

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 －内蔵助雪溪での調査を中心として－

酒井 英男¹⁾、浦 泰宏¹⁾、中埜 貴元¹⁾、岸田 徹¹⁾、飯田 肇²⁾、室井 克則²⁾

1. はじめに

地中レーダ探査 (GPR: Ground Penetrating Radar) は、土木、地球科学、考古学など様々な分野で利用されている。氷、水と空気が構成要素である雪氷は、大地よりも電磁波伝播の理論が適用し易く、地中レーダ探査法は、雪氷学の分野においても有効な調査手段である。南極では、雪上車等に搭載された機器を用いて、厚い氷体の調査が実施されている。また、数mの積雪層の調査でも、探査の有用性は確かめられている (酒井ほか, 1999a)。

我々は、地中レーダ探査法を用いて、富山県立山地域における積雪状況を継続して調査して行っている。本稿では、最初に、立山“雪の大谷”地域において雪の壁の積雪構造を調査した結果を報告する。続いて、立山の内蔵助雪溪を対象として、雪溪の内部構造を調査した結果を概説する。なお、内蔵助雪溪の調査については、Sakai et al. (2006) でも報告している。

2. 立山の雪の大谷における調査

観光地として有名な“雪の大谷”の地域は、4月でも15-20mの積雪があり、山岳地の積雪量の研究においても重要な地域となっている。飯田らによる予察的な研究によれば、近傍の“室堂平”地域と異なり、“雪の大谷”地域の積雪量は降雪量に比例せず、場所により積雪量にはかなりの差があるとの特徴が示唆されている。そして、その理由として、“雪の大谷”の地域は傾斜地であり、さらに吹き溜まりの影響があるためと考えられている。我々は、この“雪の大谷”地域において、厚い積雪層の内部構造が融雪期の4-5月の期間でどの様に変化するかについて、室堂平における積雪構造との比較も加えながら数年来調査を行っている。一例として、図1に示す平成16年5月に行っ

た結果を紹介する。探査は、Noggin pulseを使用し、250MHzの周波数帯のアンテナを用いて実施した。探査結果は一般に、図の下図の様なプロファイルとして表される。プロファイルは、鉛直面 (反射物) からのレーダ波反射の断面図を表しており、横軸に測線距離を取り、縦軸に走時と深度を取った図において結果が示される。対象物の深度は、現地でレーダ波の伝播速度を見積もって利用するが、今回はそのための通常のCMP探査が行えなかったため、幾つかのプロファイルに現れた双曲線上のパターンラインの解析から求めた伝搬速度0.163m/nsを利用した (Moldoveanu - Constantinescu and Stewart, 2004)。

図1には、“雪の大谷”で最も積雪が深い領域を終点とする測線を設定して調査した結果を示している。横軸は最大積雪の領域に向かった距離となっている。図を見ると、左側の起点から積雪最深部の地点までに氷板を示す強い反応の領域が連続して存在しており、また、氷板の層は積雪が深くなるにつれて層数が多くなっていることが読みとれる。これは本来、氷板層の数は多いが、起点付近では、各氷板層の間隔が狭いために1つの層に見えており、積雪深の深い地域において本来の5層が検出できたものと考えられる。5層の氷板は、室堂平の探査で認められた氷板とも対応付けが可能である。そして、図に示される様な各氷板層に挟まれた積雪は、氷板形成時期の間の期間に、降雪と吹き溜まりの影響により積もった積雪を表していると解釈できる。この様にして、地中レーダ探査の非破壊調査により、“雪の大谷”地域に積もった積雪量とその変動を見積もることが可能となる。その結果は、立山山岳地域における積雪量の評価の上でも考慮すべき重要な情報となるので、現在も研究と検討を続けている。

1) 富山大学理学部地球科学科、2) 立山カルデラ砂防博物館

3. 立山蔵助雪渓における調査

内蔵助雪渓は、北アルプス・立山山麓の、富士ノ折立（標高2999m）と真砂岳（標高2861m）を結ぶ稜線東斜面の内蔵助カール内に位置する日本有数の越年性雪渓である（標高2800m, 36° 35'N, 137° 37'E; 図2）。雪渓は、最終氷期に形成されたカールであり、数年に一度の割合でフィルンが融けた時に、氷河甌穴性の縦穴が出現する。縦穴から採取された氷体に挟在した植物片の14C年代測定により、内蔵助雪渓は古墳時代（約1700年前）まで遡ると推定され、日本最古の化石氷体と評価されている（中村, 1990）。

立山連峰の雪渓としても重要な研究対象である内蔵助雪渓では、冬季の積雪量は10mを超え、夏季の

融雪量とほぼ一致する。主体部は、融雪期末期（9～10月）でも、稜線付近からターミナルモレーン付近まで広がり、越年する氷体としても国内最大級の規模である。内蔵助雪渓の氷体の調査は、数年に一度の割合で融雪期末期の雪渓表面に出現する融解水の流入口である縦穴を利用して行われてきた（Yoshida et al., 1983; 飯田ほか, 1990）。しかし、縦穴を内部から調査するには労力と時間が必要な上、調査範囲も限られた。また、通常のトレンチ調査法では、大規模な雪渓の特性を系統的に研究することは難しいことから、非破壊で雪渓を調査する物理探査の利用が望まれてきた。内蔵助雪渓においては、地中レーダ探査は、1983年に山本等（山本他, 1986; Yamamoto and

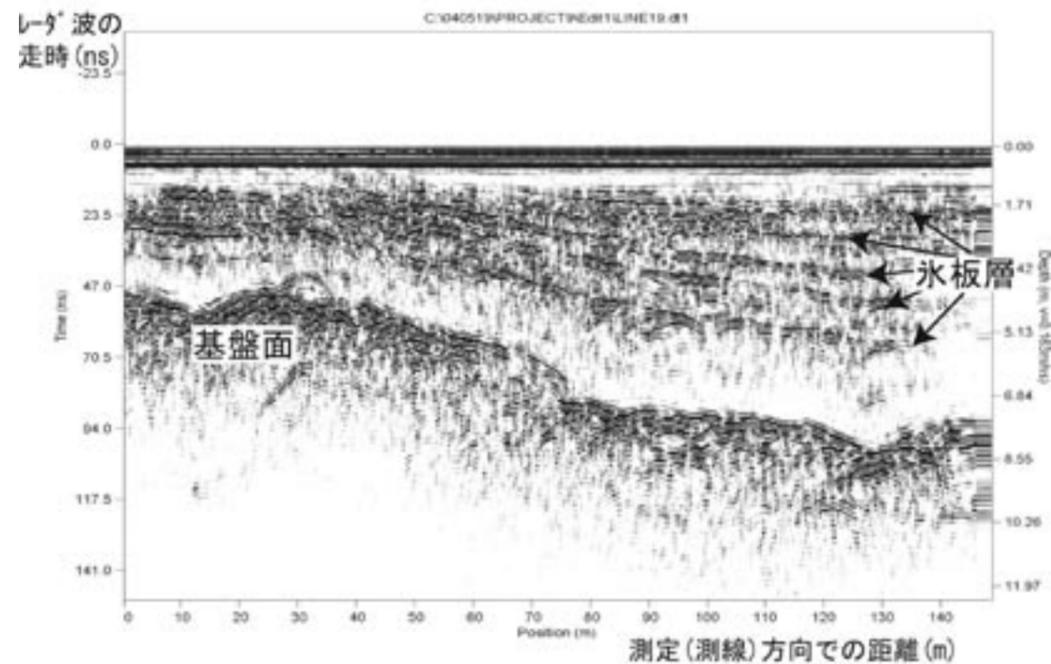
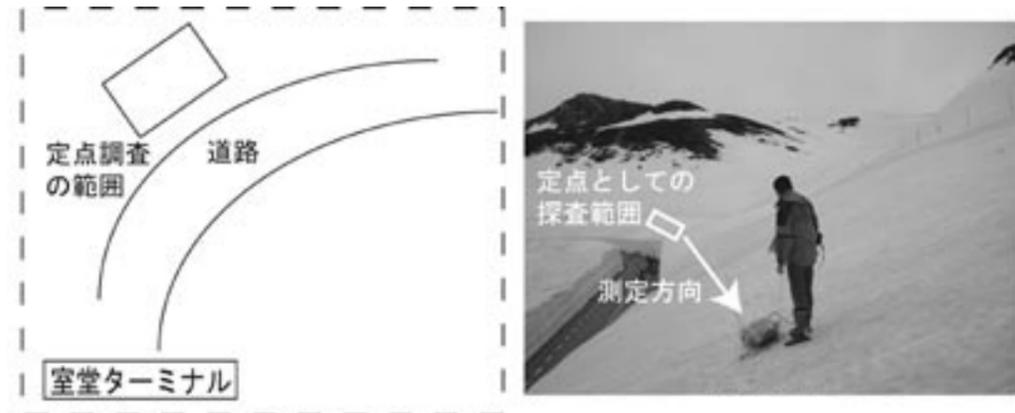


図1 雪の大谷の最大積雪深の領域までを範囲とする測線での探査。探査の様子（上）と探査結果のプロファイル（下）

Yoshida, 1987) により試みられ、また1998年には酒井他（1999a, 1999b）により、行われた。これらの探査では、周波数が100–140MHzのアンテナが使用されて、雪渓の底部の構造や礫層の存在などが明らかになっている。本稿では、内蔵助雪渓の更に詳細な構造を探る目的で2004年9月に高周波数のアンテナを用いて行った地中レーダ探査による研究結果を報告する。

3-1. 探査の概要

探査にはNoggin pulse装置（アンテナ周波数：250MHz）を用いた。図2には、探査範囲、測線および探査風景を示している。探査の範囲は、過去のボーリング調査（飯田ほか, 1990）を参照して、雪渓の最深部と推測される領域に50m×50mの範囲として設けた。その範囲において、測線間隔1m、測点間隔5cm

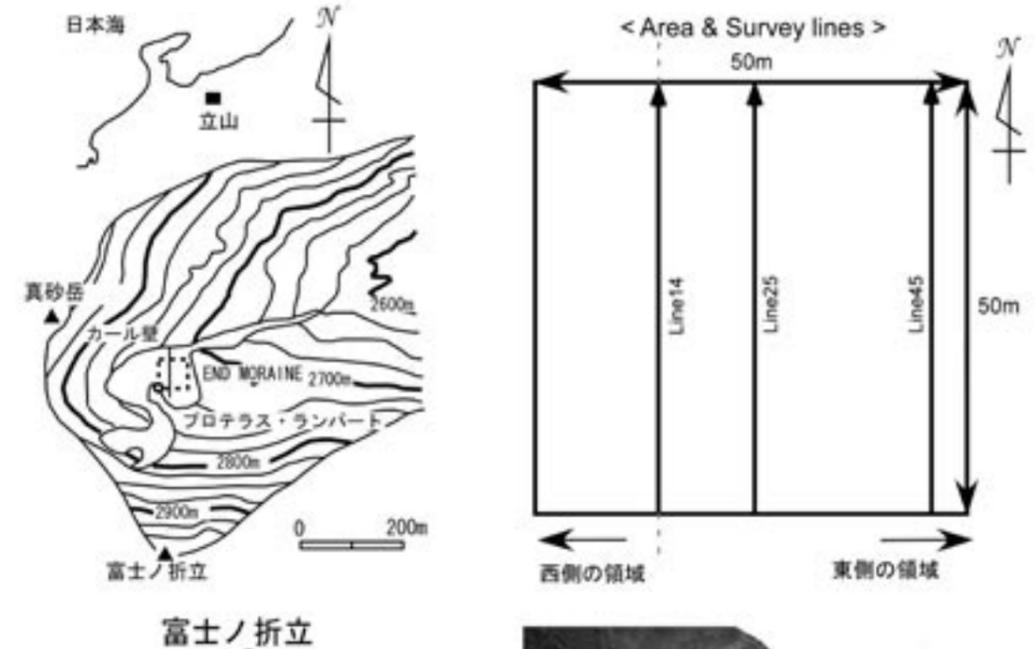


図2 内蔵助雪渓の位置。左上の地図中の破線の四角は探査範囲を示しており、右上には本稿で説明する探査測線の位置も載せている。写真は、探査範囲と探査の様子を示している。

で地中レーダ探査を実施した。

各測線で得た探査結果は、プロファイルとして表した。次節で、図1の4本の測線におけるプロファイルの説明する。それらは、探査範囲の西側に位置する測線14、中央部付近の測線25および、東側の測線45から得られた結果である。測線14は、設定した探査範囲を越えて、90m長の測線となっている。探査結果については更に、全測線のプロファイルを総合して一連の反射強度の平面図として解析し、幾つかの深度における平面図（タイムスライス図）も作成し検討した（amplitude time-slice maps; Conveys and Goodman, 1997）。

3-2. 測線14における探査結果

図3の上には、測線14におけるプロファイルを表しており、顕著な反射部分には層を示す線を記入した。深度5m付近に認められた境界Cは、測線の近傍にある縦穴の調査において、飯田ほか（1990）により認められた越年性雪溪と化石水体の不連続面に一致する。不連続面周囲の礫混じり層が明確なレーダ反射を示したと考えられる。

越年性雪溪の領域では、層Aと層Bと記している、ほぼ同深度に位置する強い反射の層が認められる。探査結果の解析において、反射強度のGAIN等の条件を変えて改めて検討した結果、二つの層は連続する層と判明した。この層は、数年間の間に、各年の融解により集中・蓄積した汚れ氷の層ではないかと考えられる。

水体の底部についてみると、雪溪下部の面は全体としてボール（U字）の形状を示している。距離0-40mに認められる傾斜する反射面は、水体の底とその下部の領域との境界を示している。地形的な特徴から、下部領域はプロテラス・ランパートに対応づけられる。また、測線北側の距離70-85mにおける傾斜する反射面は水体とカール（圈谷）との境界と考えられ、測線中央部では、雪溪は最も深く約25mに達している。プロファイルには、不連続面と底面間の水体に5つの強い反射層（D, E, F, G, H）が認められるが、これらは礫混じり層と考えられる。

3-3. 他の測線におけるGPRプロファイル

図3に示している中央部の測線25で得たプロファイルでは、測線14や西側のプロファイルとは異なり、水体とプロテラス・ランパートの境界は、北側へかなり

急傾斜した反射面となっている。似た様な急傾斜の反射面は、東側の測線40までの各測線のプロファイルでも認められた。しかし、より東側への測線では、傾斜する反射面の傾度は徐々に緩やかとなり、測線45のプロファイルで検討すると、西側の測線と同程度の傾斜となった。西側の領域以外の測線では、不連続面の深度は5-7mと安定している。東側の測線45における不連続面の深度は西側および中央部での深度に比べて浅く、より東側の測線では更に不連続面の深度は浅くなり、測線50では約3mとなっていた。

幾つかの測線においては、例えば測線25の距離20-25mの範囲で見られる様に、不連続面はかなり強い反射を示した。この面には、おそらくカールの壁からの落石や運ばれてきた岩屑が礫として集中しているのではないかと考えられる。つまり、雪溪の表層が露出していたときに、落石や岩屑がその表層に蓄積されたと考えられる。その場合、不連続面はかなりの長期間にわたって、露出していたと推察される。測線25のプロファイルでは、水体中に傾斜する幾つかの反射面が存在しており、同様な反射面は他の測線にも現れている。これらは傾斜した礫混じり層を示しており、現在や不連続面の形成当時とは異なる、例えば氷河の様な環境下で形成された可能性が考えられる。この様に、水体中の傾斜する反射面の構造や分布を地中レーダ探査により調べることは、堆積環境と関連した古気候の研究にもつながる。

3-4. 内蔵助雪溪における過去のGPRによる研究との比較

図3の下には、1983年の探査によるプロファイル1983（山本ほか, 1986）を示している。本研究の測線14とほぼ同じ範囲を南北に走った測線での結果である。使用アンテナは、プロファイル1983では、140MHzの周波数帯が用いられ、測線14のプロファイル（プロファイル2004と名付ける）では250MHzの周波数帯を使用した。プロファイル2004は不連続面と礫層をより明確に示していることから、数10mの雪溪の内部構造の調査には、250MHzアンテナの方がより効果的と考えられる。2つのプロファイルはほぼ似た反射パターンを示しているが、水体と下部の領域との境界の形状には違いが認められる。各プロファイルにおいて、測線の位置は測量により設定されている。2本の測線は似た範囲にあるものの、厳密には同じではな

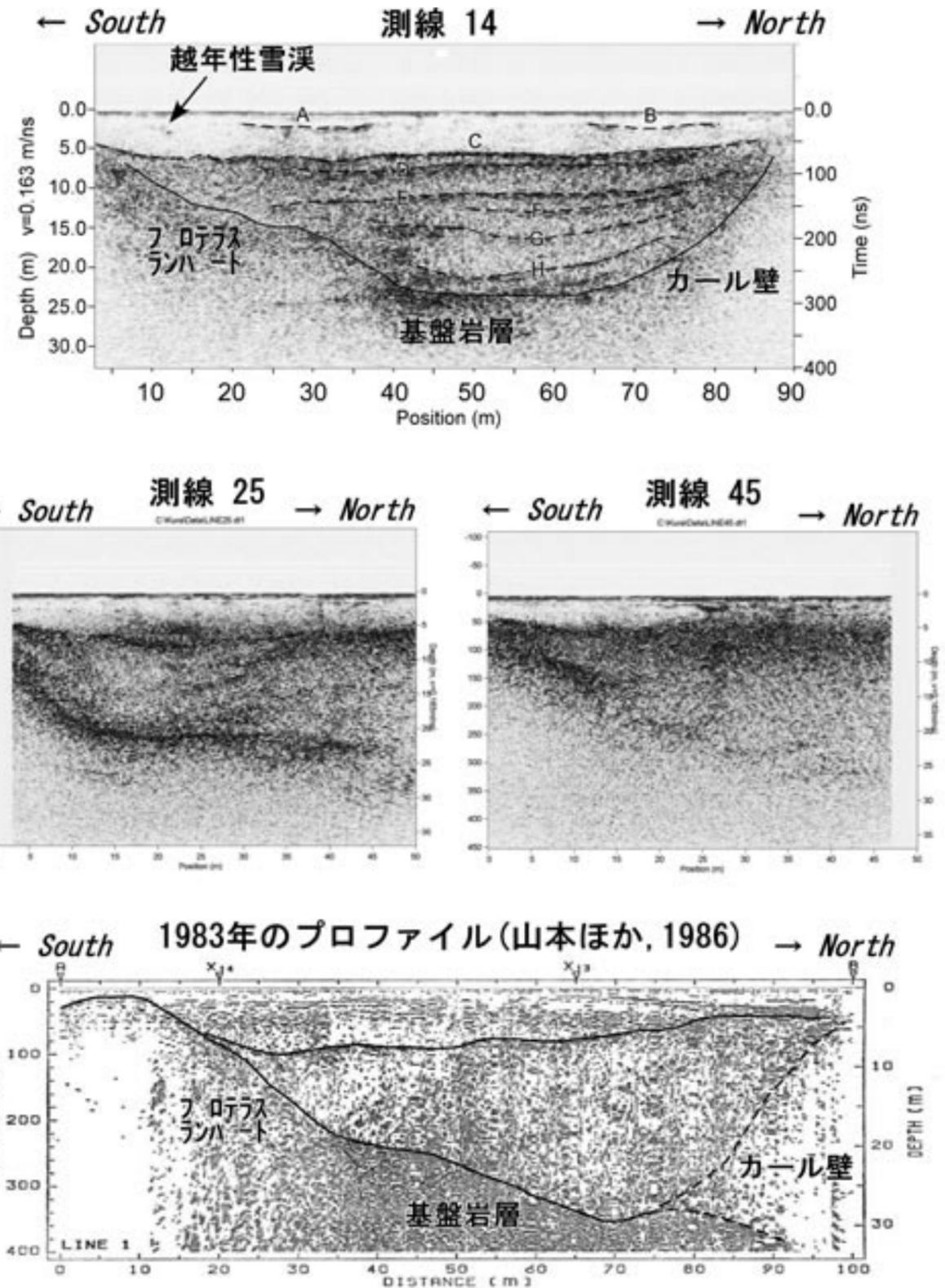


図3 上の図は、測線14におけるプロファイルを示す。中の図は、測線25と測線45におけるプロファイルである。下の図は、1983年に測線14とほぼ同じ測線で得られた探査プロファイル（山本ほか, 1986）を示している。

く、測線位置の僅かな違いが境界の形状の現れ方に影響したのではないかと考えている。

プロファイル1983とプロファイル2004を比較すると、越年性雪溪の厚さは縮小していることが推定される。これについて、さらに考察を進める。2004年の探査による測線14のプロファイルについては、近傍の測線のプロファイルもほぼ同深度で越年性雪溪を示しており、測線の周囲の不連続面はほぼ水平であると言える。つまり、プロファイル2004における越年性雪溪の深度は、測線位置が多少ずれてもあまり差は無いことを示している。また、越年性雪溪の深度は季節によっても変動する。探査の時期については、1983年の調査は9月14日に行われ、2004年の調査は9月28日になされており、時期は殆ど同じであることから、越年性雪溪の深度の違いは、探査時期によるとは考えにくい。

以上のことを考慮して、GPR探査の結果は、最近の20年間に於いて越年性雪溪の厚さが縮小していることを示していると判断する。これに関連して、飯田他（準備中）は、越年性雪溪の表層の範囲もこの20年間で縮小していることを示唆している。

3-5. レーダ波の反射強度についての平面分布解析

探査範囲で得た51本のGPRプロファイルを総合して、反射強度の平面分布解析図（強度のタイムスライス図）を以下の過程により作成した。まず、探査範囲における平行な測線で得たレーダプロファイルのある時間間隔で切り、次に、その時間間隔内で記録されたレーダ反射波の相対強度を平均化し内挿した。こうして得たタイムスライス図は、探査範囲における走時の時間間隔（対応する深度幅）での反射強度の空間分布

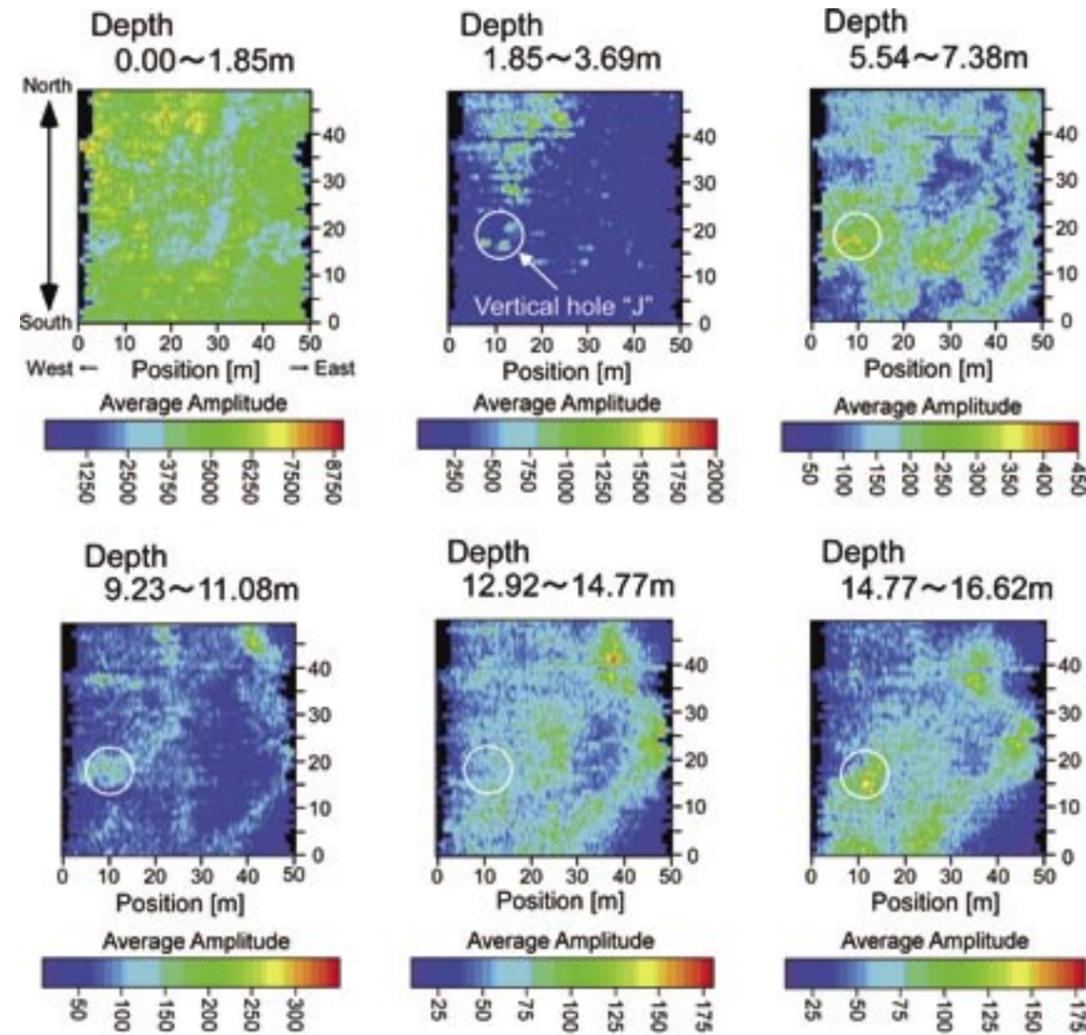


図4 レーダ反射強度の水平面分布図（反射強度のタイムスライス図）を幾つかの深度において解析した。反射強度の相対的な強弱はカラーで識別しており、強い反射は赤で弱い反射は濃青で示している。

を示すものになる。

図4では、16m深度までの範囲における6枚のタイムスライス図を示しており、相対的な反射強度の強弱は色で分けている。表層から深度1.85mまでの図では、全体として強い反射が見られるが、これは、表層の雪による反射である。図中の小円は、強い反射の領域を示している。この領域は雪溪の内部構造の調査が行われた縦穴Jの位置に対応する（飯田ほか、1990）。

深度5.54-7.38mの図は不連続面の深度付近に相当する。この図では、強い反射の領域は広く広がっている。また、左下（南西）側の強い反射の領域は不連続面での礫の集中を示すと考えられる。これは、図2のプロファイルと調和的であり、強い反射（暗い範囲）は不連続面として認められている。

深度5.54mより深部の図では、東側の範囲で弧状の反射パターンが見られ、これは、図1のモレーン端部との境界を示している。弧状パターンの半径は深部の図ほど小さくなっているため、雪溪がすり鉢状の形状をしていることは、タイムスライス図からも推察された。

4. まとめ

我々は、立山地域の雪氷を対象に、地中レーダ探査による調査研究を数年間、継続して進めている。本稿では、“雪の大谷”で実施している調査の一部の結果と、内蔵助雪溪において内部構造を調査した結果をまとめた。“雪の大谷”では、氷板の層は積雪が深くなるにつれて層数が多くなっていることが読みとれ、積雪深の深い地域において本来の5層が検出できた。各氷板層に挟まれた積雪は、氷板形成時期の間の期間に、降雪と吹き溜まりの影響により積もった積雪を表していると解釈できる。地中レーダ探査の非破壊調査により、“雪の大谷”地域に積もった積雪量とその変動を見積もることが可能となるので、今後も研究を続ける予定である。

内蔵助雪溪は、古墳時代（約1700BP.）まで遡る。探査は、化石氷体を特に対象として、雪溪の深度が深く、縦穴が存在する範囲で実施した。探査結果のレーダ・プロファイルには、殆どの測線において、深度5-7mに越年性雪溪と氷体との間の不連続面が示された。また、越年性雪溪の内部には汚れ氷層を表す反射層が認められ、数年間、毎年できる汚れ層の蓄積により形成された層と考えられた。氷体の底では明確な反射があり、プロテラス・ランパートおよびカール壁面

との境界を表していた。氷体は、最深部では約20mあり、内部には礫混じり層を示す5つの強い反射層が認められた。

測線14で得たGPRプロファイルを、同範囲において山本ほか（1986）が1983年に得たプロファイルと比較した。本研究から推定された雪溪の最大深度は、1983年時の最大深度より浅く、特に越年性雪溪の厚さが減少している。つまり、GPRの研究から、最近、雪溪が縮小していることが示された。この結果は、最近のグローバルな気候変動との関連からも注意して検討する必要がある、今後も調査を継続する予定である。

探査範囲の南西部領域で見られた強い反射は不連続面での礫の集中を示している。これは、カールの壁からの落石や岩屑の流入により形成された層と考えられ、岩屑や落石が蓄積する期間、不連続面は表層として曝されていたことが推測される。幾つかのプロファイルにおいて、氷体中には礫混じり層を示す傾斜した反射面が現れており、これらの層は、現在および不連続面が表面に露出していた頃と異なる環境下で（例えば氷河により）形成されたと考えられる。

タイムスライス図の解析では、モレーン端部と氷体の境界を表す弧状の反射パターンにおいて、弧状の半径は深部のスライス図ほど小さくなっており、雪溪の底がすり鉢状の形状をしていることも鮮明に示されていた。

以上の探査結果より、地中レーダ探査は、内蔵助雪溪の調査に有効であることが示された。傾斜する反射面の構造と分布の調査は、雪溪の堆積・形成の環境と関連する古気候の研究においても有用である。日本最古の化石氷体を持つ内蔵助雪溪は、日本の山岳地帯における古気候や古環境の研究の重要な対象として詳細な研究の継続が必要であり、地中レーダ探査を用いる研究は、これに十分貢献できると結論する。

謝辞

調査研究においては、富山県元気な雪事業の助成を受けました。感謝致します。

参考文献

- Conyers, L.B., and Goodman, D., (1997) : Ground-penetrating radar, An introduction for archaeologists, Alta Mira Press, pp.232.
飯田肇・竹中修平・上田 豊・伏見碩二 (1990) : 北

- アルプス内蔵助雪渓氷体の内部構造,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、文部省科学研究費成果報告書、樋口敬二編、19-30.
- 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¹⁴C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、文部省科学研究費成果報告書、樋口敬二編、31-42.
- 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の研究、寒地技術論文・報告集、vol.15, 26-30.
- 酒井英男・D. Goodman・田中謙次(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、vol.537, 16-23.
- Sakai, H., Ura, Y., Nakano, T., Iida, H., and Muroi, K., (2006) : Study on the internal structure of Kuranosuke snow patch in the central Japan by ground penetrating radar survey, Bulletin of Glaciological Research, vol. 23, 77-84.
- 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.
- Yamamoto, K., and Yoshida, M., (1987) : Impulse radar sounding of fossil ice within the Kuranosuke perennial snow patch, central Japan. Annals of Glaciology, 9, 218-220.
- Yoshida, M., Fushimi, H., Ikegami, K., Takenaka, S., Takahara, S., and Fujii, Y., (1983) : Distribution and shape of the vertical holes formed in a perennial ice body of the Kuranosuke snow patch, central Japan (in Japanese). Seppyo (J. Jpn. Soc. Snow and Ice), 45, 25-32.

【要 旨】

北アルプス立山の雪の大谷および内蔵助雪渓において地中レーダ探査による調査を実施した。内蔵助雪渓では、越年性雪渓と下部の化石氷体の構造を調査した結果、以下のことが判明した。雪渓の厚さは20m以上である。越年性雪渓と化石氷体の間には不連続面があり、雪渓表面から深度5-7mに位置する。化石氷体には5つの礫層が挟まれている。礫層は傾斜しており、これは礫層が現在と異なる環境で形成されたことを示している。雪渓は、20年前に調査された当時に比べて僅かであるが縮小しており、主に越年性雪渓の融解による変化と判断できた。この結果は、最近のグローバルな気候変動との関連からも今後注意して検討する必要があると考える。以上の様に地中レーダ探査は、内蔵助雪渓の形成と変化、関連する古環境の調査に有用であり、今後も継続した研究が望まれる。