

研究ノート

地中レーダによる立山内蔵助雪溪の体積と 層厚変化量の推定

中 埜 貴 元¹⁾, 酒 井 英 男²⁾, 飯 田 肇³⁾

要 旨

北アルプス立山連峰にある内蔵助雪溪において、雪溪の厚さ、体積、内部構造や雪溪下の基盤地形を推定するために地中レーダ探査を 2005 年 9 月 16～17 日に実施した。また、得られた結果と過去 (1983 年) に推定された雪溪の厚さとを比較し、雪溪の層厚変化量を検討した。内蔵助雪溪は、上部のフィルン層と下部の化石氷体で構成されており、消耗期末期には深さ 5 m 付近に不整合面があることが従来研究により明らかとなっているが、本研究でも深さ 5～7 m 付近に不整合面が検出され、また、雪溪の中央部から西側領域にかけてフィルン層が厚いことが分かった。化石氷体内には礫層と推定される反射面が複数確認でき、雪溪の西側領域ほど明瞭であった。雪溪下の基盤地形は、やや東西方向に伸びたお椀型を呈した。雪溪の層厚は最大で約 23 m に達し、雪溪全体の体積はおよそ 136000 m³ と見積もられた。また、1983～2005 年の 22 年間において化石氷体の厚さが最大 8 m 程減少した可能性が示された。

キーワード：内蔵助雪溪、地中レーダ、フィルン層、化石氷体、不整合面

Key words: Kuranosuke snow patch, ground-penetrating radar, firn layer, fossil ice, unconformity

1. はじめに

内蔵助雪溪は、北アルプス・立山連峰の富士ノ折立 (標高 2999 m) と真砂岳 (標高 2861 m) を結ぶ稜線東斜面の内蔵助カール内にあり、その主体部は標高 2750 m 付近に位置している (図 1)。この雪溪は、冬季季節風による巨大な吹き溜まり及び雪崩の影響を受けて、10 数 m 以上の積雪によって涵養され (渡辺, 1986)、消耗期末期 (9～10 月) でも 2 万 m² 近くの面積をもつ越年性の雪溪で、その成因や変動も含めて雪氷学および環境科学の研究対象として重要なフィールドである。消耗期末期には、雪溪表面に融解水が流入する縦

穴が多く出現する。従来、この縦穴を利用して、形成年代や内部構造が調査されており (吉田ら, 1983; 飯田ら, 1990)、雪溪表面から深さ 5 m 付近に構造上の顕著な不整合面が確認されている。不整合面より上部は、1964 年以降に形成された越年性の雪溪の一部で、下部は少なくとも 1952 年以前に上部とは異なる過程で形成された氷体と考えられている (樋口ら, 1988)。また、雪溪下部の氷体に挟在した植物片の ¹⁴C 年代測定により、下部氷体の年代は約 1700 年前 (弥生時代後期) まで遡ると推定されている (中村, 1990)。

従来の消耗期に出現する縦穴を利用した調査は、様々な成果をもたらしているが、そのようなスポット調査のみで内蔵助雪溪のような大規模な雪溪の特性を系統的に研究することは難しく、雪溪の体積や雪溪下の基盤地形等は明らかになっていない。地中レーダ (GPR) 探査は、氷河や積雪の調査に有用な手法のひとつであり (例えば酒井

1) 富山大学大学院理工学研究部

〒930-8555 富山県富山市五福 3190

2) 富山大学大学院理工学教育部

〒930-8555 富山県富山市五福 3190

3) 立山カルデラ砂防博物館

〒930-1405 富山県立山町芦峯寺ブナ坂

ら, 1999a, 1999b; Irvine-Fynn *et al.*, 2006), それらの層厚や内部構造等を広範囲かつ非破壊で調査することが可能である. 内蔵助雪溪においては山本ら (1986) や酒井ら (1999a, 1999b, 2006) により地中レーダ探査が行われており, それらの結果は Sakai *et al.* (2006) にまとめられている. これらの調査では, 数本の測線に沿った探査や雪溪が最も厚いと考えられる範囲を中心に探査が実施され, 雪溪下の基盤地形や雪溪内部の礫層など, 重要な特徴が認められているが, 面的な基盤地形の把握や雪溪の体積推定には至っていない.

本稿では, 2005 年 9 月 16~17 日の消耗期末期に, 雪溪全体をカバーする測線で探査を行い, 基盤地形, 雪溪の内部構造や体積を推定した結果を報告する. また, 1983 年 9 月 14 日に実施されたレーダ探査の結果 (山本ら, 1986) と比較するこ

とにより, 22 年間で生じた雪溪層厚の変化についても考察した.

2. 調査の概要

2.1 調査対象地の概要

内蔵助雪溪の越年部分は, 標高約 2700~2800 m に分布し, その東側にはターミナルモレーンや岩石氷河, 及びそれに形態が類似する岩屑地形が見られる (福井, 2002). また, 雪溪中央部には南側から張り出すようにプロテラスランパートが分布している. プロテラスランパートは図 1 下図に見られるように, 岩屑が堤防状に分布した地形であり, その下部では永久凍土が確認されている (福井・岩田, 2000; 福井, 2002). その表層は, 直径 10~30 cm 程度の花崗岩の角礫で覆われており, 足を踏み入ると崩れ落ちるような状態である.

雪溪の内部は, 先述のように, 消耗期末期に雪溪表面から深さ 5 m 付近にある不整合面を境に 2 つに大分される. 氷体の年代は, トリチウム濃度分析から不整合面の直上で 1963 年 (佐竹, 1990), 植物片の ^{14}C 年代測定から不整合面直下で 930 (± 270) 年前 (樋口ら, 1988) 及び 1380 (± 240) 年前 (中村, 1990) と推定されており, 不整合面を境に大きな年代の隔りがある. 吉田ら (1983) により 1977~1980 年にかけて多数確認された縦穴のうち, 1980 年に確認された J 穴 (図 2) について, 1988 年の消耗期末期に実施された詳細な内部調査では, 雪溪表面から 6.3 m 深に不整合面の礫層が確認されている. それより上部の内部層構造は, 雪溪表面傾斜に近い緩い傾斜を示し, 下部では 60 度近い急傾斜で不整合面に斜交している. また, 雪溪全層にわたって層境界が多数存在し, 顕著な透明氷層 10 層, 礫や木片, 葉片等を含む汚れ層 7 層が確認されている (以上, 飯田ら, 1990). 不整合面を境にしてその上下で, 密度や結晶粒径, C 軸方位にも明らかな傾向の違いが確認されている (清田ら, 1990). 本稿ではこれ以降, 不整合面から上部の雪氷層を「フィルン層」, 下部氷体を「化石氷体」と呼ぶことにする.

2.2 探査・解析方法

雪溪上に, 南北と東西方向に 6 本ずつの計 12 本の測線を設けた (図 2). 測線位置を正確に決める

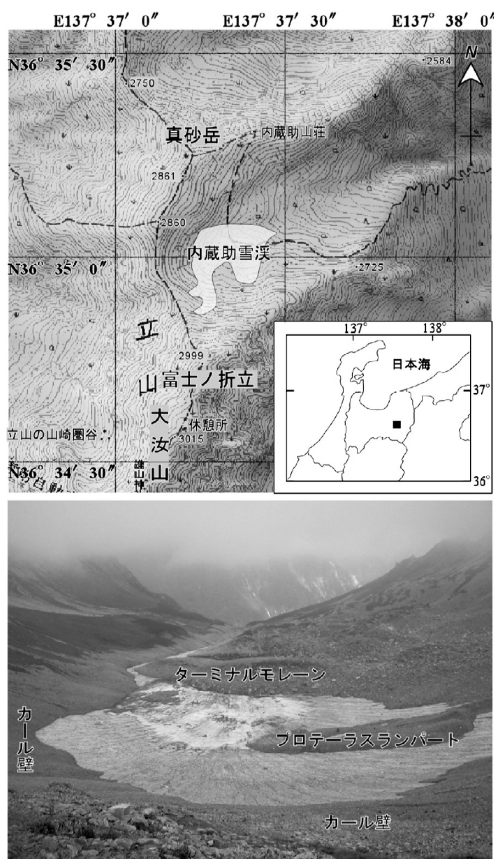


図 1 内蔵助雪溪の位置 (上) と外観 (下). 下の写真は, 雪溪西側の稜線上から東向きに撮影 (2005 年 9 月 16 日).

ため、探査と並行してディファレンシャル GPS (DGPS; Nikon-Trimble GeoExplorer CE) 観測を実施した。この DGPS の水平測位誤差は 1 m 以下 (コード後処理, メーカー公称値), 高さ方向の測位誤差は不明であるが, 一般的には 5 m 以下程度とされており, 観測値である楕円体高からジオイド高 (国土地理院のジオイド 2000 より算出) を差し引いて標高を求めた。地中レーダ探査装置は Noggin GPR system を用い, アンテナ部をソリに搭載し, 測線に沿って牽引した (図 3)。アンテナ中心周波数は 250 MHz で, 後述の伝搬速度

における空間分解能は, 約 0.3 m である。また, 地形変化が大きいのので, プロファイル解析では地形補正を行った。

探査結果の解析には, Sensors & Software 社製 EKKO_VIEW DELUXE ソフトウェアを用いた。一般的なデータ処理方法については, 西山ら (1999) を参照されたい。探査断面を得るためのプロファイル解析において, 深度推定のための伝搬速度 (V) は, 双曲線状反射によるフィッティング法 (Moldoveanu-Constantinescu and Stewart, 2004) から得た $V=0.163 \text{ m ns}^{-1}$ を用いた。次章以降に示す探査プロファイル (探査断面) では, 横軸は探査測線の水平位置を, 左右の縦軸はそれぞれレーダ波の伝搬時間 (往復走時) と計算により求めた深さ (標高) を示している。

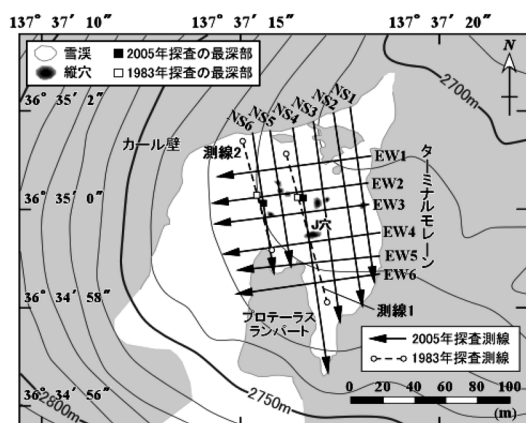


図 2 探査測線図。矢印はディファレンシャル GPS で計測した 2005 年の探査測線, 破線は山本ら (1986) による 1983 年の探査測線のおおよその位置。■は 2005 年の探査測線 Line-NS4 及び NS6, □は 1983 年の探査測線 1 及び 2 における雪溪の最大層厚地点を示す。



図 3 探査の様子 (Line-NS2)。雪溪の表面は融雪水で飽和した積雪で覆われている。背後に見える岩屑地形はターミナルモレーン。

3. 探査結果と解釈

3.1 南北方向の測線

図 4, 5 に代表的な探査結果として, Line-NS4, NS5 の探査プロファイルと解釈図を示す。

南北測線では, 基盤面の形状をほぼ捉えている。Line-NS1~NS6 の各測線における基盤面の深さ (雪溪層厚) は, それぞれ最大で 4.5 m, 10.5 m, 18.5 m, 19.5 m, 23 m, 21 m であり, Line-NS5 の水平位置 40 m ($36^{\circ}35'0''3$, $137^{\circ}37'17''$) 付近の 23 m が最大深であった。図 4 の Line-NS4 の探査プロファイルに示すように, 雪溪の南東部では雪溪層厚は 1 m 程に薄くなると推定される。

Line-NS4, NS5 の深さ 5 m 付近にある反射面は, フィルン層と化石氷体との不整合面を成す礫層を捉えた反射と考えられる。従来の縦穴観測やレーダ探査による研究から, 雪溪全体にわたって分布し, かつ, 最も浅い位置にあり, 顕著な反射を生むと考えられる物性変化部分は不整合面であり, 今回の探査プロファイルの深さ 5 m 付近の反射面はその条件と合致しているためである。不整合面の深さは, Line-NS1~NS6 でそれぞれ最大で 2.5 m, 3 m, 7 m, 5 m, 5 m, 5 m であり, Line-NS3 付近が最深で, 東側領域で浅くなっている。また, 不整合面 (反射面) には起伏があり, Line-NS5 で顕著である。

Line-NS5 の水平位置 30~35 m のフィルン層内に, 縦方向に伸びる反射があり, 33 m 付近の縦

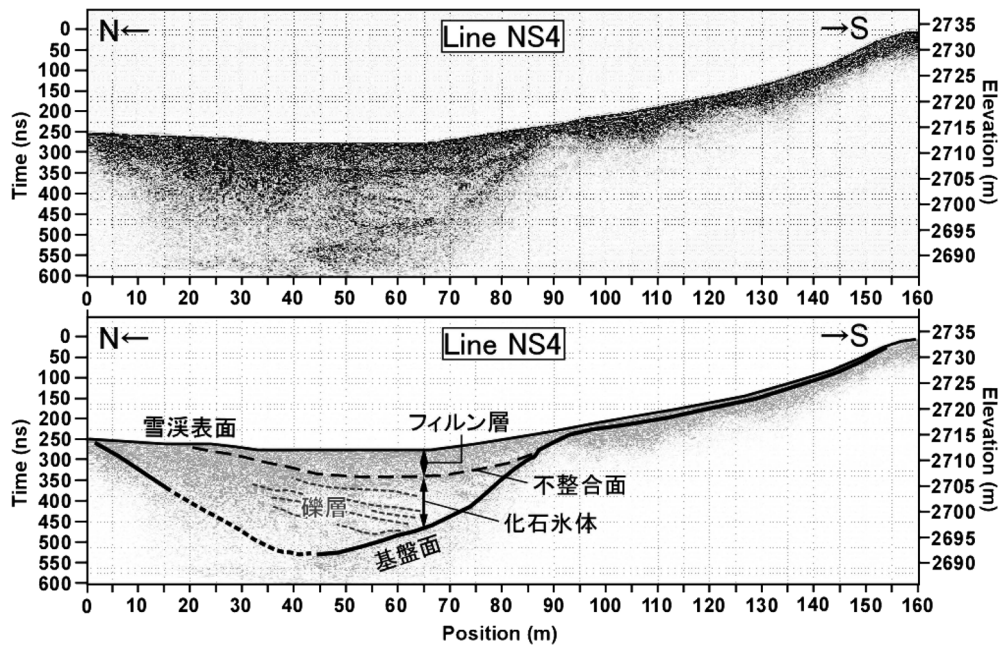


図 4 2005 年調査の南北測線 (Line-NS4) の探査プロフィール (上) 及び解釈図 (下).

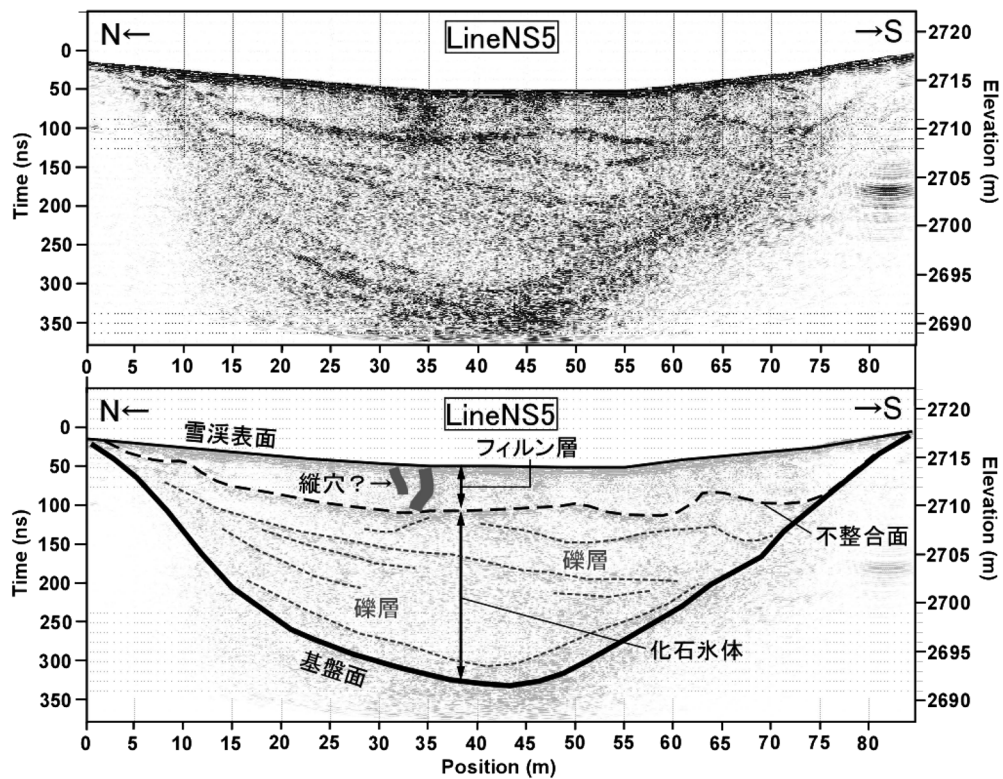


図 5 2005 年調査の南北測線 (Line-NS5) の探査プロフィール (上) と解釈図 (下).

穴との対応が考えられる。

化石氷体内には複数の顕著な反射面があり、礫層を示すと考えられる。これらの反射面は Line-NS4~NS6 の北側領域で顕著だが、Line-NS1~NS3 では殆んど確認できず、化石氷体内の礫層は北西側領域に存在しているとわかる。これは東西測線の結果でも確認できた。

以上の、不整合面が雪溪の東側領域ほど浅いこと、化石氷体内の礫層の反射が複数存在することは、Sakai *et al.* (2006) の報告と一致する。

3.2 東西方向の測線

図 6, 7 に、代表的な結果として、Line-EW1, EW3 のプロファイルを示す。

南北方向の結果と同様に、部分的な欠落があるが、不整合面の礫層と基盤面を捉えている。不整合

面の反射は、Line-EW1~EW4 で顕著だが、Line-EW5, EW6 では雪溪の厚さが薄く、識別は難しい。また、不整合面の深さであるフィルン層の厚さは、測線の東側領域で薄い、それ以外では 5m 程度で、西側領域の急傾斜の斜面まで続く。化石氷体を含めた雪溪層厚は 10 m 近いと推定され、雪溪西部の急傾斜部まで雪溪が発達していることを示している。

化石氷体中の礫層の反射は、Line-EW1, EW2 では連続性があり、測線西側領域ほど顕著である。Line-EW3 では連続性が悪くなり、Line-EW4~EW6 では殆んど確認できない。

Line-EW5, EW6 は、地下に永久凍土が確認されているプロテラスランパート部も含む測線であるが、プロテラスランパート部では十分な反

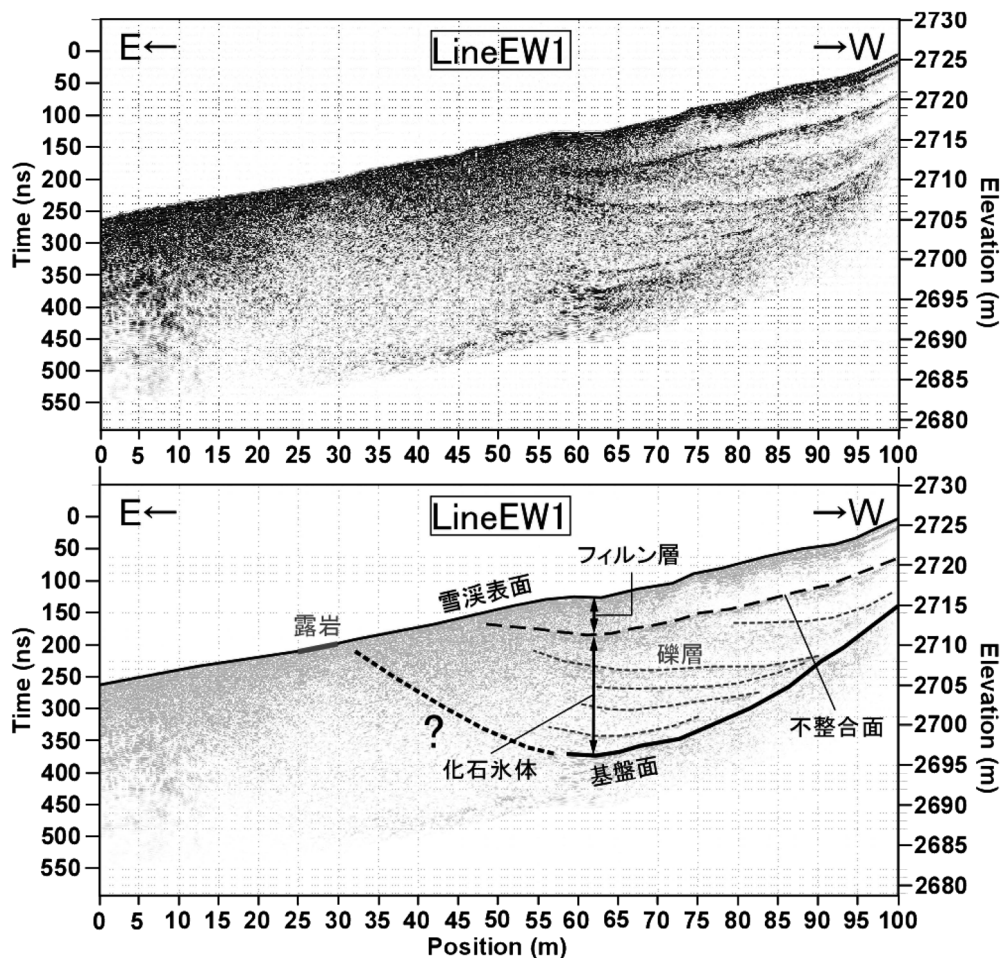


図 6 2005 年調査の東西測線 (Line-EW1) の探査プロファイル (上) と解釈図 (下)。

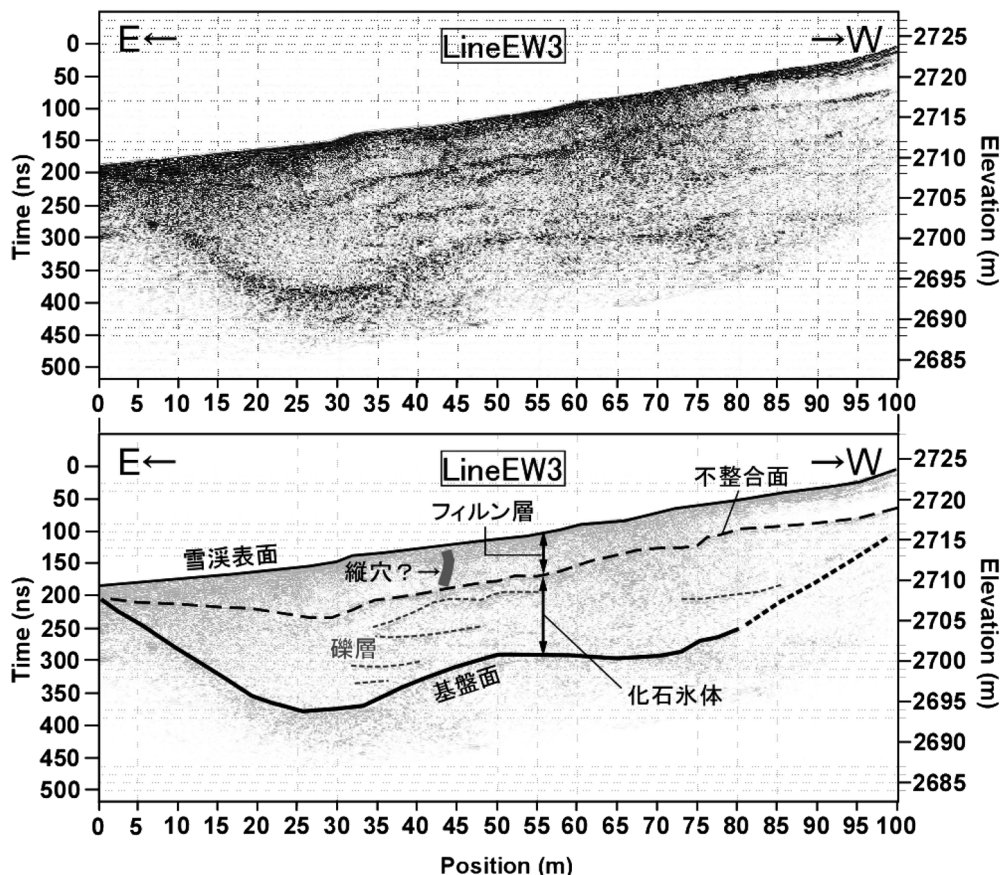


図 7 2005 年調査の東西測線 (Line-EW3) の探査プロフィール (上) と解釈図 (下)。

射が得られなかった。これは地表の状態が悪く、アンテナを確実に接地できなかったことが理由として考えられる。

4. 基盤地形と雪溪の体積推定

4.1 基盤地形の推定

全測線の探査プロフィールから雪溪底面 (基盤地形) の反射を読み取り、統合して作成した基盤面の等高線図 (基盤地形図) とディファレンシャル GPS のデータから得た雪溪表面の等高線図を図 8 に示す。測線間隔が広いため、等高線描画のための補間処理により、基盤地形図には部分的に突起状の偽地形が生じている可能性があるが、雪溪中心部ほど深く、基盤地形が東西方向にやや伸びたお椀型である様子が示されている。

4.2 雪溪の体積推定

南北測線の探査プロフィールにおいて、基盤面の反射を基に雪溪の断面積を求め、測線間を補間するように各測線に幅を与え、南北測線の範囲における雪溪の体積を積算した。さらに、Line-NS6 より西側領域については、東西測線 (Line-EW5, EW6 を除く 4 測線) の探査プロフィールから該当部の断面積を求めて体積を計算した。図 9 では、各測線の両側 (Line-NS6 のみ片側) に、隣の測線との中間点まで幅を与えたものを、測線ごとに異なるテクスチャで示している。南北測線は測線全体に、東西測線は Line-EW5, EW6 を除く 4 測線において、Line-NS6 との交点よりも西側部分にのみ幅を与えた。この測線幅と各測線から読み取った雪溪の断面積の積を積算して体積とした。その結果、探査範囲の体積は約 88300 m³ と見積もられた。

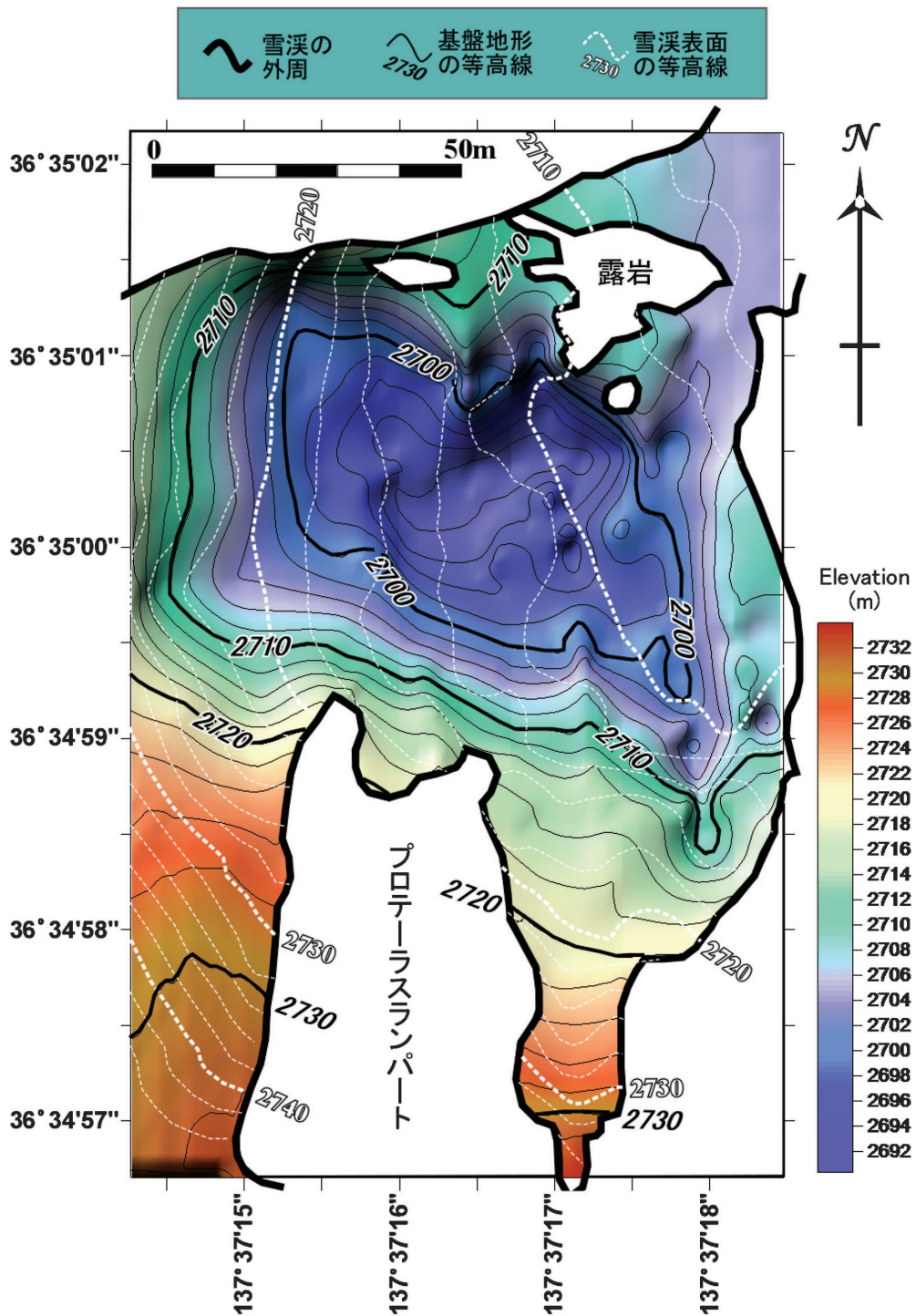


図 8 2005 年調査の探査プロフィールから推定した雪溪下の基盤地形カラー段彩図。黒色の等高線は基盤地形を、白色破線の等高線はディファレンシャル GPS 計測による標高値を外挿した雪溪表面の等高線を示す。雪溪北東部の露岩を基盤岩とみなして作成した。

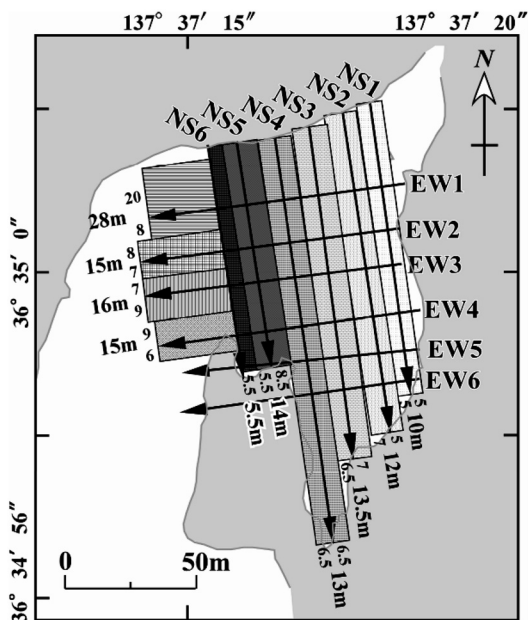


図 9 2005 年調査の探査プロファイルから雪溪の体積を推定するために用いた各測線の幅。

内蔵助雪溪全体の表面積は約 20000 m² である (林野庁撮影 (縮尺 1 : 16000, 2005 年 9 月撮影) の空中写真を簡易オルソ化して GIS 上で計測した)。探査範囲の面積は約 10460 m² であり、範囲外の面積は約 9540 m² となるが、そのほとんどは雪溪西側の稜線に近い急斜面に相当する。探査範囲西端の雪溪層厚は、東西方向の探査プロファイルから最大で 10 m と推定され、範囲外の雪溪層厚は最大でも 10 m となる。雪溪が稜線に近づくと薄くなり、最終的に厚さがゼロになると考えると、範囲外の平均層厚は約 5 m となる。そして、そこでの雪溪の体積は約 47700 m³ となり、探査範囲の体積と合わせ、雪溪全体の体積は約 136000 m³ と見積もられる。

5. 探査結果から推定される雪溪の構造的特徴

南北及び東西方向の探査プロファイルにおいて、雪溪下の基盤面やフィルン層と化石水体の不連続面、化石水体内の礫層からの反射を捉えることができた。基盤面の反射は探査範囲の西側領域ほど強く、東側領域 (特に北東部) では反射が得られていない部分が多く見られた。調査当時、図 1 下写真の雪溪上で白っぽく見える領域には、雪

溪表面に融雪水で飽和した積雪及び流水があり、東側へ流下していた。また、図 2 に示す探査範囲の中央部から東側領域にかけて分布する縦穴には、融雪水が流れ落ちていた。雪溪内でレーダ波を減衰させる最大要因は水と考えられるため、雪溪表面及び雪溪内に流れ落ちた水が要因となり、反射が得られない領域が生じたものと考えられる。

基盤面の反射から推定される雪溪の最大層厚は、Line-NS5 の水平位置 40 m 付近の 23 m で、基盤地形は大局的にはその地点を中心としたお椀状で、東西方向にやや伸びた方形を呈すと推定された (図 8)。ここでは、雪溪の北東領域に分布する角礫の範囲は基盤岩とみなし露岩と記したが、現地では十分に確認できておらず、フィルン層と化石水体の不連続面を成す礫層の可能性もある。この部分の反射波は十分でなく、レーダプロファイルでは判断が難しいので、推定した基盤地形の形状は実際と異なる可能性もある。

雪溪南東部の細く伸びた領域では、雪溪層厚は 1 m 程であり、化石水体は存在せず、フィルン層または前冬の積雪で形成されていると考えられる。一方、西部の傾斜が急な領域では、雪溪層厚は 10 m 近く、フィルン層が 5 m 程で、化石水体は傾斜が急になるほど薄くなる様子が捉えられた。この領域では縦穴が形成されないため、従来、雪溪の内部構造や層厚は研究されておらず、新しい知見となった。

フィルン層と化石水体の不整合面の礫層は、東側領域ほど浅いと推定された。これは、中央部から西側領域にかけてフィルン層が厚いことを示している。不整合面は、1964 年頃まで雪溪表面が長期間消耗状態にあって形成されたと考えられるので (樋口ら, 1988)、上位のフィルン層は 1964 年以降の積雪で形成されたことになる。中央部と西側領域ほどフィルン層が厚いのは、斜面傾斜の変換部に当たり、通常の積雪に加えて吹き溜まりや雪崩による積雪が涵養されて、積雪量が増えるためと考えられる。また、化石水体内部での複数の礫層からの反射が北西側領域で顕著である。これは先述の基盤面の反射と同様、融雪水の影響による可能性もあるが、雪溪表面に融雪水がほとんど存在していなかった南西側領域 (Line-NS5, NS6 の

南側領域や Line-EW3~EW6 の西側領域) でも反射がほとんど得られていないことから、氷体内の礫の含有量が北西側領域ほど多いことが主な要因と考えられる。この礫層を形成する面が雪溪表面であった当時、雪溪の北西側に広がるカール壁(浸食地形面)からの落石が集積したものと考えられる。

6. 雪溪変化量の検討

2005 年のレーダ探査結果より推定される雪溪の層厚と、山本ら(1986)が 1983 年の探査で示した雪溪層厚を比較し、過去 22 年間の雪溪の変化量を検討した。樋口ら(1979)は、雪溪量の変動パラメータとして、体積、表面積、雪溪下限標高、雪溪層厚等を挙げているが、今回は両調査時における雪溪の層厚の比較によった。山本ら(1986)は、南北・東西方向に 2 本ずつの測線を設けている。彼らの東西測線は今回の東西測線と斜交しており、単純な比較ができず、南北測線で比較した。図 2 のように、山本ら(1986)の測線 1, 2 は、2005 年の Line-NS4, NS6 にほぼ対応する。

山本ら(1986)は、中心周波数が 140MHz のレーダアンテナを使用し、また、レーダ波の伝搬速度は純水の超高周波での比誘電率(=3.2)を用いて計算した約 0.168 m ns^{-1} で研究している。我々の 2005 年の探査では双曲線状反射によるフィッティング法から解析した伝搬速度、約 0.163 m ns^{-1} を採用している。伝搬速度 0.168 m ns^{-1} で 20 m に相当する深度(往復走時 119.05 ns)を、伝搬速度 0.163 m ns^{-1} で換算すると約 19.4 m となり、約 0.6 m の差が生じる。レーダ波の空間分解能(1983 年の探査で約 0.6 m, 2005 年の探査で約 0.3 m)を考慮すれば、雪溪層厚の比較には問題ない差と考えられる。

1983 年の測線 1 での雪溪の最大層厚は、水平位置 70 m 付近で約 30 m, そのうち化石氷体の層厚は約 24 m である(図 10a)。2005 年の Line-NS4 での最大層厚は、水平位置 45 m 付近の約 21 m で、そのうち化石氷体の層厚は約 16 m である。図 2 に示すように、1983 年と 2005 年の最大層厚の位置はほぼ一致する。ここで、雪溪上部のフィルン層は、年々変動が大きいため、層厚の変化の議論からは除外すると、1983 年の測線 1 付近の化

石氷体は、22 年間で層厚が約 8 m 減少したと推定される。

1983 年の測線 2 における雪溪の最大層厚は、水平位置 35 m 付近で約 29 m, そのうち化石氷体の層厚は約 24 m である(図 10b)。これに対し、2005 年の Line-NS6 における最大層厚は、水平位置 45 m 付近の約 23 m, そのうち化石氷体の層厚は約 19 m である。すなわち、1983 年の測線 2 付近の化石氷体の層厚は、22 年間で約 5 m 減少したと推定される。両測線の最大層厚の位置が 5 m 程ずれているが(図 2)、その影響は小さいとみなした。

上田(1992)は、内蔵助雪溪では氷体底面の地温は低いと考えられ、また底面での水流が殆んどなく(あっても水温はほぼ 0°C であり)、氷体を融かさないと述べている。底面以外での融解としては、表面からの融解が考えられる。ここで、内蔵助雪溪の北西約 1 km に存在する「はまぐり雪雪溪」での長期積雪量観測結果(樋山・飯田, 2007; 図 11)を見ると、1983 年以降の消耗期末期に、何度か積雪深が非常に小さくなった年がある。特に、1998 年は積雪深が 0.3 m まで減少した。このような年には内蔵助雪溪においてもフィルン層が消滅またはそれ以上の消耗状態となり、化石氷体が表面から融解した可能性もある。いずれにせよ、本研究の結果は、雪溪中央部付近の化石氷体が大きく減少していることを示しており、何らかの要因で化石氷体が融解しているものと推察される。

7. 結 論

内蔵助雪溪において地中レーダ探査を実施し、雪溪下の基盤地形及び雪溪の厚さ、内部構造を調査した。基盤面、フィルン層と化石氷体との不整合面の礫層や化石氷体内の複数の礫層を検出することができた。また、雪溪中央部を広域にカバーする探査測線を設置することにより、雪溪下の基盤地形図を作成することができた。さらに、各測線の探査プロフィールから雪溪の断面積を求め、幅を与えて積算した結果、雪溪の体積が推定できた。以下に結果の特徴をまとめる。

- (1) 雪溪下の基盤地形は、東西方向にやや伸びたお椀型の形状で、雪溪の層厚は最大で約 23 m に達する。

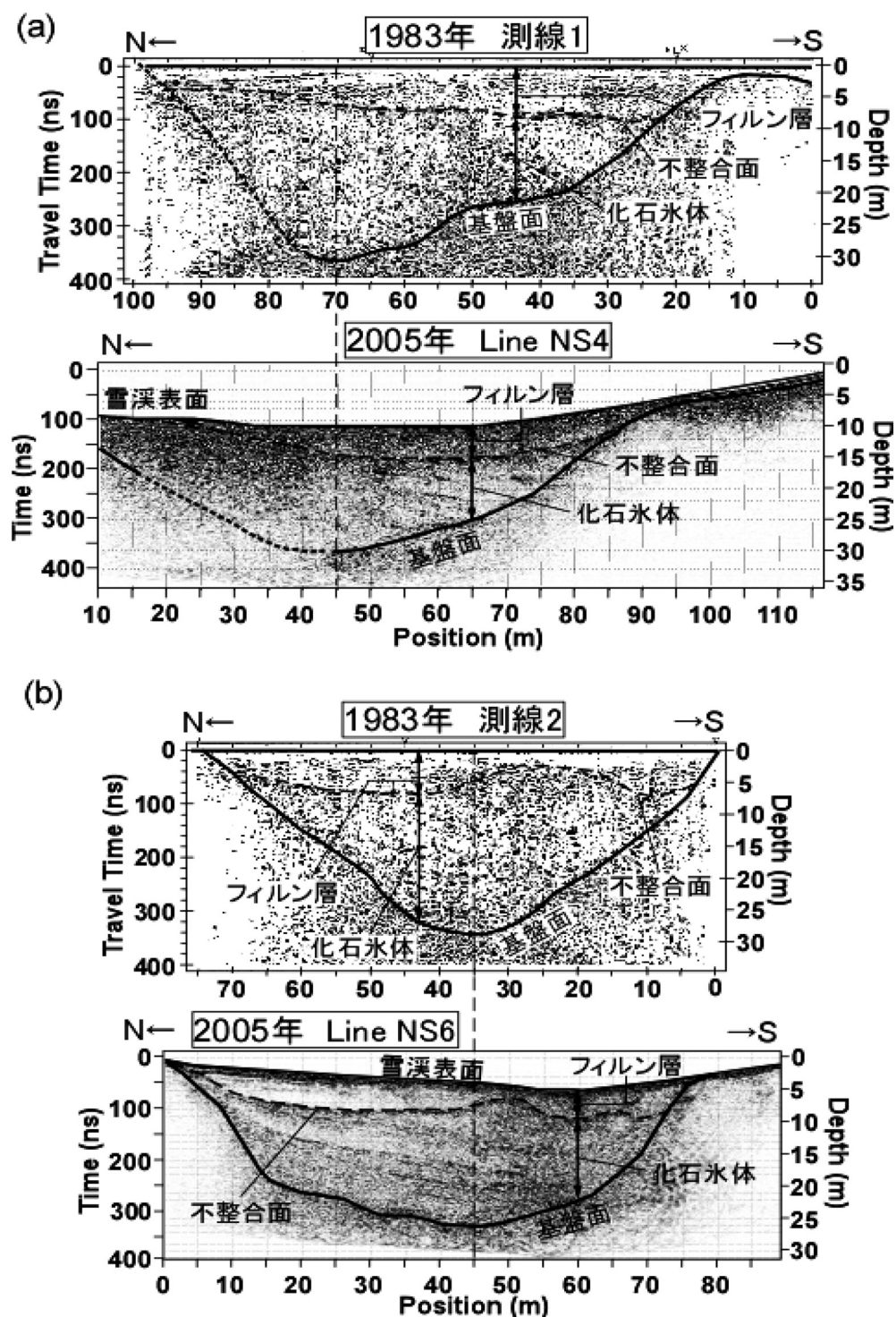


図 10 1983 年の探査プロフィールと 2005 年の探査プロフィールとの対比図。1983 年の探査プロフィールは山本ら (1986) から引用、一部改変。両プロフィールの最大層厚部 (破線部) を固定して表示。

(a) 1983 年の測線 1 と 2005 年の Line-NS4 との対比図。(b) 1983 年の測線 2 と 2005 年の Line-NS6 との対比図。

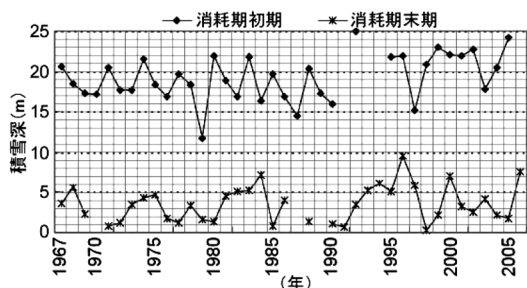


図 11 はまぐり雪雪溪の消耗期初期・末期における 1967～2006 年の積雪深の年々変動。樋山・飯田 (2007) から引用、一部改変。

- (2) フィルン層は、探査範囲の中央部と西側領域で厚く、西端付近では全層厚約 10 m に対して 5 m 程であり、半分を占める。これは、雪溪西側からの吹き溜まりや雪崩の影響と考えられる。
- (3) 化石水体内の礫層を示す反射は、探査範囲の西側領域ほど顕著で、カール壁からの落石が西側領域ほど多かったことを示すと考えられる。
- (4) 探査範囲での雪溪の体積は約 88300 m³ と見積もられ、それから推定される雪溪全体の体積は約 136000 m³ となった。

今回の探査プロファイルでは、基盤面の反射が十分に得られていない部分があり、雪溪北東部の露岩が基盤岩が不整合面を成す礫層かで、基盤面の形状と雪溪の体積が異なるので、今後さらに検討が必要である。

また、雪溪の層厚を 1983 年のレーダ探査結果 (山本ら, 1986) と比較した結果, 1983 年以降 22 年間で、フィルン層の厚さには大きな変化はないが、化石氷体は探査範囲の中央部付近で 8 m 程度、それより西寄り領域で 5 m 程度減少していると推定された。従来研究 (上田, 1992) では、内蔵助雪溪の化石氷体はあまり融解していないと考えられていたが、今回の結果は大きな融解を示しており、その融解過程の解明は今後の課題である。

内蔵助雪溪は、日本の山岳地域の古気候や古環境、及び近年の地球温暖化の研究にとって重要なフィールドであり、継続した調査が必要である。本研究では、地中レーダ探査により、雪溪の層厚

や体積を定量的に捉えられることを示すことができた。雪溪量の継続的な定量化は、雪溪変動量の把握を可能にし、北アルプス山岳地域における気候環境変動の研究にも貢献できると考える。

謝 辞

調査に際して、立山カルデラ砂防博物館 (現: 富山県立雄山高等学校) の室井克則氏、内蔵助山荘の佐伯常行氏や富山大学の学生諸氏から多大な協力、支援をいただいた。また、匿名の査読者と編集担当の新潟大学の河島克久准教授からも有用なコメントをいただいた。ここに記して感謝いたします。

文 献

- 上田 豊, 1992: 化石氷体—北アルプス内蔵助雪溪—による古環境復元の可能性. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **3**, 76-83.
- 福井幸太郎, 2002: 立山, 内蔵助カールのプロテラスランパートでの永久凍土調査と地表面移動量の観測. 地学雑誌, **111**, 564-573.
- 福井幸太郎・岩田修二, 2000: 立山, 内蔵助カールでの永久凍土の発見. 雪氷, **62**, 23-28.
- 樋口敬二・大畑哲夫・渡辺興亜, 1979: 剣沢圏谷, 多年生雪溪はまぐり雪の規模の変動. 雪氷, **41**, 77-84.
- 樋口敬二・山本勝弘・吉田 稔・大畑哲夫, 1988: 北アルプス・内蔵助雪溪の下部氷体の形成年代について. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **1**, 33-35.
- 樋山邦治・飯田 肇, 2007: 北アルプス「はまぐり雪雪溪」の調査報告—1967～2006 年の年々変動と涵養過程について. 立山カルデラ砂防博物館研究紀要, **8**, 25-35.
- 飯田 肇・竹中修平・上田 豊・伏見碩二, 1990: 北アルプス内蔵助雪溪氷体の内部構造. 日本最古化石氷体 (北アルプス内蔵助沢) の構造と形成に関する研究, 科学研究費補助金研究成果報告書, 樋口敬二編, 19-30.
- Irvine-Fynn, T.D.L., Moorman, B.J., Williams, J.L.M. and Walter, F.S.A., 2006: Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island, Canada. Earth Surface Processes and Landforms, **31**, 892-909.
- 清田敏也・川田邦夫・飯田 肇, 1990: 内蔵助雪溪の氷体構造解析. 日本最古化石氷体 (北アルプス内蔵助沢) の構造と形成に関する研究, 科学研究費補助金研究成果報告書, 樋口敬二編, 43-54.
- Moldoveanu-Constantinescu, M. and Stewart, R., 2004: 3D ground penetrating radar surveys on a frozen

- river lagoon. SCEG Recorder, **32**, 34-36.
- 中村俊夫, 1990: 北アルプス内蔵助雪渓の氷体中の植物遺体の加速器 ^{14}C 年代. 日本最古化石氷体 (北アルプス内蔵助沢) の構造と形成に関する研究, 科学研究費補助金研究成果報告書, 樋口敬二編, 31-42.
- 西山英一郎・鈴木敬一・笠井弘幸, 1999: GPR におけるデータ処理法. 地質ニュース, **537**, 53-60.
- 酒井英男・川田邦夫・田中謙次・飯田 肇, 1999a: 地中レーダ探査による雪氷の堆積構造および積雪水量の研究. 寒地技術論文・報告集, **15**, 26-30.
- 酒井英男・田中謙次・Dean Goodman, 1999b: 考古学および雪氷学における地中レーダ探査法. 地質ニュース, **537**, 16-23.
- Sakai, H., Ura, Y., Nakano, T., Iida, H. and Muroi, K., 2006: Study of the internal structure of the Kuranosuke snow patch in central Japan using ground penetrating radar survey. Bulletin of Glaciological Research, **23**, 77-84.
- 酒井英男・浦 泰宏・中埜貴元・岸田 徹・飯田 肇・室井克則, 2006: 富山県立山地域における雪氷の構造の地中レーダ探査法による研究—内蔵助雪渓での調査を中心として—. 立山カルデラ砂防博物館研究紀要, **7**, 23-30.
- 佐竹 洋, 1990: 北アルプス内蔵助設計のトリチウム濃度, 安定同位体比と化学成分. 日本最古化石氷体 (北アルプス内蔵助沢) の構造と形成に関する研究, 科学研究費補助金研究成果報告書, 樋口敬二編, 73-86.
- 渡辺悌二, 1986: 立山, 内蔵助カールの植生景観と環境要因. 地理学評論, **59A**, 404-425.
- 山本勝弘・飯田 肇・高原浩志・吉田 稔・長谷川浩, 1986: インパルスレーダーによる内蔵助雪渓の内部構造調査. 雪氷, **48**, 1-9.
- 吉田 稔・伏見碩二・池上宏一・竹中修平・高原浩志・藤井理行, 1983: 北アルプス, 内蔵助雪渓の氷体部に存在する縦穴の分布と形状. 雪氷, **45**, 25-32.

Estimation of the volume and thickness variation of the Kuranosuke snow patch using ground penetrating radar survey

Takayuki NAKANO¹⁾, Hideo SAKAI²⁾ and Hajime IIDA³⁾

1) Graduate School of Science and Engineering, University of Toyama,
Gofuku 3190, Toyama 930-8555

2) Graduate School of Science and Engineering for Education, University of Toyama,
Gofuku 3190, Toyama 930-8555

3) Tateyama Caldera Sabo Museum,
Ashikuraji Bunazaka, Tateyama-machi, Toyama 930-1405

Abstract: The authors performed a ground-penetrating radar survey in Kuranosuke snow patch in the Northern Japanese Alps to estimate thickness, inner structures, volume of the snow patch and basement topography under the snow patch in 2005. Moreover, we discussed variations of the snow patch by comparing the results with the snow patch thickness estimated in the studies performed in 1983. Past studies revealed that Kuranosuke snow patch consisted of firn layer and fossil ice and there is an unconformity at the depth of around 5 m. In our survey, an unconformity was found at the depth of around 5-7 m, and we found that the firn layer was thick in the center and west of the survey area. In the fossil ice, the authors found plural reflections seemed like gravel layers and those reflections were clearer in the western survey area. The basement topography under the snow patch was bowl shape that slightly expanded to east and west direction. The maximum thickness of the snow patch was around 23 m and its entire volume was estimated 136000 m³. Furthermore, we found the possibility that the thickness of the fossil ice had decreased by 8 m at a maximum during the 22 years from 1983 to 2005.

(2009 年 1 月 31 日受付, 2009 年 5 月 8 日改稿受付, 2009 年 9 月 28 日最終改稿受付,
2009 年 9 月 28 日受理, 討論期限 2010 年 7 月 15 日)