

博 士 論 文

空中磁気探査と磁気物性調査による 地盤の構造および状況の研究

*Applications of aeromagnetic surveys and rock magnetic analyses
to subsurface structures and conditions*

2015 年 3 月

富山大学大学院 理工学教育部 博士課程

地球生命環境科学専攻

杉本 利英

Abstract

In recent times, the number of landslide disasters associated with local heavy rainfall and earthquakes has increased in Japan. To implement countermeasures to these sediment-related disasters, it is important to identify specific areas that are prone to landslides through investigation of the ground situation. In addition, for the rational design and construction of social infrastructure, an effective evaluation technique of the ground situation is required.

In this study, the ground situation was analyzed using air-borne magnetic survey data combined with ground magnetic survey and rock magnetic data. The airborne magnetic survey was conducted using a helicopter-towed cesium magnetometer. The magnetometer held 30 m above the ground during the flight survey. Due to improvements in the sensor and analysis methods, the airborne magnetic survey data could be applied in weak magnetic field regions. Among several airborne-magneto-electrical surveying methods, magnetic surveying, which can enhance the reliability of results through the measurement of the magnetic properties of rocks in the area, is advantageous.

This study was conducted using airborne magnetic data along with rock and ground magnetic data. This original surveying method was applied at the unstable sloping landslide area located at the boundary zone between the Hida belt and the Green Tuff southwest of the Toyama Prefecture.

In airborne magnetic surveys, the magnetic anomaly, which depends on the magnetization intensity and amount of magnetic particles in the ground, is important. In addition, the magnetic anomaly is affected by the direction of the geomagnetic field because it generates induced magnetization in the ground. Therefore, a paired magnetic anomaly, with positive and negative polarities, generally appears (except for the polar area) and the interpretation of magnetic structures from the studied magnetic anomaly becomes ambiguous. In this study, we used the reduction-to-the pole (RTP) method to clarify the magnetic anomaly.

(1) Airborne magnetic survey at unstable slopes

The airborne magnetic survey was conducted at a landslide-prone area. The obtained magnetic anomaly corresponds well with the geological boundaries and fault locations. The low magnetic anomaly shows the region of hydrothermal alteration and weathering, and is related with the colluvial deposit area of past landslides. The results indicate that the airborne magnetic survey is useful to investigate and determine landslide-prone areas and unstable slopes. In addition, we used in-laboratory techniques, including the magnetic properties and x-ray powder diffraction of the boring cores drilled at the study site. The obtained high and low magnetic anomalies showed a clear correlation with the area of hydrothermal alteration, weathering, and past landslide soil in faults and along cracks. Combining airborne magnetic survey data with laboratory experiments is a very effective method to determine areas with unstable slopes and to detect mechanically weak areas subjected to hydrothermal alteration and weathering of the ground.

(2) Study of exploration depth at a tunnel site with thick overburden soil

For airborne magnetic surveys, it is necessary to know the effective depth of exploration; however, this is rarely known in the field. To determine the effective depth for the airborne magnetic survey, we conducted a survey at the area of a planned tunnel construction that was covered by soil to a maximum thickness of 150 m. In addition, the magnetic properties of the rocks and sediments in the tunnel area were studied. The fresh granodiorite showed strong magnetization, while the hydrothermally altered and weathered strata showed weak magnetization; the distribution of magnetic intensities were also clearly

identified. The magnetic anomaly pattern determined from the airborne magnetic survey data correlated well with the distribution of the magnetization intensities of fresh and hydrothermally altered rocks at the depth of 150 m. The effective depth of the airborne magnetic survey in this study is considered to be over 150 m.

(3) Paleomagnetic and dating study

In the area around the Toga River catchment, we examined differences in the ground, indicated by the magnetic anomalies, in an area of many landslides and their surrounding areas through paleomagnetic and K-Ar age dating studies. The andesite dike distributed in the middle catchment (around the dam area) showed an age of 60–70 Ma and an easterly deflected remanent magnetic direction, while the andesite had an age of 15–16 Ma and was distributed in the upper and lower catchments, showing an almost northward remanent magnetic direction. In other words, there are two kinds of andesite dikes in the study area; the older andesite is distributed in the middle catchment and the younger andesite is present in the other regions and they show different directions of remanent magnetization. The magnetization direction of the granitic rocks collected from all areas (upper, middle, and lower reaches) was deflected to the east, similar to the older andesite in the middle catchment. This suggests that there was structural movement at this Toga area around 60 Ma. In addition, the geological feature of the area of middle catchment is suggested to be different from those of the other areas.

The magnetic anomaly pattern derived from the airborne magnetic survey data in this study was useful in the detection of the geological boundaries and fault locations of the landslide-prone area. In addition, the low magnetic anomaly pattern was used to study the ground situation (to determine the region of hydrothermal alteration and weathering); it was also related with the colluvial deposit area of past landslides. Moreover, it is also important to understand the tectonic history of the ground along with its physicochemical properties. In particular, the magnetic properties and age of the strata of interest are useful, and studies combining airborne magnetic survey data with these researches are valuable.

The results of this study will contribute to research in earth sciences and civil engineering. The method can be applied for ground-disaster mitigation measures, to identify the potential area of landslides, and slope failures caused by external forces such as heavy rains and earthquakes. We recommend that future research combine magnetic survey data and the magnetic properties and ages of rocks during ground surveys for civil engineering.

要 旨

近年、地震や豪雨による大規模な地すべりや斜面崩壊が日本各地で発生している。このような土砂災害への対策では、危険地域を把握する為の地盤調査が必要である。また社会基盤構造物の設計施工でも、地盤状況の正確な把握が重要になっており、地盤の状態を効果的に評価できる調査技術が求められている。

本研究では、広域地盤の調査において、空中磁気探査に地上での磁気探査と岩石磁気研究を融合する研究法を考えて研究を行った。空中磁気探査は、磁気センサーをヘリコプターに搭載し地上高 30m から磁場分布を探る方法であり、センサーの性能向上と解析法の改良等により弱磁場地域でも研究は可能になってきた。また磁気探査では対象物性の磁性が実測でき、探査結果の信頼度を高めることが可能であることも利点である。

研究は、富山大学で実績のある岩石磁気と地上磁気探査を、空中磁気探査と併せる独自の研究法を用いて、地すべりや斜面崩壊の可能性のある地域として、富山県南西部・利賀川流域の船津花崗岩類とグリーンタフ層との境界周辺を対象に実施した。

探査で求める磁気異常は、地盤の磁性物質の量や磁化の強さに依存し、また地磁気方向にも影響を受ける。その為、極域以外の地域では磁性体に対し正負対の異常が生じ磁性体の判読は曖昧になる。本研究では、この影響を軽減する極磁気変換を行い、磁気異常を明確にすることができた。

(1) 地すべり等の不安定斜面での空中磁気探査

広域斜面で地すべり等の災害の可能性のある地域を空中磁気探査により調査した結果、磁気異常は地質境界や断層位置と良く対応した。低磁気異常域は熱水や風化で変質した領域に位置し、再移動の可能性のある過去の地すべり崩壊地も捉えていた。また、調査地で掘削されたボーリングコアについて岩石磁気と X 線回折の分析を行った結果、磁気異常の高低の分布には、断層や割れ目沿いにおける熱水や風化の箇所および過去の地すべり崩壊土との対応が明瞭に捉えられていた。空中磁気探査と地上の磁気研究を併せる方法は、広い範囲から不安定斜面の範囲を抽出する方法として、また地盤の熱水変質や風化を受けた力学的に弱い範囲の検出調査としても非常に有効な方法になると判明した。

(2) 探査深度の検討ー厚い土被りのトンネル地域での研究

空中磁気探査では探査の有効深度を知る必要があるが、従来、現場での研究は行われていなかった。そこで、最大土被りが 150m あるトンネル計画地において探査を行って有効深度を研究した。研究対象のトンネル内において観察と帯磁率を中心とした磁化調査を行った結果、新鮮な花崗閃緑岩の領域は強い磁化を示し、熱水変質や風化した地層では磁化は弱い分布が得られた。そして空中磁気探査の結果との対比では、磁気異常の強弱のパターンは、この地山の変質や破碎状況に対応しており、空中磁気探査が 150m 深度までの地盤の調査として有効であることが明らかになった。

(3) 古地磁気と年代研究による調査地の構造運動の検討

本研究を行った利賀川流域において、磁気探査の磁気異常の解析から地すべりの発生可能性の高い地点が多いとされた中流域の範囲と、その周辺地域との地盤の違いについて、岩石磁気と K-Ar 年代の研究から検討した。中流域およびその南北に位置する上下流域の地質を構成する花崗岩類と安山岩岩脈の研究では、中流域には 60-70Ma の古期安山岩が分布し残留磁化は東偏していたが、その他の地域では新期安山岩(15-16Ma)が分布し、その磁化はほぼ北を向いているとの結果

が得られた。

磁化強度と帯磁率は、新期安山岩が一桁以上強かった。また、上中下流域の花崗岩類(160-170Ma)の磁化方向も東偏しており、利賀地域では約 60Ma 頃に東回りの構造運動があった可能性が推測された。地盤の弱層となる花崗岩のカタクレースイトは古期安山岩岩脈の近傍で多く見られ、現地での安山岩の帯磁率等の効率良い磁化調査が地盤弱層の同定法となる可能性も示された。

本研究では、空中磁気探査による磁気異常の解析から、地質区分と共に地すべりの可能性のある地域や断層位置が調査でき、更に熱水変質作用を受けた領域は低磁場範囲として示されるなど、地盤状況を把握できることを明らかにした。また、対象地域の地盤の理化学的物性と履歴の把握も重要であり、磁気物性と年代研究を探索と合わせて行う必要性が指摘できた。

本研究の独創的な研究方法は、地球科学や土木工学の多くの分野で貢献が期待できる。特に、今後増加が予想される豪雨や地震による地すべりや斜面崩壊等の災害が発生する可能性のある場所の事前把握調査も含めて地盤防災の分野でも多いに役立つと考える。今後、各種の地盤調査では、磁気探査と磁気物性や年代研究を合わせる研究を進めることが望まれる。

目 次

Page

第1章 序論

- 1-1. はじめに・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 1
- 1-2. 研究の目的および背景・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 1

第2章 研究方法

- 2-1. 空中磁気探査法・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 4
 - 2-1-1. 研究史・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 4
 - 2-1-2. 空中磁気探査と解析方法・・・・・・・・・・・・・・ 4
- 2-2. 地上磁気探査・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 7
- 2-3. 岩石磁気調査・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 7
- 2-4. トンネルズリを用いた岩石調査・・・・・・・・・・・・ 7
- 2-5. ボーリングコアを用いた磁気調査・・・・・・・・・・・・ 10

第3章 地すべり等の不安定斜面における空中磁気探査と磁気研究

- 3.1. 研究の目的・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 11
- 3.2. 研究対象地の地形、地質と地すべり等不安定斜面・・ 11
 - 3.2.1. 地形と地質・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 11
 - 3.2.2. 地すべり等の不安定斜面の概要・・・・・・・・・・ 11
- 3.3. 結果及び考察・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 14
 - 3.3.1. 空中磁気探査結果・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 14
 - 3.3.2. 地上磁気探査と空中磁気探査の結果比較・・・・・ 14
 - 3.3.3. 岩石磁気測定と空中磁気探査の結果比較・・・・・ 15
 - 3.3.4. 磁気異常分布と地質構造・・・・・・・・・・・・・・ 17
 - 3.3.5. 磁気異常分布と地すべりとの関係・・・・・・・・・・ 17
- 3.4. まとめ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 18

第4章 最大土被り厚 150m トンネルを対象とした磁気調査研究

- 4-1. 研究の目的・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 19
- 4-2. 調査トンネルの概要ー地形地質とトンネル施工・・ 19
- 4-3. 結果・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 19
 - 4-3-1. 空中磁気探査・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 19
 - 4-3-2. トンネルズリの岩石磁気研究・・・・・・・・・・・・ 21
 - 4-3-3. 圧縮強度試験の結果・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 21
 - 4-3-4. トンネル切羽の観察・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 24
 - 4-3-5. 粘土のX線粉末回折・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 24
- 4-4. 考察・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 24
 - 4-4-1. 空中磁気探査による磁気異常と地山状況・・・・・ 24
 - 4-4-2. 岩石磁気と地山の状況・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 25
 - 4-4-3. 空中磁気探査による磁気異常と岩石磁気との比較・・ 25
 - 4-4-4. 圧縮強度試験と磁気調査の結果の比較・・・・・・・・ 26

4-4-5. 地山の変質状況と磁気異常との関係	26
4-5. まとめ	27
第5章 空中磁気探査における極磁気変換法の有用性の検証	
5-1. 研究の目的	29
5-2. 調査地の概要	29
5-3. 結果	29
5-3-1. 空中磁気探査結果	29
5-3-2. ボーリングコアの帯磁率の測定結果	32
5-3-3. 顕微鏡観察およびX線粉末回折結果	32
5-4. 考察	35
5-4-1. ボーリングコアの磁性鉱物と帯磁率	35
5-4-2. 極磁気異常分布とボーリングコアの観察および帯磁率との比較	35
5-4-3. 磁気異常分布と地質との関係	36
5-4-4. 磁気異常分布と地すべりおよび周辺地域との関係	36
5-5. まとめ	37
第6章 古地磁気学と年代測定法を併用した地質履歴解明の研究	
6-1. 研究の目的と概要	38
6-2. 調査手法と研究試料	38
6-3. 結果	39
6-4. 考察	52
第7章 総括	54
付章 第4章のトンネル計画地域における空中電磁探査と弾性波探査の研究	
1. 研究の目的	56
2. 弾性波探査と空中電磁探査	56
2-1. 探査の概要	56
2-2. 解析方法	59
2-3. トンネル地山の評価	63
3. 結果	63
3-1. 弾性波探査の結果	63
3-2. 空中電磁探査の結果	69
3-3. トンネル施工の結果	69
4. 考察—施工実績地山等級との比較	70
5. まとめ	70
謝辞	71
参考文献	72

第1章 序論

1-1. はじめに

我が国は、急峻で複雑かつ脆弱な地質が広く分布していることから土石流、地すべり、がけ崩れの土砂災害危険箇所は約 52 万箇所存在し、集中豪雨や地震等に伴う土砂災害が、過去 10 年（平成 16~25 年）で年平均約 1,000 件以上発生しており、土砂災害による犠牲者が大きな割合を占めている（国土交通省, 2014）。

自然斜面は経年的な風化により斜面崩壊が発生する可能性が高くなる。加えて、阪神・淡路大震災以降、各地で大きな地震が頻発するとともに、降雨も時間雨量 50mm 以上の大きな集中豪雨の年間出現頻度が多くなっており、誘因の面から見ても自然斜面の地すべりや崩壊が発生しやすい状況にある。

このような自然斜面の地すべりや崩壊等に起因する土砂災害による人命の損失ゼロを目指すためには、増大する外力に対して災害の原因となる可能性を有する自然斜面の崩壊危険度判定手法の高度化、特に地盤内部の物理的状态を精度良く効率的に調査できる手法の開発が必要である（千木良, 2006; 地盤工学会, 2009）。不安定斜面の抽出は、対策施工と共に住民の生活・産業活動・社会基盤構造物の被災可能性の把握と回避でも必要な情報となる。

また近年、建設分野において社会的に要請されているコスト縮減への対応策としてのダム等の社会基盤構造物の合理的な設計施工の為にも地盤の状況の正確な把握が重要となっている。ただ、地盤は複雑・不均質であり広大な範囲の調査では、求めるべき情報量が多くなるので、投入できるコストと共に精度の高い地盤情報を適格に活用する為の地盤調査技術の高度化が不可欠となっている。

現在、土木分野では、地表地質踏査とボーリング調査を基本として様々な地盤調査が実施される。そして、調査法として、物理探査も方法の改善と共に用いられるようになっている。土木分野で利用される探査は、対象とする地盤への適応性から、弾性波探査と電磁探査が中心である。

地すべり等も発生する自然斜面では、ダムやトンネル等の大型構造物の構築においては広範囲の調査が必要であり、地上からのアプローチが容易でない地域も多くある。例えば、トンネルの様な細長い線状構造物では、地表での掘削や探査でルート全線の地質の構成や分布を把握することは難しい。個々の物理探査や試験には適用範囲と得られる精度に限界があり、多様で複雑な地盤の物理的状态を効果的で効率的に調査ができる研究法の開発が必要となっている（土木学会, 1999; 鈴木他, 1991; 松本, 2009）。

このような新たな地盤の調査研究が望まれている状況で、本研究では空中磁気探査を中心とする方法で広域の地下構造や地盤の状況を研究する。上空からの電磁気探査については、比抵抗を物性とする電磁探査の研究が近年進められ成果も報告されているが、磁気探査はまだ適用は少ない。特に、自然斜面地域での同手法による研究は僅かである。

また、上空での各種探査では分解能が地上探査に比べて低いことに留意が必要である。この点に関し、本研究では、空中磁気探査において、詳細な検討が必要な地域を中心に地上での磁気探査を行い、更に対象物性の岩石・土壌の磁性の研究も合わせることを考えた。空中磁気探査に地上での磁気探査と探査対象の磁性研究を融合する研究はオリジナルで、他では行えない研究方法としての優位性があり、この点を重視して研究した。

1-2. 研究の目的および背景

(1) 研究の背景

日本では記録的豪雨や地震発生数の増加に伴い土砂災害が多発しており、今後も地震や大雨発生の増加に伴い地すべりや深層崩壊等の斜面崩壊が頻発すると考えられている。現在、このよう

な土砂災害に備えて、発生が予想される斜面崩壊の位置や規模を把握する、危険度評価の研究が行われている(林他, 2011 ; Uchida et al., 2011, 野呂他, 2011 など).

斜面崩壊の調査は、文献調査、空中写真判読、高精度地形情報に基づく概略調査を踏まえ、地形地質の踏査・ボーリング等を行って地盤特性を検討し、機構解析へと進められている(日本河川協会編, 1977; 田村他, 2008 など)が、調査には多くの日数とコストを要するので、効率良い効果的な研究方法の開発が望まれている。特に、今後増えると予想される地すべりや深層崩壊における調査の需要から、広域を効率良く調査して不安定斜面を抽出し、構成地質を把握する方法が必要となっている。

そうした研究として近年、空中から地形や広域の面的構造を探る研究が試用されており、具体的には、レーザー測量や空中電磁気探査、リモートセンシングの利用がある(鈴木他, 2009; 内田他, 2010; 塩崎他, 2010 など).

(2) 空中磁気探査と岩石磁気

空中からの電磁気探査の一つである空中磁気探査は、航空機に磁気センサーを搭載して磁場を測定し、磁性体の分布を通して地表や地下を調べる。対象物性の磁性の違いが顕著な地域の研究に有利であり、例えば、火山地域や鉄鉱床の調査での有用性が報告されている(大熊他, 2001; 棚橋他, 1995など).

空中磁気探査は広域を短時間で調査できるので、斜面崩壊地での地質構造や岩石の概要調査でも有用と考えられるが、従来、あまり行われていない。むしろ、空中電磁探査(MT, EM)による比抵抗を対象とする研究が利用されてきた(物理探査学会, 2008; 河戸, 2008など)。これは、斜面崩壊地では磁性の変化は小さく、水が関与するので比抵抗による探査が有効と考えられたことも理由である。

本研究では、一部で空中電磁探査も行うが、主として空中磁気探査による研究を行う。磁気探査では、対象物性の磁性は環境(気温や気候)での変化は少なく、調査日の季節・年次の異なる探査結果も同条件で解析できる利点もある(この点では比抵抗は環境に左右され、探査結果の解釈で問題となることも考えられる)。さらに重要なこととして、空中磁気探査では、地上の岩石・堆積物の磁性研究から結果の検討が行えることがある。電磁探査では対象地の岩石土壌の電気比抵抗の実測は、現位置の含水率や被圧等の再現が難しく、探査結果に反映できるデータを得ることは困難である。

磁気探査の有利性を踏まえて、本研究では、自然斜面崩壊地を対象に、従来あまり行われていない空中磁気探査の研究に、岩石磁気と地上磁気探査の研究を融合して取り組む。岩石磁気については、富山大学の充実した研究設備が活用でき、調査地の岩石・堆積物の磁気物性(残留磁化、帯磁率等)を研究する。空中磁気探査に岩石磁気、地上探査を併せた研究方法はオリジナルなものであり、その有用性の提示も本研究の課題となる。

(3) 研究対象と岩石磁気

研究では、地すべり等の斜面崩壊地域の地質や構造の特徴を探ると共に、地形に変動兆候が現れていない初生地すべりや深層崩壊発生が予想される斜面の検出にも有効な方法の開発を目指した。

空中磁気探査では磁気センサーやGPS測位系が改善されて低空での測線間隔の狭い探査も可能となり、強磁場(鉄鉱床探査等)だけでなく磁性変化の少ない地域での利用も進んでいる(長谷川, 2009; 日外他, 2005など)。地すべり地の研究として、伊藤他(1997)は、空中電磁探査と空中磁気探査を合わせて精度を上げる試みを行っているが、電磁探査を主とした概査で留まっている。磁気

探査の精度向上に必要な地上調査を融合する研究は、伊藤他の研究も含めて従来行われていない。

本研究では、空中磁気探査に地上磁気探査と岩石磁気研究を併用し、探査による地盤や不安定斜面の可視化の精度と信頼性を高めた方法を用いる。研究は、富山県南西部の利賀川流域において、同地域に分布する新第三紀グリーンタフ層に発達している地すべり地域を中心に行う。

探査では、日変化とIGRF補正に加えて、磁気異常と磁性体との対応を明確にする極磁気変換（RTP: Reduction to the Pole）も利用する。また物性調査では、ボーリングコアと露頭試料について、岩石磁気と共に粉末X線回折の研究も行い、不安定斜面で重視される熱水変質・破碎帯等の状況と探査との関係も検討する。

調査地の利賀川流域は、ジュラ紀の花崗岩類と新生代の安山岩岩脈が主な構成地質となっている。土木工学の構造物構築では、岩石の硬さ及び不連続面の性状を支配している地質要素を解明し地盤を三次元化することが地質調査の目的である（ダム技術センター, 2005）。そのためには、地盤の岩質・力学強度の劣化の調査が必要であり、花崗岩類でのカタクレーサイト化の範囲が探査等の研究で捉えられれば画期的な研究方法となる。露頭やコアの岩石磁気、X線分析、K-Ar年代の研究を行い、カタクレーサイト質花崗岩類の分布の特徴、安山岩質岩脈との関連を調査する。カタクレーサイト化で帯磁率の低下も示唆され、それは磁気探査での低い磁気異常を誘導する。年代と古地磁気も研究し、地盤の劣化と地質構造の履歴との関係も研究する。

山岳地域の典型的な構造物のトンネル計画地も本研究の対象とする。地下の線状構造物であるトンネルでは、掘削を合理的・経済的に行う為、事前に地山状態を把握する必要があるが、調査範囲は広く、山岳地域の複雑な表層地質での調査は容易で無い。また熱水変質による劣化状況の把握も必要であり、地山の広範囲の状況の効果的な調査手法として空中磁気探査は有効と考えられる。

広域熱水変質が示唆される花崗岩地帯において最大土被り厚が150mのトンネル構築が計画されている地域で、地山の劣化状態を把握する為の空中磁気探査を行った。そしてズリの磁性研究を併せて、トンネル深度での探査研究の熱水変質が示唆される地山の地盤調査の有用性を探る。

探査では、結果と地質等の状況との対応だけで終わることが多い。本研究では関連する必要な様々な研究も併せて、空中磁気探査の解析精度の向上と広い解釈を行うことを指標として研究した。

第2章 研究方法

2-1. 空中磁気探査法

2-1-1. 研究史

日本における物理探査は、1919年に京都帝国大学が磁鉄鉱探査を行ったのが最初とされる（物理探査編輯委員会, 1948）。空中での磁気測定は、1910年に Edelman が鉛直磁力計を乗せて測定したとされているが（安達, 1971）、探鉱を目的としたものでは、1936年に Logachev が Kursk の鉄鉱床で測定を行ったのが最初とみられる（陶山, 1968）。全磁力測定を 1 nT（記号：T は tesla 磁束密度の単位）程度の高感度で行う空中磁力計が開発されるに及んで、戦後の 1946 年頃から空中磁気探査が実用化された。日本において空中磁気探査が本格的に取り組みられるようになったのは、地質調査所による構造的天然ガスの調査研究が 1964 年に始まって以降である（陶山, 1965）。

この時期地磁気観測では、国際協力事業「世界磁気測量（WMS）」に対応して、航空機を利用した地磁気 3 成分測定のシステム開発が海上保安庁水路部および国土地理院を中心に行われ測地的な観点での技術が進んだ（WMS Committee, 1966）。しかし、移動体上での 3 成分測定では精度向上が困難なため、地下構造探査の位置づけの調査には至っていなかった。一方、1956 年に動揺する機体上でも全磁力を極めて精度よく測定できるプロトン磁力計の発明・普及により、空中磁気探査が大きく発展することとなり、地質調査所では、1962–63 年にプロトン磁力計による空中磁気探査の試験測定が行われ、1964 年から火山地域を中心に全磁力測定がおこなわれるようになった（Utashiro et al., 1972）。

1990 年以降の空中磁気探査の研究では、さらに一步進んで精密な地下構造解明をめざし、位置計測の精度向上により低高度・高密度の測線配置による高分解能磁気探査の適用の研究が進められている（中塚, 1990, 2012, 2013; 中塚・大熊, 1998; 大熊他, 1997）。

2-1-2. 空中磁気探査と解析方法

一般に磁気探査において測定の対象となるのは磁場の異常である。磁場はベクトル量であり、大きさと方向もしくは 3 方向成分をもってあらわされる。磁気異常を検出するには、正確なベクトル量をもとめる必要はなく、一つの成分を測定するのみでも有効である。

空中磁気法は磁気強度を測定する探査の一種で、ヘリコプターなどを用いて空中から磁力センサーを用いて測定する物理探査手法である。空中磁気法の測定概要を図 2.1 に示す。なお、空中磁気法は、空中電磁法と同時に実施している。空中磁気法では、センサーの振動にかかわらず全磁力の正確な測定が行えるセシウム磁力計（光ポンピング磁力計）を用いる（図 2.2）。光ポンピング磁力計は、電子スピン共鳴現象を用いた光ポンピング技術を利用したもので、セシウム磁力計は、気体セルと光源にセシウムを利用している。プロトン磁力計（図 2.3）と比較して測定感度と連続測定の点で優れている。

今回探査は、磁気測定器をヘリコプターに曳航させて磁場（全磁力）を計測する手法で、1995 年に実施した。面積約 22km²の範囲を間隔 100m の東西方向の測線に沿って総測線長 186.6km を飛行速度約 30km/hr、各測線平均 1.75m 毎（5 サンプル/秒）にデータサンプリングを行った。空中物理探査飛行測線図を図 2.4 に示す。

測定機器は、感度 0.01nT（ナノテスラ）の CS-2 セシウム磁力計を用いて、機器の対地高度は約 30m に設定して使用した。

探査データは図 2.5 の方法（物理探査学会編, 1999）で解析した。地磁気には日変化があるので定点での地磁気の連続観測結果を用いて日変化量を把握し、探査データの補正を行った。さらに、得られた結果から地球磁場の標準モデル（国際標準地球磁場, IGRF: International Geomagnetic

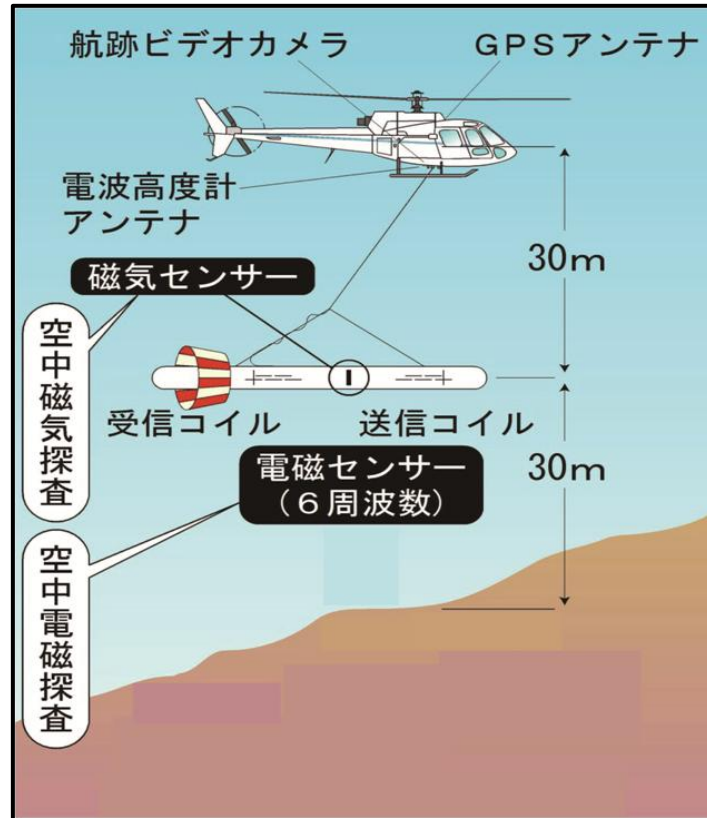


図 2.1 空中磁気法の測定模式図

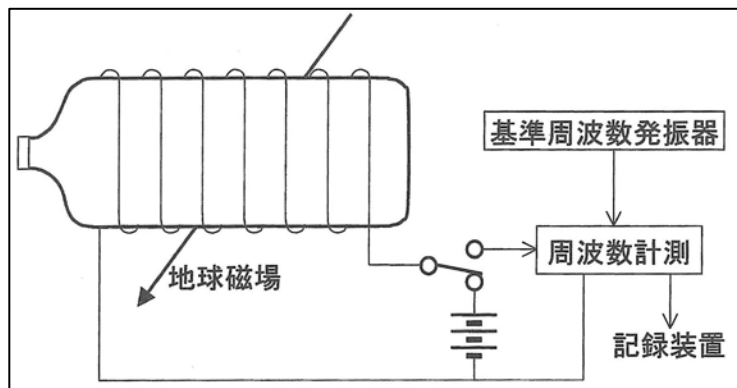


図 2.2 セシウム磁力計（光ポンピング磁力計）の構成

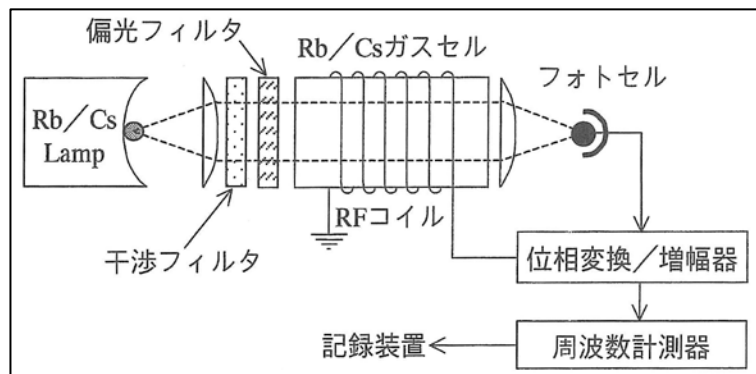


図 2.3 プロトン磁力計の構成

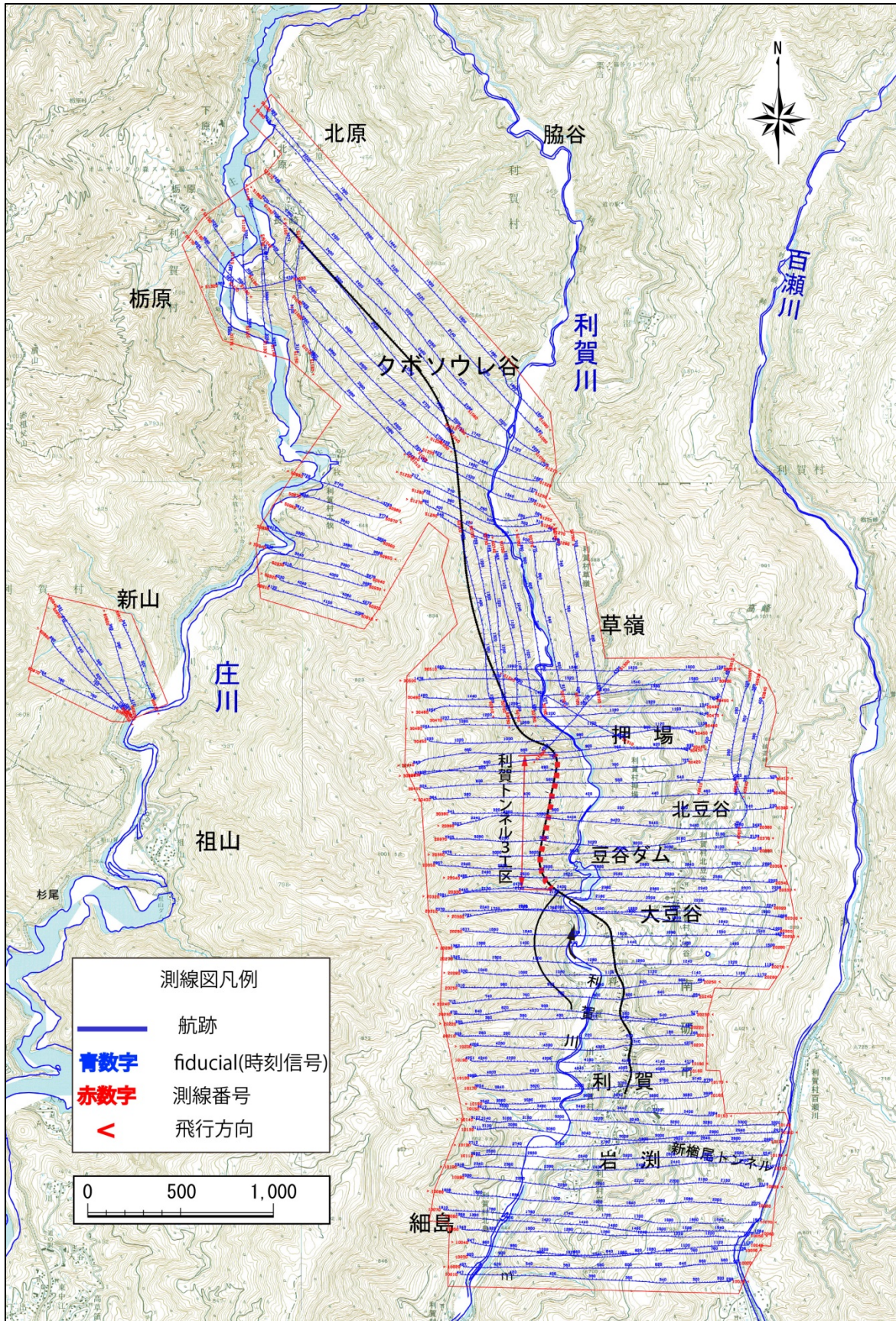


図 2.4 空中物理探査飛行線図

Reference Field)を差し引いた残差を計算し、IGRF磁気異常分布を求めた(中塚, 1989; 大熊, 1999). IGRF磁気異常分布図は、5mのグリッドを設定し、空中磁気探査データを元に空間統計学手法であるクリギング法により空間補間を行い作成した。

次に、磁気異常は、極域での磁極以外の地域では、地磁気の伏角によって、1つの異常源に対し正負1対の磁気異常ができるので、異常源の判読は曖昧になる。磁気異常と磁性体との対応をより明瞭にする手法として極磁気変換の方法(例えば Baranov・Naudy, 1964; Bhattacharyya, 1965; 牧野雅彦, 1993)が提唱されており、本研究でもこの方法を採用した。

具体的には、IGRF残差磁気異常について極磁気変換(RTP: Reduction to the Pole)を、調査地中心部(E137°02', N36°27', 標高 500m)の地磁気要素である伏角 50.4°と偏角-7.4°を用いて変換を行って極磁気異常を得た。

そして極磁気異常の分布図は、作成面高度を対地高度 30m として処理し、その後で 5m グリッドを設定して空間統計学手法(クリギング法)(間瀬, 2010)による空間補完を行い、最終的な極磁気異常分布図を作成した。

2-2. 地上磁気探査

空中磁気探査の精度の検討の為、弱磁気異常および極度の弱磁気異常を示した領域から2測線を選定し、地上磁気探査を行った。実施位置を図 2.6 に示す。測定には、精度 0.1~1.0nT の GM-122 プロトン磁力計を用いた。プロトン磁力計は、水素原子核の核磁気共鳴現象を利用したもので、磁場の方向にかかわらず、磁場の強さだけを測定する。取り扱いの簡便さから、磁気測定ではこのプロトン磁力計が広く利用されている。プロトン磁力計を用いた地上磁気測定の状況を写真 2.1 に示す。

測線-1 では、弱磁気異常領域の赤松谷下流の利賀川左岸林道 349.5m 間で、山側と谷側の2測線を2m 離して10m 間隔で29測点の測定を行った。また、測線-2 では、極度の弱磁気異常を示した大豆谷地すべりの頭部に位置する市道 600m において、測線-1 と同じ手法(一部 5m 間隔)で72測点の測定を行った。

2-3. 岩石磁気調査

磁気異常は、岩石の磁性(帯磁率と自然残留磁化)に依存する(Dunlop・Ozdemir, 1997)。そこで、調査地の主要岩石である船津花崗岩類と安山岩の帯磁率と自然残留磁化を測定し、更に鏡下観察による変質の有無も調べて、磁気異常の要因を検討した。

帯磁率は、外部磁場に反応して現れる誘導磁化の割合であり、岩石中の磁性鉱物の種類、大きさ、量などにより変化する。自然残留磁化は、火成岩類の形成時の冷却過程で獲得されるが、その後の二次的磁化が付加していることもある(Tarling・Hrouda, 1993; Sakai et al., 2001)。

調査試料は、図 2.6 に試料の採取位置(番号)を示す主に利賀川の河床部、左岸林道沿いや地すべり地周辺から採取した。そして直径 2.5cm、高さ約 2cm の円柱状に整形した花崗岩類岩石 31 試料、安山岩類岩石 133 試料について帯磁率を測定した。また、押場地区の D56 (L=97.85m) のボーリングコアの帯磁率も測定した。測定には、バーテントン社 MS-2B、2K 装置を使用した。

自然残留磁化の測定は、磁化強度が強い安山岩類岩石を対象に、2G-760-R 超伝導磁力計を用いて測定した。

2-4. トンネルズリを用いた岩石調査

航空機を利用する広域磁場観測からトンネル深度での地質情報が得られるかを検討するため、トンネルズリの帯磁率測定や圧縮強度試験、トンネル切羽観察、トンネル切羽分布粘土X線粉末

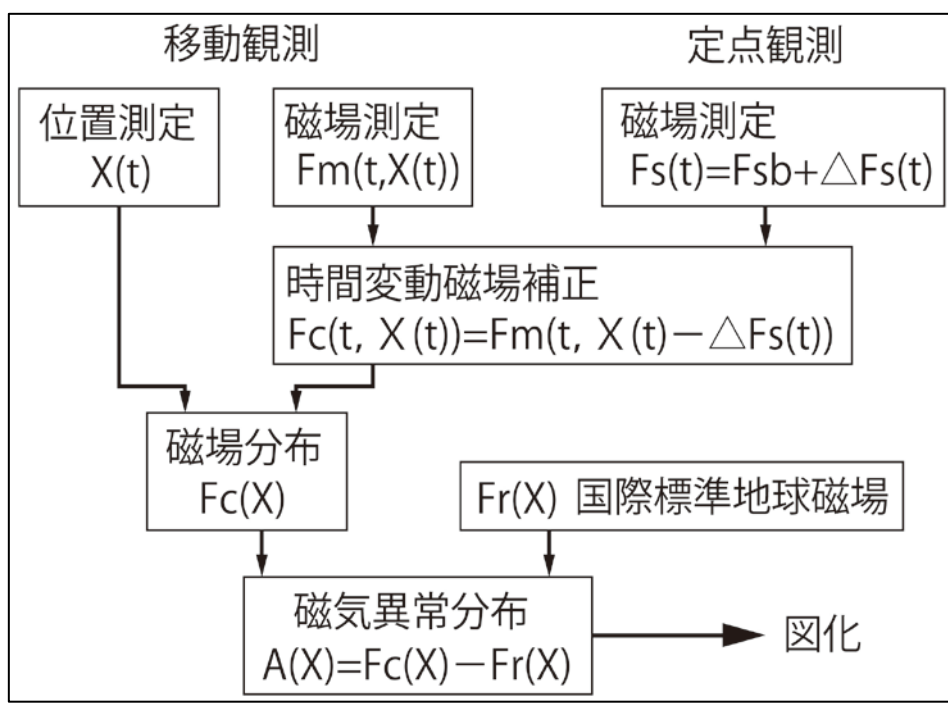


図 2.5 処理解析図



写真 2.1 プロトン磁力計による地上磁気測定状況

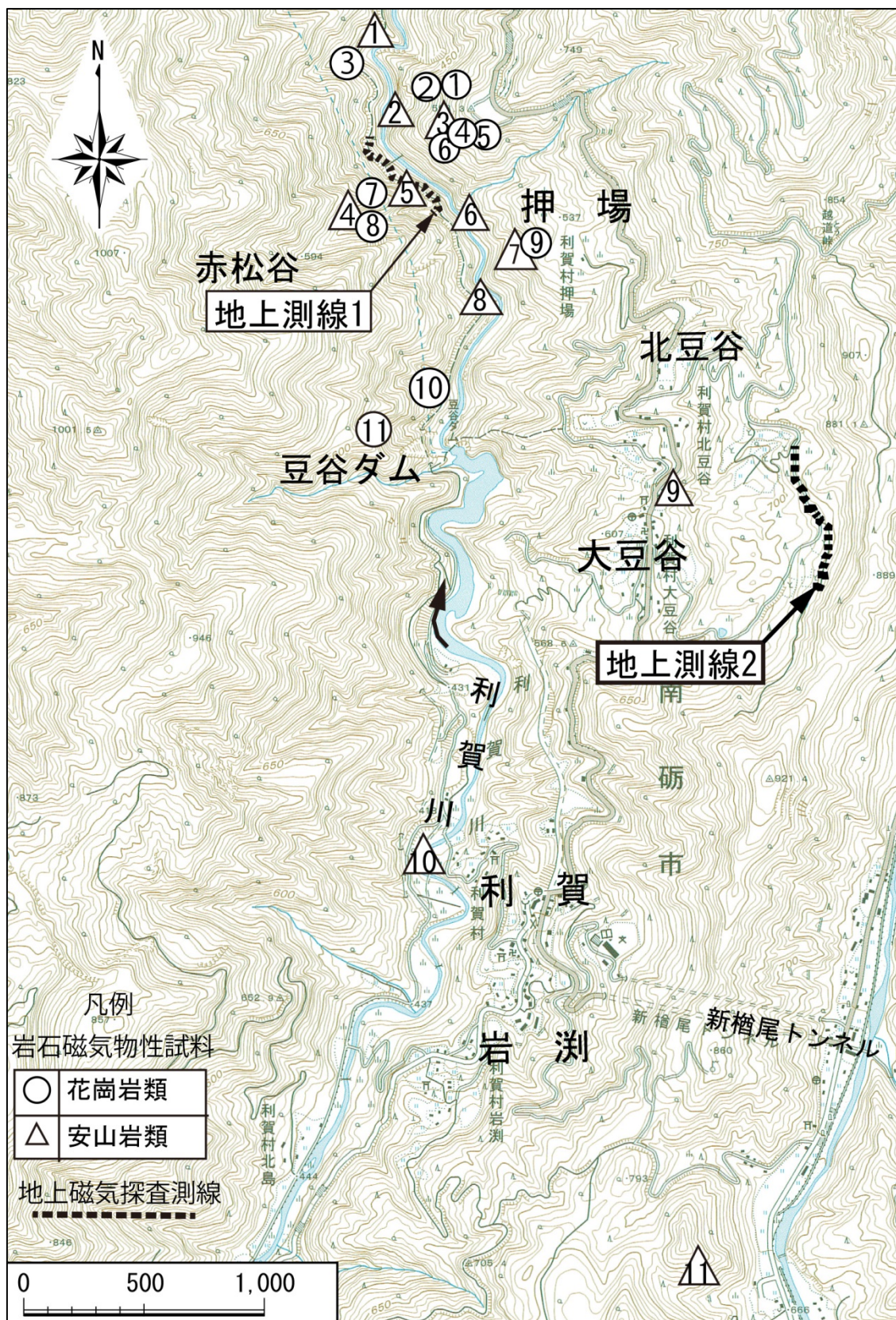


図 2.6 地上磁気探査，岩石磁気探査実施位置

回折を行った。

(1) 帯磁率測定

最大土被りが 150m あるトンネル内から代表的な構成岩石の花崗岩類岩石を採取して帯磁率を測定した。誘導磁化の大小も検討した。岩石試料は、トンネル掘削地点約 40m 毎 (28 地点) においてトンネルズリを、ブロックで数個ずつ採取し、各ブロックは実験試料 (直径 2.5cm, 高さ約 2cm の円柱状) に整形した。合計 280 個の実験試料について、帯磁率を測定した。

(2) 圧縮強度試験

トンネルズリの圧縮強度の視点から変質状況の検討を行うため、ポイントロード試験を行った。試験試料は、トンネル掘削地点毎にズリの中からランダムにこぶし大試料を 10 個以上採取し、ポイントロード試験より求めた点載荷強度より換算一軸圧縮強度を算出した。算定式は以下のとおりである。

点載荷強度算定式 $St=0.9 \times P/D^2$ (St : 点載荷強度(MPa), P : 最大荷重(N), D : 載荷点間距離(mm))

換算一軸圧縮強度 $q_u=25 \times St_{50}$ (q_u : 換算一軸圧縮強度(MPa), St_{50} : $D=50\text{mm}$ に相当する荷重から求めた点載荷強度(MPa))

(3) トンネル切羽観察

地下深部の熱源から亀裂沿いに熱水が入り、周囲の岩を変質させる現象である熱水変質の影響を検討するため、施工の切羽評価観察とは別に、トンネル切羽について① 断層や岩盤の亀裂 ② 安山岩質岩脈とpegmatiteの貫入状況 ③ 風化と熱水変質状況の 3 点に着目して観察を行った。また、トンネル坑内の岩盤変質を粘土シームの介在状況から非変質を含めた 4 段階に区分し、切羽観察の結果から地山変質を区分し熱水変質と風化を調査した。表 2.1 に岩盤変質区分を示す。

(4) トンネル切羽分布粘土 X 線粉末回折

トンネル鏡面に分布する粘土の成因を検討するため、切羽に分布する粘土シームの地山等級区分 D I パターン区間の 4 試料と C II パターン区間 3 試料において X 線粉末の回折を行った。X 線分析は、全岩粉碎試料での不定方位法と水ひ後の $2\mu\text{m}$ 以下の粒子を用いた定方位法 (無処理, エチレングリコール処理, 塩酸処理) により実施した。

2-5. ボーリングコアを用いた磁気調査

空中磁気探査による広域磁場観測からどれくらいの深度の地質情報が得られるかを検討するため、ボーリングコアを用いて深度方向の磁気構造と比較するため帯磁率測定およびコア観察を行った(長谷川, 2009)。図 3.1 に示めす新鮮な船津花崗岩が分布する調査地北部の 2 地点 (No.1 L=30m, No.2 L=50m) と変質が認められる押場地すべり地内 2 地点 (No.3 L=120m, No.4 L=90m) のボーリングコアを用いてコア観察と帯磁率を測定した。測定は、MS-2K 装置を使用して 5cm ピッチに帯磁率の測定を行った。

また、地すべり素因となる粘土成因により磁性への影響も考えられるため No.4 孔 (L=90m) のコア 5 箇所から試料を採取し、顕微鏡観察と粉末 X 線回折により変質要因の分析を行った。顕微鏡観察は、固結状粘土、粘土周辺の岩石薄片を作成し行った。また、X 線分析は、①全岩・不定方位法と②水簸処理・定方位法 (エチレングリコール処理) の 2 種実施した。

表 2.1 岩盤変質区分

変質区分	状 態
強変質	粘土がネットワーク状に発達し、変質が岩芯に及んでいる。
中変質	白色変質粘土介在亀裂が目立つ。
弱変質	白色変質粘土を介在する亀裂が認められることがある。
未変質	非変質部 (変質粘土は認められない)。

第3章 地すべり等の不安定斜面における空中磁気探査と地上磁気研究

3-1. 研究の目的

広域斜面から集中豪雨や地震等の外力による地すべり災害の可能性を有する地域を、効率的に抽出し、斜面の構成地質を効率よく把握するための方法開発も含めて、空中磁気探査の適用性を研究した。

研究は、船津花崗岩類とグリーンタフ層境界部周辺の地すべり地域を対象とした。探査では、日変化と IGRF 残差補正を施した IGRF 磁気異常に、地上磁気探査と岩石磁気調査を加えて信頼性の高い広域の地下磁気構造を求めた。そして、磁気構造調査が地質・地盤状況や地すべりなど不安定斜面の調査に有効かを検討した。

3-2. 研究対象地の地形、地質と地すべり等不安定斜面の概要

3-2-1. 地形と地質

調査地は、富山県南西部の飛騨変成深成岩類と新第三紀グリーンタフ層との境界部に位置する。グリーンタフ層は、飛騨変性深成岩類を断ち切って北東－南西方向に延びる利賀地溝を形成しており、断層群によって界されている。既往の地質文献・ボーリング調査結果および地表地質踏査(野崎, 2010)に基づいて作成した調査地の地質図および地質断面図を図 3.1, 図 3.2 に示す。

調査地の北～西側にはグリーンタフ層の新生代新第三紀中新世岩稲層(安山岩質溶岩・同質凝灰角礫岩)が分布する。また船津花崗岩類と岩稲層累の間には、古第三紀末期～新第三紀初頭の楡原累層(砂岩・礫岩)があり、船津花崗岩類を被っている(野沢他, 1981)。

船津花崗岩類地域には、利賀地溝形成以前の構造運動によると考えられるカタクレーサイト化した部分がある。このカタクレーサイト化した花崗岩類は、硬質塊状な部分もあるが、利賀地溝の断層沿いほどヘアークラックが顕著で、複数の岩脈に伴って熱水変質の傾向が強くなっており、粘土が介在しているところが多く見られる。

3-2-2. 地すべり等の不安定斜面の概要

利賀地溝帯の西縁部をなす船津花崗岩類と岩稲層累(安山岩層)の境界には、北東走向で北西傾斜(高角度)の断層が卓越する。断層や割れ目には熱水変質による白色の粘土脈が多く形成され、地すべりの素因の一つとなっている。

1 万分の 1 空中写真を用いて頭部の滑落崖やその前面の緩斜面、側方崖、末端盛り上がりなどの地すべり特有の微地形の判読に加え、地表踏査による露頭観察やボーリング調査資料をもとに熱水変質による粘土化帯がみられ流れ盤となっている地すべり発生の恐れのある箇所を抽出し作成した、地すべり地形分布図を図 3.3 に示す。

調査地域には、北から南へ押場、北豆谷、大豆谷、利賀、岩湊の 5 つの主要な地すべり地が分布する(写真 3.1)。注目すべきことに、地すべりのほとんどは、基礎となる岩石によって規制され、岩稲層累または楡原層累の領域に分布している(富山県編, 1992)。

大規模な地すべりは、押場地区を除いて船津花崗岩類の地域には分布していない。しかし、熱水変質により岩盤劣化している船津花崗岩分布地域は表層斜面崩壊が発生しやすい地域となっている。

多くの大規模地すべりは、利賀川の右岸側と南部に分布しているが、左岸側には小規模な不安定斜面が局所的に分布している。多くの大規模地すべりは、一般に流れ盤で西向き傾斜している。

調査地の大規模な地すべりは、地質構成とすべり面から 3 つの地域に分けることができる。

① 押場地区：明瞭な滑落崖は無い。基盤には船津花崗岩とカタクレーサイト化した花崗岩類が分布し、安山岩岩脈により貫かれ、全体として熱水変質を受けている。すべり面は、ボーリング

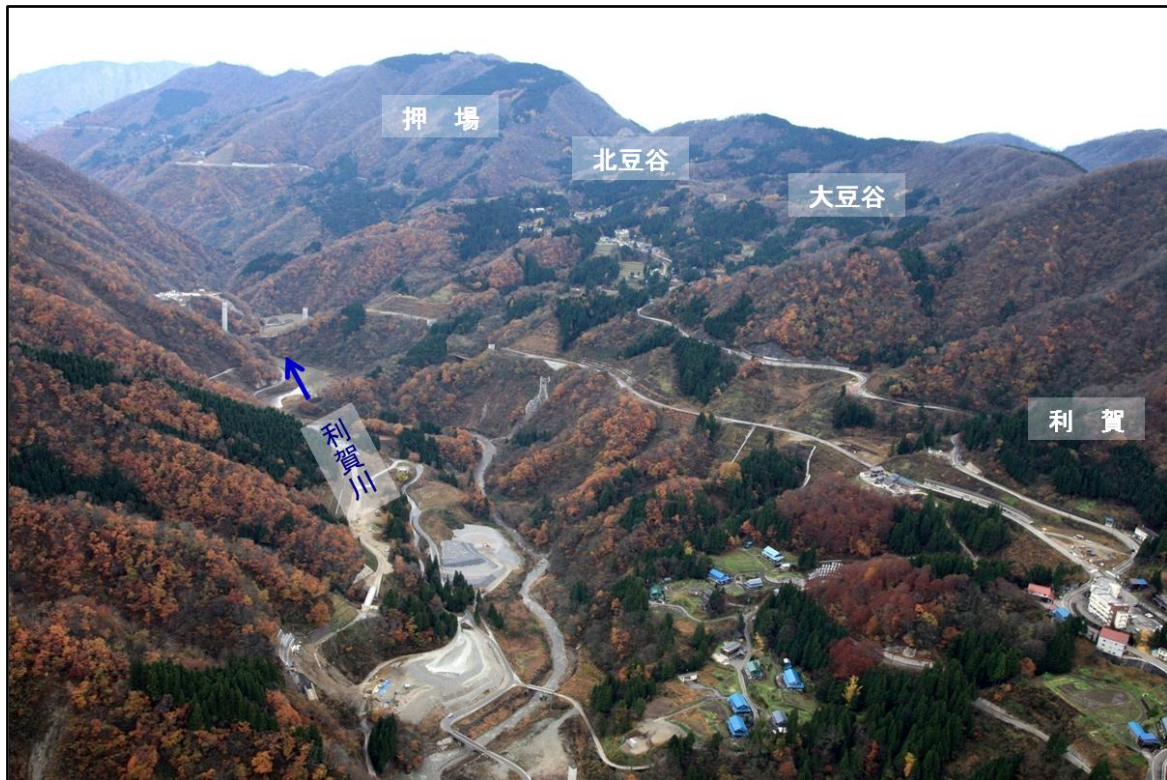


写真3.1 調査対象地すべり地の状況写真



図 3.3 地すべり地形分布図

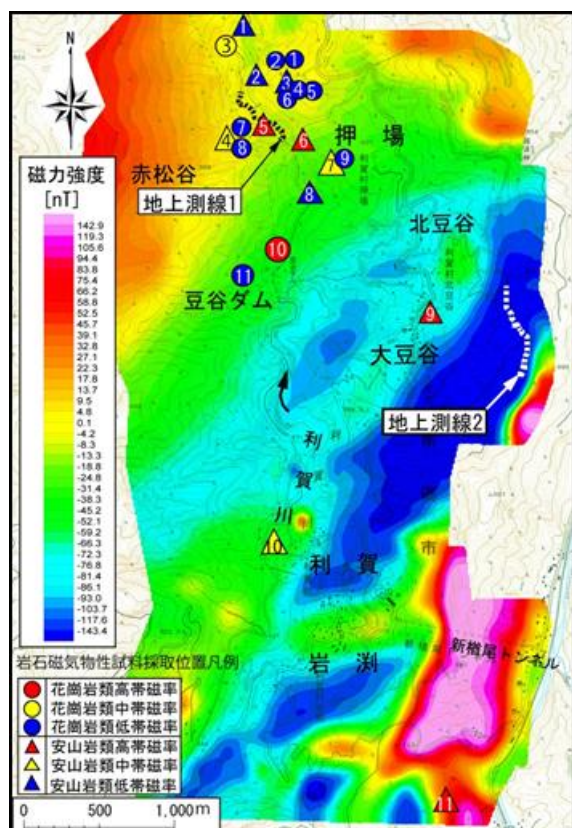


図 3.4 磁気異常分布図

コア観察や孔内傾斜計の観測結果より、西方の川側に緩く傾斜した変質粘土帯内に形成されている。

② 北豆谷・大豆谷地区：滑落崖が明瞭でボトルネック型の地すべり形状である。船津花崗岩類の上位に楡原層が流れ盤状に分布し、最上位に岩稲累層の火山岩類がキャップロック状に分布している。表層は、過去の大規模地すべり、崩壊による崩積土で覆われている。岩稲層は全体に緑色変質し、砂岩層等の堆積岩からなる楡原層も変質している。すべり面は、主に楡原累層内に形成されているが、岩稲累層の安山岩質火山岩類が主たる地すべり移動層になっている。地質断面図を図 3.2 に示す。

③ 利賀・岩渕地区：キャップロック型の地すべり構造で、船津花崗岩類の上位に一部楡原層を挟んで岩稲層が分布する。船津花崗岩類には多くの安山岩質岩脈が貫入しており、岩稲累層との境界付近は熱水変質による粘土化帯が認められるところが多い。斜面下部に厚く地すべり移動土塊が分布している。すべり面は、船津花崗岩類と岩稲累層の境界付近に形成されている。

3-3. 結果及び考察

3-3-1. 空中磁気探査結果

図 3.4 に空中磁気探査で得た調査地の磁気異常の分布を示す。磁気異常の強弱の地域が明確に読みとれる。以下にその特徴を記す。

- 1) 50～150nT の強磁気異常領域：調査地の南東部から東部の岩稲累層の分布域である利賀、岩渕、大豆谷の各地区の高標高部と、北西部の船津花崗岩類分布域の赤松谷付近に認められる。
- 2) -50～0nT の弱磁気異常領域：調査地北東部の押場地区から南西方向に分布する。局部的に北豆谷と利賀地区の一部にも分布する。
- 3) -150～-50nT の極度の弱磁気異常領域：非常に弱い磁気異常が北東-南西方向にあり、調査地の特徴的な磁気異常分布になっている。この磁気異常の延びる主軸は東部の北豆谷地区から南西の岩渕地区にあり、北豆谷地区から派生し利賀川左岸にも分布する。

以下では、磁気異常が 50～150nT の領域を強磁気異常領域、-50～0nT の領域を弱磁気異常領域、-50nT 以下の領域を極度の弱磁気異常領域と呼ぶことにする。

3-3-2. 地上磁気探査と空中磁気探査との比較

図 3.5, 3.6 の、それぞれ(a)図に、地上磁気と空中磁気探査の測線位置を、(d)図には地上磁気探査の測定結果を、(e)図には、地上探査の測線上での空中磁気探査の結果を示した。

地上磁気探査との比較から、空中磁気探査の精度を検証した。地上磁気探査では、強い磁場 260nT と弱い磁場-920nT が得られ、振幅幅は 1,180nT であった(図 3.5(d), 3.6(d))。一方、空中磁気探査の幅は、0～-210nT(振幅幅 210nT)となり、地上探査での変動幅の約 1/5 であった(図 3.5(e), 3.6(e))。これは、空中磁気探査では測定高度が 30m での分解能の低下もあるが、測線上の測点間隔は約 1.75m と細かったが、各測線の間隔が 100m と粗かったことも要因である。

図 3.5(d)に示す弱磁気異常領域の測線 1 での地上磁気探査をみると、距離 0～10m 地点(破碎帯周辺)では-500nT と弱磁気を示し、100m 地点(安山岩質岩脈)で-100nT と強くなるが、その後、280m 地点の尾根部で 260nT と極大となり、350m 地点の赤松谷で-500nT の極小値となった。このように、地上探査では、安山岩質岩脈や破碎帯による変化を捉えている。空中探査(図 3.5(e))では幅数 m の岩脈や小規模な破碎帯は認められないものの、北から南へ向かう磁場の低下が示され、船津花崗岩類の熱水変質帯に対応する大きな変化は明確に現れていた。

また、極度の弱磁気異常の領域にある測線 2 の地上探査(図 3.6(d))では、距離 70m 地点(尾根部)で-120nT の極大、240m 地点(沢部)で-920nT の極小を示した。尾根部は安山岩質溶岩の影響で強い磁場を示し、沢や谷部は地すべりや崩壊による粘性土が多い崩積土の堆積地域で弱い磁気異常

になっている。

空中磁気探査(図 3.6(e))では、地上での探査のような短周期の磁場変化は表れていないが、尾根部(安山岩溶岩)の周辺で高く、沢(粘性土主体)の地すべり崩土部で低くなるという変化は地上探査の結果と同様であった。

空中探査は数 m 規模の地質構造は捉えられないが、幅が数 10m 以上であれば十分に認識できる。

3-3-3. 岩石磁気と空中磁気探査との比較

磁気探査において磁気異常の原因となる大地の岩石の磁化は、誘導磁化(帯磁率)と残留磁化の和である。残留磁化を誘導磁化で割った値(Q 比)を計算して、磁気探査への両磁化の寄与を調べた。花崗岩類では一般に Q 比は低く、磁気探査では誘導磁化の影響だけを考慮して議論すれば良い。安山岩類では、残留磁化は強いので、Q 比によっては探査結果について残留磁化による検討も必要になる。

表 3.1 に、本研究の調査地における代表的な幾つかの地点の岩石について行った磁化測定の結果を示している。この表では安山岩類の Q 比も求めているが、その値は 0.0023~0.043 と得られ、Q 比としては低く、磁気探査では誘導磁化の寄与が卓越し、岩石の磁性として帯磁率だけを考慮すれば良いことがわかる。そこで、空中磁気探査の結果の対象の磁気物性からの検討は、主として帯磁率について行う。

帯磁率は、堆積岩より火成岩の方が高い。本調査地の火成岩として、安山岩類は $9 \times 10^{-5} \sim 1 \times 10^{-2} \text{SI}$ (SI: 帯磁率の単位)で、花崗岩類は $5 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-3} \text{SI}$ が一般的な帯磁率である(金谷, 1973: 物理探査学会編, 1999)。同一岩体では、帯磁率は一定の範囲を示すので、それより大きく低下する岩石では、変質作用等で磁性鉱物が分解や変質している可能性が考えられる。

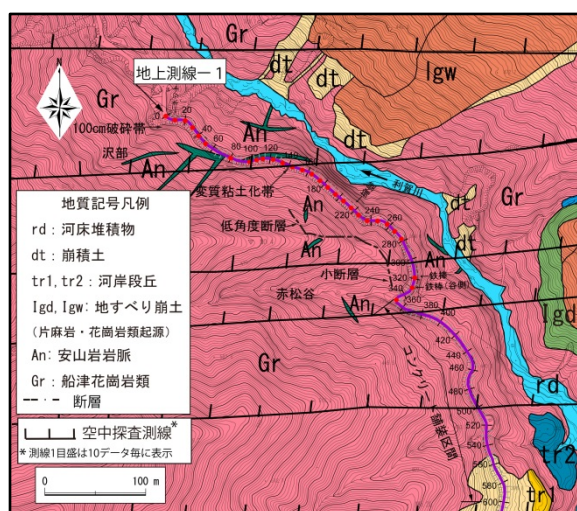
図 3.4 には、帯磁率を測定した岩石の場所に測定結果を帯磁率の高低で示している。帯磁率の測定値が各岩石の一般値に比べて高い場合を高帯磁率として赤色に、一般値と同等で $1 \times 10^{-3} \text{SI}$ 以上のものを中帯磁率として黄色、それより低い場合を低帯磁率として青色で示した。

図をみると、船津花崗岩類の帯磁率は、⑩豆谷ダム下流の河床露頭の試料では、 $6.8 \times 10^{-3} \text{SI}$ と一般的な花崗岩類の値より高かった。次に高いのは、③調査地北西部の林道沿いの露頭試料($2.8 \times 10^{-3} \text{SI}$)であった。また、調査地北部(利賀川右岸緩斜面や豆谷ダム下流の左岸林道沿い)の花崗岩は、①②地点で $2.8 \sim 2.9 \times 10^{-4} \text{SI}$ 、④⑤地点で $1.3 \sim 1.2 \times 10^{-4} \text{SI}$ 、⑦⑧⑪地点で $0.8 \sim 1 \times 10^{-4} \text{SI}$ と北から南に向かって帯磁率は低下傾向にあった。花崗岩類分布域の磁気異常(図 3.4)は、調査地北部から豆谷ダム周辺に向けて強い磁気異常から弱い磁気異常へと変化しており、帯磁率の測定結果(表 3.1)と同傾向を示した。

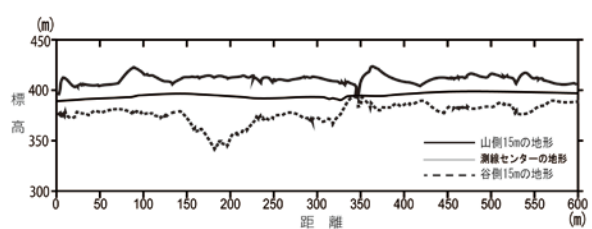
表 3.1 磁気物性の調査結果

花崗岩類岩石					安山岩類岩石						
No	鉱物名	粘土鉱物	N (個)	帯磁率 A_{vr} $\times 10^{-3}$ (SI)	No	鉱物名	粘土鉱物	N (個)	①帯磁率 A_{vr} $\times 10^{-3}$ (SI)	②自然残留磁化 A_{vr} $\times 10^{-3}$ (KA/m)	Q比 ②/①
①	カタクレーサイト質花崗閃緑岩	緑泥石	2	0.28±0.01	△1	安山岩質岩脈(古期)	緑泥石	4	0.47±0.05	0.01	0.0212
②	花崗閃緑岩	緑泥石	2	0.29±0.05	△2	安山岩質岩脈(古期)	緑泥石	10	0.44±0.03	0.001	0.0023
③	花崗閃緑岩	緑泥石	2	2.80±0.90	△3	安山岩質岩脈(古期)	緑泥石	8	0.43±0.03	0.001	0.0023
④	カタクレーサイト質花崗閃緑岩	緑泥石	1	0.13	△4	安山岩質岩脈(古期)	緑泥石	60	2.30±1.44	0.06	0.0260
⑤	カタクラスティックアダメロ岩	緑泥石	2	0.12±0.02	△5	安山岩質岩脈(新期)	未検出	2	51.0±0.04	0.21	0.0041
⑥	花崗閃緑岩	緑泥石	1	0.61	△6	安山岩質岩脈(新期)	未検出	9	52.7±3.35	0.63	0.0120
⑦	カタクラスティック花崗閃緑岩	緑泥石	4	0.08±0.01	△7	安山岩質岩脈	-	66 *	2.40±2.10	-	-
⑧	カタクラスティックアダメロ岩	緑泥石	2	0.10±0.02	△8	安山岩質岩脈(古期)	緑泥石	8	0.39±0.02	0.0011	0.0028
⑨	カタクレーサイト質花崗閃緑岩	-	933 *	0.14±0.16	△9	凝灰角礫岩	-	9	25.0±3.42	-	-
⑩	花崗閃緑岩	緑泥石	1	6.80	△10	安山岩質岩脈(新期)	未検出	15	10.0±2.68	0.43	0.0430
⑪	花崗閃緑岩	緑泥石	14	0.10±0.01	△11	安山岩溶岩	-	8	51.0±4.14	0.53	0.0103
計			31(933)		計			133(66)			

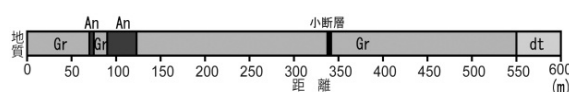
* ⑨、△7 の岩石帯磁率は、D-56 ボーリングコアの測定値である。



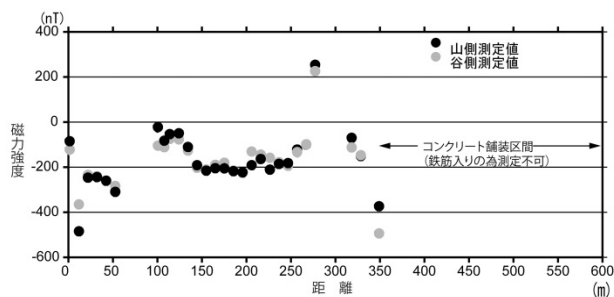
(a) 測線位置図



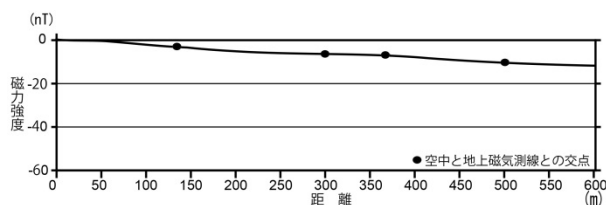
(b) 地形縦断面図



(c) 地質区分図

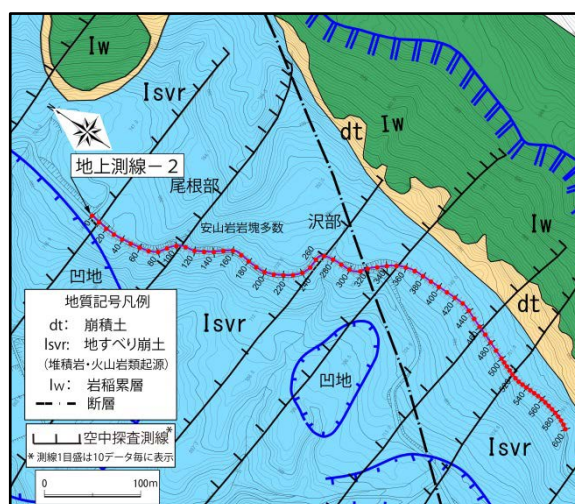


(d) 地上磁気測定結果

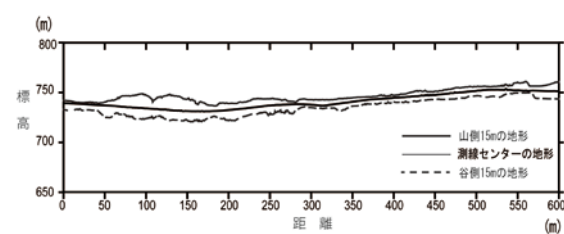


(e) 空中磁気測定結果

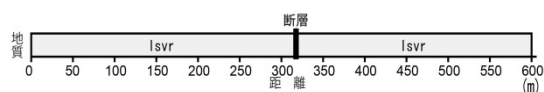
図 3.5 測線 1 磁気測定結果



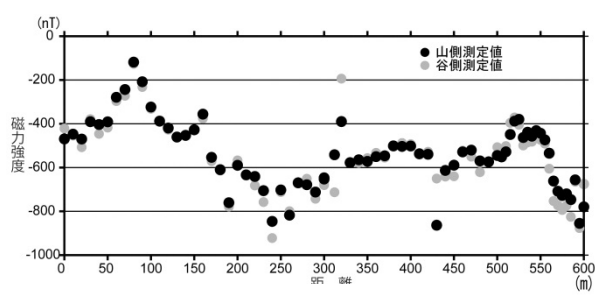
(a) 測線位置図



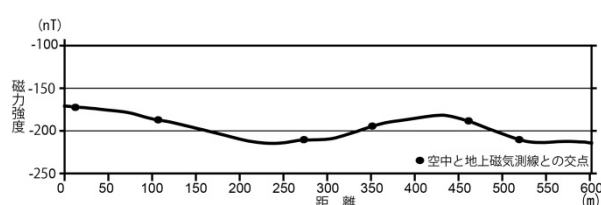
(b) 地形縦断面図



(c) 地質区分図



(d) 地上磁気測定結果



(e) 空中磁気測定結果

図 3.6 測線 2 磁気測定結果

安山岩類については、調査地南東部の△11 新檜尾トンネル周辺の安山岩試料は、 $5.1 \times 10^{-2} \text{SI}$ と高い帯磁率を示し、この地域の強い磁気異常と一致した。同様に安山岩岩脈として△6 赤松谷より上流河床部と△5 赤松谷より下流林道沿いでは、5.2 と $5.1(\times 10^{-2} \text{SI})$ と高い帯磁率が得られた。△10 利賀地区河床露頭でも $1 \times 10^{-2} \text{SI}$ と高帯磁率であった。

しかし、調査地北部周辺と押場地区河床部の安山岩岩脈の帯磁率は、 $3.9 \sim 4.7 \times 10^{-4} \text{SI}$ と低かった。顕微鏡観察では、これらの低い帯磁率を示した試料は、斜長石、輝石ともに緑泥石化していた。また、近傍のボーリングコアで得た粘土鉱物の分析では、イライト、緑泥石が多く含まれていることがわかり、同地域の弱磁気異常は熱水変質による帯磁率の低下(強磁性鉱物の減少)と解釈した。

以上の結果から、空中磁気探査による磁気異常は、基盤岩の火成岩体や堆積岩の誘導磁化(帯磁率)の違いを表していることが明らかにできた。弱磁気異常を示す岩石は、熱水変質により磁性が低下しており、変質の程度が磁性に影響していたと考えられる。

3-3-4. 磁気異常の分布と地質構造

空中磁気探査で得た磁気異常(図 3.4~3.6)を同地域の地質研究の結果(図 3.1, 3.2)と対比した。以下のことが読みとれた。

磁気異常は基盤岩の分布を反映し、調査地の北・北西の船津花崗岩類地域と南東の岩稲累層地域で強い磁気異常領域となっていた。しかし、押場地区周辺から豆谷ダムの船津花崗岩類は、利賀地溝の断層に近く、複数の岩脈に伴う熱水変質により弱磁気異常を示していた。

岩稲累層が分布する調査地南側(北豆谷、大豆谷、利賀、岩渕)では、地質踏査から楡原累層は船津花崗岩類の上位に流れ盤状として分布し(図 3.2)、表層は、過去の大規模地すべり、崩壊による崩積土で覆われている(図 3.1)、岩稲累層は全体に緑色変質し、砂岩層等の堆積岩からなる楡原累層も変質していると確認されていたが、磁気探査では、極度の弱磁気の異常領域として認められた。

一方、岩石磁気の調査では、高・低の違う帯磁率を示す安山岩岩脈が確認された。調査地北部～押場地区の中生代の古い岩脈と周辺の船津花崗岩類は、低帯磁率となっていた。熱水変質作用を受けていると考えられる。船津花崗岩類の分布域には、高い帯磁率の新第三紀中新世の安山岩質岩脈も存在するが、数 m の大きさであり、空中磁気探査では磁気異常と認められない。

また、北豆谷～岩渕地区における強・弱の磁気異常分布を分ける直線的な境界は、現地踏査を行った結果、利賀地溝帯の北西端をなす断層群(図 3.1)の分布と調和的であり、磁気異常の研究から断層も検討できることが示された。

3-3-5. 磁気異常の分布と地すべりの関係

次に、調査地の主要な地すべりと磁気異常について検討した。

- (1) 押場地区：船津花崗岩類を基盤とする地すべり地では、押場から豆谷ダムにかけて NE-SW 系の弱磁場帯を示し、ボーリング試料の帯磁率も低い。この弱磁場帯は、複数の貫入岩脈に伴い、強磁性鉱物が、熱水変質作用により非磁性鉱物に変化して、磁性が低下したためと考えられる。
- (2) 北豆谷・大豆谷地区：過去の地すべり崩積土が移動主体となっている地すべり地では、北豆谷から岩渕地区にかけて NE-SW 系の弱磁気帯が現れ、大豆谷中腹部周辺は、特に顕著な弱磁気を示した。この原因として、地上測定でも弱磁場を確認した地すべり崩積土の影響および岩稲累層と楡原累層での熱水変質や風化の影響が考えられる。
- (3) 利賀・岩渕地区：斜面下部の滑落崖が明瞭な地すべり地は、弱磁場領域となり、斜面上部の東側斜面は強磁場となっている。これは、地すべりの移動層の上部斜面は初生の移動岩体である

ために高帯磁の安山岩や凝灰角礫岩が分布するが、斜面下部に低帯磁率の地すべりの移動土塊が分布するためである。

- (4) その他 1：押場、北豆谷から利賀川対岸まで SW 方向に弱磁場帯が延びている。船津花崗岩類を基盤とする利賀川左岸側の地区は、熱水変質を受けているが、地すべり地にはなっていない。右岸側が流れ盤構造であるのに対し、左岸側では、低角度断層の多くが西傾斜の受け盤となっていることがトンネル工事の切羽観察により確認されており、弱磁場帯はこの構造によると考えられる。
- (5) その他 2：大豆谷と利賀地区の間は、極度の弱磁気異常領域として現れ、船津花崗岩類と岩稲累層との境界に対応した。この付近は、断層が多く割れ目が発達しており全体に熱水変質を受けていると考えられる。地すべりの地形は示されていないが、今後地すべりを起こしやすい地域と考えられる。

以上、磁気異常と地すべりの比較では、船津花崗岩分布域での弱磁気異常の範囲は、断層沿いに熱水変質を受けており、明瞭な滑落崖が無くとも流れ盤地域の場合には、地すべりの可能性の高い。また、新第三紀層分布地域では、変質した厚い地すべり移動土塊層が極度の磁気異常を示していた。

3-4. まとめ

富山県南西部の飛騨変成深成岩類の縁辺部に形成された新第三紀火山岩類からなる利賀地溝内およびその境界部の地すべり地帯において、空中磁気探査を実施した。そして探査に岩石磁気の研究を加えた磁気構造調査が、地すべりなど不安定斜面の調査に有効かを検討した。

以下に研究結果を挙げる。

- (1) 空中磁気探査により、調査地の深成岩(花崗岩類)と火山岩(安山岩)の分布に対応する磁気異常が明瞭に現れた。空中磁気探査では、地上磁気探査で確認できる数 m の岩脈や断層は捉えられないが、磁気異常コントラストから地質区分、断層の方向や岩盤の変質などの地盤の概略を把握できた。
- (2) 磁気異常の原因となる磁性は、誘導磁化(帯磁率)が卓越し、残留磁化の寄与はあまりなかった。船津花崗岩類と安山岩質岩脈の帯磁率は、同岩石の一般的な値の高い帯磁率を示した。しかし、熱水変質作用を受けた岩石では、低い帯磁率であった。
- (3) 船津花崗岩類の分布域で、弱磁場異常の領域は広域の熱水変質帯と一致しており、弱磁場異常の強さと熱水変質の程度に相関があった。極度の弱磁気異常を示す領域では、変質した地すべり移動土塊が厚く堆積していた。また、直線的な磁気異常境界は、断層と一致していた。

空中磁気探査では、火成岩は強磁気異常を示し、熱水変質帯や地すべり堆積物では弱磁気異常を示した。本調査から通常の調査で把握するのが困難な地すべりの素因となる変質帯を磁気異常として捉えられ、船津花崗岩類の地すべり分布地域と新第三紀の崩壊土堆積物の分布域を空中磁気探査によって特定できることが明らかになった。ただ探査だけでは信頼性は低く、地上での探査と対象の磁気物性の研究の併用が必要である。

空中磁気探査では、数 m 以下の変化は捉えることができないが、言い換えれば貫入岩等の小さな変化の影響を受けないことから、広域斜面の 1 次スクリーニング手法として、地すべりを起こしやすい不安定斜面を抽出でき、詳細な地表踏査箇所の特정에活用できる。また、地すべり詳細調査の段階で、機構解析における対象斜面の地質特性(熱水変質の程度や範囲、地すべり土塊の変質状況等)の理解に有用と考えられる。

第4章 最大土被り厚 150m トンネルを対象とした磁気調査研究

4-1. 研究の目的

磁場は対象物質からの距離の三乗に反比例して減衰する。空中磁気探査では、各深度の磁化物質によるセンサー位置での磁場の積算値が測定され、磁場分布の解析から地下の状況を研究する。

第3章では地すべり等の不安定斜面を対象とした研究により、磁気異常の分布は、通常調査では困難な地すべりの素因となる対象斜面の特異性(熱水変質の程度や範囲、地すべり土塊の変質状況等)の研究に有用と示された。

しかし、空中磁気探査がどの程度の深度までの磁気構造を反映しているかは曖昧であり、研究の必要がある。そこで厚い土被りのあるトンネル地域で研究を行った。そして探査と共に、トンネルブリの磁気物性や土質の調査も行なって比較し、広域磁場観測からトンネル深度での地質情報が得られるかを検討した。

4-2. 調査トンネルの概要-地形地質とトンネル施工

研究は、広域の熱水変質が考えられる花崗岩山岳地帯における最大土被り厚 150m のトンネル計画地域で、空中磁気探査とトンネルブリの岩石磁気を研究した。対象の利賀トンネル3工区は、延長 1140m、最大土被り厚 150m、道路幅員 7.5m の規模であり、図 4.1-4.3(a)に調査位置、トンネル標準断面図、および地質踏査と屈折法弾性波探査(事前調査)で得られたトンネル地質縦断面図を示している。

トンネルの地質は、第3章の調査地域と同じくジュラ紀に貫入した船津花崗岩(花崗閃緑岩、一部カタクレサイト質)、ペグマタイト、アプライトからなる。花崗閃緑岩は、所々で白亜紀と中新世の安山岩質岩脈に貫入されて熱水変質鉱物脈や粘土シームが形成されており、幅数10mの崩壊地形を呈する破碎帯がトンネルと直交・斜交して分布する。

またトンネル周辺の地形は、V字谷をなし、北流する河川に侵食され40～60°と急峻になっており、山腹斜面を流下する支沢には、比高10～30mの滝が多く形成され、年間を通じて流水が認められる。

トンネルの工事概要(設計、実績地山等級区分図)を表4.1と図4.3(b)に示すが、掘削は終点側から行われた。屈折法弾性波探査により、基盤速度は4.3～5.4km/secで、4箇所的低速度区間DⅠを除くと設計地山区分はCⅠまたはCⅡ等級と判定された。しかし、実際の施工時の支保パターンは、坑口部のDⅢパターンを除く延長1082mの内、81.9%がDⅠパターン、残り18.1%はCⅡパターンとして掘削された。

地山には、網目状、脈状の変質粘土薄層が挟在し、変質の激しい区間では切羽崩壊や肌落ちが頻発し、火薬使用量は当初想定約50%で、部分的にブレイカーによる機械掘削が実施された。

4-3. 結果

4-3-1. 空中磁気探査

図 4.4 に空中磁気探査で得た調査地の極磁気異常分布を示す。強い磁場は暖色で、弱い磁場は寒色で示している。磁気異常について、以下では、正の異常域を高磁気異常(域)、負の異常域を低磁気異常(域)と呼ぶ。

結果をみると、トンネルの計画ルートの周辺は低磁気異常となり、終点側ほど低い傾向にある。一方、トンネル起点側の赤松谷より北西側は高磁気異常となっている。

図 4.3(c)には、極磁気異常分布から算出した計画ルートでの磁場強度図を示す。磁場は起点側坑口で-79nT と低い磁気異常を示し、終点側に向かい低くなっている。しかし起点より 226～



図 4.1 調査位置図

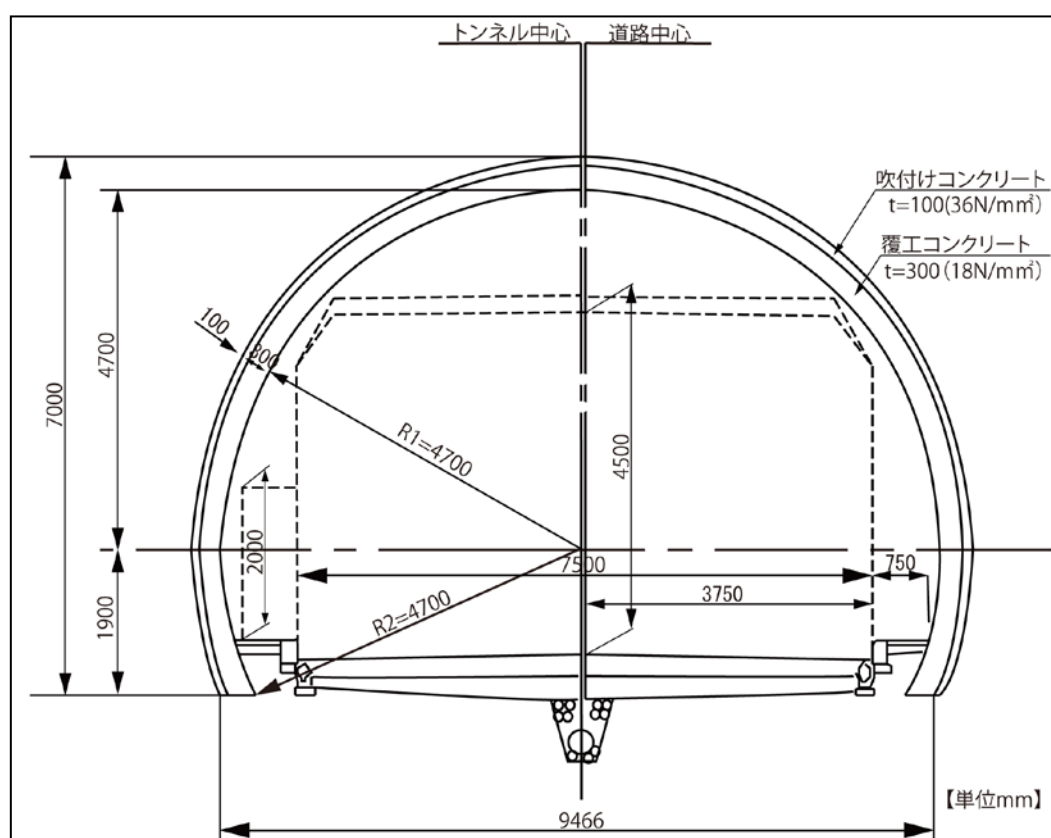


図 4.2 利賀トンネル標準断面図

600m 間で-90～-87nT と低磁気化が治まり磁場は強くなって、450m 付近で極大となる。また起点から 600m 付近から磁場は弱まり 700～950m 間で最も低く、730m 付近で-97nT と極小となる。そして 940m 付近から再び磁場は強くなり終点側坑口で-92nT となっている。

4-3-2. トンネルズリの岩石磁気研究

探査での磁気異常は岩石磁気(特に帯磁率)に依存する。トンネルの基盤岩である花崗閃緑岩には熱水変質が認められるので、磁性鉱物(主にマグネタイト)の変質による弱磁性鉱物へ変わる影響をトンネルのズリの帯磁率から研究した。

図4.3(d)に示す様に、トンネル内の岩石の帯磁率は平均 $9.0 \times 10^{-4} \text{SI}$ 、最大値 $5.2 \times 10^{-2} \text{SI}$ 、最小値 $2.4 \times 10^{-5} \text{SI}$ であった。

熱水作用の影響が低いことを示す高い帯磁率(10^{-3}SI)が得られた岩石は、起点側坑口から21.5m 区間と225-500m区間、850-966m区間の3区間で多かった。特に、225～329m間と461～500m間で帯磁率は高く新鮮な岩石が多い傾向が示され、起点側坑口から461m地点で最も高い帯磁率 $5.2 \times 10^{-2} \text{SI}$ であった。また変質度が強いことを示す $10^{-4} \sim 10^{-5} \text{SI}$ の低帯磁率が得られた岩石は、67～184m区間と583～1114m区間に多く、特に低い帯磁率は、起点側坑口から583m,754m,966m,1016mの4地点で認められた。最も低い帯磁率は、583m地点の $2.4 \times 10^{-5} \text{SI}$ であった。

4.3.3. 圧縮強度試験の結果

岩盤の工学的分類法である硬岩系岩盤の分類要素と区分(地盤工学会, 2011)を参考に、ポイントロード試験で得た強度について 200～100MPa を「かたい」、100～50MPa を「ややかたい」、50MPa～10MPa を「やややわらかい」、10MPa 以下を「やわらかい」の4段階に分けて強度を評価した。

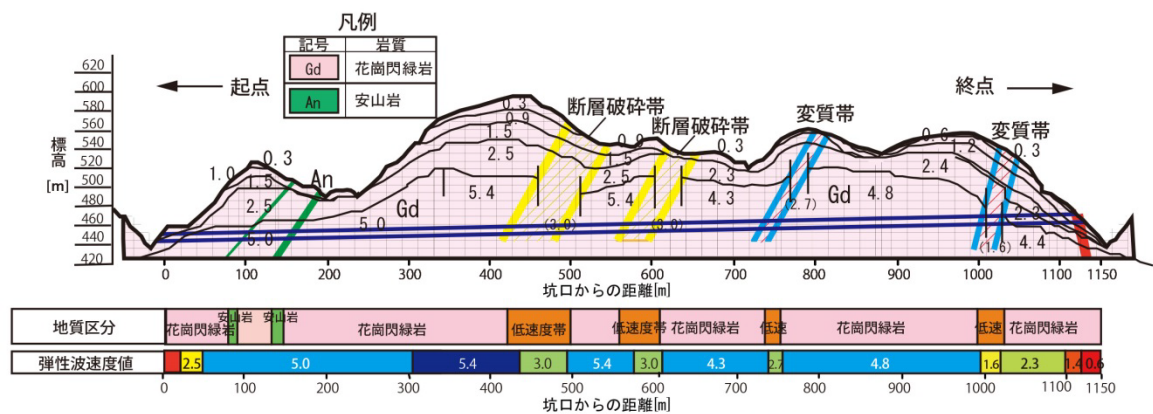
ポイントロード試験の結果を図 4.3(e)に示す。

起点側坑口から 300m 間の圧縮強度は 47～93MPa(平均 70MPa)の「ややかたい」区間となった。そして終点側に向かい徐々に強度は高くなり、起点から 307～507m までは安定な「かたい」区間となった。続く 516～922m までは「ややかたい」区間であったが、「かたい」や「やややわらかい」区間も混在した。そして起点から 928～1033m までは、一定して強度が低い「やややわらかい」区間が連続し、終点側の坑口間は「ややかたい」区間となった。

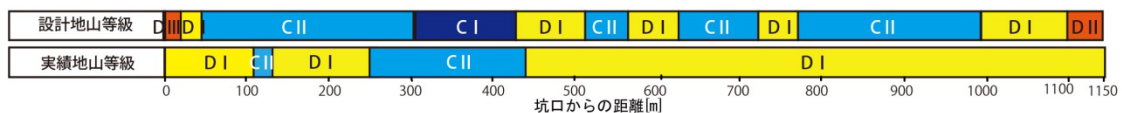
全区間での平均強度は 67MPa と「ややかたい」程度であった。最大強度(154MPa)を示した起点側坑口から 1052m の地点では、亀裂に薄い粘土シームが狭在するものの、岩脈貫入のない良好な硬質の岩盤であった。また最小強度 9MPa を示した起点側坑口から 994m 地点では、岩盤には低角小断層が多く存在し劣化が著しく、断層沿いに変質粘土化も見られた。

表 4.1 利賀トンネル3工区工事概要

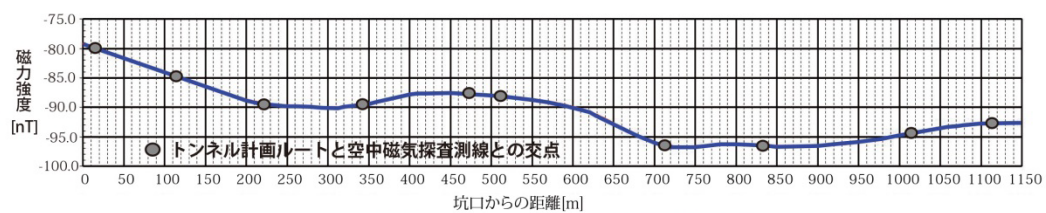
項 目	工事内容
延 長	L=1 140m
断 面	掘削断面積A=59.8m ² (CⅡ) , 60.8m ² (DⅠ)
施 工 法	NATM工法
掘削方式	発破工法
掘削工法	CⅡ (全断面掘削工法) DⅠ, DⅢ (補助ベンチ付全断面掘削工法)
補助工法	フォアポーリング, 長尺フォアパイリング 長尺鏡ボルト, 鏡吹付け



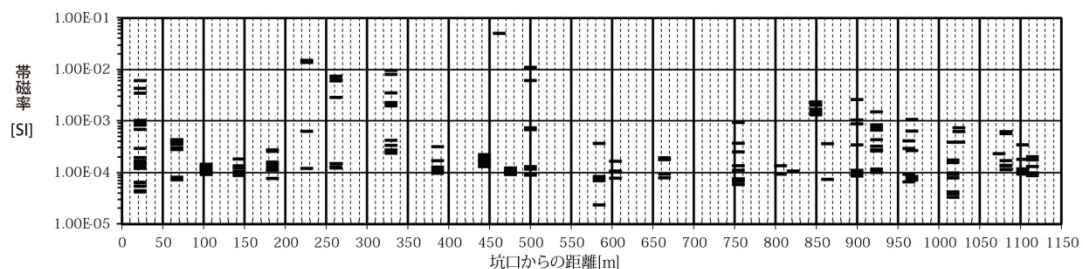
(a) 地質縦断面図 (事前調査結果)



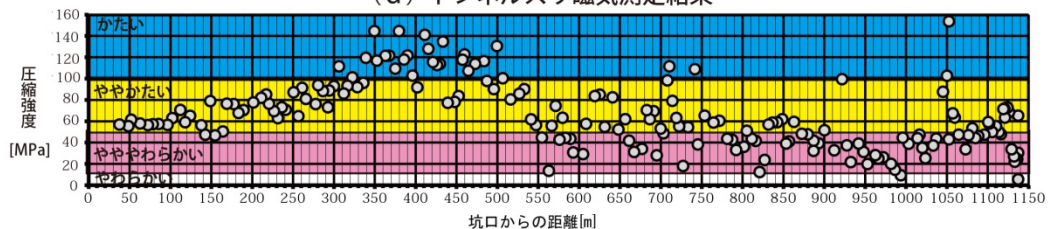
(b) 設計及び実績地山等級区分図



(c) トンネル計画ルート磁力強度図



(d) トンネルズリ磁気測定結果



(e) トンネルズリ圧縮強度測定結果



(f) トンネル変質区分図

図 4.3 トンネル調査結果

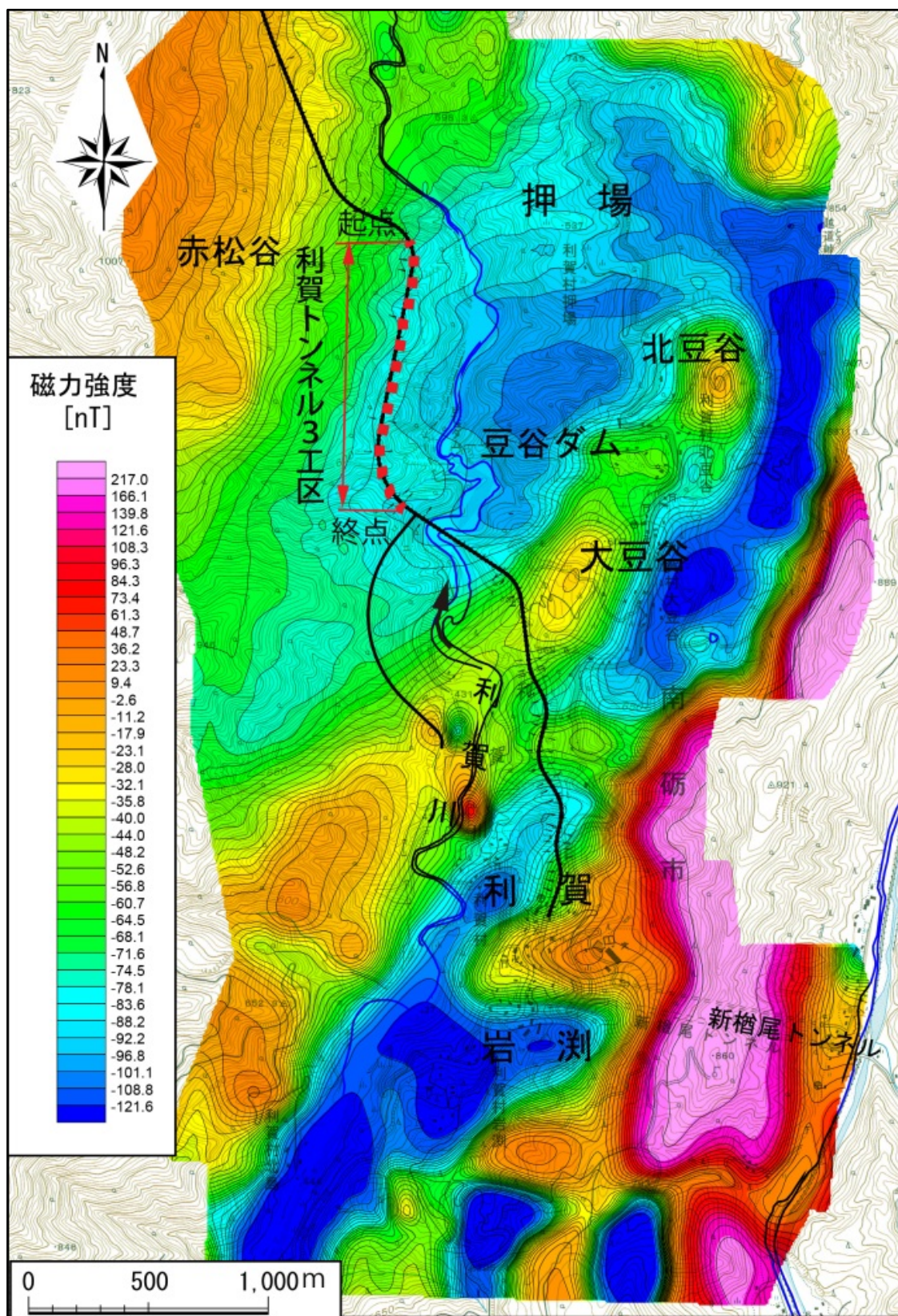


図 4.4 極磁気異常分布図

最終地山等級区分の結果と比較すると、CⅡ地山等級区間の全延長 196m では、最大強度 145MPa、最小強度 59MPa、平均強度は 100MPa の「かたい」岩石であり、DⅠ地山等級区間の延長 886m では、最大強度 154MPa、最小強度 9MPa、平均強度は 60MPa で「ややかたい」岩石であった。最大圧縮強度は、起点側坑口から 1 052m 地点で得られた値である。この地点の地山は、硬質な花崗閃緑岩からなり、CⅡ地山に近い性状であったが、介在する粘土や湧水等の影響でやや不安定な状態が続くので DⅠパターンで施工している。このような硬質区間が約 10m 続いた後、40MPa 前後の「やややわらかい」区間となった。

4-3-4. トンネル切羽の観察

上記の様に、トンネルの岩盤は全体に硬質な花崗閃緑岩で構成されているが、亀裂が発達していた。安山岩質岩脈は、全延長の約17%となる197mの区間に貫入しており、周辺は接触変質作用を受けて一部脆弱化していた。また断層は熱水作用で変質が進み、粘土や粘土シームが狭在し、全体的に岩芯まで劣化が認められた。特に起点より932～1032m区間は断層が発達し、花崗閃緑岩盤は亀裂の発達による劣化が顕著であった。

風化が確認された箇所は、両坑口付近の土被りが20～30mと浅い区間で、高角度断層等に伴う亀裂が発達していた。亀裂は風化で褐色化し亀裂沿いの劣化が見られた。

地山の変質区分を図4.3(f)に示している。起点側坑口から535m間は、花崗閃緑岩が主体で殆どが弱変質で、白色変質粘土を介在する亀裂は目立たなかった。しかし起点より535～1032mの間は、花崗閃緑岩を主体として安山岩質岩脈が数条分布し、一部20m程の弱変質区間を挟んで白色変質粘土を介在する亀裂が目立つ中変質区間が分布した。特に、932～1032mの間は粘土がネットワーク状に発達し、変質が岩芯までおよぼ強変質区間となっていた。

区分の結果、強変質区間が10%、中変質区間が42.8%、弱変質区間が46.1%、非変質区間が1.1%となり、90%が中、弱変質区間であった。地山の変質区分に基づく岩石の強度を表4.2に示すが、強度は岩石の変質が進むにつれ低下する傾向が明瞭であった。

4-3-5. 粘土の X 線粉末回折

各鉱物の最大回折線強度の相対比較で作成した相対含有量を表4.3にまとめている。各試料に共通し、主な変質鉱物として雲母鉱物や緑泥石、方解石、濁沸石が認められた。これらの変質鉱物は、安山岩質岩脈の貫入に伴う中性の熱水(100～300℃程度)でのプロピライト化作用(富田他, 1986; 歌田, 1992; 吉村, 2001)による形成と考えられ、粘土シームは地下深部からの熱水変質作用で生成されたことを示している。

4-4. 考察

4-4-1. 空中磁気探査による磁気異常と地山状況

図 4.4 の極磁気異常分布ではトンネル計画ルート周辺は低磁気異常を示し、地山全体が変質している可能性がある。また図 4.3(c)のルートでの磁場変化では、起点側の赤松谷北西側は高く終点側に向い磁場は弱くなる傾向は、地山は全体が花崗閃緑岩で構成されているので地質の違いではなく、起点側から終点側に向かって花崗閃緑岩が地下深部からの熱水変質等による磁性鉱物の分解や変質を受けている為と考えられる。磁気異常とトンネル切羽観察結果を比較すると、起点側から 700～1032m 間の最も低磁場の区間は、白色変質粘土が介在する亀裂が目立つ中変質区間や変質が岩芯までおよぼ強変質区間となっている。また起点側から 221～511m 間の低磁化が弱まり磁場が強くなる区間は、亀裂は目立たない弱変質や非変質区間となっており、土被りの厚いトンネル一般部の空中磁気探査結果は、磁化の強い新鮮な岩石からなる区間と変質した岩石区間の分布をトンネル計画工の深部まで良く捉えている。

磁場強度は対象からの距離の三乗に反比例して減衰するので、浅部の磁化物質の分布をより反

表 4.2 地山変質区分による圧縮強度

変質区分	平均(MPa)	最大(MPa)	最小(MPa)
強変質	36.2	72.8	9.2
中変質	53.9	111.4	12.3
弱変質	86.1	153.7	29.2
非変質	124.2	140.9	112.6

表 4.3 粘土 X 線粉末回折による鉱物同定結果 (相対量)

同定された鉱物	D I								C II					
	試料①		試料②		試料③		試料④		試料⑤		試料⑥		試料⑦	
	起点側坑口より 1,008m		起点側坑口より 1,001m		起点側坑口より 787m		起点側坑口より 775m		起点側坑口より 390m		起点側坑口より 334m		起点側坑口より 322m	
	全岩	≤2μm	全岩	≤2μm	全岩	≤2μm	全岩	≤2μm	全岩	≤2μm	全岩	≤2μm	全岩	≤2μm
スメクタイト	—	—	—	tr	—	+	tr	++	tr	++	tr	++	tr	++
イライト/スメクタイト 混合鉱物	—	—	—	++	—	+	—	—	—	++	—	—	—	—
雲母鉱物	+	+++	+	+++	+	++	+	++	tr	+++	+	+++	+	+++
濁沸石	++	++	+	++	++	++	—	—	+	++	+	—	+	—
カオリナイト	—	—	—	—	—	—	tr	+	—	—	—	—	—	—
緑泥石	+	++	++	+++	++	+++	+	++	tr	+++	++	+++	++	+++
石英	+++	—	+++	++	+++	++	+++	++	+++	++	+++	—	+++	—
長石族	++	—	+++	++	++	++	+	—	++	++	++	—	++	—
方解石	++	—	+	—	++	—	+	—	++	+	+	—	+	—

+++：多量，++：中量，+：少量，tr：微量，—：不検出

映する。そのため、土被りが薄いトンネル坑口部では、表層部の地山やトンネル計画工より深い地山も含めた磁場の影響を受け易くなる。

調査起点側の坑口部は、土被りは最大でも約 15m と被覆層は薄く、新鮮で堅硬な花崗閃緑岩や安山岩が分布する表層部の影響を受けており、空中磁気探査では計画ルートで最も高い磁場を示した。一方、終点側の坑口部では表層は強く風化した脆弱な花崗閃緑岩を反映し低磁場となっていた。土被りが薄い坑口部では表層部の地山等の磁場を反映するので、坑口部の露頭やボーリング資料を参考にすることで地下構造を精度良く調査できると考える。

4-4-2. 岩石磁気と地山の状況

帯磁率調査の結果、起点側坑口から500m地点までは、土被り厚が薄くなる67～184m間の茶褐色に風化変質し亀裂に粘土が挟在する岩石の区間を除き、花崗閃緑岩に一般的な高い帯磁率を示した。特に225～500m間で高い帯磁率(10^{-3} SI)であった区間は、花崗閃緑岩が主体で殆ど弱変質の硬質な岩盤である。

低い帯磁率(10^{-4} SI)を示した385, 461m地点は、安山岩やペグマタイトが貫入して周辺は変質を受けた岩盤であり、また起点より583mから1014m地点間でも低帯磁率の地点が多く見られた。特に 10^{-5} SIの低帯磁率を示す箇所が583m, 754m, 966m, 1016mにあるが、それらの箇所では、安山岩やペグマタイトが認められ切羽全体が変質して磁場は著しく低下していた。亀裂間には粘土を挟在する部分も多くあった。

この様に岩石磁気(帯磁率)調査は、変質を受けていない岩石(帯磁率が高い)と変質した岩石の分布を良く捉えていた。帯磁率の高低により見た目では分からない、熱水作用による岩盤の変質や硬軟状況も把握でき、トンネル掘削中の岩盤調査に有効であることが示された。

4-4-3. 空中磁気探査による磁気異常と岩石磁気との比較

帯磁率調査では、起点側坑口から 225～500m間で高い帯磁率(10^{-3} SI)を示した区間は、空中磁気探査で高い磁気異常(-90nT以上)を示した区間と一致した。また起点より 583～1014m地点の低帯

磁率(10^{-5} MPa)の地点が多くある箇所は、磁気探査の磁場が低い区間と対応した。

空中磁気探査で得た磁気異常は、殆どの箇所では岩石磁気(帯磁率)調査と同様な変化を示したが、起点側坑口から 385, 461m 地点や 583~663m 地点では、帯磁率で示された急激な変化は磁気異常では捉えられていない。これは、図 4.3(c)に示す空中磁気探査の測線で見られる様に、測線間隔が 100-200m と粗かったことが大きな要因と考えられる。測線間隔を狭くする(例えば 50m 以下)詳細な空中磁気探査の実施で、土被り 150m でのトンネル計画の地山の概要も把握できると考える。

4-4-4. 圧縮強度試験と磁気調査の結果の比較

起点側坑口から 307m間の岩石強度は、平均して「ややかたい」区間で、トンネルズリの平均帯磁率は 9.11×10^{-4} SI と弱い変質を受けた値であったが、空中探査による磁気異常は、地表部で確認している堅硬で新鮮な花崗閃緑岩や安山岩など土被り部やその周辺に分布する岩石の強い磁気の影響を受け高い磁気異常を示した。

また起点から 312~512m間では、岩石強度は「かたい」区間であり、帯磁率も平均 1.74×10^{-3} SI と高い値を示し、力学的強度と帯磁率に対応が認められた。ただ 385m と 461m では、安山岩貫入に伴う熱水影響と考えられるが、 $1.57 \sim 1.08 \times 10^{-4}$ SI の低い帯磁率の箇所も局在していた。この区間は、空中磁気探査で低磁場の傾向が弱くなり磁場が強くなる区間とほぼ一致した。

起点から 522~928m間の「ややかたい」区間は、「かたい」や「やややわらかい」が混在しており、岩石の平均帯磁率は 5.11×10^{-4} SI と弱い変質を受けた値を示した。また、 10^{-5} SI の低い値の強く変質を受けた岩石も存在していた。磁気異常は、徐々に磁気が低くなり最も低い磁気異常を示す区間となっており、圧縮強度と岩石磁気強度や磁気異常とは調和的であった。

次に 934~1039m間の「やややわらかい」区間の岩石の帯磁率は平均 2.57×10^{-4} SI と弱い変質を受けた値を示したが、 10^{-5} SI オーダーの低い値を示す岩石も多く存在した。一方、磁気異常は、最も低い磁気異常から徐々に弱まる傾向を示した。

この様に岩石磁気で、圧縮強度が「かたい」区間は $10^{-2} \sim 10^{-3}$ SI の高い帯磁率を示し、「ややかたい」や「やややわらかい」区間は、 10^{-4} SI の低い帯磁率であった。特に、「やややわらかい」箇所では、 10^{-5} SI の低い帯磁率の岩石が多く分布し、変質による岩石の磁性の変化を良く捉えていた。

一方、空中磁気探査による磁気異常は、圧縮強度と概ね同様の強弱傾向を示したが、急激な岩盤強度の変化に対しては 50~100m 程のずれが生じていた。このずれの要因として、空中磁気探査の測定高度が 30m であり磁場変化が平滑化されていることや測線での測定間隔が約 1.75m に対し測線の間隔が約 100m と粗いこと、また土被り部の磁場、表層部や周辺の強い磁場の存在の影響が考えられる。

4-4-5. 地山の変質状況と磁気異常との関係

トンネル地山の変質状況と磁気異常との関係を検討した。X線粉末回折の研究から得られたように、トンネル全体が中性の 100~300℃の熱水作用を受けており、花崗閃緑岩の磁性鉱物は磁性の弱い鉱物に変化していた。特に起点より 535~1032m では、破碎作用や安山岩貫入の強い熱水変質で帯磁率も非常に低く、磁性の低下は地山の変質度と対応していた。熱水は岩盤の亀裂沿いに貫入するので、熱水が浸透しなかった箇所は変質せず磁気の強い領域として局在し、熱水の影響を強く受けた岩盤が強変質や弱変質に急激に変化していた。岩石磁気調査ではこの急激な変化を捉えていた。

空中磁気探査は、岩石磁気調査が示すような短周期の岩盤変質の把握は難しいが、新鮮な岩石や弱変質の領域および熱水変質帯の程度や範囲など、広域の傾向は良く捉えていた。

4-5. まとめ

富山県南西部の船津花崗岩山岳地帯の最大土被り厚150mのトンネル計画箇所において、空中磁気探査とトンネルズリを用いた岩石磁気調査を実施し地山状況と比較を行った。そしてズリの圧縮強度やX線粉末回折の結果も参考に、特に空中磁気探査による磁気データがトンネル深度での熱水変質や破碎帯等の情報や岩石磁気と比較しトンネル地山調査において有効かを検討した。以下に研究成果をまとめる。

(1) トンネル計画地周辺は空中磁気探査では、低磁気異常を示し、トンネル起点から終点側に向かって磁場強度は低下傾向を示した。地山が熱水の影響を強く受けた区間の岩盤は、強変質や弱変質に急激に変化していた。トンネル内の岩石磁気調査ではその急激な変化を捉えていた。岩石磁気調査は、帯磁率の強い変質を受けていない岩石と変質した岩石の分布を良く捉えており、帯磁率の高低により見た目では分からない、熱水作用による岩盤の変質や硬軟状況も把握できた。

(2) 本研究で実施した空中磁気探査は、測定高度が30mであり、また測線間隔は約100mと粗く、磁場変化が平滑化されていた。そのため、岩石磁気調査で示される急激な岩盤の変質状況の把握は困難であったが、磁化の強い新鮮な岩石と変質岩石の各区間の分布の概略はトンネル計画深度でも良く捉えていた。実際のトンネル施工においても、空中磁気探査は、地山の変質に関する事前の概略調査として有効と考える。

起点側坑口部周辺のトンネル切羽は、中、弱変質区間であったが、表層部の高い磁場の影響を受け空中磁気探査による磁力強度は高くなっていた。

(3) トンネル内の岩石磁気調査および圧縮強度試験では、新鮮な花崗閃緑岩は高磁気を示し、圧縮強度は高い値を示した。一方、熱水変質や風化した岩は低磁気を示し、強度は小さかった。空中磁気探査による磁気異常は、圧縮強度と概ね同じような強弱の傾向を示した。

(4) X線粉末回折により変質鉱物の成因は、地下深部からの熱水変質作用により生成されたことを明らかにした。熱水が浸透しなかった箇所は変質せず磁気の強い領域として局在し、熱水の影響を強く受けた岩盤が強変質や弱変質に急激に変化していた。断層が発達している箇所は、熱水作用により変質が進み、粘土や粘土シームの狭在と劣化が認められた。

岩盤の変質程度で岩石磁気の強弱も変化するが、それに伴う磁場変化を通して空中磁気探査は広域に分布する熱水変質帯の範囲や強弱を捉えることができた。

本調査地の地山は全体的に花崗閃緑岩が分布している。磁気探査では新鮮な花崗閃緑岩の領域は強い磁場を示し、熱水変質や風化した岩体では磁場は弱くなると想定されたが、探査結果では、地表で観測された地層の変質状況と調和する磁場分布が得られ、磁場の強弱による地盤状況の研究の有用性が確認された。

そして、通常調査では難しい地下深部の熱水変質の調査について、約150mのトンネル計画深度での地山の変質状況が、空中磁気探査の磁気異常として示された。今回の探査では測定高度が30mで、また測線間隔を約100mと粗く取ったため、磁場変化が平滑化されトンネルズリの帯磁率調査で示された急激な岩盤の変質状況(短周期の変化)の把握は困難であったが、今後、より詳細な探査により精度も上がると考えられる。

本研究より、空中磁気探査は浅層のトンネルルート選定の1次スクリーニングやトンネル詳細調査段階に必要な熱水変質度やその範囲の研究に有効と判明した。空中磁気探査は対象の磁気物性に依存し、岩石磁気の研究を併せることが重要である。また探査法の課題として、複数の対地高度での密な測線間隔の探査により、深度解析の精度が上がり、土被り部、地盤、複雑な地層の検討がより進展すると考える。

本調査地では空中電磁気探査も試みており、付章に調査地域で行った探査結果を示した。最近
は空中電磁気探査も、弾性波探査の併用などで方法が改良されている。調査地域で行った探査結
果でも地盤の弱層検出での有用性は示された。探査結果をもとに地盤区分への応用も行われてい
るが、磁気物性と違い、比抵抗のパラメータは実測できないので、相対的な議論となっている。

第5章 空中磁気探査における極磁気変換法の有用性の検証

5-1. 研究の目的

磁気異常は、地下の磁性体を構成する岩石において、磁性鉱物(種類, 量, サイズ)に依存する帯磁率, 残留磁化ベクトルおよび, 誘導磁場となる地磁気の方角によって現れ方が異なる(Nabighian et al., 2005). 極域以外の地域では, 地磁気方角は鉛直ではなく傾くので, 磁性体に対して正負の対の磁気異常が生じ, 磁性体の判読は曖昧になる.

そこで空中磁気探査の結果については, 調査地の地磁気影響を除く通常の IGRF 補正に加えて, 本研究では, 極磁気変換も行つて地磁気方角の影響を取り除き, 磁気異常と磁性体の対応を明確にする解析を行った.

そして得られた極磁気異常分布について, 地すべりや斜面崩壊の可能性のある不安定斜面との関係を検討した. さらにボーリングコアの岩石磁気と X 線粉末回折の研究を行い, 深度方角の磁気構造との比較も行った.

5-2. 調査地の概要

調査地の下流・中流域の基盤岩は, ジュラ紀の船津花崗岩とそれに貫入する安山岩質岩脈である. 岩盤の亀裂には白～淡緑白灰色の変質粘土シームが介在し, 花崗岩体はペグマタイトやアプライトを伴っている. また船津花崗岩には圧搾細粒化で形成されたカタクレーサイト化の層が分布し, 亀裂やヘアークラックに選択的に粘土シームが存在している.

安山岩質岩脈には, 黒色を示し変質粘土を多く伴うものと, 淡緑灰～緑灰色を呈し変質を伴わないものの2種類がある. 以上の地層を中新世の砂岩・安山岩が覆い, さらに上位に第四紀の段丘堆積物, ローム層, 崖錐堆積物と現河床堆積物がある. 中流・上流域の右岸に分布する安山岩質凝灰岩と花崗岩の境界には変質粘土が認められ, その傾斜は右岸で流れ盤構造となっていた.

また調査地で掘削したコアは, 粘土シームの介在状況により, 表 5.1 の様に非変質, 弱, 中, 強変質の4段階に区分できた.

5-3. 結果

5-3-1. 空中磁気探査結果

図5.1に, 空中磁気探査で得た対象地のIGRF残差磁気異常図を, 図5.2は極磁気変換後の図(RTP図)を示しており, 図の暖色は強磁場の領域を, 寒色で弱磁場の領域を表している. 磁気異常は, 極磁気変換によって正負の異常分布がより明白になった.

高磁気異常域は岩稲稜層の南東から東部にあり, また船津花崗岩エリア(図5.2)の北豆谷から南西方向にも認められる. 対照的に, 低磁気異常が北東から南西方向に分布する. 押場から利賀川左岸までの南西方向の範囲に非常に低い磁気異常があり, 特に北豆谷から岩渕エリアには, 下限・上限の線状の磁気異常が明確である.

主要地すべり地区と周辺での, 極磁気変換後の磁気異常を検討した.

(1) 押場地域: 押場地すべり地の岩盤は船津花崗岩で構成され, 明瞭な滑落崖は認められない.

押場から豆谷ダムに, NE-SW 走向の低磁気異常域があり, 特に強い低磁気異常が中腹斜面に分布する. 斜面上部は, 高磁気異常となっている.


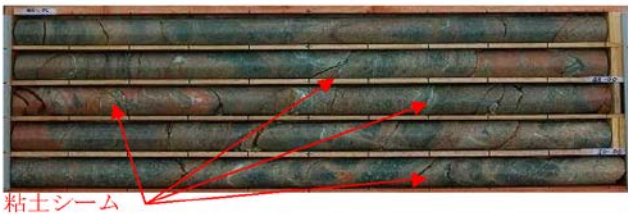


(2) 北豆谷・大豆谷地域: IGRF 補正後の低磁気異常は, 地すべりの全域で認められたが, 極磁気変換後は, 特に明確な低磁気異常が北豆谷地区の上部や大豆谷地区の中腹から上部周辺に認められた.

図 5.3(b)は, 大豆谷地区の A-A' 測線上での磁力強度の変化を示している. 船津花崗岩地域(距

離 1,300m まで)は弱い磁場(-70~-30nT)を示した。1,300~2,070m 間では減少し、地すべり崩土堆積領域(1,800m 地点)で極小(-120 nT)となる。2,070~2,500m 地点で増加し、岩稲累層域(2,420m 地点)で極大(420 nT)となった。

- (3) 利賀・岩渕地域:斜面下部には強い磁気異常(RTP 図)があり、低磁気異常が断層沿いに NE-SW 走向に延びる。斜面上部は高磁気異常となっている。

表 5.1 変質区分表

変質区分	状 態	代表的なボーリングコア
0	非変質部(変質粘土は認められない)。	
1	白色変質粘土を介在する亀裂が認められることがある。	
2	白色変質粘土介在亀裂が目立つ。	
3	白色変質粘土を介在する粘土がネットワーク状に発達し、変質が岩芯に及んでいる。幅 10cm 以上の白色粘土を伴う変質脈で、破碎を伴うことがある。	

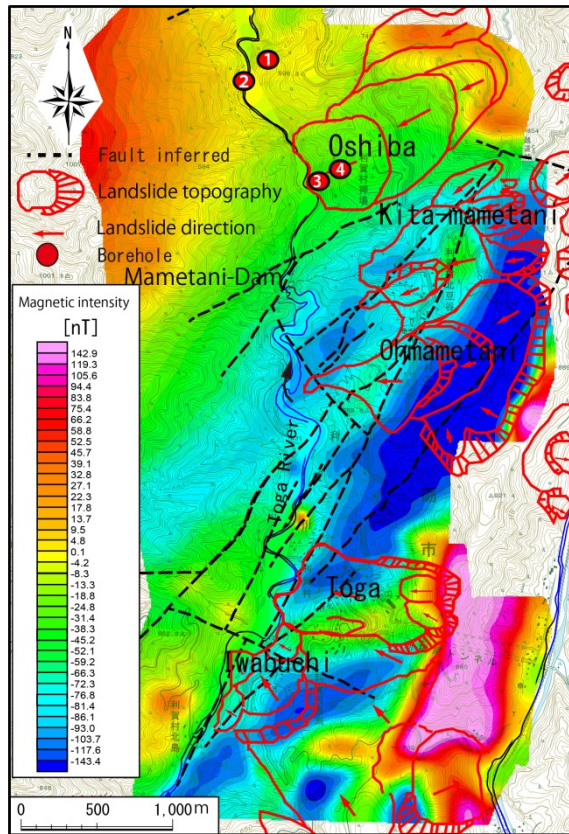


図 5.1 IGRF 残差磁気異常分布図

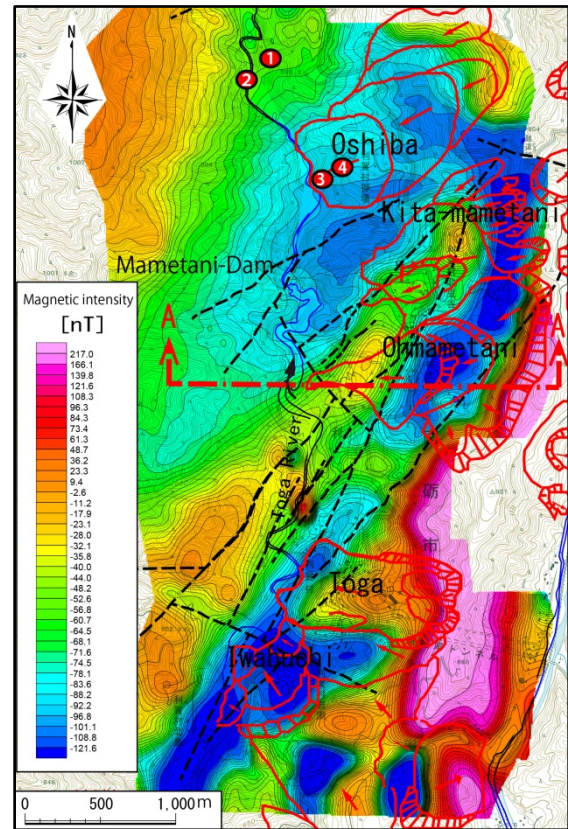


図 5.2 極磁気異常分布図

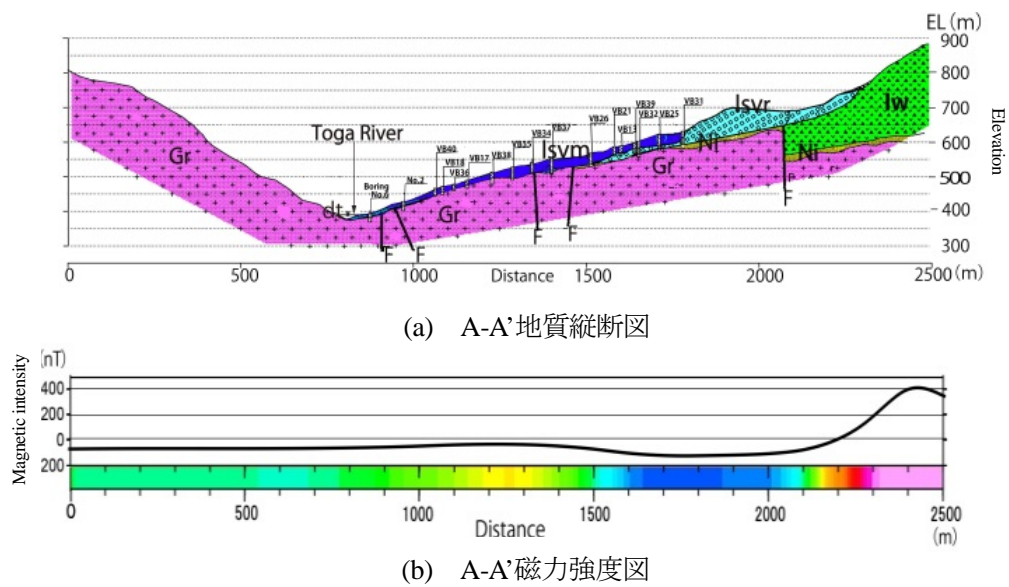


図 5.3 地質縦断面図と磁力強度図

5-3-2. ボーリングコアの帯磁率の測定結果

図 5.4 に、コアの観測と帯磁率の測定結果を示す。帯磁率は、外部磁場に反応して現れる誘導磁化の割合である。

コア 1 と 2 は、風化していない船津花崗岩と花崗岩亀裂面に粘土シームを挟在するカタクレーサイト質花崗岩で構成されている。そしてコア 2 には、花崗岩にピッタリ密着して貫入している安山岩質岩脈が認められる。コア 1(30m長)とコア 2(50m長)の平均の帯磁率は、 1.1 と $1.2(\times 10^{-3} \text{ SI})$ となった。船津花崗岩は平均より高い帯磁率を示し、一方、カタクレーサイト質船津花崗岩と安山岩質岩脈は、平均の $1/3 \sim 1/4$ の低い値であった。

コア 3(120m長)とコア 4(90m長)は、風化の見られる船津花崗岩、カタクレーサイト質船津花崗岩と花崗岩境界部に白色粘土を介在する安山岩質岩脈で構成される。破碎細粒化したカタクレーサイト質花崗岩は変質により褐色化している。コア 3、コア 4 の平均帯磁率は 3.0 と $5.7(\times 10^{-4} \text{ SI})$ とコア 1、2 よりかなり低かった。船津花崗岩とカタクレーサイト質船津花崗岩が低い帯磁率を示していたが、安山岩の帯磁率は、 $2.2 \times 10^{-3} \text{ SI}$ と数倍から 1 桁高い値を示した。

5-3-3. 顕微鏡観察および X 線粉末回折結果

コア 4 の粘土領域の 5 試料について顕微鏡観察を行った。表 5.2 に示すように、主成分鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母であり、黒雲母は緑泥石、長石が方解石に変化していると認められた。

表 5.3 には X 線粉末回折の結果を示す。数字は石英指数(林, 1979)で、試料中の各鉱物の最強ピーク強度 $I_m(\text{cps})$ を同条件で測定した純粋石英の最強 X 線ピーク強度 $I_q(\text{cps})$ との比の百分率で表している。

$$\text{石英指数(QI)} = I_m / I_q \times 100$$

今回実験で使用した石英の最強ピーク強度は $9,990 \text{ cps}$ であった。各値は大まかな相対的な含有量を意味する。

分析の結果、初生鉱物として大部分を石英が占め、試料によっては長石をかなり含んでいた。変質粘土鉱物として、緑泥石とセリサイト(絹雲母)があり、その他方解石も含まれ、全試料に共通して方解石、緑泥石、セリサイトが同定された。

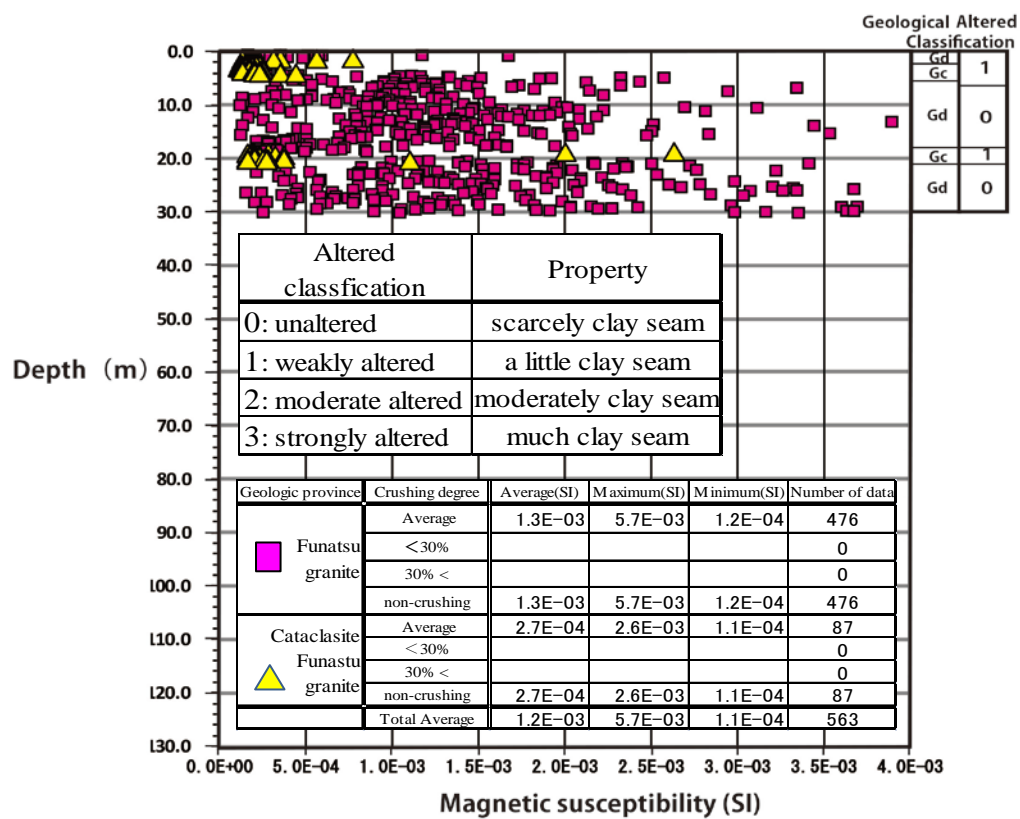
表 5.2 No.4 ボーリングコア顕微鏡観察結果

Sampling position	Rock name	Main constituent mineral	Alteration mineral
64.55m	Cataclastic Funatsu granite	Quartz, Potassium feldspar Plagioclase, biotite	Chlorite, Calcite
67.60m	Cataclastic Funatsu granite	Quartz, Fine mineral	Calcite
68.80m	Cataclastic Funatsu granite	Quartz, Potassium feldspar Plagioclase, biotite	Chlorite, Calcite
74.00m	Funatsu granite	Quartz, Plagioclase Potassium feldspar, biotite	Chlorite, Calcite
85.90m	Funatsu granite	Quartz, Plagioclase Potassium feldspar, biotite	Chlorite, Calcite

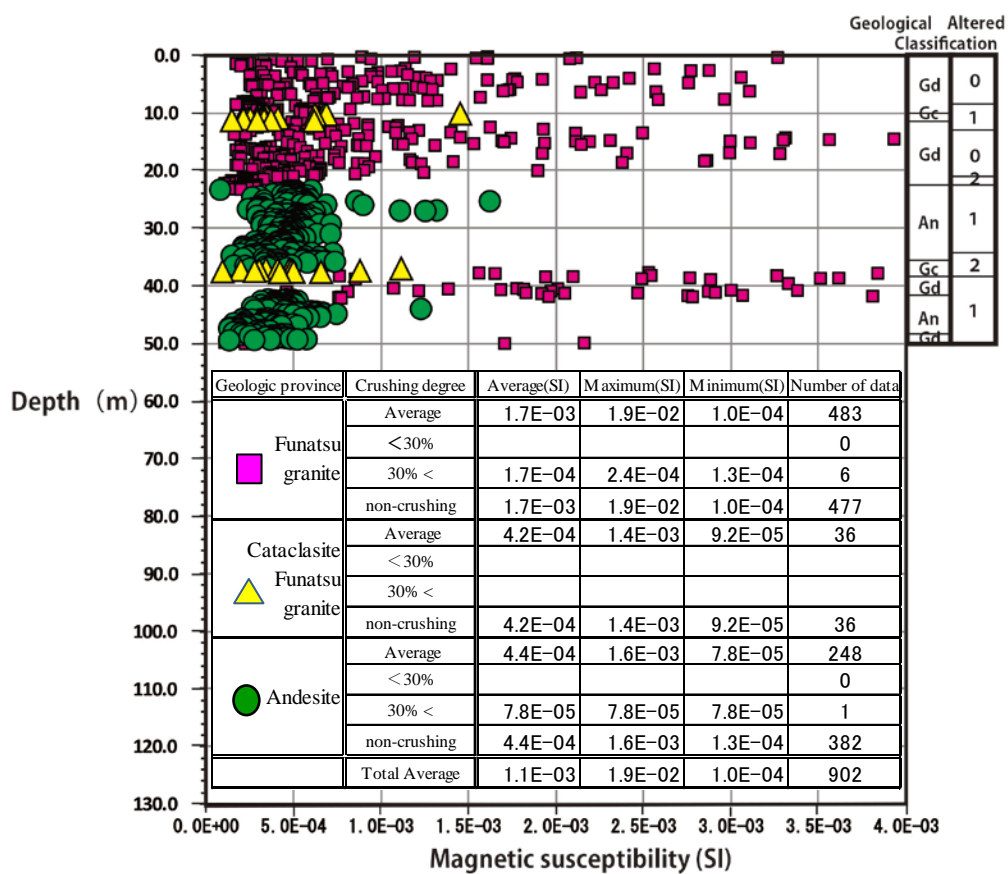
表 5.3 X 線粉末回折結果

Mineral identification		Sample① 58.55-58.70m		Sample② 61.50-61.10m		Sample③ 67.55-67.58m		Sample④ 67.80-67.90m		Sample⑤ 68.35-68.40m	
		Whole rock	Elutriation	Whole rock	Elutriation	Whole rock	Elutriation	Whole rock	Elutriation	Whole rock	Elutriation
Alteration mineral	Chlorite	1※	6	1	2	1	2	1	3	1	9
	Sericite	2	13	4	15	4	15	2	14	2	13
	Calcite	1		1		1		4		3	
Juvenile mineral	Quartz	30		28		28		31		32	
	Feldspar	14		16		16					

※The numbers represent the quartz index.

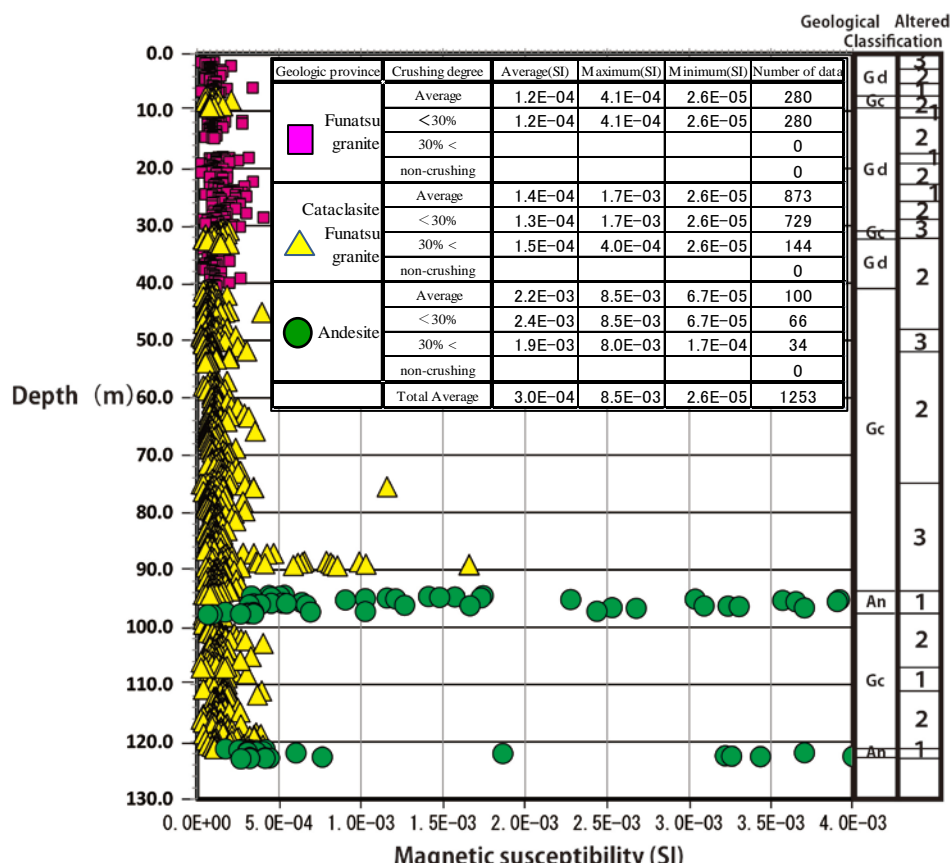


(a) No.1 コアの磁化率

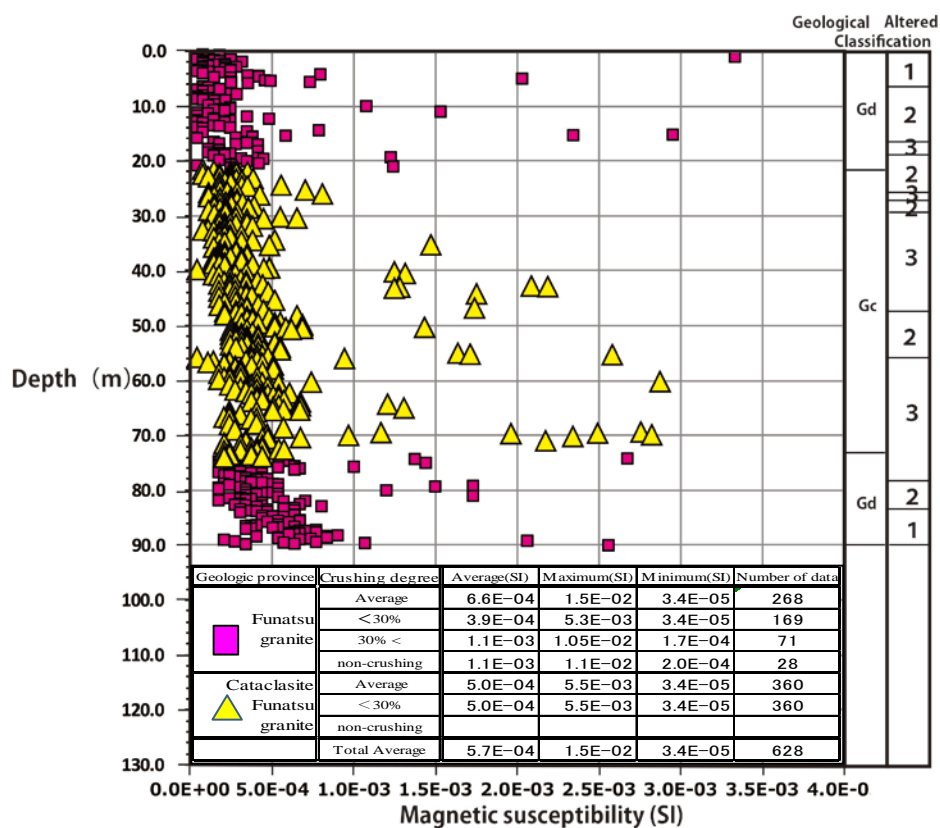


(b) No.2 コアの磁化率

図 5.4 ボーリングコアの磁化率



(c) No.3 コアの磁化率



(d) No.4 コアの磁化率

図 5.4 ボーリングコアの磁化率

5-4. 考察

5-4-1. ボーリングコアの磁性鉱物と帯磁率

杉本他(2013)では、調査地の岩石では、誘導磁化が残留磁化より強く(Q値は小さく)、磁気異常の主因となっていることを確認した。そこでボーリングコアについて、コア観察や顕微鏡観察とX線粉末回折の結果と帯磁率の測定結果を比べて、岩種や変質による帯磁率の変化を検討した。その結果は、空中磁気探査で得た磁気異常から読みとれる地質構成要素の違いの妥当性の研究となる。

押場地区のコア4では、X線粉末回折と顕微鏡観察の主要変質鉱物の組み合わせをみると、花崗閃緑岩は安山岩岩脈の貫入に伴う中性の熱水(100~300°C)で生じるプロピライト化作用を受けていると考えられた(Utada, 1990; 杉本・酒井, 2013)。それにより花崗閃緑岩中の磁性鉱物が弱磁性鉱物に変わったと推測される。図5.4(d)に示す様に、コアの深度56.3-79.0mの強変質を受けている区間は低帯磁率(10^4 SI)となっている。これは、船津花崗岩とカタクレサイト質船津花崗岩の領域に位置し、亀裂やヘアークラックが多く、熱水変質の鉱物脈や粘土シームと関係すると考えられる。

またコア3では、変質区分の強弱を示したが、安山岩岩脈の領域は比較的変質が低かった。原岩の状態を残しており帯磁率も強かった。

それ以外の領域は帯磁率が様に低く、この地域が熱水変質の影響が強いことと対応する。深度90mまでに位置する船津花崗岩とカタクレサイト質船津花崗岩では、亀裂やヘアークラックが多く、熱水変質による粘土や粘土シームが介在し低い帯磁率(10^4 SI)となっている。花崗岩類は変質して帯磁率が低下していると考えられる。このうち粘土の介在が多い強い変質の区間が、すべり層とされる。そして強変質区間75.5-94.0mが、最も深いすべり層として抽出できる。熱水変質について、熱水は岩盤の亀裂沿いに貫入すると考えられるが、一部の亀裂のない箇所の帯磁率は 10^3 SIと高く、熱水の浸透は無かったと考えることができる。

図5.4(a), (b)で示した北部地点のコア1, 2でも、新鮮な船津花崗岩は高帯磁率を示している。そして、亀裂やヘアークラックが多いカタクレサイト質船津花崗岩(緑灰色の粘土シームが亀裂に介在)は、低い帯磁率となっている。またコア2では、安山岩質岩脈も熱水変質で緑灰色を呈しており、低帯磁率となっている。対照的に、コア4の安山岩質岩脈は、新鮮で黒色を呈しており、高帯磁率となっている。

以上の帯磁率や顕微鏡観察でみた状況は、コアの変質区分とも一致する。

この様に、帯磁率の高低は船津花崗岩類や安山岩類の鉱物の種類や変質状況を良く反映していた。

5-4-2. 極磁気異常分布とボーリングコアの観察および帯磁率との比較

船津花崗岩類地域のコアの観察結果と帯磁率を空中磁気探査結果と比較した。調査地北部のコア1, 2(30-50m長)は、新鮮な船津花崗岩が多く分布しており、平均帯磁率は1.2, $1.1(\times 10^3$ SI)であり、高い帯磁率となっている。この地点の極磁気異常は、-40nTと弱い低磁気異常を示していた。対照的に、押場地域のコア3と4(深度120m, 90mまで)は、ほとんどが熱水変質した船津花崗岩やカタクレサイト質船津花崗岩で構成されており、平均帯磁率は3.0, $5.7(\times 10^4$ SI)と低い。そして磁気異常は-90nTと顕著な低磁気異常を示している。このように極磁気異常の結果は、地中浅部のコアに分布する岩石の帯磁率と一致していることが明らかにできた。

空中磁気探査は、各深度の構成物質の磁化(主に帯磁率)の作る磁場の積算値を測定している。磁場は対象物質からの距離の三乗に反比例して減衰するので、空中磁気探査での磁気異常は比較的浅部の磁化物質の分布を反映していると考えられるが、通常の探査高度では地下50-100mまでの情報を示していると考えられる。本稿の第4章では、最大土被り150mのトンネルでの空中磁

気探査でも有効性を明らかにしたが、これとも符合する。

従来、空中磁気探査と地中深部の磁気物性との対応はみられていないが、本研究により、その有効な深度および、低磁場、高磁場の変化の要因も検討できることを示した。

上記の結果を踏まえると、空中磁気探査で強度が低い箇所は、熱水や風化による変質を受けた岩石や崩積土が浅部に多く分布している箇所を反映しており、地すべりや斜面崩壊の恐れのある場所の候補選定に利用できると考えられる。ただし、浅部に帯磁率の高い岩石が多く分布する場合、その影響が強く、下層に風化層や崩積土が存在しても反映されないこともある。

5-4-3. 磁気異常分布と地質との関係

図 5.2 の極磁気異常分布図で示したように、磁気異常の高低範囲の境界は北豆谷から岩渕地区の線状に位置する。この領域では、船津花崗岩は、境界の北西側にあり、南東側に前期の新第三紀火山岩類が分布している。そして磁気異常の境界線は東落ちであり、北北東走向の正断層に対応している(図 5.3)。すなわち、これらの線状の磁気異常は、断層の推定位置や地質境界と一致している。

船津花崗岩類地域での磁気異常の強度については、船津花崗岩の変質の程度を反映していると考えられた。図 5.4 のボーリング調査結果に示したように北部調査地域内の新鮮な船津花崗岩は、高い帯磁率を示している。そして、押場地区の船津花崗岩は、熱水変質に起因して低い帯磁率となっていて磁気異常の強度差と対応した。

磁気異常の強度は、船津花崗岩の変質の程度を反映する帯磁率によって特徴づけられることが明らかになったが、その原因を考えてみる。

低い帯磁率は、岩石(磁性鉱物)の風化や熱水変質による磁性鉱物の変化による。また磁性粒子の粒径によっても帯磁率は変わるが、地すべりによる破碎で細粒化が引き起こされる(今回の研究は十分に検討できなかった)。それゆえ、磁気異常の強度は船津花崗岩の変質の程度や地すべりの歴史やプロセスを反映していると考えられる。

また、図 5.3(a), (b)に示す様に、A-A'測線での磁気異常と地質断面の比較では、崩積土の厚い堆積層の範囲が弱い磁場を示しており、極小の磁場強度は堆積層が最も厚い地点と対応した。一方、岩稲累層の領域は、凝灰角礫岩や安山岩で構成されるが、それらは強い磁場を発生していた。

池田他(1973)が、“地質構造で磁場は変化する”と示唆したように、本研究の火成岩の分布領域では、層の厚さや地すべり崩積土層の変化と、磁場や磁化との間の有意な相関があることが詳細な研究で明らかにできた。

5-4-4. 磁気異常分布と地すべりおよび周辺地域との関係

空中磁気探査の結果について、主要な地すべり地やその他地域の地質構造と比較した(図 3.1, 図 5.2)。

- (1) 押場: 地すべり地は、地下深部から地表まで熱水により船津花崗岩が変質していることがコアの調査で確認され、その基盤の変質範囲は極磁気変換後の磁気異常でも明示できた。地すべり崩土(Igw)が分布する2箇所は、上部と下部で大きく異なる磁気強度を示している。これは、地質踏査やボーリング調査で求められているが、崩土の層厚は、上部の崩土は、下部の崩土(最大100m程)よりも薄いので、その下の基盤の船津花崗岩の磁気異常の影響をより反映している為と解釈できる。
- (2) 北豆谷・大豆谷: 極磁気変換後の磁気異常では、地すべりの厚い崩積土は低い磁気異常域となり、探査結果は層厚を良く示していた。また、斜面下部の薄い崩積土堆積の箇所は、堆積層よりも磁化の強い船津花崗岩の基盤があり高磁気異常となっている。
- (3) 利賀・岩渕: 斜面の中央の上部は高磁気異常を示した。この領域は変質の無い岩稲累層が分布することと対応する。地すべり地の斜面の下部は低磁気異常を示したが、これは、斜面下部(末

端部)には安山岩貫入時の熱水変質で低い帯磁率となった楡原層、船津花崗岩や厚い地すべり崩積土の分布との対応が考えられる。

- (4) 低磁気異常の領域: 船津花崗岩が基盤の利賀川左岸で見られた低磁気異常は、トンネル工事の切羽観察によると船津花崗岩とカタクレサイト質船津花崗岩のクラックが多い地域にあたる(本稿第4章)。より詳しく見ると、熱水変質による鉱物脈や粘土シームが頻繁に介在し、亀裂に変質粘土が目立つ強い変質区間が低磁気異常となっていた。船津花崗岩帯には小断層(傾斜NW方向)が多くあり、右岸側斜面の流れ盤構造が地すべりの素因の一つとなっている。左岸側斜面は受け盤となり、変質を受けた表層部の斜面崩壊が発生し易い地域になっている。

押場と北豆谷地区間も顕著な低磁気異常を示した。この領域は、断層・割れ目が発達し熱水変質による粘土脈が多く形成されていた。深い侵食谷と痩せ尾根地形となっていて、斜面崩壊が起り易く、磁気異常からその範囲も検討できる。

5-5. まとめ

富山県南西部の飛騨帯とグリーンタフ地域の境界に位置する地すべり地で空中磁気探査を行い、極磁気変換を行って磁気異常分布を求めた。そして調査地で採取したボーリングコアによる深度方向の磁気構造や不安定斜面の地質構造との比較を行い、以下の結果を得た。

- (1) 極磁気変換を使用した場合、IGRF 残差磁気異常を使用するよりも、高低の磁気異常分布がより鮮明に表れた。火成岩の分布域は高磁気異常を、熱水変質帯や地すべり崩積土箇所では低磁気異常を示した。そして高低の異常域を分ける線状範囲は、地質境界や断層位置と良く一致していた。
- (2) ボーリングコア調査により、船津花崗岩分布域の磁気異常の高低は断層や割れ目沿いの熱水や風化変質の程度や過去の地すべり崩壊土の層厚に応じ変化しているとわかった。そして空中磁気探査による磁気異常は浅部の磁化物質(帯磁率)の分布を反映していた。また地すべりや崩壊で厚い崩積土に覆われている領域の表面は低い磁気異常となっている。空中磁気探査は地すべりの可能性が高い新第三紀の崩積堆積物の分布域と船津花崗岩の領域を識別できた。

磁気異常の磁場強度は、安山岩(岩稲層)の分布や地すべり領域の崩積土層の厚さと対応し、主要な地すべりの範囲の素因の調査に有用とわかる。

また探査での磁場強度の低い箇所は、地すべり地の崩壊層と共に熱水や風化の変質粘土を挟在する岩石や崩積土が多い箇所に対応する。広域調査で地すべりや不安定斜面となる恐れのある場所の選定法として、空中磁気探査は活用できることが示された。

ボーリングコアでは磁化(帯磁率)を測定することで、岩種だけでなく、コア観察では判断できない熱水作用による変質度を判定できるので、コアの岩石磁気研究は有効である。

今後は、空中磁気探査を、高度を変えて複数回行い深度方向の磁気異常を解析することや、複雑な地質分布やより弱い磁性の堆積分布域での適用の可能性も研究する必要がある。

第6章 古地磁気学と年代測定法を併用した地盤物性と履歴の研究

6-1. 研究の目的と地質概要

ダムなどの重要構造物を建設する場合、対象地域の地盤の物性と履歴は必要な情報である。利賀川流域のダム計画地において、同地域の地質を構成する花崗岩類と安山岩質岩脈の古地磁気と K-Ar 年代の研究からその履歴を調べた。

利賀川流域には、北東－南西方向に伸びる中生代三畳紀～ジュラ紀の飛騨新期深成岩類(花崗岩、閃緑岩)が長軸約 14km、短軸約 6km のドーム状岩体(祖山ドーム)として分布する。この深成岩類を不整合に被覆して、新生代第三紀中新世の安山岩質火山岩類(岩稲累層)が岩体を囲むように分布し、間に層厚の薄い砂岩・泥岩の新第三紀中新世の楡原累層が挟在する。この他、岩稲累層の北側には、新第三紀堆積岩類(医王山累層、黒瀬谷累層、東別所累層、砺波累層、音川累層)、南西側には中生代白亜紀～新生代古第三紀の太美山層群、南東側には古生代の飛騨片麻岩累が分布する。また北東には飛騨変成岩類の小岩体が分布し、花崗岩類に貫かれている(図 6.1) (野沢他, 1981; 富山県, 1992)。

6-2. 調査手法と研究試料

古地磁気研究は、利賀川流域の船津花崗岩と安山岩質岩脈を対象に、超伝導磁力計(2G-760R)を用いて行った。二次磁化を除く交流消磁は、2.5, 5, 7.5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50mT の 11 段階の交流磁場にて行い、また帯磁率測定には、バーテントン社 MS-2B 装置を使用した。

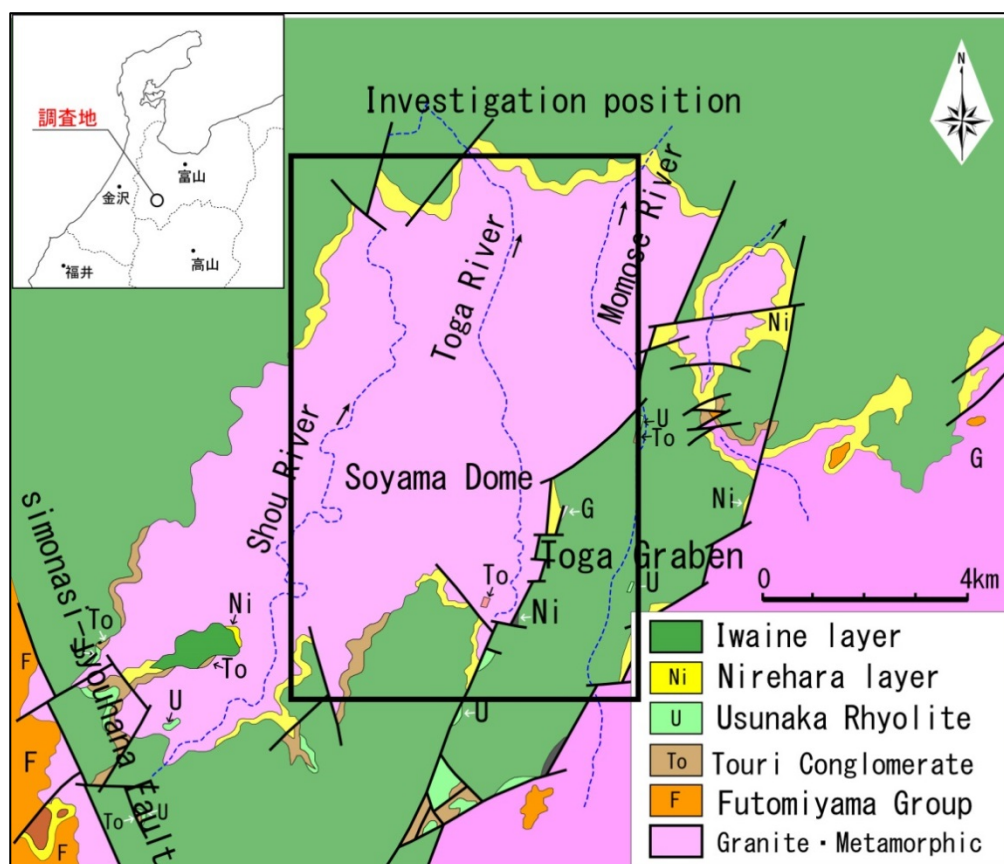


図 6.1 調査地周辺地質概要図

測定結果は、利賀ダム工事事務所の調査報告(酒井他, 2010)や矢島氏の修論(2012)にまとめられている。

K-Ar 年代測定(兼岡, 1998)は、東京大学アイソトープセンターで、関東学園大学の瀧上豊教授の協力で行われた。実験は、安山岩中の黒雲母や角閃石中のカリウムに着目し、スパイク法(同位体希釈法)は用いず感度法を利用した。

研究試料は、図 6.2 に示す利賀川沿い約 10km 間の 28 地点(露頭部 25 地点、横坑内 3 地点)で採取した。表 6.1~6.3 のサイト名に記した距離は庄川合流点からの距離を示している。本研究では便宜上、下流域は合流点から約 6.6km までを、中流域は約 6.6~8.5km、上流域は約 9.0~10.9km として表現する。

(1) 古地磁気試料(表 6.1, 表 6.2)

図 6.3 に示した、下流域の露頭 8 地点から安山岩 7 試料と花崗閃緑岩 1 試料、中流域の露頭 6 地点とダム調査横坑 3 地点で安山岩 13 試料、カタクレーサイト質花崗閃緑岩 1 試料および上流域の下島橋下河床露頭 1 地点より安山岩 3 試料とカタクレーサイト質花崗閃緑岩 1 試料を採取した。

帯磁率の研究試料は、図 6.4 の 13 地点から安山岩岩脈 15 試料、図 6.5 の 10 地点から花崗岩類(花崗閃緑岩 9, カタクレーサイト質花崗閃緑岩 4 試料) 13 試料を採取した。

(2) 年代測定用試料(表 6.3)

図 6.6 に示す中流域の横坑内 3 地点で安山岩 4 試料、花崗閃緑岩 2 試料とカタクレーサイト質花崗閃緑岩 2 試料、下流域の露頭 4 地点から安山岩 3 試料と花崗閃緑岩 1 試料、上流域の下島橋下河床露頭の安山岩 2 試料を採取した。

6-3. 結果

(1) 残留磁化と方向

測定結果を表 6.1 に、図 6.7 には消磁後の磁化方向をシュミットネットに示した。

花崗閃緑岩の磁化については、消磁で不安定な磁化を示すものもあったが、それらを除くと安定な磁化を持つ試料の磁化方向は北から大きく東偏する方向性を示した。

安山岩岩脈については、殆どのサイトの試料では磁化は安定であり、磁化方向は集中していた。

下流域のサイト(TK-3, N-4, TG-6, TG-7, TG-18, TK-2, TT-2)の磁化は、ほぼ北方向を示した。また、上流域のサイト(N-2, TG-9, JR1-5)の磁化も北方向を向いていた。TG-9 サイトについては負伏角で南向きの磁化方向を示し、地磁気逆転時に貫入した岩脈と考えられる。

一方、中流域のサイト(TG-16, DS1-2, DSY1-4, DS3-7, TG-1, TG-2, N-7, TG-0, TG-3, TG-5, TT-1, TG10-16, TG1-8)の磁化方向は、東へかなりずれた方向を示した。

(2) 帯磁率(表 6.2, 図 6.8, 図 6.9)

安山岩試料の平均は $1.8 \times 10^{-3} \text{SI}$ であり、最大値は、中流ダムサイト計画地の TT-1 ($6.0 \times 10^{-3} \text{SI}$)、最小値は、下流の N-4 ($3.8 \times 10^{-5} \text{SI}$) であった。全域に高い帯磁率 ($2.3 \times 10^{-3} \sim 6.0 \times 10^{-3} \text{SI}$) の安山岩が分布していたが、中流域と下流域の右岸域に低い帯磁率 ($3.8 \times 10^{-5} \sim 2.3 \times 10^{-4} \text{SI}$) の岩が分布していた。

また花崗閃緑岩類試料の平均は $3.5 \times 10^{-3} \text{SI}$ で、利賀川流域での最大値は、上流 No.4 ($7.8 \times 10^{-3} \text{SI}$)、最小値は下流の B-22 ($5.9 \times 10^{-5} \text{SI}$) であった。中流域に多く分布するカタクレーサイト質花崗閃緑岩の帯磁率 ($9.9 \times 10^{-5} \sim 2.8 \times 10^{-4} \text{SI}$) は、低く、その周辺の花崗閃緑岩も低い値を示した。

(5) K-Ar 年代(表 6.3, 表 6.4, 図 6.10, 図 6.11)

花崗閃緑岩では 163-179Ma と、ジュラ紀の年代が得られた。地質調査等では利賀川流域の岩石は、花崗閃緑岩はジュラ紀、安山岩は新第三紀中新世の岩稲累層の岩脈と示されていた。中流域の花崗岩類の K-Ar 年代の結果は、この従来の考えと一致した。カタクレーサイト化した花崗閃

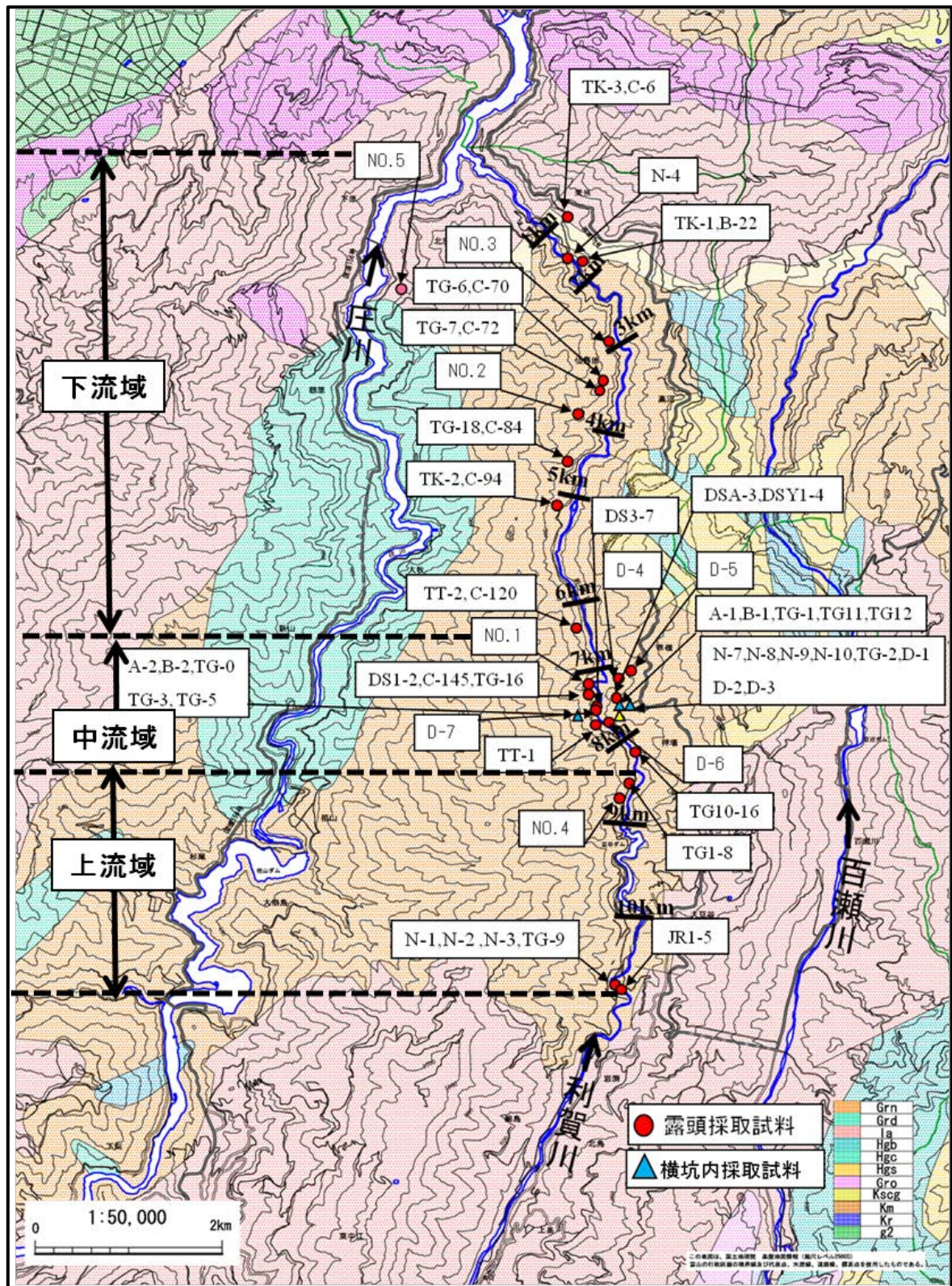


図 6.2 測定試料採取位置図

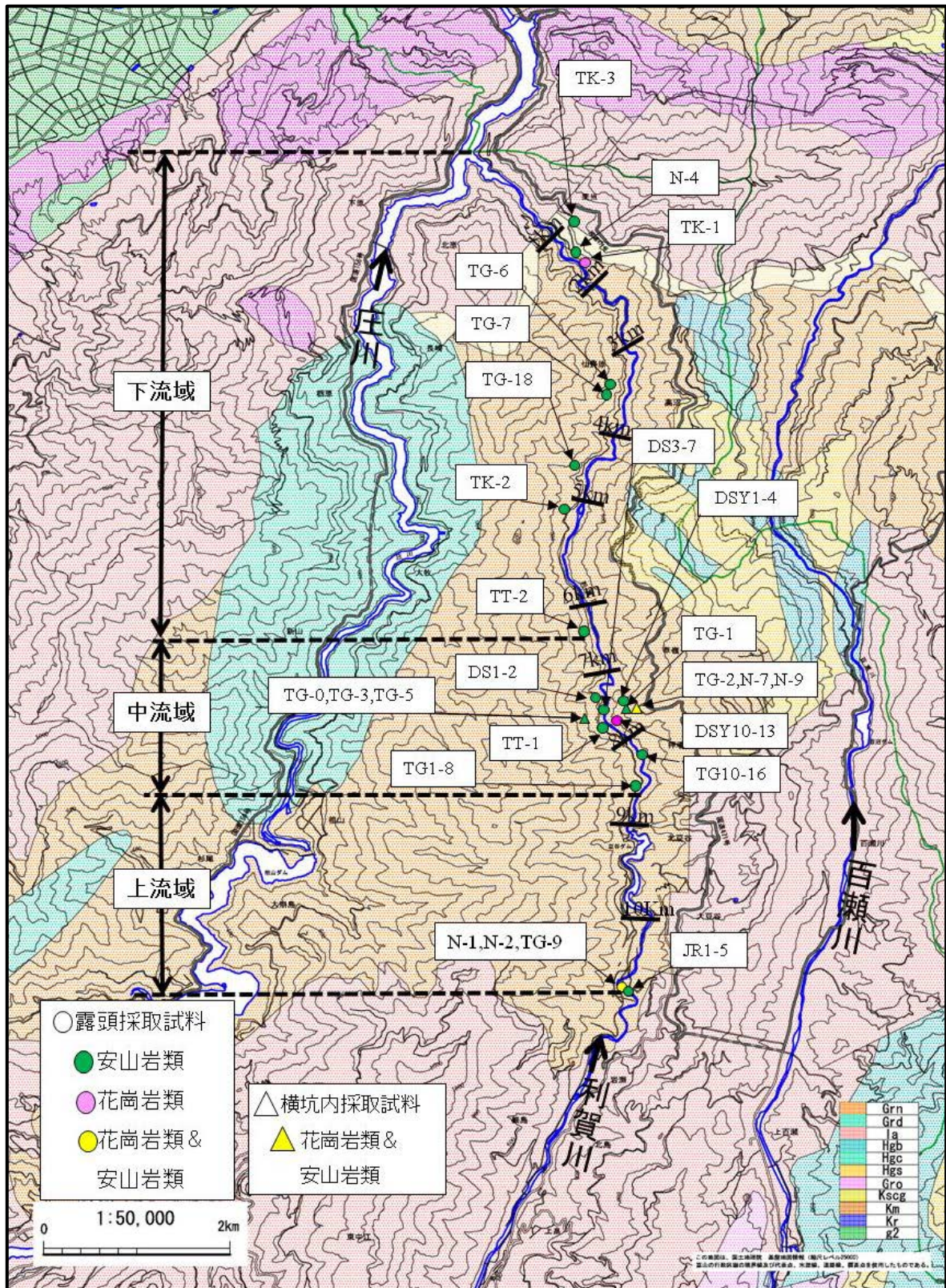


図 6.3 古地磁気測定試料採取位置図

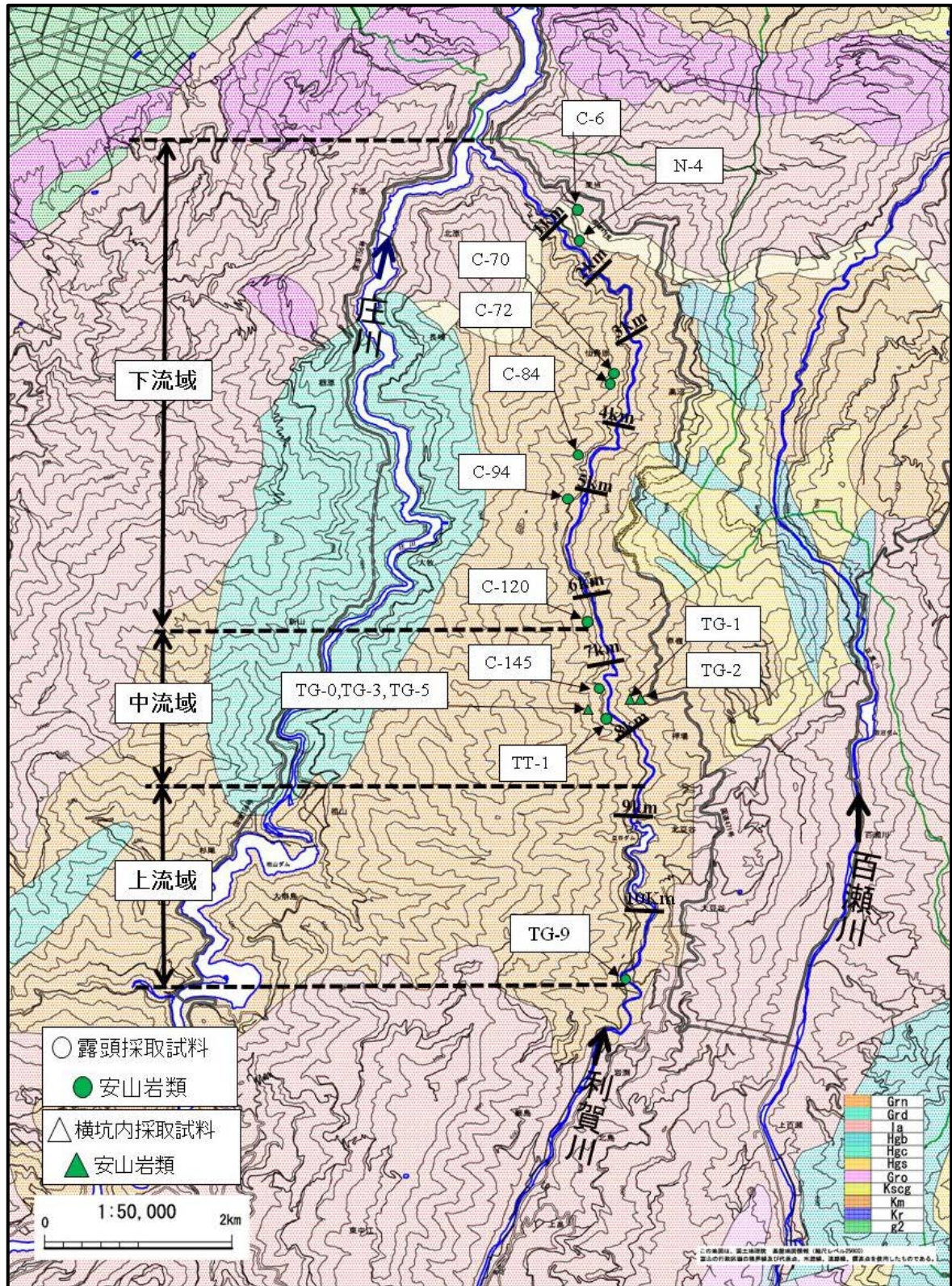


図 6.4 安山岩帯磁率測定試料採取位置図

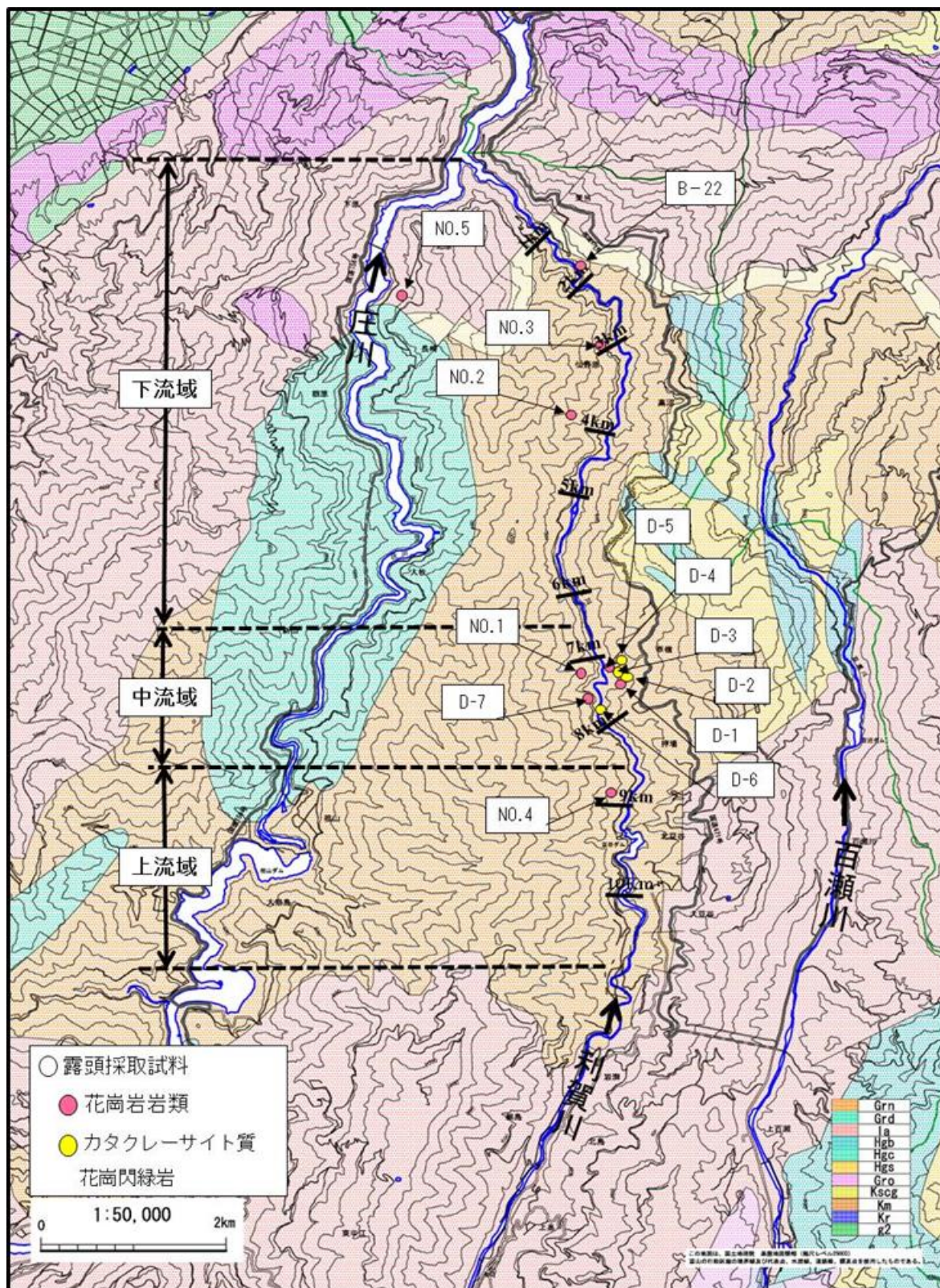


図 6.5 花崗岩類帯磁率測定試料採取位置図

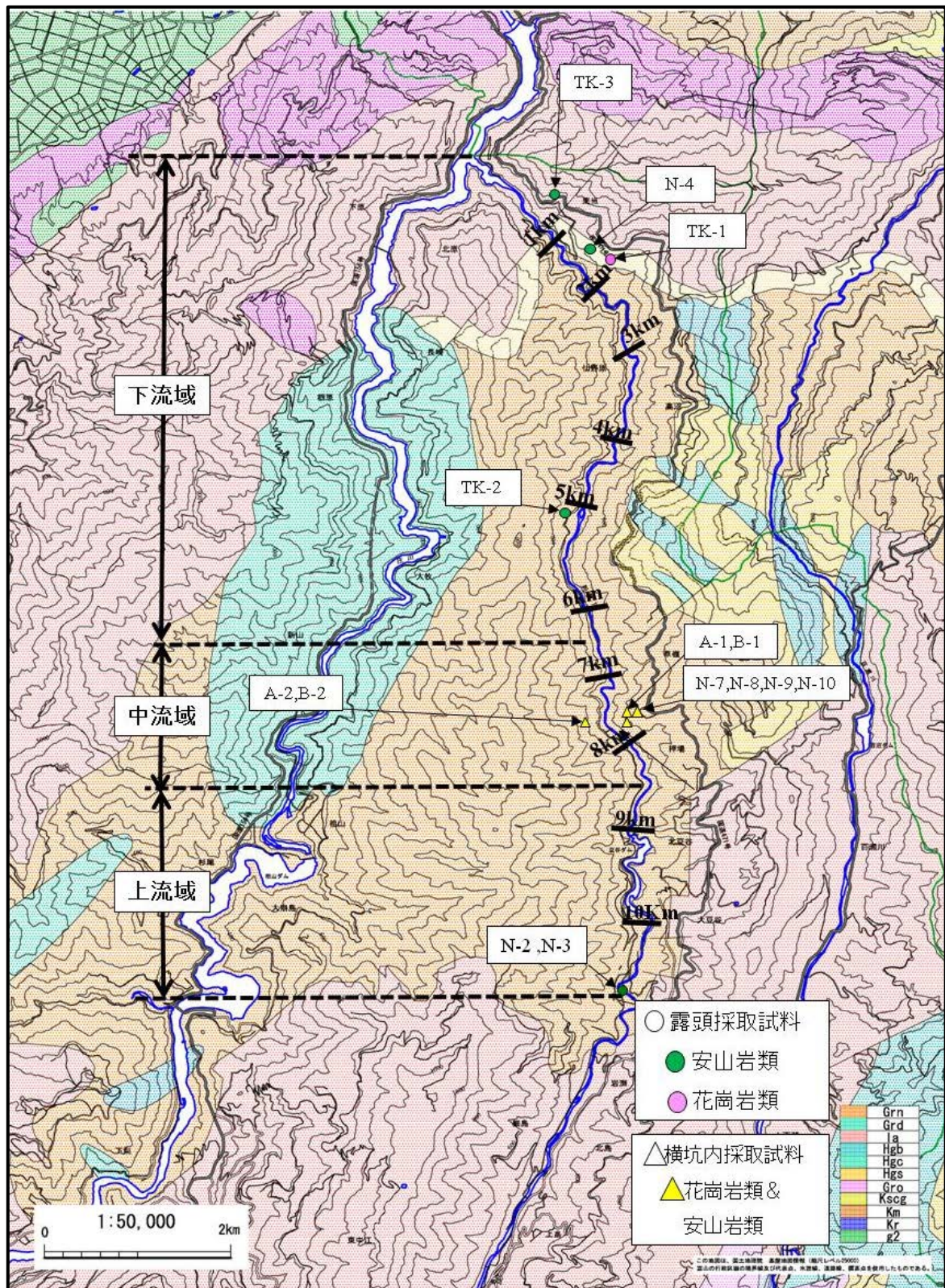


図 6.6 年代測定試料採取位置図

表 6.1 古地磁気測定試料と磁化測定結果

流域	岩種	サイト(試料)番号	試料数 (個)	偏角の平均 (°)	伏角の平均 (°)	誤差角 α_{95} (°)
下流域	安山岩岩脈 (露頭)	TK-3 (右岸1.0km)	9	-14.4	50.9	5.2
		N-4 (右岸1.8km)	11	291.8	72.8	11.4
		TG-6 (左岸3.6km)	13	1.3	52.3	7.0
		TG-7 (左岸3.7km)	13	3.8	56.0	3.6
		TG-18(左岸4.6km)	7	0.7	53.5	5.0
		TK-2(左岸5.1km)	1	3.1	48.2	180.0
		TT-2(左岸6.6km)	1	-4.8	48.4	180.0
	花崗閃緑岩 (露頭)	TK-1(右岸1.8km)	4	127.3	56.5	18.2
中流サイト (ダム計画地域)	安山岩岩脈 (露頭)	TG-16(左岸7.4km)	9	36.9	67.6	6.2
		DS1-2 (左岸7.4km)	4	53.7	60.5	20.9
		DSY1-4(右岸7.5km)	8	29.9	58.9	9.6
		DS3-7(右岸7.5km)	10	39.7	71.8	11.4
		TT-1(左岸7.9km)	2	11.8	37.0	49.1
		TG10-16(右岸8.3km)	7	121.7	47.8	5.4
		TG1-8(左岸8.5km)	8	54.5	64.1	14.9
	安山岩岩脈 (横坑内)	TG-1(右岸7.6km)	4	117.3	62.8	17.5
		TG-2(右岸7.6km)	9	66.0	38.0	22.1
		N-7(右岸7.6km)	7	343.0	67.1	55.3
		TG-0(左岸7.8km)	6	131.0	73.6	9.8
		TG-3(左岸7.8km)	1	81.3	57.6	180.0
		TG-5(左岸7.8km)	20	45.5	75.7	12.5
	カタクレーサイト質 花崗閃緑岩 (横坑内)	N-9(右岸7.6km)	12	130.0	41.1	38.3
上流域	安山岩岩脈 (露頭)	N-2(右岸10.9km)	8	347.0	45.7	34.6
		TG-9(右岸10.9km)	3	183.0	-76.2	21.7
		JR1-5(右岸10.9km)	15	-2.8	56.4	2.4
	カタクレーサイト質 花崗閃緑岩 (露頭)	N-1(右岸10.9km)	9	176.0	-71.0	31.4

注) 表中のサイトの距離は、庄川・利賀川合流点からの距離である。

表 6.2 帯磁率測定試料と測定結果

流域	岩種	サイト(試料)番号と帯磁率
下流域	安山岩岩脈 (露頭)	C-6(右岸1.0km):3.7E-03, N-4(右岸1.8km):3.8E-05, C-70(左岸3.7km):4.4E-03 C-72(右岸3.7km):3.1E-03, C-84(左岸4.6km):4.7E-03, C-94(左岸5.1km):2.3E-03 C-120(左岸6.6km):4.5E-03
		No.5(庄川右岸):9.0E-03 B-22(右岸1.9km):5.9E-05, No.3(左岸3.7km):2.3E-03, No.2(左岸4.7km):1.5E-04
中流域 (ダム計画地域)	安山岩岩脈 (露頭)	C-145(左岸7.4km):4.4E-05, TT-1(左岸7.9km):6.0E-03
	安山岩岩脈 (横坑内)	TG-1(右岸7.6km):2.3E-04, TG-2(右岸7.6km):5.6E-03 TG-0(左岸7.8km):6.4E-05, TG-3(左岸7.8km):1.3E-04, TG-5(左岸7.8km):9.0E-05
	花崗閃緑岩 (露頭)	No.1(左岸7.6km):2.7E-03, D-4(右岸7.5km):2.8E-04, D-1(右岸7.6km):6.1E-04 D-7(左岸8.0km):7.8E-05
	カタクレーサイト質 花崗閃緑岩(露岩)	D-5(右岸7.5km):2.8E-04, D-2(右岸7.6km):1.2E-04, D-3(右岸7.6km):1.3E-04 D-6(左岸7.9km):9.9E-05
	安山岩岩脈 (露頭)	TG-9(右岸10.9km):3.2E-03
上流域	花崗閃緑岩 (露頭)	No.4(左岸9.0km):7.8E-03
		安山岩岩脈平均1.8E-03, 花崗閃緑岩平均3.5E-03

注) 表中の帯磁率は指数表記 (3.7E-03=3.7×10⁻³) である。

表 6.3 年代測定試料と測定結果

流域	岩種	サイト (試料) 番号と年代
下流域	安山岩岩脈 (露頭)	TK-3(右岸1.0km) : 29.2Ma, N-4(右岸1.8km) : 72.2Ma, TK-2(左岸5.1km) : 63.9Ma
	花崗閃緑岩	TK-1(右岸1.9km) : 179.8Ma
中流域 (ダム計画区域)	安山岩岩脈 (横坑内)	B-1(右岸7.6km) : 63.8Ma, N-7(右岸7.6km) : 16.5Ma, N-8(右岸7.6km) : 15.7Ma B-2(左岸7.8km) : 68.2Ma
	花崗閃緑岩 (横坑内)	A-1(右岸7.6km) : 163.9Ma, A-2(左岸7.8km) : 174.4Ma
	カタクレーサイト質 花崗閃緑岩(横坑内)	N-9(右岸7.6km) : 測定不能, N-10(右岸7.6km) : 測定不能
上流域	安山岩岩脈 (露頭)	N-2(右岸10.9km) : 16.5Ma, N-3(右岸10.9km) : 14.2Ma

表 6.4 年代測定結果

試料 No.	測定鉱物	カリウム含有量 (wt. %)	放射性起源 ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁵ cm ³ STP/g)	非放射性起源 ⁴⁰ Ar (%)	K-Ar年代 (Ma)
A1	黒雲母	4.81±0.10	3.20E-05±0.16	14	163.9±8.2
A2	黒雲母	5.27±0.11	3.75E-05±0.24	31.3	174.4±8.4
B1	全岩	2.28±0.05	5.8E-06±0.03	20	63.8±3.6
B2	全岩	2.29±0.05	6.2E-06±0.03	17.5	68.2±3.8
N-2	全岩	0.702±0.051	4.51E-07±0.09	74.7	16.5±1.3
N-3	全岩	0.237±0.008	1.31E-07±0.03	89.9	14.2±0.6
N-4	全岩	2.53±0.08	7.24E-06±0.29	19.1	72.2±5.0
N-7	全岩	1.82±0.09	1.17E-06±0.02	58.6	16.5±0.9
N-8	全岩	1.47±0.08	9.04E-07±0.17	62.3	15.7±0.9
TK-1	角閃石	0.558±0.011	4.09E06±0.24	7.8	179.8±3.8
TK-2	斜長石	0.041±0.002	1.03E-07±1.8	89.3	63.9±11.6
TK-3	斜長石	0.470±0.024	5.37E-07±1.2	48.3	29.2±1.6

緑岩(N-9, N-10)については、熱水変質の影響と鉱物の細粒化の為に K-Ar 年代研究は難しく(瀧上私信), 信頼できる年代は得られなかった。

一方、安山岩岩脈では、サイト(N-4, TK-2, B-1, B-2) は 63-72Ma(新生代古第三紀—白亜紀後期)を示し、サイト(N-7, N-8, N-2, N-3) は 14-16Ma の年代が得られた。古い安山岩の年代については、過剰アルゴンの影響(その為に約 20Ma の試料が 60Ma になった)とするには、過剰アルゴン量が多すぎて可能性は低いので、信用できる年代と考える。

試料採取地も考慮すると、上流域の安山岩の年代は 14.2-16.5Ma となり、新第三紀中新世の岩稲累層として矛盾は無かったが、中下流域には、より古い 63-72Ma の安山岩の存在が示され、貫入時代の異なる岩脈があることが判明した。この結果は、野沢(1957・1981)による“船津花崗岩類の分布域には、中新世火山岩類と考えられる新期岩脈も含まれるが、多少変性作用を受けた古期岩脈も存在する”，との報告と一致している。

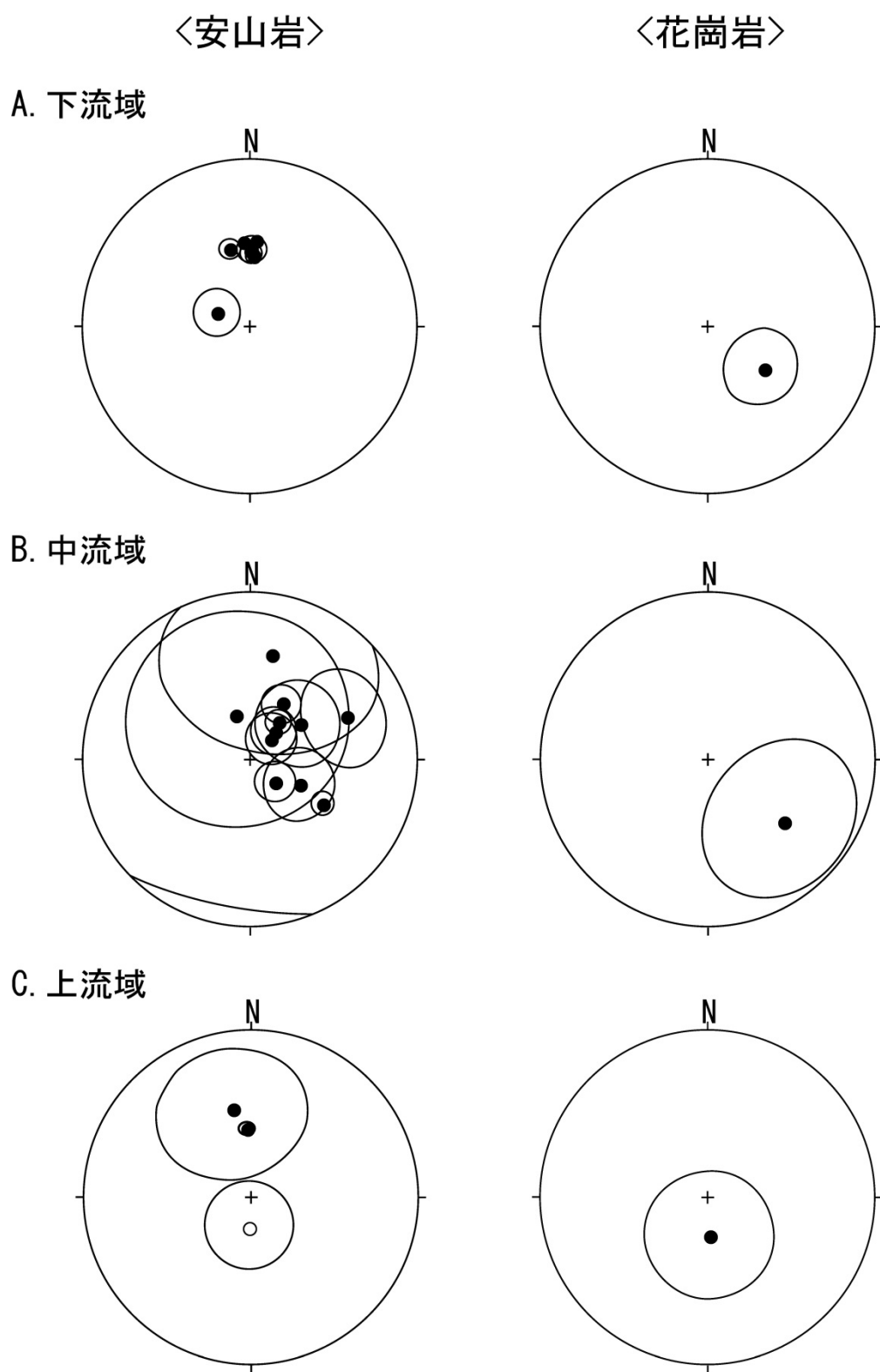


図 6.7 磁化方向の測定結果

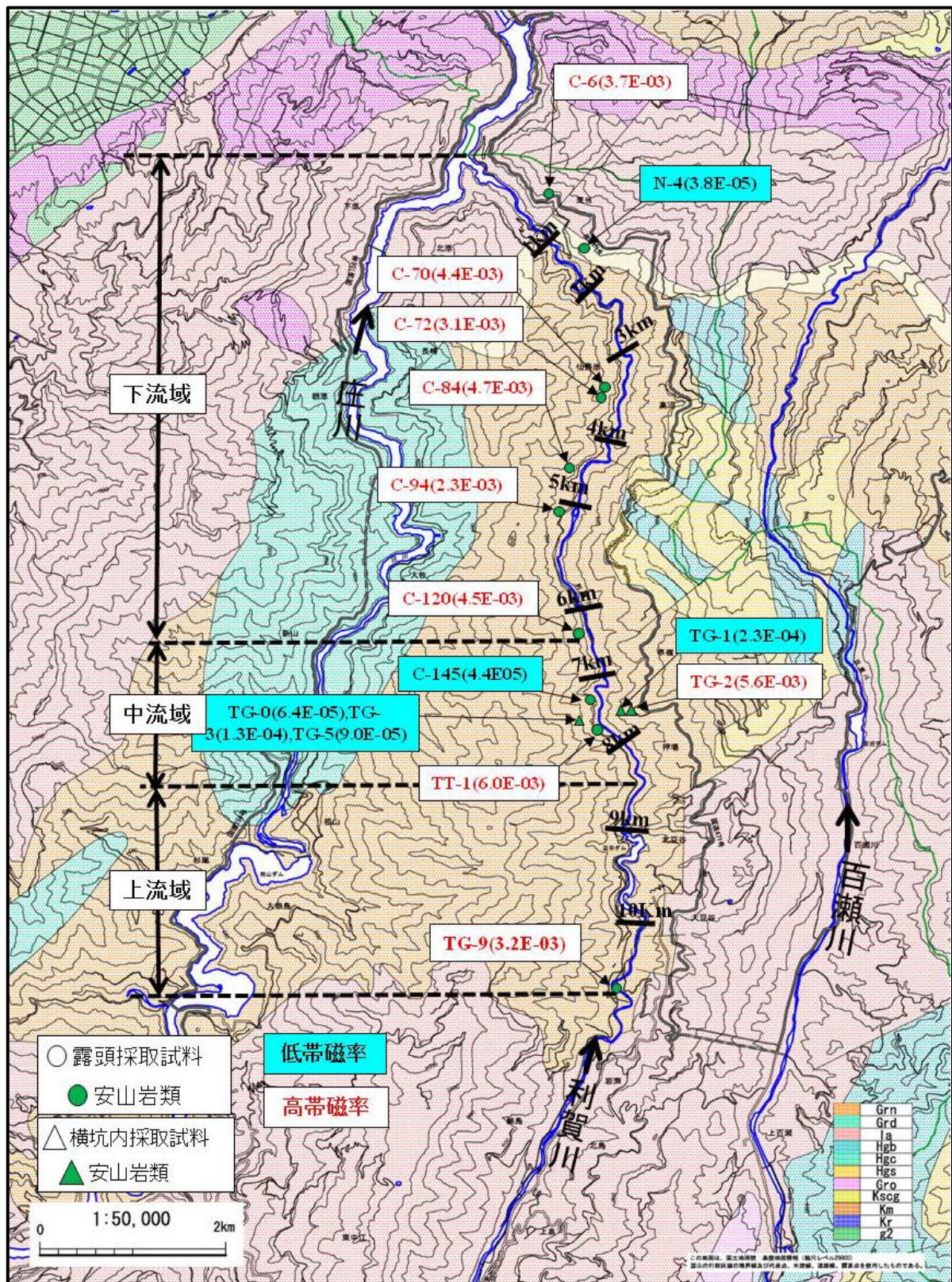


図 6.8 安山岩帯磁率測定結果

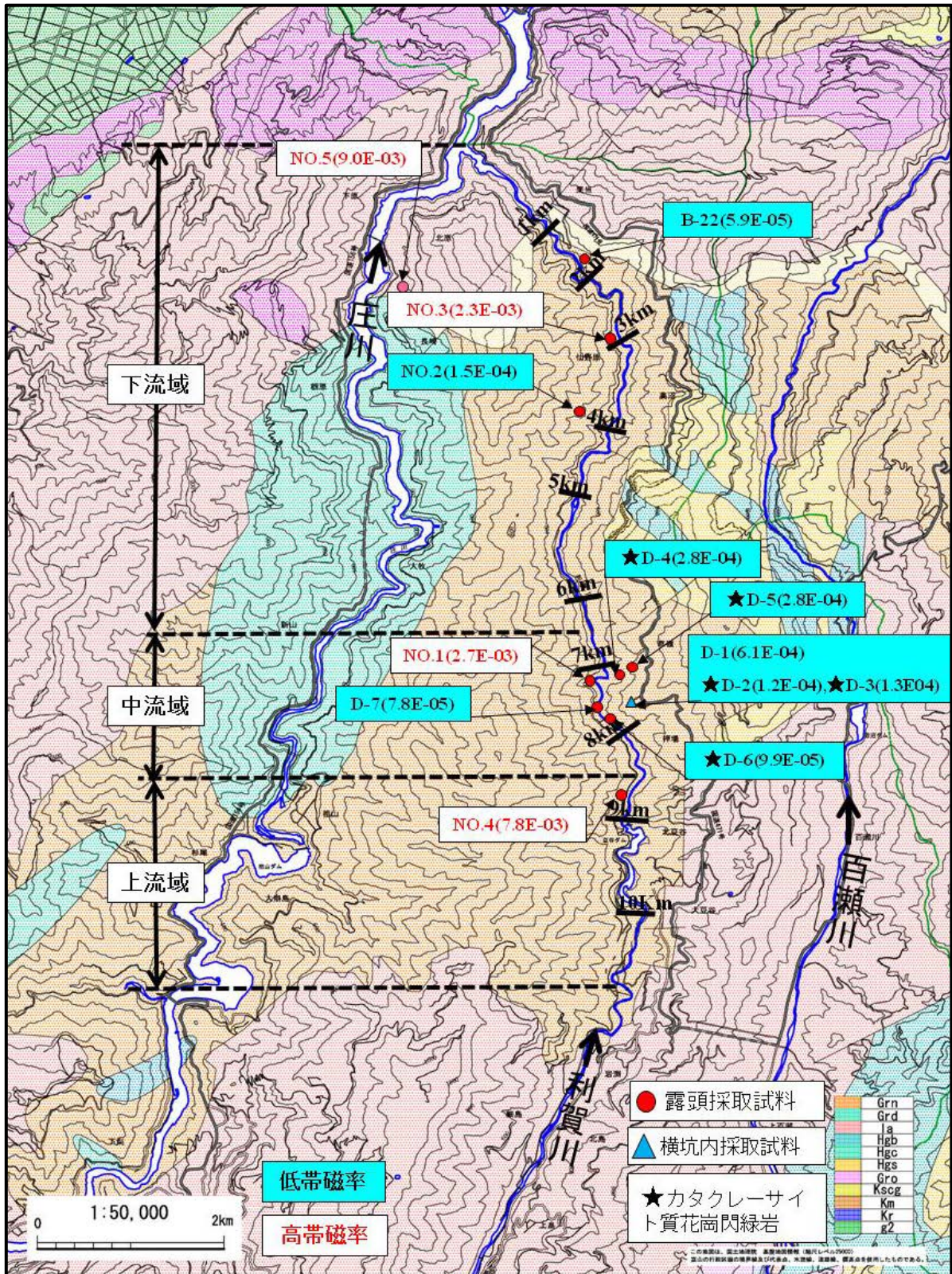


図 6.9 花崗岩類帯磁率測定結果

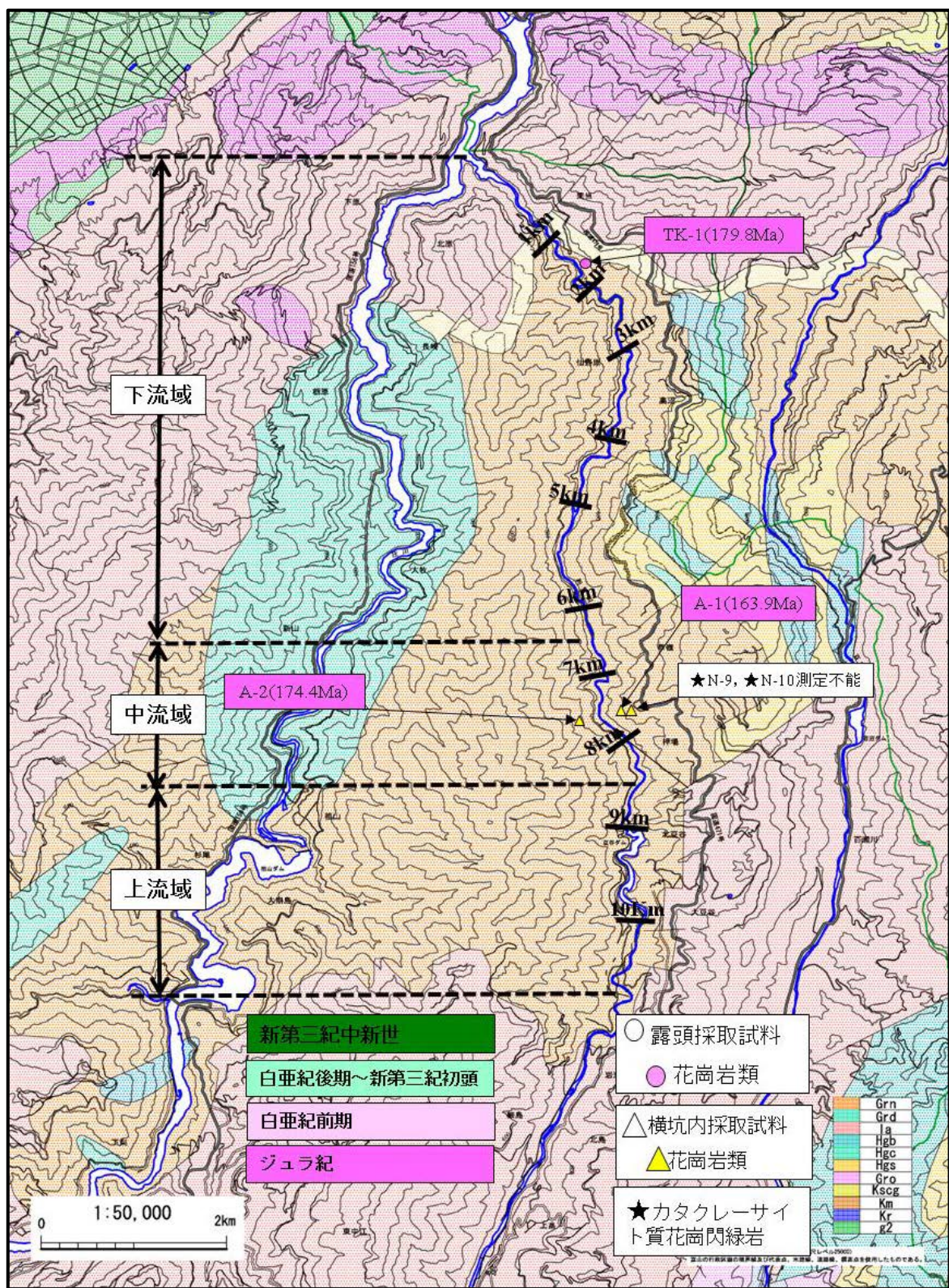


図 6.10 花崗岩類年代測定結果

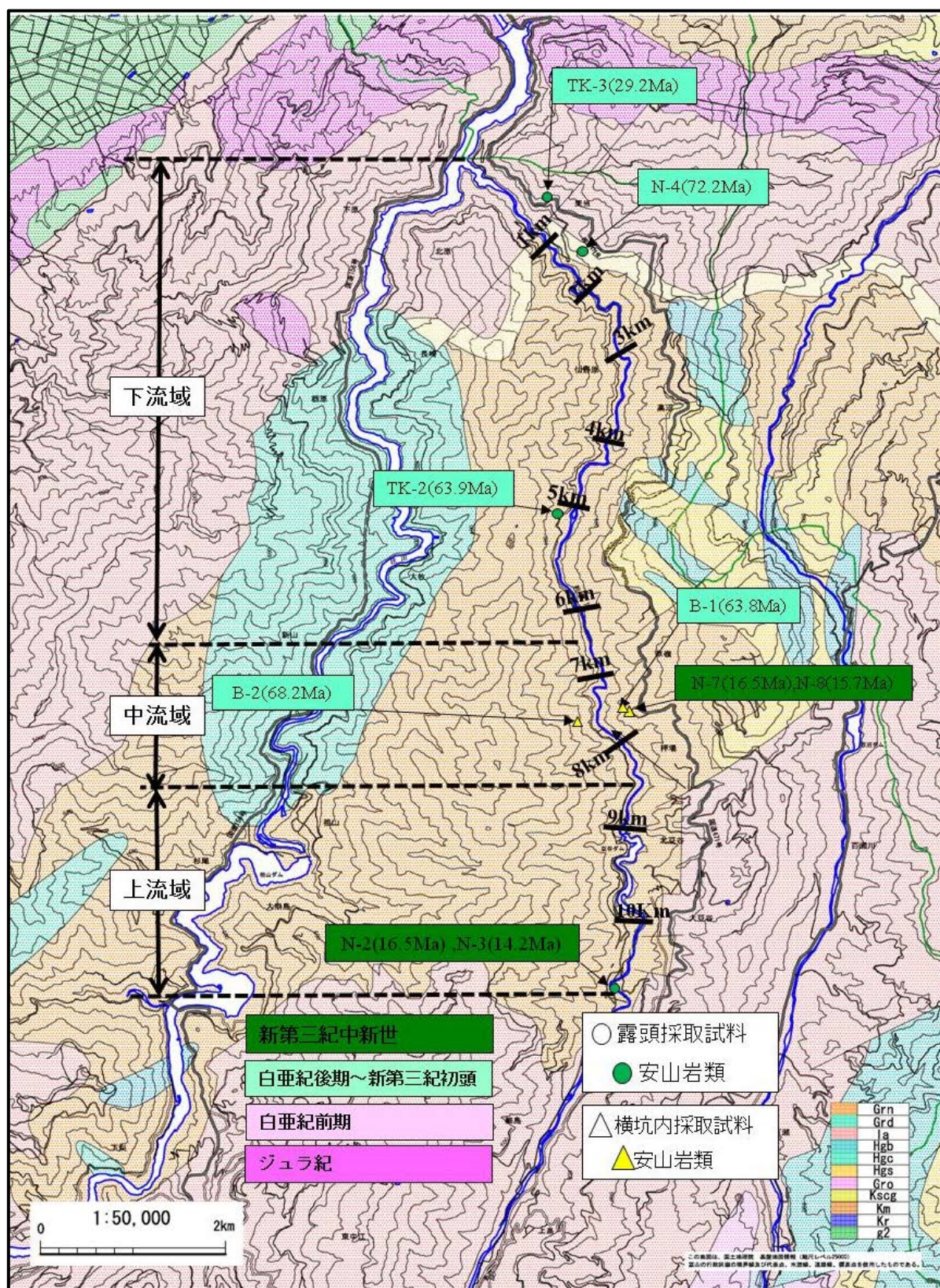


図 6.11 安山岩年代測定結果

6-4. 考察

表 6.5 に、K-Ar 年代を求めた安山岩・花崗閃緑岩について、磁化データをまとめた。そして、年代を横軸にとり、磁化の偏角(図 6.12)および帯磁率(図 6.13)の関係を示している。

(1) 帯磁率

花崗閃緑岩については、図 6.9、表 6.2 に示すように、利賀川中流域に多く認められるカタクレーサイト質花崗閃緑岩の帯磁率は、上下流域や中流域の花崗閃緑岩の帯磁率よりも低い傾向にあった。

安山岩の帯磁率については、新しい安山岩の値は高く、古い(<60Ma)安山岩は低かった。図 6.13 をみると顕著であるが試料によっては 1 桁以上弱く、古い安山岩は磁性鉱物が少ないと考えられる。また残留磁化は安定なので強い影響ではないが、熱水変質等で一部の強磁性鉱物が非磁性や弱磁性の鉱物に変わっている可能性もある。

(2) 磁化方向と構造運動

図 6.7 に示すように、安山岩の磁化方向については、上下流域の安山岩はほぼ北方向を向いているが、中流域の安山岩は著しい東偏の磁化を示していた。花崗閃緑岩については、上中下流域より採取した試料の磁化方向は全て大きく東偏していた。

図 6.12 に磁化偏角の変化をまとめたが、安山岩の磁化は、中流域に分布する古い安山岩(<60Ma)の偏角が東へずれていることが明確に読みとれる。

花崗閃緑岩については、K-Ar 年代を求めて磁化を測定したのは図に示す 1 サイトであったが、定方位では無い花崗閃緑岩で研究した全ての K-Ar 年代は、160-170Ma を示し、その周囲の花崗閃緑岩の磁化は同様に大きく東偏しており、図の花崗閃緑岩の磁化の東偏は利賀川流域の花崗閃緑岩岩体の特徴と考えられる。

西南日本では、日本海拡大に伴う約 15Ma の年代を境に、それ以前に形成された岩石の磁化偏角は数十度の東偏を示すことが知られている (Otofujii・Matsuda, 1984; 鳥居他, 1985 など)。

利賀川流域の 60Ma 以前の岩石の磁化の東偏は、この日本列島で起きた構造運動と関連するとも考えられるが、西南日本で示された東偏よりも本研究の磁化の東偏は大きく、また東偏が現れる境界年代は 15Ma では無く 60Ma 頃と異なっているので、利賀川流域あるいは富山県西部地域では、60Ma 頃に別の構造運動が起きた可能性も考えられる。これに関して、広岡達は(広岡, 2003 など)、飛騨外縁帯の火山岩類の古地磁気研究を行い、西南日本や東北日本と違う構造運動があったことを示している。今後、本研究地域や周辺地域の構成岩石について、年代と古地磁気の研究を更に進める必要がある。

(3) カタクレーサイト質花崗閃緑岩

利賀川中流域には、カタクレーサイト質花崗閃緑岩が多く見られ、古い安山岩岩脈はその周囲に存在する。この古い安山岩岩脈の貫入と花崗岩のカタクレーサイト化は関連している可能性も示唆される。

ダム計画の地盤調査において、カタクレーサイト化した花崗岩類の分布域は重要な情報であるが、K-Ar 法などの年代研究は難しい。本研究の利賀川流域で示された様に、花崗岩のカタクレーサイト化が安山岩岩脈と関連しておれば、安山岩の年代および磁化の研究は、ダム調査で重要なカタクレーサイト化した地盤の検出法になる可能性がある。

本研究では、ダム調査地域で重要な地盤物性の研究に磁気物性と年代研究の併用が有用であることが明らかになった。

土木工学の地盤調査において、電磁気探査と共に対象の磁気物性や年代の研究を融合する研究を進めることが望まれる。

表 6.5 利賀川流域の岩石の年代・帯磁率・磁化方向

流域と岩種	地点	試料番号	年代 (Ma)	試料番号	偏角の平均 (°)	試料番号	帯磁率 (SI)
下流域 (安山岩)	右岸1.0k地点	TK-3	29.2	TK-3	-14.4	C-6	3.7E-03
	右岸1.8k地点	N-4	72.2	N-4	291.8	N-4	3.8E-05
	左岸5.1k地点	TK-2	63.9	TK-2	3.1	C-94	2.3E-03
	(花崗閃緑岩) 右岸1.9k地点	TK-1	179.8	TK-1	127.3	B-22	5.9E-05
中流域 (安山岩)	右岸7.6k地点	B-1	63.8	TG-1	117.3	TG-1	2.3E-04
		N-8	15.7	TG-2	66.0	TG-2	5.6E-03
		N-7	16.5	N-7	343.0		
	左岸7.9k地点	B-2	68.2	TG-3	81.3	TG-3	1.3E-04
上流域 (安山岩)	右岸10.9K地点	N-2	16.5	N-2	347.0	TG-9	3.2E-03
		N-3	14.2	TG-9	183.0		

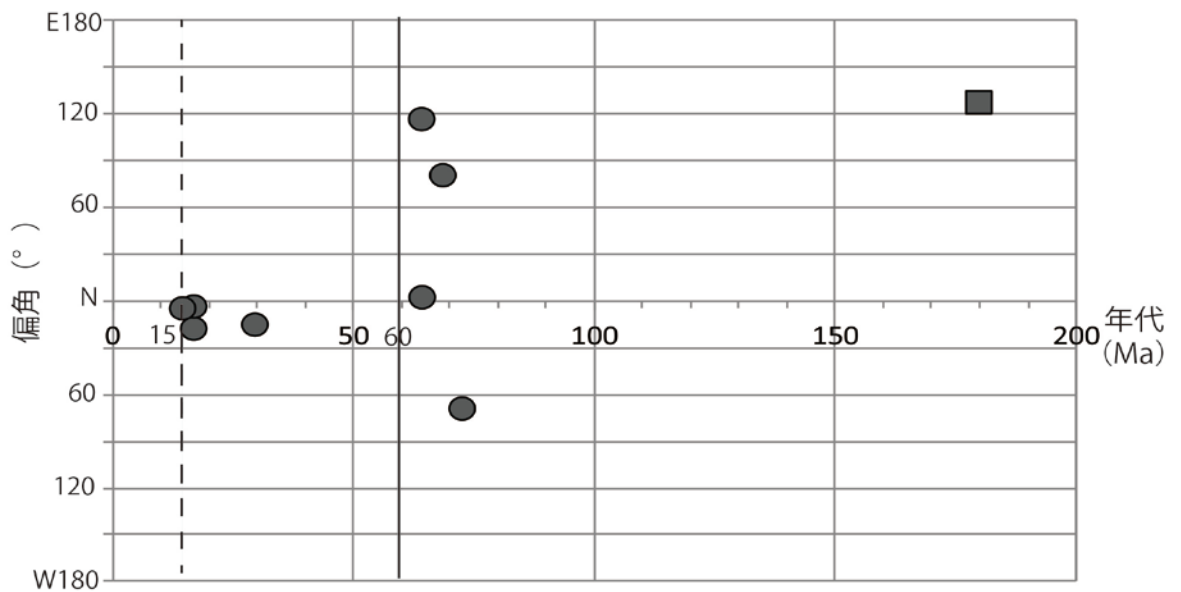


図 6.10 偏角と年代の関係

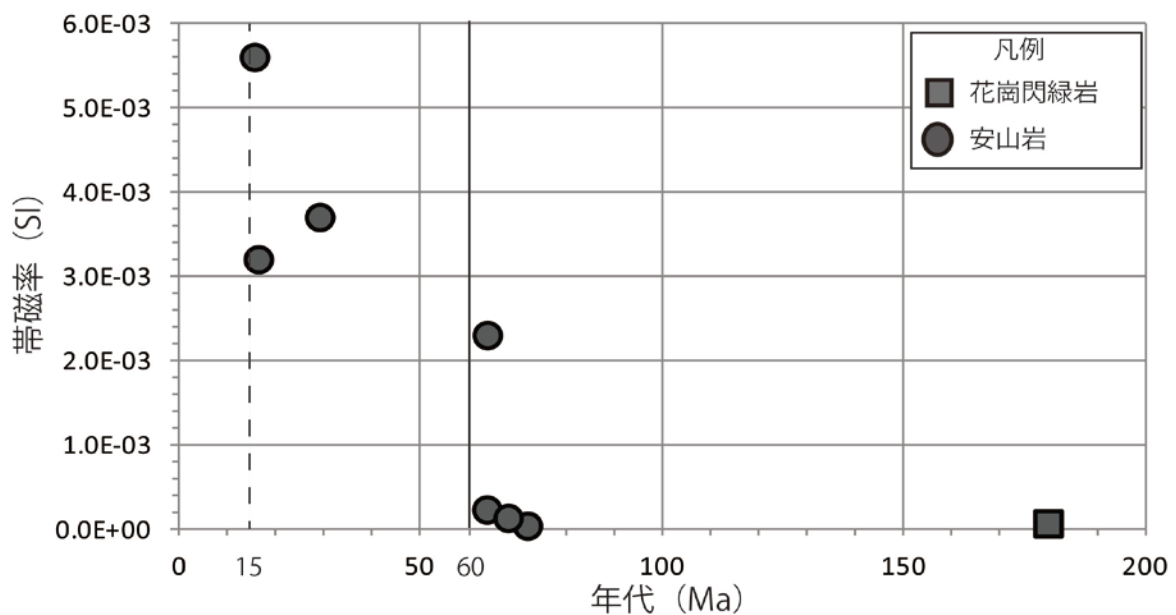


図 6.11 帯磁率と年代の関係

第7章 総括

近年、我が国では台風による記録的豪雨や局地的な豪雨が頻発し、大きな地震もあり、自然斜面での崩壊や地すべりの被害が多くなっている。このような土砂災害への対策では、危険地域を把握する為に地盤調査が必要である。また建設分野での社会基盤構造物の合理的な設計や施工でも、地盤の状況を正確に把握することが重要になっている。

現在の地盤調査は主に地表踏査とボーリング調査を基本として様々な調査が行われているが、複雑で不均質な地盤の調査は容易でなく、ダムやトンネル等が構築される山岳地域での広域調査は特に難しい、多様な地盤での有効な調査法が求められている中で、本研究では空中磁気探査に地上の磁気調査を併せる研究の適用を考えて実施した。

(1) 研究方法

空中磁気探査は、磁気センサーをヘリコプターに搭載し地上高約 100～300m から磁場分布を探り、鉄鉱床や火山等の強い磁場地域で行われてきた、斜面崩壊地は磁場変化が大きくないことからあまり利用されていなかったが、位置計測の精度やセンサーの性能向上と解析法の改良により研究は可能になってきた。また磁気探査は対象物性の磁性が実測でき、汎用の電気比抵抗探査より探査結果の信頼度を高めることができる利点も注目されていた。

研究は、富山大学で可能な岩石磁気と地上磁気探査を空中磁気探査と併せる独自の研究法を用いて、地すべりや斜面崩壊の可能性のある地域として、富山県南西部・利賀川流域の船津花崗岩類とグリーンタフ層との境界周辺を対象に実施した。

探査では、空中で測定した磁場から、地磁気の日変化と国際地球磁場 IGRF の補正を行って磁気異常分布を求めるが、磁気異常は、岩石・土壌中の磁性鉱物の磁化(帯磁率、残留磁化)の強さや量に依存し、また地磁気方向にも影響を受ける。その為、極域以外の地域では、地磁気は傾くので磁性体に対して正負対の磁気異常が生じ、磁性体の判読は曖昧になる。本研究では、この影響を軽減する極磁気変換を行い、磁気異常を明確にすることができた。

(2) 地すべり等の不安定斜面での空中磁気探査

広域斜面で地すべり等の災害の可能性のある地域を調査した結果、極磁気変換で得た磁気異常は地質境界や断層位置と良く対応した。低磁気異常域は熱水や風化で変質劣化した領域に位置し、再移動の可能性のある過去の地すべり崩壊地も捉えていた。従来調査で認め難かった、地形に変動徴候が現れていない斜面崩壊の可能性が高い領域も特定可能と示された。

磁気異常の磁場が低い箇所は、地すべり地の崩壊層と共に熱水・風化の変質粘土を挟在する岩石や崩積土が多い箇所にも対応しており、広域調査での地すべりや不安定斜面となる恐れのある場所の選定と素因の調査法として、空中磁気探査は利用できると示された。

ボーリングコアの岩石磁気(主に帯磁率)と X 線回折による地盤研究では、花崗岩分布域の磁気異常の高低は、断層や割れ目沿いでの熱水・風化や過去の地すべり崩壊土の層厚との対応が明瞭であった。特に磁化測定では、岩種だけでなく観察では難しい熱水作用による変質度の判定にも有用であった。空中磁気探査と地上の磁気研究を併せる方法は、山岳地域のダム等の構築に必要な不安定斜面の範囲を求め、また地盤の熱水変質や風化を受けた力学的に弱い範囲の検出に非常に有効な方法となる。

(3) 空中磁気探査による調査深度の検討ー厚い土被りのトンネル地域での研究

磁気探査は磁化構造を通して地下を探るが、どの程度の深度まで検出できるかを知る必要があ

る。しかし現場で研究された例は殆ど無く、構成物の磁化を仮定して地下約 50-100m が調査対象と考えられていた。本研究では、最大土被りが 150m のトンネル計画地の範囲で高度 30m からの空中磁気探査を行い、有効深度を研究した。現地は広域に熱水変質を受けている花崗岩山岳地帯であり、トンネル切羽の観察や構成する岩石の磁化測定、X 線回折、圧縮強度試験により地山の劣化状況も検討した。

地上(トンネル内)での調査では、新鮮な花崗閃緑岩は強い磁化と高い圧縮強度を示し、熱水変質や風化した地層は磁化も圧縮強度も弱く、その分布範囲が確認された。そして空中磁気探査の結果は、トンネル計画深度での、この地山の変質や破碎状況に対応する磁気異常の強弱変化を示しており、150m 深度での有効性が明らかになった。

同じ範囲で空中電磁探査も行った。同探査では、換算弾性波速度の基本となる比抵抗の推定精度が向上でき、岩盤評価も可能になってきた。空中電磁探査の結果から換算弾性波速度や地山等級を算定し、トンネル施工後の地山等級と比較した所、比抵抗分布は熱水変質による地山不良や湧水の多い区間を表していた。熱水変質の恐れのある地山では空中電磁探査も合わせた総合的な地山評価が有効とわかった。

(4) 古地磁気と年代研究による調査地の構造運動の検討

調査した利賀川流域において、磁気異常から地すべり地域が多いとされた範囲と、周辺地域との地盤の違いについて岩石磁気と K-Ar 年代の研究から検討した。流域のダム計画地(中流域)とその南北に位置する上下流域で地質を構成する花崗岩類と安山岩岩脈の研究から、中流域には 60-70Ma の古期の安山岩が分布し残留磁化は東偏していたが、その他の地域には新期(15-16Ma 付近)の安山岩が分布し磁化方向はほぼ北を向くとの結果が得られた。上中下流域の花崗岩類の磁化方向も大きく東偏しており、利賀地域では約 60Ma 頃に東回りの構造運動があった可能性が推測された。

帯磁率調査では、新期安山岩の帯磁率は高いが古期安山岩は低く、また利賀川中下流域の花崗閃緑岩は低い値との結果が得られた。

中流域には、カタクレーサイト質花崗閃緑岩が多く見られ、周囲に古期安山岩岩脈が存在し、岩脈貫入と花崗岩のカタクレーサイト化が関連している可能性が示された。地盤調査では弱層となるカタクレーサイト化した花崗岩の分布は重要な情報であるが調査は難しく、安山岩の年代と磁化研究が、弱層地盤の検出に役立つと指摘できた。

本研究では、空中磁気探査による磁気異常の研究から、地質区分と共に地すべりの可能性のある地域や断層位置が調査でき、また熱水変質作用を受けた低帯磁率領域等の、地盤状況を研究できることを明らかにした。またトンネルを対象とした研究で磁気探査は約 150m 深度までの磁化構造を反映しているとの成果が得られ、磁気探査の実用深度を示すことができ、今後、地下空間利用の事前地盤調査としても活用が期待される。

ダム等の構造物建設では、対象地域の地盤物性と共に履歴の把握も重要であり、磁気物性と年代研究が有用で探査と融合する必要性が指摘できた。

本研究の研究法は、今後の多発が考えられる集中豪雨や地震に対して地すべりや斜面崩壊等の災害の可能性を有する地域を事前に抽出し、地盤防災分野にも役立つ方法となる。今後、土木工学の地盤調査で、磁気探査と対象の磁気物性や年代研究を合わせる研究を進めることが望まれる。

付章 第4章のトンネル計画地域における空中電磁探査と弾性波探査の研究

1. 研究の目的

第4章では、空中磁気探査について説明した。このトンネルでは空中電磁探査も行っており、その結果も示す。空中電磁探査についても弾性波探査との併用や新たな解析を試みた。

地盤の上からの電磁気調査として、空中電磁探査による比抵抗研究法がある。付章では、第4章の空中磁気探査を行ったトンネル計画調査地域において、同探査解析前に行った空中電磁探査の結果を示す。従来の空中電磁探査に加えて、地上の弾性波探査の実施と新たな解析法による探査結果について、トンネルの地山等級等の施工結果等と比較し、山岳地帯のトンネル地山状態の調査法としての有用性を調べた。

調査地周辺の地質図を図1に示す。調査対象の山岳トンネル(延長1140m, 最大土被り厚150m, 道路幅員7.5m: 写真1)での工事概要を表1に、図2に支保パターン(D I -b)を示す。

2. 弾性波探査と空中電磁探査

2-1. 探査の概要

弾性波探査は、弾性波縦波(P波)初動を利用する屈折法で行った(図3)。トンネル計画ルートに沿う2040mの測線に、受振点間隔5m, 起振点間隔25~50mを設定し、ダイナマイトを起震源として探査を実施した。

空中電磁探査は、地下の電気比抵抗を対象物性としている。図4の様にヘリコプターを用いて空中から人工的に交流磁場を発生させ、電磁誘導で地中に生じる電磁場を利用して地盤の3次元比抵抗を求める(物理探査学会, 2008)。

探査は、トンネルルート直上と探査範囲(22km²)に100m間隔の東西方向の測線(総延長186.6km)を設けて対地高度30mで行った(図2.4)。測定には5周波数を用いた。表2に探査の概要と周波数別の計測深度を示している。

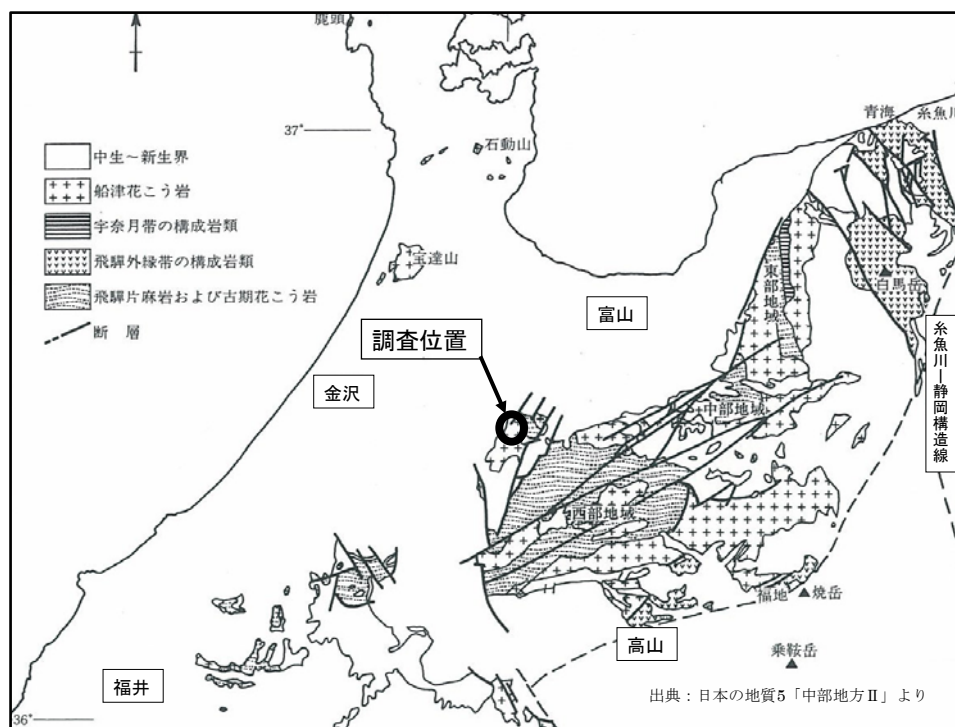


図1 調査地周辺の地質図



写真1 調査対象トンネルの斜め写真

表1 調査対象トンネル工事概要

項 目	工事内容
延 長	L=1 140m
断 面	掘削断面積A=59.8m ² (CⅡ) , 60.8m ² (DⅠ)
施 工 法	NATM工法
掘削方式	発破工法
掘削工法	CⅡ (全断面掘削工法) DⅠ, DⅢ (補助ベンチ付全断面掘削工法)
補助工法	フォアボーリング, 長尺フォアパイリング 長尺鏡ボルト, 鏡吹付け

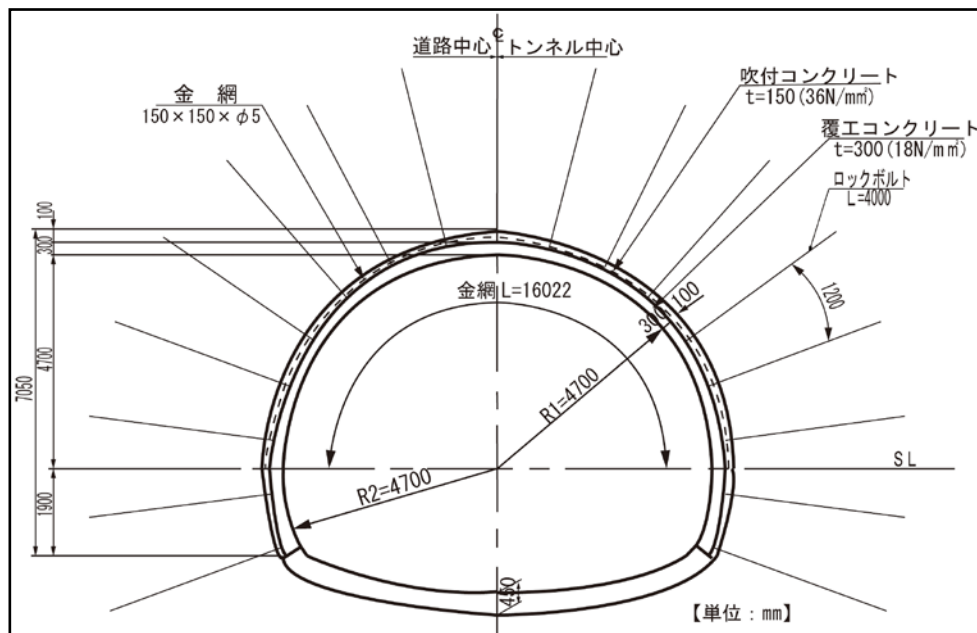


図2 調査対象トンネル支保パターン (DⅠ-b)

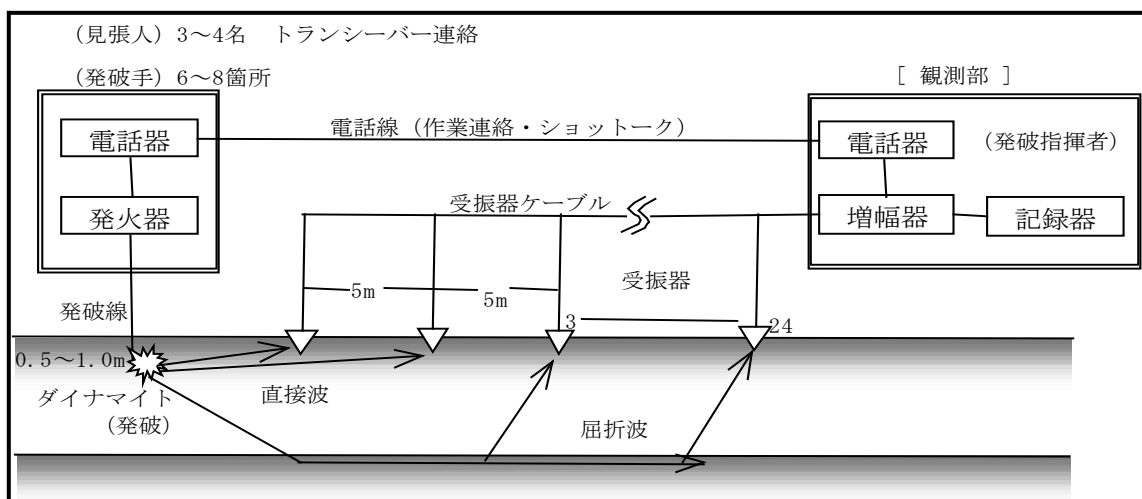


図3 弾性波探査測定系統図

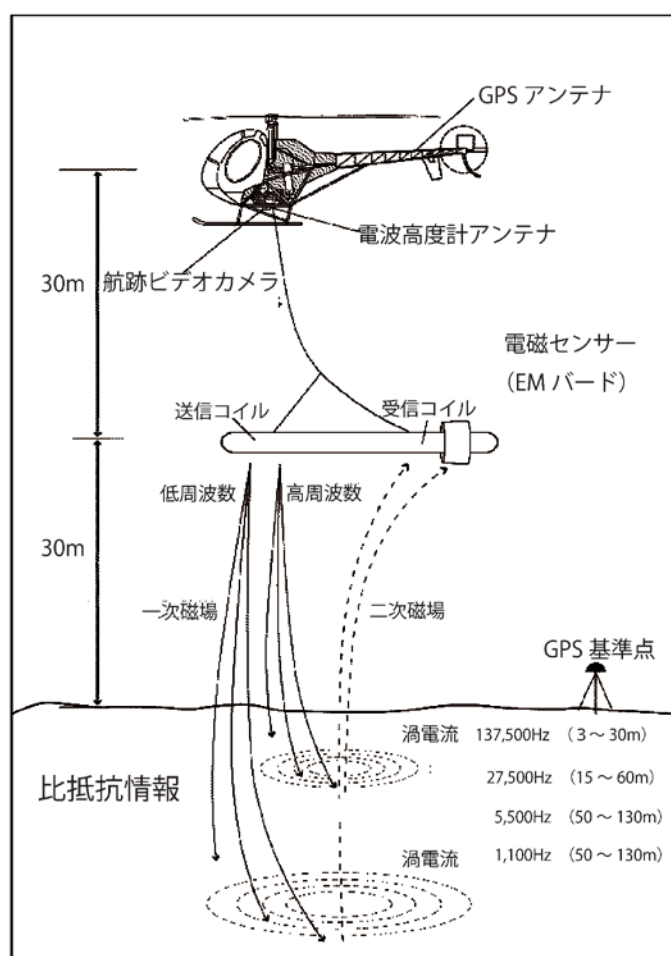


表2 空中電磁探査調査概要

● 空中電磁探査	
・ 調査範囲：	22km ²
・ 測線長：	延べ 186.6km
・ 測線間隔：	100m
・ 周波数：	220Hz (220～500m)
(計測深度)	1,100Hz (120～290m)
	5,500Hz (50～130m)
	27,500Hz (15～60m)
	137,500Hz (3～30m)

図4 空中電磁探査法概念図

2-2. 解析方法

探査データの解析は、図 5 に示す流れで実施し、下記に示す解析での新たな試みも行った。

(1) グリッドレベリング

測線毎に実施するレベリングに加えて、測線間の平面分解能を向上させる為に、レーザープロファイラデータを用いて 5m グリッド毎の二次元補正を行った。

(2) 頻度分布による強調(図 6)

比抵抗値は通常、対数表示で示されるが、比抵抗値の頻度分布に着目してデータの集中領域を細分化表示し、データの少ない領域のスケールを粗にする重み付けをして比抵抗構造をより明確化させた。

(3) 比抵抗差分解析(図 7, 図 8)

電磁探査では、周波数が低い電磁波の方がより深部を計測できる(分解能は落ちる)。ただ深い深度を計測する場合、電磁波は上層を通過して下層に達するので上層の影響を受ける。この後者の難点で、計測深度より上層の影響を除く方策として疑似解析モデルを作成し、隣接比抵抗値の差分処理を行い表示深度の調整を行った。

(4) コントラスト解析(図 9)

土砂と岩盤境界、岩盤ゆるみ領域、断層、破碎帯等の地盤物性の変化点の解明のため、近接領域の比抵抗値の二次微分を行い、その変化点をコントラスト断面図に表示し、高低比抵抗を示す箇所を明確になる様にした。

(5) 換算弾性波速度解析

地山の換算弾性波速度は、間隙率を介して地山の比抵抗値と関係付けられる下式(土質工学会編, 1979 ; 松井他, 1996)により求めた。

比抵抗値から換算弾性波速度への換算式

＜飽和地盤の場合：地下水位以深＞

$$\begin{aligned}\frac{1}{V_r} &= \frac{1}{S_w} \sqrt{\frac{\rho_w}{\rho_r}} \left(\frac{1}{V_w} - \frac{1}{V_m} \right) + \frac{1}{V_m} \\ &= \sqrt{\frac{\rho_w}{\rho_r}} \left(\frac{1}{V_w} - \frac{1}{V_m} \right) + \frac{1}{V_m}\end{aligned}$$

＜不飽和地盤の場合：地下水位以浅＞

$$\begin{aligned}\frac{1}{V_r} &= \frac{(1-n)}{V_m} + \frac{nS_w}{V_w} + \frac{n(1-S_w)}{V_a} \\ &= \sqrt{\frac{\rho_w}{\rho_r}} \left(\frac{1}{V_w} - \frac{1}{V_a} \right) + \frac{1-n}{V_m} + \frac{n}{V_a}\end{aligned}$$

各パラメータは以下の内容である。

N: 間隙率, ρ_r : 岩の比抵抗, ρ_w : 間隙水の比抵抗, V_r : 岩の弾性波速度
 V_w : 間隙水の弾性波速度, V_a : 空気の弾性波速度,
 V_m : 間隙率 0(理想新鮮岩)の弾性波速度, S_w : 地下水の飽和度

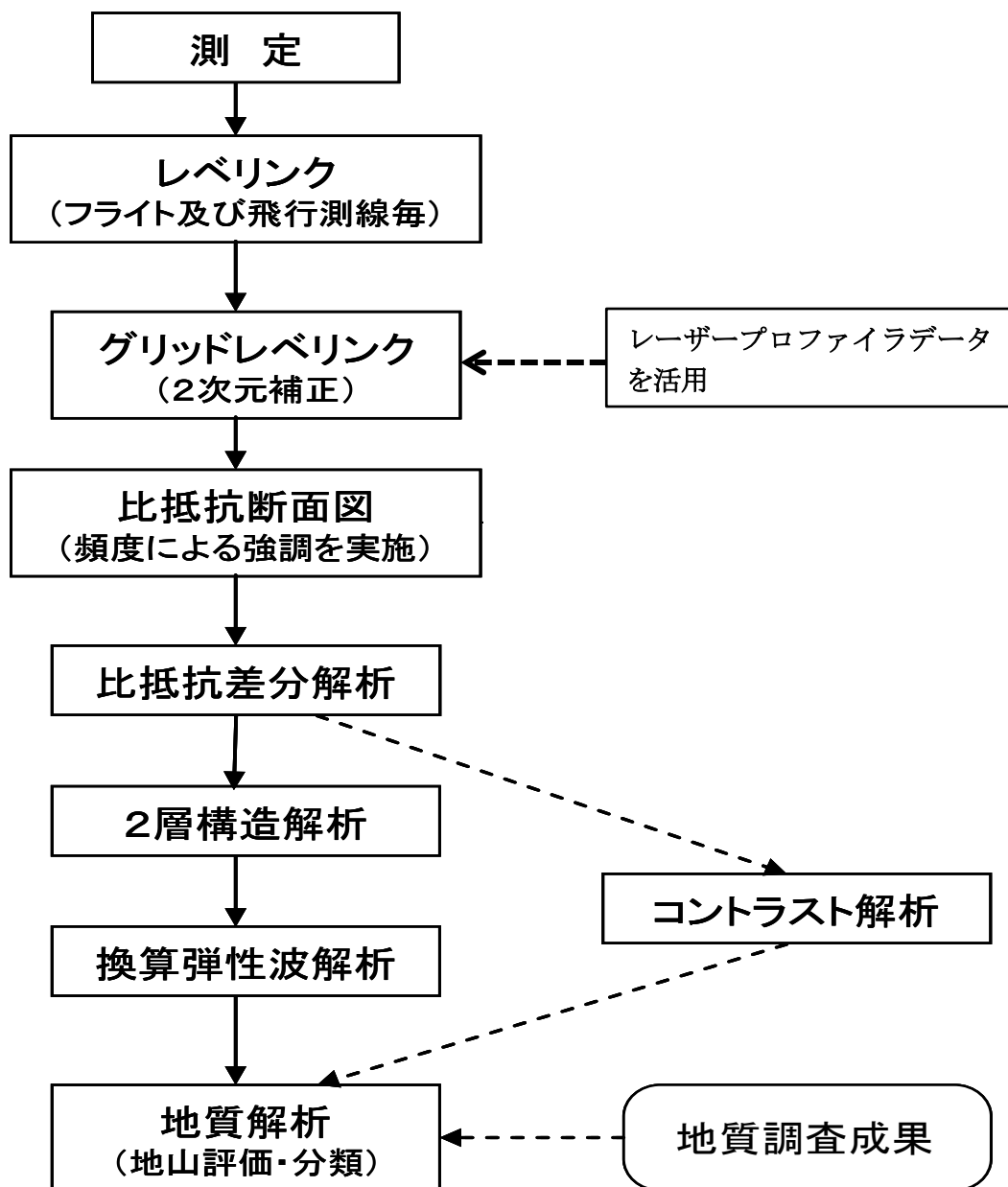


図5 空中電磁探査データ解析フロー図

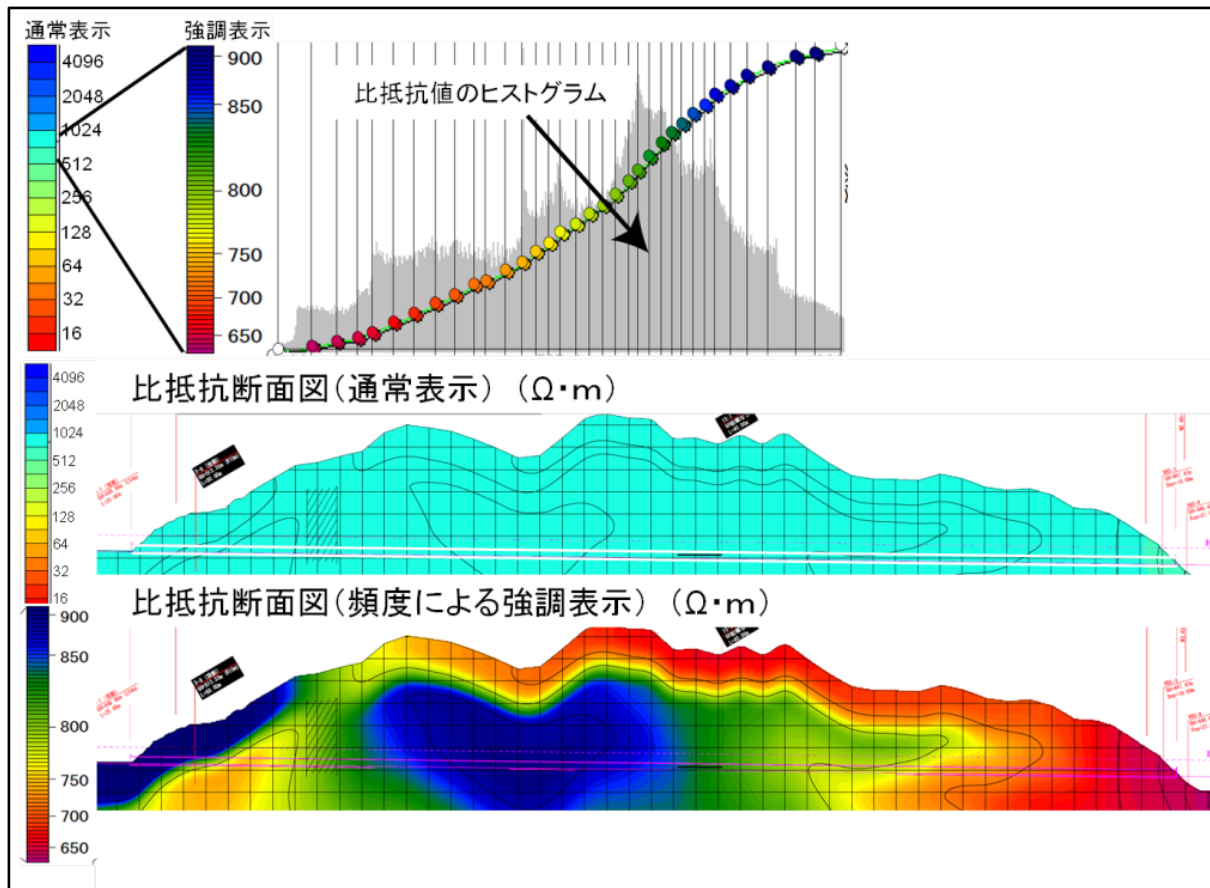


図6 頻度分布による強調表示

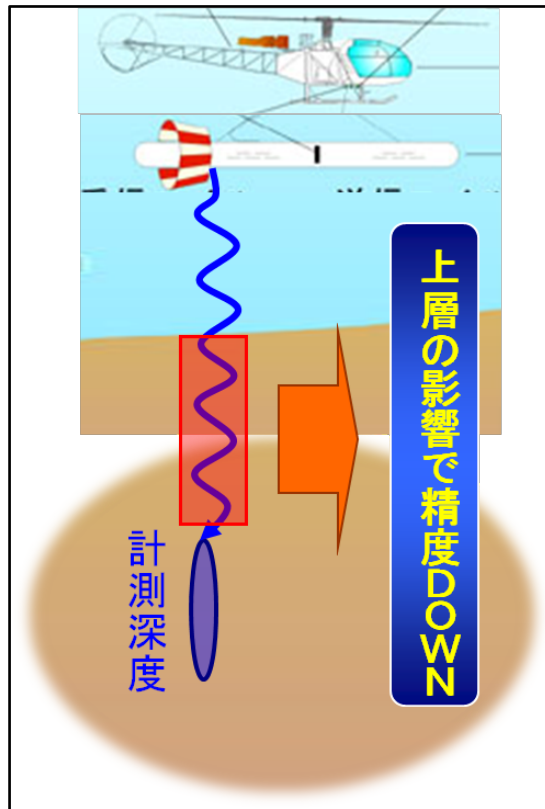


図7 比抵抗差分析イメージ

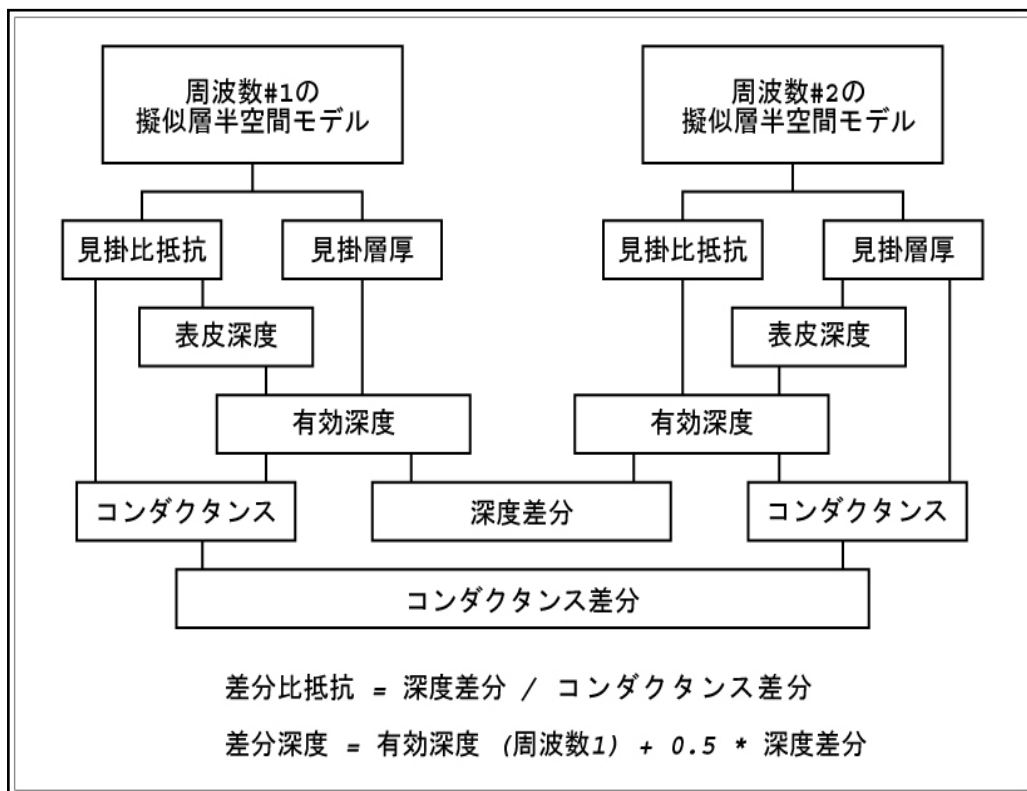


図8 比抵抗差分析のフロー

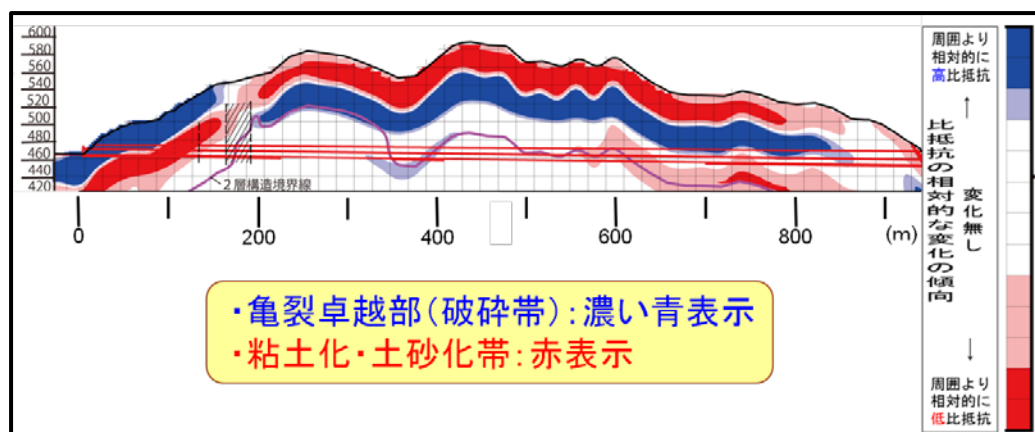


図9 比抵抗コントラストイメージ図

2-3. トンネル地山評価

本研究の空中電磁探査法によるトンネル地山評価は、換算弾性波速度解析で検討した地山等級に対して、比抵抗コントラスト解析で表示される区間を更に1ランク低減する手法(濱田他, 2009)を用いた。

(1) 換算弾性波速度に基づく地山等級区分

空中電磁探査で得た比抵抗値を用いて、事前調査に基づいて各種条件を設定し、換算弾性波速度を算出した。地山等級区分は、道路トンネル技術基準(日本道路協会, 2003)を参考に、トンネル計画高+1.5Dの範囲での速度構造と既往トンネルの施工実績の対比から下記の様にした。

- ・C I : 3.75km/sec～ ・C II : 3.25～3.75km/sec
- ・D I : 2.50～3.25km/sec ・D II : 2.50km/sec 以下

(2) 比抵抗コントラストによる地山等級区分の低減

比抵抗値の物性境界(地山変化点)を異常区間としてコントラストで示し、当該区間を換算弾性波速度の地山等級区分より1ランク下げて評価を行った。

3. 結果

3-1. 弾性波探査の結果

図10と図11には、弾性波探査と地表踏査から得た地質平面図とトンネル地質縦断図を示し、表3に、調査地の地質層序表を示している。赤色のハッチは地表地質踏査で破碎帯や変質帯を確認した範囲を表し、黄色のハッチは多亀裂帯範囲を表している。青色の破線は、空中写真判読で読んだりニアメントである。

弾性波探査の基盤速度は4.3～5.4km/secで、4箇所で低速度帯1.6～3.0km/secも認められた。全体として地山は堅固なCM～CH級岩盤の花崗閃緑岩が主体となっており、特にトンネルの起点側(図10の北側)では堅固な岩盤が露岩する(写真2)。しかし所々に認められる貫入岩(安山岩)は、堅硬なCM級岩盤であるが、境界部は変質し脆弱化しており、不良地山になっていると推定される。中央部から終点側には、熱水変質を被った幅数10mの崩壊地形を呈する破碎帯や、変質帯(安山岩質岩脈を伴う)がトンネルと直交または斜交して分布している。

写真3～6にアクセ谷の露頭写真を示すが、谷の上方には、熱水変質を被った破碎帯がある。豆谷隧道直上の支沢谷斜面には、写真7の様に、破碎帯に伴う崩壊地形が発達し岩盤は脆弱化している。トンネルの終点側は、全体に破碎されて脆弱なCL級の岩盤状況となっている(写真8)。

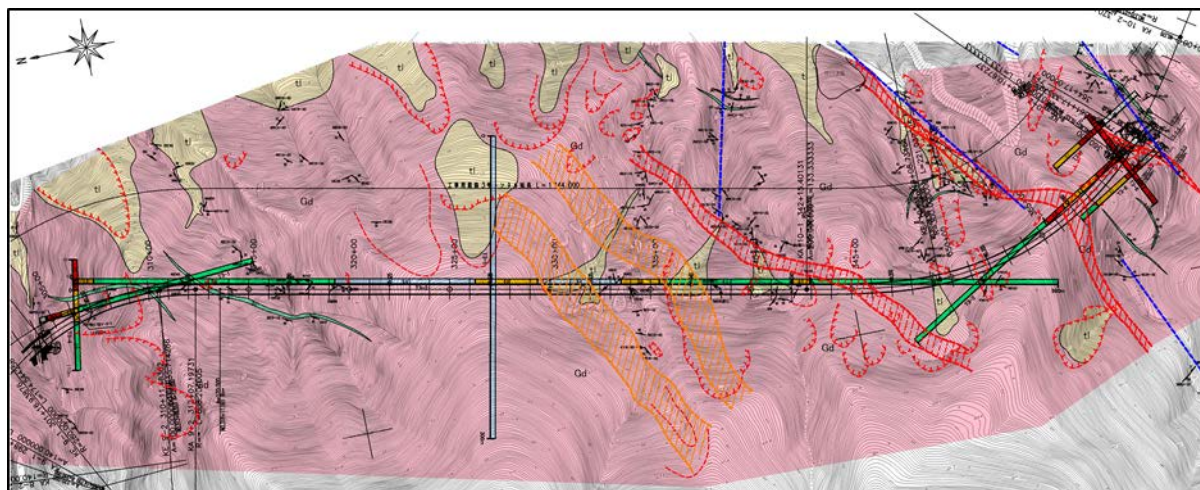


図 10 トンネル地質平面図

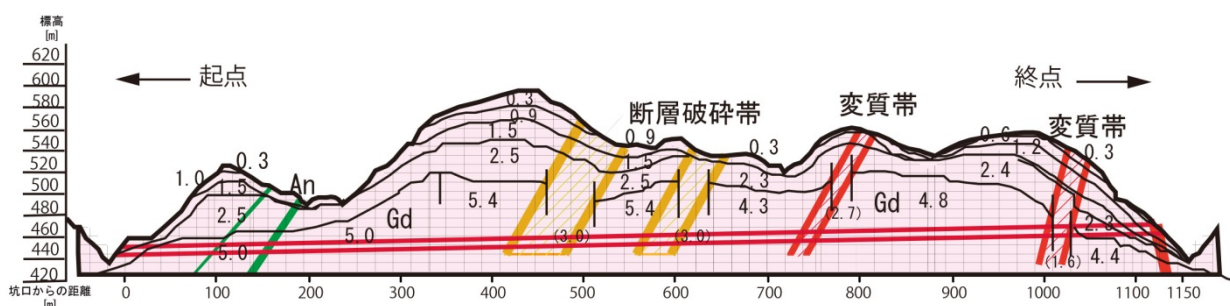


図 11 トンネル地質縦断図

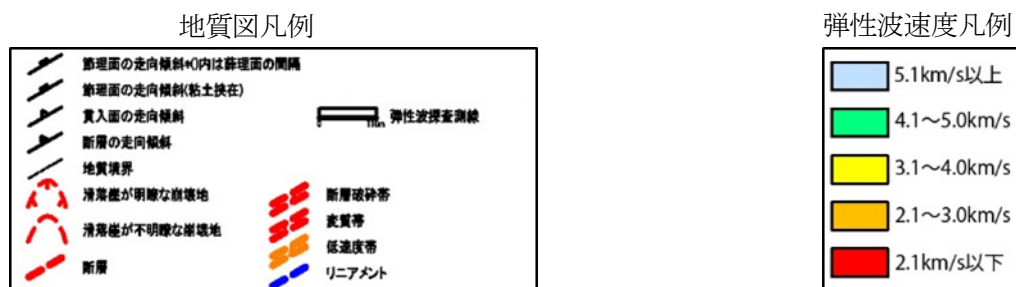


表 3 調査地の地質層序表

地質時代	地層名	岩質・土質	記号	記事
新生代	第四紀	現河床堆積物	rd	現河床に堆積する未固結の礫、砂、泥からなる。
		崖錐堆積物	tl	山麓の緩斜面や沢沿いに分布する。角～垂角の基盤岩礫を含む礫混り土砂からなる。
		段丘堆積物	tr	利賀川沿いに分布し、小規模な平坦～緩斜面を形成している。花崗閃緑岩、ハンレイ岩、安山岩等の垂円～垂角礫を含む礫が主体。
	第三紀	貫入岩類	An	小規模ながら、業務地周辺に普遍的に認められる。花崗閃緑岩中に貫入した安山岩岩脈で周囲に接触変成作用を与えている。境界部は、所々変質等が進み、粘土～角礫状(幅数10cm以下)を呈す。
中生代	三畳紀～ジュラ紀	庄川岩体	Gd	業務地の基盤を構成する。粒径は一般的な花崗岩等と比較して細粒である。アブライト、ペグマタイト脈も多く、浅成の様相を呈する。全体的に節理等の亀裂が発達する。



写真 2 トンネル起点側 花崗岩露頭状況 (CM～CH 級)



写真 3 アクセ谷 (図 10 中央に示す青破線の谷) 入口に露出する花崗閃緑岩露頭 (節理間隔 30～50cm CM～CH 級)



写真 4 アクセ谷標高 550m 付近（図 10 中央の赤色ハッチ露頭状況）

節理間隔 30cm 程度の CH 級の花崗閃緑岩が滝を形成している。滝の左側は全体に変質が進み、脆弱な D 級岩盤が露出している。
変質帯に沿って崩壊地が形成されている。



写真 5 滝左側部分の近接
変質の進む花崗閃緑岩中には、幅 30～50cm の青灰色粘土が所々に挟在している。



写真 6 崩壊地の状況

花崗閃緑岩に安山岩が貫入している。全体に破碎され脆弱である。節理間隔 2～5cm で、ハンマー軽打で角礫状に割れる。



写真7 豆谷隧道直上の破砕帯に伴う崩壊地状況
幅 10m 程の破砕帯，断層面が鏡肌をなしている．



写真8 トンネル終点側坑口部周辺の岩盤状況
安山岩と花崗閃緑岩の境界部，節理間隔は 5～10cm
程度，全体に破砕され脆弱な印象を受け CL 級．

(a) 利賀トンネル3工区調査解析結果対比表

坑口からの距離 [m]	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1150
事前	弾性波速度値 [km/s]	2.5	5.0	5.4	3.0	5.4	3.0	4.3	2.7	4.8	1.6	2.3	1.4
	弾性波探査地山等級	D I	C II	C I	D I	C II	D I	C II	D I	C II	D I	D III	D III
事前再解析	換算弾性波速度値 [km/s]	2.15 ~ 3.25	3.25 ~ 3.40	3.12 ~ 3.25	3.25 ~ 3.40	3.00 ~ 3.25	3.25 ~ 3.42	2.75 ~ 3.25					
	換算弾性波地山等級	D I	C II	D I	C II	D I	C II	D I	C II	D I			
	比抵抗コントラスト	-0.18 ~ -1.25	-0.18 ~ -0.39	-0.18 ~ -0.39	-0.18 ~ -0.39	-0.18 ~ -0.39	-0.18 ~ -0.39	-0.18 ~ -0.39	-0.18 ~ -0.39	-0.18 ~ -0.39	-0.18 ~ -0.39	-0.18 ~ -0.39	-0.18 ~ -0.39
	最終推定地山等級	D I	C II	C II	C II	D I	C II	D I	C II	D I			
施工中	施工実績地山等級	施工中	D I	C II	C II	D I	C II	D I	C II	D I			

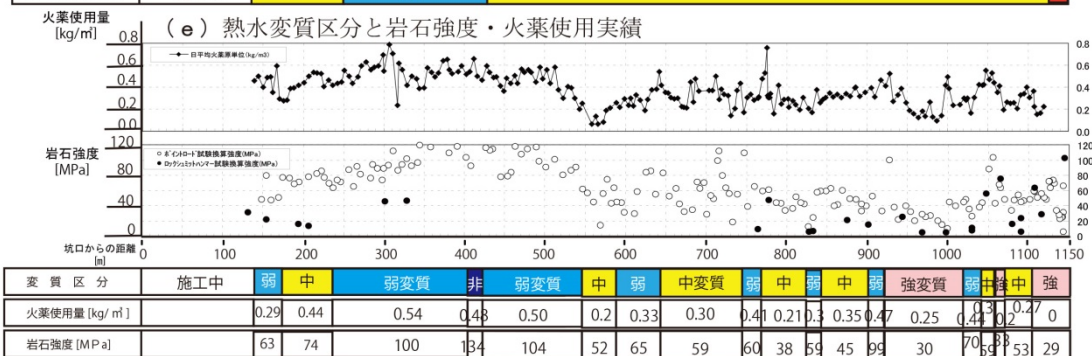
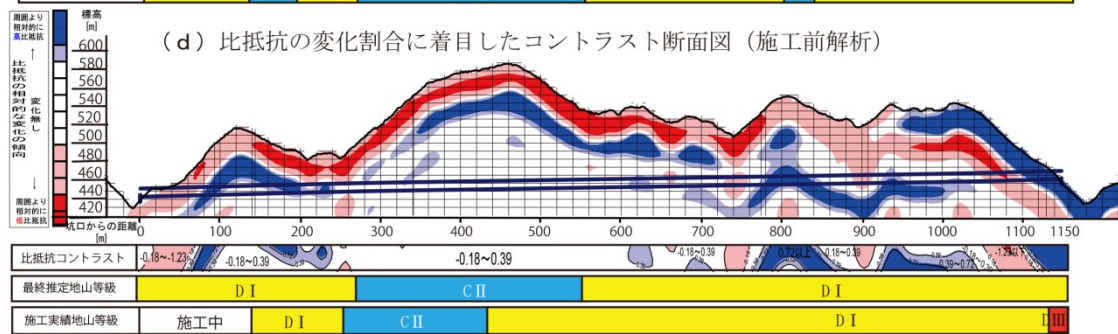
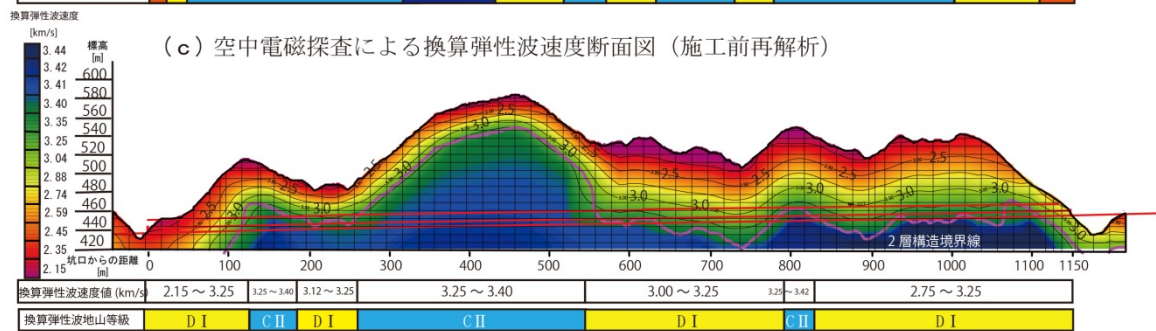
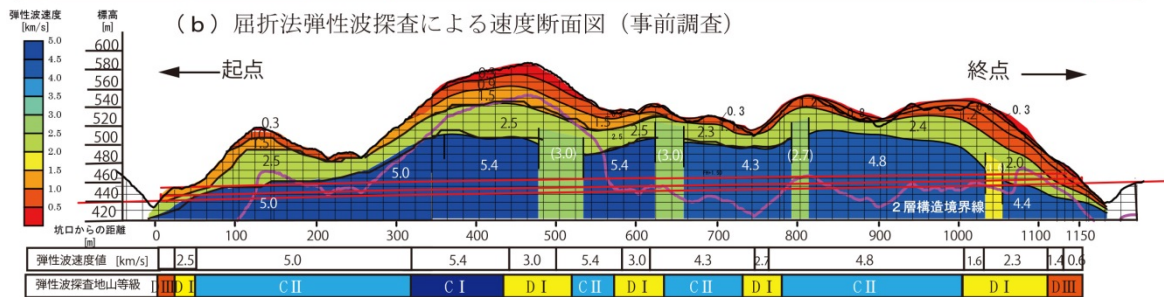


図 12 調査トンネル解析縦断面図

3-2. 空中電磁探査の結果

空中電磁探査による換算弾性波速度断面図を図12(c)に、比抵抗コントラスト断面図を図12(d)に示す。弾性波探査でCⅡ等級とした区間は、比抵抗解析の結果、換算弾性波速度は3.25km/s未満が主体で、比抵抗値の変化の割合が大きく不安定な地山が分布するD等級区間とされた。起点側から320～530m間の厚い土被り(90～150m)の区間は、換算弾性波速度は3.25km/s以上を示し、比抵抗値の変化の割合も少ないことから安定な地山が分布するCⅡ等級区間と判断された。

3-3. トンネル施工の結果

調査対象トンネルの施工は終点側から着手されたが、想定より脆弱な地山が現われた。表4に示す様に、坑口部のDⅢパターンを除く約970m区間の8割超はDⅠパターンで掘削された。地山には変質粘土薄層が挟在した。

(1) 岩石・地盤強度試験の結果

岩石強度は、掘削時に採取した掘削ズリを用いてポイントロード試験により測定した。近傍ボーリングコア(CL～CH)の一軸圧縮試験結果と比較するとほぼ同じ傾向を示し、岩片は比較的硬質であった。

一方、亀裂等の影響が含まれた地山強度は、掘削時の切羽で実施したロックシュミットハンマー試験から換算した。表5の様に、DⅠ等級区間では、岩盤強度は岩石強度の約1/3まで低下し、CⅡ等級区間でも約70%まで低下した。これは亀裂の発達や熱水変質作用に伴う粘土薄層の挟在が影響していると考えられた。

表4 トンネル検証結果

地山等級	設計 (事前調査)	施工実績	新解析手法 再解析
B	0%	0%	0%
CⅠ	12	0	0
CⅡ	57	15	30
DⅠ	30	81	70
DⅡ	0	0	0

表5 岩石・岩盤強度試験結果

項 目	岩石強度 (MPa)			岩盤強度試験 (MPa)	
	一軸圧縮	実績 (PL試験)		実績 (SH試験)	
	事前調査*	DⅠ	CⅡ	DⅠ	CⅡ
最 小	10	9	73	4	45
最 大	130	154	145	75	46
平 均	70	59	110	22	46

*事前調査は、ダムサイトおよびトンネル周辺ボーリングコアの一軸圧縮試験結果

4. 考察-施工実績地山等級との比較

図 12(a)と(d)の様に、実績地山等級は、起点側坑口より 140～115m は D 等級で、その後約 180m 間が CII 等級となる。そして、起点側坑口より約 430m から坑口手前の約 1120m までの間には D 等級の地山が出現する。この結果を弾性波探査と空中電磁気探査による比抵抗解析結果で検証した。弾性波探査で CII 等級とされた 4 区間(合計 650m 間)は、起点側坑口から 250～320m 区間(70m)を除き、実際は D 等級で掘削された。比抵抗解析の結果では、D 等級の地山不良区間として比較的良く捉えていた。

起点側から 320～530m の高い土被り区間で弾性波探査が CI, DI 等級と判定した区間の実績地山等級は、CII, DI 等級であった。同区間を空中電磁探査は CII 等級と判定していた。この相違区間の地山は、変質度も弱く地山も硬質化の傾向が認められる等 CII 地山に近い性状を示していたが粘土や湧水等の影響で切羽が不安定で、安全性の観点から DI パターンでの施工を継続した区間であった。

空中電磁探査による比抵抗の変化は、図12(d), (e)の様に、地山の変質による変化を比較的捉えていた。

弾性波探査による地山評価は、表 4 の様に約 8 割が CI, CII パターンとされたが、実績地山は 8 割が脆弱な破碎帯や亀裂部が多い DI パターンであった。相違の要因として、露頭で堅固な岩盤が分布した箇所も、深部は破碎を被った脆弱岩盤があること、変質を伴う安山岩質岩脈は、層厚が数 m と薄く弾性波探査では把握できなかったこと等が考えられる。

5. まとめ

山岳地帯の道路トンネルを対象に、空中電磁探査法の比抵抗解析と弾性波探査を行った。解析方法を改良して得たデータをもとに、熱水変質作用を受けた花崗岩類の分布する地山状態を評価し、施工実績や弾性波探査結果と比較検討した。

その結果、空中電磁探査による比抵抗解析は、弾性波探査の結果よりも、熱水変質での地山不良区間を比較的良く表していた。熱水変質作用の影響は、地下深部の熱源分布に依存するので、地質踏査や弾性波探査のみでは影響の把握は困難である。熱水変質の恐れのある地山では空中電磁探査法も行い、総合的に地山評価を行うことが有効であると示された。

謝 辞

本研究を進めるに当たり、富山大学大学院理工学研究部の酒井英男教授にご指導戴いた。また、同部の川崎助教には有益なご助言を戴いた。

空中磁気探査のデータ解析では、大日本コンサルタントの河戸克志氏に多大なご協力を頂いた。調査対象とした地質全般について、日本工営株式会社の野村誠紀氏から有益なご助言を戴いた。トンネルを対象とした磁気調査研究では、野崎 保氏や西松建設株式会社技術研究所の山下雅之氏、サンコーコンサルタント株式会社の堀川滋雄氏から多大な協力、支援を頂いた。

地すべり地域における現地調査や岩石磁気物性測定においては、富山大学酒井研究室の学生諸氏にご協力いただいた。

ここに記して心より感謝いたします。

参考文献

- 安達幸夫 (1971): 空中磁気探査特集号によせて, 物理探鉱, Vol. 24, 249.
- 日外勝仁, 伊藤佳彦, 中川伸一, 岡崎健治 (2005): 空中物理探査による広域的な地質構造調査, 土木学会第60回年次学術講演会, 941-942.
- Baranov, V., (1957): A new method for interpretation of aeromagnetic maps, Pseudo-gravimetric anomalies, Geophysics, Vol. 22, 359-383.
- Baranov, V., Naudy, H. (1964): Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, Geophysics, Vol. 29, 67-79.
- Bhattacharyya, B. K., (1965): Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation, Geophysics, 30, 829-857.
- 物理探査学会 (1999): 物理探査ハンドブック, 475-515.
- 物理探査学会 (2008): 新版 物理探査適用の手引きー土木物理探査マニュアル, 249-263.
- 物理探鉱編輯委員会 (1948): 本邦に於ける物理探鉱の回顧と展望, 物理探鉱, Vol. 1, 2-9.
- 千木良雅弘 (2006): 地すべり・崩壊の発生場所予測ー地質と地形からみた技術の現状と今後の展開ー, 土木学会論文集C, Vol. 62, 722-735.
- ダム技術センター (2005): 多目的ダムの建設 調査Ⅱ編, Vol. 3, 1
- 土木学会 (1999): トンネルにおける調査・計測の評価と利用, 52-53.
- 土木学会 (2006): トンネル標準示方書(山岳編)・同解説, 7-25.
- 土質工学会編 (1979): 風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその応用, 102-107.
- Dunlop, D., Ozdemir, O. (1997): Rock magnetism, Fundamentals and frontiers, Cambridge University Press, 573pp.
- 濱田康司, 長谷川修一, 河戸克志, 三谷浩二, 石井義信 (2009): 空中電磁法を用いたトンネル地山等級の補正方法の提案, 地盤工学会四国支部平成21年度技術研究発表会講演概要集, 15-16.
- 長谷川 健 (2009): 広域地下水流動研究で掘削されたボーリングコアの磁化率測定, JAEA-Research, Vol. 53, 1-29.
- 長谷川 健 (2009): 磁気異常の「静穏域」における空中磁気探査の適用例, JAEA-Research, Vol. 54, 1-51.
- Hayashida, A., Ito, Y. (1984): Paleoposition of Southwest Japan at 16 Ma, implication from paleomagnetism of the Miocene Ichishi Group, Earth Planet. Sci. Let., Vol. 68, 335-342.
- 林 一成, 若井明彦, 田中頼博, 阿部真郎 (2011): 地形・地質解析と有限要素解析の連携による地震時の地すべり危険度評価手法, 地すべり学会誌, Vol. 48, 1-11.
- 林 正雄 (1979): 地熱井コア・スライムの定量的記載, 日本地熱学会誌, Vol. 1, 103-116
- 広岡公夫 (2003): 古地磁気から見た北陸地殻変動 ジュラ紀から中新世まで, 月刊地球, Vol. 25, 973-977.
- 池田和彦, 松尾正吾, 持田豊, 土屋敦, 長谷川淳 (1973): 磁気探査の土木への応用, 応用地質, Vol. 14, 21-26.
- 伊藤 驍, 小西尚俊, 高橋裕樹, 近藤敏光 (1997): 融雪末期に発生した秋田県澄川温泉地すべりの調査研究, 日本雪工学会誌, Vol. 13, 33-46.
- 地盤工学会 (2009): 地震, 洪水による地盤災害を防ぐためにー地盤工学会からの提言ー, 15-23.
- 地盤工学会 (2011): 地盤工学会基準 (案) 岩盤の工学的分類方法, 9.
- 金谷 弘 (1973): 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 66, 211-224.

- 兼岡一郎 (1998): 年代測定概論, 東京大学出版会, 315pp.
- 河戸克志 (2008): 空中電磁法のトンネル地山や道路のり面への適用例, 平成20年度香川県地盤工学会 第1回学術講演会テキスト, 11pp.
- 国交通省 (2014): 平成24年度 国土交通白書, 225-227
- 牧野雅彦 (1993): 極磁気変換の一般式, 地球惑星科学関連学会1993年合同大会予稿集, 483.
- 間瀬 茂 (2010): 地球統計学とクリギング法RとgeoRによるデータ解析, (株)オーム社, 33-49.
- 松井 保, 朴三奎, 上出定幸 (1996): 比抵抗高密度探査結果による山岳トンネルの地山分類手法, トンネル工学研究論文・報告書, 第6巻, 9-14.
- 松本 保 (2009): 地盤の可視化技術と評価法, 鹿島出版会, 207pp.
- Nabighian, M., Grauch, V., Hansen, R., Lafehr, T., Li, Y., Peirce, J., Phillips, J., Ruder, M. (2005): The historical development of the magnetic method in exploration, *Geophysics*, Vol. 70, 33-61.
- 中塚 正 (1989): 空中磁気探査のシステム化について (II) —データ処理ソフトウェアシステム—, 地質調査所月報, Vol. 40, 99-111.
- 中塚 正 (1990): 地質調査所における空中磁気探査の歴史と将来, 地質ニュース, No. 428, 14-19.
- 中塚 正 (2012, 2013): 分かり易い物理探査 磁気探査1)~4), 物理探査ニュース, No. 15-18, 1-5.
- 中塚 正, 牧野雅彦, 大熊茂雄 (2004): 物理探査学会第111回学術講演会論文集, 187-190.
- 中塚 正, 大熊茂雄 (1998): 高密度空中磁気探査と解析技術の進歩, 物理探査, Vol. 51, 577-587.
- 日本道路協会 (2003): 道路トンネル技術基準 (構造編) ・同解説, 76-82.
- 日本河川協会 (1997): 建設省河川砂防技術基準 (案) 同解説・調査編, 199-218.
- 野呂智之, 丸山清輝, ハスバードル, 中村 明 (2011): 既存地すべり地形にける地震時地すべり発生危険度評価手法に関する研究, 土木研究所資料第4204号, 60pp.
- 野崎 保 (2010): 利賀ダム湛水地域地質踏査作業報告書, 59pp.
- 野沢 保 (1957): ひだ船津花崗閃緑岩とその中の岩脈との関係, 地質学雑誌, Vol. 63, 601-608.
- 野沢 保, 坂本 亨, 加納 隆, 稲月恒夫 (1981): 白木峰地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 8-61.
- 大熊茂雄 (1999): データ解析技術, 手法編, 第9章磁気探査, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 506-514
- 大熊茂雄, 牧野雅彦, 森尻理恵, 中塚正 (1997): 空中磁気探査の最前線—高分解能空中磁気探査, 地質ニュース, No. 512, 40-50.
- 大熊茂雄, 中塚 正, 森尻理恵, 牧野雅彦, 内田利弘, 小川康雄, 高倉伸一, 松島喜雄 (2001): 有珠火山地域における高分解能空中磁気探査 (序報), 地質調査研究報告, Vol. 52, 149-154.
- Otofuji, Y., Matsuda, T. (1984): Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism, *Earth Planet. Sci. Let.*, Vol. 70, 373-382.
- Sakai, H., Nomura, S., Horii, M., Araki, S., Kashiwaya, K., Tani, Y., Shibata, T., Kawai, T., Kravchinsky, V., Peck, J., King, J. (2001): Magnetic susceptibility studies on surface sediments of Lake Baikal and Lake Biwa, *Geologiyai Geofizika*, Vol. 42, 339-347.
- 酒井英男, 杉本利英他 (2010): 岩石年代測定, 岩石鑑定結果および帯磁率の関係, 利賀ダム貯水池周辺斜面地質解析報告書, 37-43.
- 酒井英男, 杉本利英他 (2010): 地盤変動範囲の物理・力学特性, 利賀ダム全体計画検討報告書, 4-80-4-92.
- 塩坂邦雄, 西川 肇, 藤井壽生, 工藤勝輝, 近藤 勉 (2010): 地すべり調査におけるリモートセンシングの活用に関する研究, 土木学会論文集 G, Vol. 66, 85-95.
- 陶山淳治 (1965): 空中磁気探査, 空中磁気探査, 地質ニュース, No.133, 34-39.

- 陶山淳治 (1968) : 2-3 空中磁気探査 最近における物理探鉱の進歩 20 周年記念, 物理探鉱技術協会, 127-140.
- 杉本利英, 野崎 保, 酒井英男 (2013) : 利賀地溝帯縁辺部の地すべり地域における空中磁気探査の適用性, 砂防学会誌, Vol. 66, 23-29.
- 杉本利英, 酒井英男 (2013) : 花崗岩類熱水変質帯でのトンネルの地質調査における磁気調査の有効性, 土木学会論文集 F 1, Vol. 69, 11-19.
- 鈴木昌次, 古川浩平, 井上洋司, 中川浩二 (1991) : NATM 施工実績に基づく事前設計の評価に関する一考察, 土木学会論文集, No. 427/VI-14, 261-270.
- 鈴木隆司, 内田太郎, 田村圭司 (2009) : 深層崩壊発生斜面の特定に向けた地盤構造調査法, 土木技術資料, Vol. 51, 8-18.
- 田村圭司, 内田太郎, 鈴木隆司, 寺田秀樹, 栗原淳一 (2008) : 深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル(案), 土木研究所資料, 第4155号.
- 棚橋道郎, 森川剛夫, 日下部和宏, 井口 隆, 諸星敏一, 牧野雅彦, 中塚 正 (1995) : 磐梯火山における精密空中磁気調査, 「火山地域における土砂災害発生予測手法の開発に関する国際共同研究」分科会, 21-30.
- Tarling, H., Hrouda, F. (1993): The Magnetic Anisotropy of Rocks, Chapman and Hall, 217pp.
- 富田克利, 香月裕宣, 黒岩寛明, 山本温彦, 大庭昇 (1986) : 鹿児島県坊ノ津町南部の粘土鉱物および沸石の研究, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), No.19, 67-86.
- 鳥居雅之, 林田明, 乙藤洋一郎 (1985) : 西南日本の回転と日本海の誕生, 科学, Vol. 55, 47-52.
- 富山県 (1992) : 1/100 000 富山県地質図, 内外地図, 159-168.
- 内田太郎, 中野陽子, 秋山浩一, 田村圭司, 笠井美青, 鈴木隆司 (2010) : レーザー測量データが表層崩壊発生斜面予測及び岩盤クリープ斜面抽出に及ぼす効果に関する検討, Vol. 31, 383-402.
- Uchida, T., Yokoyama, O., Suzuk, R., Tamura, K., Ishizuka, T. (2011): New method for assessing deep catastrophic landslide susceptibility, International Journal of Erosion Control Engineering, Vol. 4, 32-42.
- Utada, M. (1990) : Hydrothermal alteration related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formation in Japan, Mining Geol. , Spec. Issue, Vol. 8, 67-83.
- 歌田 実 (1992), 熱水変質作用, 土と基礎, Vol. 40, 67-74.
- Utashiro, S. , Takigawa, U. , Oshima, S. , Kondo, T. (1972): Aeromagnetic and Marine Magnetic Survey around Japan, Researches in Hydrography and Oceanography, 75-111.
- WMS Committee, Geodetic Council of Japan (1966) : Report on aeromagnetic survey in Japan, World Data Center C2 for Geomagnetism, 242 pp.
- 矢島佑哉 (2012) : 富山大学修士論文, 100pp.
- 吉村尚久編著 (2001) : 粘土鉱物と変質作用, 地学団体研究会, 300pp.