

論文

表層土壌の相違が積雪含水率と雪質に与える影響

後 藤 博¹, 菊 地 勝 弘², 梶 川 正 弘³

要 旨

融雪期において表層土壌や植生が異なると、その上の積雪内部の含水率にどのような影響があるのかを調べるために、地表面状態の異なる 4 地点（砂地、芝生、杉林内および杉林に近接する開地；草地）で積雪断面観測を行い詳細な含水率測定を行った。また、積雪含水率は地表面下の土壌の物理的性質にも影響されると考えて、各地点の土壌サンプルを用いて透水性・水分保持力について検討した。得られた結果は次のように要約される。（1）砂地においては他の土壌とは異なり、融雪期の積雪含水率には地表付近の顕著な増加は見られずほぼ一定であり、「ざらめ雪」層内の上方ほど増加しており、ピークはその上の「しまり雪」を含む層と対応していた。（2）隣接する砂地と芝生では、融雪期において、積雪深がほぼ等しくても積雪水量は芝生が大きく、雪質構成にも明らかな差が認められた。それは、主に含水率の鉛直分布とそれによる濡れ密度の差に因ると考えられる。（3）地表面下 10 cm までの土壌についてみると、観測地点の砂地は透水性が良く、水分保持力が弱かった。植生のある土壌では植生や場所により透水性・水分保持力に開きがみられた。この土壌の物理的性質が地表面上の積雪含水率、さらには雪質に影響を与えていることが示唆された。

キーワード：積雪含水率、表層土壌、雪質、透水性、水分保持力

Key words: snow-water content, surface soil, snow type, water permeability, water retention

1. はじめに

融雪期における水分移動の把握は、融雪災害、雪崩災害や融雪水中の酸性物質の挙動を理解するためにも重要な課題であるが、秋田県ではほとんど調べられていない。また、積雪の水分移動に関する研究は積雪内部の研究に限られており（若浜, 1963, 1968; 若浜ら, 1968; 藤野, 1979; 前野・福田, 1986）、積雪層から地表面下への水分移動に関しては、ほとんど注目されてこなかった。

一般に表層土壌が砂地であるか、植生があるかによってその透水性、水分保持力は異なり、そのような地表面状態の相違は積雪内の含水率にも影響

を与えると考えられる。そこで 2004 年 12 月～2005 年 4 月にかけて砂地を含めて、地表面状態の異なる近隣 4 箇所では積雪断面の並行観測を行った。積雪含水率は、積雪内の多数点を短時間で測定する意図から、誘電性土壌水分計が積雪に応用できることを確認した上で使用した。さらに、地表面状態と関連する当該表層土壌の物理的性質を明らかにするために、4 地点の土壌サンプルを用いて飽和透水係数と水分ポテンシャルの変動に対する重力水量の変化（水分保持力の指標）を測定し、そのデータより積雪含水率に対する影響を考察した。

2. 積雪の観測方法

2.1 積雪断面観測

観測は秋田県南部横手盆地の南に位置する湯沢市湯ノ原の湯沢北高校（現湯沢翔北高校）テニスコート内（39°10′04″N・140°30′04″E・標高 115 m）の砂地（K1 観測点と名付ける）と、そこから 40 m

1 秋田雪の会

〒012-0855 秋田県湯沢市愛宕町 1-3-40

2 北海道大学名誉教授・秋田県立大学名誉教授

〒004-0014 札幌市厚別区もみじ台北 2-5-4

3 秋田大学名誉教授

〒046-0003 北海道余市郡余市町黒川町 122-1

ほど離れた所の芝生 (K2 観測点), および K1・K2 点から約 2 km 離れた湯沢市南西部の愛宕神社裏 (39°09'00"N・140°29'38"E・標高 110 m) の秋田杉林内 (A1 観測点) と近接する開地 (草地; A2 観測点) で, それぞれ面積 8.5~10.0 m² を対象にして行った. A1 の地面は杉の落葉が多く植生はまばらであった. A2 は草丈の低いスゲ類とシダ類・ヒメジョオン・シロツメクサ等の広葉を持つ植物が混在して生育し地表を覆っており, K2 (芝生) とは異なる植生であった.

2004 年 12 月 26 日~2005 年 4 月 23 日までの積雪期において, ほぼ 1 週間ごとに 09:00~15:00 の間に断面観測を行った. 観測終了後は, 次の観測に影響を及ぼさないように掘り出した雪を埋め直して標識を立て, 次の観測はそこから 0.5 m ほど離れた場所で行うようにした.

積雪含水率の測定は, 地表から 5 cm ごとに, ECHO 誘電性土壌水分センサー (Decagon Devices) を積雪に応用し, 携帯用メーター (ECHO Check: Decagon Devices) で測定した. キャリブレーションは秋田谷式含水率計 (秋田谷, 1978) で行い, 体積含水率 (濡れ雪の全体積に対する割合) に変換した. 積雪密度は, 地表から 10 cm ごとに, 100 cm³ 密度サンプラーで採取して測定した. その他, 積雪深, 層構造, 雪質, 雪温, 気温の測定を日本雪氷学会北海道支部 (1991) の方法に準じて行った. なお, 積雪水量測定には, 厚さ 2 mm 内径 56 mm 長さ 2 m の硬質塩化ビニルパイプによるスノーサンプラーを用いた.

2.2 キャリブレーション

土壌水分計が積雪に応用できることを確認するため, まず積雪断面のできるだけ均一な雪質の層の中央部に, ECHO 誘電性土壌水分センサー (幅 3 cm×長さ 10 cm×厚さ 0.1 cm) をセンサー面が地表に対して垂直になるように挿入し, ECHO Check で出力値を読み取った. 測定精度をよくするため, 同じ雪質の層の隣り合わせの 2 点で観測し, その平均値をセンサー出力とした. また, センサーを挿入した 2 カ所で 100 cm³ のサンプルを採取し, 秋田谷式含水率計でそれぞれ重量含水率を測定し, 水分量の比較検討にも用いるために, それらを体積含水率に変換して平均値を求め含水率とした. 雪質の異なる層で同じような観測を行

い, 合計 17 組の対応する値を得た.

積雪の誘電率は含水率の他に密度にも依存すると考えられるので, 図 1 にサンプルの密度を 4 段階に分けて, それらの対応関係を示した. センサー出力は 280~350 mV 程度, 体積含水率が 1~7% 程度の幅にあり, 観測地でのデータ幅を完全には網羅していないが, 回帰式の決定係数は $R^2=0.859$ となり相関は極めてよく, 一般的な積雪含水率の上限と考えられる重量含水率 35% (若浜, 1963; 若浜ら, 1968; 前野・福田, 1986) を本観測における体積含水率に換算した 16% 程度までは適用できると判断して, 本観測ではこの式でセンサー出力 (mV) を体積含水率 (%) に変換した. なお, 乾き密度とセンサー出力との間には, 決定係数 $R^2=0.546$ の相関が認められたが, 体積含水率の場合 (図 1) の $R^2=0.859$ に比較して著しく小さかった.

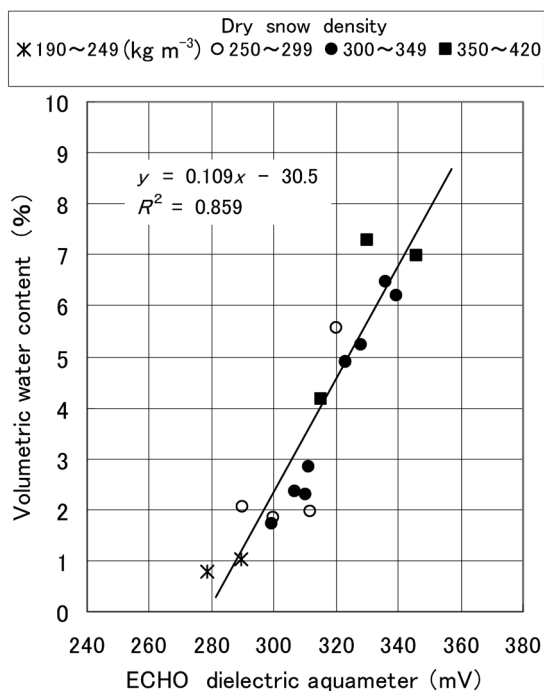


図 1 ECHO 誘電性土壌水分センサー出力と体積含水率 (秋田谷式含水率計による測定値からの換算) の関係.

Fig. 1 Relationship between data of ECHO dielectric aquameter and volumetric snow-water content (conversion value of determination by means of Akitaya type).

3. 積雪の観測結果

3.1 観測地の気象と積雪の特徴

2005 年観測地における厳冬期 1, 2 月の最低気温は -13.6°C (1 月 29 日), 最高気温は $+8.4^{\circ}\text{C}$ (1 月 3 日) で「しまり雪」の多い時期もあったが, 全体として濡れた「ざらめ雪」の割合が大きかった. 一連の断面観測で「しまり雪」層の雪温は最低が -0.6°C (1 月 15 日) で 2 月中旬まではほとんど $-0.3\sim 0^{\circ}\text{C}$ であり, 2 月下旬からは 0°C であった. 以上のことから観測地の積雪は寒冷な北海道型(「しまり雪」や「しもざらめ雪」が多い)と温暖な北陸型(濡れたざらめ雪が多い)の中間の性質を持った積雪であると言える(例えば, 菊地ら, 1995).

3.2 積雪深・積雪水量の変動

図 2 に 4 観測地点それぞれの積雪深, 積雪水量

の変動を示す. 積雪の観測はほぼ 1 週間毎に行ったので, 最初の観測を 1 週目とし, 以下順に 2 週目, 3 週目とあらわす. また, 図でも時間軸(横軸)は週を単位としてあらわす. なお, 横軸目盛りの下の括弧内に, 観測の月日を記してある. 積雪深の変動(図 2 の上図)をみると 10 週目(2 月 27 日)で 4 箇所共に最深積雪になり, A2(開地: 草地)では 173 cm を記録した. これは標高の低いアメダス湯沢観測点(標高 74 m)データ(2 月 28 日: 140 cm)より相当多い. 11 週目(3/5)~14 週目(3/26)に対応する 3 月中(点線の内側)は, K1(砂地)と K2(芝生)はほとんど差が認められず, 最大でも 3/26 の 4 cm であった. 一方, A1(秋田杉林内)と A2(開地: 草地)では, 積雪環境に大きな差があるため積雪深にも大きな差があ

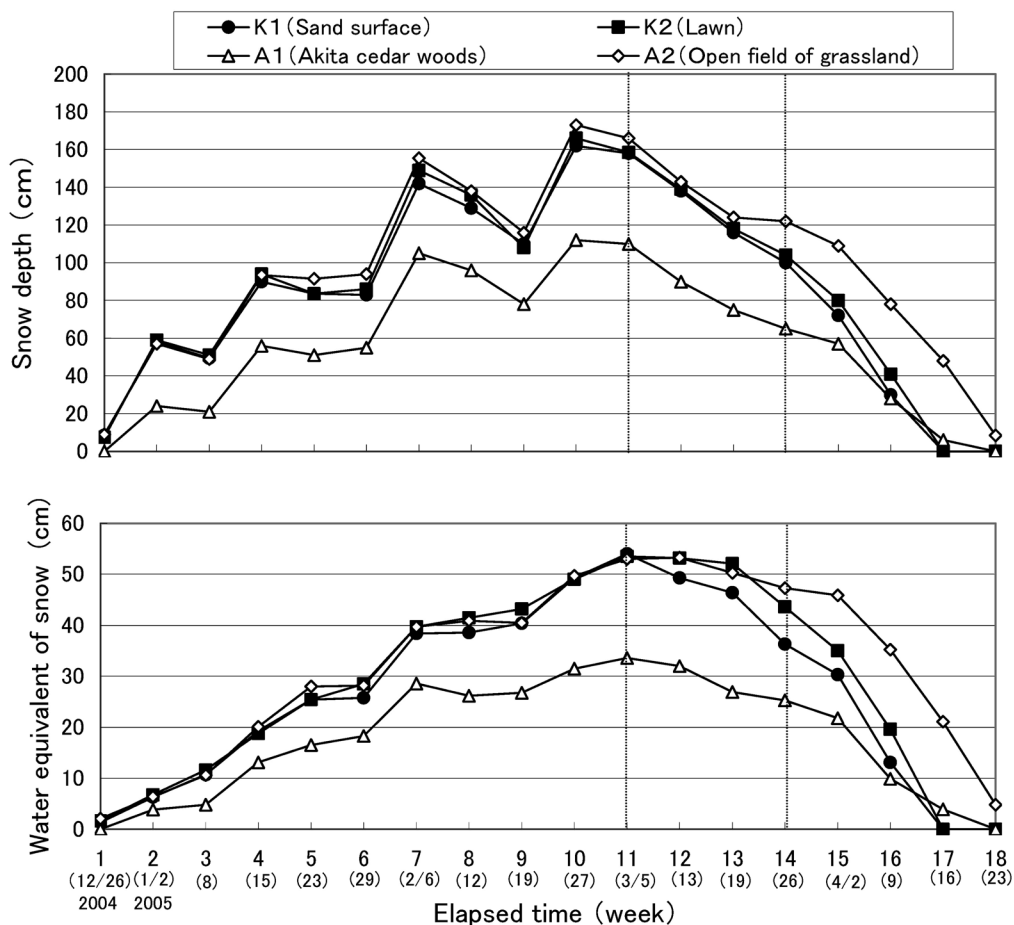


図 2 積雪深・積雪水量の変動 (2004 年 12 月~2005 年 4 月).

Fig. 2 Variations of the snow depth and the water equivalent of snow (Dec. 2004~Apr. 2005).

り,それが消雪直前まで持続した. また, 14 週目 (3/26) 頃から K1・K2 と A1・A2 の変動傾向が異なるのは, A1・A2 観測点が西向きと北向きに開いた L 字形の斜面に囲まれた位置で, 北向き斜面の杉林の裾に位置しており, 風向・風速・日射

に対する地形的環境による差が融雪を遅らせたものと考えられる.

これに対して積雪水量の変動 (図 2 の下図) では, 11 週目 (3/5) 以降, 特に K1 の減少が顕著であり, この時期に融雪期に入ったと考えられる.

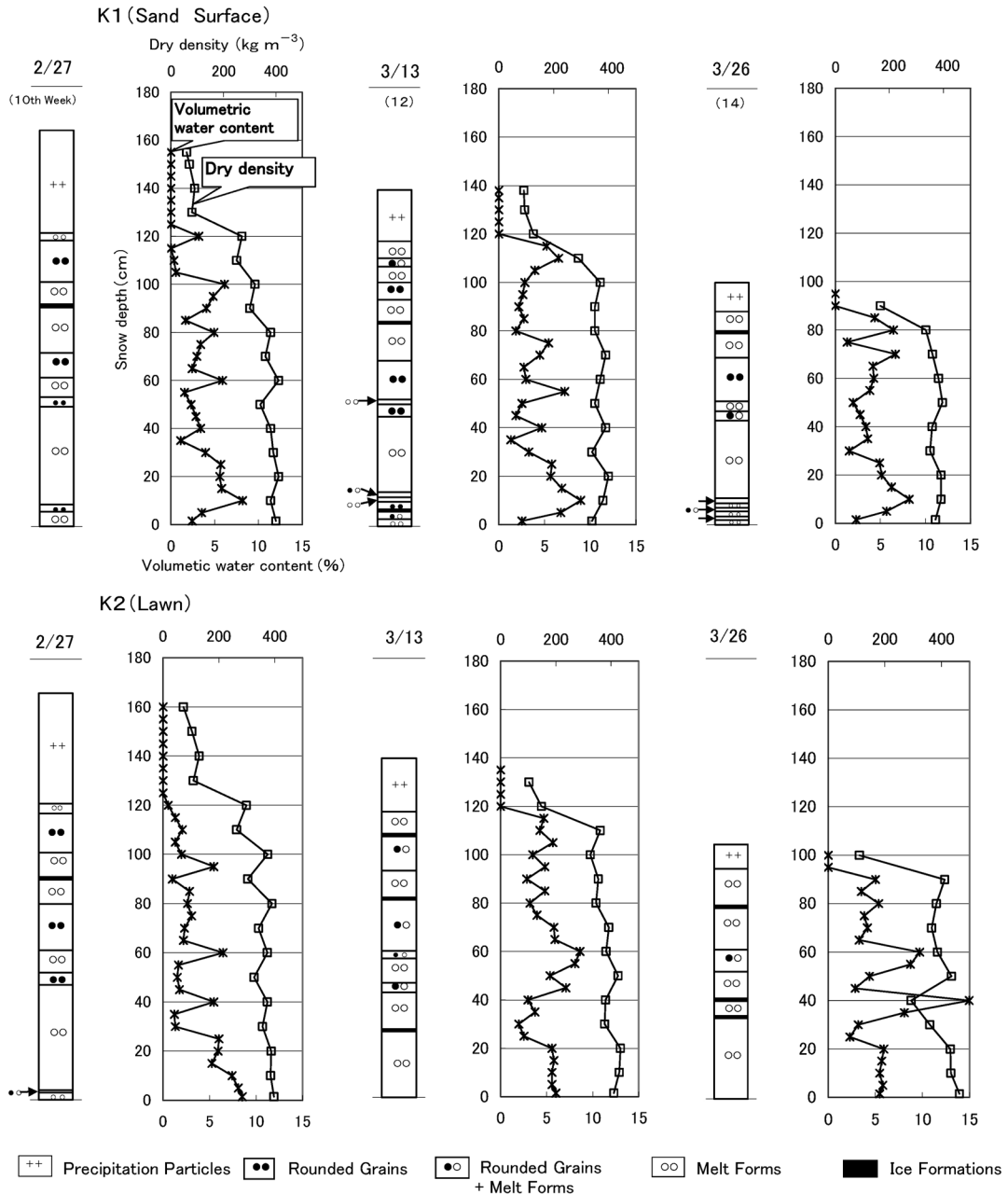


図 3 K1 (砂地) と K2 (芝生) における 2005 年 2/27, 3/13, 3/26 の積雪構造.

Fig. 3 The structure of snow cover at K1 (sand surface) and K2 (lawn) (27 Feb., 13 Mar., 26 Mar. 2005).

アメダスデータにおいても3月に入って積雪深が減少し始めている。注目すべきことは、K1とK2の比較において積雪深ではほとんど差が見られなかった3月中に、積雪水量には12週目(3/13)以

降明らかな差が認められ、K2の方が大きい値を示し、差の最大値は14週目(3/26)の7.3cmであった。これは、植生の有無や土壌の物理的性質の差異により、積雪層から地表面に流れる融雪

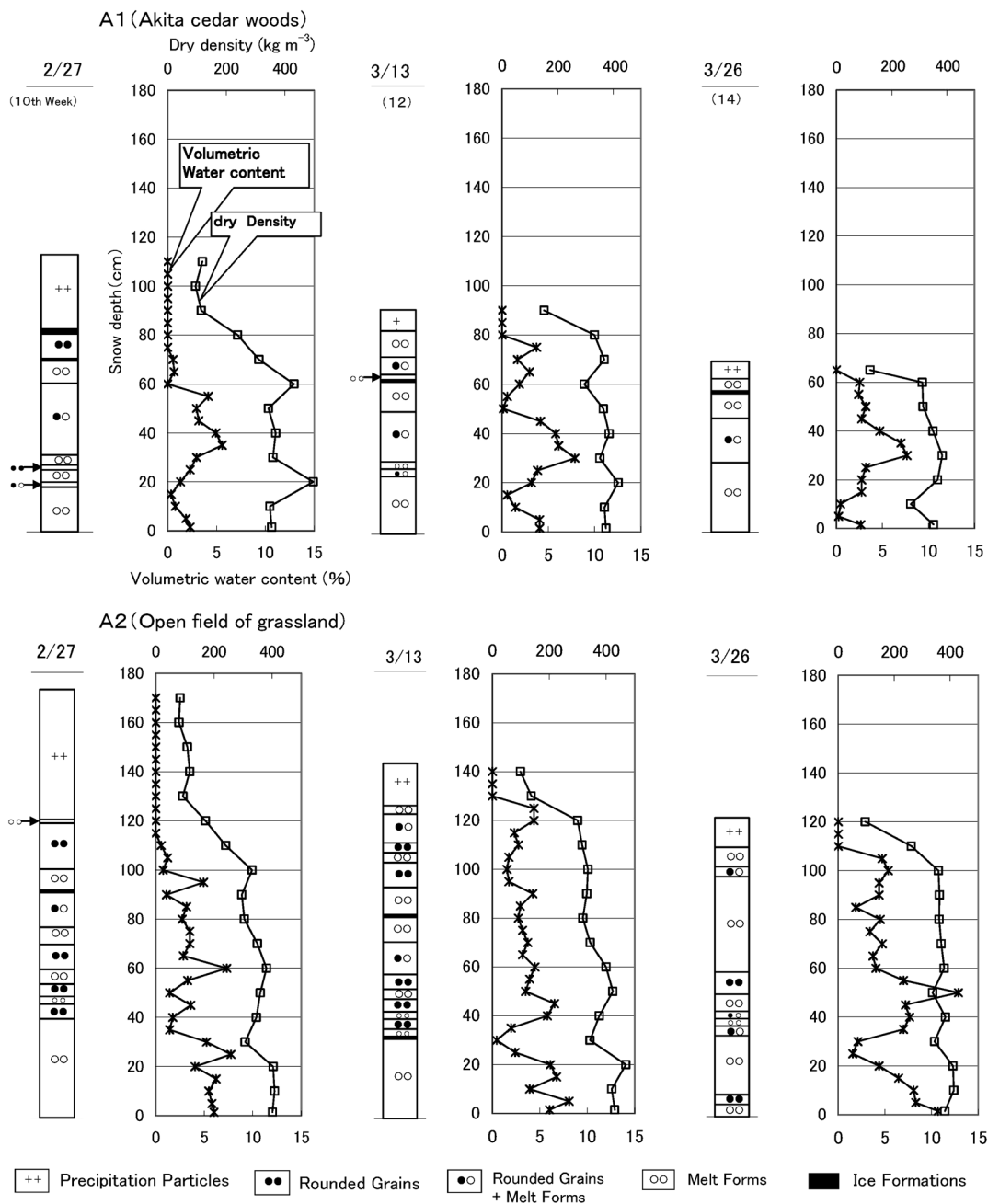


図 4 A1 (秋田杉林内) と A2 (杉林に近接する開地: 草地) における 2005 年 2/27, 3/13, 3/26 の積雪構造。

Fig. 4 The structure of snow cover at A1 (Akita cedar woods) and A2 (Open field neighboring A1: grassland) (27 Feb., 13 Mar., 26 Mar. 2005).

水量に差が生じ、含水率と濡れ密度が影響を受けたためと考えられる。A1 と A2 の積雪水量を比較すると、3 月中は 20~23 cm の差を保ち、積雪深と同様に A2 が大きい値を示していた。なお、スノーサンプラーによる積雪水量と密度から算出した積雪水量はほぼ一致しており（データは省略）、相関係数は 0.99 であった。

3.3 積雪構造の変化

K1（砂地）と K2（芝生）および A1（秋田杉林内）と近接する A2（開地の草地）において、断面観測の代表例として、最深積雪を記録した 10 週目（2/27）、その後 2 週間毎に 12 週目（3/13）および 14 週目（3/26）の積雪構造（雪質、層構造、含水率、乾き密度の鉛直分布）を図 3 および図 4 に示す。

K1 と K2 を比較すると、乾き密度については 3 月末を除けばそれほど差は見られない。平均密度

の変動（図 5 の上図）を見ると融雪期の点線で示した 12 週目（3/13）以降では、K2 の濡れ密度が大きいほかに、K2 の濡れ密度と乾き密度の差が、K1 における差に比べて次第に大きくなっており、両者の積雪水量の差を大きくさせたことが分かる。

K1 の体積含水率については、地表面上の値がこの期間では 2~3% 程度ではほぼ一定であり、地表付近では上方ほど直線的に増加していた。これに対して K2 では地表付近の値が常に K1 より大きな値であり、上方の値は一定か減少する傾向にあり、K1 の傾向とは大きな差が認められた。さらに、K1 においては、地表面上 5~15 cm にピークがあり、その付近は「しまり雪」または「しまり雪+ざらめ雪」の層に対応していた。一方、K2 においてはそれほど明瞭な対応は見られなかった。

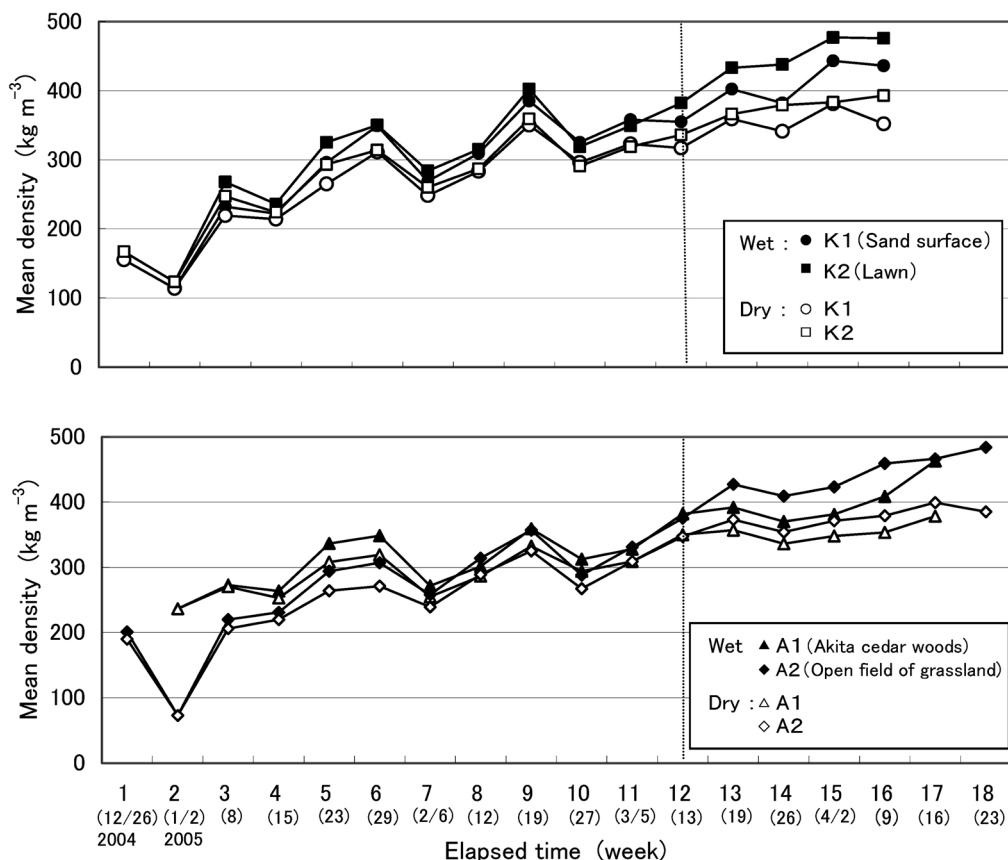


図 5 平均密度の変動（2004 年 12 月～2005 年 4 月）。

Fig. 5 Variations of the mean density (Dec. 2004~Apr. 2005).

次に A1 と A2 を比較すると、積雪環境が大きく異なるため全体に大きな差が認められた。特に A1 の方で、樹木から落下した融雪水を多く含んだ濡れ雪が生成要因と考えられる、粒度の大きい「ざらめ雪」層が発達しており、保持できる水分量が少ないことや、日射量の差により融雪量が少ないことも考えられるため含水率はやや小さい。また、A1 での地表面付近の積雪の体積含水率が 2~4% 程度であるのに対して A2 の含水率は日を追って大きい値になっている。これは植生の種類と量や落葉の有無および地面傾斜などの地表面状況や、両者の表層土壌の物理的性質の違いによると考えられる。平均密度 (図 5 の下図) を比較すると乾き密度・濡れ密度共に A1 の方が大きい傾向にあったが、12 週目以降では逆転して A2 の方が大きくなっている。これは積雪深の大きい A2 において圧密の効果が大きかったことが要因と考えられる。そして乾き密度と濡れ密度の差も A1 より A2 で大きい傾向を示している。

3.4 地表付近の積雪含水率変動

4 箇所の観測地における地表付近 (+0 cm) の体積含水率の変動を図 6 に示す。K1 (砂地) においては、積雪期前半はやや高い値を示していたが、その後は 2.5% 前後の値を消雪直前まで保ち続けており、融雪水が地表面上に留まらず地下に

流下したためと考えられる。これに対して K2 (芝生) では比較的大きく増減を繰り返しながら全体として次第に大きくなる傾向にあり、同じ草地である A2 (開地) と類似した変化を示していた。A1 (秋田杉林内) の融雪期における変化が K1 と類似しているのは、A1 観測地の地表面に杉の落葉があり、表層土壌との間に間隙がしやすい状態であったことに加えて、観測地の地表面に 3° 程度の傾斜があり、地表面上を融雪水が流れやすく、含水率がある程度より大きくならない状態に保たれていたことが大きな原因と考えられる。また、16 週目 (4/9) 以後で含水率が急増するのは、表層土壌が水で飽和状態に近くなり、積雪上部から流下した融雪水を吸収できにくくなったためと考えられる (前野・福田, 1986)。なお、図中の点線はキャリブレーションの適用域を超えた値であることを示す。

3.5 K1 (砂地)、K2 (芝生) の積雪全層にわたる体積含水率の比較

K1 (砂地) と K2 (芝生) について、体積含水率の鉛直分布の特徴を見るために、地表から 20 cm ほどの層に区分けして、各層での観測値の平均を求めて比較した。図 7 に両地点における体積含水率の変動を示す。全体を比較すると 2 月までは大きさや変動傾向に大きな差は認められないが、融

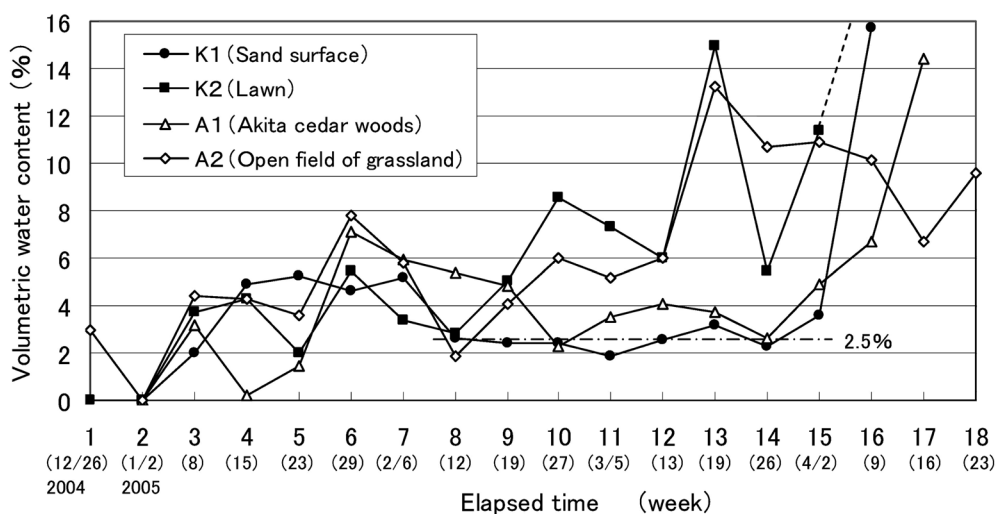


図 6 地表付近 (+0 cm) における積雪の体積含水率変動。点線はキャリブレーションの適用域を超えた値であることを示す (2004 年 12 月~2005 年 4 月)。

Fig. 6 Variations of the volumetric snow-water content just above ground surface. Dotted line shows the value beyond coverage of the calibration (Dec. 2004~Apr. 2005).

雪期 (11 週目以降) に入ると 0~80 cm 程の積雪層においては K1 (図 7 の上図) では変動が小さいのに対して, K2 (図 7 の下図) では変動幅が大きく, 値も K1 より大きく両者の間に大きな相違が認められる. 区分けした層毎に見ると 0~20 cm の値はその上の積雪層の各部分より概して大きいことは両地点で共通している. 融雪期では, 20~60 cm までの積雪層において, K1 では消雪直前を除けば 3% 前後のほぼ一定な値を保っているのに対して K2 ではバラツキが大きく, 特に 40~60 cm で大きな値を示している.

さらにこの傾向を確認するために, 体積含水率差 ($K2-K1$) の変動を図 8 に示す. この図より, 融雪期の 12 週目 (3/13) 頃からは地表から 60 cm

程の積雪層にわたって, K1 に比較して K2 の値が著しく大きいことが分かる. これらのことから, 融雪期になると表層土壌の相違による積雪含水率の違いは, かなり上方の積雪層に及ぶことが示唆される.

3.6 雪質構成の変動

含水率の増加は雪質の変化に結びつき, その変動が注目される. そこで積雪深 60 cm 以上の期間 (7 週目~14 週目) の 4 観測点における雪質構成割合を図 9 に示した. 変態の進行の一つの目安として融解水の介在で生じる「ざらめ雪」系統の雪 (「ざらめ雪」, 「しまり雪+ざらめ雪」と「氷板」) に注目した. 全積雪に対する「ざらめ雪」系統の雪の割合 (網掛け域) を比較すると, 11 週目まで

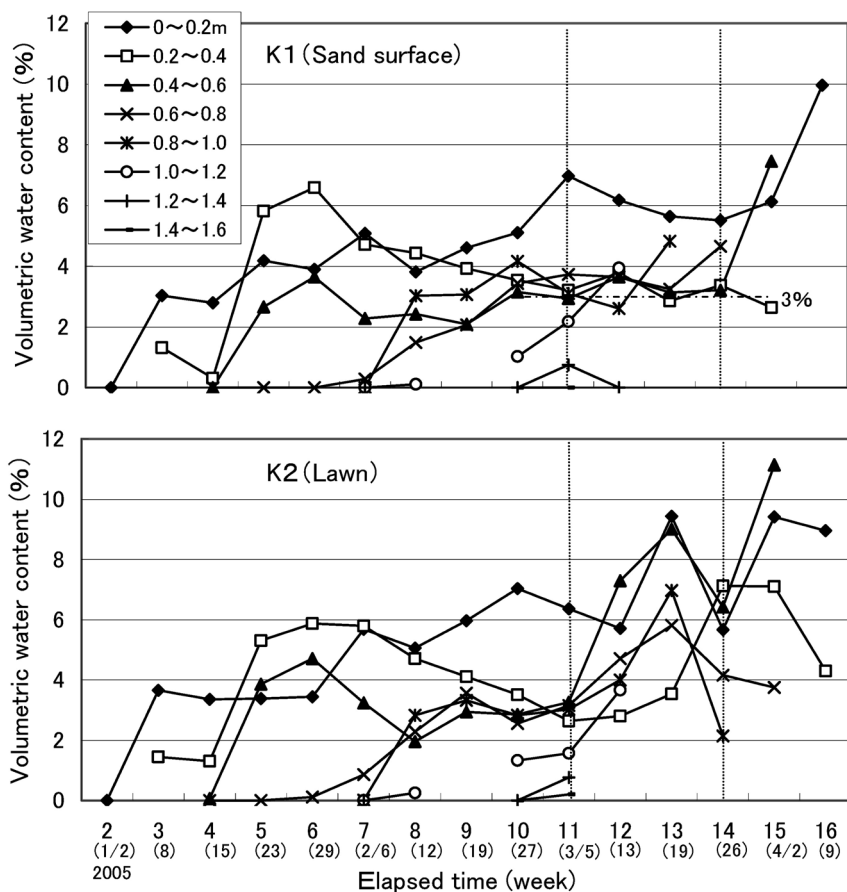


図 7 K1 (砂地) と K2 (芝生) における積雪の体積含水率 (深さ 20 cm 毎の平均) の変動 (2005 年 1 月~4 月).

Fig. 7 Variations of the volumetric water content (average of every 20 cm depth) at K1 (sand surface) and K2 (lawn) (Jan. 2005~Apr.).

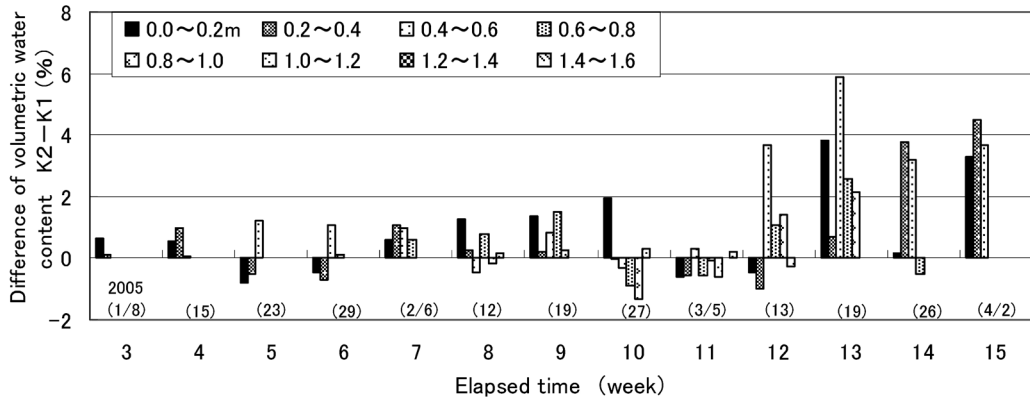


図 8 K1 (砂地) と K2 (芝生) における積雪の体積含水率 (深さ 20 cm 毎の平均) の差の変動 (2005 年 1 月～4 月).

Fig. 8 Variations of the difference of the volumetric snow-water content (average of every 20 cm depth) between K1 (sand surface) and K2 (lawn) (Jan. 2005~Apr.).

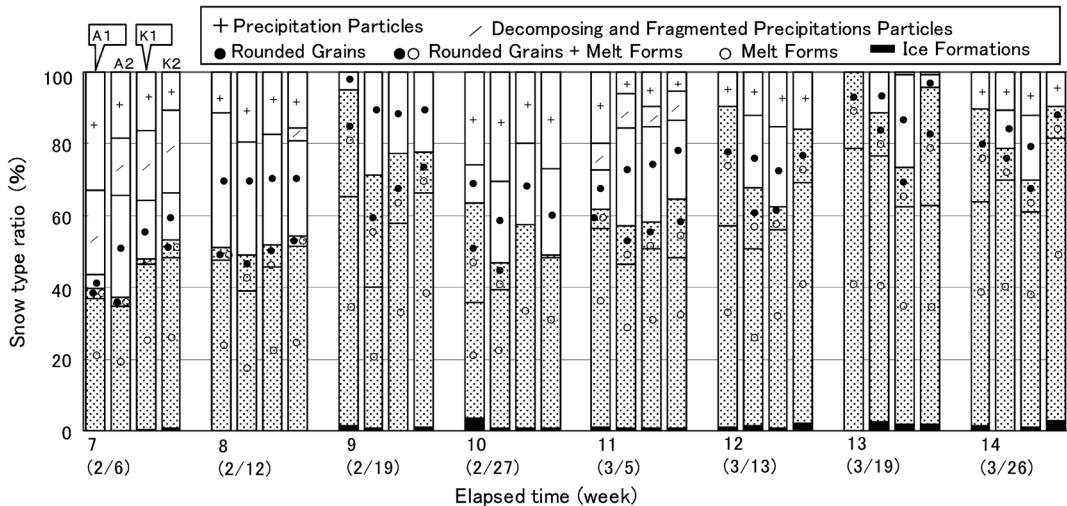


図 9 雪質構成の変動 (2005 年 2 月～3 月).

Fig. 9 Variations of the snow type ratio (Feb. 2005~Mar.).

はそれほど系統的な差は認められないが、その後は 3.3 節で述べたように A1 (秋田杉林内) の値が際だって大きい。また、融雪期 (11 週目以降) に入ると K2 (芝生) の値が大きくなる一方で、K1 (砂地) では、比較的小さく保たれており、両者の間に大きな差異が認められる。これは K2 において、上層までの広範囲にわたる積雪含水率の増加に伴い「ざらめ雪」への変態が速やかに進行したためと考えられる。また、K1 に「しまり雪」が多く残ることは、融雪期に入っても含水率の増加量

が比較的少なく、「ざらめ雪」への変態が遅れるためと考えられる。また、植生のある土壌でも K2 と A2 では K2 の方が全積雪に対する「ざらめ雪」系統の雪の割合が大きく、特に融雪期では明瞭な差が認められ、植生や土壌の物理的性質の違いによると考えられる。

以上のことから融雪期 (3 月) においては、表層土壌や植生の違いが地表付近の積雪のみならず、地表面からかなり上層の積雪までの含水率や濡れ密度に影響を与えたと考えられる。

4. 表層土壌の透水性と水分保持力

4.1 測定方法

4 観測地における積雪含水率の鉛直分布や雪質構成割合の特徴から、それらは植生ばかりでなく、地表まで流下した融雪水が、接する表層土壌に留まり地表付近が水分の多い状態に保たれるのか、あるいは速やかに浸透して水分の少ない状態に保たれるのかという、表層土壌の物理的性質からも影響を受けると考えられる。一般に、土壌は粒子がバラバラの状態ではなく集合体となって団粒をつくり(団粒構造)、この団粒が集まった状態にある。団粒間隙隙(大きな間隙)は水、空気の流れ経路で透水係数に係わり、団粒内間隙(小さな間隙)が水分保持を担っている(例えば、日本農業気象学会, 1997; 青山, 2010)。そこで、4 観測地の表層土壌の透水性と水分保持力を比較し、積雪含水率に対する影響を考察した。透水性に関しては、飽和透水係数を求めて指標とし、水分保持力に関しては、重力水の保持量を検討した。

サンプルは 4 観測地で試料採取用円筒(100cm³)を地表面から垂直に差し込み、地表面から 5 cm(上部)と 5 cm から 10 cm(下部)の土壌を不攪乱で採取した。各観測地においてそれぞれ近接する 3 箇所まで採取し、合計 6 個ずつのサンプルを得た(図 10)。

飽和透水係数については変水位法(中野ら, 1995; ダニエル, 2001)で測定を行った。1 サンプルについて 3~5 回の水位変動時間を測定し、著しく特異なデータがあれば除外し、少なくとも 3 回以上のデータの平均値をそのサンプルの値とした。水位が 10 cm 降下するのに要した時間は 1 分 49 秒~3 時間 40 分の幅があった。各観測地の上部・下部の飽和透水係数は、それぞれの 3 サンプルのデータの平均値として算出した。

水分保持力については、砂柱法(中野ら, 1995; 久馬, 1997)により水分ポテンシャルの変動に対する重力水量の変化を測定した。水分ポテンシャルとは土壌に吸着している水のエネルギー状態であり、絶対値が大きいほど強く土壌粒子に吸着していることを表しており、本実験ではそれぞれの水位に係わる値である。透水係数の測定で使用したサンプルをそのまま水飽和の状態に保ち重量測定後、保水力測定装置(砂柱法)に入れて、水位を-10 cm



図 10 各観測地から採取された土壌試料。それぞれ左列が地表面から 5 cm(上部)、右列が 5 cm から 10 cm(下部)で採取したものである。

Fig. 10 The soil samples collected from four observation spots. The left lines of the samples of each observation spot were collected from the surface to 5 cm below (upper part) and the right lines were collected from under ground surface from 5 cm to 10 cm below (lower part).

すなわち水分張力を-0.98 kPa の状態にして 3 日後に重量測定し、次に-20 cm(-1.96 kPa)の状態にして 1 日後、次に-30 cm(-2.94 kPa)の状態にして 1 日後に重量測定を行い、その減少量から重力水の流出量を算出し、水分保持力を検討した。

4.2 測定結果

飽和透水係数(K : cm sec⁻¹)の算出にあたっては、ダルシーの法則から導かれた式(1)に、実験装置・試料の大きさと測定された時間を代入して算出した。なお、大小の比較を目的としているので、温度補正は行わなかった。

$$K = [2.3a \cdot L / (A \cdot t)] \log_{10} (h_1/h_2) \\ = 0.1038/t \quad (1)$$

ここで

a : 目盛管の断面積 (cm^2)0.45 cm^2
 A : 試料の断面積 (cm^2)19.6 cm^2
 L : 試料の厚さ (cm)5.1 cm
 h_1 : 目盛管上部回線より円筒下部水面までの高さ (cm)17 cm
 h_2 : 目盛管下部より円筒下部水面までの高さ (cm)7 cm
 t : 時間 (sec)

その実験結果を図 11 に示した。また、水分保持力の実験結果を図 12 に示した。図 12 の縦軸は土壌水分ポテンシャルで、横軸は水位を下げる際に流れ出た重力水の重量であり、水量が多いほどすなわち横軸の正の方向に大きく変位するほど重力水が移動し易いことを示している。土壌の水分保持力は弱いことになる。U は土壌上部、L は下部を表す。なお、本実験における 4 地点の土壌の物理的性質の相対評価は表 1 のようにまとめられる。

5. 考察—表層土壌の透水性・保水性と積雪含水率等の関係

K1 (砂地) と K2 (芝生) を比較すると、K1 は

上部・下部共に透水性がよく、水分保持力に関しては水分ポテンシャルが高くなると共に（水面の降下と共に）重力水の流量変化が大きく、水分保持力が弱い土壌であることが分かる。従って融雪期において、積雪内の水が土壌に浸透しやすく、土壌内の水も排出されやすいので、地表付近の積雪含水率は顕著な増加を示さず、ほぼ一定の値を示したと考えられる。K2 の上部は透水性・水分保持力共に中程度であるが、下部は透水性が非常に悪く、水分保持力については水分ポテンシャルの変動に伴う重力水の流量変化が少なく水分保持力が強い土壌と言える。従って表層土壌に浸透し

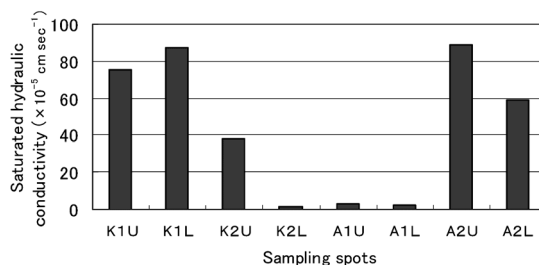


図 11 各観測点土壌の飽和透水係数の比較。
横軸の U は上部、L は下部を表す。

Fig. 11 Comparison of saturated hydraulic conductivity of the soil samples. U and L letters represent the upper and the lower part respectively.

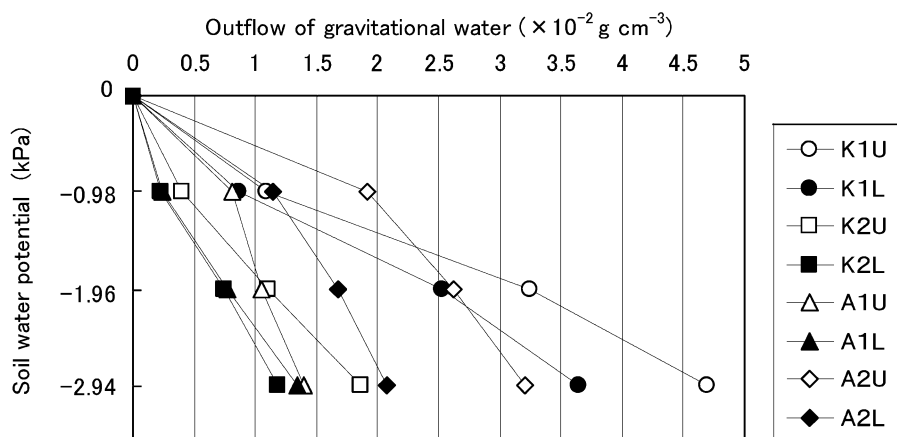


図 12 各観測点土壌の水分保持力の比較。
凡例項目の記号は図 11 に同じ。

Fig. 12 Comparison of water retention of the soil samples. The marks of the right side are the same as Fig. 11.

表 1 土壌の物理的性質の相対評価. U は上部, L は下部を表す. + は「良い」, ± は「中位」, - は「悪い」評価を表す.

Table 1 Relative assessment of physical property of surface soils. U and L letters represent the upper and the lower part respectively. +, ± and - marks represent good, medium and bad assessment respectively.

Sampling spots	Water permeability		Water retention
K 1 (Sand surface)	U	+	—
	L	+	—
K 2 (Lawn)	U	±	±
	L	—	+
A 1 (Akita cedar woods)	U	—	+
	L	—	+
A 2 (Open field of grassland)	U	+	±
	L	±	±

た融雪水は、排出されにくいいため飽和状態になりやすく、積雪から土壌への水の移動が妨げられ、その結果地表付近の積雪の体積含水率が日を追って増加傾向になり、さらにその上の積雪の含水率にも影響を及ぼし、雪質の変態を促進したものと考えられる。

次に A1 (秋田杉林内) と A2 (開地: 草地) の土壌についてみると、A1 は上部・下部共に透水性が悪く水分保持力が強い土壌である。積雪内の水は土壌に浸透しにくい、3.4 節で述べたように緩傾斜があり、融雪水は斜面に沿って流れるので土壌の透水性が悪く、水分保持力が強い割には地表付近の積雪含水率は高くならなかったと考えられる。A2 の上部では透水性が良く、植物の根による土壌内の大きな間隙（粗孔隙）の存在によると考えられる。水分保持力に関しては水分ポテンシャルが低い（水位が高い）ときは重力水の流量が多いが、水分ポテンシャルを高くする（水位を下げる）と水分ポテンシャルの変動に対する重力水量の変化が小さく、水分保持力はやや強い土壌と言える。A2 の下部は透水性は K1 (砂地) より劣るが中程度によく、水分保持力はやや強い土壌である。

団粒構造の発達した土壌は水に関して透水性と保水性（水分保持力）という、相反する二つの条件を備えている。団粒の形成には粘土鉱物、土壌

生物の他に腐食物質（有機物）が関わっている。一般に腐食物質が多く団粒構造の発達した土壌は黒色を呈し、微生物活性も高く、植物生育に好適な環境を作っている（青山, 2010）。図 11 において左側のサンプルは上部で右側は下部であるが、A2（開地: 草地）は上部・下部共に色が黒い土壌であり、K1（砂地）に比べて有機物を多く含む団粒構造が発達しており、透水性・保水性を備えた土壌と考えられ、実験結果と附合する。このように透水性と保水性をほどほどに持つ A2（開地: 草地）の土壌は、K1（砂地）より飽和状態に成りやすく K2（芝生）よりは成り難い。それゆえ、その上の積雪の含水率は K1 と K2 の中間的な値をとるものと推察される。地表付近の含水率変動（図 6）を見ると、A2 の積雪含水率は K1 より大きく、K2 よりはいくぶん小さな値を示しており、A2 土壌の物理的性質と概ね符合していると見ることができる。A2 が透水性の悪い K2 に近い値を示す理由としては、A2 の保水性が比較的強いことに加えて植生の違いが考えられる。芝のような細かい葉でなく、幅広の葉をもつ植物が茂る A2（2.1 参照）では、その枯れ葉が地面を覆い融雪水の浸透を妨げるため、K2 の積雪含水率と似たような値になったものと考えられる。

以上の結果は、表層土壌（植生を含む）の物理的性質（透水性・保水性）がその上の積雪含水率、

ひいては雪質にも影響を及ぼすことを示すもので、中でも透水性が良く保水性の悪い砂地は特異で、積雪の含水率や雪質に及ぼす影響は大きい。

6. まとめ

地表面状態（表層土壌と植生）の異なる4地点で積雪断面の並行観測を行い、積雪含水率の特徴を明らかにした。また、積雪含水率と表層土壌の物理的性質の関係を探るために、各地点における土壌の透水性と水分保持力について考察した。その結果、以下のようなことが明らかになった。

1. 砂地においては他の土壌とは異なり、融雪期に入っても、地表付近における積雪の体積含水率は2.5%前後で増加せず、「ざらめ雪」層の上方の「しまり雪」層に向かって増加していた。
2. 隣接する砂地と芝生においては融雪期に入ると、積雪深がほぼ等しいにも拘わらず、積雪水量に差が生じ、砂地の方が小さい値を示した。これは砂地上の積雪含水率が芝生より小さいために生じたもので、含水率の違いは雪質にも影響を及ぼした。
3. 観測地が砂地の透水係数は他のどの観測地よりも大きく、水分保持力は最も弱いことが確認された。このような、砂地を代表例とする表層土壌の物理的性質が、その上の積雪含水率、ひいては雪質に影響していることが明らかになった。

今後の課題としては、砂の粒度の違いが積雪含水率に与える影響や、他の土壌における積雪含水率の変動特性を明らかにすること、透水性が小さく水分保持力の強い土壌上の積雪含水率の特性を踏まえた融雪災害防止対策の検討が重要と考えられる。

謝 辞

本研究に当たり、土壌の透水性や水分保持力に関してご指導を頂いた秋田県立大学生物資源科学部の名誉教授佐藤 敦氏、片野 登氏、佐々木佳明氏、佐藤 孝氏、植生についてご助言を頂いた湯沢翔北高校の松田義徳氏、観測地を提供して頂いた秋田県立湯沢北高等学校、湯沢市愛宕神社社務所に厚くお礼申し上げます。また、論文作成にあたり有益なご助言を数多くいただいた、秋田谷英次氏ならびに査読者の方、論文編集担当の遠藤八十一氏に深謝申し上げます。なお、アメダス湯沢観測点のデータは秋田地方気象台ホームページによった。ここに記して感謝致します。

文 献

- 秋田谷英次, 1978: 熱量計による積雪含水率計の試作. 低温科学, **36**, 103-111.
- 青山正和, 2010: 土壌団粒, 東京, 農山漁村文化協会, 12-108.
- ダニエル・ヒレル, 岩田進午・内嶋善兵衛監訳, 2001: 環境土壌物理学, I 土と水の物理学, 東京, 農林統計協会, 234-239.
- 藤野和夫, 1979: 融雪水の積雪内部への浸透. 気象研究ノート, **136**, 49-62.
- 菊地勝弘・大畑哲夫・東浦将夫, 1995: 降雪現象と積雪現象, 東京, 古今書院, 272pp.
- 久馬一剛, 1997: 最新土壌学, 東京, 朝倉書店, 96-110.
- 前野紀一・福田正己, 1986: 雪氷の構造と物性, 東京, 古今書院, 209pp.
- 中野政詩・宮崎 毅・塩沢 昌・西村 拓, 1995: 土壌物理環境測定法, 東京, 東京大学出版会, 65-114.
- 日本農業気象学会, 1997: 新編農業気象学用語解説集, 東京, 日本農業気象学会, 243pp.
- 日本雪氷学会北海道支部, 1991: 雪氷調査法, 札幌, 北海道大学出版会, 244pp.
- 若浜五郎, 1963: 積雪内における融雪水の移動 I. 低温科学, 物理篇, **21**, 45-74.
- 若浜五郎, 1968: 積雪内における融雪水の移動 III—水路流下速度, 皮膜流下速度—. 低温科学, 物理篇, **26**, 77-86.
- 若浜五郎・中村 勉・遠藤八十一, 1968: 積雪内における融雪水の移動 II. 低温科学, 物理篇, **26**, 53-76.

Influence of different surface soils on snow-water content and snow type of the snow cover

Hiroshi GOTO¹, Katsuhiko KIKUCHI² and Masahiro KAJIKAWA³

1 Akita Society of Snow,

1-3-40 Atago-machi, Yuzawa, Akita 012-0855

2 Professor emeritus of Hokkaido University and Akita Prefectural University,

2-5-4 Momijidai, Atsubetsu-ku, Sapporo 004-0014

3 Professor emeritus of Akita University, 122-1 Kurokawa-machi, Yoichi, Hokkaido 046-0003

Abstract: This study deals with the variation in volumetric snow-water content and snow type on four different ground surfaces : sand surface, lawn, Akita cedar woods and open field of grassland. During the melting period, the snow-water content of the granular snow layer adjoining the sand surface did not increase, and the total water equivalent of snow on the sand surface was smaller than that on the neighboring lawn, although the snow depth was same in both cases. These characteristics mainly result from the differences in the wet density depending on the vertical distribution of snow-water content and snow type. Water permeability and water retention of the four different surface soils were examined. The saturated hydraulic conductivity of the sand surface was larger than that of the lawn, while the water retention of the former surface was smaller than that of the latter surface. These results suggest that the physical characteristics of the surface soils have significant influence on the snow-water content and snow type of the snow cover.

(2011 年 5 月 16 日受付, 2011 年 8 月 17 日改稿受付, 2012 年 1 月 24 日最終改稿受付,
2012 年 1 月 30 日受理, 討論期限 2012 年 9 月 15 日)