

速報

妙高山域の幕ノ沢で2008年2月に発生した 大規模な乾雪表層雪崩

竹内由香里¹⁾, 平島寛行²⁾, 和泉 薫³⁾, 上石 勲²⁾,
河島克久³⁾, 山口 悟²⁾, 宮崎伸夫⁴⁾, 西村浩一⁵⁾,
Evgeniy Podolskiy⁵⁾, 鈴木 貴⁶⁾, 村上茂樹¹⁾, 遠藤八十一⁷⁾

要 旨

妙高山域の幕ノ沢で2008年2月17日13時48分に大規模な面発生乾雪表層雪崩が発生した。発生区は標高約1700m付近の東～南東向き斜面とみられ、雪崩の最長到達点は標高約770m、発生区からの流下距離は水平距離で約3000mであった。堆積区の面積は約10ha、デブリの相当水量は400～1500mm(平均1000mm)であり、これらに基づいて推定すると雪崩の堆積量は $5\sim 10\times 10^4$ tとなった。幕ノ沢では2月11日に晴れて気温が上昇、翌12日は朝から雪が降り始めた。その後、夕刻から13日朝にかけて気温が急低下し、同じ頃から強まった降雪により積雪深が急増した。標高810mの気象観測点では雪崩発生時の気温は -6.7°C 、12日の降り始めから雪崩発生までの降水量は174mm、積雪深は225cmから381cmまで増加した。積雪変質モデルで計算した結果、12日まで表面にあった積雪層付近に13日頃しこもざらめ雪が形成され、その上に大量の降雪が積もって雪崩発生時の積雪安定度は0.5と非常に不安定になっていたと推定された。

キーワード: 妙高・幕ノ沢, 面発生乾雪表層雪崩, 堆積区, 雪崩堆積量

Key words: Makunosawa in Myoko, dry slab avalanche, runout zone, mass of avalanche

1. はじめに

新潟県南西部に位置する妙高山域の幕ノ沢(図1)で2008年2月17日に大規模な面発生乾雪表層雪崩が発生した。幸い人的被害はなかったが、幕ノ沢では雪崩を検知するための観測を継続的に行なっていたため、発生日時を知ることができた。

幕ノ沢では観測を始めた2000年以降の9冬期で、流下距離が2000mを超える大規模な雪崩を

5回観測した(Takeuchi *et al.*, 2003; 竹内ら, 2007)。その中では2008年の雪崩が最大であり、過去に調査された1984年の雪崩(是沢ら, 1988)に迫る規模であった。そこで、2008年の雪崩の発生状況や到達範囲、堆積量について調査した結果を報告する。

これまでに報告された大規模雪崩(清水, 1979; 和泉, 1985; 小林, 1986; 秋山ら, 2005)のうち日

1) 森林総合研究所十日町試験地

〒948-0013 十日町市辰乙 614

2) 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター

〒940-0821 長岡市栖吉町前山 187-16

3) 新潟大学災害復興科学センター

〒950-2181 新潟市西区五十嵐2の町 8050

4) (有)クライメットエンジニアリング

〒948-0103 十日町市小泉 1834-23

5) 名古屋大学大学院環境学研究科

〒464-8601 名古屋市中千種区不老町

6) 新潟大学大学院自然科学研究科

〒950-2181 新潟市西区五十嵐2の町 8050

7) 〒948-0081 十日町市本町5ケンズハウス 101

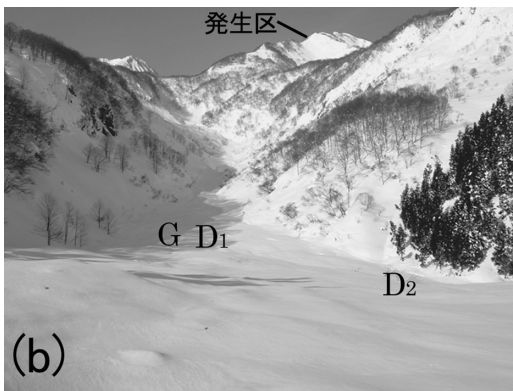


図 1 (a) 幕ノ沢全景, (b) (a) の◎地点で 2 月 22 日に撮影した沢の様子. G: 地震計, D₁ D₂: 雪崩発生検知システム, M: 気象観測点, V: ビデオカメラ, P: 自然積雪の断面観測点.

本国内で最大のものは 2000 年 3 月 27 日の岐阜県の左俣谷雪崩で, その流下距離 (水平距離) は 4200 m, 堆雪量は 107 万 m³ (日本雪氷学会,

2001) と別格の規模である. これに次いで流下距離が長い雪崩は幕ノ沢で発生していて, ここでは流下距離 2000 m 以上の雪崩が平均して 2 年に 1 度の頻度で起きていることが観測によってわかってきた.

2. 観測と調査の方法

2.1 雪崩の発生検知および気象観測

幕ノ沢の全景を図 1a に, 図 1a の◎地点で撮影した沢の中の様子を図 1b に示す. 幕ノ沢は神奈山山頂に続く尾根を源とした東向き沢であり, 源頭部は標高 1740 m, 傾斜 35~40° である. この沢では雪崩の発生を検知するために地震計 (G), 2 台の雪崩発生検知システム (D₁, D₂), ビデオカメラ (V) によるモニタリング観測を継続して行なっている. 図中に, これらの観測地点を記号で記した. 地震計では雪崩の発生や流下に伴って発生する震動の鉛直成分を記録している. 雪崩発生検知システムは, 小型振動センサーを内蔵したポールを雪崩の走路に立て, 雪崩がポールに衝突した振動によるパルス信号と時刻を記録するものである (飯倉ら, 2000). 幕ノ沢では積雪深が 4~5 m に達しても埋まらないように 6 m のポールを立てている. ビデオカメラでは, 視界がよければ源頭部の雪崩の発生と中流部の流下の様子を撮ることができる. また, 冬期間の気温, 降水量, 積雪深を雪崩堆積区に近い平坦地 (M 地点, 標高 810 m) において連続観測した.

2.2 雪崩発生後の現地調査

雪崩発生から 5 日後の 2 月 22 日に幕ノ沢に入り, 大規模な雪崩が起きたことを確認した. 沢の源頭部に破断面が見えたので, 発生区は標高約 1700 m 付近の東~南東向き斜面と推測した (図 2). 雪崩発生時の積雪の状態を知る手がかりとするために堆積区近くの平坦地 (標高 730 m, 図 1a の P 地点) において自然積雪の断面観測を行ない, 雪質, 温度, 密度, 含水率, 硬度, 積雪相当水量を測定した. 幕ノ沢においては, 図 1b のようにデブリ (雪崩で流下, 堆積した雪) や倒れた樹木などの雪崩の痕跡が厚い新雪に覆われていたことと, 別の新たな雪崩の発生を懸念したことから, 詳細な調査は 4 月以降に積雪状態の変化にあわせて数回行なった.

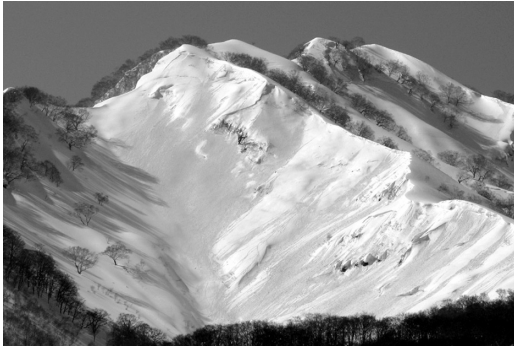


図 2 幕ノ沢源頭部の雪崩発生区。右側の尾根に沿って破断面がみえる。(2月22日、新開龍三郎氏撮影)

雪崩の堆積量を知るための調査はデブリが融け始める前の4月2日に堆積区において実施し、以下の方法でデブリの相当水量を測定した。最初に堆積区中央部でデブリを掘って断面観測を行ない、デブリの雪質、密度、含水率、硬度、積雪相当水量を測定した。デブリに混入している雪塊も観測し、デブリの状況を把握した。続いて、堆積区の多点においてデブリの相当水量を測定するために、神室型スノーサンプラーを用いて積雪全層のコアを取り出し、デブリ層の厚さと質量を測定した。表層雪崩であったのでデブリの汚れは顕著ではなかったが、わずかな汚れや層構造が不明瞭であるなどの特徴によりデブリと自然積雪を区別することができた。測定は、雪崩走路中央の縦断方向100 m毎に6地点と左岸の溪流沿いや右岸の林縁など補足4地点で行ない、すべての測定位置をGPS (Global Positioning System, 測定精度は5~15 m) で計測した。

雪崩の到達範囲は、デブリの上部1 m程が融けて、埋まっていた枝葉や倒壊した樹木などが図3のように雪面に現われた4月13, 16, 25日に調査した。堆積区を踏査してデブリを確認した位置や雪崩によって損傷した樹木の位置をGPSで計測した。踏査できなかった斜面上部や尾根上については、5月16日に撮影した空中写真を判読し、雪崩によって樹木が倒れた位置や方向を調べた。

3. 結果と考察

3.1 雪崩の発生時刻および発生までの気象

地震計や雪崩発生検知システムおよびビデオカ



図 3 デブリが融けて雪面に現われた枝葉や倒木 (4月25日)。(a) 堆積区中央から見た上流方向。倒れているのは雪崩検知ポール (図1と図7bのD₂)。(b) 図7bの地点9から8の方向を見た倒木の様子。(c) 雪崩にもぎ取られて下流へ運ばれたスギの枝葉。最長到達点近くから上流方向を見た様子。

メラの記録により、雪崩の発生日時は2月17日13時48分であることがわかった。図4は地震計で記録した雪崩の震動である。明瞭な震動は約30

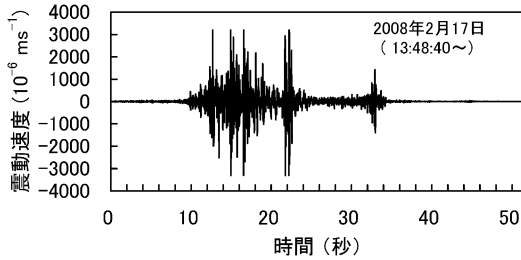


図4 地震計で記録した雪崩の震動波形.

秒間続いていて、速度波形の振幅は最大 $3000 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$ を越えた。この振幅は和泉・小林 (1986) や Nishimura and Izumi (1997), 新潟県土木部砂防課ら (1997), 今西ら (2004) が解析した雪崩震動の最大振幅 $5 \sim 30 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$ に比べると、桁違いに大きい。最大振幅が $1000 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$ を越えた観測例としては、スイスの Vallée de la Sionne で 1999 年に観測された人工雪崩 (流下距離: 3000 m, 推定堆積量: $480 \times 10^3 \text{m}^3$, 流れ型と煙型の混合; Suriñach *et al.*, 2001) や長野県白馬村で 2005 年 1 月に観測された面発生乾雪表層雪崩 (流下距離: 2600 m; 秋山ら, 2005) がある。いずれも大規模な雪崩で流下距離は幕ノ沢の雪崩と同程度であった。今西ら (2004) は同一地点で収集した多数の雪崩の震動波形を解析し、振幅と雪崩の規模 (質量) には相関があり、震動波形から雪崩の質量を推定できる可能性を示した。異なる場所で得られた震動波形の場合には、地震計と雪崩走路の位置関係や地形、地盤の特性も影響するので単純な比較はできないとはいえ、図 4 の震動波形を引き起こした雪崩の質量が非常に大きいことは伺える。今後、震動波形の卓越周波数など詳細な解析を行なう予定である。

幕ノ沢の 2 箇所を設置した雪崩発生検知システムは、図 3a のように雪崩の衝撃によってポールが倒れたり折れたりしてデブリに埋まっていたが、双方とも地震計と同時刻に振動を記録していたので雪崩の到達を確認することができた。一方、雪崩発生時は激しい降雪と霧で視界が悪かったため、雪崩の発生や流下の様子を映像で見ることができなかった。しかし、上述の同じ時刻に堆積区付近で雪崩と思われる雪煙が上がり、カメラの方へ吹き寄せる様子を確認することができた。

雪崩発生までの 7 日間 (2/11~17) の M 地点

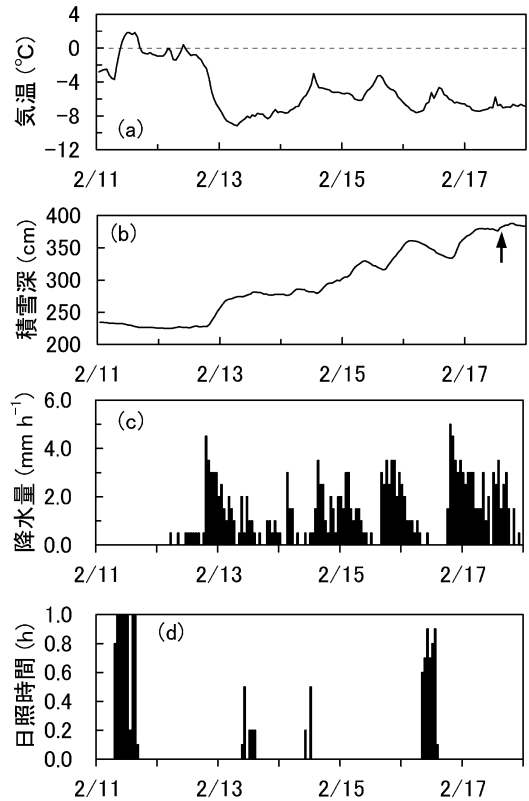


図5 M地点 (標高 810 m) における (a) 気温, (b) 積雪深, (c) 降水量, およびアメダス関山観測点における (d) 日照時間. 矢印は雪崩発生時刻.

(標高 810 m) における気温, 積雪深, 降水量および最寄りの気象庁アメダス観測点 (関山) の日照時間の変化を図 5 に示した。2 月 11 日は晴れて気温がプラスに上昇した。翌 12 日は朝から降雪があり、2~3 cm の新雪が積もった夕刻から 13 日朝にかけて気温が -9.2°C まで急低下した。気温の低下と同じ頃から激しくなった降雪が断続的に続いて積雪深は急増した。12 日の降り始めから雪崩発生までの降水量は 174 mm, 積雪深は 225 cm から 381 cm に増加した。雪崩発生時の気温は -6.7°C であった。

3.2 滑り面の推定

2 月 22 日に堆積区近くの P 地点 (標高 730 m, 平坦地) において自然積雪の断面観測を行なった。積雪深 350 cm のうち、上部 100 cm は主としてこしまり雪, その下の 150 cm はしまり雪で下部 100 cm はざらめ雪であった。こしまり雪やし

まり雪の層に薄いざらめ雪の層が数か所入っていたが、表層雪崩の滑り面となるような弱層は検出できなかった(図は省略)。これは、観測場所の標高が雪崩発生区より1000 mほど低く、主として気温が高いことが要因で弱層が形成されなかったためと考えた。しかし、標高の高い発生区での観測は困難であったので、積雪変質モデルを利用して発生区の雪質や積雪安定度(SI: Stability Index)を推定した。使用したのはスイスで開発された“SNOWPACK”(Bartelt and Lehning, 2002; Lehning *et al.*, 2002a, 2002b)を日本における観測データに基づいて改良したモデル(Hirashima *et al.*, 2008)である。気象データを入力し、雪面熱収支や積雪内の温度勾配、積雪の粘性圧縮を考慮して雪質や密度さらに剪断強度や積雪安定度などの変化を連続して推定することができる。ここでは前述のM地点で測定した積雪深と標高補正(-0.65°C/100 m)した気温およびアメダス関山観測点(標高350 m)の風速、日照時間を入力して計算を行なった。

発生区の積雪変質の推定に先立って、M地点と同じ標高810 mにおける積雪層構造を推定したところ、断面観測の結果をよく再現でき、観測同様、弱層となる雪質は計算によっても形成されなかった。一方、発生区と同じ標高1700 m、南東向きで傾斜40°の斜面という条件で計算すると、2月11日に積雪表層が日射で融解、その後再凍結した上にこしもざらめ雪が形成される結果となった(図6a)。この層の上に大量の降雪が積もったため、雪崩発生時にはSIが0.5と非常に不安定になっていた(図6b)。一般に、SI<1.5(Sommerfeld, 1984; 遠藤, 2000; McClung and Schaerer, 2006)が表層雪崩発生の目安とされているので、発生区では表層雪崩がいつ発生してもおかしくない状態になっていたといえる。このことから、発生区において2月13日頃に形成され、17日まで積雪内に残っていたと考えられるこしもざらめ雪の層が滑り面になった可能性が高い。

3.3 雪崩の流下経路と到達範囲

雪崩の到達範囲を踏査した結果、最長到達点は標高約770 m、発生区からの流下距離は水平距離で約3000 mであることがわかった。図7aに幕ノ沢の地形図を示し、雪崩の発生区、走路、堆積区

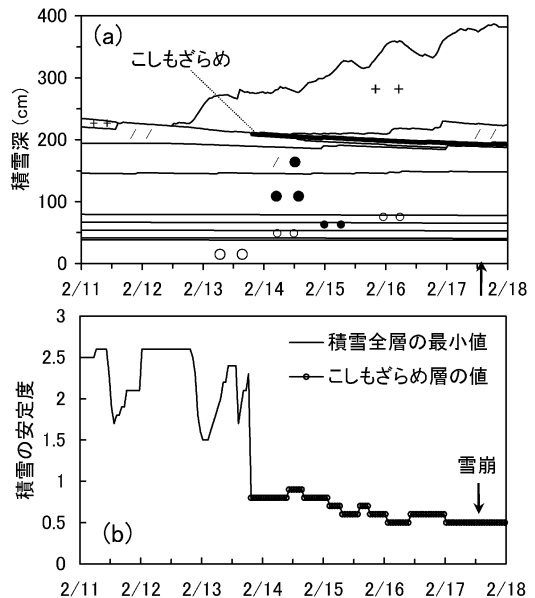


図6 積雪変質モデルで推定した雪崩発生区(標高1700 m、南東向き、傾斜40°)の(a)雪質と(b)積雪安定度。矢印は雪崩発生時刻。(a)の太い実線:こしもざらめ層,+ :新雪,/ :こしまり雪,● :しまり雪,○ :ざらめ雪。(b)では2/13以降はこしもざらめ層の安定度が全層の最小値となった。

を表わした。実線は雪崩の到達範囲である。図1aからもわかるように幕ノ沢は途中で大きくS字状にカーブしている。現地の踏査と空中写真の判読の結果、図7aの矢印のように樹木が倒れているのを確認した。中には沢底より100 m程高い斜面上部や尾根上にも倒木があった。それらの位置や倒れている方向から推察すると、雪崩の一部は沢筋に沿ってカーブせず、図中の点線のように張り出した尾根の上を横切って真っ直ぐに流下した可能性が考えられる。

雪崩の最長到達点から発生区を見通すことはできなかったが、地形図上で2点を直線で結んで求めた見通し角(仰角)は16°であった。すなわち、一般に表層雪崩の到達距離の目安とされてきた見通し角18°(高橋, 1960)の地点より遠くまで達していた。

図7bには堆積区を拡大して示した。小さな黒丸がデブリを確認しGPSで位置を測定した地点である。これに基づいて堆積区の面積は約10 haと見積もった。

3.4 デブリの調査結果

4月2日に堆積区中央部 A 地点 (図7の□) においてデブリを掘って行なった断面観測の結果を 図8, 図9 に示した. この地点の積雪深は 349 cm であり, 高さ 319 cm から 174 cm に厚さ 145 cm のデブリを確認した. デブリの上には, 雪崩後に降り積もった積雪が 30 cm 残っていた. 観測の対象とした 120 cm より上の自然積雪は全てざらめ雪, デブリもざらめ雪になっていたが, デブリに混入した雪塊にはしまり雪が残り, 大きな雪塊の中には明瞭な層構造が崩れずに残っていた. デブリは 250 cm 付近を境にして, 硬度や密度の小さい上部と硬くて高密度の下部の大きく 2 層の構造であることが伺える (図8b, 8c). デブリ内の代表的な 6 つの雪塊 (図9の a~f) についての測定値を表1にまとめた. 雪塊では特にしまり雪部分の硬度や密度が大きかった. 雪塊を除くデブリ内の

含水率は 8~10% で, 平均 9% であった (図8d).

雪崩の堆積量を推定するために, 断面観測の結果を踏まえて, 堆積区の可能な限り多点でデブリの相当水量を測定した. 図10はその結果で, 11 地点 (図7の□と○) で測定したデブリや自然積雪の厚さを上流側から順に並べたものである. デブリの厚さは 90~310 cm (平均 220 cm) であり, いずれの地点でもデブリの上にざらめ雪になった自然積雪が残っていた. このことから観測時までに融解によるデブリの消失はなかったとみなした. デブリは堆積した時には氷点下で水を含んでいなかったため, 観測時に含まれていた水分 (含水率: 平均 9%) は後に上の積雪から浸透した融雪水や雨水であると仮定してその分を差し引くと, 11 地点の元々のデブリ相当水量は 400~1500 mm (平均 1000 mm) と見積もられた.

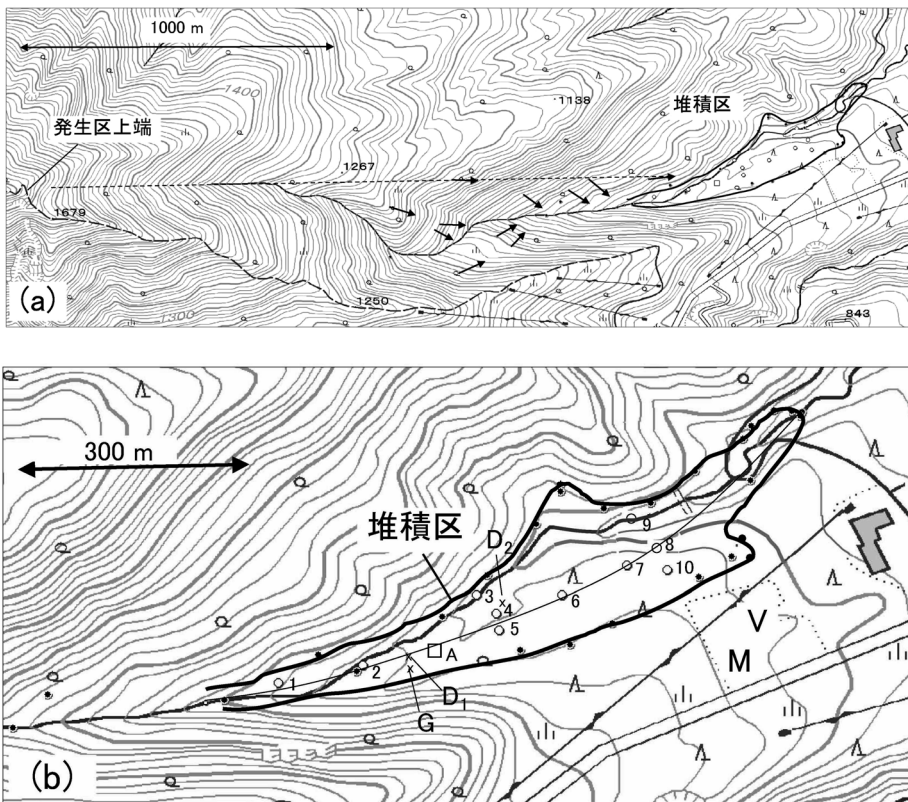


図7 (a) 幕ノ沢の地形図. 矢印は樹木が倒れていた方向. (b) 雪崩の到達範囲と調査地点.
□: デブリ断面観測点, ○: デブリ相当水量測定点, ●はデブリを確認した地点. G: 地震計, D₁ D₂: 雪崩発生検知システム, M: 気象観測点, V: ビデオカメラ.

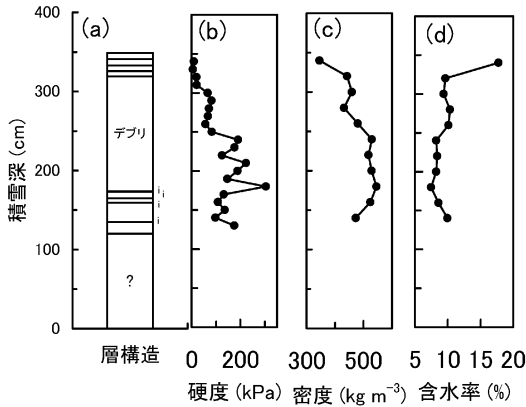


図 8 デブリの断面観測結果 (4月2日). (a) 層構造 (実線は層境界, i は水板, 雪質は全てざらめ雪), (b) 硬度, (c) 密度, (d) 含水率.

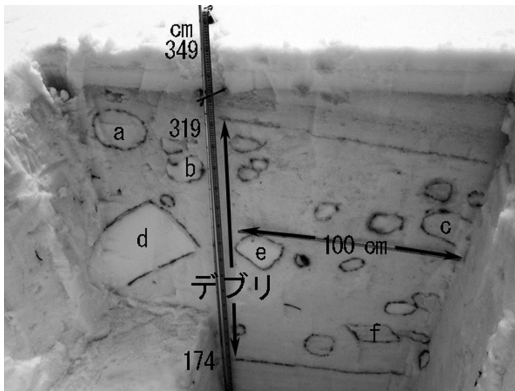


図 9 デブリの断面写真. 混入している雪塊をインクで縁取り, 代表的なものに a~f の記号をつけた.

表 1 デブリに混入した雪塊の硬度, 密度, 含水率. 雪塊の記号は図9と同じ.

雪塊の記号	雪質	測定高 (cm)	硬度 (kPa)	濡れ密度 (kg m ⁻³)	乾き密度 (kg m ⁻³)	含水率 (%)
a	ざらめ	308	20.8	451	419	7
b	しまり/ざらめ	290	55.4	503	463	8
c	ざらめ	270	57.0	462	415	10
d	しまり/ざらめ	255	131.5	493	447	9
e	しまり	250	100.1	468	439	6
f	ざらめ	202	75.1	453	417	8

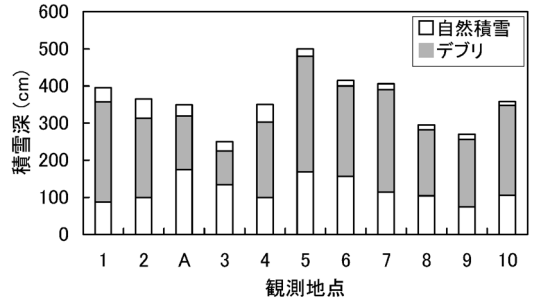


図 10 堆積区の 11 地点 (図 7b の □ と ○) における積雪の構造. 上流側から順に並べた.

3.5 雪崩堆積量の推定

雪崩堆積量の算定には雪崩の規模や現場の状況に応じた方法がとられる. 大規模な雪崩では雪崩発生前後の空中写真をもとに堆積量が推定された例がある (日本雪氷学会, 2001; Vallet *et al.*, 2001). 一方, 堆積量の分布を実測した研究は少ないが, Sovilla *et al.* (2001) はイタリア北部の Dolomites において流下距離が 530~680 m, 質量が最大 6~506 t の 4 例の雪崩の堆積量分布を調べた. いずれも堆積区では概ね, 堆積量が下流へ向かって次第に増加し, 最長到達点の手前で最大に達した後に急減する傾向がみられた. 成瀬ら (1985) は雪氷混相流の運動や内部構造を調べるために, 低温実験室において長さ 9 m の樋を用いて雪を流下させて, デブリの形成過程や形態を詳細に測定した. デブリは流下方向へ伸びた形で堆積し, 上流端から下流方向へ徐々に厚さが増加し

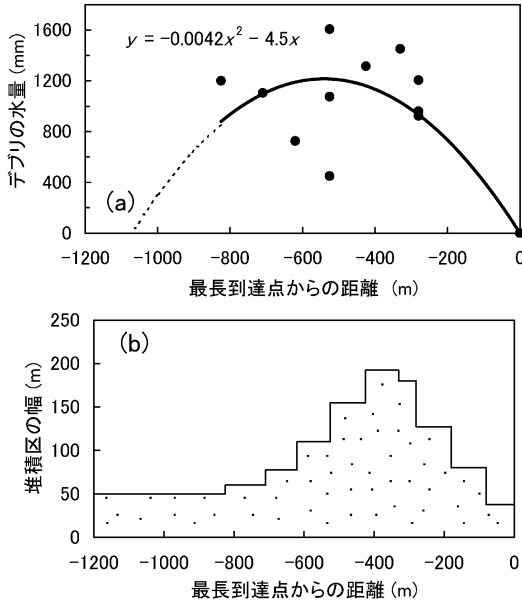


図 11 (a) 最長到達点からの距離 (流下方向を正) とデブリ相当水量の関係. (b) 最長到達点からの距離ごとに求めた堆積区の幅. グラフで囲まれた範囲は堆積区の面積を表わす.

て中央付近で最大になり, 最長到達点の手前で急減してゼロになった.

幕ノ沢で得られた 3.4 節の結果をもとに, 最長到達点からの距離 (流下方向を正とした) とデブリ相当水量の関係を図 11a に表わした. 最長到達点からの距離が同程度でも測定地点によりデブリの堆積量にかなりの違いがあった. データ数が十分ではないが, 幕ノ沢では堆積区が広大で起伏もあり, 堆積量の分布は最長到達点からの距離だけの関数で決まるほど単純ではないといえよう. 一方, 堆積量は最長到達点においてゼロになったことが確かめられた. また位置を特定できなかったが堆積区の上流端においてもゼロになると考えられる. そこで, 幕ノ沢においても堆積量分布は成瀬ら (1985) や Sovilla *et al.* (2001) の結果と類似すると考え, 全ての観測値を用いてデブリの相当水量を最長到達点からの距離の 2 次式で近似することとした. 得られた値に, 図 11b に示すように最長到達点からの距離ごとに求めた堆積区的面積を乗じると, 堆積量は $10 \times 10^4 \text{ t}$ となった. これは主に走路幅の中央で測定した値に基づいて求めたので, 堆積区の左岸から右岸まで中央と同量の

デブリが堆積している場合の堆積量であり, 過大評価していると考えられる. 逆に, 中央から左右の端までデブリ堆積量が直線的に減少し, 左右の端でゼロになっているとして過小評価すると, 堆積量は上記の半分の $5 \times 10^4 \text{ t}$ となる. 以上のことから, 雪崩の堆積量は $5 \sim 10 \times 10^4 \text{ t}$ と推定した. これは, カナダで使われている雪崩規模の 5 段階分類 (McClung and Schaerer, 2006) において大きい方から 1~2 ランクであるサイズ 4~5 (質量 $10^4 \sim 10^5 \text{ t}$, 走路の長さ 2000~3000 m) に相当し, 日本国内のみならず海外の事例と比較しても「知られる限り最大の雪崩」と表現される規模に近いことがわかった.

4. まとめ

妙高山域の幕ノ沢で 2008 年 2 月 17 日 13 時 48 分に大規模な面発生乾雪表層雪崩が発生した. 発生区は標高約 1700 m 付近の東~南東向き斜面とみられ, 雪崩の最長到達点は標高約 770 m, 発生区からの流下距離は水平距離で約 3000 m であった. 雪崩の発生状況や到達範囲, 堆積量は以下の通りである. 幕ノ沢では 2 月 11 日に晴れて気温が上昇, 翌 12 日は朝から雪が降り始めた. その後, 夕刻から 13 日朝にかけて気温が急低下し, 同じ頃から強まった降雪により積雪深が急増した. 標高 810 m の気象観測点では雪崩発生時の気温は -6.7°C , 12 日の降り始めから雪崩発生までの降水量は 174 mm, 積雪深は 225 cm から 381 cm に増加した. 積雪変質モデルにより発生区の雪質や安定度を計算した結果, 12 日まで表面にあった積雪層付近に 13 日頃こしもざらめ雪が形成され, その上に大量の降雪が積もって雪崩発生時の積雪安定度が 0.5 になったと推定された. この層が滑り面になった可能性が高い. 雪崩の到達範囲を踏査して位置を測定した結果, 堆積区的面積は約 10 ha と見積もられた. 堆積区で測定したデブリの相当水量は 400~1500 mm (平均 1000 mm) であり, これらに基づいて推定した雪崩の堆積量は $5 \sim 10 \times 10^4 \text{ t}$ となった.

この雪崩は堆積区の森林に流入し, 多くの樹木が倒壊した. スギ人工林を対象として倒壊状況を調査した結果を改めて報告する予定である.

謝 辞

幕ノ沢における雪崩の調査や解析を行なうにあたり、株式会社アルゴスの新開龍三郎氏に写真や情報を提供していただいた。堆積区近くの積雪断面観測は長岡工業高等専門学校の佐藤和秀氏と行ない、同校の学生諸氏と森林総合研究所十日町試験地(当時)の庭野昭二氏に支援していただいた。ここに記し、深く感謝いたします。

文 献

- 秋山一弥・花岡正明・武士俊也・池田慎二, 2005: 寒冷積雪地における雪崩発生状況と動態について. 寒地技術論文・報告集, **21**, 236-243.
- Bartelt, P. and Lehning, M., 2002: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part I: numerical model. *Cold Region Science and Technology*, **35**, 123-145.
- 遠藤八十一, 2000: 雪崩の分類と発生機構. 雪崩と吹雪, 基礎雪氷学講座Ⅲ, 東京, 古今書院, 13-51.
- Hirashima, H., Nishimura, K., Yamaguchi, S., Sato, A. and Lehning, M., 2008: Avalanche forecasting in a heavy snowfall area using the snowpack model. *Cold Region Science and Technology*, **51**, 191-203.
- 飯倉茂弘・河島克久・遠藤 徹・藤井俊茂, 2000: 振動センサを利用した雪崩発生検知システムの開発. 雪氷, **62**, 367-374.
- 今西伸行・西村浩一・森谷武男・山田知充, 2004: 地震動の観測による雪崩の研究. 雪氷, **66**, 3-10.
- 和泉 薫, 1985: 大規模雪崩の流動性. 新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報, **7**, 187-194.
- 和泉 薫・小林俊一, 1986: 地震計に記録された表層雪崩. 新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報, **8**, 99-104.
- 小林俊一, 1986: 新潟県能生町表層雪崩災害に関する総合的研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成果報告書, 90pp.
- 是沢一樹・下村忠一・酒井洋一・中島久男, 1988: 大規模表層雪崩実態調査一幕ノ沢大雪崩の例一. 土木研究所資料, **2618**, 56pp.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C. and Satyawali, P., 2002a: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part II: Snow microstructure. *Cold Region Science and Technology*, **35**, 147-167.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B. and Fierz, C., 2002b: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Region Science and Technology*, **35**, 169-184.
- McClung, D. and Schaerer, P., 2006: The avalanche handbook, 3rd edition. Seattle, WA., The mountaineers books, 344pp.
- 成瀬廉二・西村浩一・前野紀一, 1985: 雪氷混相流の研究IV—停止と堆積—. 低温科学, 物理篇, **A44**, 165-176.
- 日本雪氷学会, 2001: 日本最大の雪崩はいかにして起こったか. 3.27 左俣谷雪崩災害調査報告書, 社団法人日本雪氷学会, 68pp.
- 新潟県土木部砂防課・村松郁栄・株式会社アルゴス, 1997: 地震計を使用した雪崩観測. ゆき, **26**, 39-43.
- Nishimura, K. and Izumi, K., 1997: Seismic signals induced by snow avalanche flow. *Natural Hazards*, **15**, 89-100.
- 清水 弘, 1979: なだれ. 気象研究ノート(融雪・なだれ特集), **136**, 63-123.
- Sommerfeld, R.A., 1984: Instructions for using the 250 cm² shear frame to evaluate the strength of a buried snow surface. USDA Forest Service Research Note, **RM-466**, 1-6.
- Sovilla, B., Sommarivilla, F. and Tomaselli, A., 2001: Measurements of mass balance in dense snow avalanche events. *Annals of Glaciology*, **32**, 230-236.
- Suriñach, E., Furdada, G., Sabot, F., Biescas, B. and Vilaplana, J. M., 2001: On the characterization of seismic signals generated by snow avalanche for monitoring purposes. *Annals of Glaciology*, **32**, 268-274.
- 高橋喜平, 1960: 雪崩の被害. 雪氷, **22**, 7-9.
- Takeuchi, Y., Yamanoi, K., Endo, Y., Murakami, S. and Izumi, K., 2003: Velocities for the dry and wet snow avalanches at Makunosawa valley in Myoko, Japan. *Cold Region Science and Technology*, **37**, 483-486.
- 竹内由香里・村上茂樹・庭野昭二, 2007: 妙高・幕ノ沢における積雪・気象観測資料(2000年~2007年8冬期). 森林総合研究所研究報告, **6**, 253-312.
- Vallet, J., Gruber, U. and Dufour, F., 2001: Photogrammetric avalanche volume measurements at Vallée de la Sionne, Switzerland. *Annals of Glaciology*, **32**, 141-146.

The large-scale dry slab avalanche of February 2008 at Makunosawa valley in Myoko, Japan

Yukari TAKEUCHI¹⁾, Hiroyuki HIRASHIMA²⁾, Kaoru IZUMI³⁾, Isao KAMIISHI²⁾, Katsuhisa KAWASHIMA³⁾, Satoru YAMAGUCHI²⁾, Nobuo MIYAZAKI⁴⁾, Koichi NISHIMURA⁵⁾, Evgeniy PODOLSKIY⁵⁾, Takashi SUZUKI⁶⁾, Shigeki MURAKAMI¹⁾, Yasoichi ENDO⁷⁾

1) *Tohkamachi Experimental Station, Forestry and Forest Products Research Institute, Tatsu-otsu 614, Tohkamachi 948-0013*

2) *Snow and Ice Research Center, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Suyoshi, Nagaoka 940-0821*

3) *Research Center for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University, Ikarashi, Nishi-ku, Niigata 950-2181*

4) *Climate Engineering Co., Ltd., Koizumi, Tohkamachi 948-0103*

5) *Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601*

6) *Graduate School of Science and Technology, Niigata University, Ikarashi, Nishi-ku, Niigata 950-2181*

7) *Ken's-house 101, Honcho 5, Tohkamachi 948-0081*

Abstract: A large-scale dry slab avalanche occurred at Makunosawa valley in Myoko at 13 : 48 on February 17, 2008. The starting zone seemed to be the east-southeast facing slope around 1700 m a.s.l. The point of farthest reach of debris was around 770 m a.s.l., and the horizontal runout distance was about 3000 m. The area of the runout zone was about 10 ha, and the snow water equivalent of debris was 400–1500 mm (1000 mm on average). Accordingly, the mass of the avalanche was estimated at $5\text{--}10 \times 10^4$ t. According to the meteorological data, the weather was clear and the air temperature rose on February 11. Snowfall began the next morning, and the air temperature dropped rapidly since the evening of the 12th. The snowfall increased around the same time the air temperature decreased and the snow depth increased rapidly. When the avalanche was released, the air temperature was -6.7°C ; the snow depth, which was 252 cm on the 12th, increased to 381 cm; and the total precipitation during the same day was 174 mm at the meteorological observation site (810 m a.s.l.). According to the numerical snowpack model, faceted crystals were formed on the 13th near the layer, which was the surface until the 12th. A thick layer of new snow was deposited on the faceted snow layer, and then the stability index was estimated to decrease to 0.5 at the time of the avalanche release.

(2009年2月27日受付, 2009年3月8日改稿受付, 2009年3月12日再改稿受付, 2009年3月13日受理, 討論期限2009年11月15日)