を減少させていることがわかる。なお、図中には融雪期と消雪後のアルベド α の実測値(0.54と0.20)をもとに $1-\alpha$ (0.46と0.80)の傾きをもった実線を示した。縦軸の正味放射量は短波長放射収支量と長波長放射収支量の和で表される。融雪期の日中は積



第11図 日射量と正味放射量の関係。○は融雪期, +は消雪後を示す。データは晴天日のものを選び1時間平均値を用いた。点線と破線はそれぞれ融雪期と消雪後の回帰直線である。実線は傾き $k=0.46$ と $k=0.80$ を表す

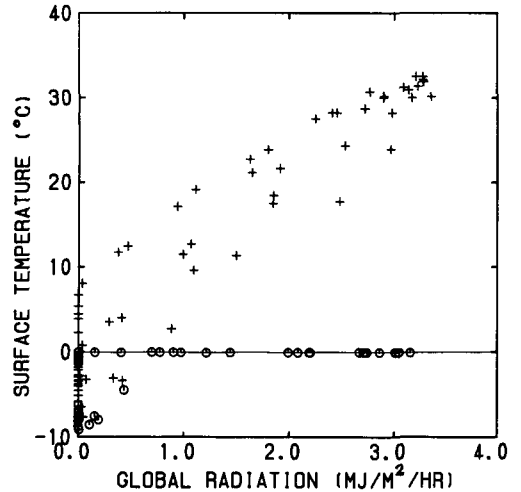
雪表面が0℃に保たれ、晴天日は大気放射量の変化も小さいため長波長放射収支量はほぼ一定値をとる。このため図中に点線で表した回帰直線の傾きは $1-\alpha$ と等しくなる。また、消雪後の表面温度は日射量に依存して高くなるため、地球放射量が融雪期に比べて大きくなるが、その増加分は短波長放射収支量に比べて小さいため、図中に破線で表した消雪後の回帰直線の傾きも $1-\alpha$ とほぼ等しくなる。

第12図に日射量と顕熱および潜熱伝達量の1時間平均値の関係を示した。消雪後には日射量の増加にともなって顕熱、潜熱伝達量ともに急増するが、融雪期には日射量の増加にかかわらず



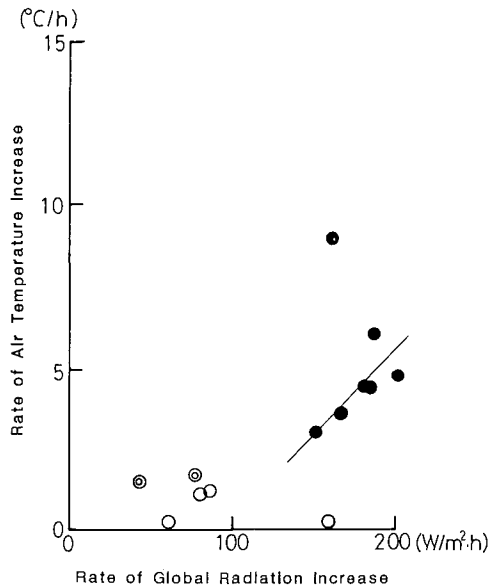
第12図 日射量と顕熱および潜熱伝達量の関係。
○は融雪期，+は消雪後を示す。データは晴天日のものを選び1時間平均値を用いた

ずこれらの量が小さく抑えられている。顕熱伝達の向きは両時期で逆であり、消雪後には地面が大気を加熱しているが融雪期には雪面が大気を冷やしていることを示す。これらのことは、第13図が示すように消雪後には日射量が増加すると表面温度が上昇するが、融雪期には日射量の増加にかかわらず雪面の温度が0℃に保たれることに起因するといえる。このように融雪期の積雪は表面温度が0℃に保たれるという特異な環境をつくり、地表面と大気の間を消雪後とは異なるものにしてしている。



第13図 日射量と表面温度の関係。○は融雪期の雪面温度，+は消雪後の地面温度を示す。データは晴天日のものを選び1時間平均値を用いた

表面熱収支にみられる融雪期と消雪後の違いは地表面—大気相互作用によって地表面近くの大気にも反映されていることが予想される。第 14 図は日の出直後、5時から7時の1時間あたりの日射増加量と気温の上昇率の関係を示したものである。データは晴天日のものを選んだ。消雪後には日射量の増加率が大きくなると気温の上昇率も大きくなることから、消雪後の気温は表面熱収支に依存して決まることが示唆された。一方、融雪期には日射量の増加率にかかわらず気温の上昇率は小さい。融雪期の気温と表面熱収支の関係は不明瞭であることが示された。



第 14 図 日射量の増加率と気温の上昇率の関係。
○は融雪期で雪面温度が0℃に達したとき、◐は融雪期で雪面温度が0℃未満のとき、●は消雪後を表す。日射量、気温ともに日の出直後（5時～7時）の1時間あたりの変化率を示す

V. 結 論

積雪が地表面や大気温度変化にもたらす影響を明らかにするため、消雪日をはさんで約4週間の地上気象観測を行なった。接地境界層の熱的特性を融雪期と消雪後で比較した結果から以下のことがいえる。

融雪期には日中雪面が0℃に保たれ、受け取った正味放射量はすべて融雪に使われる。このため終日大気が安定な状態となり、顕熱および潜熱伝達量が小さく抑えられる。また積雪はその高いアルベドのため正味放射量を減少させている。一方、消雪後には地表面が正味放射で受け取った熱はおもに顕熱および潜熱として大気に伝達される。このうち潜熱伝達で失う熱量は正味放射量の約60%を占め、それだけ地表面や大気の加熱が抑えられている。この蒸発には土壌中に残った融雪水がおもに寄与していると推察できる。

融雪期と消雪後の表面熱収支の違いは、地表面—大気相互作用によって地表面近くの大気にも反映されていると予想される。日の出直後の日射量と気温の変化率の関係から、消雪後の気温は表面熱収支に依存して決まることが示唆されたが、融雪期の気温を表面熱収支から推定することは今のところできない。地表面と大気の相互作用を調べるための観測がさらに必要である。

本研究の観測を行なうにあたりご協力いただいた北海道大学雨籠地方演習林の皆様へ厚くお礼申し上げます。なお、この研究の経費の一部は文部省科学研究費課題番号 03455001, 04201104 によった。

文 献

- 1) Yasunari, T., Kitoh, A. and Tokioka, T. 1991 Local and Remote Responses to Excessive Snow Mass over Eurasia Appearing in the Northern Spring and Summer Climate. A Study the MRI-GCM. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **69**, 473-487
- 2) Barnett, T.P., Dumenil, L., Schlese, U., Roeckner, E. and Latif, M. 1989 The Effect of Eurasian Snow Cover on Regional and Global Climate Variations. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 661-685.
- 3) Yamazaki, K. 1989 A Study of the Impact of Soil Moisture and Surface Albedo Changes on Global Climate using the MRI-GCM- I. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 123-146.
- 4) Yeh, T.C., Wetherald, R.T. and Manabe, S. 1983 A Model Study of the Short Term Climate and Hydrologic Effects of Sudden Snow Cover Removal. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1013-1024
- 5) 石川信敬・小林俊一・小島賢治 1982 融雪期の顕熱フラックス I・低温科学, 物理編, **41**, 109-116.
- 6) 気象庁 1973 地上気象常用表, 気象庁
- 7) 竹内由香里・兒玉裕二・小林大二 1990 電子天秤を用いた積雪表面からの蒸発量の連続測定 1990年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, p.36
- 8) 竹内清秀・近藤純正 1981 大気科学講座 1 地表に近い大気, 東京大学出版会, 226 pp.
- 9) Roland, B.S. 1988 An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, 666 pp.