

レーダによる雪氷および地中の構造の計測とその応用研究  
Investigation of the internal structure of snow and underground  
with ground penetrating radar

2016年3月

富山大学大学院 理工学教育部

泉 吉紀



## 目次

<b>Abstract</b>	・ ・ ・ ・ ・ i
<b>第 1 章 序論</b>	・ ・ ・ ・ ・ 1
1-1.はじめに	
1-2.研究の目的と背景	
<b>第 2 章 研究方法</b>	・ ・ ・ ・ ・ 4
2-1.地中レーダ探査法	
2-1-1.研究史	
2-1-2.探査装置	
2-1-3.測定方法と解析方法	
2-1-4.電磁波伝搬と誘電率	
2-2.磁化研究の手法	
2-2-1.残留磁化と段階交流消磁	
2-2-2.熱消磁実験	
<b>第 3 章 雪氷構造の研究</b>	・ ・ ・ ・ ・ 15
3-1.低温室の供試体と野外実験地での GPR 探査	
3-1-1.人工雪での実験	
3-1-2.氷体モデルでの実験	
3-1-3.野外実験地での観測	
3-2.山岳地域の積雪の研究	
3-2-1.積雪構造の探査	
3-2-2.融雪過程の研究	
<b>第 4 章 雪氷に関する複合災害の研究</b>	・ ・ ・ ・ ・ 26
4-1.積雪地域での斜面崩壊に伴う雪崩堆積物の研究	
4-1-1.氷の埋設地での探査実験	
4-1-2.地中の雪の探査実験	
4-1-3.土砂崩壊地域での GPR 探査	

4-2.積雪期の火山噴火による融雪泥流の研究	
4-2-1.火山堆積物の層厚の探査	
4-2-2.火山堆積物の定置温度の推定と分類	
4-2-3.高熱岩石の磁化研究	
<b>第5章 土木分野での新たな利用</b>	<b>・ ・ ・ ・ ・ 51</b>
5-1.地震に関する GPR 研究	
5-1-1.港湾空港研での加震実験	
5-1-2.人工地震による液状化実験地での研究	
5-2.河川や洪水に関する研究	
5-2-1.河床堆積物の探査	
5-2-2.磁気物性による洪水堆積物の研究	
<b>第6章 遺跡と文化財の研究</b>	<b>・ ・ ・ ・ ・ 66</b>
6-1.前田利長墓所の研究	
6-1-1.GPR による墓域の検討	
6-1-2.建造物の主軸方位による検討	
6-2.擁壁や石垣の壁面での研究	
6-2-1.研究目的と概要	
6-2-2.擁壁の探査実験	
6-2-3.歴史建造物の壁面探査	
6-3.特別天然記念物・魚津埋没林の研究	
6-3-1.研究目的と概要	
6-3-2.特別天然記念物指定地の地下構造	
6-3-3.GPR による埋没林の探査	
6-3-4.埋没林の試掘	
<b>第7章 総括</b>	<b>・ ・ ・ ・ ・ 103</b>
<b>謝辞</b>	<b>・ ・ ・ ・ ・ 108</b>
<b>参考文献</b>	<b>・ ・ ・ ・ ・ 109</b>

## **Abstract**

Geophysical surveying is used in various fields of research as a non-destructive technique to investigate subsurface structures in the Earth. Of the various methods available, ground-penetrating radar (GPR) is particularly effective in surveying shallow features. In this study, we document improvements to the GPR surveying method as elucidated by experiments performed on snow ice. We then apply this enhanced technique in several case studies involving snow ice and the identification of various underground structures.

### **1. A study of the internal structure of snow, and ice- and snow-related hazards**

A GPR survey was used to study a 5-m thick snow layer at the Murododaira area of Mt. Tateyama in the snowmelt season. The survey identified temporal changes in its internal structure, including the formation of both an ice layer and a water channel during its melting period. Important subjects in the field of glaciology are also clarified.

A magnitude 6.7 earthquake in North Nagano prefecture, which occurred in March 2011, was associated with multiple primary hazards such as landslides and snow avalanches, with potential secondary hazards in the region thought to be related to melting snow. Our GPR investigation revealed subsurface snow in the landslide area, which was shown during repeated surveys to persist for more than one year, thus indicating a potential risk for a secondary snowmelt-related landslide in the future. GPR detection of snow in sediment is demonstrated to be an important method with which hazards related to snow avalanches and landslides can be prevented.

When a volcanic eruption occurs in a snow-covered region, volcanic ejecta deposited on the snow can cause meltwater production, thus inducing hazardous volcanic mudflows (snow-melt lahars). Voluminous volcanic sediments around Mt. Yakedake, Gifu prefecture that formed during an eruption ca. 2000 years ago are responsible for occasional mudflow hazards. Our GPR surveying has clearly defined the sedimentary structure of these mudflows and a palaeomagnetic study of volcanic sediments has successfully delimited the volcanic mudflow spatial extent. Our work has also revealed a direct correlation between volcanic mudflow events and snowmelt events. The combined application of GPR surveying and palaeomagnetic investigation is useful in order to study mudflows caused by volcanic eruption in snow-covered areas and to formulate hazard maps.

## **2. Application of GPR to the civil engineering field**

Earthquake-related motion and liquefaction can cause significant damage to both infrastructure and the ground's integrity. We studied the efficiency of GPR to identify infrastructure damage by experiments performed on a test-bank using a 3D underwater shake table at PARI. Numerous vibration-induced fractures were identified in the damaged test-bank using this technique. Furthermore, GPR was applied in a field-based experiment using an artificial earthquake and was able to clearly identify subsurface liquefaction. These results demonstrate the value of GPR surveying for investigating damages to both artificial constructions and the ground caused by seismic events.

GPR surveying was also applied to regions around riverbeds. A case study performed at the Jinzu River basin in Toyama city revealed sedimentation topography to depths of several meters into the riverbed, thus demonstrating the value of GPR surveying in river engineering and flood management. Further, archaeomagnetic dating was shown to be able to determine the ages of flood sediments. A combination of GPR and archaeomagnetism is thus useful for flood-related research.

## **3. The study of archeological sites and cultural properties**

In sites of historical interest where the potential for excavation-based research is restricted, non-destructive GPR surveying is a valuable technique for subsurface investigation. Such techniques have been employed in three regional case studies.

GPR surveying conducted at the Maeda Toshinaga Tomb, Takaoka city, revealed unexpected internal structures, for example showing that it was constructed of soil and covered with stones, and had no space in the intermediate area. This surveying also confirmed the presence of a peripheral earth mound and moat, providing valuable new insight into our understanding of the history of the Maeda Toshinaga Tomb.

We developed a new and rarely attempted technique of using GPR surveying on targets located away from walls, and applied this at two historical sites. In the Takaoka Castle, constructed by Maeda Toshinaga in 1609, an earthen bridge and moat of historical importance are preserved. We performed a GPR survey from the stone wall built at the side of the earthen bridge, and produced data indicating that the castle moat was not constructed from the area of the earthen bridge and that the earthen bridge was built after the moat was dug.

Aimoto Hanebashi, a bascule bridge constructed on the Kurobe River from the Edo to the Meiji

Period, was one of three unique and ancient bridges in Japan. GPR surveying conducted away from the riverside wall identified a layered structure inside of the wall, thus identifying the bridge's location. Evidence of bridge construction at the rock wall is valuable in order to conserve its architectural remains. GPR surveying away from walls is shown to be a useful method at archaeological and historical sites.

Finally, a GPR survey was conducted in order to locate the buried forest of Uozu - special national natural treasure - in Uozu city. The survey suggested several buried forests 2.5–3.0 meters underground, with their existences subsequently confirmed by test pits. Roots of buried forests were discovered for the first time since the previous excavation was performed in the area 26 years ago. Preliminary carbon-14 dating of sampled roots produced an estimated age of c.a. 1000 BC, which is notably older than that previously reported (c.a. AD 500). Such GPR surveying and excavation studies will encourage further research of the buried forest of Uozu - special national natural treasure -.

In this study, we show how the efficacy of non-destructive GPR surveying has been increased by experiments performed on snow, ice, and field-based investigation. Significant results have been obtained via this technique in various disciplines related to snow, ice, and the shallow subsurface structure of the Earth.

# 第1章 序論

## 1-1. はじめに

我々が地下構造や物性を非破壊で直接知ることが困難である。そこで、間接的に地下構造を可視化するための手法として物理探査が用いられている。物理探査は「地下に存在する物質の物理的、化学的性質について人為的または自然に生じた現象を遠隔的に観測し、データ解析から地下の状態・状況を解明する技術」である(物理探査学会, 2005)。その研究は、地球物理学や地質学を基礎とし、最初は地下資源開発の分野で発展してきた。

近年は、土木、建築、防災、環境、考古学など多くの分野で利用されており、そして目的に応じて様々な手法が開発されてきた。物理探査の代表的な手法と概略を以下に示す。

- (1)弾性波探査:弾性波が物性の異なる境界で屈折・反射等の現象を生じることを利用する。
- (2)電気探査:大地内の電気比抵抗や分極現象を利用する。
- (3)電磁探査法:電磁誘導現象(磁場変動で大地に誘導される磁場・電場)を利用する。
- (4)地中レーダ探査:電磁波の反射・屈折等の現象を利用する。
- (5)磁気探査:磁場の異常から地下を磁性の分布を通して探査する(受動的探査)。
- (6)重力探査:重力異常から、地中の密度の分布を通して探査する。
- (7)放射能探査:放射性同位元素によるガンマ線を計測して、地中を探る。
- (8)地温探査:地中や地表面の温度の計測から、地中を探る。

以上の探査手法は、様々な分野での地下調査で利用が進んでいる(物理探査学会, 1998)。その中で地中レーダ (Ground Penetrating Radar : GPR) 探査は、地下浅部の調査手法として有用性が示されている。

本研究では、GPR 探査を中心として、対象の物性と併せて研究を行った。また、従来手法では適用が困難な場合も多く、研究方法の開発も重視した。

雪氷構造の研究では、浅部領域の構造変化を対象に研究を行い、得られた結果を室内実験で検証した。また雪氷に関する災害として、地震に伴う雪崩と土砂崩壊、融雪型火山泥流の堆積状況の検出を課題とした研究も行った。更に自然災害と関連する土木分野での研究として、地震による液状化の被災状況や河川での洪水等の研究を行った。また遺跡と文化財での研究を行い、発掘調査や土壌の磁化物性と対比しながら、方法の改良と著名な対象での研究を行った。研究対象としては、特に壁面からの探査の開発と有用性の確認を行った。

以下では、具体的な研究について説明する。



## 1-2. 研究の目的と背景

### (1)雪氷構造の研究

従来、雪氷学分野のレーダ（GPR）を用いる研究では、低周波数のアイスレーダにより、南極等の数百～数千 m の氷体を調査する研究が行われて成果が挙げられている（Moore et al., 1999 ; 藤田, 2000 等）。一方、より浅部の数 m～数十 m を対象とした GPR の利用では、氷河に関する研究（Arcone and Delaney, 1987 ; Irvine-Fynn et al., 2006 等）がある。中埜（2010）は、雪氷の浅部領域での研究を幾つかの課題で行っている。富山県立山町の内蔵助雪渓では、弥生時代からの雪が残る（日本で最古と称される化石氷）雪渓の、堆積層の構造を詳細に求めた。そして、同雪渓での 30 年間に 4 回行われた研究から雪渓の変化を求めて、山岳地域の温暖化との関係も検討している。

雪氷構造の研究において掘削や断面観測は有効であるが、一度掘ると、その場所は調査できなくなり、構造の変化（経過）の研究は困難である。また、掘削点の調査はスポットデータであり、広範囲の状況の研究に利用できるかは不明である。以上の問題について、GPR の非破壊探査による研究が有効で重要になる。

立山室堂地域の融雪期の数 m 厚の積雪を対象に、氷板や水みちも含む内部の構造を GPR で研究する。特に、数週間の繰り返し観測から、数 m の積雪中の融雪過程を探る。これらの野外研究と併行して、雪氷構造の研究における基本課題を大型低温室での実験により検証する。雪氷の供試体に氷板や水みち等を設定して、探査と共に誘電率を考慮する解析を行い、野外研究にも活用できる基礎データを得ることを目的とする。GPR の繰り返し観測では、近傍の一部箇所でも断面観察も実施し、結果の比較検討を通して GPR の非破壊研究を改良し、より有用な方法を開発することが目的である。

### (2)雪氷が関係する自然災害の研究

雪氷による自然災害での GPR 研究として、凍土・凍上を対象とした研究は比較的多く行われており、凍土分布の可視化や変化の調査報告もある（Hinkel et al., 2001 ; Nakano and Sakai, 2008 等）。本研究では、雪氷が関連する自然災害として、地震に伴い発生する雪崩と斜面崩壊の複合災害および、火山噴火による融雪泥流の被害について、GPR の研究を行う。後者の研究では岩石磁気学も用いる。地震・火山が多く発生する日本では、積雪地域での災害は重要視され、災害の状況や対策に多角的な研究が必要になっている。GPR 探査研究の有効性を検証する。

### (3)土木分野での新たな利用

地震災害地における、GPR 探査と磁化研究の有用性を検討する。国土交通省港湾空港研究所の加震装置(国内最大)による地震動の堤防供試体への影響実験、および野外での大規模な人工地震実験において、GPR 探査により地中の破損や液状化を研究する。噴砂の磁化による古地震研究と共に、実験を通して、地中の地震被害に関する GPR によるオリジナルな研究の構築も目指す。

河川や池において GPR を用いる河床・池底の堆積構造の研究が試みられているが(利岡, 1999; 酒井他, 2002), 掘削による検証は殆ど行われていない。本研究では探査と掘削コアの比較から、河床の堆積構造の GPR 研究の有用性を検討する。洪水に関する研究として、遺跡の洪水堆積層について、磁化研究も行う。

### (4)遺跡と文化財の研究

遺跡では、レーダ探査による地中の遺構の確認研究が多く行われている(西村, 2001 等)。本研究では、富山県内の著名な史跡や文化財について非破壊の GPR 探査を行う。それに加えて、探査で得る礎石等から復元される建物等について、軸線方位と磁北との関係およびそれに基づく年代推定の研究を行う。GPR による遺跡探査の新たな研究の開発を目指している。

また通常の地上での GPR 走査による地中探査と異なる、壁面からの探査を考え、黒部川に架かっていたとされる愛本刳橋の岩盤の痕跡を探る研究、および高岡城の土橋・石垣壁面から土橋内部を探り、特異な構築の技術を検証する研究を行う。

最後に、国の特別天然記念物の魚津埋没林について、指定地に多く存在すると推測される、掘削が禁止されている埋没林の分布を GPR で調査する。そして、指定地の近傍で探査結果に基づく掘削も併用し、20 年以上前の調査以降、謎が多い数千年前の海岸環境の研究の有用な情報を得る為の GPR 研究も行う。

## 第 2 章 研究方法

### 2-1. 地中レーダ探査法

地中レーダ（Ground Penetrating Radar : GPR）探査は，地中における電磁波の反射，屈折，透過，減衰等の物理現象を利用して地下の構造を調べる探査法である．探査装置は送信と受信の 2 つのアンテナを有し，送信アンテナで地中に送り込まれた電磁波のうち，地中の地層の不連続面（誘電率の異なる境界面）によって反射し，地上に戻ってきたレーダ波を受信アンテナで受信する．レーダ波の往復に要した時間（伝搬時間）と反射波の強度を記録して測定順に並べることで，地下の擬似的な断面図を作成する．GPR 探査装置の基本構成を図 2-1 に示す．電磁気的な不連続面としては，地質学的な不連続面や空洞，ガス管等の人工埋設物が挙げられる．これらの不連続面が二次元的な広がりをもつ場合，解析断面図上では，その反射像は面的構造の断面，すなわち線として現れる．また，GPR 探査では，探査可能な深度はアンテナの周波数に依存する．一般に，使用する周波数は 10MHz から数 GHz の範囲であり，短波（HF）から極超短波（UHF）帯にあたる．低い周波数のアンテナでは探査深度が深く，高い周波数のものは浅い．得られるデータの分解能は，高い周波数に比べて低い周波数では粗くなる．そのため，対象物の深度や大きさにより用いるアンテナの周波数を検討する必要がある（物理探査学会，1989）．

GPR 探査はアンテナ直下の地中だけでなく，地下の広い領域を対象とするので，GPR 探査により捉えられた球状の埋設物や埋設管等の反射像は放物線状となる．図 2-2 にそれを示しており，図は地中の埋設物（O）の直上を  $x$  から  $x''$  の方向へ探査した例である．位置  $x$  ではアンテナは埋設物 O の手前にあり，発射されたレーダ波は地中を円錐状に広がり埋設物を捉える．この時に受信されたレーダ波は，反射して戻るまでに要した時間に対応する強弱の信号に変換され，アンテナ直下の位置でのデータとして記録される．そのため位置  $x$  で捉えた埋設物 O の反射は， $x$  の真下で距離  $\Delta d$  の地点  $p$  に記録される．埋設物にアンテナが近づくにつれて  $\Delta d$  は小さくなり，直上（位置  $x'$ ）で最小となる．それ以後はアンテナが遠ざかるとともに  $\Delta d$  は増加し，位置  $x''$  では埋設物の反射は  $p''$  にプロットされる．この様に GPR 探査では，捉えた目標物の位置は双曲線の頂点である．

GPR 探査のデータにはアンテナと地表面の不整合による地表面反射波や，クラッタと呼ばれる不要反射波，多重反射波等，多くの不要波が現れ複雑なパターンを呈することが多い．そこでコンピュータを用いた様々な信号処理により不要ノイズを取り除き，目的物の反射波を抽出

する必要がある。GPR 探査では、測定データをその場で擬似的な地下断面図としてモニターに表示できる。分解能も高く測定時間が早いという利点で、様々な分野で利用されている（物理探査学会，1998）。

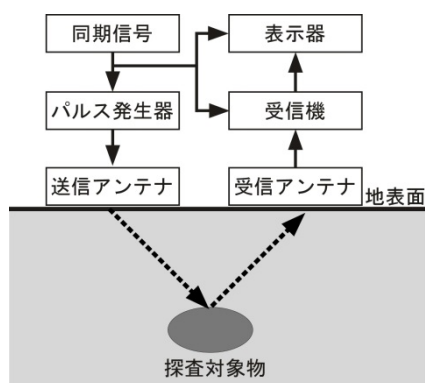


図 2-1 GPR 探査装置の基本構成

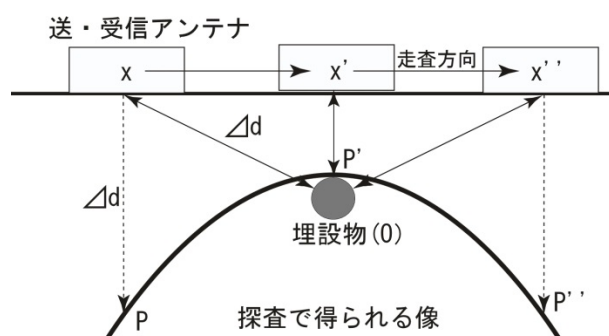


図 2-2 反射波が形成する双曲線状の像

### 2-1-1.研究史

電磁波を利用した探査法は、1901年に O.Jrustedt により考案され、1904年に Huelsmier によって金属体の有無の検出法として提案された (Daniels et al., 1988)。これらの発明は連続波を利用した手法であったが、Huelsenbeck は 1926 年に、パルスを利用した埋設物探査の研究を行っており、これが地中レーダに関する最も初期の研究と考えられている (物理探査学会, 1998)。

中波帯 (MF 帯) における電磁波探査は、1929年に Eve と Keys が地下探査の可能性を考え、テストの結果、電磁波が地中に入ることを確認した (鈴木, 1981)。長波帯 (LF 帯) を用いた方法は Sundberg により開発され、石油探査に適用されている。それより周波数の高い短波帯から極超短波帯を用いる GPR 探査は、1960年に J.C.Cook が飛行機からレーダ波を発射して、氷原の厚さを測定したのが始まりとされる。その後、氷厚計測のほか、淡水、岩塩、砂漠など、比較的電気抵抗の高い媒質を対象とする研究が続けられ、1970年代頃から一般的な地層など、より低い電気抵抗を有する媒質への適用が始まった (物理探査学会, 1998)。

現在の GPR 探査システムの基本的な構成は、1970年代から 1980年代前半までにほぼ確立し、アメリカやカナダ等で開発された商用システムが、主に地質調査を目的として使用され始めた (Peters et al., 1994)。我が国における GPR 探査法の研究は、1971年に超短波 (VHF) を用いた探査の報告があり、早くからパイプやケーブルなどの人工埋設物の検知への応用が注目され、

精力的なシステム開発が行われてきた。その結果、いくつかのシステムが実用に至っている（物理探査学会，1998）。

### 2-1-2.探査装置

GPR に汎用されるレーダ波には、パルスレーダと連続波レーダがある。パルスレーダは、送信周波数を等間隔に区切ってパルス状にて送信し、対象物に反射して受信されるまでの時間差を計測する。パルス化されているため複数の目標からのエコー信号の重なりが無く、反射波形は反射体の位置や形状と直接対応する。連続波レーダのような信号処理を必要とせずに、受信信号の解析が可能である。通常、地中レーダ探査に用いるパルス信号の幅は数 ns であり、エコー信号も数 100ns 以内で受信される。このような高速の信号をそのまま画像表示することは困難なので、受信信号はサンプリング回路を経て低周波に変換した後、記録される。現在使用されているパルスレーダ探査装置は殆どがサンプリング方式を採用している（鈴木他，1999）。

連続波レーダは連続的な正弦波やパルス波列を用いる。連続波レーダ探査装置では送信周波数を漸次変えながら、電磁波を正弦波として長時間送信することにより、波形全体としてのエネルギーを増大させる方式をとる。単一周波数の正弦波を送受信する装置や短時間に送信周波数を直線的に変化させたチャープ信号を用いるパルス圧縮地中レーダ、周波数の変調する時間幅が大きい FM-CW レーダなど様々な形態がある。連続波レーダは帯域フィルタや FFT などの信号処理を必要とし、これによりパルスレーダと同じような時間領域波形を得る。

GPR 探査装置は現在、国内外で数種類が開発・実用化されている。本研究ではカナダの Sensors & Software 社製 NOGGIN plus と pulse EKKO 1000, IV と PRO を使用した。以下に各装置の基本構成を示す。

#### ①NOGGIN plus（アンテナ中心周波数：250, 500MHz）

NOGGIN plus では送信・受信用アンテナは兼用であり両波の分離は信号分離回路で行う。それぞれ一体型ユニットとして密閉された箱型ケースに収められ、大きさは 250MHz で 63×41×26(cm)、500MHz で 39×22×16(cm)である。DVL ではアンテナの周波数や測点間隔などの探査条件の設定と、得られたデータの表示・記録を行う。また、DVL で設定した値に応じて送信パルス発生器から信号が送られ、送信アンテナに供給される。実際の探査では、上記のユニットは専用カートに取り付けられ、一体の装置として用いる。本研究では、雪上の探査用に設計したソリも用いている。

②pulse EKKO 1000 (アンテナ中心周波数：450, 900, 1200MHz)

pulse EKKO 1000 (図 2-4) は、送信・受信アンテナは分離しており、接続ケーブルによりコンソール BOX と接続されている。コンソール BOX では送受信信号の制御や得られたデータの変換処理を行う。アンテナは、450MHz で 45×25×6(cm)、900MHz で 35×25×6(cm)の箱形をしている。1200MHz は、形状が異なり 16×12×10(cm)と小型である。

ノートパソコンではアンテナ周波数や測点間隔などの探査条件の設定と、得られたデータの表示・記録を行う。また、パソコンにより設定された値に応じて送信周波数を制御する電圧がコンソール BOX に送られる。それがデジタル信号に変換されて、接続ケーブルを通じて送信器へ送られ送信器で制御電圧に応じた周波数の電磁波を射出し、反射波を受信機器で受信する。

③pulse EKKO IV, PRO (アンテナ中心周波数：25, 50, 100, 200MHz)

pulse EKKO IV, PRO (図 2-5) は、送信・受信分離型のアンテナを使用し、光ファイバケーブルでコントロールモジュールと接続されている。アンテナの大きさは 25MHz で 4m×12cm×2cm, 50MHz で 2m×12cm×2cm, 100MHz で 1m×12cm×2cm, 200MHz で 0.5m×12cm×2cm の板形をしている (アンテナ部分はIVと PRO で共用)。DVL でアンテナ周波数を選択し、測点間隔などの探査条件の設定と、得られたデータの表示・記録を行う。また、設定値に応じて送信周波数の制御電圧が光信号に変換されて、光ファイバケーブルを通じて送信器へ送られる。また、pulse EKKO PRO は、アンテナをカートに搭載でき、迅速な調査が可能である。

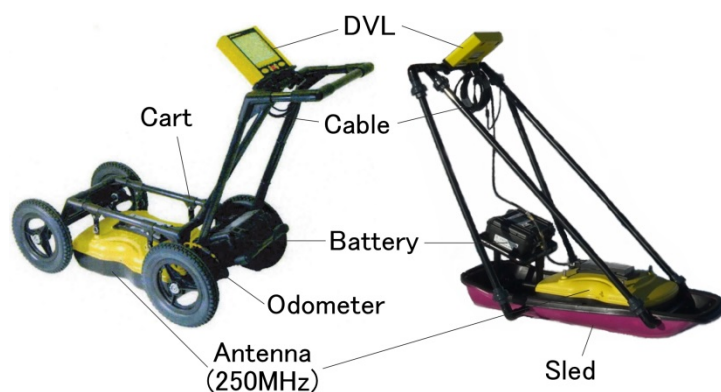


図 2-3 NOGGIN plus(左：Cart, 右：Sled)

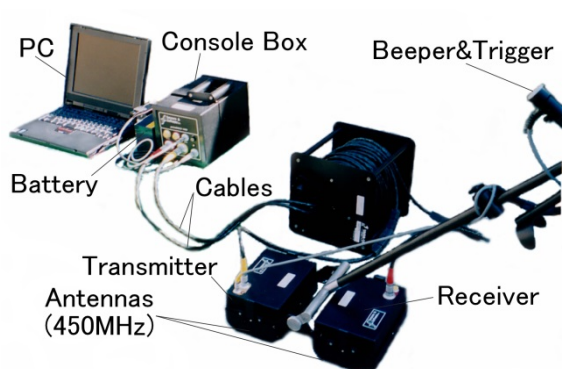


図 2-4 pulse EKKO 1000

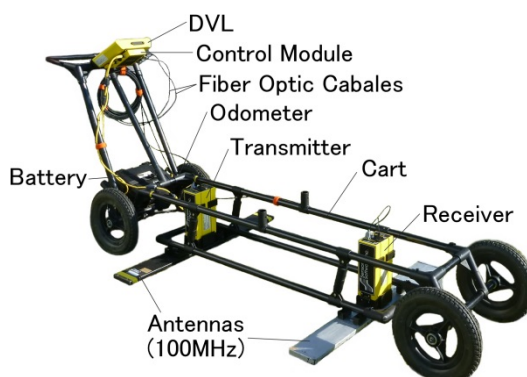


図 2-5 pulse EKKO Pro

### 2-1-3.測定方法と解析方法

GPR 探査の測定方法には、送信・受信アンテナを同時に移動させるプロファイル測定と、一点を中心に送信・受信アンテナを反対方向に移動させて行うワイドアングル測定がある。

プロファイル測定（図 2-6 左）では、両アンテナの間隔を一定にして、測線上を一定間隔でアンテナを移動させながら測定する。得られる記録は、横軸が水平距離、縦軸が反射時間として示され、地中での電磁波の速度が求まると、反射時間から深度が計算でき、測線下の地下の断面記録となる。

ワイドアングル測定（図 2-6 右）は、地中での電磁波の伝搬速度を求めるために行われる。ある一点を中心に送・受信アンテナをそれぞれ反対方向に移動させ、アンテナの間隔を徐々に広げて測定する。

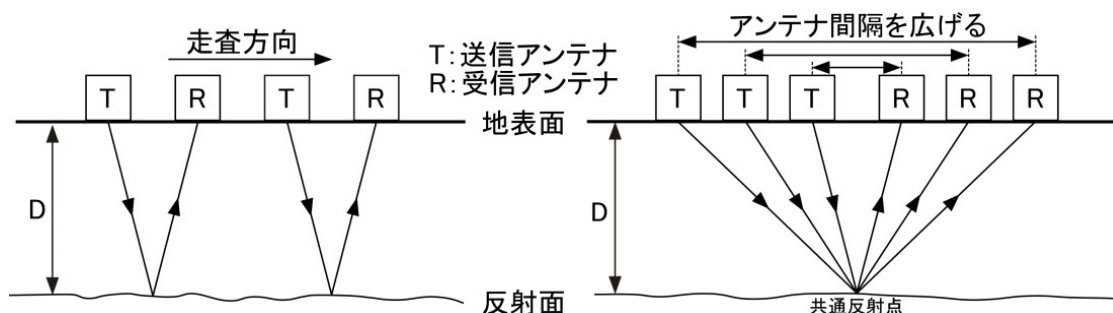


図 2-6 測定方法（左：プロファイル測定，右：ワイドアングル測定）

探査結果は、アンテナと地表面との不整合による地表面反射波の影響、多重反射等の様々なノイズが混入している。そのため、目的とする対象物からの信号が不鮮明な場合も多く、解析

作業では、測定データを処理・編集し、探査対象をわかりやすく表示・図示する。

本研究では、Sensors&Software社製の解析ソフトであるEKKO View Deluxe（鉛直断面図）とEKKO Mapper（水平面図）を用いて解析を行った。鉛直断面図（GPR profile 図）の表示にはEKKO View, 解析画像の三次元表示にはEKKO 3D, 水平面図(Timeslice 図)の表示にはFortner software社製のTransformを用いた。また、積雪深分布等の作図には、Golden software社製のSurferを使用した。以下に、これらのソフトを用いた解析方法を概説する。

#### <鉛直断面図による解析>

フィルタリングやデータの修正・調整を行う。まず各測点でのデータの0時（Timezero）、すなわち最初の反射が記録された位置を、時間軸の0に合わせる処理を行う。この処理により各測点の記録データを連続して正しく並べることができる。また必要に応じ、測線方向の反転（Reverse）や探査開始・終了位置の調整（Reposition）を行う。Reverseは、複数測線を設け、隣接の測線の探査方向が相互に反転している場合、探査方向を統一して表示する際に必要となる。次に、必要な反射波の抽出強調の為に、得られた波形のデータ処理を行う。これには各測点の波形に対して行う一次元的処理と連続する複数波形を用いる二次元処理がある。

一次元の波形処理には、低周波性のノイズ周波数を取り除くDewowフィルタや、特定の周波数領域を取り出すBandpassフィルタ、低周波数成分を取り出して、高周波数成分を抑制するLowpassフィルタやその逆のHighpassフィルタ、任意の割合で鉛直方向の移動平均をとるVerticalフィルタ等がある。また地中に送信された電磁波は、電磁波の拡散と減衰により伝搬距離と共にエネルギー密度は減少して、振幅が小さくなり、得られる信号強度も微弱になる。このような深い地点からの微弱な信号を増幅し、地表面からの強い反射波を抑制するための信号増幅処理（Gain処理）も一次元の波形処理に含まれる。増幅処理には、信号強度が変化しても出力信号レベルが一定になるように、信号強度に比例・反比例した適用増幅率により、全ての信号を均等化するAGC（Automatic Gain Control）や、エネルギーの球面拡散損失と指数関数的オーム散逸による補正を行うSEC（Spreading and Exponential Compensation）、受信時間（深度）について一定の値でデータを増幅するConst（Constant）等がある。

二次元的な波形処理としては、任意の割合で水平方向の移動平均をとるHorizontalフィルタや、傾斜している反射面を正しい空間位置に移動させるMigration処理が挙げられる。



<水平面図による解析>

本研究では、Timeslice 図法による二次元解析 (Conyers and Goodman, 1997) も行っている。この図法では、各測線のプロファイルを総合し、ある時間幅 (深度範囲) での走時データを選別する。そして、レーダ反射波の相対強度の平均化と内挿により、設定した深度範囲での地下構造を図化する。具体的には、二次元で整理した解析結果をもとに、反射の強弱を色分けしながら様々な深度で平面図を作成し、異常応答の変化を検討する。Timeslice 図法は、対象の平面分布が重要な研究で有効である。

#### 2-1-4.電磁波伝搬と誘電率

GPR は誘電率 (比誘電率) に依存する。次に、電磁波伝搬と誘電率の関係を述べる。

<電磁波の伝搬>

電磁波は、電場・磁場の周期変化が影響し合って伝搬する。地中での電磁波伝搬は伝搬媒質の導電性に影響を受ける。媒質の電氣的性質は、比誘電率  $\epsilon_r = \epsilon / \epsilon_0$  ( $\epsilon$ : 媒質の誘電率,  $\epsilon_0$ : 真空誘電率 ( $8.85 \times 10^{-12}$ )), 導電率  $\sigma$ , および比透磁率  $\mu_r = \mu / \mu_0$ , ( $\mu$ : 媒質の透磁率,  $\mu_0$ : 真空透磁率 ( $4\pi \times 10^{-7} \text{H/m}$ )) により表現される。一般の土壌では、金属鉱床等の特殊な場合を除いて、 $\mu = \mu_0$  と考えて良く、 $\mu_r = 1$  と近似できるので、GPR 探査では比誘電率と導電率が重要な要素になる。特に、レーダの様な高周波の電磁波では、比誘電率が伝搬速度に強く影響し、埋設物の位置・深さの推定で重要となる。また導電率は、電磁波の振幅の減衰量と可探深度を決める因子となる。比誘電率と導電率は分散性を示し、周波数により変化する。

電磁波の周波数が十分高く、導電率が小さい ( $(\sigma/\omega\epsilon)^2 \ll 1$ ,  $\omega = 2\pi f$ ) とき、電磁波の伝搬速度  $V$  は、

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \dots (2.1)$$

で表される ( $c$ : 真空中の電磁波伝搬速度  $= 3.0 \times 10^8 \text{m/s}$ )。また減衰率  $a$  は、

$$a = \frac{60\pi\rho}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad [\text{l/m}] \dots (2.2)$$

となる。含水状態や周波数帯により、(2.1)や(2.2)式が適用できない場合もある。

GPR 探査で得られる測定記録は時間断面であり、深度を求めるには地中での電磁波の伝搬速度を求める必要がある。速度の推定法として次の方法がある。

- Common Mid-Point (CMP) 探査から求める方法
- 点反射体からの回折波の形状を利用する方法 (Hyperbola fitting 法)
- 構成物の誘電率を直接測定する方法

< Common Mid-Point (CMP) 探査 >

図 2-6 右の様に、ある点(x=0)を中心に送受信アンテナを反対方向に一定距離で移動させ、アンテナ間隔を徐々に広げて行う探査であり、これによる反射波の走時は(2.3)式で表される (t : 反射波の走時 (往復伝搬時間) [ns], x : アンテナ間距離[m], v : 電磁波の伝搬速度[m/ns], d : 深度[m]).

$$t^2 = \frac{x^2 + 4d^2}{v^2} \dots (2.3)$$

図 2-7 には、実際の CMP 探査の結果を示す。記録にある幾つかの反射曲線 (双曲線) の水平距離と走時の座標を読みとり、時間(t)-水平距離(x)のグラフにプロットする。次にこのグラフから、(t<sup>2</sup>)-(x<sup>2</sup>)のグラフを作成すると、曲線反射が直線となり、その直線の傾きを求めれば、速度 v となる。また、直線の t<sup>2</sup> 軸との切片(x=0 のときの t の値)から反射面の深度が求められる。

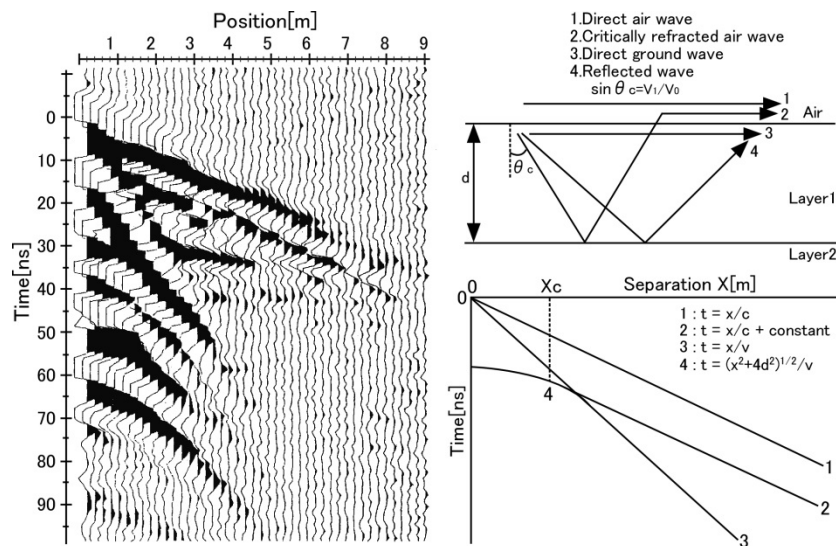


図 2-7 CMP 探査結果の例 (左) と時間 (t)-水平距離 (x) のグラフ (右)

< 誘電率の直接測定 >

式(2.1)で示した様に、比誘電率 ( $\epsilon_r$ ) を用いて、地中での伝搬速度は以下の様に求められる。この速度は、対象が単層で存在している場合に適用できる。複数の層が存在する場合は、各層毎に比誘電率を求めて、平均した全層の速度を求める必要がある。

比誘電率について、コンデンサの静電容量から説明する。物質の誘電率を真空での誘電率( $\epsilon_0$ )より大きいので、コンデンサの極板間に物質を挟むと、電気容量(C)が大きくなる。

極板間が真空の場合と誘電体を挟んだ場合の電気容量を  $C_0$ ,  $C$  とする時、

$$\epsilon_r = \frac{C}{C_0} = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad \epsilon_0 \text{ (真空での誘電率)} : 8.85 \times 10^{-12} (\text{F/m})$$

と、 $\epsilon_r$ をその誘電体の比誘電率をいう。静電場では、比誘電率は定数であるが、時間的に変動する交流電場では、比誘電率は先述の誘電分散の為に周波数により変化する(周波数依存)。地球の構成物質の100MHzでの比誘電率を、表2-1に示す。表の様に、同じ物質でも湿潤状態の方が比誘電率は高い。これは水の比誘電率が約80と非常に高いためである。

表 2-1 代表的な地球構成物質の100MHzにおける比誘電率(物理探査学会, 1998に加筆)

◎真空の誘電率  $\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} (\text{F/m})$

物質	比誘電率	物質	比誘電率
空気	1	砂(乾燥)	4-6
淡水(20°C)	80	砂(湿潤)	10-30
淡水(15°C)	82	砂岩(乾燥)	2-3
淡水(10°C)	84	砂岩(湿潤)	5-10
淡水(5°C)	86	頁岩(飽和状態)	6-9
海水	81-88	花崗岩(乾燥)	5
淡水氷	4	花崗岩(湿潤)	7
海水氷	4-8	石灰岩(乾燥)	7
雪(固結状態)	8-12	石灰岩(湿潤)	8
凍土	4-8	石炭(乾燥)	3.5
土壌(砂質・乾燥)	4-6	石炭(湿潤)	8
土壌(砂質・湿潤)	15-30	岩塩(乾燥)	4-7
土壌(火山灰質・乾燥)	4-6	大理石	8
土壌(火山灰質・湿潤)	10-20	アスファルト(乾燥)	2-4
土壌(粘土質・乾燥)	4-6	アスファルト(湿潤)	6-12
土壌(粘土質・湿潤)	10-15	コンクリート(乾燥)	4-10
粘土(乾燥)	2-6	コンクリート(湿潤)	10-20
粘土(湿潤)	15-40	ゴム	2.5-8.5
シルト(乾燥)	3-30	金属	$10^{11}$
シルト(湿潤)	10-40		

## 2-2.磁化研究の手法

### 2-2-1.残留磁化と段階交流消磁

土壌や岩石は、一般に強磁性鉱物が重量で数%含んでおり、永久磁石になる性質を有し、残留磁化（RM：remanent magnetization）を獲得することができる。残留磁化は、加熱冷却や堆積過程で獲得され、その当時の地磁気の方向と強さを記録する。熱残留磁化（TRM：thermo RM）と堆積残留磁化（DRM：depositional RM）が代表的な獲得機構である。そして、磁化は数千年後も残る程安定であり、磁化研究により過去の地磁気を復元できる。こうして考古時代の地磁気変化も研究され、年代推定にも活用されている。

試料の残留磁化には、粘性残留磁化や化学残留磁化など、後で不安定な二次磁化を獲得していることが多いので、初生磁化を求めるために、自然残留磁化（NRM：natural RM）を測定後に消磁を行う。段階交流消磁は、試料を交流磁場中に置いて、磁場の振幅を徐々に減少させて消磁する。印加磁場を段階的に強くして消磁と磁化測定を繰り返し二次磁化を除いて安定な磁化を抽出する。

消磁結果の解析には、ザイダーベルト図法（Zijdervelt, 1967）を用いる。この図法は、三次元ベクトルの磁化を水平面投影（水平成分）と鉛直面投影（鉛直成分）に分解して、磁化の方向と大きさを平面に示すものである（図 2-8）。水平面投影では、横軸に磁化の南北成分を、縦軸に東西成分を取った図に、データを黒丸で表す。また鉛直面投影では、横軸と同様に南北成分を、縦軸に上下成分を取った図に、白抜き丸でプロットする。この様にして、磁化を水平と鉛直の成分に分解して、それぞれを平面図に投影する。そして横軸（南北軸）を共通にして2枚の図を重ねることで、磁化ベクトルを二次元で表示する。

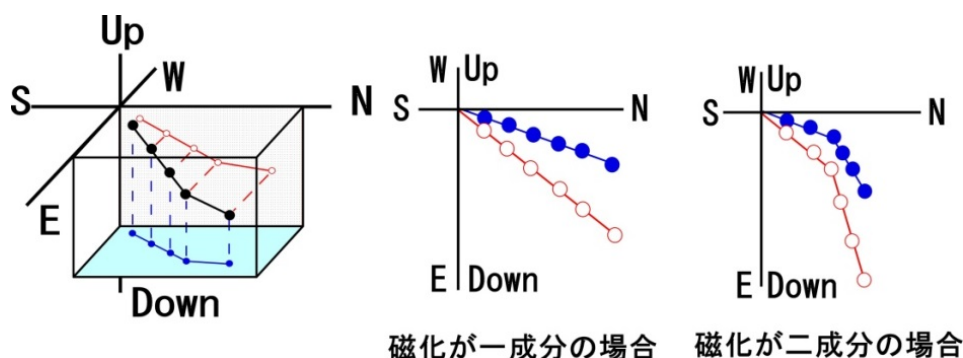


図 2-8 ザイダーベルトの概念図

残留磁化が安定な一成分の場合には、消磁磁場（また次節の熱消磁では加熱温度）を段階的に上げて、磁化方向は変わらずに強度が減少して、磁化の変化は図の原点に向かう直線上にプロットされる。二次的な磁化がある場合にはプロットは二つの直線に乗るなど複雑になる。磁化方向は、主成分分析法（Kirshvink, 1980）を用いてザイダーベルト図のプロットを解析して求めた。

磁化方向の測定結果は、フィッシャー統計（Fisher, 1953）を用いて平均値と信頼度パラメータ（95%信頼角  $\alpha_{95}$ ）を求めて検討した。

### 2-2-2.熱消磁実験

磁化の温度特性を、熱消磁により求めた。第4章の火山噴出の熱履歴研究で用いる。

この実験は、試料を段階的に加熱して、加熱後に無磁場空間で冷却し、磁化方向と強度の温度変化を調べる。試料に含まれる磁性鉱物のキュリー温度が測定可能な最高温度となり、一般には 570~670°C である。磁化の温度変化の解析は、前節の交流消磁と同様に、ザイダーベルト図を用いて行った。加熱実験は、夏原技研製電気炉（DEM-8602C）を用いて、アルゴン雰囲気下で実施した。

### 第3章 雪氷構造の研究

雪氷学分野における物理探査の導入は、氷原の厚さの計測に GPR 探査が利用されたのが始まりで、積雪構造の調査（酒井他，1999a；山本他，2004 等）でも有用性が示されて．現在，南極では雪上車に GPR を搭載し，深層氷や氷河の内部構造の解明の調査にも利用されている（Kohler et al., 1997；Moorman et al., 2003 等）．空気と水，氷が構成要素である雪氷は，電磁波伝搬の理論が適用し易い．

本章では，GPR による雪氷に関する研究の成果を述べる．まず室内実験で研究方法を高めて，その後，山岳地域の積雪の研究を行った．GPR による雪渓や化石氷体の探査（酒井他，2006；中埜他，2007）の精度を高める研究にもつながる．

#### 3-1. 低温室の供試体と野外実験地での GPR 探査

##### 3-1-1. 人工雪での実験

気温・降雪量等の条件をコントロールできる低温室で，結晶構造が比較的均一な人工雪を用いた実験を行った．実験は，2007 年 6 月に雪氷防災研究センター新庄支所の雪氷防災実験棟（室温 $-10^{\circ}\text{C}$ ）にて実施した．

まず人工雪を木枠に詰めて圧密し，90(W)×90(D)×80(H)cm の積雪モデルを作製した．探査には，pulse EKKO 1000 を使用し，積雪モデルの大きさを考慮して，分解能の高い 1200MHz アンテナを用いた（図 3-1）．氷板と水みちを対象とした実験（図 3-2）では，全層密度  $0.42\text{g}/\text{cm}^3$  の雪に，実験室床面から 40cm の高さに厚さ 2cm の氷板を入れ，スノーサンプラーで氷板まで空洞を作った．そして空洞にざらめ雪（密度  $0.62\text{g}/\text{cm}^3$ ）を詰め， $0^{\circ}\text{C}$  の水を 200cc ずつ 2 回（計 400cc）流入し，状態変化による反射パターンを検討した．



図 3-1 測定風景

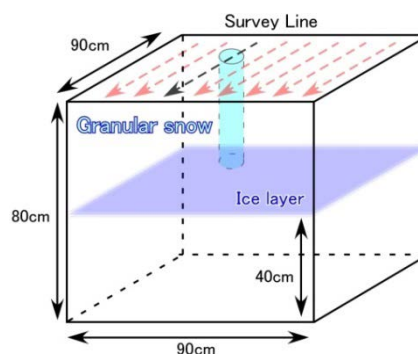


図 3-2 氷板と水みちのモデル実験

## (1)実験結果と考察

以下では、図 3-2 の黒破線の測線での探查結果を代表例として述べる。

①積雪モデルの内部に氷板が入っている状態の結果（図 3-3）では、床面より 40cm の位置に、氷板の強い反射（青破線）が得られた。

②①の状態に 200cc の水を流入した状態の結果（図 3-4）では、緑破線の範囲で強い反射が確認できる。

③②の状態に 200cc（計 400cc）の水を流入した状態の結果（図 3-5）では、氷板の上部に見られた強い反射は認められず、氷板の反射も曖昧になった。

以上の反射パターンの変化は、次の様に考えられる。水の流入により、積雪内に空隙が形成され、強い反射が生じる。水は空隙を形成しながら氷板まで達する。水の流入量が増えて、氷板上部に水が溜まるとレーダ波の減衰が生じ、氷板の反射と上部の空隙による反射は確認できなくなった。図 3-6 の写真には、探查後の積雪内の状況を示す。黒破線は、ざらめ雪を詰めた範囲である。氷板上部の積雪には、不凍水域（青破線）が確認された。実験結果から、積雪層内の氷板と水の流下で生じる水みちは、強い反射領域として検出できるとわかった。泉他（2009）に詳細を示している。

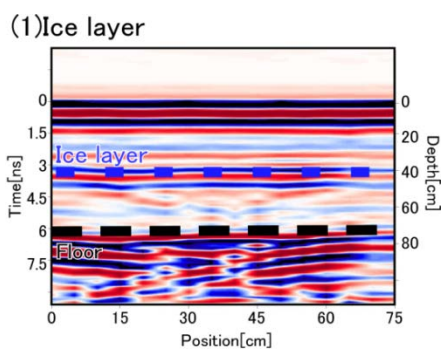


図 3-3 氷板だけの結果

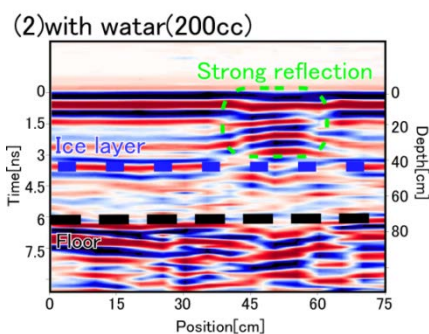


図 3-4 200cc の水を流入した結果

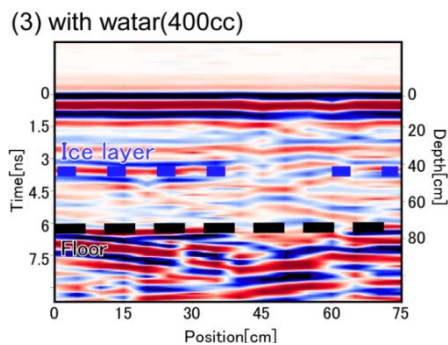


図 3-5 400cc の水を流入した結果

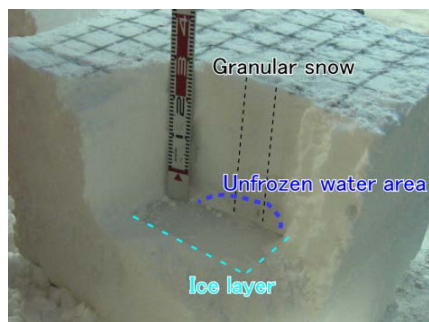


図 3-6 探查後の積雪内の構造

## (2)まとめ

雪氷構造の研究における GPR 探査の解析精度を高めることを目的に、人工雪を用いた実験を実施した。氷板と水みちを対象とした実験では、水の流入（水みちの形成）による強い反射が確認できた。水の流入量を増やすと、強い反射が消えて、下部の氷板の反射も弱くなった。これは氷板上部に不凍水域が形成され、レーダ波の減衰が生じたと解釈できた。

### 3-1-2.氷体モデルでの実験

GPR 探査を用いて氷体の内部構造を研究する為には、氷内部の状態変化によるレーダ波の反射パターンを把握する必要がある。高周波レーダを使用して、氷体間に作った空隙、水や砂礫等の応答を検討した。

実験は、長岡雪氷防災研究センター低温実験室にて行った。上層が 60(W)×60(D)×20(H)cm、下層が 60(W)×60(D)×60(H)cm の氷のブロックを作り、上層の氷を吊り上げて、氷体間の条件（空隙、砂礫、水、砂礫と水）と層厚を変えながら、探査を実施した。探査には、pulse EKKO 1000（1200MHz）を用いた。図 3-7 に探査風景を示す。



図 3-7 探査風景

#### (1)実験結果と考察

図 3-8 は層厚 5cm における各条件での代表的な探査結果である。

- ①空隙を対象とした実験では、空隙がない状態では反射がなく、空隙を作ると下層の氷の表面に新たな反射が得られた。
  - ②砂礫を対象とした実験では、氷と砂礫の比誘電率にあまり差がなく、明確な反射の変化は得られなかった。
  - ③水を対象とした実験では、水によるレーダ波の減衰と多重反射が得られた。氷体間に水が存在する場合、探査結果の解釈に留意する必要がある。
  - ④砂礫と水を対象とした実験では、湿潤な砂礫による反射と下層の氷の反射が得られた。また、水位が増えるにつれ、水による減衰と多重反射が強くなって、下層の氷が検出できなくなった。
- ①～④の状態、全層の伝搬速度を求めると、それぞれ 0.166m/ns, 0.151m/ns, 0.136m/ns,



0.140m/ns と速度が変化していた。比誘電率は、氷が 4，砂礫が 5，水が 80，湿潤な砂礫が約 30 として計算しており，理論値との差も少ない。

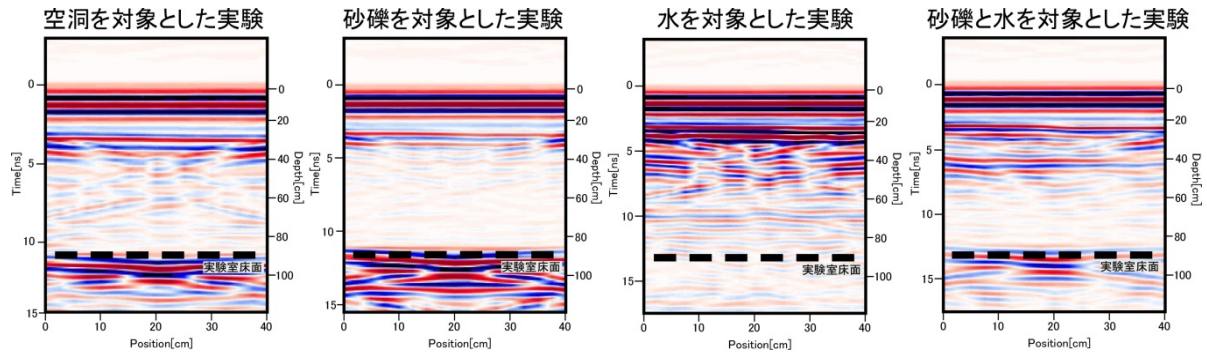


図 3-8 各条件での代表的な探査結果（層厚は 5 cm）

## (2)まとめ

低温室での実験により，GPR で氷体間の構造変化に伴う，反射パターンの基礎データを得ることができた。これは，野外での GPR による雪氷研究でも有用となる。そして，中埜 (2010) が示した内蔵助雪渓での探査等の GPR による雪渓や化石氷体の研究にも寄与できる。泉 (2010) に詳細を示している。

### 3-1-3. 野外実験地での観測

立山カルデラ砂防博物館（標高約 470m）の屋上において，融雪期の積雪構造の探査を行った（図 3-9）。左図の様に，6×12m の観測範囲に 11m 長の測線を 1m 間隔で設けた。探査には，pulse EKKO 1000（900MHz）を用いた。探査は 2006 年 2 月 6-10,12,14,16,18,20 日の 10 日間で行った。測定後に近傍で断面観測を実施した。

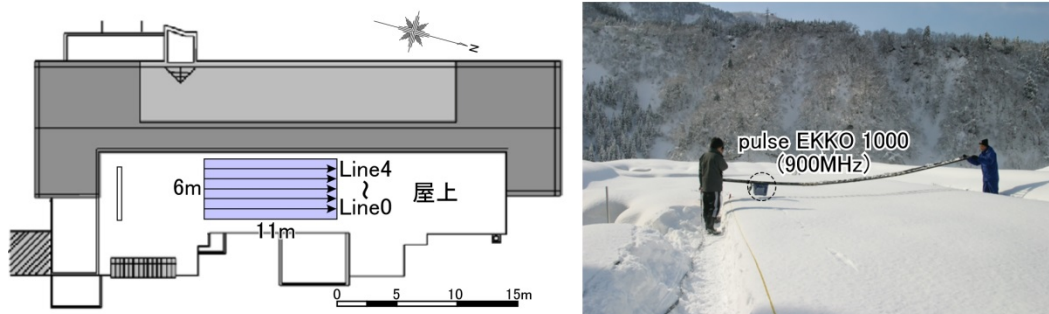


図 3-9 立山カルデラ砂防博物館の屋上での観測範囲と探査の実施状況

### (1)観測結果と考察

各測線のデータを統合して作製した3次元図の例を、図3-10に示している。左図の2月6日の探査では、しまり雪とざらめ雪の雪質の変化が捉えられた。900MHzアンテナの分解能では、雪質の微小な状態の変化の検討は難しいが、層構造にある程度の厚みがある場合、空隙率の変化が反射パターンに影響する可能性がある。右図の2月14日の結果では、雪の表面から下へ強い反射が認められる。これは水みちの反応と考えられる。

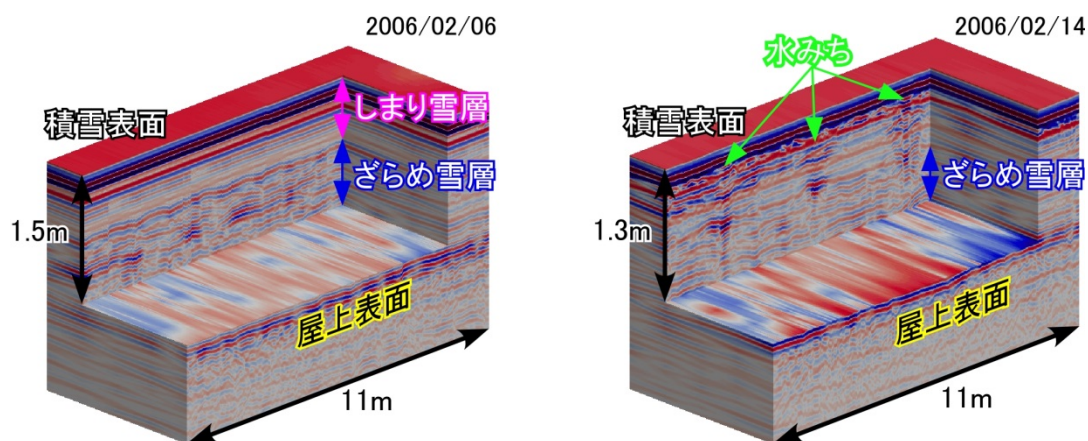


図3-10 代表的な探査結果（左：2月6日，右：2月14日）

### (2)まとめ

野外での実験研究でも、GPRにより水みちを含む積雪構造が研究できた。複数の測線の結果を合わせて三次元の構造も研究でき、その時間変化から雪質の変化も検討できた。雪氷構造の研究においてGPRは有用であるが、本研究の様に実験での基礎データを踏まえた研究が不可欠である。今後は、雪の粒径による反射の変化を課題とした研究も必要と考えている。

## 3-2.山岳地域の積雪の研究

### 3-2-1.積雪構造の探査

#### (1)室堂平における探査

積雪深や氷板の数や厚さ等の内部構造は、気候変動の指標ともなる。山岳地域における融雪期の積雪とその構造について、GPRによる研究を行った。

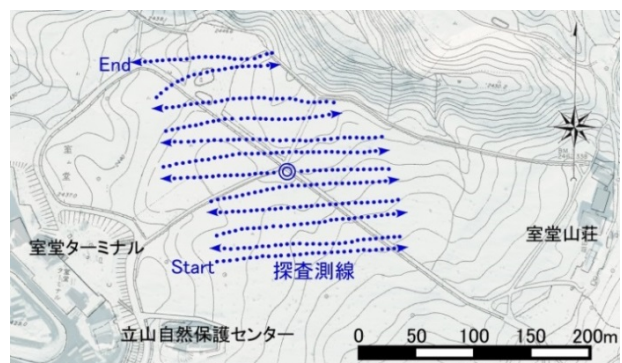


図3-11 2007年5月の探査範囲（◎が基準点）

調査は2007年の5-7月に立山・室堂平（標高約2450m）において実施した。装置はNOGGIN plus（500MHz）を使用した。5月の調査範囲を図3-11に示す。◎を基準に150×150mの範囲において、12本の測線で調査した。6月は10本、7月は11本の測線で行った。本研究では測線設定にD-GPSを導入した。これにより、5m間隔で位置情報を取得してGPRを追従することで、広範囲を迅速に調査が可能になった。

図3-12に、5-7月の基準測線上での調査結果を示す。5月の結果（上図）では、基準点付近での積雪深は7mあり、表面から1mと2m地点に氷板層（青破線）の反応が認められる。6月（中図）には、基準点の積雪深は4.5mに減少し、5月にあった氷板層は、ほぼ消失していた。7月（下図）の基準点付近の積雪深は2mに減少した。レーダ波の伝搬速度は5月が0.187m/ns、6月が0.177m/ns、7月が0.166m/nsと徐々に低下しており、これは積雪層内に融雪水が蓄積されていることを示している。

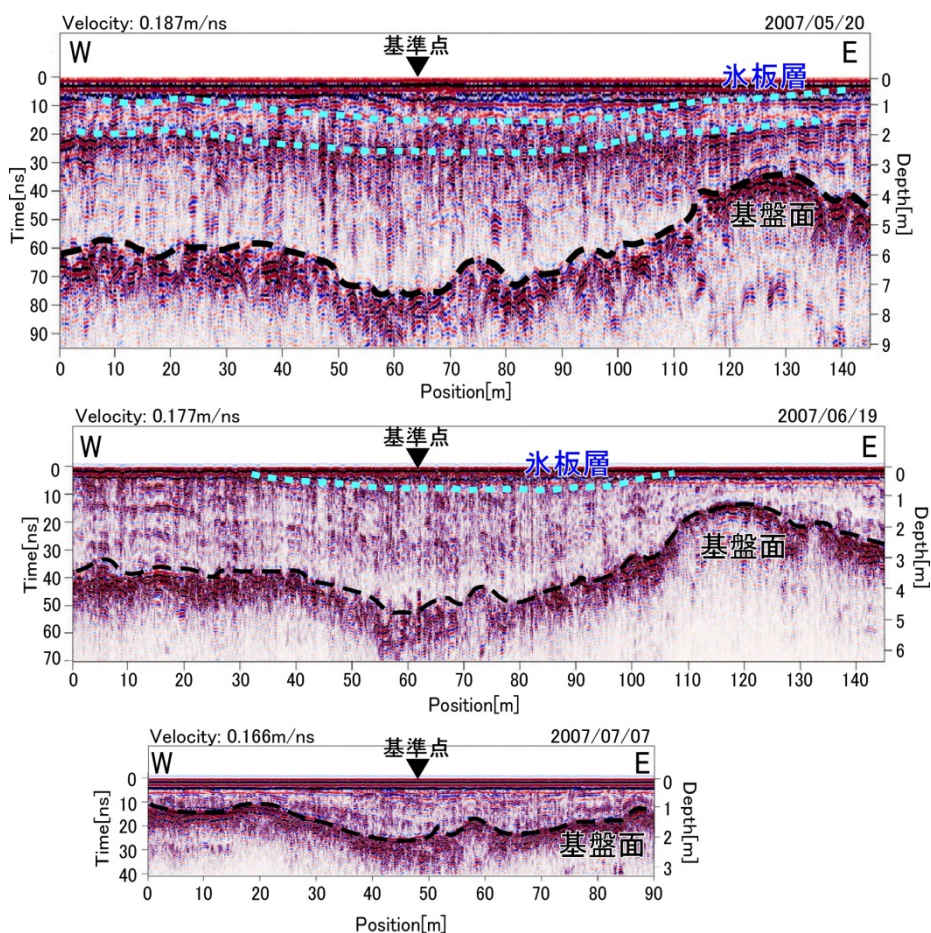


図 3-12 室堂平における基準測線上の調査結果（上：5月，中：6月，下：7月）

GPR 探査により基盤面の反応が明瞭に捉えられ、積雪深の推定が十分に可能であるとわかった。図 3-13 には、探査で得た積雪深と D-GPS の測位データから、積雪深の分布図を作成した。上から、5 月、6 月、7 月の結果である。探査の基準点から北側へ約 50m の地点で、積雪深が最も深く、その位置は変わっていない。また、室堂平における平均積雪深を算出すると、各月の平均積雪深の減少は、5.3m、3.3m、1.6m と示された。GPR で得られた広範囲の積雪深は、今後、積雪深計等の観測機器を設置する際にも有益な情報となる。

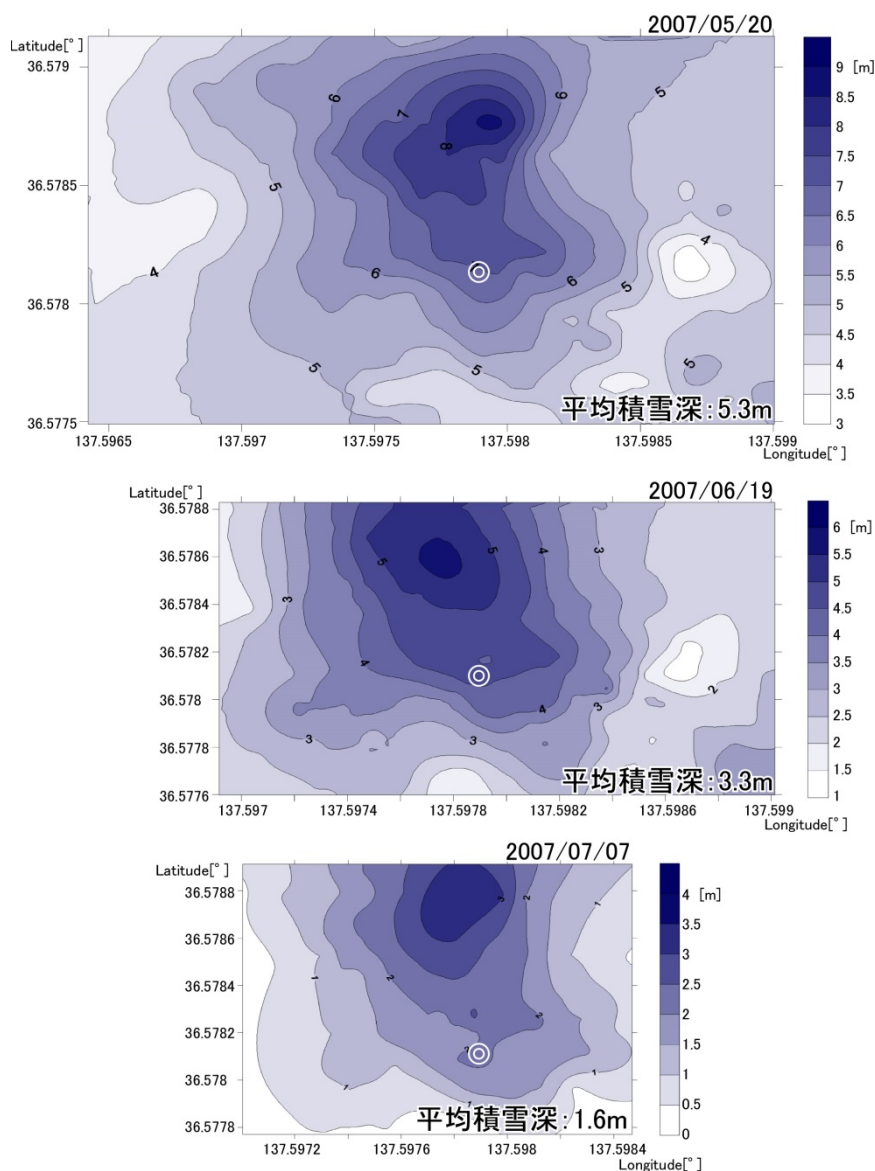


図 3-13 室堂平における 5-7 月の積雪深の分布 (◎が基準点)

## (2)雪の大谷における探査

地形や風による積雪構造の変化を検討する為、雪の大谷において、GPR 探査を実施した。装置には NOGGIN plus (250MHz) を使用し、図 3-14 の様に、約 700m 長の測線で探査した。

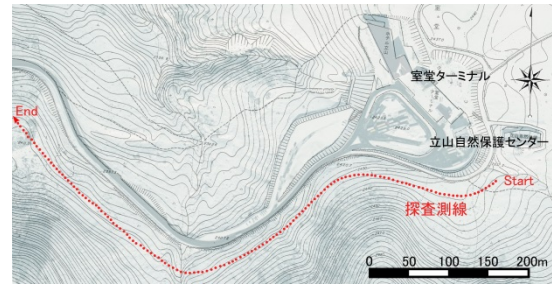


図 3-14 雪の大谷における探査測線

図 3-15 の探査結果では、地形図と D-GPS の測位データを基に、地形補正を施している。探査で得た基盤面は、概ね地形図と一致した。特徴的な構造を認めた範囲 (Area1-3) は拡大して示した。Area1 では、基盤面の地形に積雪深が依存しておらず、風の影響を強く受けたことを示している。Area2 は谷部であるが、氷板層上部に反射の強い領域がある。これは融雪水の流れた跡 (水みち) を示している。基盤面付近に反射の弱い領域があり、融雪水が溜まっていたと推察できる。Area3 は、雪の大谷で最も積雪深の深い範囲である。Area1 の結果と比較すると、氷板層間の雪の厚みに差がある。風による影響で、Area1 は吹きだまりと吹き払い、Area3 は吹きだまりにより、氷板層間に堆積した雪の厚みに明瞭な差ができたことがわかる。

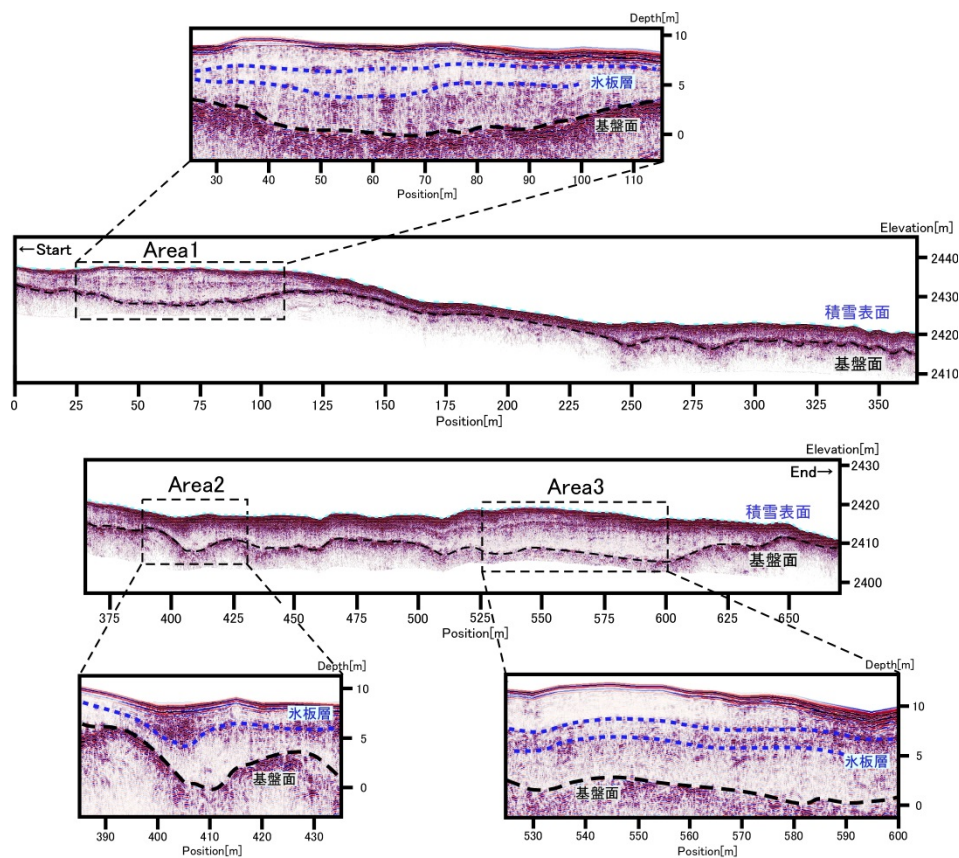


図 3-15 雪の大谷での探査結果

### (3)まとめ

立山室堂平と雪の大谷において、GPR 探査による積雪構造の研究を行った。室堂平では、広範囲の積雪深の分布が検討できた。これは、今後の室堂平の積雪水量の算出にも有用な成果となる。雪の大谷では、降雪量と積雪深が対応しない範囲があり、その原因は風による吹きだまりや吹き払いの影響であることが確認できた。また、谷部の探査では、レーダ波の減衰が認められ、融雪水の溜まりを示していた。

#### 3-2-2.融雪過程の研究

GPR 探査は、非破壊での観測となるので、同じ地点における時間変化を研究できることが利点である。図 3-16 に示す様に、室堂平において 10m 四方の範囲を設けて、2008 年 5-6 月の融雪の進行過程を研究した。

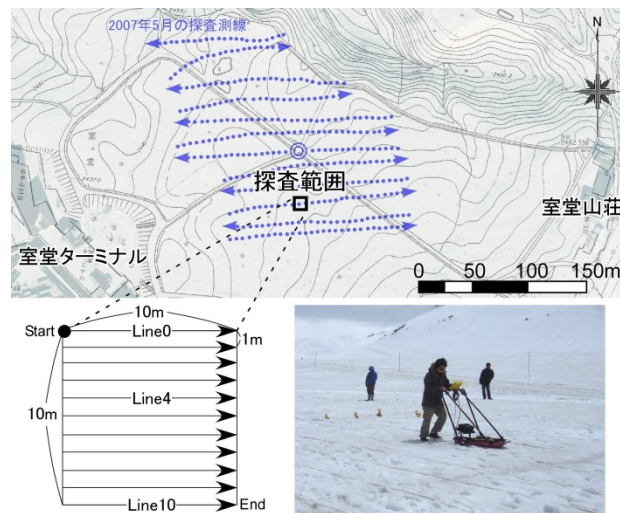


図 3-16 定点観測の実施箇所と実施状況

#### (1)融雪の進行過程の研究

図 3-17 は、5 月 8 日の探査での Line4 における結果である。積雪深は 6m あり、氷板層が深度 3m に確認できる。融雪の進行状況を探るため、氷板層の上層(a)と下層(b)の層厚の変化を検討した。図 3-18 では、5 月 8,15,19,28 日の 4 回の探査結果について、5 月 8 日の層厚を基準に、層厚比を計算して比較している。上層(a)は時間変化に伴って層厚が減少しているが、下層(b)にはあまり変化が見られなかった。地熱の低い地域では、表面から融雪が進む(日本雪氷学会, 1990)。本研究の GPR 探査でも、融雪が積雪表面から進行することが示された。

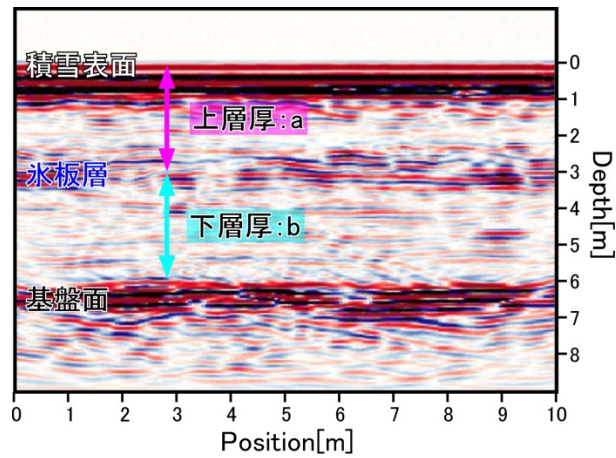


図 3-17 代表的な探査結果 (5月8日)

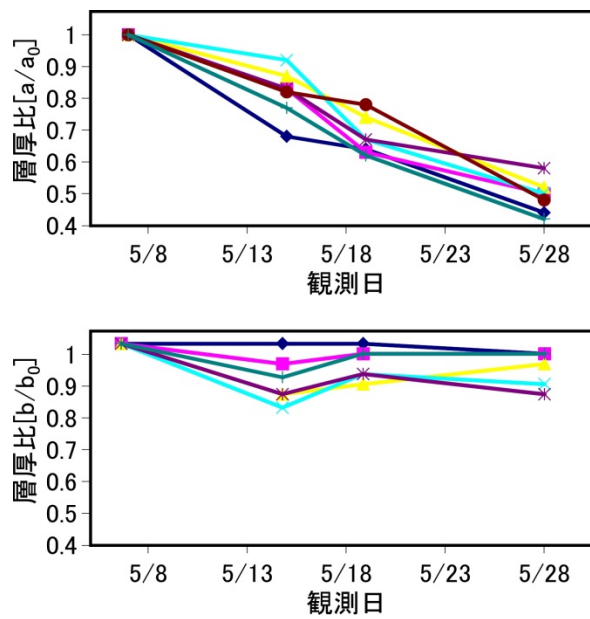


図 3-18 上層 (a) と下層 (b) の層厚比の比較

## (2)水みちの形成過程の研究

図 3-19 には、5月19日 (左図) と6月8日 (右図) の探査結果を示す。各図では、上に Line4 における GPR profile 図、下に各測線のデータを統合して作った Timeslice 図 (6ns 毎) を示している。5月には3層の氷板層が認められる。そして、距離 9m に水みちがあり、深度 2m (2層目) まで到達しているとわかる。6月では、上部約 1.5m の雪が融けて、1層目の氷板層は消失しており、内部に2層の氷板層がある。9m 地点の水みちは、地表まで到達しており、距離

4.5m には、2 層目の氷板層から新たな水みちが形成されている。Timeslice 図では、白破線で水みちの経路を示している。

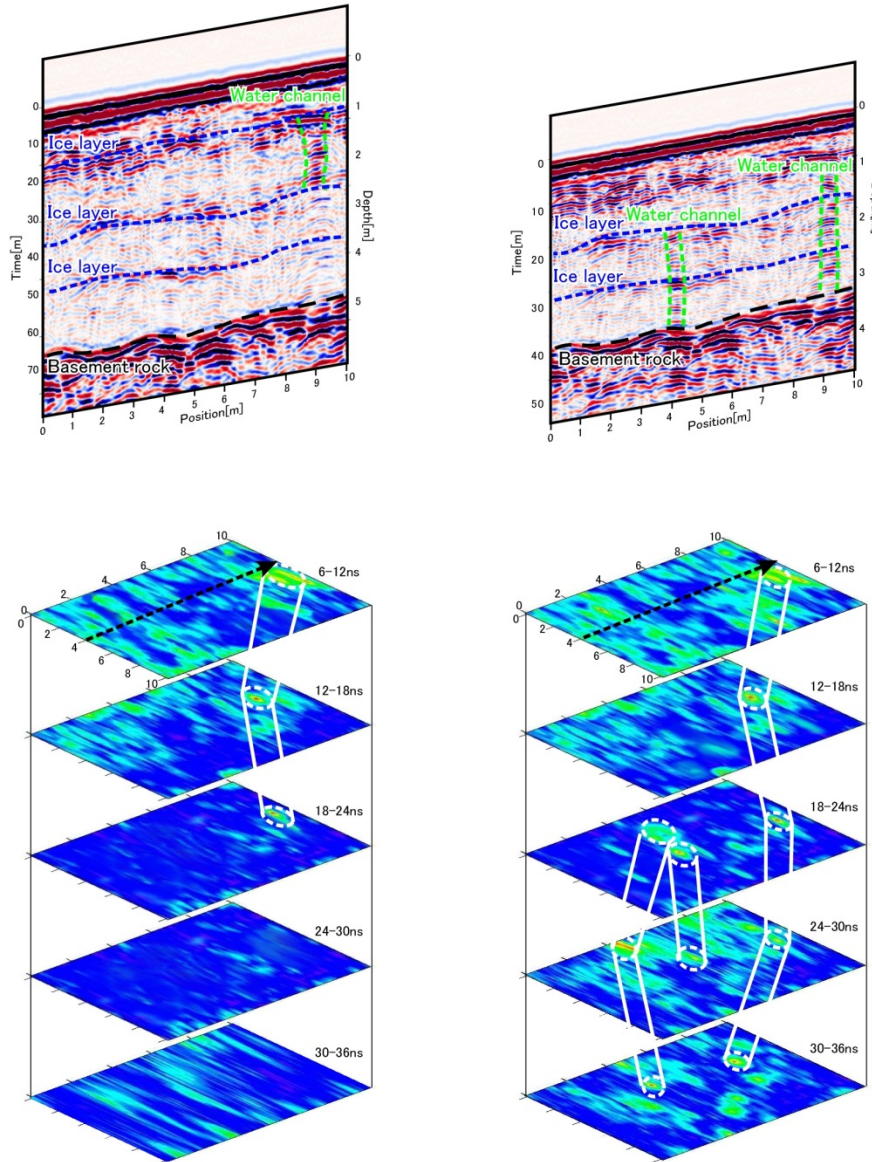


図 3-19 水みちの形成過程と経路（左：5月，右：6月）

### (3)まとめ

GPR により融雪期の積雪構造の変化を捉えることができた。室堂平では積雪表面からの融雪の進行が優位であり、積雪層内に形成される水みちの経路の研究も行えた。今後、GPR を新たな方法として、積雪内の融雪水の挙動を捉え、融雪期の災害の発生要因の研究にもつなげたいと考える。



## 第4章 雪氷に関する複合災害の研究

雪氷に関する自然災害として、豪雪や雪崩、融雪災害（融雪洪水・雪泥流）等がある。北海道等では凍土・凍上の被害も深刻である（日本雪氷学会；2005）。Nakano and Sakai (2008)では、凍土実験地の研究から GPR が凍土分布の可視化に有効であることを示している。近年は、山岳地域で凍結により堆積土が融雪期に土砂災害を起こす現象が砂防での重要課題となっている。本章では、雪氷に関する災害として、地震時の雪崩と斜面崩壊の複合災害および、火山噴火の噴出物による融雪型火山泥流について行った研究を述べる。

### 4-1.積雪地域での斜面崩壊に伴う雪崩堆積物の研究

豪雪地帯で冬季や融雪期に斜面崩壊が発生すると、崩壊土砂は雪を巻き込んで被害が大きくなる。そして、土砂内に残る雪が融雪水となり地盤のゆるみや陥没を起こし、二次災害を発生させることが指摘されている(伊藤, 2003)。積雪地で地震等による土砂災害が起きると、通常より大きな被害になる可能性があり、その研究が重要になっている

2011年3月12日に長野県北部地震（M6.7）が発生した際、新潟県津南町辰ノ口地区では地震動に誘発されて、大規模な土砂崩壊が生じた。そして雪を巻き込んだ土砂が下流域で被害を及ぼした。この地域で、二次災害の原因となる地中の雪（氷）の状況を GPR で探査した。従来、土砂に埋没した積雪は殆ど研究されていない。

#### 4-1-1.氷の埋設地での探査実験

##### 4-1-1-1.実験概要

2011年9月に京都大学防災研究所の穂高砂防観測所敷地内で、氷の埋設実験を行った。土壌（腐植土）に2m四方の範囲を設け、中央に0.5m(W)×0.4m(D)×0.2m(H)の氷を埋めて、土を5cm被せた。装置はNOGGIN plus (500MHz)を用いて、測線間隔0.25mで探査した（図4-1）。



図4-1 探査風景と測線の設定状況

#### 4-1-1-2.実験結果と考察

野外での実験は、(1)地中に氷を埋設する前、(2)氷を埋設した状態、(3)内部に水を入れた氷を埋設した状態の3条件で行った。図4-2には、条件(1)-(3)で氷試料の上を通る測線での探査結果を示す。(1)の結果では、異常は認められない。氷を埋設した(2)の結果では、黒破線で囲む範囲に、氷によるレーダ波の強い反射がある。(3)の状態では、氷の反射の他に、水による反射が深部へ多重反射となっている。

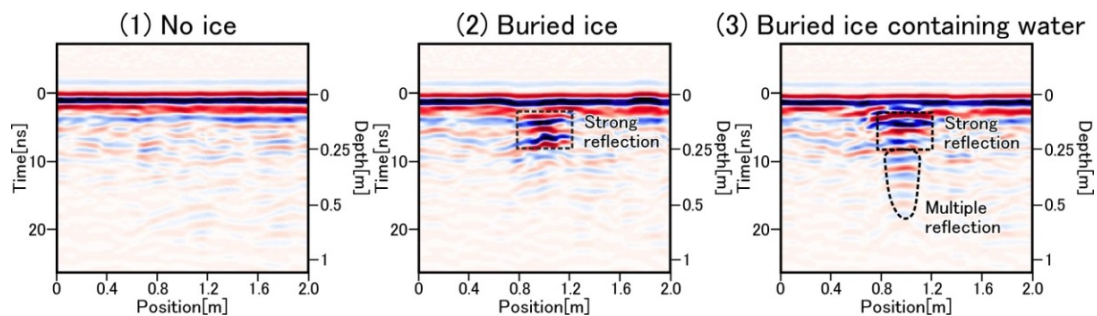


図4-2 氷の埋設実験の探査結果：(1)埋設前、(2)氷を埋設、(3)水の入った氷を埋設

図4-3は、深度0.12-0.3m(4-10ns)でのTimeslice図である。(2)の結果では、氷の埋設箇所に、反射の強い領域があり、(3)では、水によるレーダ波の減衰が生じている。

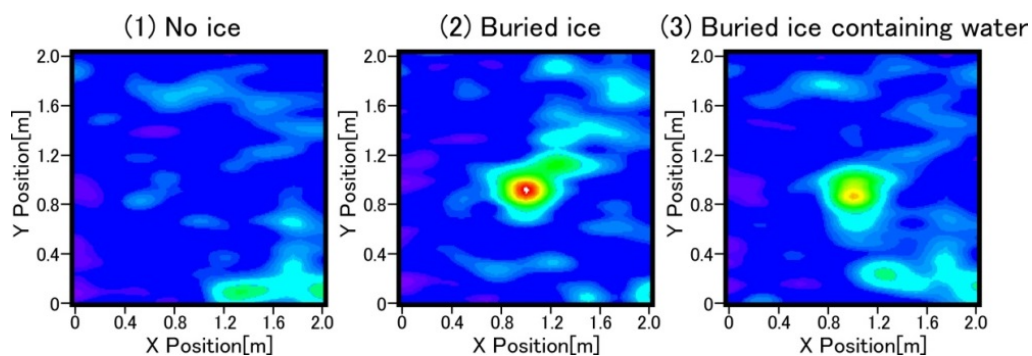


図4-3 氷の埋設実験のTimeslice図(深度0.12-0.3m)

: (1)埋設前、(2)氷を埋設、(3)水の入った氷を埋設

## 4-1-2.地中の雪の探査実験

### 4-1-2-1.実験概要

2012年3月に地中に雪を埋設した実験を行った。土壌は、腐植土と赤土の混合土である。1m四方の範囲を設け、中央に0.2m(W)×0.2m(D)×0.15m(H)の雪（密度592.6kg/m<sup>3</sup>）を埋めた。測線間隔は0.1mで、pulse EKKO 1000 (1200MHz)を用いた（図4-4）。実験は、(1)雪の埋設前、(2)雪を埋設した直後、(3)雪を埋設して15分後の3条件で行った。



図 4-4 測定風景と測線の設定状況

### 4-1-2-2.実験結果と考察

条件(1)-(3)における、雪の直上を通る測線の探査結果を図4-5に示す。雪を埋設する前の(1)の結果と比較して、変化をみた。雪を埋設した直後の(2)では、破線で囲む範囲に雪による強い反射領域がある。(3)の雪を埋設した15分後の状態では、融雪水による多重反射が生じている。

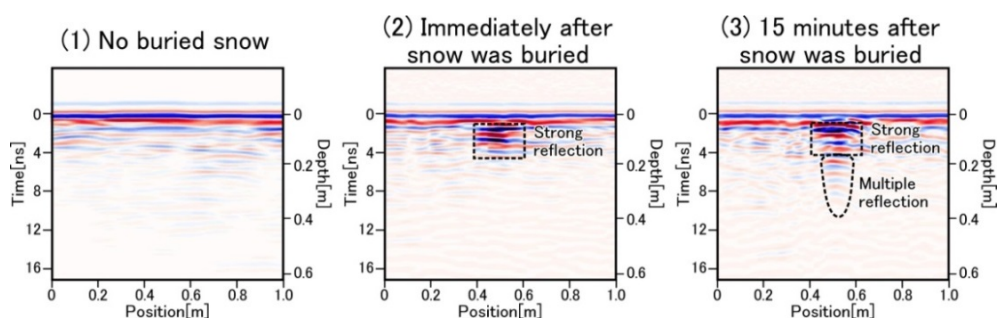


図 4-5 雪の埋設実験の結果：(1)埋設前、(2)埋設の直後、(3)埋設の15分後

深度0.06-0.18m(2-5ns)でのTimeslice図を図4-6に示す。(2)の結果では、雪を埋めた箇所が強い反射領域となっている。そして(3)では、融雪水でレーダ波の減衰が生じている。

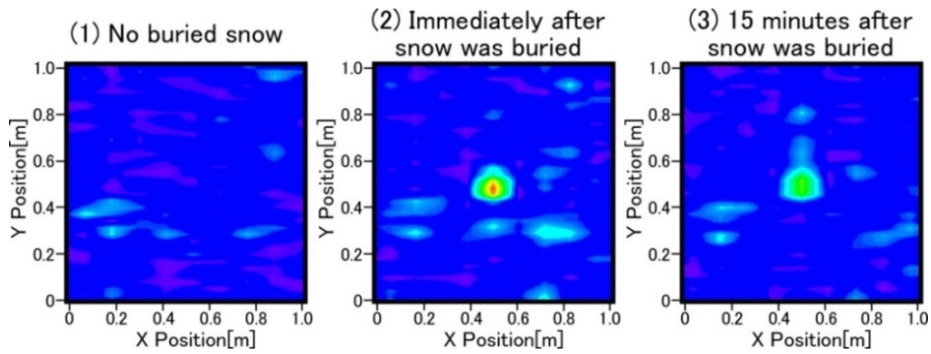


図 4-6 雪の埋設実験の Timeslice 図 (深度 0.06-0.18m)

: (1)埋設前, (2)埋設の直後, (3)埋設の 15 分後

### 4-1-3.土砂崩壊地域での GPR 探査

#### 4-1-3-1.探査概要

2011 年 3 月 12 日に、長野県北部地震 (M6.7) が発生した。新潟県津南町辰ノ口地区では地震動に誘発されて、烏帽子形山北東向きの斜面の稜線付近で土砂崩壊が生じた。崩壊の規模は 130×130m 程であり、幅 50-100m で約 760m に渡って雪を巻き込んだ土砂が流出し、国道 353 号線を埋塞した (上石他, 2012; 保柳他, 2012)。

本研究では、この雪を巻き込んだ土砂堆積地において、地中の雪を探る為に GPR 探査を行った。図 4-7 には、被災地域の地図を示している。図では、土砂の崩壊箇所を赤色、流出した土砂の範囲を青色で表している。図中の矢印は、GPR 探査を行った測線の位置、方向と測線長を示している。また、◎の地点はその後に掘削が行われた箇所である。図 4-8 に、2011 年 8 月の被災地域の状況を示す。国道の土砂は撤去されているが、周囲には流出した土砂、巨礫や倒木などが点在していた。地表には雪塊が露出しており、周囲の水たまりの温度が 0°C で、堆積土砂の内部に雪が残っている可能性が考えられた。

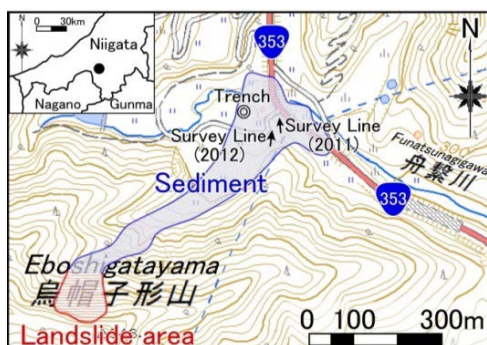


図 4-7 津南町辰ノ口地区の位置



図 4-8 土砂崩壊地の状況

### 4-1-3-2. 探査結果と考察

#### (1) 2011年8月の調査

探査は、堆積土砂上に長さ36.5mの測線を設定して行った。探査位置は、崩落箇所から約700mの地域である。雪の埋没深度が不明なため、周波数250MHzと100MHzのアンテナを用いて探査を実施した。探査実施状況と測線を図4-9に示す。

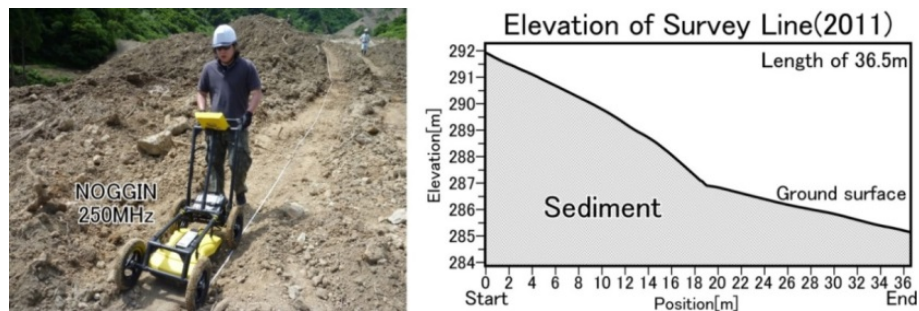


図4-9 探査実施状況と測線の高度（2011年）

結果の解析には、Common Mid-point(CMP)探査（Annan and Cosway, 1992）から算出した平均伝搬速度 0.06m/ns を用いた。また測線上の高度を D-GPS で測定し、地形補正を施した。代表的な探査結果を図4-10に示す。(a)は250MHz、(b)は100MHzの結果を示している。共に約14-24mの地中に強い反射領域が認められ、周波数100MHzの結果の方がより鮮明になっている。図中の破線の範囲が、土砂内の雪を捉えた反応と考えられる。

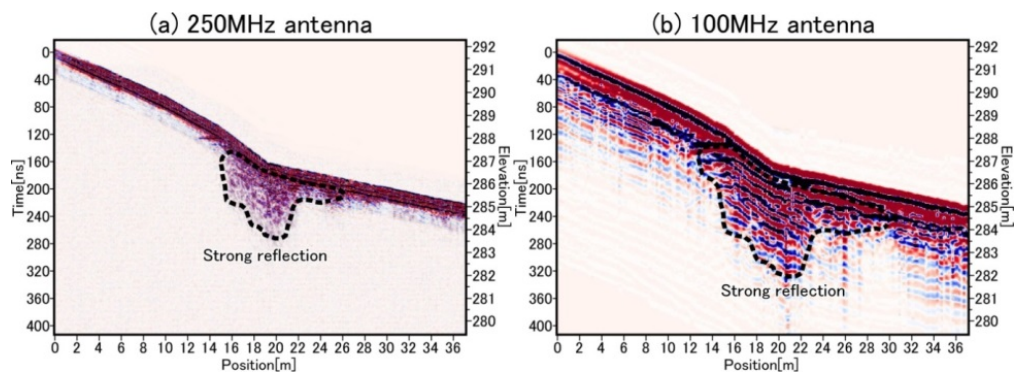


図4-10 2011年の探査結果：(a) 250MHz、(b) 100MHz

## (2)2012 年 11 月の調査

2012 年 10 月に復旧工事現場において、堆積土砂の水抜き孔から 0℃の水の流出が認められた。その為、新潟県により水抜き孔の付近で堆積土砂の掘削作業が行われた。掘削状況を図 4-11 に示す。そして、地表面から 4.2m 深度までの土砂堆積物の下に厚さ約 1m の雪が検出された。雪は圧縮されて硬く、氷の様な状態になっていた。1 年が経過しても、未だ土砂内に雪が残存していることが確認された。



図 4-11 掘削状況

2012 年 11 月に 40m 長の測線を設定し、探査を行った。図 4-12 に実施状況と測線の高度を示す。この時点で、水抜き孔から流出する水の温度は 5℃まで上っており、内部の雪は徐々に減少していると考えられる。

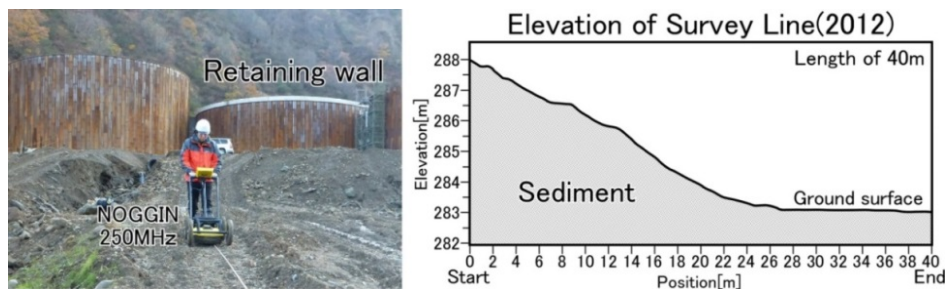


図 4-12 探査実施状況と測線の高度 (2012 年)

結果の解析には、CMP 探査から算出した伝搬速度 0.05m/ns を用いた。代表的な探査結果を図 4-13 に示す。(a)250MHz と(b)100MHz は共に、距離 28-30m と 34m に多重反射が認められる。この地点には地表面に雨水の水たまりがあり、その反応と考えられる。それに加えて、100MHz の結果には距離 22m、深度 2.5-3m に明確な反射がある。反射パターンから岩や土質変化とは考え難い、実験で地中の雪が示した強い反射を踏まえ、この反応は土砂内の雪を捉えた可能性が高い。

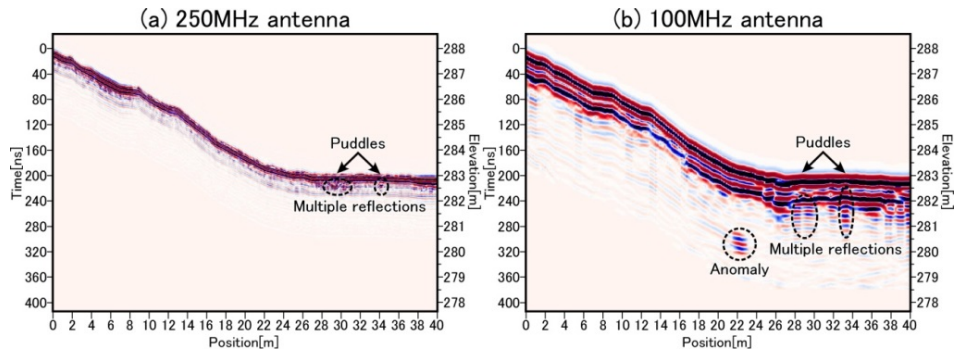


図 4-13 2012 年の探査結果: (a) 250MHz, (b) 100MHz

### (3)探査結果 (100MHz) の検討

2011 年の結果 (図 4-14(a)) では, 3 箇所 (距離 14-17m, 深度 2.5-4m), (距離 17-22m, 深度 3-4.5m), (距離 22-30m, 深度 1.5-2.5m) に反射の強い領域が認められた. これらは, 実験と同様に土砂内の雪の反応であり, 各地点で厚さ 1.5m 程の雪が推定される. 下部から鉛直方向に伸びた反射については, 融雪水による多重反射と考えられる. 土砂内でのレーダ波の伝搬速度は, 0.05~0.06m/ns と一般の土壌中の速度より遅いことから, 水分を多く含むと推察できる (物理探査学会, 1998).

2012 年の結果 (図 4-14(b)) では, 地表面の水たまりが多重反射を示していた. そして距離 21-23m, 深度 2.5-3.5m で得られた強い反射 (黒破線) は, 土砂内の雪の反応と考えられる. 地中の水分が多いため, 深度 1.5m 以深でレーダ波の減衰が大きくなっているものの, 圧密された雪の領域は強い異常応答として捉えられている.

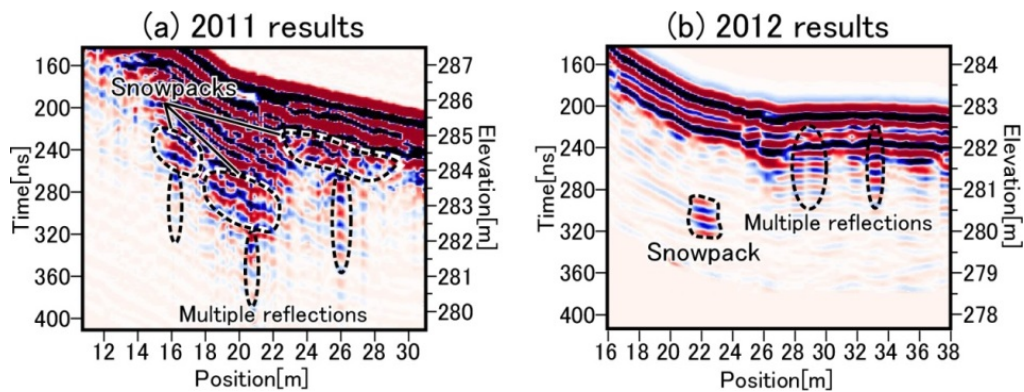


図 4-14 (a)2011 年の探査結果, (b)2012 年の探査結果 (拡大図)

津南町の 2011 年と 2012 年の年間の平均気温は 10.5℃で、最高気温が 34℃を超える日もあったが、土砂内の雪は越年した残存していた。理由は、以下の条件によると考えている。

- ①土砂により雪が圧縮され、雪が締まると滞留した空気による断熱効果で雪の温度は約 0℃で安定になる(雪氷学会, 2005)。
- ②本研究の結果から、堆積土砂は水分を多く含んでいたことがわかる。水の断熱作用で、地下の温度は外気温の影響を受けにくい。

斜面崩壊から 1 年以上経過しても、土砂内に雪が残っていることが明らかになった。土砂内の雪は融雪により水を生じ、それ自体も弱層となるため、二次的な土石流発生の可能性が高まる。少量の雪の場合は、大規模な地すべりや土砂流出を誘発することは考えにくい。復旧工事中の地盤沈下による作業リスクや土止盛土や雪崩防止柵等の基礎地盤の下に弱層が残ることになる。

本研究のように、土砂内の雪を非破壊で検出する技術は、これらの二次災害を防ぐ上でも重要な手法である。また、災害現場では探査の実施できる範囲が限られていたため、土砂内の雪の全体量の推定は困難だったが、測線数を増やすことで、可能になると考えている。

#### <まとめ>

長野県北部地震により、新潟県津南町辰ノ口地区では土砂崩壊が発生し、土砂が雪を巻き込む複合災害となった。本研究では、土砂内の雪を対象に GPR 探査を行った。その結果、土砂内の雪は越年して土砂の内部に残存することがわかった。雪と氷の埋設実験との対比から、土砂内の強い反射領域は雪の反応、鉛直方向に伸びる反射は融雪水による多重反射と解釈できた。本研究から GPR の土壌内の雪氷の反射パターンが確認でき、崩壊土砂に混入した雪の範囲が推定できることがわかった。斜面崩壊の際に取り込まれた雪は、内部に長期間残り、融雪による二次的な斜面崩壊を起こす危険性がある。GPR で雪の埋設領域を検出し、その期間変動をモニターすることは重要である。今後は礫が多い地域での効率良い探査技術の改良および、雪水を含む土壌の誘電率測定による土砂内の積雪量の推定が課題である。



## 4-2.積雪期の火山噴火による融雪泥流の研究

岐阜県・長野県の県境に位置する焼岳（2455m）は、活動的な火山で大正池を形成した噴火や昭和37年の噴火と火山泥流発生等の活動が知られている（原山，1990）．北アルプスで起きた群発地震では、焼岳周辺で震源の浅い微小地震が発生した(和田他，1990)．

焼岳では、2000年前頃に中尾火砕流を生じた大規模な噴火があった．中尾火砕流は、平成3-8年に起

きた雲仙普賢岳噴火時の10倍規模の火砕流を噴出したと言われている．積雪期の火山活動は、火砕流が雪を溶かして泥流となり、大きな被害をもたらした可能性が指摘されている．融雪泥流は、十勝岳等でも知られている．焼岳の中尾火砕流起源の火山堆積物は、土砂災害の研究対象としても重要であり、京都大学防災研究所や国土交通省神通川水系砂防事務所が、砂防や地盤の研究を行っている（堤他，2011；酒井他，2014；村重他，2015）．図4-15に、中尾火砕流の分布状況を示す．

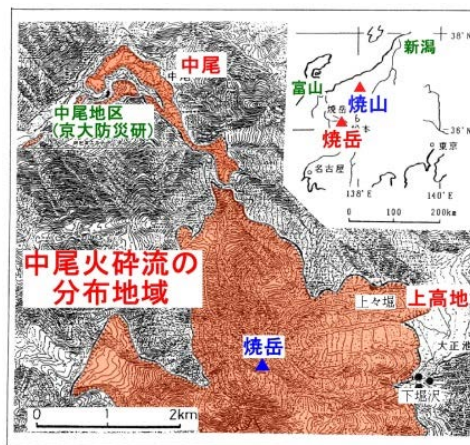


図 4-15 中尾火砕流の分布状況

### 4-2-1.火山堆積物の層厚の探査

岐阜県・足洗谷地域では、中尾火砕流起源の堆積物は約10mの層厚に達している．足洗谷は、焼岳の西側に源を発する山岳河川で、古くから多量の土砂を生産流出し、土石流の多発溪流となっている（芦田・澤田，1989）．この地域で、火山堆積物の堆積構造を探るためGPR探査を行った．図4-16に、足洗谷地区の露頭を示している．探査は、露頭から堆積層が観察できる足洗谷右岸の山道に40m長の測線を設定して行った（図4-17）．数10m深部を対象とする為に、低周波数の25MHzアンテナを用いた．



図 4-16 足洗谷の露頭

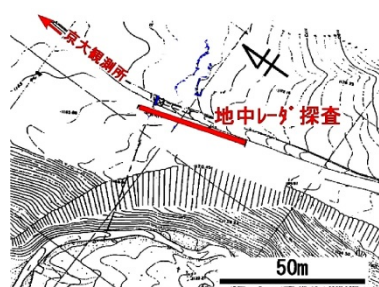


図 4-17 探査位置

図 4-18 に探査結果を示す。結果は、伝搬速度を 0.12m/ns として解析した。右図は、地形補正後の結果を示している。地表（道路）からの深度 11,18,28m 付近に地層の境界が認められる。深度 11-18m の層には礫を示す反射があり、巨礫を含む堆積層と推定される。その下の層は、誘電率が低く礫が多いと考えられた。深度 28m の境界は、露頭で観察される中尾火砕流堆積物と下位層の境界とほぼ一致した。つまり、深度 28m より上部が中尾火砕流の堆積物であること、深度 18m を境に、上下の火砕流堆積物は物性が異なることを示している。

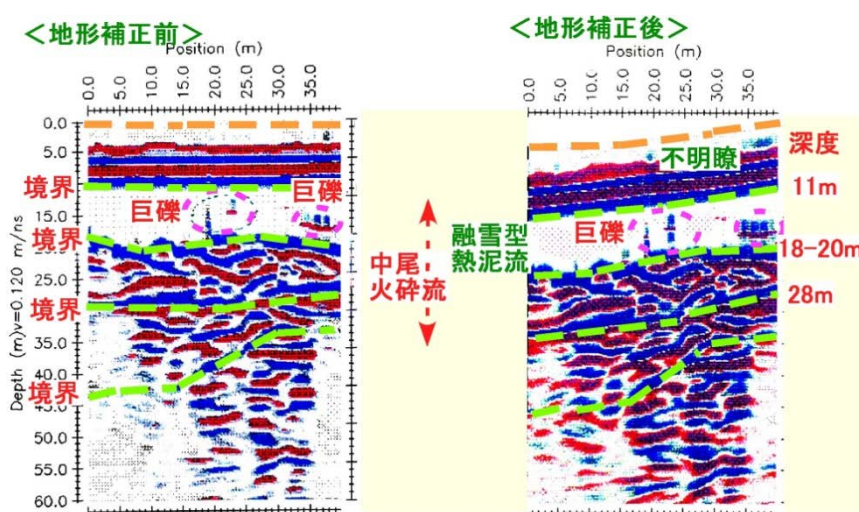


図 4-18 足洗谷地域での探査結果

#### 4-2-2.火山堆積物の定置温度の推定と分類

火山被害の調査では、噴火の周期性、噴出物の規模と共に大事なパラメータとして火山堆積物の定置時の温度がある。火山噴火が積雪時に起きた場合、定置温度が高ければ融雪泥流の原因となり、ハザードマップ作成でも定置温度は重要である。しかし有効な調査法が無く、従来はあまり考慮されていない。本研究では、酒井他（2004）が開発した火山堆積物の磁化による定置温度の研究を焼岳で行った。また、定置温度から、露頭での判別が容易でない火山堆積物（火砕流、泥流、熱泥流）の分類を行った。岐阜県側の中尾火砕流起源の堆積物を対象に、新たに採取した試料と酒井他（2004）の結果を再解析して、併せて研究した。

##### 4-2-2-1.研究方法と概要

###### (1)磁化による定置温度の推定と火山堆積物の分類

火砕流の角礫は、高温で定置の場合は、地磁気(方向、強度)を記憶した熱残留磁化を獲得す

る。そして、その後に移動しなければ、磁化は地磁気の記録となる（図4-19(B)）。十分に冷却後に流下した泥流では、磁化が固定されて移動するので、角礫の磁化は、地磁気方向を向かず、近傍の複数の角礫の磁化方向も揃わない（図4-19(C)）。また火砕流として定置後、十分に冷めないうちに熱泥流として流下する場合がある。その場合、下流域で定置した角礫の磁化は、地磁気方向の低温成分と、その前に獲得した高温部の成分(地磁気方向と無関係)の複数の磁化を獲得する(図4-20D)。以下の様にまとめられる。

- ①火砕流堆積物:角礫は高温で定置し、磁化は単一で地磁気方向を向く。
- ②泥流堆積物:火砕流として定置冷却後に泥流として流下し、複数試料の磁化方向は集中せず、地磁気方向の熱残留磁化はない。
- ③熱泥流堆積物:火砕流として定置後、十分に冷却しない間に流下した場合、磁化は高温・低温の成分からなり、低温成分は地磁気方向を向く。

この様に、磁化の特徴から火山堆積物を区別できる。定置温度は被熱温度と冷却速度に依存し、対象物の比熱や大きさによる違いもある。角礫と基質で異なるが、基質は定方位採集や加熱実験が容易で無いので、本研究では角礫を対象とした。

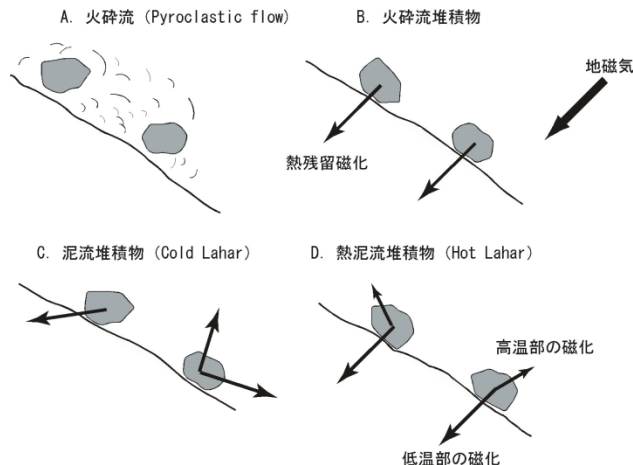


図4-19 火山堆積物の磁化獲得と角礫の残留磁化による火砕流、泥流、熱泥流の判別

角礫が2成分の磁化を持つ場合、別の場所で定置後、ある程度の時間を置いて移動し、現在地へ到達したことを示すが、移動量はわからない。露頭上部に堆積した堆積物が崩れて下部へ落ちた場合も、二成分の磁化となる。こうした可能性を避ける為、試料は露頭の上部で採取した。今回の調査露頭では、火砕流堆積物として到達後に、露頭が崩壊を受けた可能性は低いと考えられる。

## (2)採集試料

研究試料（角礫）は、図 4-20 の足洗谷沿いの PL1-4 の 4 箇所にて採取した。図 4-21 に採取状況を示す。各 Site では 6-8 個の試料を採取し、計 30 個の試料を得た。酒井他（2004）の調査点 MN1, YK3, YK8 を補間し、調査可能な露頭を選んだ。また右岸と左岸での違いを検討できる様に、PL1 と PL2 を設定した。

PL1：中-下流域の火砕流堆積物で構成される中尾台地の対岸

PL2：中-下流域の火砕流堆積物で構成される中尾台地の対岸

PL3：焼岳上-中流域の割谷出口付近

PL4：中-下流域の火砕流堆積物で構成される中尾台地（京大防災研穂高観測所の裏）



図 4-20 試料の採集地点 (PL1~4)



図 4-21 試料の採取状況

試料は研究室で整形して磁化研究を行った。室内実験での便宜上、Site1(PL4)、Site2(PL2)、Site3(PL1)、Site4(PL3)と名付けている。研究室で採取時の方位を保って露頭試料から実験試料として、直径と長さが共に約2.5cmの円柱状のコア試料を作成した。コア試料の磁化測定には、磁気シールドルームの超伝導磁力計(2G社製760R)を使用した。熱消磁とテリエ法の実験では電気炉を使用し、また帯磁率測定ではカップブリッジ測定装置を用いた。消磁結果の解析は、ザイダーベルト図(Zijderveld, 1967)で行った。

#### 4-2-2.測定結果と考察

##### (1)各 Site の角礫の残留磁化の方向

Site1(PL4)、Site2(PL2)、Site3(PL1)、Site4(PL3)の自然残留磁化の方向を Site 毎にシュミットネット図にまとめ、図4-22に示している。各試料の磁化方向は赤丸、中抜き丸で表しており、赤丸は下向き方向(下半球投影)、中抜き丸は上向き方向(上半球投影)の磁化方向に対応する。現在の地磁気は、真北Nから西偏6.5度、伏角50度付近であり、図4-22の左図に星印で示している。

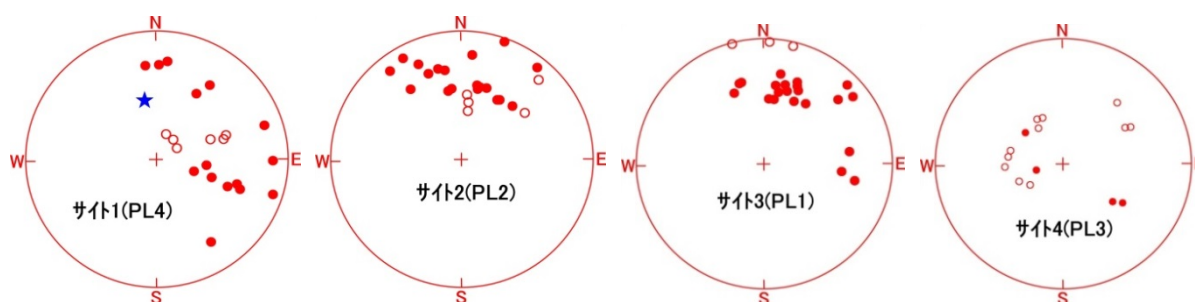


図 4-22 各 Site の自然残留磁化の方向 (Site1 の★印は現在の地磁気方向)

図 4-23 には、各 Site の磁化方向のシュミットネット図を地図上に示しており、酒井他(2004)で得られた磁化方向も記載している。

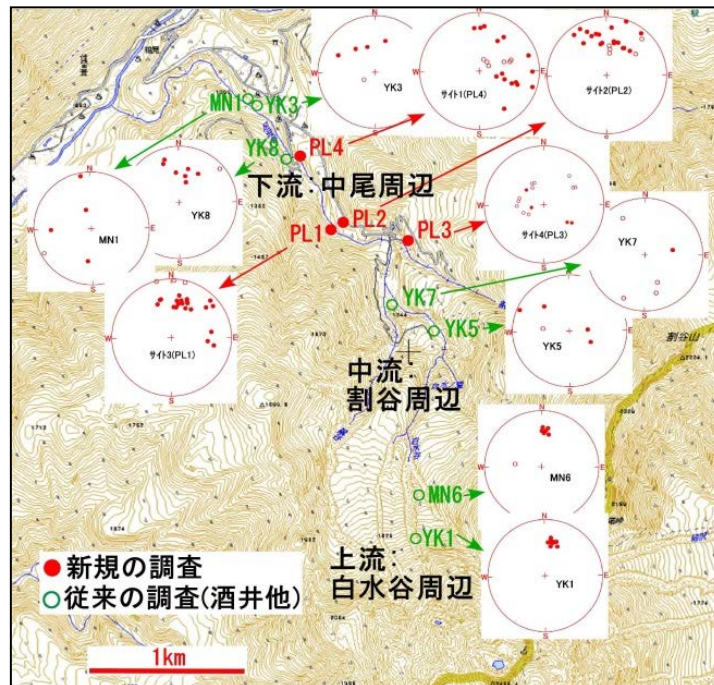


図 4-23 各サイトの残留磁化のシュミットネット図(酒井他(2004)で得られた磁化方向も記載)

本研究の Site1-3 の磁化方向は、酒井他(2004)で得られた MN1, YK3, YK8 の磁化方向(図の北方)と似ている。後者は熱消磁により、火砕流として上流域で定置後に、現在地に移動して 300-400°C の高温で再堆積した熱泥流と示されている。磁化方向の類似から、本研究の Site1(PL4), Site2(PL2), Site3(PL1)も熱泥流堆積物と推察された。また Site3(PL1)と Site2(PL2)は対岸に位置するが、磁化方向の集中度は右岸の Site2 の方が悪い。同様に、他のサイトの比較でも、右岸側のサイトの磁化の集中度は低い傾向にあった。

これらのサイトより数 100m 上位に位置する Site4(PL3)では、磁化伏角は上向きを示すなど地磁気と大きくずれる試料が多い。磁化方向がまとまらないことから、泥流としての堆積が考えられる。以上の結果を踏まえて、次に熱消磁実験を行った。

## (2)熱消磁による定置温度の推定と火山堆積物の判別

熱消磁の例を図 4-24 にザイダーベルト図で示している。左の Site2(PL2)の試料では、約 300°C の加熱温度を境に磁化方向の直線性が大きく変わっている。この結果は、磁化が 300°C を境と

する高温・低温部の二成分の合ベクトルとなっていることを示している。そして低温部の磁化は地磁気方向を向いているので、この試料は火砕流として到達後、300℃に冷えるまでは現在地と違う場所にあり、冷却時に獲得した地磁気方向の磁化を固定したまま移動して、300℃から常温までの冷却中に地磁気方向の磁化を獲得したとわかる。この結果は図 4-19(D)の熱泥流としての堆積を示している。

右図は Site3(PL1)の結果である。サイダーベルト図では、磁化方向は 500℃まで直線的变化をしており、磁性鉱物のキュリー温度 (570-650℃) からあまり冷えないで現在地に到達していたとわかる。熱泥流であったが、ごく近傍で火砕流として堆積後、僅かな移動であった可能性が考えられる。

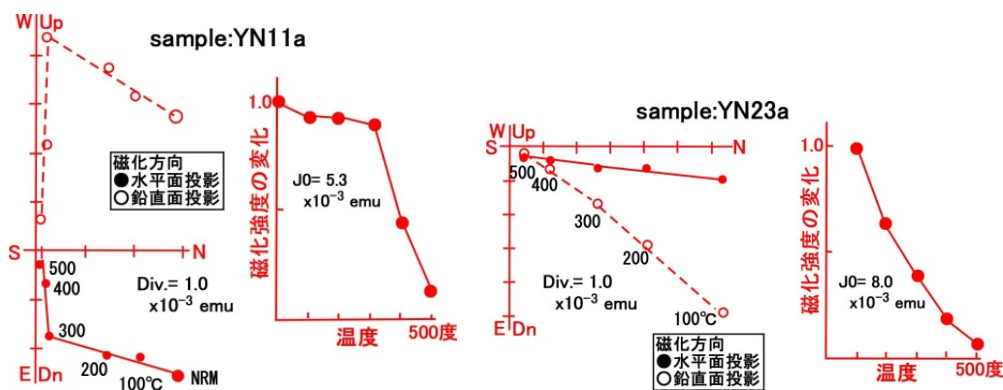


図 4-24 熱消磁結果 (左 : Site2(PL2), 右 : Site3(PL1))

Site1(PL4)の試料でも熱消磁により、Site2(PL2)と同様な 300-400℃での定置を示す熱泥流の特徴が得られた。以上より、Site1-3 は熱泥流として堆積した可能性が高い。これらの火山性堆積物は現在地より上部で火砕流として堆積し、その熱によって周囲の雪を溶かして流下し、現在地に到達したと考えられる。熱消磁から推定された定置時温度は 300-500℃である。

熱消磁前の磁化方向が非常にばらついた Site4(PL3)では、熱消磁後も地磁気方向の磁化は得られず、図 4-19 に基づく分類では泥流としての堆積を示している。この結果と関連し、Site4(PL3)が位置する割谷との分岐点より 500-700m 上流域での、酒井他 (2004) の調査点 YK5,7 でも同様に、泥流での堆積が示されている。図 4-25 には、得られた火山堆積物の磁化方向と分類を示した。

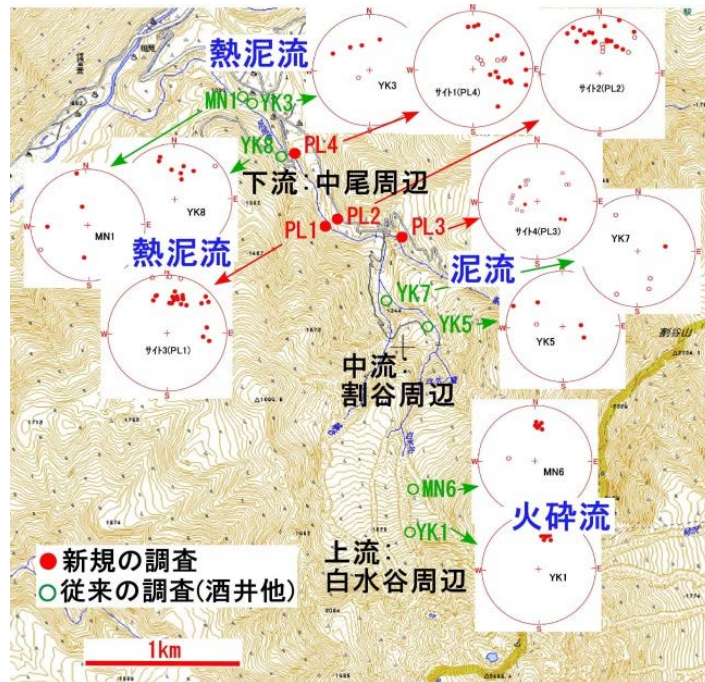


図 4-25 中尾火砕流起源の火山積物の磁化方向と分類

以上の様に、中尾地域には熱泥流の火山堆積物が到達しており、定置温度は 300-500℃と推定された。これに関し、現地での堆積状況も合わせて検討した研究を紹介する(酒井他, 2004)。

図 4-26 に示す YK8 地域の巨礫 (>直径 1m) から、試料を採集して磁化測定と熱消磁を行った。その結果、巨礫は 400℃で定置したとわかった。巨礫周辺のこぶし大の角礫でも同様に、300-400℃で定置した熱泥流と確認された。図 4-26 左上には、巨礫とこぶし大の角礫について、低温部の磁化と上流域で獲得された高温部の磁化を分離し、各磁化方向をシュミットネット図にまとめた。低温部の定置後の各試料の磁化方向はまとめ、これは当時の地磁気方向を示している。

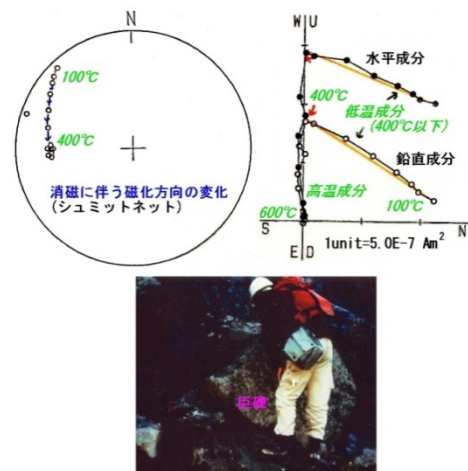


図 4-26 YK8 地域の巨礫の磁化の熱消磁の結果と巨礫の写真

図 4-27 中は、巨礫の上部砂層にみられたパイプ状構造を示している。水蒸気の通り道のパイプ構造は、高温の巨礫が、周囲の水を多く含んだ砂層を熱して水蒸気を発生し、それが抜けた証拠である。磁化から巨礫は 400℃での定置と示されており、水蒸気の発生は活発だったと



考えられる。この巨礫を含む YK8 地点の火山堆積物は、図 4-27 左の様に火砕流として堆積後に、その熱で雪を溶かして融雪泥流となり、中尾地域に到達したこと、その時の堆積物（角礫）は 300-500°C の高温であり、周囲の融雪水を含む砂層を熱して多量の水蒸気を生じたと考えられた。

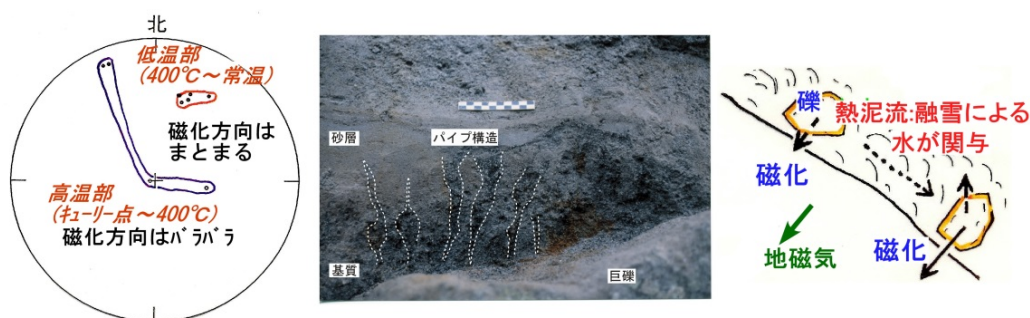


図 4-27 巨礫と角礫の低温部・高温部の磁化方向のシュミットネット図（左），巨礫を覆う砂層にみられたパイプ状構造（中），YK8 地点で想定される融雪泥流の状況（右）

火山堆積物の定置後の磁化は地磁気の下で獲得され、地磁気の記録となっている。それを地磁気変化と対比することで、年代が検討できる。本研究と酒井他（2004）で得た信頼できる磁化を用いて、予察的に地磁気による年代推定を行った。その結果、中尾火砕流の年代は起源前後と得られ、従来報告の 14C 年代と良く合った。この様に磁化研究から火山堆積物の年代も求まり、どの噴火によるものかを知る情報として利用でき、解釈の間違いも無くなる。

### (3) 焼岳・高原川沿いのボーリングコアの磁化研究

ボーリングコアも有効な研究試料となり、地表ではわからない深部までの情報が得られる。ボーリングコアは各種情報を持つが、磁気物性も火山防災のハザードマップ作成に有用となる。以下では、帯磁率を用いてコア試料の火山堆積物の概査を行った結果を示す。

神通川水系砂防事務所により、高原川沿いで掘削が行われた。その中で飛騨温泉郷笹島地先（図 4-28 右）のコア試料の帯磁率を測定した。左図は焼岳火山防災マップ（焼岳火山噴火警戒避難対策専門委員会，2002）を加筆したが、山頂から 6km の同地点では、（中尾火砕流起源の）火山堆積物が到達すると想定されている。



図 4-28 ポーリング地点と焼岳火山防災マップ

図 4-29 に写真を示す長さ 30m のコアの帯磁率を測定した。深度 9~30m 間の基質は、火山砕屑物を多く含むが、基盤岩には達していなかった。目視では溶結した砕屑物が認められるが、中尾火砕流起源の堆積物を含むかはわからず、より古い噴火として上宝火砕流が存在する可能性もある。

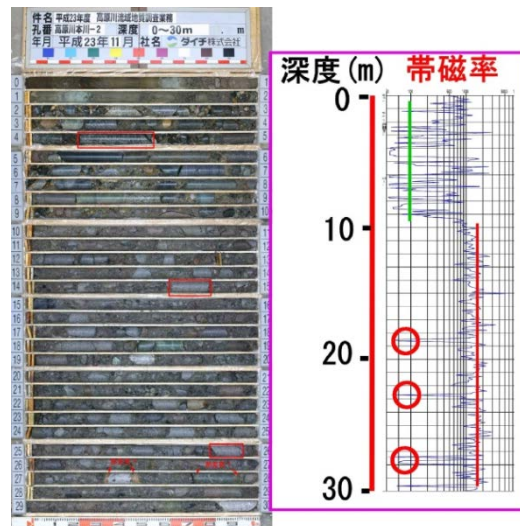


図 4-29 コア試料（左）と帯磁率（右）

帯磁率測定の結果、帯磁率は深度 9.5m を境に下部が高い値を示し、9.5-30m までは火山堆積物(溶結砕屑物)が続くと示された。さらに深度 18.5m, 22.5m, 29.5m 付近で帯磁率が急減した。この部位で堆積環境の変化があったと考えられ、幾度かの火砕流の重なりを示している可能性もある。下位は上宝火砕流と考えられるが、上位に中尾火砕流起源の熱泥流（融雪泥流）があるか、今後、磁化研究で検討する必要がある。

現在作られているハザードマップでは、掘削点には火砕流の到達は示されず、融雪火山泥流が推定されている。融雪泥流は火砕流より遠くに及び、さらに高熱の火砕サージはより遠くま

で届いて、積雪を溶かすと考えられる。つまり、融雪泥流や火砕サージは、ハザードマップで想定されるより遠くまで及んでいる可能性がある。今後、下流域でボーリング調査を行い、火山堆積物の到達範囲を検証する必要がある。その結果をハザードマップに示された到達地と対比することで、信頼できるハザードマップに改善できる。その際には、コア試料の磁性による温度調査を併せて行うことが望まれる。

磁化研究から、中尾地域には中尾火砕流の噴出時に火砕流だけでなく熱泥流(融雪泥流)が到達したことが確認できた。図 4-30 は、神通川水系砂防事務所による焼岳ハザードマップで想定される、噴火時の融雪泥流の影響範囲を示している(想定火砕流:350 万 m<sup>3</sup>, 積雪量:100 年確率積雪量)。今後は、下流域の融雪泥流の到達が推定される付近での中尾火砕流起源の火山堆積物の調査も必要である。

積雪期では火砕流の熱が雪を溶かして再移動する。各地で中尾火砕流起源の火砕流、熱泥流、泥流の堆積を把握し、地形と積雪状況を考慮すれば、焼岳の精度良いハザードマップ作成に貢献できる。その際、地形については、数百年間であまり変化は無く現在の地形情報を利用でき、また積雪分布は、神通川水系砂防事務所による航空レーザプロファイルの調査結果がある。火山砂防やハザードマップでの数値シミュレーションには、過去の火山堆積物の分布等の研究が重要であり、地表踏査と共に、磁化研究で得られる温度や年代の情報も有用である。

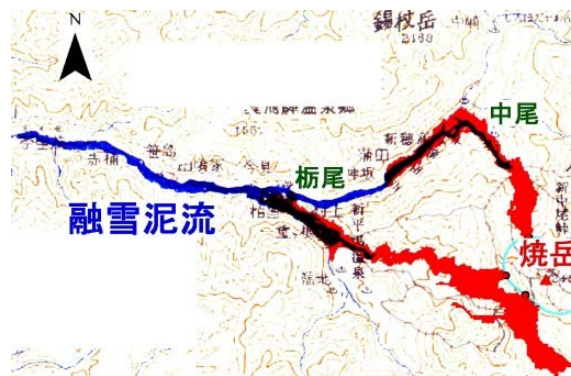


図 4-30 焼岳噴火時のハザードマップで推定される融雪泥流の影響範囲

#### <まとめ>

岐阜県焼岳の足洗谷において火砕流堆積層の GPR 探査と磁化研究を行った。探査では、道路から深度 28m までの厚さを持つ中尾火砕流起源の堆積物は、深度 18m より上部と下部で分かれ、上部領域は融雪泥流による堆積物であるとわかり、堆積物中の巨礫も判別できることが

明らかになった。GPR 探査と岩石の磁化研究を合わせた調査により、焼岳の土石流源として重要な中尾火砕流の層厚や融雪泥流の堆積分布が検討できる。本研究の方法は、広く積雪地の火山に活用でき、火山災害や砂防上も重要な融雪泥流の過去の発生状況の検討、今後の被害予測にも役立てられる。

火山堆積物について、磁化から定置温度を推定し、それを基とした、火砕流、熱泥流、泥流の分類法を示した。焼岳で約 2000 年前の中尾火砕流起源の堆積物を研究した結果、上流の白水谷地域から下流の中尾地域までの広範囲の堆積状況が判明した。火山堆積物は単純に上流ほど火砕流や熱泥流が分布するのではなく、鍵になるのは火砕流が堆積し雪を溶かして発生した融雪泥流（熱泥流）である。中尾地域に達した熱泥流は 300-500℃の高温で到達している。つまり火砕流として 800℃以上の温度で定置した後で冷却する間に、熱エネルギーが周囲の雪を溶かし融雪泥流を発生したと推測される。今後、各地の火山堆積物を分類することが望まれる。

#### 4-2-3. 高熱岩石の磁化研究

火山噴出物による融雪や融雪水の積雪への浸透・流下過程は、融雪型火山泥流のハザードマップでも必要である。上石他（2013）は、その基礎研究として、高温に熱した岩石を積雪表面に置いて、融雪過程を研究している。ただ融雪泥流の流出への応用のモデル計算では、融雪中の岩石の挙動を調べる必要がある。そこで、上石他（2013）で用いた岩石について、磁化から融雪中の挙動を検討した。

##### (1) 高熱岩石による融雪実験の概要

融雪実験には、京都大学防災研究所穂高砂防観測所近隣の焼岳火山噴出物の露頭から採取した 10-30cm の火山噴出物（凝灰岩）を用いた。岩石の中心部まで直径約 3mm の穴を開けて熱電対を差し込み、1 秒間隔で温度を測定した。20cm 程の火山岩は、約 2 時間で中心部が 700-800℃まで加熱された。これを自然積雪（ぬれざらめ雪、積雪密度 390kg/m<sup>3</sup>、含水率 14%、積雪深 1m）の表面に置き、融雪過程を計測した（図 4-31）。

実験 1 では、長径 15cm、短径 12cm、重量 2.35kg の火山岩（800℃まで加熱）、実験 2 として長径 20cm、短径



図 4-31 融雪実験の実施状況

15cm, 重量 5.1kg の火山岩 (700°Cまで加熱) を用いて実験を行った。実験 1, 2 での, 岩石の中心温度と融雪深の変化を図 4-32 に示す。実験 1 では, 岩石を置いた直後の 5 分間で急激に融雪が進み, 融雪速度は徐々に低下し, 約 3 時間で融雪が完了した。中心部の温度は雪面に置いた 3 分後から低下し, 約 1 時間後には 200°C, 約 3 時間で 0°C (実験時の雪温と同程度) となった。岩石が沈下した融雪穴は積雪表面ほど大きく, 直径は平均で 20cm, 深さは 40cm であった。実験 2 でも 5 分間で急激に雪が融け, 実験 1 と同様に徐々に融雪速度が遅くなりながら沈下した。融雪穴は実験 1 より深く 58cm であった (融雪穴の直径: 平均 23cm)。岩石の中心温度は, 雪面に置いた 5 分後から低下し, 約 1 時間後に 300°C, 約 4 時間で 0°C となった。また, 実験 1, 2 とも融雪後, 融雪穴の周囲約 5cm と底面下の約 10cm の積雪に融雪水が浸透していることが確認された。

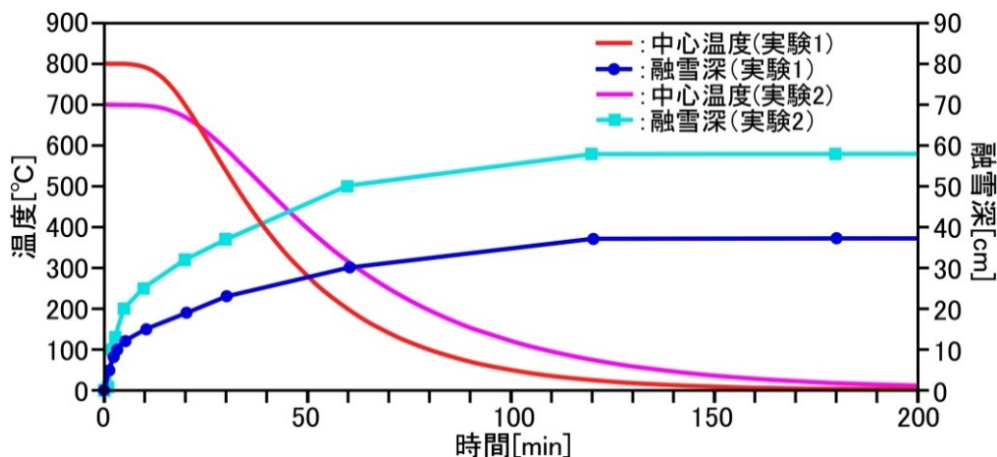


図 4-32 岩石の中心温度と融雪深 (上石他 (2013) より抜粋・加筆)

## (2)磁化研究の試料

研究試料は, 融雪終了時の岩石に, 方位 (水平線, 鉛直線) を付けて回収し, 研究室で実験後の状態を再現しながら円柱のコア試料 (直径 25mm, 高さ 24.5mm) に整形した。2 個の岩石の写真と水平断面および鉛直断面図 (N-S 断面) を図 4-33 に示す。実験 1 の岩石 1, 実験 2 の岩石 2 について, それぞれ 9 個のコア試料を採取した。方位と上下位置を基準に, 図 4-36 の下図の様に, コア試料は NT, NM, NB, CT, CM, CB, ST, SM, SB とした。

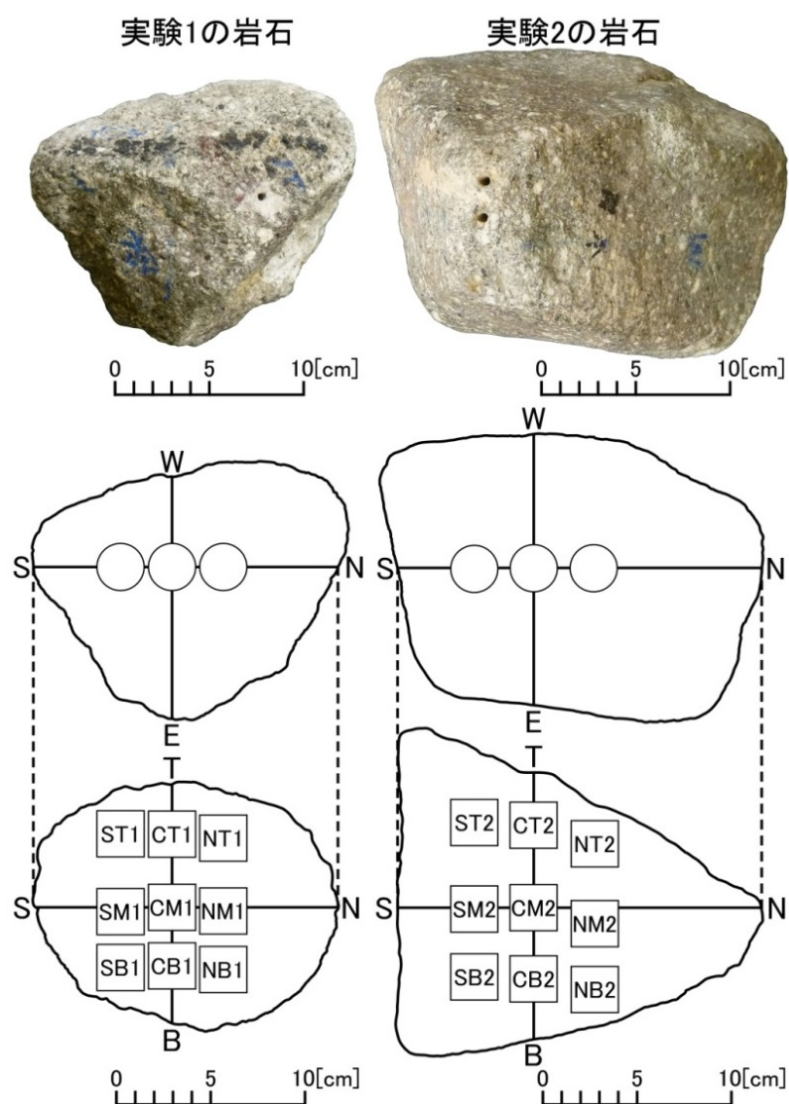


図 4-33 実験 1, 2 の岩石の写真(上)とそれらの水平断面図(中図), 鉛直断面図(下図)

### (3) 熱消磁実験

熱消磁実験は、磁性鉱物の変質を避けるためアルゴン雰囲気中で行い、温度は 100~500℃まで 50℃間隔で昇温し、その後 540,580℃の温度段階を採用した。残留磁化は、超伝導磁力計 2G-760R を用いて測定した。交流消磁は、NRM を測定後、消磁磁場を 80mT までの 13 段階で行った。

磁化の温度変化の解析には、ザイダーベルト図を用いた (Zijdervelt, 1967)。磁化方向は、主成分分析法 (Kirshvink, 1980) を用いて、図上のプロットを解析して求めた。また、偏角補正には、雪氷防災研究センター (長岡) の緯度経度を用い、国土地理院の偏角分布二次式から求めた西偏 7.7 度を補正值として用いた。

岩石 1 の代表的な結果を図 4-34 に示し，得られた磁化方向を表 4-1 にまとめている．コア試料 CT1 は交流消磁，NM1 と ST1 は熱消磁を行った．NM1 と ST1 のザイダーベルト図では，580～400℃のプロットは原点に向かうが，400～350℃付近で少し方向が変化している．交流消磁（CT1）の結果でも，15mT で変化が認められる．また試料 NM1 と ST1 では，岩石の中央部の試料に比べ，偏角方向とプロットの挙動が若干異なり，中央部の温度低下が遅かった可能性が示唆される．

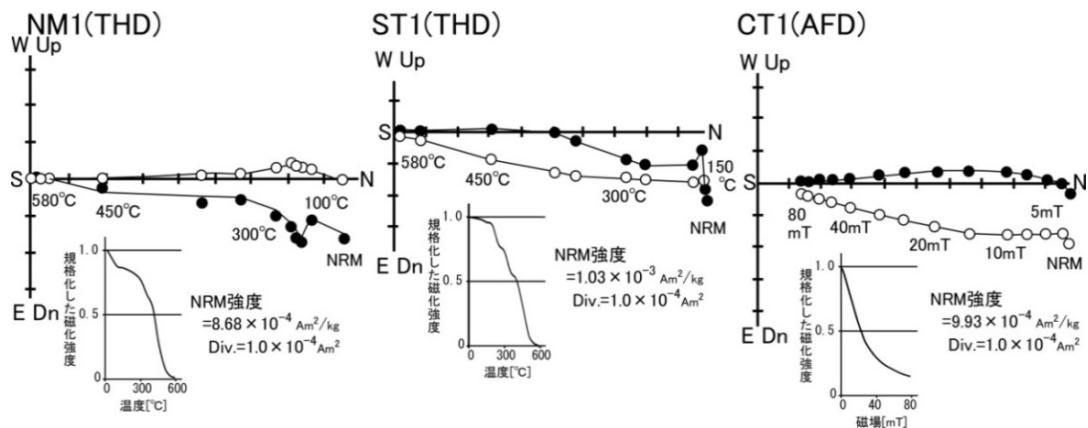


図 4-34 岩石 1 のコア試料の熱消磁（NM1, ST1）と交流消磁（CT1）の結果

表 4-1 岩石 1 のコア試料の代表的な磁化方向

コア試料	実験	段階	偏角[°]	伏角[°]
NM1	熱消磁	350-580℃	7.5	-1.8
		250-350℃	25.1	-9.2
ST1	熱消磁	400-580℃	-0.5	13.6
		400-200℃	14.9	4.1
CT1	交流消磁	15-80mT	-4.1	13.5
		2.5-15mT	7.2	0.1

岩石 2 の実験結果の例を図 4-35 に，得られた磁化方向のまとめを表 4-2 に示す．コア試料 SB2 と CM2 では熱消磁，CT2 は交流消磁を実施した．熱消磁のザイダーベルト図は，100～560℃まで原点に向かってほぼ直線でプロットされている．交流消磁でも 5mT より高消磁段階の磁化が原点に向かっている．これらの磁化方向（伏角）は，現在の長岡での地磁気伏角に近い値であった．

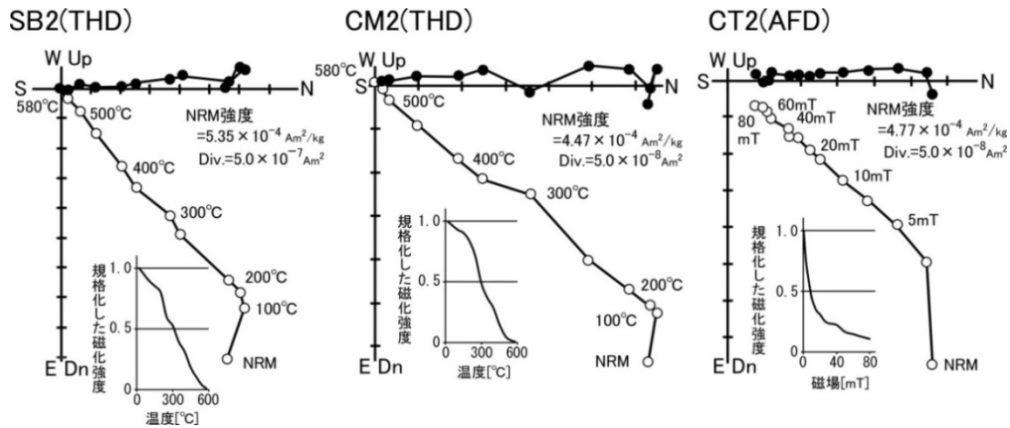


図 4-35 岩石 2 のコア試料の熱消磁 (SB2, CM2) と交流消磁 (CT2) の結果

表 4-2 岩石 2 のコア試料の代表的な磁化方向

コア試料	実験	段階	偏角[°]	伏角[°]
CM2	熱消磁	350-580°C	-5.7	41.5
SB2	熱消磁	150-580°C	-5.1	48.3
CT2	交流消磁	5-80mT	-3.5	40.9

以上の結果から岩石 1 は、融雪実験時、約 800°Cまで加熱され、20~30 分間で 600°Cまで急激に下がり、その後約 70~80 分間かけて 100°Cになり、約 3 時間後に 0°Cになっている。融雪状況は、5 分後までに急激に岩石下の雪を融かし、約 600°Cから 100°Cに下がる間に約 15 cmの深さの雪を融かしている。ザイダーベルト図と得られた磁化方向から、岩石は周囲の雪が融かされて、回転しながら沈下したと考えられる。また、磁化方向が長岡の地磁気方向と若干異なるのは、採取時に岩石が動いた為と考えられる。

岩石 2 は、融雪実験時に約 700°Cまで加熱され、25 分間で 600°Cまで急激に下がり、その後約 90 分間かけて 100°Cになり、約 5 時間後に 0°Cになっている。融雪状況は、5 分後までに急激に岩石下の雪を融かし、約 600°Cから 100°Cに下がる間に約 20 cmの深さの雪を融かしている。ザイダーベルト図と得られた磁化方向から、岩石は約 600°C以降、ゆっくりと傾きながら沈下したと考えられる。

#### (4)融雪時の岩石の挙動

各試料の磁化方向から、サンプリング時の状態を初期位置として、温度変化に伴う岩石の挙動を復元した。試料 CM の位置を中心軸とした各岩石の挙動を図 4-36,37 に示す。岩石 1 は、ゆっくりと揺れるような動きをしながら沈下（冷却）している。ただし、サンプリング時に動



いた可能性が高く、初期位置が不明なため、実際の挙動ではない。岩石 2 は、一方向にゆっくりと傾きながら、沈下している。岩石 1, 2 共に高熱の状態ほど挙動の変化が大きく、温度の低下とともに挙動は小さくなっている。

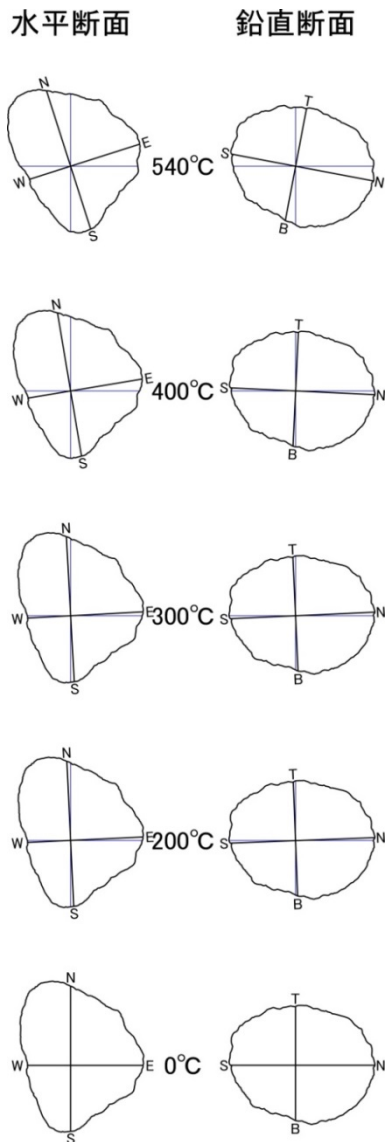


図 4-36 岩石 1 の挙動

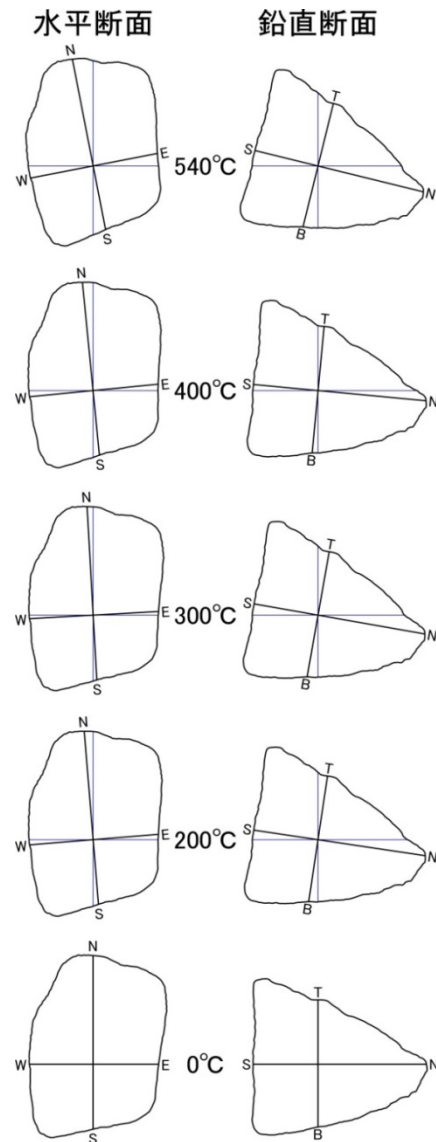


図 4-37 岩石 2 の挙動

<まとめ>

火山岩を用いた実験で、融雪時の岩石の挙動を検討した。高温の岩石はゆっくり傾きながら沈下（冷却）する過程が磁化から検討できた。今後、形状や地域の異なる火山岩を用いて実験を行い、融雪時の積雪上の火山噴出物の挙動、それによる融雪水量のモデル計算に有用な基礎データを蓄積したいと考えている。

## 第5章 土木分野での新たな利用

本章では、地震による人工構造物への被災状況や河川における河床堆積物のモニタリング手法として GPR と磁化研究を含めた研究について述べる。

### 5-1.地震に関する GPR 研究

#### 5-1-1.港湾空港研での加震実験

2009年12月に横須賀市の港湾航空技術研究所において、地震時の液状化に関する震動実験が実施された。実験は海岸堤防等の土構造物の地震時の挙動を震動実験により把握し、耐震対策マットの効果を検証する為に、関東学院大学等と共同で行われた（規矩他，2010）。

本研究では、震動実験後に、耐震対策が施された堤防と未対策の堤防上で GPR 探査を実施し、堤防の破損状況を探った。堤防（高さ 0.7m）は、幅 4m、奥行き 2.8m の土槽内に関東ロームで作られ、下部の液状化層は珪砂により作製された。図 5-1 の様に、探査は堤防を横断する 4m 長の 2 測線で行った。装置には pulse EKKO 1000(900MHz)を用いた。

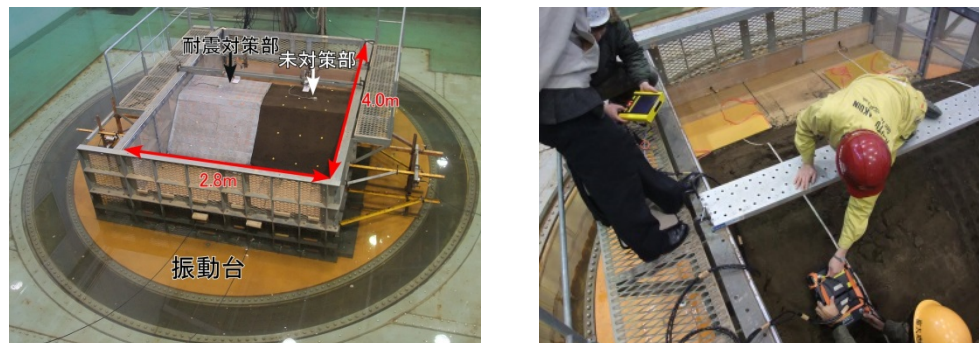


図 5-1 堤防と探査の様子

図 5-2 には、耐震対策部と未対策部での探査結果を示す。探査結果には、測量結果を元に、地形補正を施した。上図の堤防の未対策部での探査では、中央付近に異常応答があり、堤防の亀裂による反応と考えられる。下図の耐震対策部での探査結果では、異常はなく、実験後も安定な状態を保っていると判断できる。また、900MHz アンテナでは液状化の噴砂脈は確認できなかった。以上の結果、GPR 探査により、堤防内部を非破壊で検討できること、および耐震対策マットの有用性もわかった。GPR はコンクリート上からも探査ができ、地震による被災箇所の調査等に有用となる。

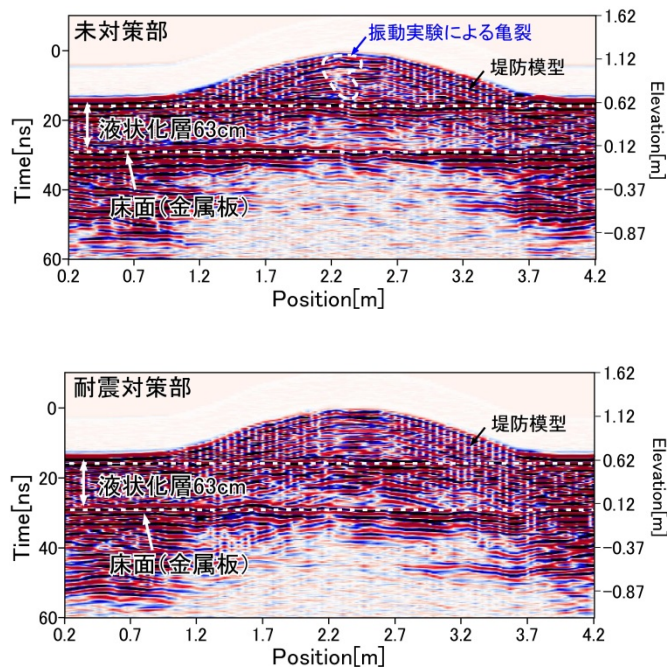


図 5-2 探査結果（上：未対策部，下：耐震対策部）

港湾空港技術研究所で実施された大規模震動実験後の堤防供試体を対象に、地震後の内部の変状を探った。耐震対策を施した範囲は、破損が少なく、未対策部では、堤防内部の亀裂を示す反応が認められた。GPR 探査は、地震による地中の被災状況を非破壊で迅速に探る方法となる。改修時のコスト縮減・工期短縮にもつながり、汎用性の高い有用な手法となると示された。

### 5-1-2.人工地震による液状化実験地での研究

2007 年 10 月に北海道小樽市銭函の石狩湾新港西地区の埋立て地盤において、実物大の空港施設を用いて発破により地盤の液状化現象を再現し、液状化の空港構造物への影響を検討する実験が行われた（前田他，2008；菅野・中澤，2009）。この施設において、2009 年 10 月に GPR 探査と噴砂の磁化研究を行った。探査で、発破により液状化対策の有無の影響を調べ、探査で認めた噴砂層を簡易掘削して定方位試料を採取し、磁化を研究した。図 5-3 に調査地域を示す。

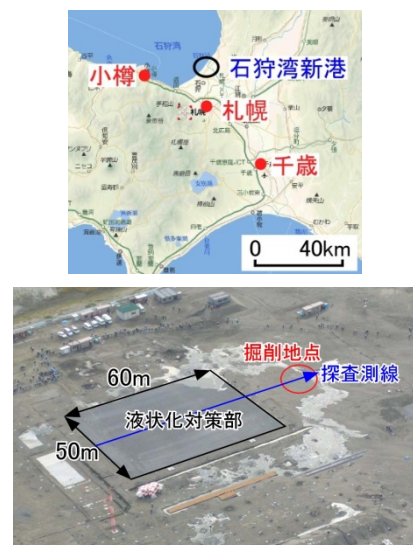


図 5-3 調査地域と航空写真

調査は同施設において、南北方向に 50×16m(Project0)と東西方向に 100×1.5m(Project2)の範囲を設けて NOGIN plus(250MHz)を用いて行った。図 5-4 に調査の範囲と状況を示す。

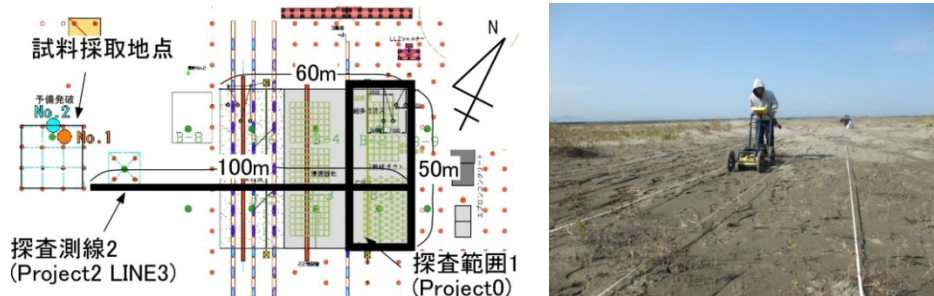


図 5-4 調査範囲 (Project0~1) と調査風景

### (1)調査結果と考察

#### ①Project0 での調査

図 5-5 に Project0 での代表的な調査結果として、LINE 2 と 10 での結果を示す。上図の LINE2 での結果では、距離 0-35m、深度 1.4m に複数の異常応答が認められ、これらは噴砂の反応と考えられる。距離 35-50m、深度 1.4m には、反射の強い領域が広がり、地盤の緩みによる影響と推察される。LINE10 でも複数の異常応答が認められ、噴砂の領域が示された。

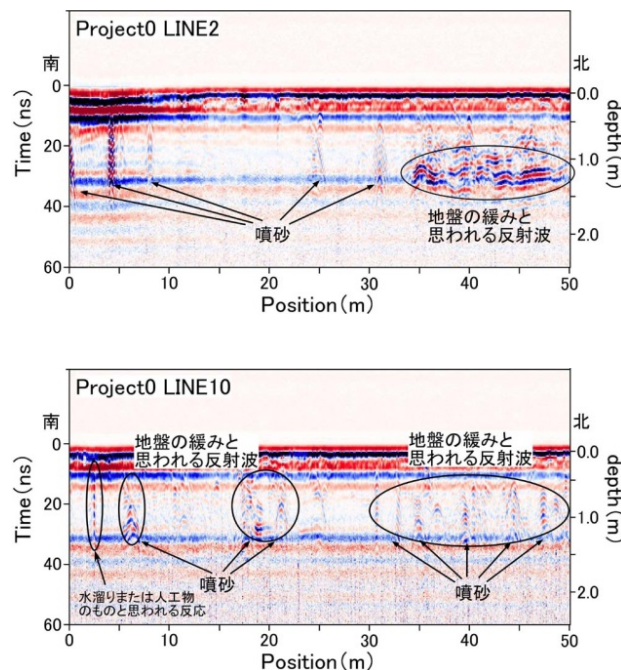


図 5-5 Project0 の GPR profile 図 (上 : LINE2, 下 : LINE10)

図 5-6 には、Project0 における平面図（Timeslice 図）を示す。深度 1.4m から上へ向かう噴砂が数ヶ所で読み取れる。噴砂の供給層は深度 1.4m 付近にあると考えられる。地表付近の強い反射は、水溜りの応答である。

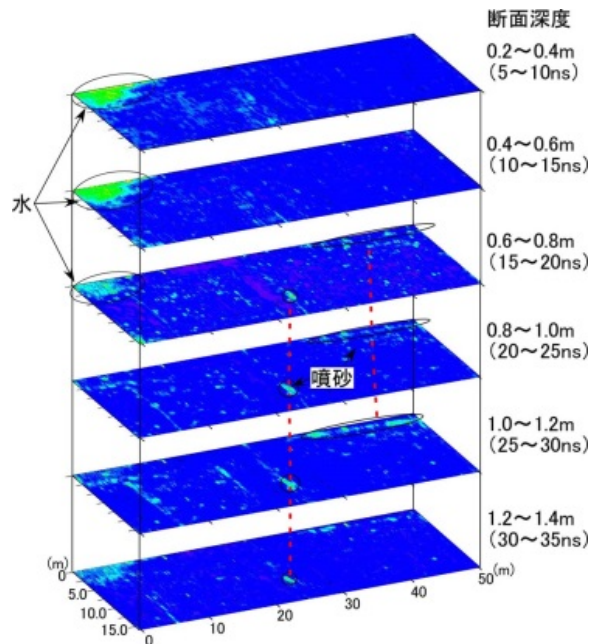


図 5-6 Project0 の Timeslice 図

## ②Project1 での探査

Project1 での代表的な探査結果として、LINE3 の結果を図 5-7 に示す。距離 0-60m までは液状化対策が施されており、あまり乱れはない。一方、距離 60m 以降の液状化未対策部では、地下で地盤の緩みによる強い反射領域が示された。

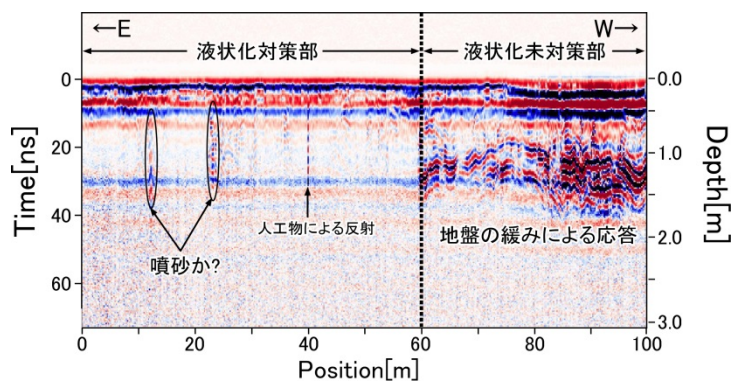


図 5-7 Project1 の探査結果 (LINE3)

図 5-8 には、Project1 における平面図 (Timeslice 図) を示す。Profile 図と同様に、距離 60-100m の範囲で、強い反応領域が認められる。この境界 (60m) は、液状化対策部と未対策部の境界と一致しており、液状化対策の有効性が GPR 探査によって、確認できた。

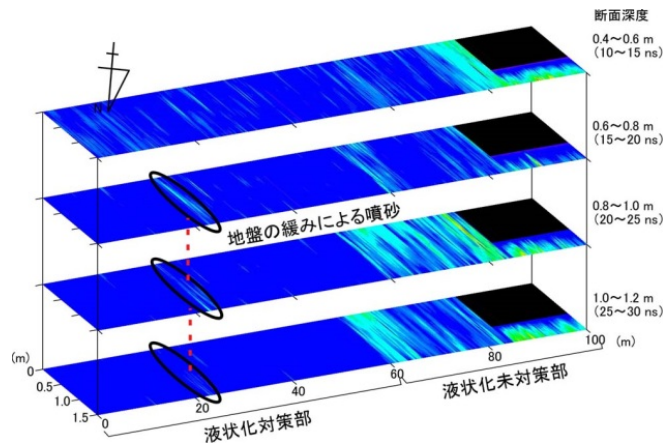


図 5-8 Project1 の Timeslice 図

以上の結果から、地震に伴う地中での破壊の状態や液状化・噴砂の分布の研究に GPR 探査が有用であると判明した。遺跡の噴砂においても GPR 探査は確かな検討法になることを示している (酒井他, 2011)。

## (2) 噴砂の磁化研究

GPR 探査で強い反応を示した地点を簡易掘削した結果、発破により生じた噴砂が確認できた。掘削された噴砂からプラスチックキューブ (7cc) で定方位にて採取した試料の磁化測定を行った(図 5-9)。酒井他 (2007) が示す様に噴砂の残留磁化は、地震時の振動で液状化から固化する過程で獲得される。そして、この磁化を用いる噴砂 (地震) の年代推定が提唱されている。今回の噴砂の磁化は、発破実験 (2007 年) の頃の、小樽の地磁気を記録していると考えられる。

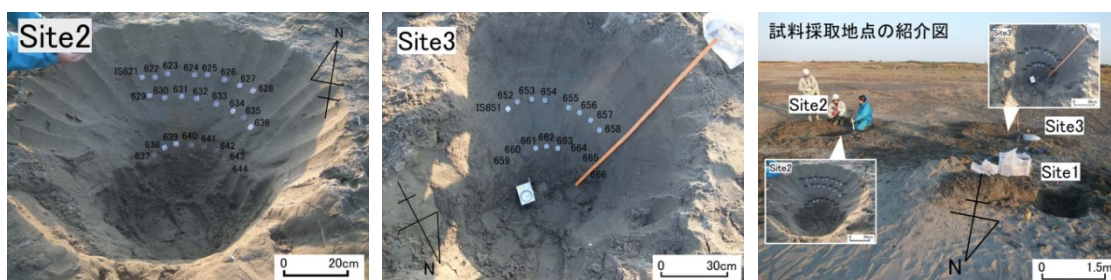


図 5-9 噴砂試料の採取状況

試料の磁化について、二次磁化を除く段階交流消磁を 2.5-60mT での 12 段階の磁場で行った。磁化測定と消磁には超伝導磁力計を使用し、試料採取時の偏角補正は、国土地理院の二次近似式から得た西偏 9.25 度を用いて行った。

代表的な消磁結果を図 5-10 のザイダーベルト図に示す。消磁での磁化方向は原点に向かう結果が殆どであった。これは、噴砂が安定な残留磁化を獲得しており、その後の二次磁化があまり付着していないことを示している。

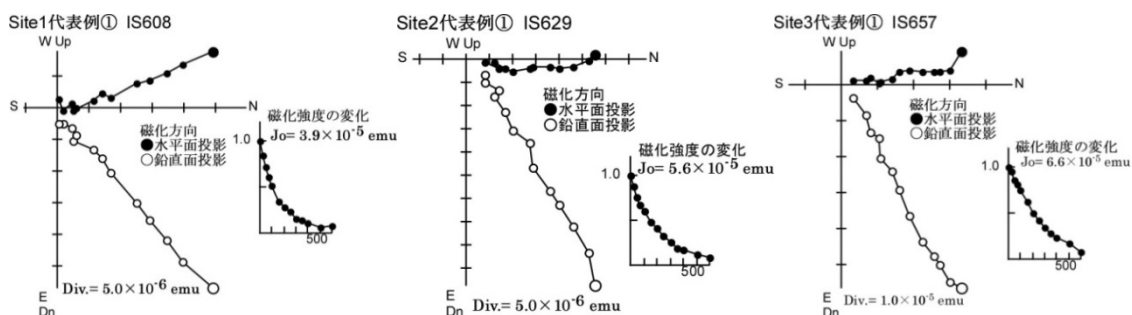


図 5-10 各 Site の代表的な消磁結果 (左 : Site1, 中 : Site2, 右 : Site3)

交流消磁で安定成分が得られなかった試料を除いて、各サイトの消磁結果から、信頼できる磁化方向を求めた。いずれのサイトでも、消磁前と比べて、二次磁化成分が取り除かれて、まとまった磁化方向となった。図 5-11 に各サイトの磁化方向をシュミットネット図に示し、表 5-1 には、得られた平均の磁化方向、磁化強度、磁化方向の信頼指標 (95%信頼角  $\alpha_{95}$  度) をまとめている。各サイトでは、4-8 個の試料を採取しており、図に示される様に各サイトの磁化方向は、概ね一致している。北海道では、過去の地磁気変化の研究は少ないので図 5-11 では、AD1700-1900 年の西南日本における地磁気方向をのせて比較した。ただ、西南日本より小樽は緯度が高いので、伏角は約 10 度深くしての比較が必要になる。

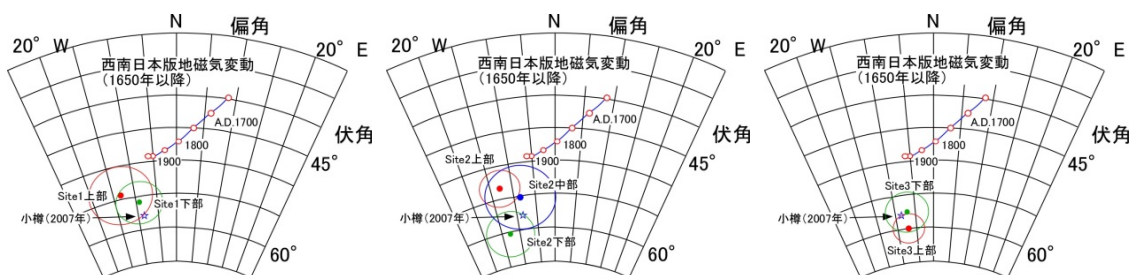


図 5-11 各 Site の磁化方向 (左 : Site1, 中 : Site2, 右 : Site3)

表 5-1 磁化測定の結果

遺構名	偏角 (度)	伏角 (度)	磁化強度 (emu/cc)	$\alpha_{95}$ (度)
Site1 上部	-13.3	54.4	$3.02 \times 10^{-5}$	4.3
Site1 下部	-9.4	55.8	$4.04 \times 10^{-5}$	3.2
Site2 上部	-13.8	51.7	$3.98 \times 10^{-5}$	3.0
Site2 中部	-8.6	55.3	$5.48 \times 10^{-5}$	4.8
Site2 下部	-12.6	60.4	$3.48 \times 10^{-5}$	3.3
Site3 上部	-7.0	60.0	$4.97 \times 10^{-5}$	2.2
Site3 下部	-7.0	57.6	$4.27 \times 10^{-5}$	3.0
まとめ	-9.1	57.4	$4.25 \times 10^{-5}$	1.2

図 5-12 には、Site1-3 の全試料について、平均の磁化方向を求めて、シュミットネットに示した。磁化方向は 2007 年の小樽での地磁気方向とほぼ一致した。この結果は、発破実験の際に発生した噴砂は、地磁気方向を記録し、その磁化は 2 年後も乱れず保存されていたことを示している。つまり噴砂は形成時の地磁気を記録して保存されており、噴砂の磁化は地磁気年代研究で有用であること示している。残留磁化は数万年後も残ることが知られており (Nagata, 1961 等)、噴砂の磁化は過去の地震の重要な研究試料となることが確認された。

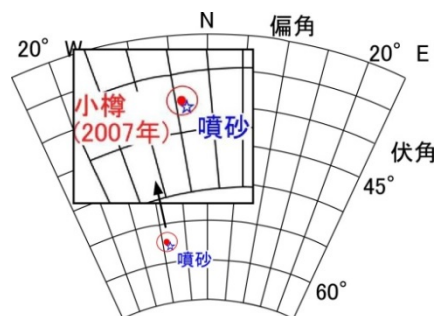


図 5-12 噴砂 (Site1~3) の平均磁化方向

### (3)まとめ

北海道小樽市石狩湾新港の空港施設跡を用いた実験地において、発破により生じた液状化（噴砂）の状況を GPR 探査と磁気物性で研究した。探査では、液状化対策が施されていない地域で、地下に弱層（緩み）を示す反応が認められ、液状化対策が、人工地震の被害を防いだことを示している。更に、探査で異常応答を得た箇所を掘削したところ、噴砂が現れ、GPR 探査による噴砂の検出の有用性が確認された。この噴砂層から試料を採取して、磁化から年代推定を行った結果、小樽の地磁気方向とほぼ一致した。この噴砂は発破実験の際に生じたことを示しており、噴砂の磁化は地震の年代推定に利用できることを実証する結果となった。



## 5-2.河川や洪水に関する研究

従来、河床の表層は音響測深器等で観測されているが、河床より深部の堆積状況は研究が容易でなかった。河床下の堆積物の堆積状況は、過去の洪水・氾濫の研究でも重要であるが、洪水時には河床が削られた後に新たな堆積があるため、河床面の変化を調査するだけでは、洪水により河床が削られた跡（洗掘）とその後で堆積した堆積物の評価は難しい。こうしたことから、河床堆積物について表層の観測や調査と共に、深部の堆積状況の調査が必要と考えられ、非破壊の調査が望まれていた。音波探査でもエアガン等のソースを用いて堆積構造は研究できるものの、大がかりとなる。本研究では、装置は小さくなく効率の良い GPR 探査の研究法を用いて、河床下数 m 深部までの堆積状況を調査した。GPR による池の堆積物の探査は有用性が確認されている（酒井他，2002）。

また河川の堆積物に関する研究では、堆積構造と共に年代が重要な情報である。過去の河床や洪水堆積物について、年代が求められると堆積過程や洪水履歴の研究が進展する。洪水堆積物の年代は、観測データが無い時代の洪水被害の貴重な情報となる。それ故、有効な年代推定法が開発されれば、従来は古文書を基に行われている過去の洪水の研究における、新たな研究方法となる。年代が得られれば、更に、堆積構造の研究と併せることで土砂移動の研究にもつなげることができる。本研究では、従来あまり行われていない河川堆積物の年代推定の研究に、堆積物の磁化（Tarling, 1983）を用いる研究の利用を考えた。福岡（2005）等に示されている様に、洪水に関して多くの研究が行われて成果が挙げられている。本研究の探査と堆積物の磁化研究は従来の洪水に関する研究を補完し、河道の設計にも有用な情報源となると考えられる。研究は、図 5-13 の富山県の神通川流域と常願寺川において実施した。



図 5-13 調査地域

## 5-2-1.河床堆積物の探査

### (1)神通川支流の井田川での研究

船に GPR 探査の機器を載せて川を横断し、河床表面と河床下の堆積状況を探査で探った。使用したレーダ波の周波数は、250MHz である。神通川支流の井田川の高田橋周辺において、GPR 探査を、船に装置を搭載して実施した。図 5-14 に示す探査範囲において、川を横切る測線を、橋の近傍を起点として上流から下流までの 10m の範囲に 1m 間隔で 11 本設定した。そして各測線では、ロープを張って距離を測りながら探査を行った。

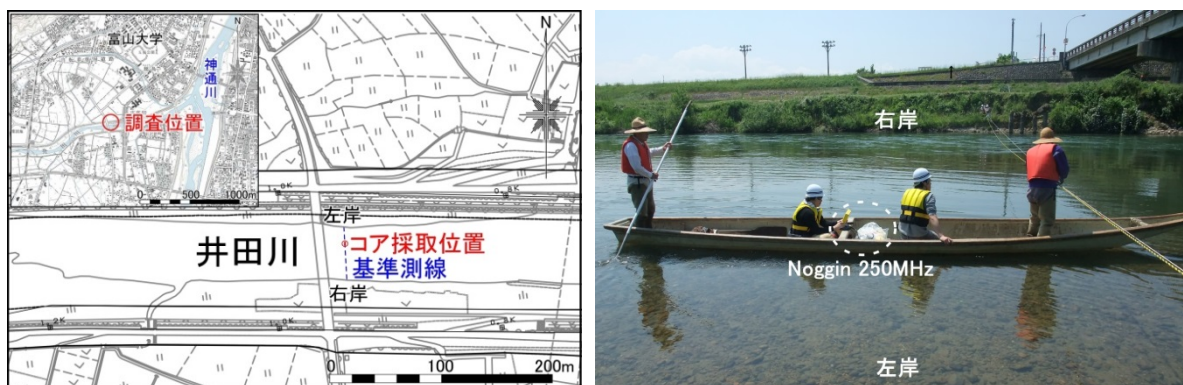


図 5-14 探査範囲と実施風景

探査深度の解析に必要なレーダ波の伝搬速度には、下記の式(5.1) (国立天文台, 2010)より探査時の水温 18.6℃における河川での比誘電率 80.9 を計算して、式(5.2)に代入して得た速度  $V=0.033\text{m/ns}$  を用いた。

$$\varepsilon_r = 88.15 - 0.414t + 0.131 \times 10^{-2} t^2 - 0.046 \times 10^{-4} t^3 \quad (t: \text{水温}) \cdots (5.1)$$

$$V = C / \sqrt{\varepsilon_r} \quad (C: \text{光速}) \cdots (5.2)$$

### (2)井田川での探査結果と考察

図 5-15 は、橋に近い上流側の基準測線 (0m 地点) で得られた探査結果の断面図を示している。黒破線で示す河床面が明瞭に把握でき、距離 32-36m では、河床の岩石 (礫) や人工物による反応が得られている。

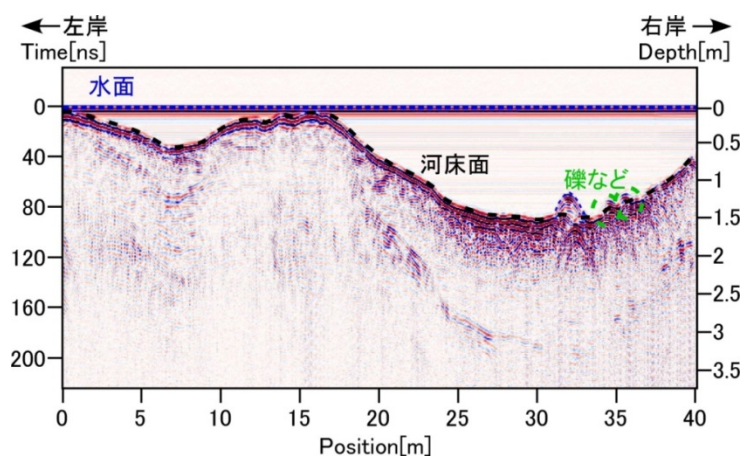


図 5-15 基準測線上の探查結果

図 5-16 には、上流から下流へ設定した 10m の範囲で探查した 11 測線のうちの、3 本の測線で得た結果を示している。河床表面に礫や人工物を示す反応があり、河床下の堆積状況も読みとれる。

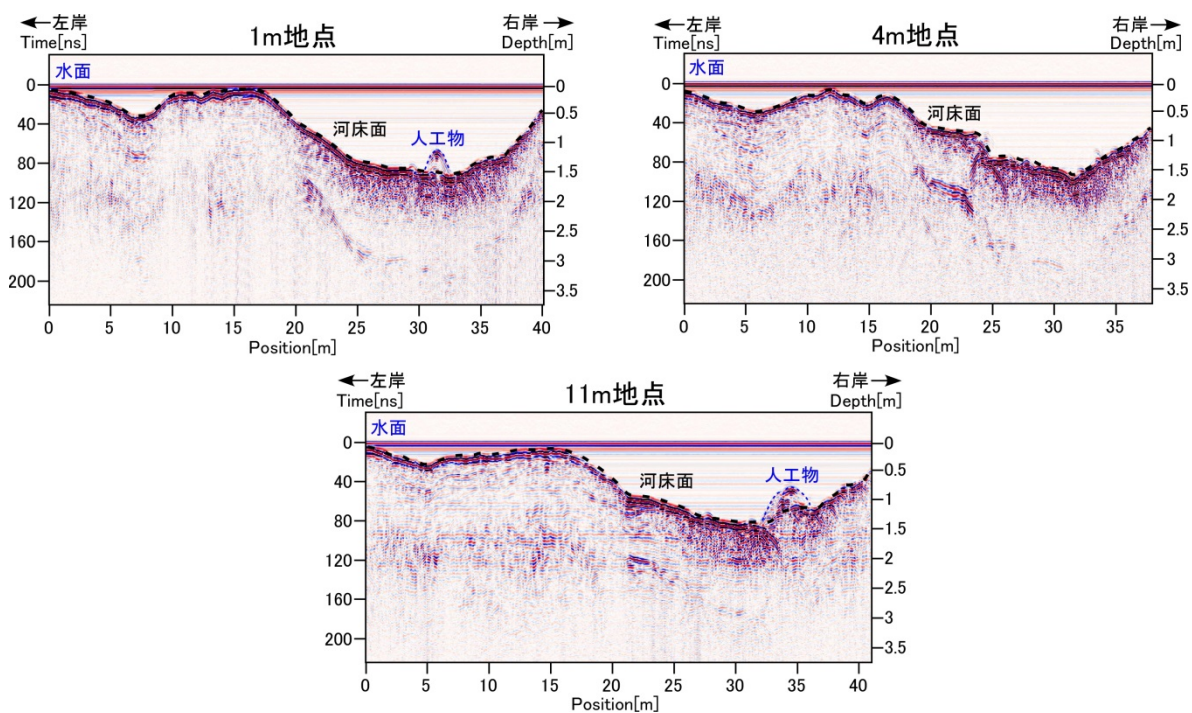


図 5-16 代表的な探查結果 (2, 4, 11m 地点の結果)

探查結果でもわかる様に、河床形態は、上流から下流への高々 10m の範囲でもかなり変化している。このことは、各種の河川調査において、測線 1, 2 本での調査結果をその範囲の代表

的结果とみなすことは難しく、本研究で実施した程度の範囲で、複数測線を設けて調査し、平均や代表値を求めることが望ましいと考えられる。

探査後に国土交通省北陸整備局・富山河川工事事務所により、左岸側の川岸から 7.5m 地点（図 5-14 に記載、探査測線では 4m 地点）で、河床の掘削が行われ河床堆積物のコア試料が得られた。そしてコア観察により、河床下 1.4m 付近に、礫層と玉石混じり砂層の境界が確認された（図 5-17 右）。図 5-17 左図に、掘削点付近の探査結果を示す。河床下の探査結果では、水と堆積物の混合状態での伝搬速度を計算する必要がある。河床内の礫による反射から Hyperbola Fitting 法 (Moldoveanu-Constantinescu and Stewart, 2004) により、レーダ波の伝播速度 0.085m/ns を求めて表示した。河床下の深度 1.4m 付近から反射の様相が変化しており、これは、礫層と玉石混じり砂層の境界と対応する。

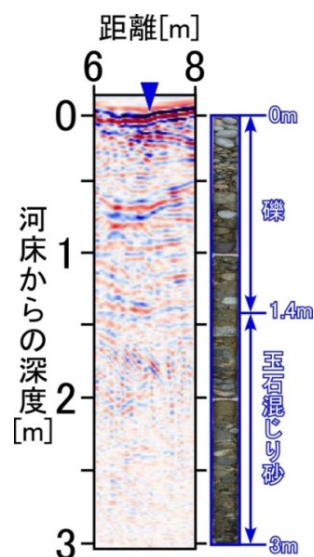


図 5-17 コア試料との対比

従来、水深の測量には水深竿等によって測点毎の水深を計測しているが、GPR による観測では、河床形態の測量としても精度があり、河床下の堆積状況と共に調査できることは有利な特徴である。また、河床形態を連続的に検討することができるため、流域断面積も高い精度で算出が可能である。図 5-18 に全ての測線から算出した河床形態を示す。

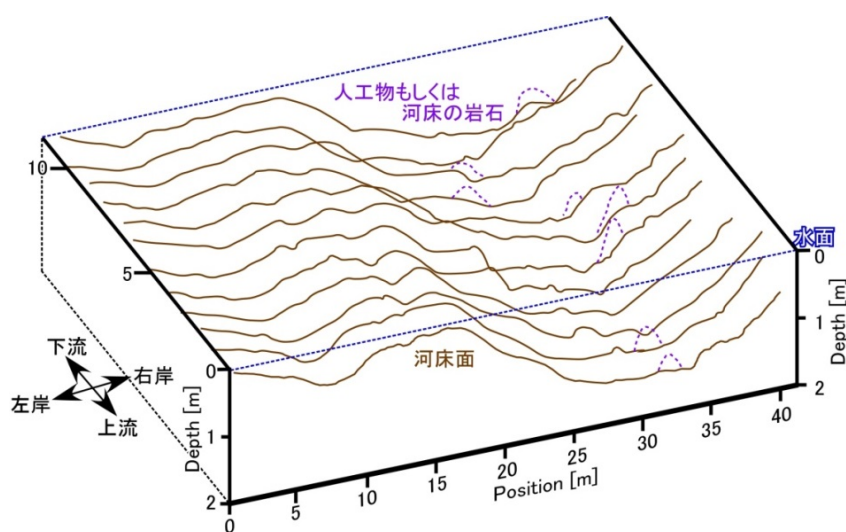


図 5-18 探査結果から作成した河床形態

### (3)常願川での研究目的と概要

前述のように、GPR は河床面および河床下の堆積構造の研究に有用であること確認された。河床堆積土砂の層構造等を測定し、洪水時の河口砂州のフラッシュメカニズム解明の可能性を探ることを目的とし、常願寺川において GPR 探査を試験的に実施した。常願寺川は、富山県富山市および中新川郡立山町を流れ富山湾に注ぐ一級河川である。

河口部での探査は、2010年10月29日に実施した。ロープに1m間隔でマークをつけ、探査測点とし、Line0～8の9測線を設定した。また、沿岸部では2010年11月20日に探査を実施した。D-GPSで5m間隔に位置情報を取得し、探査測点とした。探査装置はNoggin plus 250MHzを使用した。図5-19に探査測線と実施状況を示す。

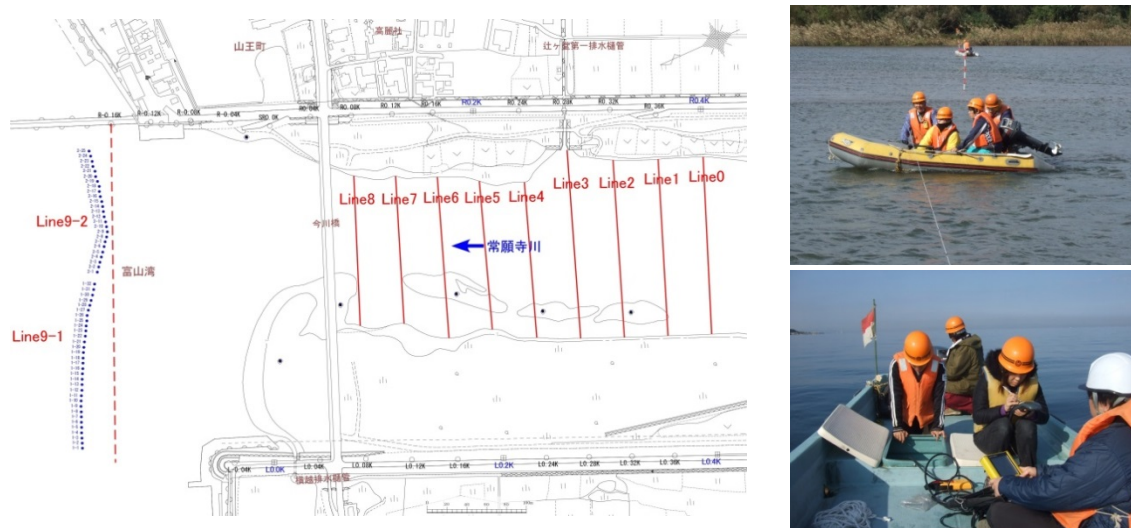


図 5-19 探査測線と実施状況（上：河川部，下：河口部）

### (4)常願川での探査結果と考察

探査結果は水の比誘電率を 81，レーダ波の伝搬速度を 0.033m/ns として結果に反映した。図 5-20 に河川部で実施した Line1, 3, 5, 7 の探査結果を示す。河床の反射が明瞭に得られている。また、河床下も深度約 1m までの堆積構造が判読できる。

図 5-21 に河口部で実施した Line9-1,2 の探査結果を示す。Line9-1 の結果では河床の反射が確認できない。Line9-2 の終端部では不明瞭であるが、河床の反射が得られた。Line9-2 より沿岸部の結果（図 5-21 右）では、河床の反射が明瞭に確認された。これらは海水の導電率による影響を示している。

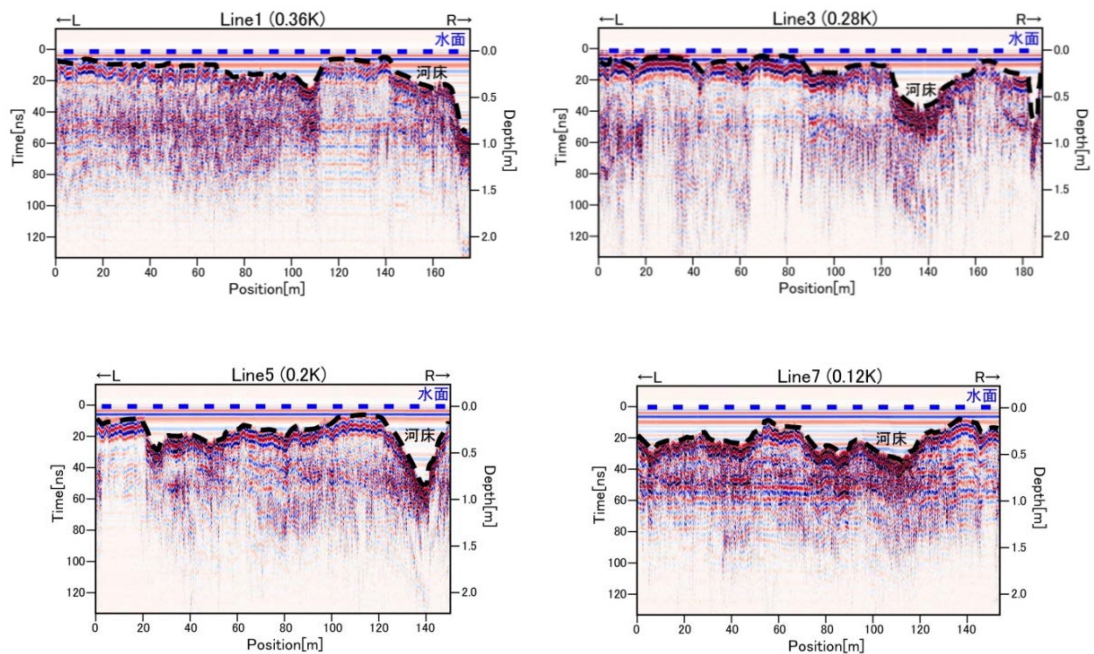


図 5-20 常願寺川における代表的な探査結果

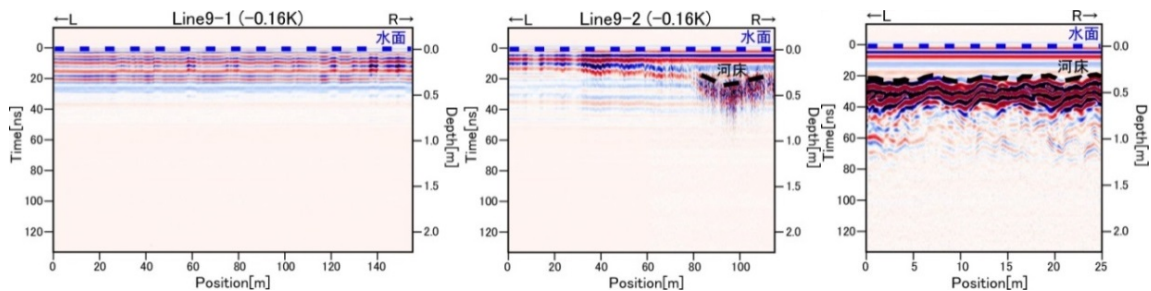


図 5-21 Line9-1,2 と沿岸部の探査結果

### (5)まとめ

GPRによる河川の堆積状況の研究を、神通川流域の井田川および常願寺川において実施した。探査から、河床面と約2m深部までの堆積状況を把握でき、河床内の層境界（洗掘）を示す反応も認められた。探査後に掘削されたコア堆積物には、探査と調和する地層境界が確認され、GPR探査が河床浅部の堆積状況の研究において有用であることが示された。本研究の様に河床の探査を平静時に定期的に行い、洪水が起きた際に直後に行うことで、洪水に伴う堆積土砂の移動も検討できると考える。今後は河川でのGPR探査に適した専用機材を開発・導入することで、新たな情報源として発展が期待できる。

### 5-2-2.磁気物性による洪水堆積物の研究

海や湖の堆積物では、堆積時に地磁気方向に磁化（堆積残留磁化）が獲得されることを利用して年代が研究されている（Tarling, 1983 ; Kashiwaya et al., 2001 ; Sakai et al., 2005 等）。河川起源の堆積物については、研究は従来あまり無いが、海底・湖底の堆積物と同様に地磁気の記録となった堆積残留磁化を有し、年代推定も可能と考えられる。

神通川下流・旧流路左岸の河岸段丘に立地する今市遺跡において、平成 24 年に発掘調査が行われ（富山市教育委員会, 2012）、平安時代の集落跡や江戸時代の遺構、および 1942 年に建設された国民学校の跡地が発掘された。それらと共に、旧神通川の洪水時に形成されたと推測される堆積層が検出された。遺跡の状況と洪水記録の古文書から、堆積層は当初、1700-1800 年頃の洪水で形成された可能性が指摘されており、地磁気変化における 1600 年以降の変化を利用した。同堆積層の磁化研究を行う為、堆積物の試料を図 5-22 に示す遺構面において採取した。

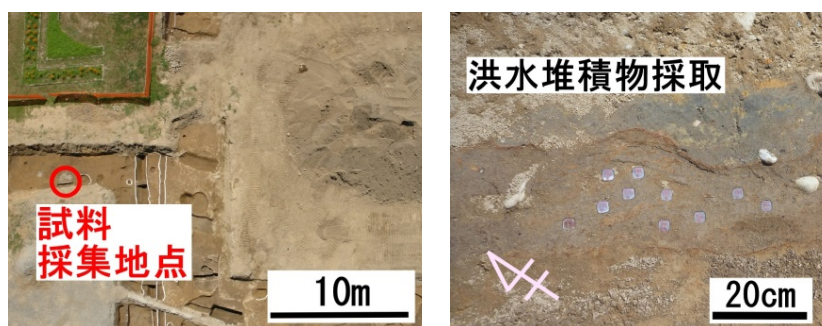


図 5-22 試料採取地点と採取状況

堆積物の二次磁化を除く為、段階交流消磁を 2.5-50mT 間の 8 段階の強度で行った。初生の磁化を求めた。磁化測定と交流消磁には、超伝導磁力計（2G 社製 760R）を用いた。結果は図 5-23 の様にザイダーベルト図（Zijderveld, 1967）で解析した。

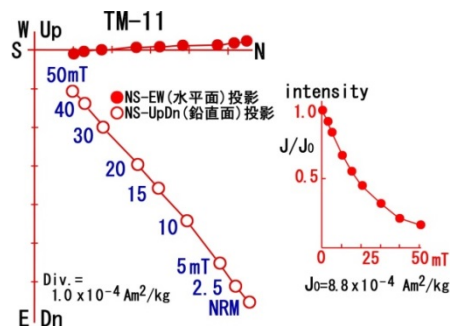


図 5-23 ザイダーベルト図

表 5-2 には、消磁で安定な磁化が得られた試料の結果について、平均磁化の方向と強度、方向の信頼角  $\alpha_{95}$  (95%信頼円) を求めてまとめている。図 5-24 では、平均磁化方向を 1600 年以降の地磁気変化と対比している。平均磁化の周りの小

円は信頼円( $\alpha_{95}$ )である。これにより、洪水堆積物の年代は 1850 年以降で、1900-1950 年に近いと推定された。

その後の発掘調査により、この堆積層に対応する地層において、明治から大正時代に作られたと思われるガラス片が見つかった。これは、磁化研究による堆積年代と矛盾は無い。つまり、本研究の結果と併せて、調査した堆積層の年代は、当初考えられていた 1700-1800 年よりも新しく、1850 年以降 1900-1950 年頃に起きた洪水氾濫による堆積物と考えられた。これに関して、神通川の水害記録を参照すると（富山地方気象台，1971）、記録が残る水害では大正 3 年（1914 年）に大きな水害が報告されている。今市遺跡で研究した洪水堆積物は、神通川で起きた大正時代の洪水氾濫により形成された可能性が高い。

表 5-2 平均磁化の方向と強度

試料数	偏角 (°)	伏角 (°)	方向の信頼度 $\alpha_{95}$ (°)	磁化強度 ( $A \cdot m^2/kg$ )
9	-5.7	49.1	3.5	$6.26 \times 10^{-4}$

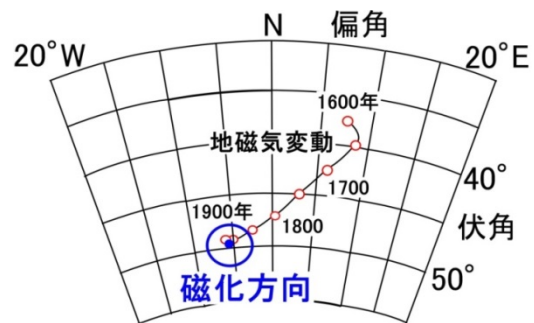


図 5-24 平均磁化方向

### (3)まとめ

旧神通川流域の今市遺跡において検出された洪水堆積物を対象に磁化研究を行った。従来、地球電磁気学では河川堆積物の磁化研究は殆ど行われていなかったが、安定な磁化が得られ、研究の有用性が示された。磁化方向と過去の地磁気変化との対比から、洪水堆積物の年代として 1900-1950 年が推定された。その後の調査において、洪水堆積物と対応する地層に、明治から大正時代のものと思われるガラスの破片が見つかり、磁化推定年代が妥当と確認された。旧神通川では、記録が残る水害として、大正 3 年（1914 年）の氾濫が知られており、今市遺跡の洪水堆積物もこの時に形成されたものと推定される。地磁気年代推定法は過去 2000 年間の対象に適用できるため、古い時代の洪水等の履歴や河川に関連する堆積物の年代研究において活用が期待される。



## 第6章 遺跡と文化財の研究

GPR は、地下に埋没した遺跡や遺構を対象とする考古学においても有用な調査手法であり、主に発掘前に遺構の位置や分布を推測するための事前調査として用いられている（酒井他，1999b；岸田，2007）。近年では史跡指定により，発掘の行えない遺跡で非破壊の調査手法として適用が進んでいる。

本章では，富山県の重要な文化財・史跡である前田利長墓所，瑞龍寺，千光寺において GPR 研究を行った結果を述べる。また，従来，殆ど行われていない壁面からの探査を考え，愛本刎橋跡と高岡城跡の石垣において新たな研究を行った。更に，特別天然記念物の魚津埋没林に関する探査を行い，貴重な成果を得たので報告する。

### 6-1.前田利長墓所の研究

#### 6-1-1.GPR による墓域の検討

##### (1)研究目的と概要

富山県高岡市に所在する前田利長墓所は，加賀藩 2 代藩主前田利長の 33 回忌（1646 年）に，3 代藩主の前田利常により造営され，当時の武将の墓としては全国有数の規模を誇る（図 6-1 に墓所の位置，図 6-2 に写真を示す）。

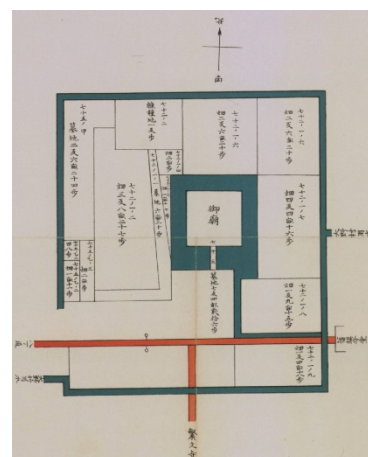
現在は，内堀とその周囲を含む約 10,000m<sup>2</sup>の墓域であるが，明治 42（1909）年の絵図（図 6-3）では内堀と外堀の 2 重の堀を持ち，一説には 165,000m<sup>2</sup>の面積を有したとも伝えられており，その範囲はまだ明確になっていない。



図 6-1 前田利長墓所の位置



図 6-2 前田利長墓所の写真



■：参道 ■：堀

図 6-3 前田利長墓所の絵図（高岡市教育委員会，2008）

墓所の近傍での調査は望まれていたが、国指定遺跡（2009年）であるため調査の内容は限られている。発掘できない御廟の内部構造を探り、墓域を区画する内堀と外堀の位置推定を目的として、GPR 探査による研究を行った。

探査装置には、NOGIN plus（250MHz）を用いた（図 6-4）。探査範囲は、御廟の上部および内堀に囲まれた廟内（内区）に①と②地区を、廟の外側（外区）に③～⑦地区を、墓所周辺（周縁区）に⑧～⑨地区を設定した（図 6-5）。



図 6-4 探査の実施状況

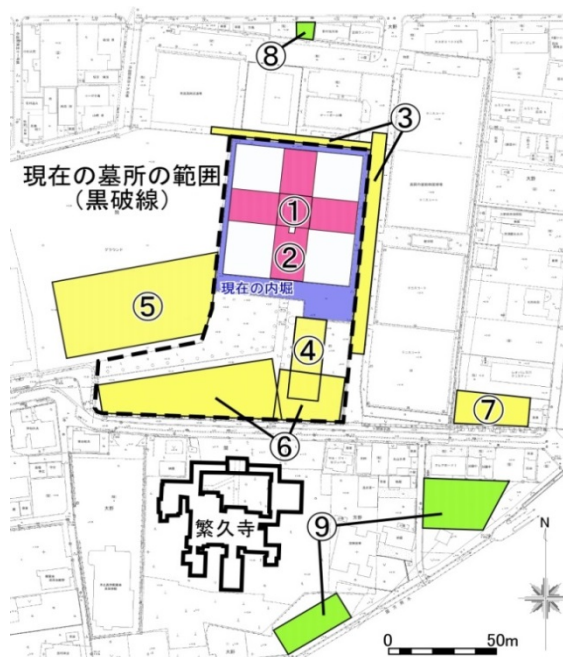


図 6-5 探査範囲

## (2)探査結果と考察

### <内区での探査>

図 6-6 に前田利長墓所の三次元モデル図を示す。利長の御廟は、上段（幅約 10m、高さ約 2m）と下段（幅約 15m、高さ約 3m）から成る 2 段構造となっている。かつては上段の北壁に入口があり、人が入れるほどの空間（空洞）が存在したとの伝承も残っており、内部に空洞が存在するかを探った。また、御廟は安山岩製の基壇の上に墓碑が建っているが、これがすべて石積みの構造物なのか、あるいは貼石で覆った土盛りの構造物なのか不明なため、御廟上から探査を行った（①地区）。②地区では廟内の整地状況を探るため御廟の東西南北に探査区を設定した。

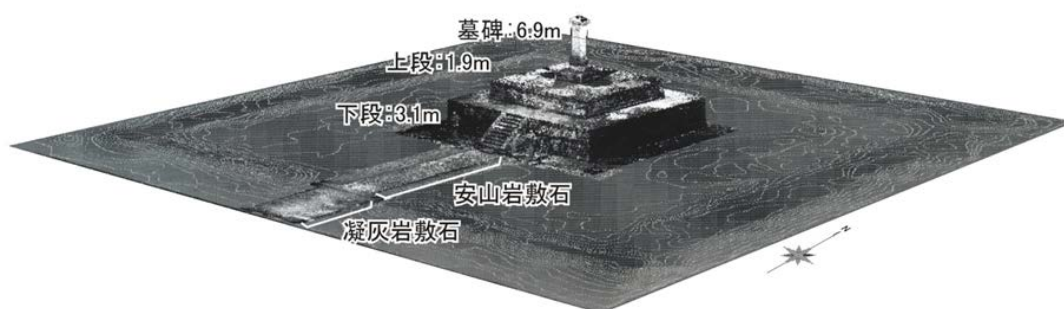


図 6-6 前田利長墓所の三次元モデル図（高岡市教育委員会（2008）より抜粋・加筆）

(1)①地区の結果

御廟上での代表的な GPR profile として、上段北側の LINE1 の結果を図 6-7 中に示すが、空洞による強い応答は無い。また、上下段の境界も認められず、段を区画する貼石構造は内部に存在しないとわかった。下段北側の LINE7（図 6-7 右）でも、空洞の応答は無いが、深度約 3m に下段と地表面の境界が認められる。御廟の東、西、南側でも空洞の応答は無かった。以上の結果から、御廟は段築された土盛りを貼石で覆った構造と考えられる。

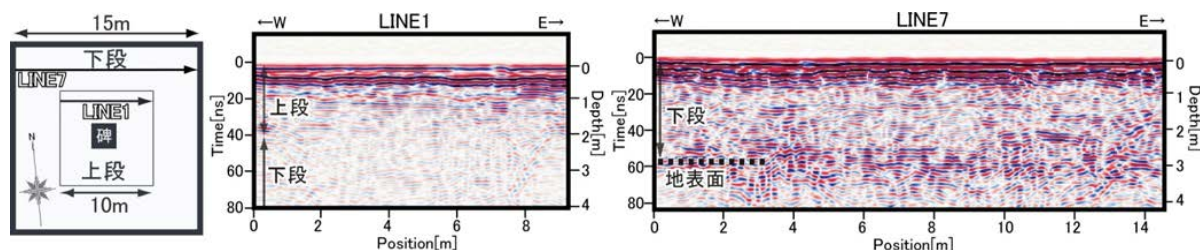


図 6-7 ①地区での代表的な探査結果

(2)②地区の結果

図 6-8 に内区での代表例として、LINE10 の探査結果を示す。測線距離 1～19m、深度約 0.5m に境界が認められる。この範囲は成層構造を示しており、地山と整地土の境界面と考えられる。この境界構造は、土塁が存在する距離 19m 地点で弱くなるので、土塁の下部には整地土がない可能性が高い。土塁の内部は反射の弱い領域となっており、整地土と異なる土壌で構築されていると考えられる。同様の結果は、廟の東西南北に設定した全探査区で認められた。

探査後に実施された発掘調査で同範囲に土塁が確認された。整地土は砂、砂礫、砂質シルト、土塁はシルトで構成されており（高岡市教育委員会：2008）、周囲に比べて含水率が高いこと

から、土塁内が弱反射領域として検出されたと考えられる。

図 6-9 に前田利長墓所の周辺における現況地形図を示す。御廟を中心に約 50m 四方に平坦面が認められ、周囲はやや標高が高くなっている。これは探査で得た土塁による高まりと考えられる。さらに、発掘調査では御廟の南側だけに（設定した探査範囲より 1m 南側）、土塁の先に空堀が検出されている。また、御廟は正面（南側）の石橋のみが外部の接点となり、

内堀と玉垣によって周囲との境界を強く区切った内部に存在している。図 6-6 に示す様に、御廟正面の敷石も土塁部分を境に石材が異なる。つまり、造営時の御廟は現在より南側に約 3m 短く、およそ 60m 四方の正方形型の区画が中枢であったと考えられる。

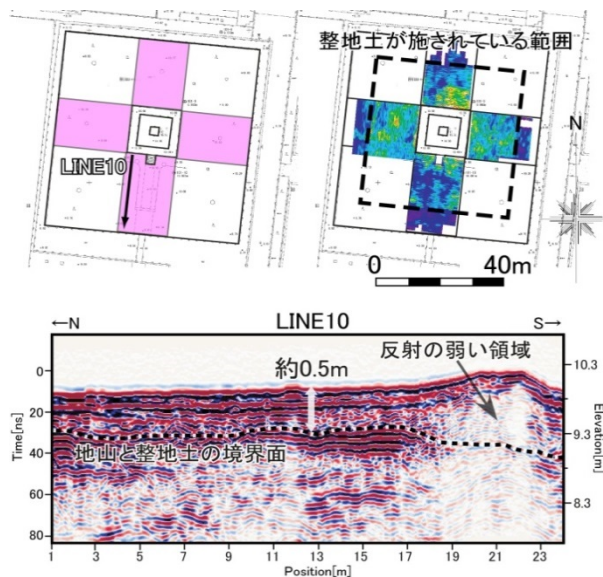


図 6-8 ②地区での代表的な探査結果



図 6-9 前田利長墓所周辺の現況地形図

## <外区での探査>

廟の周辺部③～⑦地区における探査結果を示す．ここでは主に内堀と外堀の位置を探ることを目的としている．

### (1)③地区の結果

現存する内堀は造営時にはさらに幅が広がったが，過去の改修工事で狭められた可能性が考えられた．そのため内堀の東側と北側の道路上（表土は礫敷き）より探査を行い，改修の痕跡を探った．

図 6-10 右に内堀の東側に接する道路上で得られた代表的な GPR profile (LINE80, LINE40) を示す．両 Profile で測線距離 4.5m，深度約 1m に強い異常応答が見られた．同様の異常応答は他の測線でも明確に捉えられたが，この異常は内堀の範囲を越えてさらに南へと直線状に伸びており，道路下に埋設された配管の可能性が高い．図 6-10 左には深度約 0.75～1.05m で解析した Timeslice 図を示している．内堀東側に配管と考えられる強い異常が南北に直線状に伸びる様子が認められる．この他には目立った異常応答は無く，探査結果からは改修の痕跡は認められなかった．

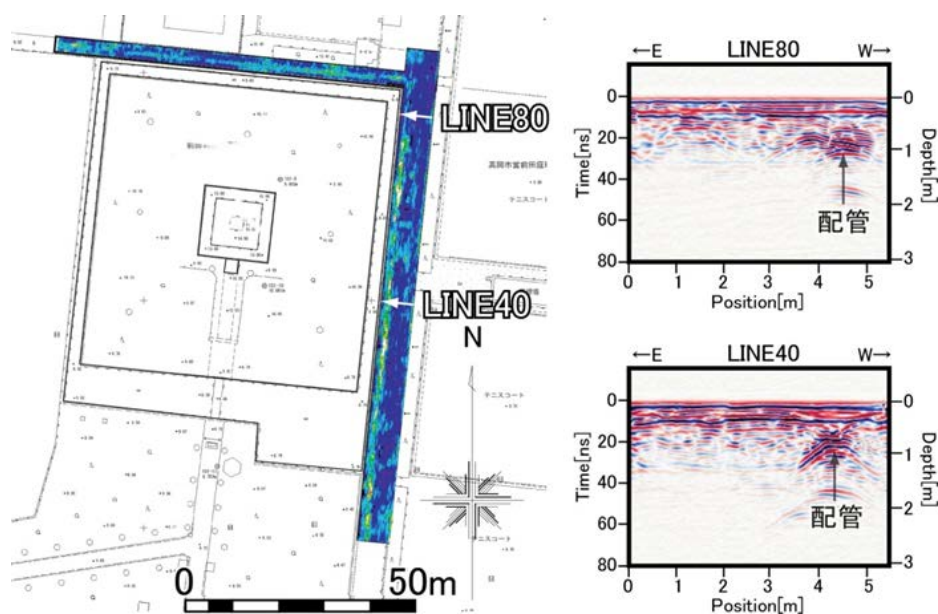


図 6-10 ③地区での代表的な探査結果

### (2)④地区の結果

明治期の絵図（図 6-3）には、内堀の南側に南北に延びる堀が描かれていた。そのため、絵図に描かれた内堀の位置に相当する場所に探査区を設定した。図 6-11 に代表的な探査結果と測線の位置を示す。図 6-11 右に示した LINE20 では、測線距離 3～5m、深度約 1～2m に異常応答が認められた。この異常応答は、測線距離 0～3m、深度約 1.5m に認められる成層構造を切っており、現在では埋まってしまった過去の堀の可能性が考えられた。図 6-11 左に示す深度約 0.75～1.05m で解析した Timeslice 図では、この異常が現在の内堀より直線状に南に伸び、約 20m で東に曲がる様子が認められた。内堀はこの様に L 字状に巡っていたと推測される。

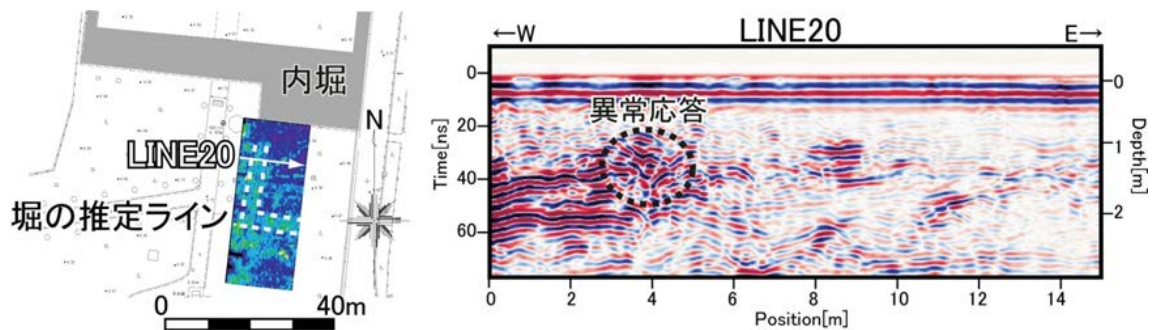


図 6-11 ④地区での代表的な探査結果

### (3)⑤地区の結果

廟の西側を巡る外堀の位置を探るため、芳野中学校のグラウンドに探査区⑤を設定した。グラウンドの表土は真砂土で構成されている。図 6-12 の LINE20 の結果では、測線距離 21～25m、深度 0.5～1.2m に落ち込みの応答がある。Timeslice 図では、この落ち込み応答は直線状につながった。この異常は現在の地割から推定される外堀の位置に一致しており、未発見の西側の外堀を捉えた可能性が高い。

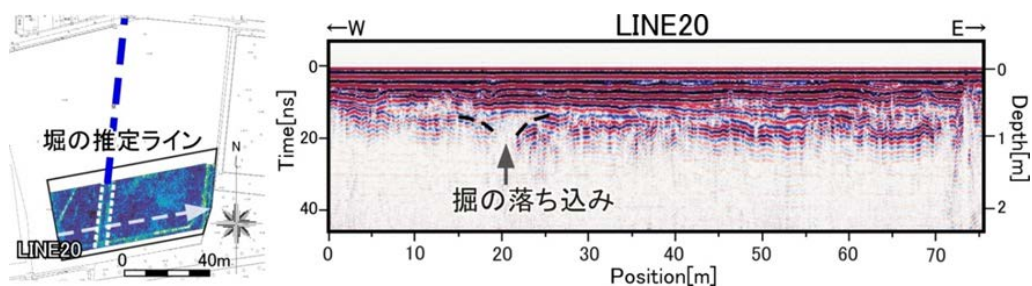


図 6-12 ⑤地区での代表的な探査結果

(4)⑥地区の結果

⑥地区は墓城南縁部に位置し、廟南側を巡る外堀の応答が想定された。図 6-13 に探査結果を示すが、堀の構造を読み取るのが困難な測線が多く、外堀の位置を決めるのは困難であった。

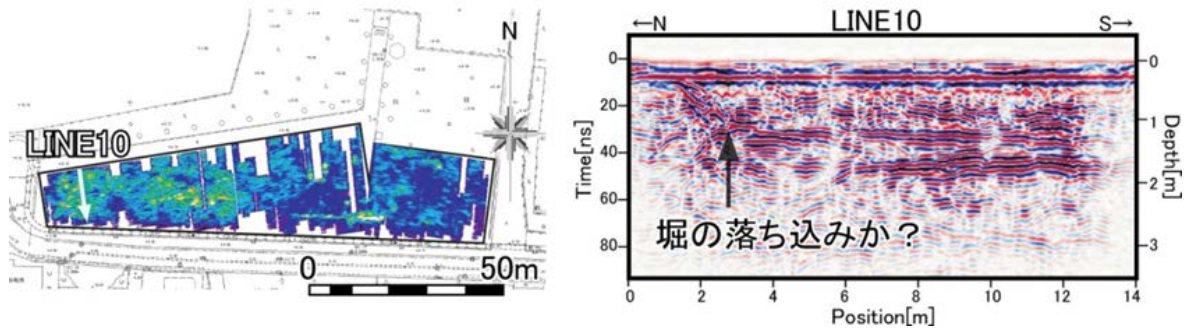


図 6-13 ⑥地区での代表的な探査結果

(5)⑦地区の結果

墓域東部の探査区での結果を示す。この探査区の北側では 2006 年度に高岡市教育委員会による発掘調査が行われ、外堀が見つかった。図 6-14 の LINE10 の探査結果には、距離 0～2m の深度 1.5～1m に、西側へ傾斜する応答があり、墓所の東側を区画する外堀と考えられる。Timeslice 図では、西端に反射の弱い領域（白破線）が外堀跡を示している。この応答は、探査範囲の南西側で西へ緩やかに曲がっており、この地点が外堀の南東隅と考えられる。

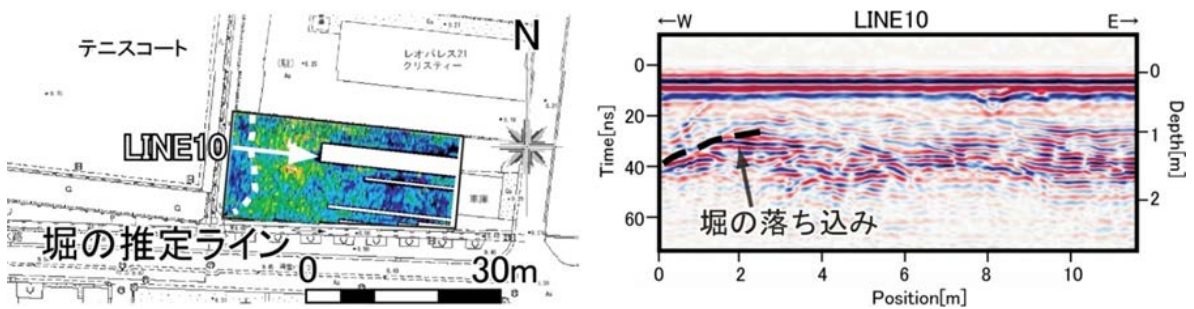


図 6-14 ⑦地区での代表的な探査結果

### <周縁区での探査>

周縁区では、外堀の位置および外堀のさらに外側を区画する堀や溝の有無を推定する目的で探査を実施した。

#### (1)⑧地区の結果

図 6-15 に高岡武道館横にあるプールの北側空き地で得られた代表的な探査結果を示す。本探査区では、堀を示す土層構造は読み取ることが出来なかった。この場所は現在空き地となっているが、過去に建物が建っていた形跡があり、建設時の基礎工事等で地層がかく乱を受けたため、明瞭な土層構造を捉えることができなかったと考えられる。

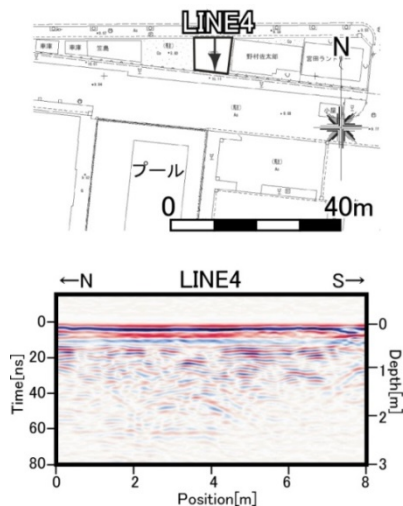


図 6-15 ⑧地区での代表的な探査結果

#### (2)⑨地区の結果

⑨地区は繁久寺の近傍の耕作地に設定した探査区で、現在は田園として利用されている。代表的な探査結果を図 6-16 に示す。南側の LINE20 では、深度約 1.5m に地層の境界面が認められた。距離 6~11m の地層に、約 0.5m の窪みがあり、堀か溝の底部と考えられる。また北側の LINE45 では、深度約 1.5m に見られる境界面が距離 21~24m の範囲で途切れており、この範囲には境界面を貫く

堀や溝があると推察される。深度 1.2~1.5m で解析した Timeslice 図では、堀（溝）の弱反射の領域は、繁久寺の南側ではほぼ東西に、東側では南西から北東方向へ続くと読み取れる。

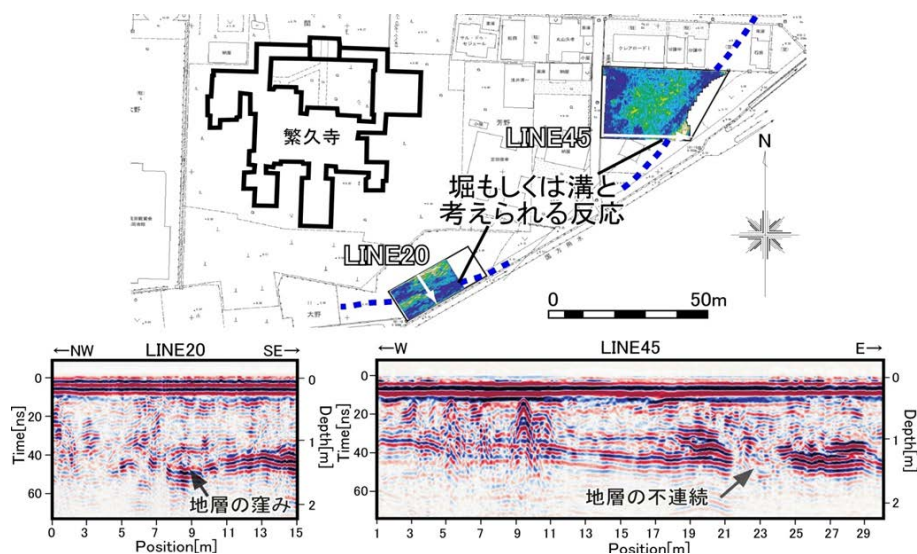


図 6-16 ⑨地区での代表的な探査結果



<全探査区の結果>

図 6-17 に全地区の探査結果を示す。②地区では整地土が施されている範囲、④地区では L 字状の内堀、⑤地区では直線上に延びる外堀、⑦地区では外堀の南東隅の部分が認められた。⑨地区でも堀か溝跡と見られる連続的な応答が得られた。

また、探査では堀跡の明確な反応が得られなかった⑥地区でも、発掘調査で東西方向に外堀跡が検出された。これらの情報を統合することで、様相の不明であった前田利長墓所に付随する堀の経路推定を行った。

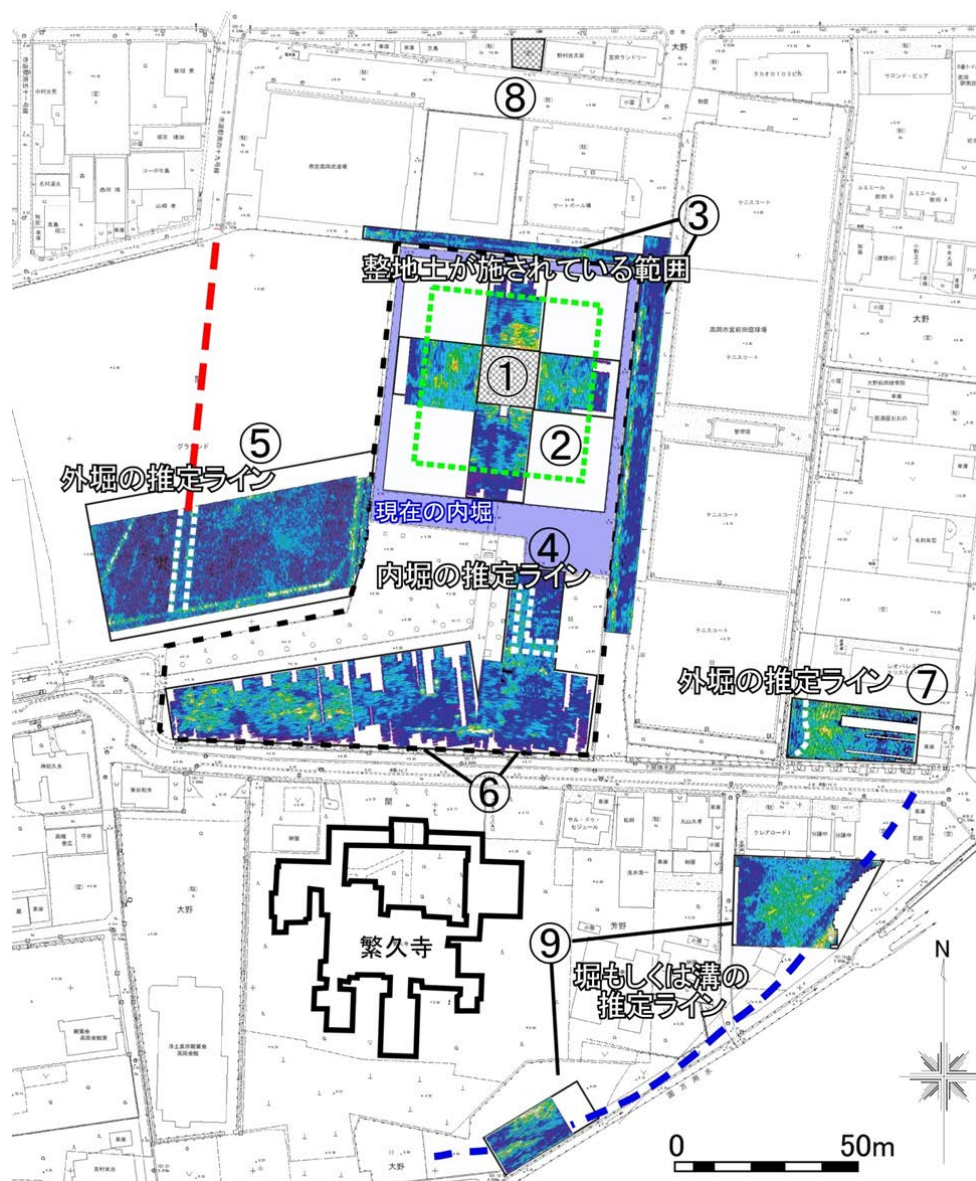


図 6-17 全地区での探査結果

図 6-18 に、探査結果と発掘結果から推定した堀の経路を示す。推定経路は図 6-3 の絵図とも相似している。②地区の結果で述べたように、内区は現在よりも小さく約 60m 四方の正方形型の区画であり、御廟正面（南側）の堀幅が現在より広がったと考えられる。内堀は直線状に南に伸び、約 20m で東に曲がり L 字状に巡っていたと推察される。周囲の外堀が御廟を中心として約 90m 四方に巡っていたとすれば、国内でも有数の規模である。また、繁久寺の近傍で得られた堀跡が墓所に付随する施設ならば、さらに広大な墓域であった可能性も考えられる。



図 6-18 探査結果から推定した堀の経路

### (3)まとめ

前田利長墓所で実施した GPR 探査から、以下のことが判明した。

御廟の内部に空洞は存在せず、上下段を区画する構造も認められないため、御廟は土盛りで段築された基壇を貼石で覆った構造と考えられる。御廟を中心に約 50m 四方に土塁があり、内部に約 0.5m 厚の整地土が施されている。また、探査後の発掘調査で御廟南側の土塁の先に空堀が検出されており、造営時の御廟は現在より南側に 3m 程短く、約 60m 四方の正方形型の区画であったと考えられる。御廟の南側には、堀跡の応答が検出され、L 字状に巡る内堀を示している。御廟の西側では、南北方向に線状の応答が得られた。絵図にある外堀の位置と符合し、埋没した外堀と考えられる。東側では、外堀の明瞭な反応が得られた。この反応は探査区の南西で西に曲がり、外堀の南東隅に対応する。繁久寺周辺では、堀か溝跡の反応が現れた。これが前田墓所に付随する施設かは不明だが、墓域がより広い可能性を示している。

前田利長墓所の様に、史跡指定を受けた遺跡では発掘が制限される。そうした場合、部分的な発掘調査の結果を、探査で広範囲に広げて地下構造を推定する方針が良いと考えられる。

#### 6-1-2.建造物の主軸方位による検討

複数の建物で構成される古建造物には、建築時に主要な建物を結ぶ軸線の方位が考慮されている場合がある。特に、仏教寺院では南北（或いは東西）方向を意識しているものも多い。また、南北方向に入るものの、真北から僅かにずれた方位で建てられている古建造物もある。過去において磁北は一定ではなく、もし古建造物が当時の磁北を基準として建てられた場合には、真北や現在の磁北とも異なる主軸方向を持つこととなる。

広岡（1976）では、古寺の築造時の方位設定に関して、仏教寺院の方位には南北か東西に揃うように建てられている場合が多いこと、南面の伽藍を持つ古寺の中軸線は、殆どが南北方位となっているが真南北からずれるものがあることを示している。そして、7 世紀頃には中国で実用化されていたと考えられる磁気コンパスが、日本の古寺の築造時の方位設定に利用された可能性を示唆している。図 6-19 は石川県野々市町の末松廃寺の方位研究の結果である。末松廃寺は、7 世紀後半頃に建立された石川県最古の寺院で国指定史跡となっている（吉岡，2009 等）。同寺院には奈良・平安時代の建物があり、図 6-19 左図の様に奈良時代の建物は、軸線が地理的南北から西へずれ、一方、平安後期の建物（斜線）の軸線は真北方向にある。この軸線の時代による違いは、右図の様に地磁気の偏角と良くあった。広岡は、「伽藍中軸線が真北（南）からずれている古代・中世の仏教寺院は、方位決定に磁北（南）を用いたと考えざるを得ない

事実が多い。それは法隆寺若草伽藍建立の頃には始まっており、磁北を精度良く求める磁気コンパスが7世紀には日本にあったことになる」と述べている。中国からの知識や技術と共に、磁気コンパスも飛鳥時代に伝わり古寺の方位決定に使用されたと考えられる。

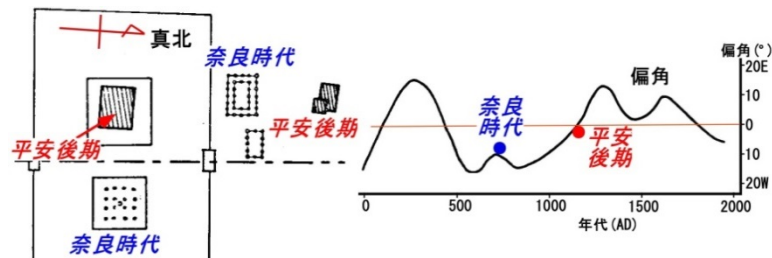


図 6-19 末松廃寺の方位と地磁気偏角の対比（広岡（1976）より抜粋，加筆）

### (1)前田利長墓所の方位と考察

前田利長墓所の方位の検討を試みた。墓所は、1646年に現在の基本形態が造営されており、御廟を中心とする主軸は当初のものであると考えられている。図 6-20 に墓所とその周辺を示す。墓所の関連施設は、ほぼ南北方向を向いており、主軸の方向を留意して建造されたと考えられる。墓所の方位を真北より読み取ると、東へ5.6度ずれており、図 6-19 下図の過去の地磁気偏角と比べると、1600年代の偏角方向と良く合う。

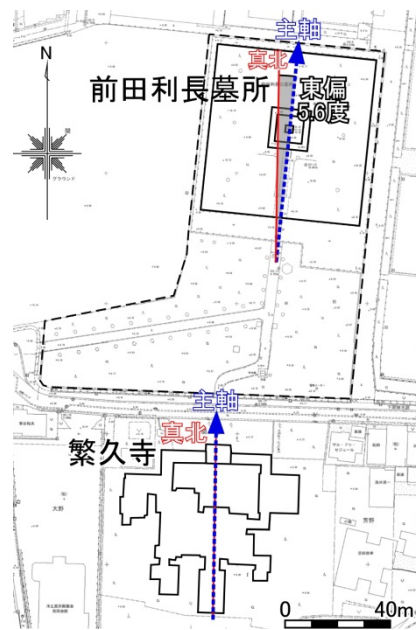


図 6-20 前田墓所と繁久寺の軸線の方

墓所の南側に位置する繁久寺は、墓所造営に伴って 1645 年に現在の場所に移されたとされ

ている。繁久寺の主軸の方位は図 6-20 に示す様に真北とほぼ一致しており、墓所の東偏の傾向とは合わない。しかし、繁久寺は 1859 年に火災によって諸堂の多くが焼失し、1862 年に再建されたものであり、建物群の主軸が変わっている可能性がある。図 6-19 から 1800 年頃の磁北は真北方向にあり、その後は数度西偏する傾向にある。繁久寺は再建時に当時の磁北方向に軸線を設定して建造されたと解釈できる。

また、瑞龍寺においても同様の検討を行った。瑞龍寺は、参道（八丁道）を通じ、墓所の西方に位置する（図 6-21）。前田利長の三十三回忌（正保三年）をきっかけに整備され、墓所と

同時期の築造と考えられる。図 6-22 に示すように瑞龍寺の軸線には、真北から約 5 度の東偏が認められる。前田墓所と瑞龍寺は 800m 以上離れており、地形や周囲の状況だけで軸線に同様のずれが生じたとは考えにくい。

以上のことから、墓所の造営に際して磁石を用いて方位が決定された可能性は高く、前田利常は磁気コンパスによる方位設定という建築技術を駆使し、墓所の建築に取り組んだと考えられる。



図 6-21 前田利長墓所と瑞龍寺の位置

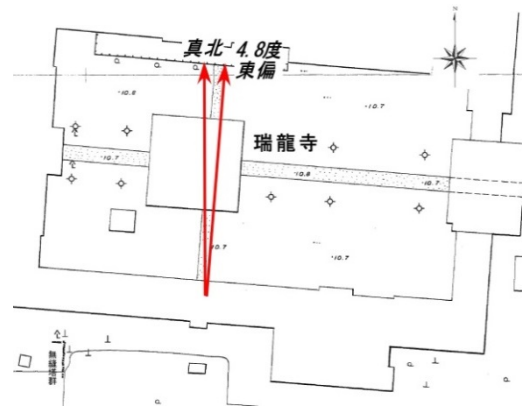


図 6-22 瑞龍寺の軸線の方向

## (2)千光寺での研究

方位による検討は、築造時代の不明な建造物の研究においても有用となると考えられる。砺波市芹谷に所在する千光寺（図 6-23）とその旧伽藍（芹谷下大門遺跡）の研究を行った。

千光寺は 703 年（大宝 3 年）に天竺僧法道円徳上人が開き、北陸で最古の古刹と伝えられる。上杉謙信による侵攻の際に堂宇を焼失しており、その後 1618 年（元和 4 年）の火事で再度被災した。火災の度に建物は再建され、寺域の様相も変化していると考えられている（西井, 1995）。

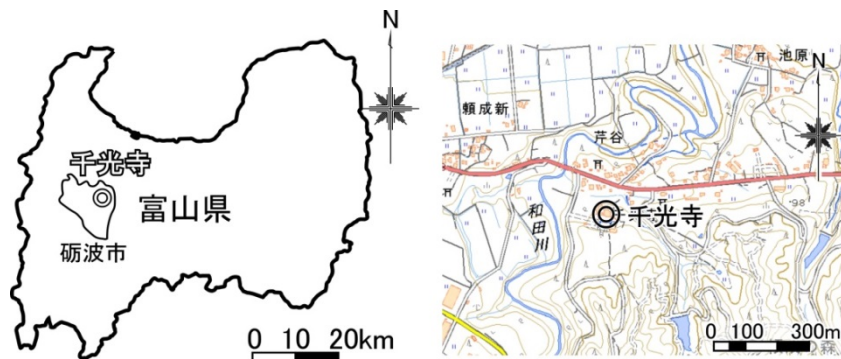


図 6-23 千光寺の位置

千光寺境内の建造物の軸線の方位を検討した。表 6-1 に各建物の年代（砺波市教育委員会，2014），図 6-24 に各建造物の軸線の方向を示す。軸線の方向は真北より東に数度ずれた方位にある。火災後の 1751 年に本堂と庫裏，1760 年に観音堂の順に建てられている。1750 年頃の地磁気偏角（図 6-19）は東向きで，建物の築造の際に磁北を利用しておれば軸線は真北から東へ数度ずれるので，符合する。過去の地磁気偏角との比較から，本堂や庫裏を含む現在の伽藍は，1700-1800 年の間に構築された可能性がある。

表 6-1 各建造物の築造年代

建造物	築造年代
本堂, 庫裏	宝暦元年(1751)
観音堂	宝暦10年(1760)
山門	寛政9年(1797)
土蔵(西蔵)	天明5年(1785)
土蔵(東蔵)	文久2年(1862)
御幸門	明治5年(1872) ※移設
書院	明治29年(1896年)



図 6-24 各建造物の軸線の方向

千光寺の西側に位置する千光寺旧伽藍において，地中の礎石から過去の伽藍配置を探る目的で，GPR 探査を実施した。GPR による礎石の検出は，岸田・酒井（2005）も報告している。図 6-25 に探査結果（Timeslice 図）を示すが，礎石と削平や盛土を示す反応が得られた。図 6-26 には石による反射を抽出した結果を示しており，Timeslice 図と鉛直断面図の両方で石を得た箇所を赤丸で示した。石の位置に特徴がある範囲 A～D に注目すると，A 地区は強い反射領域が広がり，石の応答も得られた。反射の強い領域は，地下に空隙が多く，平坦面の造成で盛土が施された可能性がある。遺構としては，基壇状の高まりや道が推定される。B 地区は参道を挟んで石の応答があり，門等の構造が推定される。C 地区は多くの石が密集し，建物の中心と考えられる。D 地区は溝状の反応が，地割に沿うように直線状に繋がり，区画溝が推定される。

以上の結果から，探査範囲が旧伽藍であった可能性は高い。各探査区で石の検出深度が異なるので，更に検討が必要であるが，石の配置から読み取れる軸線の方向は真北から東へ十数度ずれている。

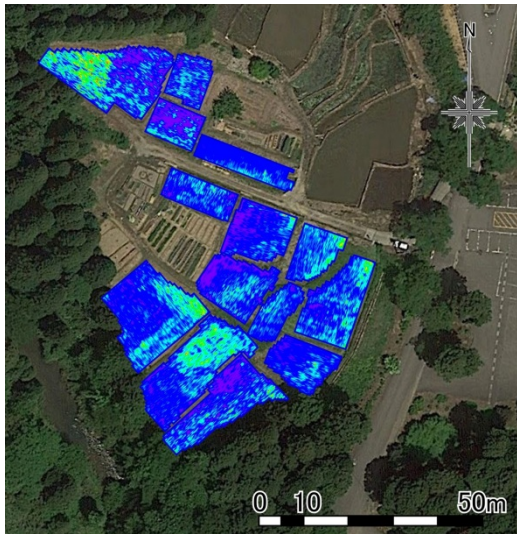


図 6-25 各 Grid の探査結果

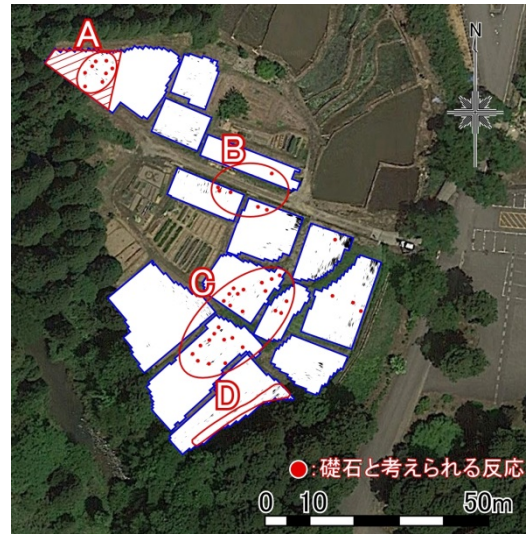


図 6-26 石の反応を抽出した結果

図 6-27 に、地磁気偏角の変化と千光寺境内の建物の軸線の方位（赤丸），および探査で得た石の配置の方位（青破線）を示す．地磁気偏角は 1300 年頃に大きく東にずれており，礎石の配置方向はこの時代との対応が考えられる．探査結果については，石の応答が判読できなかった箇所や検出深度が異なるなど，検討が必要であるが，得られた反応が建物の礎石に関するものである場合，この方位と推測される年代は，千光寺旧伽藍の建物の時代についての一考察になると考えられる．

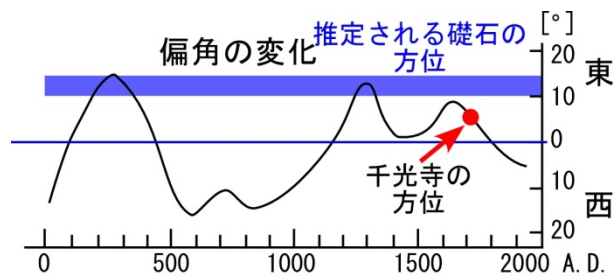


図 6-27 地磁気偏角の変化との軸線の方位の対比

#### (4)まとめ

歴史建造物の軸線の方位を検討した結果，前田墓所および瑞龍寺は，磁気コンパスを用いて築造を行った可能性が示唆された．千光寺においても，同様に磁気コンパスが建造に利用された可能性が考えられる．GPR 探査で地下の礎石（建物跡）を検出し，配列や建物の方向を過去の地磁気方向と比較することで，建造時期が不明な建物の年代を探る新たな方法が開発できると考えている．

## 6-2.擁壁や石垣の壁面での研究

### 6-2-1.研究目的と概要

壁面探査は、トンネル側壁部の空洞探査等（永島，1997；田中，2007 等），土木工学分野で用いられているが，対象深度は数 10cm 程と浅く，より深部を対象とした研究は少ない．壁面を対象とする GPR 探査では，アンテナを地面に置く通常の探査とは測定法も大きく異なる．本研究では，遺構を対象に，従来殆ど行われていない壁面からの探査研究を行った．まず，建築研究所で擁壁試験体の GPR 探査を行い，壁面探査の有用性の検討も含めて研究し，基礎データを得心することにした．

### 6-2-2.擁壁の探査

探査は，茨城県つくば市の建築研究所にある地盤実験棟で行った(図 6-28)．対象の擁壁試験体を図 6-29 に示す．表面より擁壁ブロック，裏込コンクリート，裏込材（碎石），盛土（日光珪砂 6 号）で構成される．西側ブロックには，弱層が設けてあり，弱層 1 は塩ビシート，弱層 2 は日光珪砂で分けられている．盛土地盤を水で飽和させ，擁壁の耐震性の評価の研究のため加振実験が実施された．加振で，弱層のある西側ブロックの崩壊が予想されたが，変化はなかった．本研究では，擁壁ブロックと盛土の内部を GPR 探査で探った．



図 6-28 建築研究所の位置

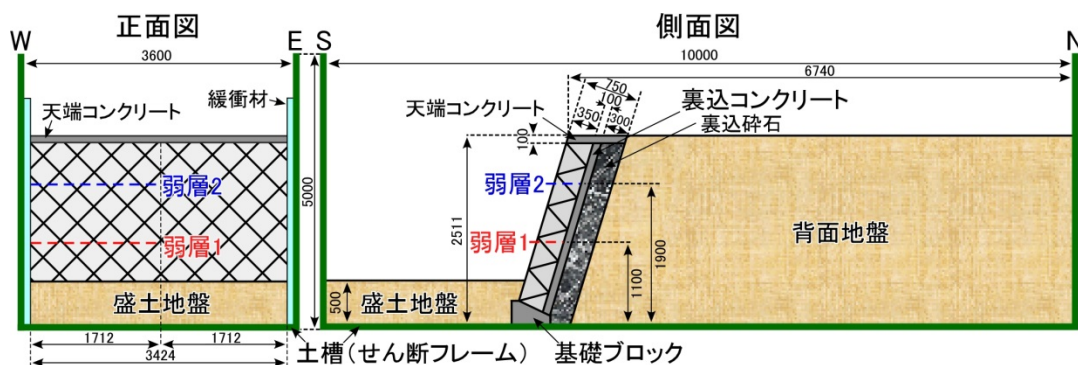


図 6-29 擁壁試験体の概念図

探査には pulse EKKO IV 200MHz（測定間隔：5cm），Noggin plus 250（測定間隔：2.5cm）を用いた．図 6-30 に探査測線と実施状況を示す．Line1～3 では，擁壁上端から下へ 0.5,1,1.5m の



地点に、西から東へ 2.75m 長の測線を設定し、200MHz で探査した。Line4 と 5 では、擁壁の西端と東端より 0.6m の位置に、下から上へ 1.5m 長の測線を設定し、200 と 250MHz で探査した。

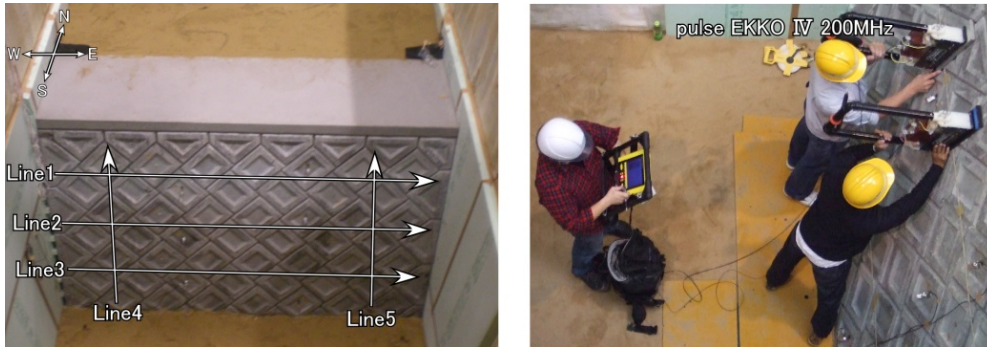


図 6-30 探査測線と実施状況

### (1)探査結果

#### ①水平方向の探査

代表的な探査結果として、Line2 の結果を擁壁試験体と合わせて示す（図 6-31）。壁面から深度 7m 付近に北側の土槽壁の反射があり、レーダ波の伝搬速度は 0.11m/ns を推定した。擁壁と土槽の境界が深度 0.75m に確認できる。また西側で強い反射が認められるが、西側には弱層があり、探査は盛土内の異常を捉えた可能性がある。ただ、盛土内に歪みセンサーがあるので、その影響も考えられる。200MHz のアンテナでは、擁壁表層部の構造を明瞭に捉えることができなかった。

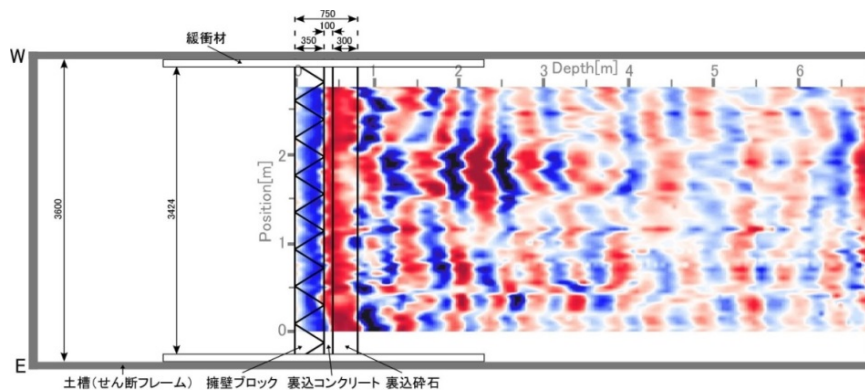


図 6-31 Line2 の探査結果（擁壁試験体と表示）

## ②垂直方向の探査

代表的な探査結果として、Line4 の 250MHz の結果を擁壁試験体と合わせて示す（図 6-32）。深度 0.75m に擁壁と盛土の境界の反射があり、伝搬速度は 0.1m/ns と推定した。表層の擁壁ブロックの構造がよく把握できた。また盛土下部はレーダ波の減衰が大きく、地盤を水で飽和させた影響が読み取れる。

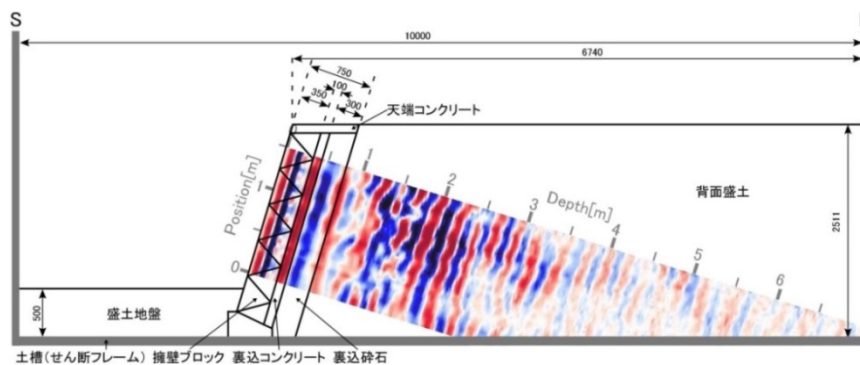


図 6-32 Line4 の探査結果（擁壁試験体と表示）

## (2)まとめ

建築研究所の擁壁試験体を対象に、壁面からの探査を実験的に行った。200MHz では、7m 奥の土槽の反射は得られたが、表層部の構造は判読が難しかった。250MHz では、表層の擁壁ブロックの構造が明瞭に把握できた。盛土下部では水によるレーダ波の減衰も確認された。以上の様に、GPR で擁壁内の構造が検討でき、比較的深部を対象とした壁面探査の基礎データが収集できた。

### 6-2-3.歴史建造物の壁面探査

壁面から遺構の内部を探る研究を、二つの対象で行った（図 6-33）。

富山県黒部市の愛本刎橋は、江戸～明治時代に黒部川に架けられた橋で、架設位置が不明である。黒部川の右岸壁面からの探査で痕跡を探った。

高岡市の高岡城跡では、本丸と二の丸を繋ぐ土橋で、石垣の壁面等から探査を行い、土橋の内部構造を研究した。



図 6-33 研究対象の位置

#### (1)愛本刎橋での研究目的と概要

愛本刎橋は、1662年に建造され、江戸時代から明治時代に黒部川に架かっていた。黒部川は急流で、洪水時には橋脚が流されるため、橋脚を設けず、両岸から大木が斜めに刎ね出し、その上に橋桁を載せて中央部分を組み合わせる「刎橋」構造であった。その構造と規模（全長 63m）から岩国の錦帯橋、甲斐の猿橋と共に「日本三奇橋」と呼ばれている（図 6-34）。

木造橋梁で耐用年数は 20～30 年の為、明治 23 年までに 8 回架け替えられた。それ以後は木造のアーチ橋、鋼鉄製のトラス橋に架け直されたが、昭和 44 年の大洪水で流失した。現在の愛本橋は、昭和 47 年に元の地点より約 60m 下流に架け直しており、刎橋の架設位置を示す資料は現存していない。近年、黒部川の右岸に、愛本刎橋の柱脚と思われる痕跡が発見され、付近に当時の愛本刎橋が存在したと推察された。本研究では、愛本刎橋の刎木の埋め込み跡から、架橋位置を探査で調べることにした。調査位置を図 6-35 に示す。



図 6-34 明治期の愛本刎橋（奥田，1987より抜粋）

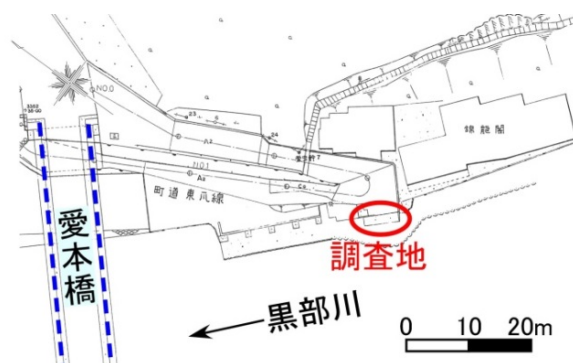


図 6-35 調査位置

壁面上部まで約 7m の高さがあり，通常の方法では対応できず，ゴンドラを用いて探査を実施した．探査測線は上から順に Line1～5 とし，測線距離は 5m，測線間隔は 1m に設定した．図 6-36 に探査状況と測線を示す．壁面下部はコンクリート，壁面上部は岩（レンガ状）で覆われていた．また，探査結果の解析に必要なレーダ波の伝搬速度を得るために，CMP 探査(Annand and Cosway, 1992) を行い，全層平均の伝搬速度 0.04m/ns を用いて解析した．

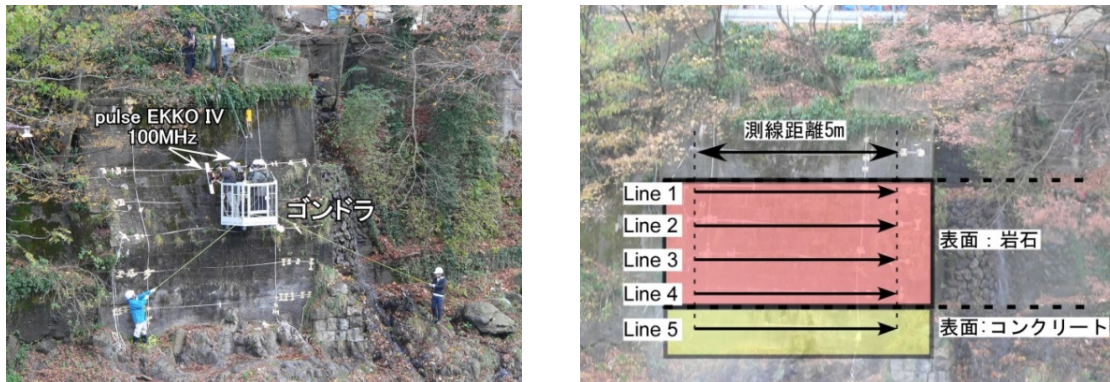


図 6-36 探査の実施状況と測線配置

(2)探査結果と考察

代表的な探査結果として，Line2 と 5 での結果を図 6-37 に示す．Line2 の探査結果には，壁面から奥への深度 3m 付近に強い反射が認められた．高田（1893）によると，明治 24 年に木拱橋を架け替える際，刎木を取り去った後でセメントモルタルにより掘り込み跡を埋めて整地し，現在の壁の表面ま

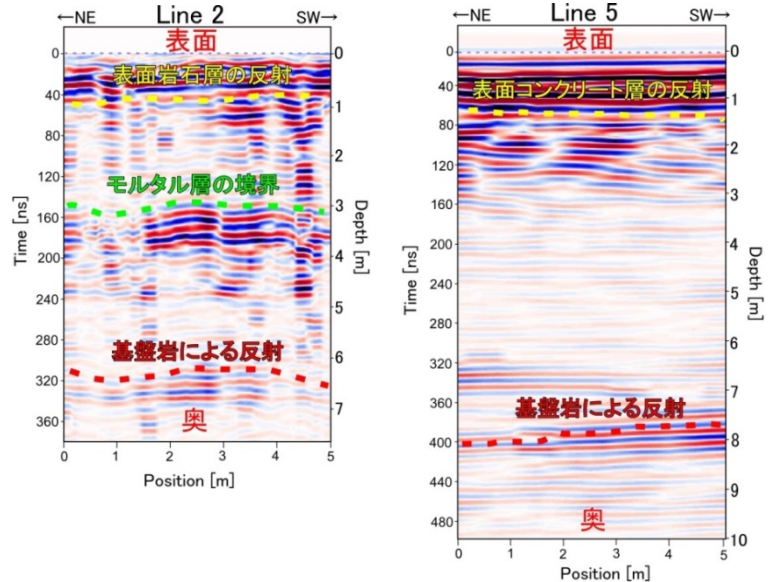


図 6-37 代表的な探査結果（左：Line2，右：Line5）

で石灰モルタルで埋めて橋の基礎部を造ったとされている．この記述から，深度 3m の強い反射は，セメントモルタルと石灰モルタルの層の境界を捉えたものと推察された．この反射は Line5 では認められないが，これは表面を覆う材質の違いによるものではなく，壁面の内部構造が異なることを示すと考えられる．Line2 では深度 6m にも強い反射が認められる．これは

基盤岩を示す反射と考えられ、Line5の8m付近の反射と繋がる構造と考えられる。

図 6-38 には、Line1～5の探査断面図を並べている。各結果で、左側は壁表面、右側が奥である。Line1～4では、3m奥に図 6-37 左で示した石灰モルタルとセメントモルタルの境界が連続して得られている。壁の側面（図 6-39）からも、壁表面から約 3m奥にモルタル層の境界が確認でき、これが明瞭な反射として捉えられたと考える。また、この反射は Line5では認められないが、これは最下部の平坦面を造成する際、基礎としてセメントモルタルのみが使用されたためと推察される。

基盤岩の反射は Line1～4では、約 6m奥に得られたが、Line5では約 8m奥に認められた。最下部では刎木を固定するため、基盤岩を掘削した掘り込みがあったとされており、この結果は、その掘り込みを捉えたと考えられる。図 6-40 は、愛本刎橋の天保十二年の設計図（黒部市教育委員会所蔵：越中新川郡愛本橋百分之一図（1841））の一部である。埋め込まれた刎木部分の長さは約 8mであり、探査で得られた基盤岩の深度と一致する。

以上、橋の壁面からの探査により得られた刎木を埋め込むための基盤岩の掘り込みおよび、黒部川右岸での愛本刎橋の架設位置を明らかにできた。

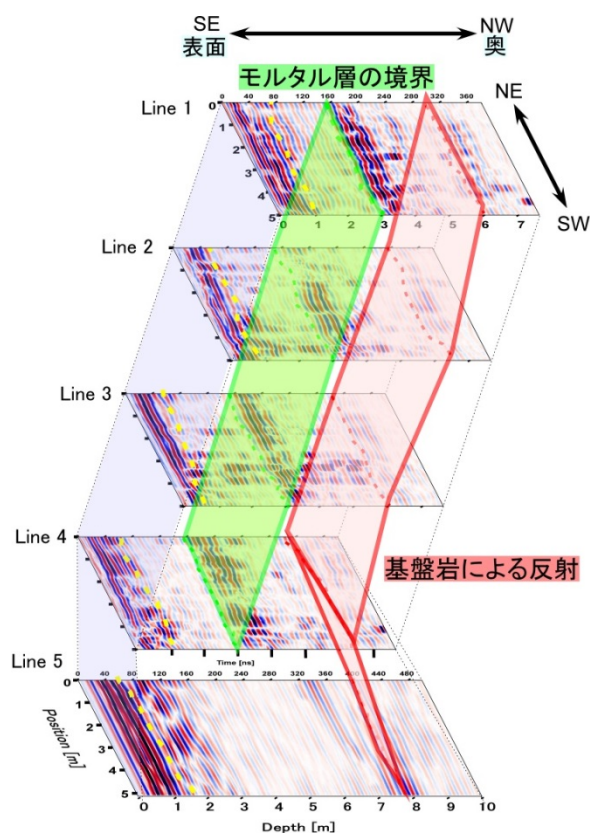


図 6-38 探査結果の統合図



図 6-39 側面の状況

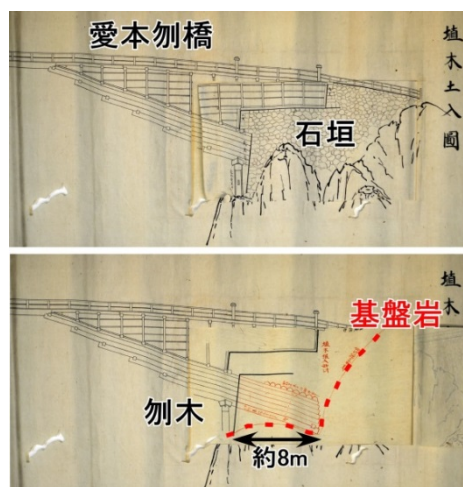


図 6-40 古絵図による検討

### (3)高岡城跡の本丸土橋での研究目的と概要

高岡城（図 6-41）は総面積 21 万 m<sup>2</sup>，その約 3 割が水濠で占められる堅牢な造りの平城で，加賀藩二代藩主前田利長により 1609 年に築城された．本丸と二の丸を繋ぐ本丸土橋には，高岡城跡で唯一の石垣が残る．この石積みは乱積法で行われ，慶長期の石積方法と共通している．しかし石垣面はほぼ直立し，落し積みが随所に認められること，さらに平石の上に直接平石を置く重ね石の禁じ手がある等，近代に作られた石垣の可能性も指摘されている．本丸土橋の周辺は，明治期の改築説もあるものの，高岡城の格式を問う重要な地点となっている（高岡市教育委員会，2013）．本研究では，土橋の内部構造を GPR 探査で探ることにした．

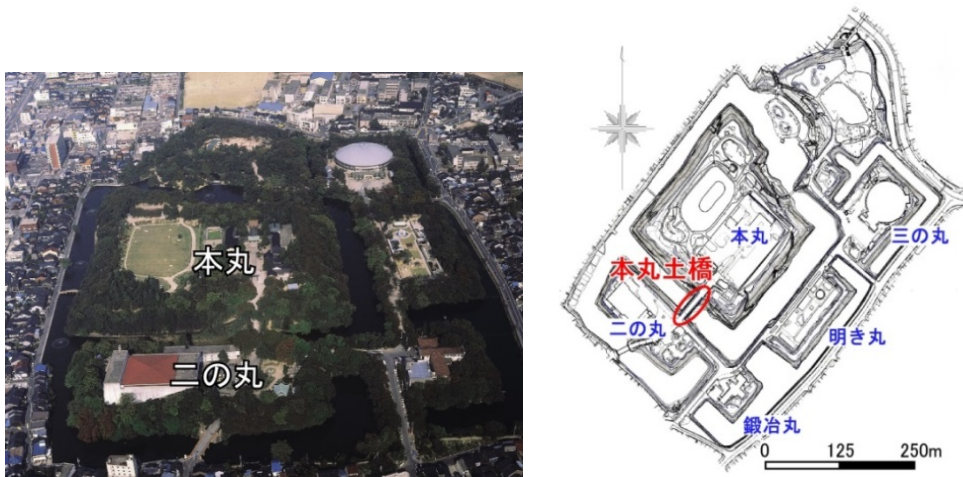


図 6-41 高岡城跡の全景と調査範囲

探査は本丸土橋上，土橋下の堀に接する敷地，および外堀側の石垣面で実施した．図 6-42 に探査状況を示す．石垣面では，アンテナを上部から吊り下げて探査を行った．探査装置は，対象の深度を考慮し，同区域を 100～250MHz に変えて測定を進めた．



図 6-42 探査の実施状況

#### (4) 探査結果と考察

##### < 石垣面の探査 >

図 6-43 に石垣面の探査結果を示す。縦軸は土橋から下方への距離，横軸は内部への深度を示している。石垣面から約 1m の領域に，石垣と盛土の境界が認められ，この境界まで石垣が築かれている。

また土橋の地表から 2.5～3m 下の盛土内に反射の様相が変化する境界があり，境界の上部で反射が強く，下部で弱くなっている。

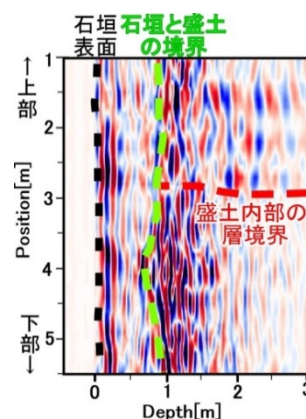


図 6-43 石垣面の探査結果

##### < 土橋上の探査 (250MHz) >

図 6-44 に深度 2～2.4m での Timeslice 図を示す。土橋の領域は，両側の本丸や二の丸の領域に比べてレーダ波の反射は明確に強い。これは，土橋の土質が両側の土質と異なり，空隙が多いので強い反射を示したと考えられる。図 6-45 の鉛直断面図では，深度 2～3m に盛土内での境界が認められ，この境界は土橋中央部で落ち込んでいる。また浅部での反射は，人工物（配管）による反応である。

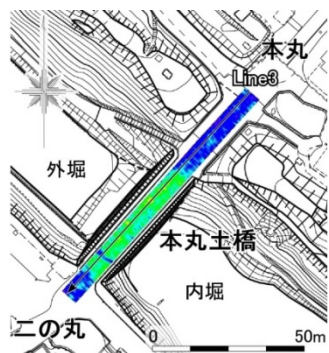


図 6-44 土橋上の Timeslice 図

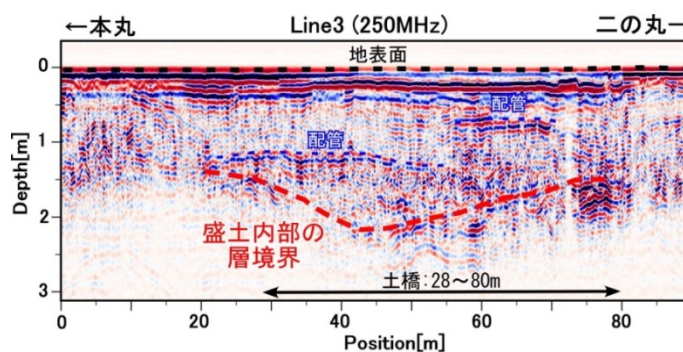


図 6-45 土橋上の探査結果 (250MHz)

##### < 土橋下の探査 >

図 6-46 の鉛直断面図では，深度 1～1.5m に盛土と地山との境界が認められる。境界面は傾いている様に見えるが，地表が石垣から外堀へ緩やかに傾斜しているので，それを補正すると境界面はほぼ水平である。

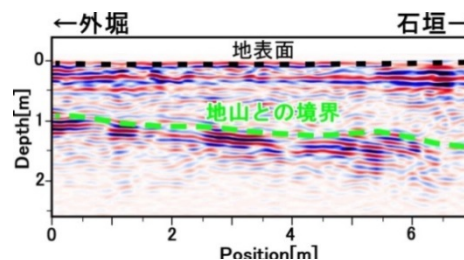


図 6-46 土橋下の探査結果

### <土橋上の探査 (100MHz) >

図 6-45 では周波数 250MHz のレーダ波による探査結果を示したが、より深部の構造を探るため、土橋上で周波数 100MHz での探査を新たに行った。図 6-47 に示す結果には、深度 2~3 mに盛土内での境界が認められる。そして石垣壁面での結果 (図 6-43) と同様に、境界より上部で反射は強く、下部では反射強度は弱く応答が密になっている。また深度 3~7mには盛土と地山との境界があり、境界は、土橋の両端で浅く中央部で深い傾向にある。その深度は、土橋の下の敷地での探査で得た盛土・地山の境界 (図 6-46) と一致し、土橋の領域と外堀の石垣付近の地山は、同じ深度とみられる。図 6-48 には、探査で得た土橋内部の地層境界を、外堀側の石垣の写真に示した。地山と盛土の境界は概ね石垣の直下に位置している。内堀側の石垣の石材調査では、石垣の下部は花崗岩と安山岩で築かれ、上部 2m 程は砂岩で築かれていると示された。この砂岩と花崗岩・安山岩の構成石材の境界の深度は、盛土内の層境界に相当する。

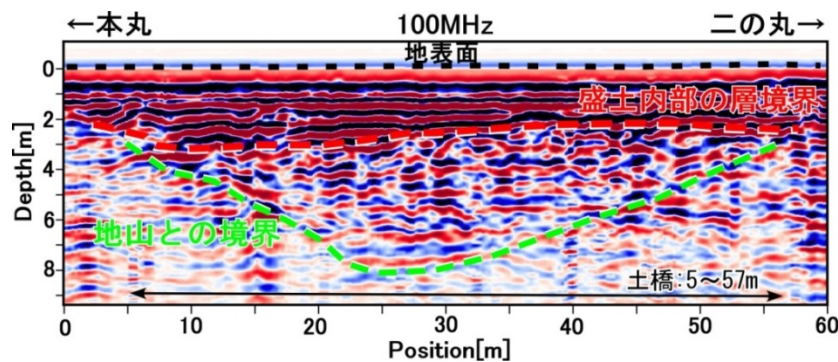


図 6-47 土橋上の探査結果 (100MHz)

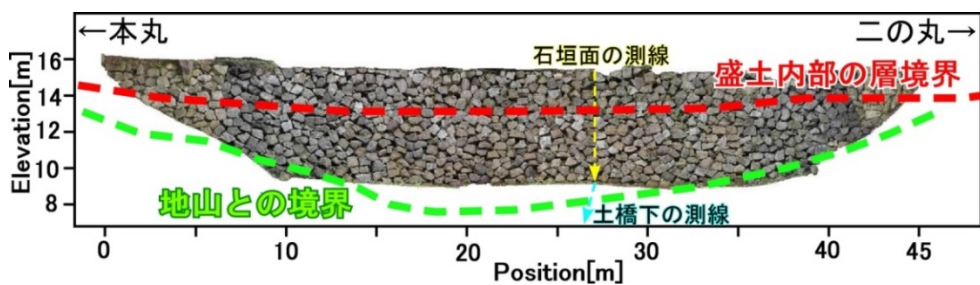


図 6-48 石垣面の写真と探査結果



## (5)まとめ

富山県黒部市の愛本刎橋では、架橋位置の復元と刎木の掘り込み痕を探る目的で、ゴンドラを用いた壁面からの探査を行った。その結果、壁面の深部約 7m に、刎木を埋め込むための基盤岩の掘り込みが確認された。古絵図に記載された埋設深度と、探査で得られた基盤岩の深度も一致していた。本研究で判明した黒部川右岸側の架橋位置から、橋の経路を今後調査することで、痕跡のない左岸側の位置も推定できると考える。

高岡城跡の本丸土橋では、土橋の内部構造を探る目的で、土橋の上下と石垣面で探査を行った。その結果、土橋の盛土・地山の境界が、土橋中央部では地表から 7m 深度にあり、両端で浅くなる構造となっていた。また盛土内部の、地表から 2～2.5m 深度にも層境界が認められた。地山までの深度が土橋中央で深いのは、土橋上部の平坦面を造成するための段築跡か、土橋の改築跡の可能性がある。また盛土内にも地層境界があることから、盛土の構築は 2 回に分けて行われたと考えられる。つまり本丸土橋は、一旦、地山を堀と同深度まで削った後に、2 回の盛土を施して形成されたと推察される。

壁面からの遺構の研究は殆ど行われていない。本研究の様な GPR 探査により、考古学における新たな情報を得る方法として活用できると考える。

### 6-3.特別天然記念物・魚津埋没林の研究

#### 6-3-1.研究目的と概要

魚津埋没林（特別天然記念物）は、指定地の地中にまだあると考えられるが、その分布の実態は把握されていない。近年、周辺の魚津港の拡張整備や融雪装置の普及による地下水環境の変化が生じており、これらが地中の埋没林に悪影響を与える可能性が懸念されている。今後の保護対策の為、埋没林の分布の把握が望まれている。しかし、特別天然記念物では発掘調査は原則禁止されており、破壊的影響を与えることから実施は難しい。本研究では、今後の保護対策の基礎情報の取得も目的に、GPR等の非破壊調査による埋没林の分布研究を行った。

魚津埋没林は1930年の魚津港改修工事の際に、初めて海底で発見された。その後、1952年や1989年にも見つかり、海面下に残されていたことから、発見地点はかつて地表面だったことが示された。これは約2000年前に片貝川の氾濫で土砂流出が原生林を埋没させ、その後の海水準変化で現在の海面より下になったとの説が現在、受け入れている。発見された樹木の多くはスギで、大小200程ある（最大で直径4m、周囲12m）。魚津埋没林は、1936年に国の天然記念物に、1955年には特別天然記念物に指定され（麻柄、1992；藤井他、2003）、現在は、魚津市の魚津埋没林博物館に保存展示されている（図6-49）。また、2007年には日本の地質百選にも選定されている。

埋没林の探査として、島根県の三瓶火山の噴火で地下に埋まった三瓶小豆原埋没林の研究が試みられている。地下構造の検討として実施されたが、埋没林による反射は得られておらず、検出には至っていない（島根県環境生活部景観自然課、2000；島根県環境生活部景観自然課、2002）。



図 6-49 魚津埋没林（現在の展示状況）

## 6-3-2.特別天然記念物指定地の地下構造

### (1)探査概要

GPR 探査と高密度電気探査を併用し、指定地内の電磁気物性を通して、地下の堆積構造や地下水位の検討を行った。探査装置は NOGIN plus (250MHz)と AGI 社製 Super Sting を使用した。図 6-50 に探査範囲と実施状況を示す。指定地西側に Site1 (5×27m), Site2(6×27m), Site3(4×20m)の探査範囲を設け、各範囲で、南北方向の測線 (1m 間隔) にて探査を行った。



図 6-50 探査範囲と実施状況 (上 : GPR 探査, 下 : 高密度電気探査)

### (2)探査結果と考察

図 6-51 には、Site1 の代表的な測線での結果を示す。左図の高密度電気探査の結果は、横軸に測線距離、縦軸に地下深度をとり、電気比抵抗の高低を色で表現している。寒色が低比抵抗 (電気が流れ易い)、暖色が高比抵抗の領域を示す。探査区の南側 (距離 3-8m, 深度 1-4m) に高比抵抗領域があるが、近傍の配管の反応と考えられる。中央付近 (距離 14-16m, 深度 3m) の高比抵抗領域は埋蔵物が存在する可能性がある。また深度 1m 付近に低比抵抗領域が広がっており、地下水位を示すと考えられる。右図の GPR 探査の結果では、深度約 0.5m に表土と下

部の盛土との境界が認められ、深度 1m から極端に反射が弱くなっている。電気探査と同様に地下水による影響と考えられる。

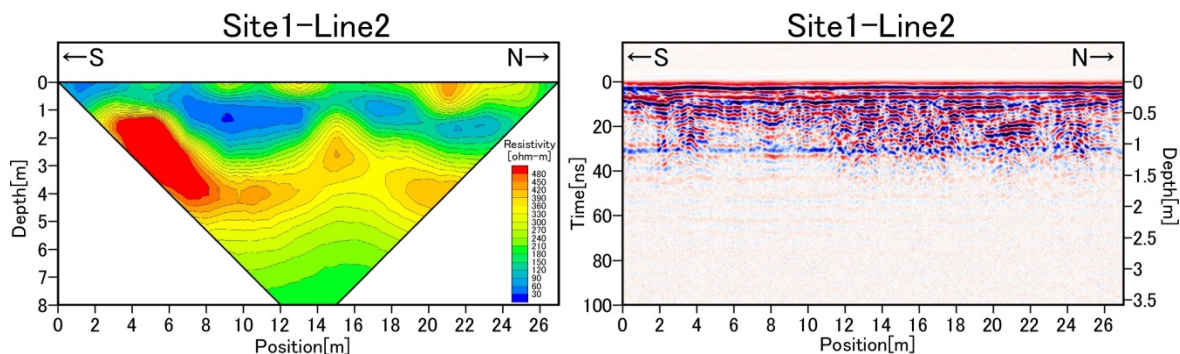


図 6-51 Site1 での代表的な探査結果

図 6-52 に Site2 の代表的な測線での結果を示す。電気探査の結果では、地表直下（距離 14～18m）に高比抵抗領域があるが、埋設物等の異常ではない。深度 1.5m 以下では全体的に低比抵抗領域が広がり、地下水位を示すと考えられる。距離 12～14m と 22m，深度 2.5m に比較的高比抵抗の領域があるが、地下水の影響を受けて判読が困難である。GPR 探査の結果では、地下に明瞭な異常は確認できない。また深度 1.5m から反射が弱くなり、地下水の存在が示唆される。

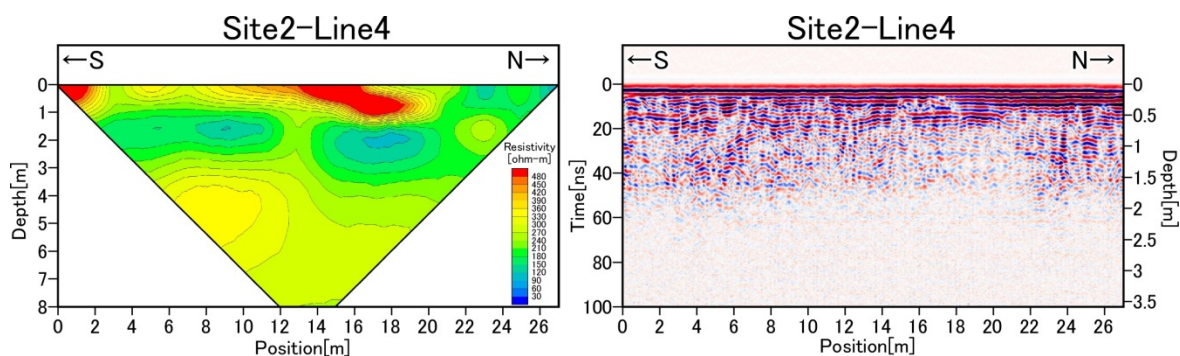


図 6-52 Site2 での代表的な探査結果

図 6-53 に Site3 の代表的な測線での結果を示す。電気探査の結果では、地表直下から低比抵抗領域が広がっており、異常は認められない。GPR 探査の結果でも、地下の埋蔵物は確認できない。深度 1.1m から急激にレーダ波が減衰しており、地下水を捉えたと考えられる。

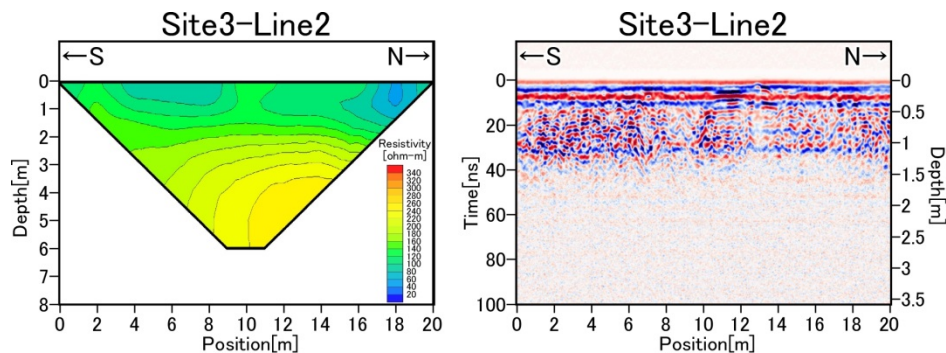


図 6-53 Site3 での代表的な探査結果

以上の結果から指定地内は、地表から 1.5m 以上の盛土があり、地下水水位が 1-1.5m までであると推察される。Site1,3 は 2012 年 9 月、Site2 は 2013 年 8 月に探査を実施しているので、地下水水位の季節や年変動の影響を捉えたと考えられる。同一地点で電磁気探査を行うことで、地下水水位のモニターも可能になると考えられる。また地下水の影響で、高密度電気探査では詳細な地下構造の調査は難しいとわかったので、より深部を対象に、周波数 100MHz の GPR を用いて埋没林の探査を行うことにした。

### 6-3-3.GPR による埋没林の探査

埋没林の分布調査は 2013 年 9 月から 2015 年 10 月にかけて実施した。新たな 100MHz の探査には、pulse EKKO PRO を使用した (図 6-54)。

探査範囲を図 6-55 に示す。Grid 1~5 (青枠) では、100MHz アンテナを使用し、Grid 6,7 (緑枠) では 250MHz アンテナで探査を行った。測線の間隔は 100MHz では 1m, 250MHz では 0.5m で設定した。



図 6-54 実施状況

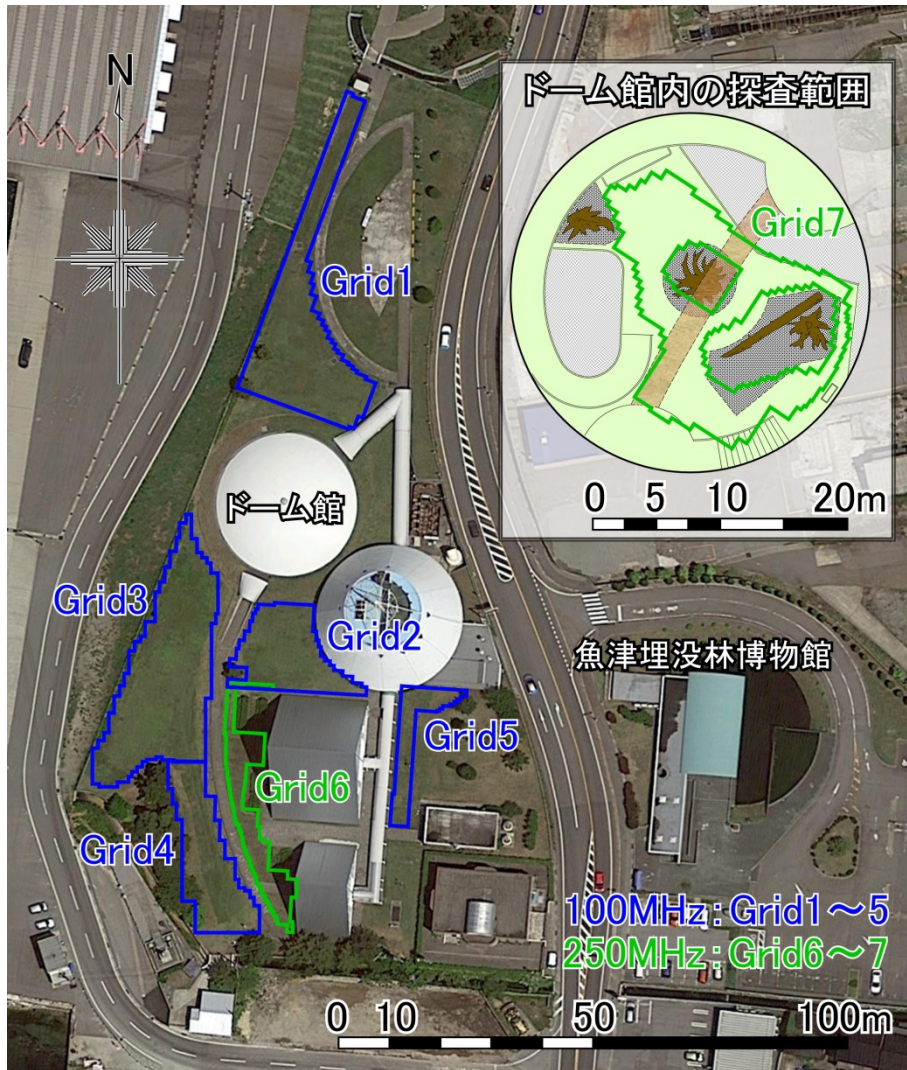


図 6-55 探査範囲

(1)探査結果

<ドーム館北側 (Grid 1) の探査結果>

図 6-56 にドーム館北側での代表的な探査結果として解析深度 2.8~3.4m の Timeslice 図を示す. 強い反射が 2 箇所で見られるが, これらは排水溝の反応と考えられる. ドーム館北側では, それ以外に顕著な反応がなく, 探査区に埋没林が存在する可能性は低い.

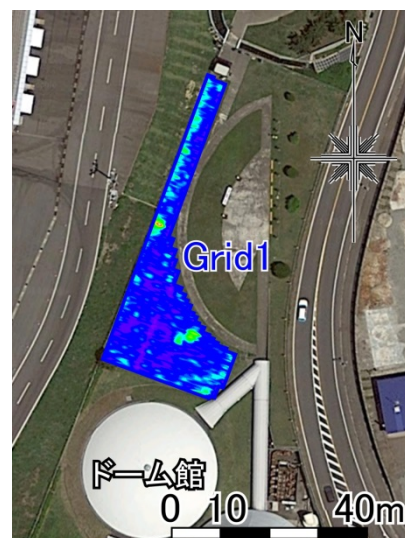


図 6-56 ドーム館北側の探査結果

### <ドーム館内(Grid 7)の探査結果>

ドーム館には発掘調査(1989年)で見つかった埋没林が当時の状況を再現して展示されている。館内で探査を実施し、地中の埋没林の検討を行った。代表的な探査結果を図6-57に示す。左の平面図(250MHz:深度0.5~1m)で反射の強い領域が認められるが、ドーム館の形状による疑似反射と考えられる。右に断面図(測線は左図の白矢印)を示すが、深度0.2~0.4mに床面コンクリート内の鉄筋の連続する反応がある。そして距離10m、深度0.8mに放射状の応答と深度2~2.5mの凹状の反射が見られる。これらは、館内の橋や壁面、天井で反射したレーダ波の混入と考えられる。館内の探査結果は、屋外の結果に比べ、解析時の信号増幅に3倍の強度が必要であった。これは床面コンクリートの直下に、レーダ波を減衰させる含水率の高い土壌があることを示す。

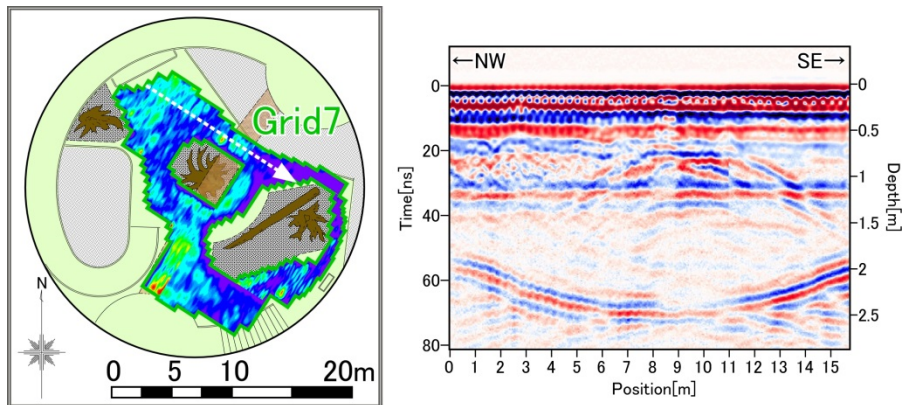


図 6-57 ドーム館内の探査結果 (左: 平面図, 右: 断面図)

<ドーム館南側(Grid 2-6)の探査結果>

図 6-58 にドーム館南側での Timeslice 図による探査結果を示す。Grid 2～5 は 100MHz (深度 2.8～3.4m)、Grid 6 は 250MHz (深度 1.25～1.75m) の結果である。Grid2 には地表のマンホールの位置から、地下の配管が推測され、中央付近の強い反射が埋蔵物の反応と考えられる。Grid3,4 では、複数の強い反射があり、埋没林を捉えた可能性が高い。Grid5 でもテーマ館の近傍に埋蔵物を示す反射が認められた。Grid6 の南側にも強い反射領域が認められるが、深度が浅く、礫や盛土による応答と考えられる。

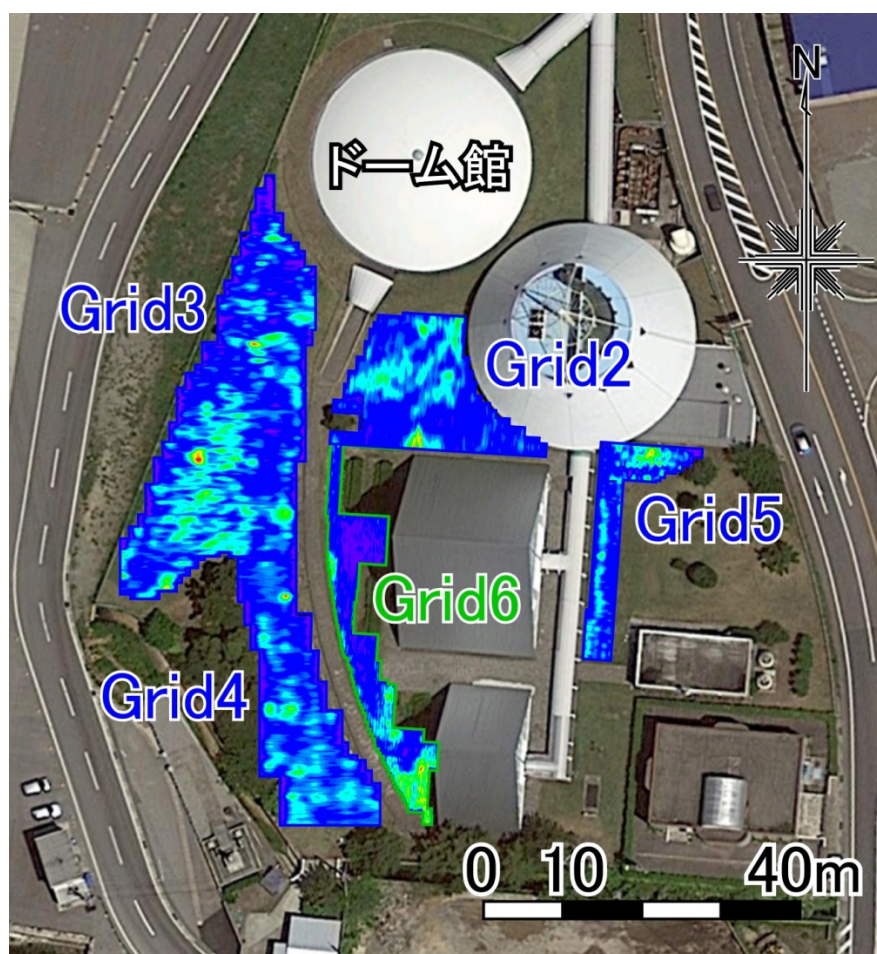


図 6-58 ドーム館南側における探査結果



図 6-59 には、代表的な探査断面図として、Grid3 の Line6 と 17 での結果を示している。Line6 では、距離 24～30 と 41～43m の深度 2.5～3.5m に異常応答があり、Line17 では、距離 2～6m の深度 2.5～3.5m に異常応答がある。これらは埋没林による反応の可能性が高い。

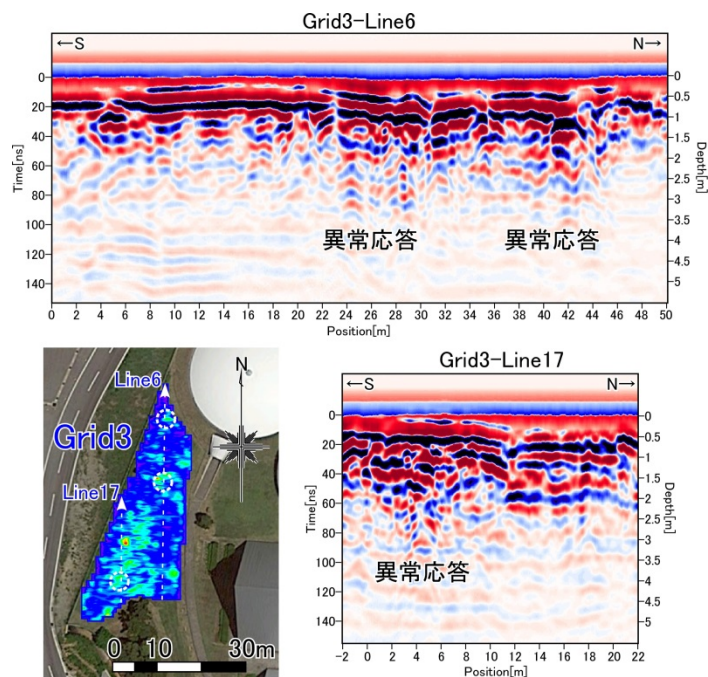


図 6-59 Grid3 (Line6, 17) の代表的な探査断面図

1985 年（昭和 60 年）に道路整備の為に、ボーリング調査が行われ、図 6-60 に示す様に 86 地点中 8 地点（青と緑）で埋没林が確認されたと報告がある（北日本地質株式会社，1985）。この結果を考慮して、1989 年に魚津市教育委員会による発掘調査が行われ、多数の樹根が発掘された（麻柄，1992）。

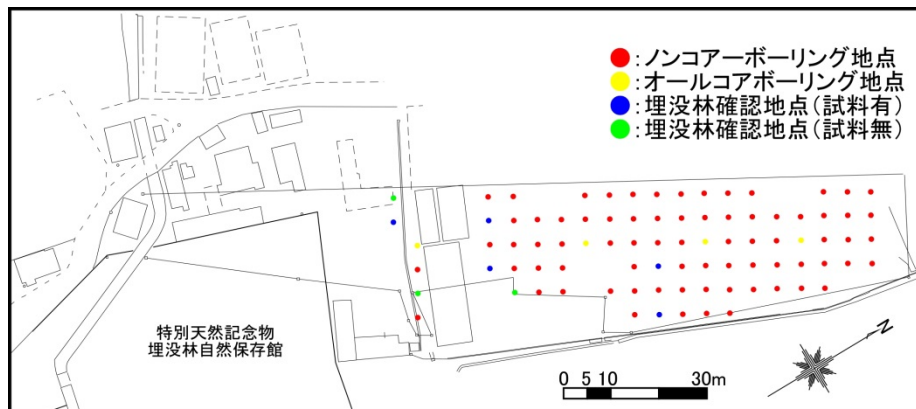


図 6-60 1985 年のボーリング調査結果（北日本地質株式会社，1985 を基に作図）

図 6-61 の左には、現在の航空写真に過去のボーリング位置をプロットした。探査で異常応答を得た箇所（図 6-58,59）とボーリングで埋没林が確認された箇所を比較する為、ドーム館南側の地域で、詳細な解析を行った。図 6-61 右に示す様に、樹幹部と判読できる応答が得られたので、全探査範囲で再解析を行った。その結果、図 6-62 の様に 6 箇所（白破線）で、埋没林と考えられる反応が得られた。

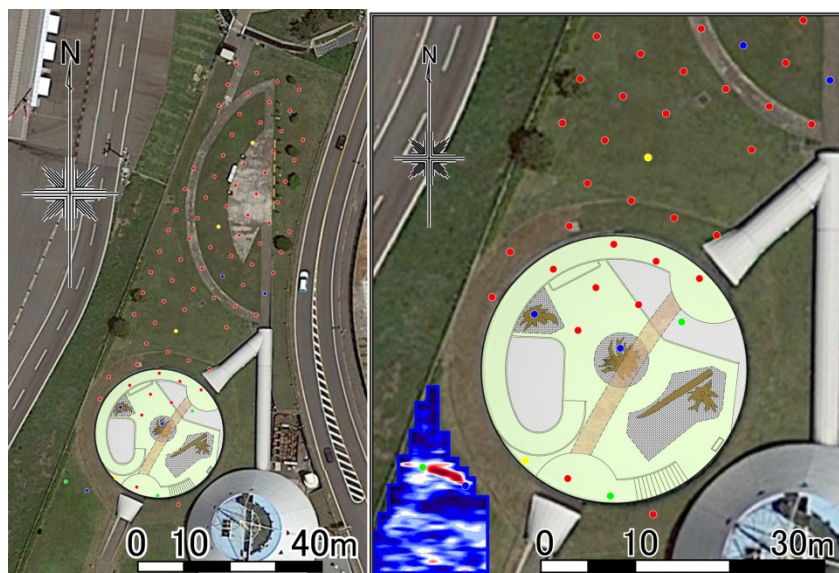


図 6-61 ボーリング調査の結果と探査結果との対応

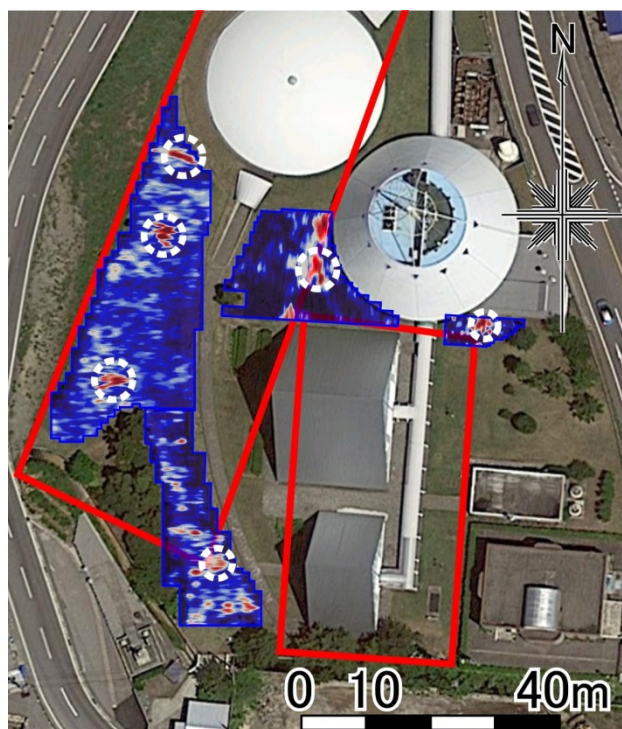


図 6-62 探査結果から推定した埋没林の位置

### 6-3-4.埋没林の試掘

2015年10月と11月に、新潟大学ト部厚志准教授の協力でジオテック社製SCSC(孔径60mm)による試掘を行った。天然記念物指定地を避けて、探査結果を基に図6-63に示すA~C地点で掘削を行った。簡易の打撃式ボーリングの為、A、B地点では盛土内の礫を抜かず、埋没林を推定した箇所

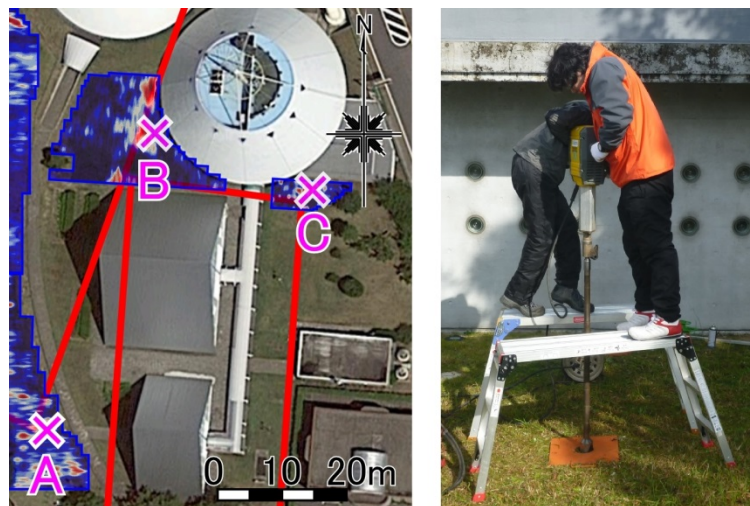


図 6-63 試掘箇所と実施状況

所で掘削ができなかった。C地点の掘削では、約4m長のコアが6本採取できた。C地点の掘削位置と近傍の探査結果を図6-64に示す。探査結果から樹根状の埋没林が推定され、6本全てのコアで埋没林と見られる木片が検出された。また、掘削穴から実測した地下水位は約1mであり、地下水位のモニタリングと埋没林の位置推定において、GPRの有用性が示された。

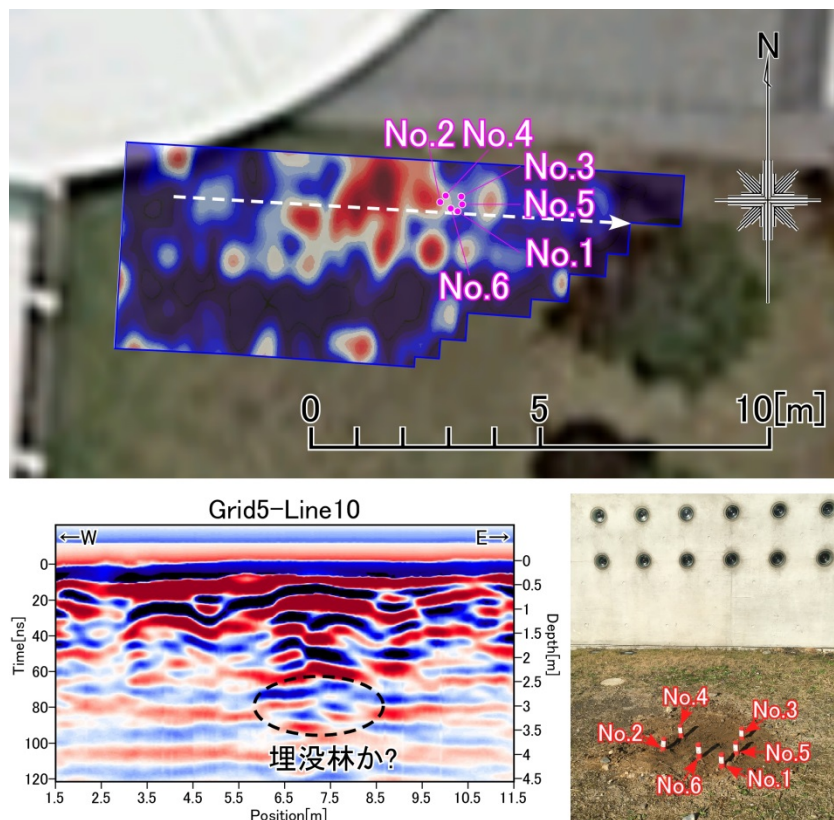


図 6-64 C地点の掘削位置と代表的な探査結果

図 6-65 には、No.6 地点で得たコアの断面写真と柱状図（埋没樹根：赤色）を示している。地層は、概ね 0～1m は表層の盛土、1～2m に盛土と灰～白色粘土、黒色粘土～シルト(博物館建設前の地表)、2～3m は灰色砂層とシルト層、腐植土で構成される。図 6-66 には、深度 3.1～3.3m で検出した埋没樹根を示している。本研究で得た樹根については、予察的に約 3000 年前の 14C 年代が得られている。これは、藤井他 (2003) 等で示された年代 (約 1500 年前) より古く、魚津埋没林の成因に関わる新たな発見につながる可能性がある。

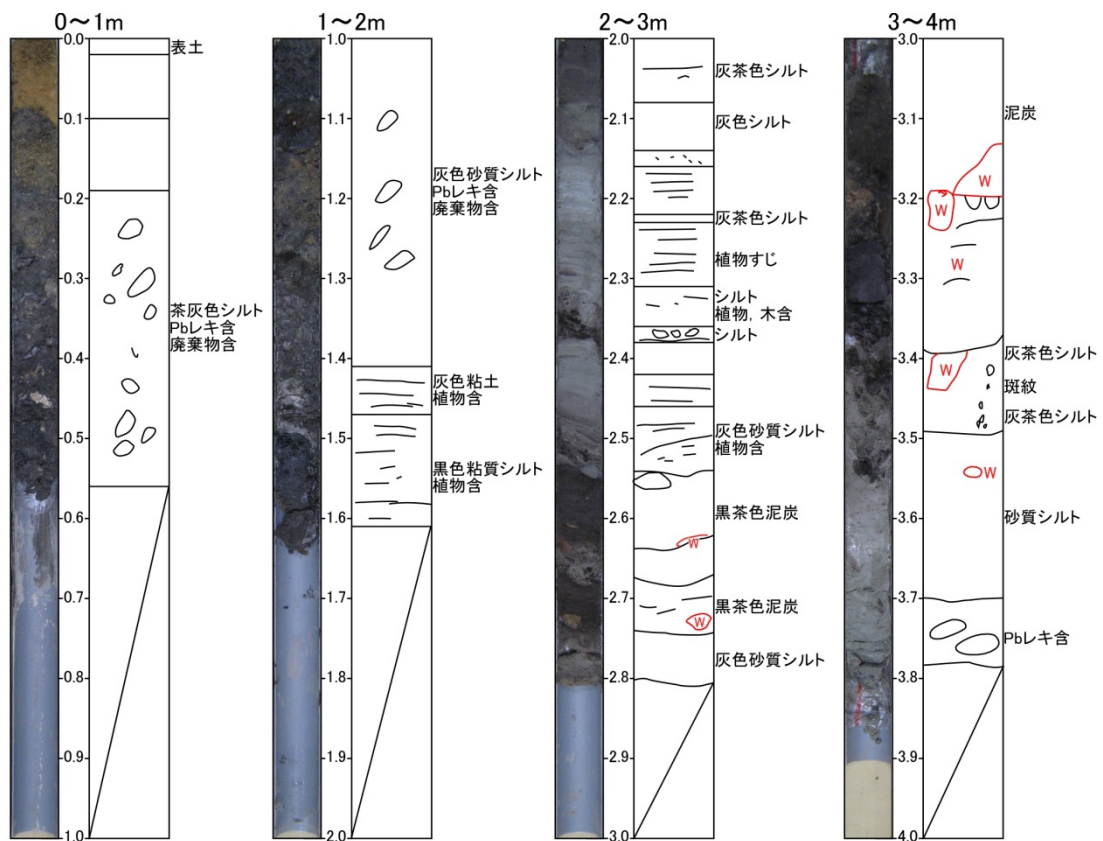


図 6-65 No. 6 地点で得たコアの断面写真と柱状図



図 6-66 検出した埋没樹根

### 6-3-5.まとめ

特別天然記念物である魚津埋没林の指定地の地中における分布を探る為、非破壊の電磁気探査を行った。探査の結果から指定地の地中は、地表から深度 0.5mまでは表土、その下 1m程までは砂礫混じりの盛土層であると示された。深度 1～1.5m でレーダ波の反射や比抵抗値が変化しており、この深度が地下水位面と考えられる。継続的な探査により、埋没林の長期的な保存に重要な地下水位面の変動の観測が可能となる。

複数の GPR 探査の結果において、深度 2.5～3.5m に異常応答が得られた。これらは埋没林を捉えた反応と考えられる。そして探査結果を基にした試掘により、埋没樹根が検出された。埋没林の発見は 26 年ぶりであり、今後の魚津埋没林の成因を検討する上で、非常に有意義な成果が得られた。

## 第7章 総括

本研究では均一な媒体として電磁波伝搬の検討易い雪氷を対象として、GPRによる実験と野外での研究を実施し、結果を掘削や観測と対比して有用性を検証した。その結果を踏まえて、雪氷および地中の浅部構造に関する最近の幾つかの課題についてGPRを用いる研究を行った。

### 1.GPRによる雪氷の構造の研究

#### (1)低温室の供試体および野外実験地のGPR探査

トレンチ調査による雪氷構造の断面観察が汎用されているが、スポットデータとなり、同方法では広範囲の調査は難しい。そこで、GPRによる広範囲の積雪構造の研究を考えた。基礎研究として、低温室で積雪モデルを作り、GPRの応答と雪氷中の空洞、融解水や構造との関係を研究した。また探査結果の三次元解析も有用な方法の改良を進めた。人工雪に氷板層を作成した積雪モデル(1m立方体)に、水の流入(水みち)を作り、GPR探査を実施した結果、氷板を示す明確な反応と、水みちに伴う強い反射が現れた。水の流量を増やすと、強い反射は消え、氷板の反射も弱くなった。これは氷板の上部に不凍水域が形成されて、レーダ波の減衰が生じた為と解釈できる。また、氷体の構造変化を示す反射パターンも得られた。

#### (2)山岳地域での研究

積雪モデルの実験を踏まえ、富山県立山の室堂平および雪の大谷の地域において、融雪期の積雪構造をGPRで研究した。室堂平では、積雪水量の検証にも有用な、広範囲での積雪深の分布が得られた。雪の大谷では、降雪量と積雪深が対応しない範囲があり、GPR探査から、風による吹きだまりや吹き払いの影響と確認できた。また谷部では、レーダ波の減衰が生じ、融雪水の溜まりも判別できた。以上の様に、GPRの非破壊探査は、融雪期の積雪構造の変化の研究に非常に有効であることを明らかにでき、更に融雪は殆どが表面から進むことや、水みち形成も検証できた。今後、GPR研究により、積雪内での融雪水の挙動を捉えることで、融雪期の積雪災害の研究対策にも有用となると考える。

雪氷構造の研究にGPRは有用であるが、実験室での基礎データを踏まえた検討が必要である。また、GPR探査の有利な点として、対象を破壊しないので繰り返して探査でき、現象の時間変化を追えることがある。

## 2.雪氷に関する複合災害の研究

雪氷に関する自然災害として、地震に伴う雪崩と土砂崩壊および融雪型泥流の研究を行った。

### (1)斜面崩壊に伴う雪崩堆積物の研究

積雪地域では、地震時に雪崩と斜面崩壊による複合災害が発生することがある。新潟県津南町辰ノ口地区では長野県北部地震（2011年）により雪崩と土砂崩壊が発生し、土砂が雪を巻き込む複合災害となった。土砂内の雪は、融解により融雪水を生じ、復旧時に弱地盤となるため、その位置の推定は重要となっていた。そこで、土中の雪の検証の為に GPR 研究を考えた。地中に雪氷を埋設したモデル地での実験を行った結果、雪の領域は強い反射となり、融雪水は鉛直方向の多重反射を示した。この実験を踏まえて、現地での GPR 探査の実施から、崩壊土に混入した雪の領域が捉えられた。そして、地震から1年間の期間で繰り返した探査の結果、斜面崩壊で取り込まれた雪は、土中に長期間（1年以上）残り、融雪による二次的な斜面崩壊を起こす危険も示唆された。GPR で雪の埋設状況を検出し、時間変化をモニタすることは重要な方法となる。今後は礫が多い地域でも有効な探査法の改良および、誘電率測定による土中の積雪量の定量的推定法の開発も課題となる。

土中に残る雪の非破壊検討法が開発でき、被災地域の調査から、融雪に伴う二次的な土砂流出の危険性を把握することは、安全な復旧作業を進める上でも重要となると考えられる。

### (2)火山噴火による融雪泥流の研究

積雪期に火山噴火が発生した場合、火砕流や噴石などの火山噴出物が雪の上に堆積し、急激な雪の融解により、大量の融雪水と火山堆積物が混合して流下する融雪型火山泥流が発生する。

岐阜県の焼岳において、紀元前後に発生した中尾火砕流の大規模噴火は、積雪期であり、融雪泥流も生じたと考えられている。焼岳の周辺域で、GPR による火砕流起源堆積物の構造の研究と火砕流の磁化研究を行った。焼岳中流の足洗谷地域で、GPR 探査を行った結果、中尾火砕流起源の火山堆積物は約 28m の厚さで堆積していた。堆積層は、上下部の2層からなり、上部は融雪泥流の堆積物と判明し、電気探査等ではノイズになることが多い火山堆積物の巨礫も判別できた。

火山堆積物の角礫を主な対象として磁化研究を行った。定置後の磁化は地磁気の前で獲得され、地磁気の記録となる。磁化から定置温度を推定し、火砕流、熱泥流、泥流に分類し、また地磁気変化と対比から噴出年代も推定した。研究の結果、上流の白水谷地域から下流の中尾地域までの広い範囲の火山堆積物の堆積状況がわかった。火山堆積物は単純に上流ほど火砕流や熱泥流が分布するので無く、鍵になるのは火砕流が堆積し雪を溶かして発生した融雪泥流(熱

泥流)であった。中尾地域に達した熱泥流は 300-500°Cの高温で到達しており、火砕流として 800°C以上の温度で、上流で定置後の冷却の間に、熱エネルギーが周囲の雪を溶かし融雪泥流を発生したと推測された。

GPR 探査と岩石の磁化研究を合わせた調査により、焼岳の土石流源として重要な中尾火砕流の厚さや融雪泥流の堆積分布が検討できる。本研究の方法は、広く積雪地の火山に活用でき、火山災害や砂防上も重要な融雪泥流の過去の発生状況の検討、今後の被害予測にも活用できる。

### 3.土木分野での GPR の新たな利用

近年、局所的豪雨による土砂災害や洪水などの被害が増加している。また日本は地震が多く、地震動や液状化に伴う人工建造物の被災状況を把握することは、重要な課題である。

#### (1)地震による堤防の被害および液状化の研究

港湾空港技術研究所で実施された大規模震動実験後の堤防供試体を対象に、地震による内部の被害状況を探ることを目的として、GPR 探査を行った。地震対策を施した範囲は、堤防内の破損が少なく、未対策部は目視でも確認された内部の亀裂を示す反応が認められた。GPR 探査は、アスファルト舗装の上からも行うことができ、被災時にも非破壊で地中の被災状況を迅速に探ることが可能である。改修時のコスト縮減・工期短縮にもつながり、汎用性の高い有用な手法であると示された。

北海道小樽市石狩湾新港の近傍で行われた大規模人工地震実験において、液状化で発生した噴砂を探査と磁化研究で調査した。GPR 探査では、液状化対策の施工範囲で、地下に弱層（緩み）を示す反応があった。一方、未対策部ではより明確で顕著な緩みが認められ、液状化対策が、人工地震による被害軽減に有用であったことを示していた。探査で液状化が推定された範囲の簡易採掘で噴砂を認め、GPR による噴砂層検出の有用性を確認した。更に、噴砂層を採取して磁化を研究した結果、小樽の地磁気方向とほぼ一致した。この噴砂が人工地震で生じたことを示す結果であり、噴砂の磁化研究が地震の年代推定に利用できることの実証ともなる成果が得られた。

#### (2)洪水に関する研究

GPR による河川の堆積状況の研究を、富山市の神通川支流井田川と常願寺川で実施した。探査では、河床面と約 2m 深部までの堆積状況が把握でき、探査後に掘削されたコア堆積物に探査と調和する地層境界が確認され、GPR 探査が河床浅部の堆積状況の研究に有用であることが示された。洪水の直後に GPR 探査を行うことで、洪水に伴う堆積土砂の移動も検討できる。



今後は河川での調査に適した専用機材の開発導入で、新たな情報源として発展が期待できる。

また、旧神通川流域の今市遺跡で検出された洪水堆積物の磁化研究を行った。従来、河川堆積物の磁化研究は殆ど行われていなかったが、安定な磁化が得られた。磁化方向と過去の地磁気変化との対比から、洪水堆積物の年代として 1900-1950 年が推定された。旧神通川では、記録の残る水害として、大正 3 年（1914 年）の氾濫が知られており、今市遺跡の洪水堆積物もこの時に形成されたものと推定される。地磁気年代推定法は過去 2000 年間の対象に適用でき、古い時代の洪水等の履歴や河川に関連する堆積物の年代等の研究での活用が期待される。

#### 4.遺跡と文化財での GPR による研究

GPR は、地下の遺跡遺構を研究する考古学でも有用である。遺跡では発掘結果との比較ができ、対象となる土壌の物性等の実測も含めてフィードバックでき、探査の改良・向上につながられる。

##### (1)史跡の研究

富山県高岡市の史跡・前田利長墓所の探査を実施した。御廟内部に空洞は存在せず、上下段を区画する構造も認められず、御廟は土盛で段築された基壇を貼石で覆った構造とわかった。また御廟を中心に約 50m 四方に土塁があり、内部には約 0.5m 厚の整地土が施され、造営時の御廟は現在より南側に 3m 程短く、約 60m 四方の正方形型の区画であったと考えられる。御廟周囲では、南側に L 字状に巡る内堀、西側に南北方向に延びる外堀、東側に外堀の明瞭な反応が得られ、築造時の前田利長墓所の形状を復元することが可能であった。前田利長墓所のように、史跡指定を受けた遺跡では発掘調査は制限される。そうした場合、部分的な発掘調査の結果を、探査で面的に広げて広範囲に地下構造を推定する方針が良いと考えられる。

また、探査と地図から得られた歴史建造物の軸線の方位を検討した結果、前田墓所および瑞龍寺は、磁気コンパスを用いて築造された可能性が示唆された。砺波市の千光寺でも同様の結果が得られた。GPR で地下の礎石（建物跡）を検出し、その配置や建物の軸線の方位を過去の地磁気方向と比較することで、建造時期が不明な建物の年代の新たな考察が可能なる。歴史建造物の伽藍配置の検討や礎石の検出において有用な調査手法になると考えられる。

##### (2)壁面からの研究

従来殆ど試みられていない壁面からの GPR 探査を行った。壁面探査の効果を、建築研究所で作られた擁壁試験体で検討した結果、擁壁と盛土の境界が確認でき、また擁壁ブロックの構造が明瞭に把握できた。盛土下部ではレーダ波は大きく減衰し、地盤内を水で飽和させた際の

影響と推察された。GPR の壁面探査での有用性が確認でき、数 m までの壁面構造の研究における基礎データを得た。

富山県黒部市の愛本刎橋で、架橋位置の復元と刎木の掘り込み痕を探る目的で、ゴンドラを用いた壁面探査を行った。探査結果より、壁面の深部約 7m に、刎木を埋め込むための基盤岩の掘り込みが確認され、古絵図に記載された埋設深度と探査で得た基盤岩の深度も一致していた。判明した黒部川右岸側の架橋位置から、痕跡のない左岸側の位置も推定できると考える。

富山県高岡市の高岡城跡では、本丸土橋の内部を探る目的で、土橋の上下と石垣面で探査を行った。土橋の盛土・地山の境界が、土橋中央部では地表から 7m 深度にあり、両端で浅くなる構造とわかり、地表から 2～2.5m 深度にも層境界が認められた。地山までの深度が土橋中央で深いのは、土橋上部の平坦面を造成するための段築跡か、土橋の改築跡の可能性がある。また盛土内にも地層境界があることから、盛土の構築は 2 回に分けて行われたと考えられる。つまり本丸土橋は、一旦、地山を堀と同深度まで削った後に、2 回の盛土を施して形成されたと推察される。

遺跡での壁面からの研究は殆ど行われていないが、考古学における新たな情報を得る方法として活用できると考える。

### (3)特別天然記念物・魚津埋没林の研究

特別天然記念物である魚津埋没林が地中に推定される地域で、GPR と高密度電気探査を実施した。探査の結果、特別天然記念物の指定地では、地表から深度 2m 程まで盛土と砂礫混じり土層があり、地下水位は約 1～1.5m と考えられた。継続的な観測により、地下水位面の変動のモニタリングが可能となる。また、複数の測線で深度 2.5～3.5m で異常応答が得られ、埋没林の反応と考えられた。

指定地外での探査で得た反応を基に試掘した結果、埋没樹根の一部が検出された。魚津埋没林の発見は 26 年ぶりであり、GPR が埋没林の分布の研究に有用と示された。採取した樹根から予察的に約 3000 年前の年代が示唆され、魚津埋没林の成因の解明に寄与する成果が得られた。

本研究では、雪氷と地中の構造、自然災害による被災状況の把握に GPR による研究が有用であることが示された。対象の磁化研究と併用することで、年代の推定も可能であり、本研究で開発した手法の適用により、多くの学際的研究に貢献できると考える。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり、富山大学大学院理工学研究部の酒井英男教授にご指導頂いた。同部の清水正明教授、堀川恵司准教授、国立研究開発法人防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの石坂雅昭研究参事には、有益なご助言を頂いた。

雪氷に関する研究では、国立研究開発法人防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの上石勲センター長、阿部修研究参事、立山カルデラ砂防博物館の飯田肇学芸課長および京都大学防災研究所穂高砂防観測所の堤大三准教授から多大なご指導とご支援を頂いた。

土木分野に関する研究では、国立研究開発法人港湾空港技術研究所および、関東学院大学の規矩大義学長から多大なご協力とご支援を頂いた。河川での研究では、富山県立大学の手計太一准教授、国土交通省北陸地方整備局富山河川事務所および富山市教育委員会の鹿島昌也氏にご協力、ご支援を頂いた。

遺跡と文化財に関する研究では、元高岡市教育委員会の栗山雅夫氏、高岡市教育委員会の田上和彦氏、根津明義氏、砺波市教育委員会の野原大輔氏、国立研究開発法人建築研究所、元黒部市教育委員会の八尾隆夫氏に多大なご協力を頂いた。魚津埋没林の研究では、新潟大学のト部厚志准教授、魚津埋没林博物館の麻柄一志館長および学芸員の皆様から、多くのご指導とご協力を頂いた。

末筆ながら心より感謝いたします。

## 引用文献

- Annan, A. P. and Cosway, S. W. (1992): Ground penetrating radar survey design. Processing of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems, 329-352.
- Arcone, S. A. and Delaney, A. J. (1987): Airborne river-ice thickness profiling with helicopter-borne UHF short-pulse radar, *J. Glaciol.*, 33, 330-340.
- 芦田和男・沢田豊明(1989) : 山地流域における出水と土砂流出(18), 京都大学防災研究所年報, 第32号 B-2, 471-486.
- 物理探査学会 (1989) : 図解物理探査, ラテイス出版, 239pp.
- 物理探査学会 (1998) : 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 1336pp.
- 物理探査学会 (2005) : 新版物理探査用語辞典, 愛智出版, 279pp.
- Conyer, L.B. and Goodman, D. (1997): Ground-penetrating radar: An Introduction for Archaeologists, Alta Mira Press, California, 232pp.
- Daniels, D. J., Gunton, D. J. and H. E. Scott Ed. (1988): Special issue on subsurface radar. *IEE Proceedings*, 135, F-4.
- 越中新川郡愛本橋百分一之図 (1841) : 黒部市教育委員会所蔵.
- Fisher, R.A. (1953) : Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London, A*, 217, 295-305.
- 藤井昭二, 麻柄一志, 藤則雄, 邑本順亮, 中村俊夫, 吉井亮一, 森勇一 (2003) : 魚津埋没林とその成因, *日本海域研究*, 第34号, 金沢大学日本海域研究所, 23-41.
- 藤田秀二 (2000) : 大陸氷と惑星氷のレーダサウンディング - 氷の高周波誘電物性からみた現状と将来展望 -, *雪氷*, 62(1), 雪氷学会, 49-60.
- 福岡捷二 (2005) : 洪水の水理と河道の設計法, 森北出版社, 436pp.
- 原山智 (1990) : 上高地地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 175pp.
- Hinkel, K.M., Doolittle, J.A., Bockheim, J.G., Nelson, F.E., Paetzold, R., Kimble, J.M. and Travis, R. (2001): Detection of Subsurface Permafrost Features with Ground-Penetrating Radar, Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 179-190.
- Hirooka, K. (1971): Archaeomagnetic study for the past 2000 years in southwest Japan, *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. and Mineral.*, 38, 167-207.
- 広岡公夫 (1976) : 古寺伽藍中軸線方位と考古地磁気学, *考古学雑誌*, 第62巻第1号, 49-63.
- 保柳康一, 村越直美, 卜部厚志, 永田秀尚, 太田勝一 (2012) : 長野県下水内郡栄村における

- 地盤災害と地質・地形の関連 特に地震動による岩盤崩壊と積雪時土砂移動について，長野県北部地震災害調査研究報告書，信州大学山岳科学総合研究所，31-35.
- 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.
- 伊藤 駿 (2003):融雪期の地すべり要因と地すべり統計，日本雪工学会誌，19号，24-27.
- 泉吉紀 (2010)：地中レーダ探査法による積雪構造の研究－室内実験による検証－，富山大学大学院理工学教育部，修士論文.
- 泉吉紀，酒井英男，石坂雅昭，阿部 修 (2009)：積雪構造の地中レーダによる研究－人工積雪でのモデル実験－，寒冷地技術論文・報告集，Vol.25，88-91.
- 上石 勲，本吉弘岐，石坂雅昭 (2012)：2011年3月12日に発生した長野北部地震と大雪の複合災害-地震によって誘発された雪崩発生状況-，防災科学技術研究所主要災害調査，第48号，135-140.
- 上石 勲，堤大三，宮田秀介，藤田正治，酒井英男(2013)：融雪型火山泥流発生機構解明のための高熱岩石による融雪実験とモデル計算，第29回寒地技術シンポジウム論文集，34-37.
- Kashiwaya, K., S. Ochiai, H. Sakai and T. Kawai (2001): Twelve-million-year high-resolution continental climatic records from Lake Baikal sediments, *Nature*, vol.410, 71-74.
- 規矩大義，藤田大樹，松本愛貴，菅野高弘，中澤博志 (2010)：コニカルマットを用いた堤防の耐震対策に関する大型振動台実験，地盤工学研究発表会発表講演集，第45巻，1457-1458.
- Kirschvink, J.L.(1980): The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 62, 699-718.
- 岸田 徹 (2007)：地中レーダ探査法による考古遺跡の研究－古代の土木工事の復元－，富山大学大学院理工学研究科，博士論文.
- 岸田 徹，酒井英男 (2005)：小里城山城跡（御殿場跡）における地中レーダ探査，小里城山城跡-御殿場跡発掘調査報告書，瑞浪市教育委員会，80-87.
- 北日本地質株式会社 (1985)：魚津埋没林確認調査報告書，8pp.
- Kohler, J., Moore, J., Kennett, M., Engeset, R. and Elvehoy, H. (1997): Using ground-penetrating radar to image previous years' summer surfaces for mass-balance measurements. *Ann. Glaciol.*, 24, 355-360.
- 国立天文台 (2010)：理科年表，第84冊，丸善，1054pp.

- 前田幸男・永尾浩一・牛嶋龍一郎・春日井康夫・菅野高弘・中澤博志 (2008) : 発破を用いた人工液状化実験, 海洋開発論文集, 第 24 巻, 285-290.
- 麻柄一志 (1992) : 埋没林のはなし - 埋没林研究の歴史を中心として -, 魚津埋没林博物館, 81pp.
- Moldoveanu-Constantinescu, M. and Stewart, R. (2004): 3D ground penetrating radar surveys on a frozen river lagoon. SCEG Recorder, 32, 34-36.
- Moore, J.C., Palli, A., Ludwig, F., Blatter, H., Jania, J., Gadek, B., Glowacki, P., Mochnacki, D. and Isaksson, E. (1999): High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground-penetrating radar. J. Glaciol., 45, 524-532.
- Moorman, B. J., Robinson, S. D. and Burgess, M. M. (2003): Imaging Periglacial Conditions with Ground-Penetrating Radar. Permafrost and Periglacial Processes, 14, 319-329.
- 村重慧輝, 堤大三, 宮田秀介, 藤田正治, 酒井英男, 上石勲 (2015) : 火山泥流発生機構解明のための高温砂礫による融雪に関する実験的研究, 砂防学会誌 67 巻 6 号, 砂防学会, 3-10.
- 永島裕二 (1997) : 浅部地下での物理探査法による埋設管・空洞調査, 物理探査, vol.50, no.6, 544-554.
- Nagata, T. (1961) : Rock Magnetism, 丸善, 350pp.
- Nakano, T. and Sakai, H. (2008) : Application of ground-penetrating radar and high-density electrical sounding for the study of seasonally frozen ground, BGR, 25, 27-35.
- 中埜貴元・酒井英男・飯田肇 (2007) : 内蔵助雪溪における地中レーダ探査報告, 立山カルデラ研究紀要第 8 号, 5-10.
- 中埜貴元 (2010) : 地中レーダによる雪氷現象の定量的計測法の開発と応用研究, 富山大学大学院理工学研究科, 博士論文.
- 日本雪氷学会 (1990) : 雪氷辞典, 古今書店, 196pp.
- 日本雪氷学会 (2005) : 雪と氷の事典, 朝倉書店, 760pp.
- 西井龍儀(1995): 芹谷山千光寺平成大調査 -測量・考古調査部-, 土蔵 第 8 号, 砺波郷土資料館土蔵友の会, 1-11.
- 西村康(2001) : 遺跡の探査, 日本の美術第 422 号, 至文堂, 98pp.
- 奥田新作 (1987) : 黒部川扇状地の歴史と風土, 桂書房, 82-92.
- Peters, Jr. L., Daniels, J.J. and Young J.D. (1994): Ground Penetrating Radar as a Subsurface Environmental Sensing Tool, Proc. IEEE 82, 1802-1822.

- Sakai, H., Y. Banba, M. Horii, T. Itaki, N. Ahagon and E. Kikawa (2005): Polarity reversals of remanent magnetization in sedimentary core from Northwind Ridge, western Arctic Ocean. *Polar Geoscience*, No.18, 67-82.
- 酒井英男・Dean.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.
- 酒井英男, 伊藤孝, 菅頭明日香(2007): 考古地磁気法による古地震の年代推定の研究, 活断層研究, 27号, 9-16.
- 酒井英男, 泉吉紀, 岸田徹(2011): 過去の地震を土壌の磁気から探る, 考古学を科学する, 臨川書店, 12-25.
- 酒井英男, 泉吉紀, 正和紗央里, 鹿島昌也(2009): 富山市小出城跡における歴史地震の影響の研究 - 電磁気調査からのアプローチ, 富山市考古資料館紀要, 富山市考古資料館, 第28号, 13-20.
- 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, 寒冷地技術論文・報告集 vol.15, 26-30.
- 酒井英男・中埜貴元・澤田豊明・野村成宏・堀井雅恵・飯田肇・国香正稔(2002): 立山カルデラ内のどじょう池の地中レーダ探査, 立山カルデラ砂防博物館研究紀要, 第3号, 15-24.
- 酒井英男・澤田豊明・畚野匡・井口隆(2004): 磁化特性を用いた火山堆積物の定置温度の推定と分類, 防災科学技術研究所研究報告, 第65号, 163-171.
- 酒井英男, 手塚大貴, 早津賢二, 藤田正治(2014): 新潟焼山における火山噴出物の古地磁気研究と噴火史の検討, 自然災害学会 33-3号, 自然災害学会, 221-232.
- 酒井英男, 浦康宏, 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 第7号, 立山カルデラ砂防博物館, 23-30.
- 島根県環境生活部景観自然課(2000): 三瓶埋没林調査報告書 平成10~11年度概報, 122pp.
- 島根県環境生活部景観自然課(2002): 三瓶埋没林調査報告書II 平成12~13年度概報, 138pp.
- 菅野高弘・中澤博志(2009): 液状化対策に関する実物大の空港施設を用いた実験的研究, 港湾空港技術研究所資料, No.1195, 356pp.
- 鈴木敬一・笠井弘幸・西山英一郎(1999): ステップ式連続波レーダ探査装置を用いた地中レーダ探査, 地質ニュース, 537号, 44-52.
- 鈴木務(1981): 電波による地中・水中の探査. 計測と制御, 20, 8, 762-772.

- 高田雪太郎 (1893) 越中國愛本橋, 工学会誌, 第百三十八卷, 313-319.
- 高岡市教育委員会(2008): 高岡市前田利長墓所調査報告, 176pp.
- 高岡市教育委員会 (2013): 高岡城跡詳細調査報告書, 213pp.
- 田中正吾 (2007): 電磁波レーダを用いた鉄筋コンクリート構造物のクラック・空隙の検出, 計測自動制御学会論文集, Vol.43-No.9, 計測自動制御学会, 716-724.
- Tarling, D.H. (1983): *Palaeomagnetism*, Chapman & Hall, London, 379pp.
- 利岡徹馬 (1999): レーダ探査による河床部探査実験, 地質ニュース, 第 537 号, 24-28.
- 富山市教育委員会(2012): 今市遺跡発掘調査報告書,富山市埋蔵文化財調査報告,富山市教育委員会,54, 250pp.
- 富山地方気象台(1971):富山県気象災異誌,日本気象協会富山支部, 208pp.
- 堤大三・藤田正治・宮田秀介・志田正雄・長野快 (2011): 噴火による融雪型火山泥流の発生機構に関する基礎的検討, 京大防災研究所年報, 第 54 号 B, 593-601.
- 和田博夫・三雲健・小泉誠 (1990): 飛騨地方北部及び富山湾・能登半島周辺の最近の地震活動, 京大防災研究所年報,第 33 号 B-1, 57-74.
- 焼岳火山噴火警戒避難対策専門委員会 (2002): 焼岳火山防災マップ, 焼岳火山噴火警戒避難対策協議会.
- 山本竜也・松岡健一・成瀬兼二 (2004): 地中探査レーダによる積雪内部層構造と積雪水当量の推定, 雪氷, 66(1), 27-34.
- 吉岡康暢(2009):末松廃寺をめぐる問題,文化庁編,埋蔵文化財発掘調査報告,史跡末松廃寺跡,文化庁, 11-171.
- Zijderveld, J.D.A. (1967): A.C. Demagnetization of rocks: analysis of result. In Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K. (eds.): *Method in Palaeomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 254-286.