

浅層地盤・地質の詳細構造解明に資する
精密物理探査の現状と課題

要 旨

平成 30 年 3 月 20 日

産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門

<プログラム>

開会の挨拶：田中裕一郎（地質情報研究部門 研究部門長）

◆ 個別技術 13:10~14:10 ◆

- ・浅層反射法地震探査の取り組み
伊藤 忍（地質情報研究部門）
- ・高精度 VSP による孔井中の「水みち」探査
塚本 斉（活断層・火山研究部門）
- ・周辺技術の向上が開拓する精密重力探査
住田達哉（地質情報研究部門）

◆ ポスターセッション I（休憩込） 14:10~14:30 ◆

◆ 複合探査事例 14:30~15:30 ◆

- ・浅層反射法地震探査・重力探査から明らかになった仙台平野南部の伏在活断層とその連続性
岡田真介（東北大学災害科学国際研究所）
- ・沖縄県宮古島市の琉球石灰岩の空洞に関する探査
渡辺俊一（株式会社 エイト日本技術開発）
- ・浅部物理探査・詳細地質構造調査における統合解析・検証調査の重要性
稲崎富士（土木研究所）

◆ ポスターセッション II（休憩込） 15:30~15:50 ◆

◆ 分野横断の要望と提言及び総合討論 15:50~16:30 ◆

- ・表層地盤を理解するための物理探査
ト部厚志（新潟大学災害・復興科学研究所）
- ・土木建設分野で期待される物理探査—電気事業に係る現場への適用—
鈴木浩一（電力中央研究所）
- ・地下水学が期待するこれからの物理探査技術—特に、都市地下水研究の現場から—
安原正也（立正大学）
- ・地質屋からみた浅層物理探査の有用性と期待
中澤 努（地質情報研究部門）

◆ 特別講演 16:30~17:10 ◆

精密物理探査による地質調査研究の進展

牧野雅彦（地質調査総合センター 総合センター長補佐）

閉会の挨拶：名和一成（地質情報研究部門 地球物理研究グループ グループ長）

個 別 技 術

浅層反射法地震探査の取り組み

伊藤 忍 (産業技術総合研究所・地質情報研究部門)

1 はじめに

反射法地震探査の分解能を上げるには、発震・受振点間隔を小さくし、震源で発生する波の波長を短くすることで可能になる。我々のグループでは 2010 年頃まで、1,000 m 以深を対象として、発震・受振点間隔 10 m の調査を実施してきた。2010 年頃から、深度数百 m 程度の領域を、数十 m 程度の分解能でイメージングすることに取り組み始めたが、上述した発震・受振点間隔や震源の周波数以外に様々な障害があった。ここでは、様々な機材を投入して実施した、2015 年 2、3 月と 2016 年 3 月の石垣島での調査を例として紹介する。



写真 2. 掛矢による板叩き発震の様子。

2 震源

S 波は P 波と比較して伝播速度が遅いため、同じ周波数であっても波長が短い。従って、波長だけに注目するなら、S 波の方が空間分解能を上げるのに有利である。しかしながら、先行して到達する P 波との区別が難しく、処理は P 波と比較して難しい。

我々のグループでは、S 波震源として可搬型バイブレーター震源 (写真 1) と、掛矢による板叩き (写真 2) を採用して、SH 波探査を実施している。2015 年の調査では可搬型バイブレーターを使用した。可搬型バイブレーターは少人数で操作することが可能であるが、1 回の発震で数秒間スローさせるため、調査にかかる期間が長くなる。



写真 1. 可搬型バイブレーター震源による発震の様子。

結果的には作業工数(人数×日)が大きくなり、特に石垣島のように簡単に行き来できない場所での調査では、人員の確保が容易ではなかった。この点を考慮し、2016 年の調査では掛矢による板叩きを採用した。一人あたりの労力は可搬型バイブレーターと比較して大きいものの、連続して発震することができ、作業工数を大幅に低減させた。

3 受振システム

反射法地震探査では、データ取得時の品質制御が重要であるため、テレメトリ方式の探査システムを使用することが一般的である。特に、浅層を対象とする探査の場合には展開長が短くて済むため、テレメトリ方式のものを使用するのが普通である。2015 年の調査では、我々のグループもテレメトリ方式のシステムでデータを収録した (写真 3)。

しかしながら、データの品質を制御するためには、探査システムを監視・操作する人員が必要となる。逆に、品質の制御をあきらめて、データを連続で収録し、後で発震記録を切り出すようにすれば、監視・操作する人員は不要となり、作業工数を低減させることができる。

一般に、オフライン方式の探査システムは、長大な測線を実現する場合や、ケーブル敷設に対する障害を回避する場合に使用される。従って、浅層探査での使用はほとんど考慮されていない。そのため、浅層探査での使用には様々な不都合も生



写真 3. テレメトリ方式探査システムの機材展開の様子。

じるが、我々のグループは 2016 年の調査でオフライン方式の探査システムを使用し、作業工数を低減させた（写真 4）。

4 測線のレイアウト

浅層探査の測線長は比較的短く、我々のグループの調査では数百 m 程度であり、場合によっては 100 m 未満の場合もある。測線長が短いと、調査に適した道路等を見つけるのが容易であると思われがちであるが、実際にはそうでない。例えば、5 km の測線を設定する場合、5 万分の 1 縮尺の地図上で、直線に近似できそうな 10 cm の長さの道路を見つけるのは、日本中どこでもそれほど大変なことではない。一方、500 m の測線を設定する場合、1 万分の 1 縮尺の地図上で、直線に近似できそうな 5 cm の長さの道路を見つけるのは、市街地以外では容易ではない。また、市街地では調査



写真 4. オフライン方式探査システムによる浅層反射法の機材展開の様子。

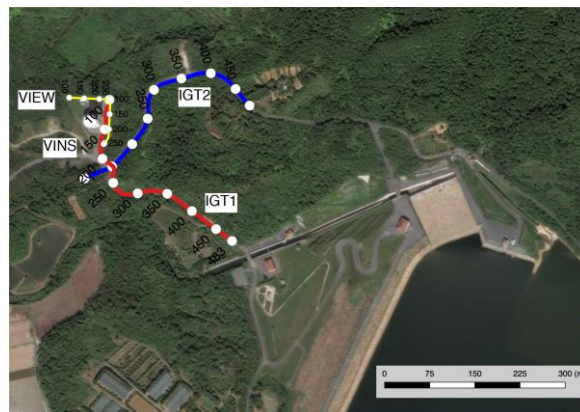


図 1. 石垣調査の測線。IGT1, IGT2 は 2015 年の調査、VINS, VIEW は 2016 年の調査の測線であり、数字は CMP 番号を示す。基図は GoogleMap を利用した。

そのものが困難なことが少なくない。石垣島の場合、調査の目的に合致した、直線に近似できそうな道路がなく、大きく屈曲した測線での調査とせざるを得なかった（図 1）。

5 石垣島調査のまとめ

石垣島は、上述したような交通アクセスや、測線レイアウトの制約等により、浅層反射法地震探査には不向きな場所であると言わざるを得ない。さらに、調査地は花崗岩からなる於茂登岳の麓に位置し、浅層に限らず反射法地震探査には不向きな場所である。

このような場所ではあるが、我々のグループでは 2 回にわたり、計 4 本の測線で調査を実施し、複数の反射面をイメージングすることに成功した。また、5 本のボーリングデータを参考にする事によって、それらの反射面が、盛土と堆積層の境界面および風化花崗岩の上端であると解釈した。

反射法地震探査は手軽で有益なツールではあるが、万能なツールではない。特に浅層反射は手軽に実施できると思われがちであるが、上述したような様々な障害があり、克服していく必要がある。また、反射法地震探査の結果のみでは解釈が困難であることも少なくないが、他の物理探査手法による結果等を相互に参照して解釈することは有益である。特に、浅層反射の場合にはボーリングデータが有効であり、積極的な利用が望まれる。

高精度 VSP による孔井中の「水みち」探査

塚本 斉 (産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門)

1. 花崗岩体中の水の分布

花崗岩は、粗粒の石英・長石・黒雲母等の結晶から構成される優白色の岩石であり、「御影石」の別称で広く知られる。花崗岩は、大陸地殻や島弧を構成する岩石の中では一般的であり、我が国においても国土の面積の約 1 割が花崗岩質の岩石により占められている (村田・鹿野, 1995)。

花崗岩の表層部は一般に風化作用 (物理・化学・生物学的) を被っており (千木良, 2002), 侵食作用の穏やかな地域では風化の進行により構成鉱物粒子が分離したような弱風化 (マサ化) 花崗岩や、構成鉱物粒子の一部が粘土化したような強風化花崗岩 (マサ土) が生成されている。

花崗岩地帯の最表層に分布するマサ土は粘土分が流出しているため透水性が比較的高く、保水性が低いいため、降雨は地下に浸透しやすい。花崗岩地帯の地下では、マサ化花崗岩～ (未風化) 花崗岩の境界付近で透水性が大きく変化するため、地下に浸透した雨水はこの深度付近のマサ化花崗岩中の間隙に滞留し、浅層地下水の帯水層を形成する。一方、この深度以下では新鮮な花崗岩の中の断層や亀裂などの開口部に存在する裂隙水が (動きやすい) 地下水の中心となり、深層地下水系を形成する。花崗岩地帯では、表層の土壌・マサ土～マサ化花崗岩の領域は堆積岩と同様に多孔質媒体として取り扱えるのに対し、深部の新鮮な花崗岩の領域は亀裂性媒体として取り扱う必要があり、地下水の挙動が両者で大きく異なることに留意する必要がある。

花崗岩地帯の地下深部に存在する新鮮な花崗岩 (健岩部) は緻密で高強度であり、大規模な横穴式空洞を掘削し、水封式の石油備蓄、圧縮空気貯蔵、高レベル放射性廃棄物の地層処分等を行う研究開発が行われている。これらの研究には、花崗岩地帯の地下の水分布や地下水流動、あるいは水循環などの水文プロセスをより正確に把握するための技術体系の整備が必要とされる (例えば、嶋田, 2008)。以下では、花崗岩地帯の水文プロセスのうち、地下深部の新鮮な花崗岩体中の地下水流動の場となる「水みち」を探査する手法として VSP 探査を適用した事例について概説する。なお、

花崗岩地帯の浅層地下水の探査法として、風化深度の差に基づく低重力構造の探査や、簡便な弾性波探査 (扇射法) による「水みち」探査に関しては塚本ほか (2010) を参照されたい。

2. 花崗岩体中の深層地下水系の評価と「水みち」探査

花崗岩地帯における深層地下水系の地下水流動や水循環を把握するためには、深層地下水の水質・同位体組成・地下水年代等を知る必要がある。そのためにはボーリング調査による原位置採水の実施が不可欠となる。原位置採水においては、ボーリング掘削水による地下水の汚染を可能な限り低減する、また掘削水による汚染を評価するためにトレーサーを添加する等の手法が取られる。原位置採水のタイミングとしては、①コアボーリング終了後にコアや検層結果を参考にして採水深度を決定し、採水を行う、②コアボーリング中に一定深度の掘削延伸毎に採水を行う、③顕著な湧水・逸水が感知される毎に採水を行うなど、様々なタイミングでの採水が想定される。原理的には①のようなコアボーリング終了後においても、トレーサー濃度等を参考に、トレーサー濃度が低下するまで十分な揚水を行い、その後に採水を行えば、原位置のオリジナルな水質・同位体組成が評価可能と考えられるが、実際には、掘削水による亀裂水への汚染だけではなく、高い水圧を持つ亀裂水による他の亀裂水への汚染など複雑な汚染形態が存在することが明らかになっており、②または③の手法が汚染の少ない原位置採水の手法として有効とされる (例えば、塚本ほか, 2010)。そのため、ボーリング掘削水等による汚染が進まないように掘削後短時間のうちに原位置採水を行う深度・範囲を決める手法の開発が必要とされる。

花崗岩地帯の深層地下水系の水みちとなる構造は、花崗岩体中に存在する開口亀裂や断層・破碎帯などからなる。花崗岩体中には多数の亀裂や断層・破碎帯が存在するが、このうち水みちとして機能している亀裂系の割合は極めて少なく、例えば阿武隈花崗岩体を対象としたボーリング調査ではおおよそ数%以下である (塚本ほか, 2010)。

花崗岩地帯における深層地下水系の原位置採水あるいは水理試験を目的とするボーリング調査では、ボーリング孔壁に出現する多数の亀裂系の中から深層地下水系の水みちである亀裂系を抽出する手法が必要であり、コア観察や物理検層など様々な手法が検討・開発されてきた（例えば天野ほか，2001；前田ほか，2001；熊崎ほか，2001；水野ほか，2001；小出ほか，2001）。花崗岩体の深層地下水系の水みちを抽出する検層手法として、④ボーリング孔内への地下水の流入・流出現象を直接的に探査する手法と、⑤水みちとなりうる構造（開口亀裂など）を探査する手法が用いられる。このうち、④地下水の流入・流出現象を直接的に探査する手法としては、流体電気伝導度検層・温度検層・流向流速検層などが、⑤水みちとなりうる構造（開口亀裂など）を探査する手法としては、BH カメラ・BHTV による孔壁画像撮像・P 波速度検層（音波検層）・チューブ波を検出対象とするハイドロフォン VSP 検層などが用いられる（物理探査学会，1998；物理探査学会標準化検討委員会，2008；小出ほか，2001；竹内ほか，2004；塚本ほか，2010）。⑤の水みち候補となる開口亀裂や破碎帯を検出する手法は、直接的に水みちとなる構造を検出する手法ではないが、ボーリング孔内への地下水の流入・流出現象を直接的に探査する手法に比べて、迅速かつ高空間分解能で探査できるという利点がある。

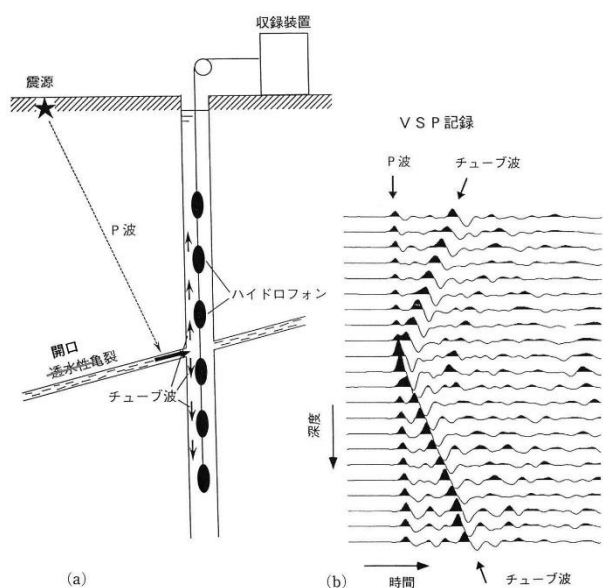


図 1. ハイドロフォン VSP 探査におけるチューブ波発生
の模式図

3. 高精度 VSP による花崗岩体の孔井中の「水みち」探査

VSP(Vertical Seismic Profiling)探査法は、孔井を利用し、地表で発震した地震波を孔井内で受振し、孔井周辺の地下構造を調べるものである（物理探査学会，1998）。反射法地震探査では、地表面に沿って受振器を展開し、地表面で発振し、地層境界からの反射波を地表面で受振する。一方、比較的良好に行われている VSP 探査の受発振法では、孔井内に受振器を展開し、地表面で発振し、震源からの直接波あるいは地層境界からの反射波を孔井内で受振するため、深度方向のデータを取得できることが最大の特徴である。

VSP 探査の孔内受振器には、ジオフォンが用いられることもあるが、一般的にはハイドロフォンが用いられることが多い。P 波震源を用いるハイドロフォン VSP 探査では、孔壁の開口亀裂等から強い境界波（チューブ波）が発生し（図 1）、微弱なシグナルをかき消すノイズとして、フィルタリング処理等がなされる取り扱いがされてきた。しかし、このチューブ波を用いて亀裂の透水性の評価が可能とされる（例えば，Beydoun *et al.*, 1985）。チューブ波を用いた透水性亀裂評価では、

- ・チューブ波の発生深度
- ・直達 P 波との振幅比等を用いた透水性亀裂の傾斜方位・傾斜角・透水係数

が評価可能とされている（物理探査学会，1998）。

塚本ほか（2010）では、花崗岩体を対象とした原位置採水においては、水みち探査に要する時間と原位置採水に要する時間の総和を低減させることにより、高品質の原位置採水が可能になるのみならずコスト減にもなることに着目し、水みち（透水性亀裂）そのものの検出ではなく、水みち候補となる開口亀裂の探査を迅速に行う方針で探査技術の検討を行っている。その結果、開口亀裂の探査法として従来のハイドロフォン VSP 探査を応用し、開口割れ目から発生するチューブ波そのものを検出対象とし、その発生深度を精度よく検出する検層手法を開発した。開発された手法の具体的な特徴は以下の通りである。

- 1) 検層器の構成：ハイドロフォン・センサー間隔 50 cm（従来の 4～10 倍程度以上高密度）の多連（24ch）のハイドロフォン検層器。
- 2) 探査深度のずれ補正：孔井を利用した探査ケーブル深度測定や BH カメラ深度との照合な

どを行い、最終的な深度ずれはケーブル延長に対し0.1%以下(推定値)。

- 3) チューブ波の発生深度の特定精度: 探査深度300 m に対し、発生深度の特定精度は誤差10~20 cm 程度以内。
- 4) 探査時間: 掘削及び揚管終了後、採水対象区間(平均して30 m 程度)の探査を行い、採水区間を決定し、機器の撤収を行うまでの探査時間はおよそ1.5~2 時間程度。

阿武隈花崗岩体で行われた掘削深305 m(最上部保孔用ケーシング22 m 区間を除く)のボーリング調査孔において、開発したハイドロフォンVSP 検層結果・ボアホールカメラ撮影画像・コア観察結果と原位置採水結果を比較した結果は、以下のように報告されている(塚本ほか, 2010)。

- 1) 顕著なチューブ波が確認された深度: 12 深度. 12 深度とも対応する開口亀裂(BH カメラ)が存在する。原位置採水結果は開口亀裂の透水性が高いことを示す。
- 2) BH カメラにより確認された開口亀裂: 84 本. 微弱なチューブ波を含めチューブ波の発生が確認された全ての深度に、対応する亀裂が存在し、その多くが開口亀裂(BH カメラ)である。チューブ波を発生しない開口亀裂を対象とした原位置採水では、採水区間内の圧力低下が確認され、透水性が相対的に低いことが確認された。
- 3) BH カメラにより確認された亀裂: 678 本.
- 4) コアで確認された亀裂: 1650 本.

上記の結果は、チューブ波を検出対象とするハイドロフォンVSP 検層が、深層地下水系の水みち探査に極めて有効であることを示している。

阿武隈花崗岩体中の別地点の掘削深230 m のボーリング調査で回収されたコアの状況、BH カメラによる孔壁撮影画像(図2)、ハイドロフォンVSP 検層結果(図3)、原位置採水結果を比較・検討した事例の一部を表1に示す。

深度108.40 m の亀裂は、コアでも存在が認められる程度の亀裂にすぎず、BH カメラ撮影画像での開口幅は0.1 mm 程度以下である。コアの観察結果(コアの割れ目充填鉱物・割れ目沿いの変質などの指標)やBH カメラ撮影画像に基づく透水性の推定からは、深度108.40m の開口幅0.1 mm 程度以下の開口亀裂を透水性亀裂と考え、原位置採水の対象(少なくとも優先度の高い採水対

象)とみなすことは困難である。しかし、ハイドロフォンVSP 検層に基づいて行った原位置採水結果は、この開口幅0.1 mm 程度以下の亀裂が、深度125.60 m に存在する開口幅1.0 mm の開口亀裂と同程度の透水性を有する透水性亀裂であることを示している。

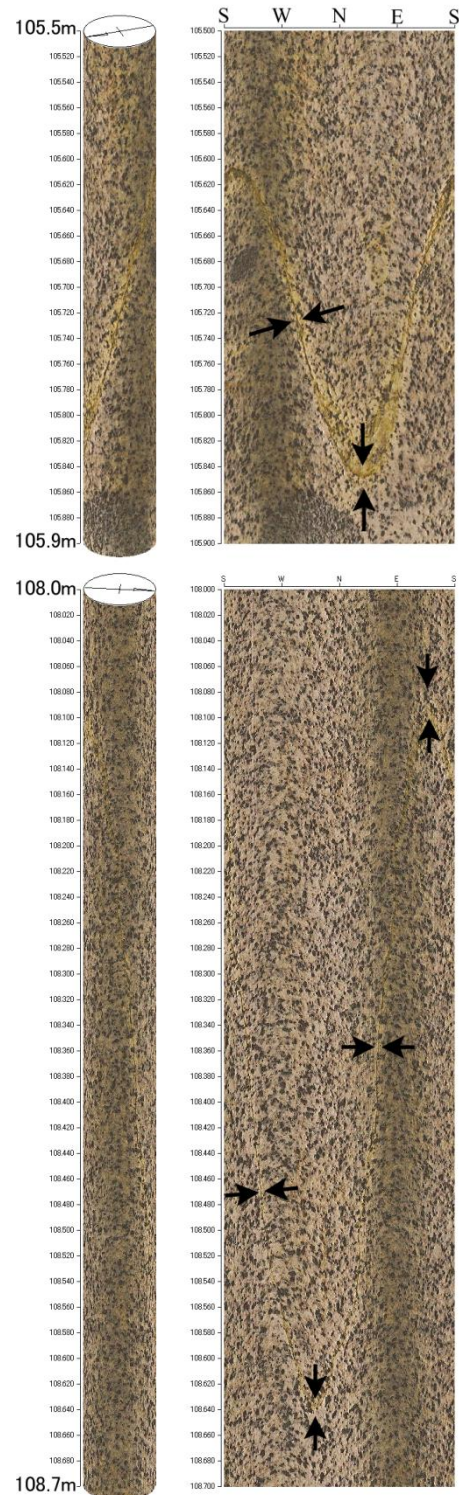


図2. 阿武隈花崗岩のボアホールカメラ撮像画像。黒矢印は亀裂のトレースを示す。

表 1. 阿武隈花崗岩の孔井におけるコア状況，検層結果，原位置採水結果等の相互比較

深度	コア状況		BHカメラ撮像画像		ハイドロフォンVSP検層によるチューブ波の確認	原位置採水結果 (ダブルパッカー方式)
	亀裂明瞭度	亀裂開口度	亀裂明瞭度	亀裂開口幅		
105.75m	明瞭亀裂	開口可能性あり	明瞭	確認できず	やや弱いチューブ波	-(採水せず)
108.40m	微細亀裂	開口可能性低い	やや不明瞭	確認できず	明瞭なチューブ波	採水中に区間水圧減少するも採水可能
125.60m	明瞭亀裂	開口亀裂	明瞭	1.0mm	明瞭なチューブ波	採水中に区間水圧減少するも採水可能

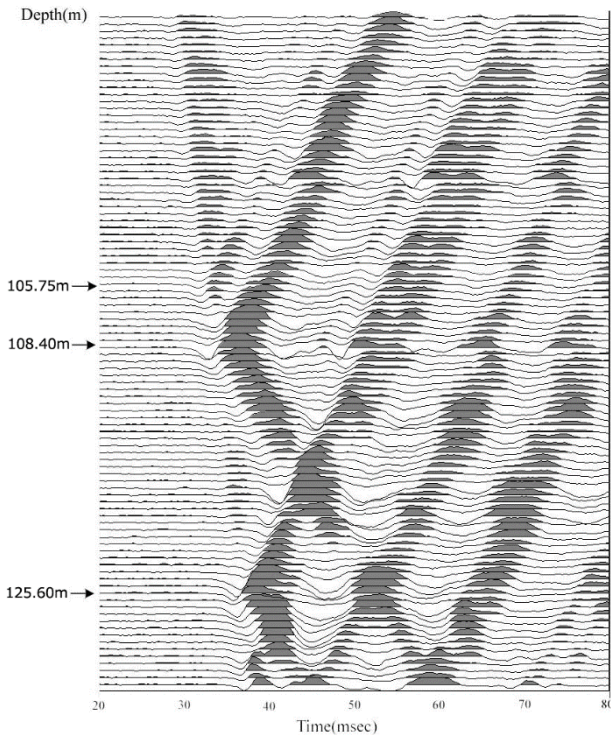


図 3. ハイドロフォン VSP 検層結果. 黒矢印はチューブ波の発生深度を示す.

塚本ほか (2010) は、これらの事実から、原位置採水を行うボーリング調査における採水深度・区間長の決定や水理学的に有意な開口亀裂の探査能力においては、ハイドロフォン VSP 検層は BH カメラよりも優位な検層法であると結論づけている。また、ハイドロフォン VSP 検層は掘削直後の濁りのある状態の孔内水でも検層が可能であるが、BH カメラの場合は孔内水に濁りがあると撮像できず、迅速性にやや欠ける。BHTV は濁りのある状態の孔内水でも検層が可能であるが、BH カメラよりも解像度が低く、開口幅 0.1 mm 程度以下の亀裂の認識は一般に困難であり、開口幅が極めて狭小であるが水理学的に有意な開口亀裂の探査能力は十分ではないと言ってよいだろう。

ハイドロフォン VSP 検層で検出するチューブ波は開口亀裂や孔径の変化部などで発生するため、ハイドロフォン VSP 検層結果から亀裂の透水性に関する指標を直接的に取得することはできない。Beydoun *et al.*(1985)は単一亀裂を平行平板亀裂として、Li *et al.*(1994)は破碎帯を、それぞれモデル化し、チューブ波を用いて透水係数を求める理論式を示しており、これらのモデル化手法を用いてハイドロフォン VSP 検層結果から亀裂の透水性に言及した報告がなされている (例えば、木口ほか, 1996)。しかし、モデル化において前提とされた事象が成立しているか否かは保障されておらず、その適用性については今後さらに検討する必要があると考える。

ハイドロフォン VSP 検層は、基本的には開口亀裂を検出する探査法であり、厳密に透水性割れ目を特定したいのであれば流体電気伝導度検層や温度検層など他の検層法を併用する必要がある。しかし、ボーリング調査時に透水性亀裂 (水みち) に掘削水や孔内水が流入することによる原位置地下水の汚染をできる限り少なくし、水みち候補となりうる開口亀裂を迅速に検出する手法として用いるのであれば、ハイドロフォン VSP 検層は有力な検層法であると言える。

4. 終わりに

本発表では、花崗岩体を対象とした原位置採水を行うボーリング調査において、開口亀裂から発生するチューブ波を用いた高精度 VSP による水みち探査 (検層) 法について概説した。本発表で紹介した VSP 探査は、受振点間隔が従来よりも 1 桁程度稠密なことが特徴として挙げられる。花崗岩中の単一亀裂を対象とした採水区間長 1~2 m 程度の原位置採水では、掘削

コアにおける亀裂密度 5~6 本/m (BH カメラによる亀裂密度 2~2.5 本/m)などを考慮すると、従来のハイドロフォン間隔 2~5 m 程度のハイドロフォン検層器ではチューブ波を発生する開口亀裂の深度を正確に決定することは不可能であり、ハイドロフォン間隔 0.5 m のハイドロフォン検層器による探査が必要である。

一般に物理探査の測点の設定に当っては、探査対象となる構造の規模や深度に応じた測点間隔の設定が必要となる。探査対象となる構造の規模や空間密度に応じて測点間隔を設定することは極めて重要であり、測点間隔の粗い探査では見出せない小構造が、例えば水文学的に重要な「水みち」の構造である可能性があることに、探査を行う者は十分な注意を払う必要があると言える。

謝辞

本発表は、塚本ほか (2010) で発表済の内容に基づいている。本研究の一部は、原子力安全・保安院「平成 21 年度 地層処分における地質情報データの整備」として実施した。

文献

天野健治・前田勝彦・熊崎直樹・水野 崇・三枝博光・竹内真司・浜 克宏・中野勝志・Glen McCranks・Richard Metcalfe・湯佐泰久 (2001) : 透水性割れ目を同定・分類する地質学的調査手法の開発—その 1 : 土岐花崗岩体を例とした研究開発の現状と課題—。日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, 172.

Beydoun, W. B., Cheng, C. H. and Toksöz, M. N. (1985) Detection of open fracture with vertical seismic profiling. *Jour. Geophys. Res.*, 90, 4557-4566.

物理探査学会 (1998) : 物理探査ハンドブック。物理探査学会, 1336p.

物理探査学会標準化検討委員会 (2008) : 新版物理探査適用の手引き—土木物理探査マニュアル—。物理探査学会, 539p.

千木良雅弘 (2002) : 群発する崩壊。近未来社, 228p.

木口 努・伊藤久男・桑原保人・中尾信典・大湊隆雄 (1996) : ハイドロフォン VSP による透水性亀裂の検出と透水係数の推定。物

理探査, 49, 285-296.

小出 馨・杉原弘造・長谷川健・武田精悦 (2001) : 花崗岩を対象とした深部地質環境の調査技術開発の課題と現状。資源と素材, 117, 785-793.

熊崎直樹・水野 崇・前田勝彦・竹内真司・中野勝志・Glen McCranks・天野健治 (2001) : 透水性割れ目を同定・分類する地質学的調査手法の開発—その 3 : 地球物理学的手法を用いた試み—。日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, 173.

Li, Y. D., Rabbel, W. and Wang, R. (1994) Investigation of permeable fracture zones by tube-wave analysis. *Geophys. Jour. Int.*, 116, 739-753.

前田勝彦・熊崎直樹・水野 崇・浜 克宏・中野勝志・Richard Metcalfe・天野健治 (2001) : 透水性割れ目を同定・分類する地質学的調査手法の開発—その 2 : 鉱物学的・地球化学的手法を用いた試み—。日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, 172.

水野 崇・前田勝彦・熊崎直樹・中野勝志・Glen McCranks・天野健治 (2001) : 透水性割れ目を同定・分類する地質学的調査手法の開発—その 4 : 構造地質学的手法を用いた試み—。日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, 173.

村田泰章・鹿野和彦 (1995) : 「100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 版」から求めた日本列島を構成する岩石の分布面積。地質ニュース, 493, 26-29.

嶋田 純 (2008) : 水循環プロセスツールとしての物理探査への期待。物理探査学会創立 60 周年記念行事委員会編, 最新の物理探査適用事例集, 309-315.

竹内真司・下茂道人・城まゆみ・C-F Tsang (2004) : 電気伝導度検層による深部花崗岩中の水みちの抽出と水理特性の評価。岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 33, 451-456.

塚本 齊・牧野雅彦・住田達哉・渡邊史郎 (2010) : 物理探査・検層に基づく花崗岩体中の「水みち」の調査法。日本水文科学会誌, 39, 103-116.

周辺技術の向上が開拓する精密重力探査

住田達哉（産業技術総合研究所・地質情報研究部門）

1. はじめに

産総研における重力探査の代表的成果として、20 万分の 1 の地域重力図（ブーゲー異常）がある。青森地域重力図（広島ほか，1990）を皮切りに、最新の和歌山地域重力図（宮川ほか，2017）までの 32 地域が現在までに出版されており、全国カバーを目指し整備が進められている。また、既存データをコンパイルした日本重力データベース DVD 版（地質調査総合センター（編），2013）が WEB 配信されている。これらは精度としては、1 mgal 間隔の等重力線で整備されている。一方、概ね 1 km より細かいスケールでの調査においては、高い精度が保証されている重力異常値を用いて、より細かい間隔での等重力線や精度の高い重力プロファイルが必要となる。重力異常値の計算においては、重力観測値の他、位置情報、地形データ、潮汐モデルを利用しているため、必ずしも重力計そのものの測定精度が重力異常値の精度を決めていない。このため、これまで精密重力探査が適用されたフィールドは、理想的条件に近似できるフィールドに限定されている（例えば、野崎，1997；塚本ほか，2010）。今回は、昨今の重力計以外の周辺技術向上による重力異常値の精度改善について概説し、より多様なフィールドでの精密重力探査利用の可能性について論じる。

2. 位置情報について

重力探査における位置情報については、地図上でプロットする際の緯経度情報の他、正規重力値を計算する際には緯度の情報が、各種高度補正には標高のデータが、地形補正には 3D の位置情報が使用される。

昨今の重力探査においては、もっぱら GPS を含む GNSS 測量による位置情報取得が使われているが、必ずしも GNSS 測量に適した空の開けた場所での観測でないことと、たかだか数 10 分以内の観測時間であるため、測量精度が精密重力探査に十分であるかどうか吟味する必要がある。特に標高についての精度は、上空という偏った位置にある衛星を使っただけの測量であるため、水平位置のそれよりも悪いことは広く知られている（例えば、

土屋・辻，2008）。樹木や建物による観測の妨害やマルチパスの影響を考えると、ある一つの基準点との干渉測位でフィックス解が得られたとしても、真の位置に対してバイアスがかかっている可能性を排除できない。そのため少なくとも、複数の基準点（例えば国土地理院の電子基準点）を用いての網平均解析などで、解の安定性を吟味する必要がある。

そういった過程を経て得られる GNSS の測量結果では、標高について通常 ± 10 cm 程度の誤差が認められる。フリーエア勾配を用いて重力値に換算すると、 $\pm 30 \mu\text{gal}$ 程度の誤差となり、 0.1 mgal ($100 \mu\text{gal}$) コンターの重力図を描こうとする際には、すでに十分な精度とは言い難い。その場合、探査領域の範囲内で水準測量やトータルステーション測量を使って、相対精度で良いので、より高い精度の標高データを取得する必要がある。トータルステーション測量であれば、測定自体の再現性の確保、閉合計算による誤差の配分、代表点での条件を変えた繰り返し測定での再現性チェックにより、経験上ではあるが閉合距離 1 km 程度あれば相対誤差 $\pm 3 \text{ cm}$ 程度の測量は容易に達成できる。すなわち、重力値に換算して $\pm 10 \mu\text{gal}$ 程度に誤差を押さえることが可能となる。熟練度を高め、適した観測条件下（日射や気温等に注意）で測量を行うことによって、さらに高い精度も望める。

これくらい細かい精度の位置情報となると、変動帯にある日本においては、海洋プレートの沈み込みの影響で年々蓄積される位置変化が無視できない。例えば、観測で取得した位置情報（その年々の今期の情報）を地形図あるいは DEM（元期の情報）に落とし込む際に無視できない差が生じてしまう。この効果はセミ・ダイナミック補正（国土交通省国土地理院，2013）として補正方法が提供されているので利用する必要がある。また、GNSS 測量により得られる高さは、楕円体高であるため、ジオイド高を差し引いて標高に換算する。ジオイド高についても、国土地理院により国内の任意の場所のジオイド高が得られるプログラム（日本のジオイド 2011 ver. 2：小坂橋ほか，2018）が提供

されている。ただし、離島などでは、基準点成果とプログラム計算値が 5 cm 以上異なる場合もあるので、注意を要する（国土地理院・平岡喜文氏私信、2017）。

3 地形補正と地形データ（数値標高モデル：DEM）

重力探査の地形補正についての精度向上および解析時間の短縮には、高精度 DEM の整備による貢献が大きい。国土地理院により平成 5 年に刊行開始され、その後全国カバーで整備された「数値地図 50m メッシュ（標高）」は、1 mgal コントアの重力異常を求める重力探査においては今もなお必需品である。一方で、より精密なマイクログラビティ探査では、より精細な DEM の必要性が指摘されていた（住田ほか、2011）。

近年、国土地理院では、高精細 DEM の整備が進められており、2.5 万分の一地形図から作成された 10 m DEM については全国カバーがなされ、航空レーザー測量や写真測量に基づく 5m DEM についても、すでに多くのデータが WEB 発信されている（<http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html>）。また、航空レーザー測量による 1m DEM についてもいくつかの測量会社から購入可能な状況である。ほかにも三脚に据えたレーザースキャナーや、ドローン等での高所カメラ撮影による地形データ取得など、DEM 作成についてのハード・ソフト両面での近年の技術発展には目を見張るものがある。

そのような背景から、本稿においては、1m DEM による地形補正値の精度について、仮想の斜面を例に考察する。通常、自然の地形・地表面は滑らかな面で表現されるべきであるが、DEM においては、正方形または長方形に区切られた直方体の集合で地形が近似される。地形補正値を計算する際は、多くの場合は、一つのマス目に対して始面を地形標高、終面を観測点標高とした直方体から観測点を受ける万有引力の鉛直成分として求められる（例えば、中塚・広島、1988）。X・Y 方向それぞれの長さが $2n$ m の領域（DEM では、 $2n \times 2n$ 個のマス目）で、X 方向には水平、Y 方向には斜度 (dH/dY) が一定値の単純な斜面を想定し、その中央の斜面上に観測点があるとする（DEM では中央の 4 個のマス目の境目に観測点がある）。DEM モデルによる地形補正値と実際の地形補正値との差を図 1 に示す。斜度の値の絶対値が大きい時、DEM モデルによる地形補正計算は $15 \mu\text{gal}$ を超える過大評価と

なっている。なお斜度の符号の違いは、斜面の方向が逆向きであることを示すだけなので、斜度の絶対値が同じときは地形補正値も同値となる。注目すべきは、 n の値の影響をほぼ受けていないことで、即ち、観測点の周囲 4 つのマス目が、近似の悪さをほぼ決めている点である。厳密には、ハンディーなレーザースキャナー等を用いて地形を把握し、周辺地形補正を計算すべきであろうが、かなりの手間を要する。村田ほか（1996）では、DEM を使って地形補正値を計算する際、観測点の極近傍のみ 8 個の 5 面体として近似を行ったが、同様な手法を用いることで、 $10 \mu\text{gal}$ の議論に耐えうる地形補正を 1m DEM を使って行うことができであろう。

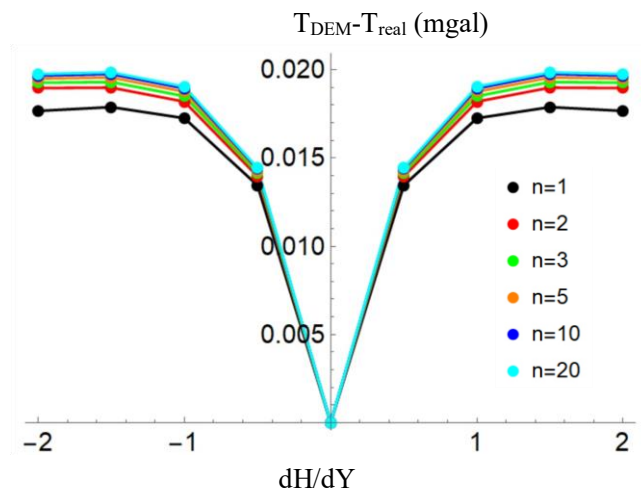


図 1. 単純な斜面における DEM の近似の程度の検証。
仮定密度は、 2.0 g/cm^3 。

多くの重力探査での各観測点での重力値は、重力計のセンサー位置ではなく、フリーエア勾配を使った高さ補正により、地表面での計測に焼き直して処理されている。当然ながら、地形および密度分布の影響で、各測定点での重力勾配は、フリーエア勾配からずれているため、この処理は厳密性を欠いている。今回、こういった問題を簡単に回避する方法として、センサー位置で重力解析を行うことを提案する。従来法との違いは、フリーエア勾配とおおよそ一定と思われるセンサー高さで地表面間の高度差から生じる重力値のオフセットを除けば、地形補正をセンサー位置で行うか、地表面で行うかが主要なものとなる。そこで、地表面とセンサー位置でそれぞれが受ける地形からの重力（ブーゲー補正と地形補正の合算）の差が

どの程度なのか、仮想の段差地形を使って考察する。 $X < 20$ m で $H = 0$ m, $X > 30$ m で $H = 10$ m, $20 \leq X \leq 30$ m で 45 度の斜面を持ち、Y 方向には同一地形の無限に広がる地形で、地表面と地表面上 5 cm とで標高 0 ~ 10 m の地形から受ける重力の差を求めてみた (図 2)。

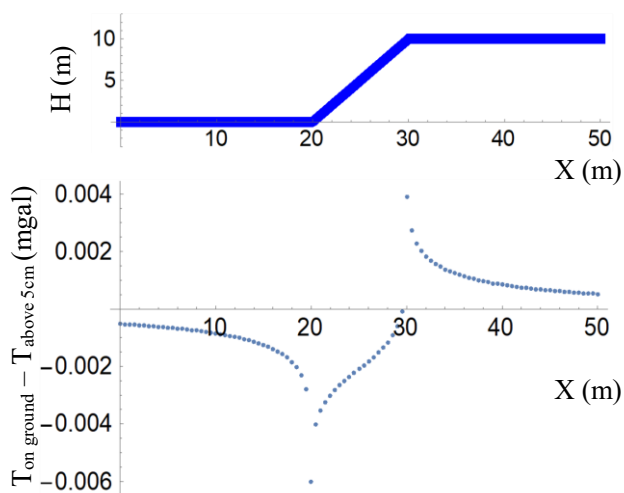


図 2. 仮想段差面 (上) における地表と地表上 5 cm の地形から受ける重力の差 (下). 仮定密度は, 2.0 g/cm^3 .

低地と高台とで、差の符号が逆転し、地形の起伏に変化がある周辺で差の絶対値が $2 \text{ } \mu\text{gal}$ を超えるなど、 $10 \text{ } \mu\text{gal}$ 精度の探査を目指す場合には、十分なバイアスとなりうる事がわかる。

なお、センサー位置が地表面上 5 cm と地表面とで重力観測を行った場合、1 m 深度の密度異常からのシグナルは 9%, 2 m 深度の場合は 5% 程度も異なる。従来の解析方法では、そもそも地下浅部の密度異常を過小評価していたことになるので、その点でも注意が必要である。

4 潮汐モデルについて

産総研 (地質調査所時代を含む) での重力探査では、天体 (地球と月と太陽) の位置関係からの潮汐力 (中井, 1979) を 1.2 倍した値を潮汐補正に利用している (SPECG1988; 地質調査所重力探査グループ, 1989)。1.2 倍のファクターは、潮汐力による地球の変形および海洋潮汐による潮位変動を考慮したもの (坪井, 1979) であるが、本来このファクターは、重力探査の現地において連続観測等で決定されるべきものである。図 3 は、宮古島での例で、精密重力探査を行った地域内で並行して重力の連続観測を行い、精密重力探査の測定

時刻ごとに、連続観測からパラメータを定めた BAYTAP-G (Tamura *et al.*, 1991) のモデル値と SPECG1988 との差を示したものである。

一連の重力測定においては、その始めと終わりに重力基点での測定を行い、ドリフト補正を行うが、図のように潮汐補正值にモデルの違いによる多少の差 (最大 $10 \text{ } \mu\text{gal}$ 程度) があつたとしても、適当な時間間隔 (3 時間以内程度) で重力基点での観測を行っていけば、直線的なドリフト補正でその影響が自動的に除去されてしまうことになる。ただし、テア (重力計へのショックなどにより生じる、重力読み取り値の意図しない飛び) の判断にドリフト値を用いる場合はその障害となるので、注意を要する。

上記は、一連の探査中に、重力基点において潮汐の効果以外の重力変化が無い場合について述べているが、重力基点においても地殻変動や地下水位変化等で重力変化が見込まれる場合は、重力の連続観測点を基点とするハイブリッド測定の必要がある (大久保修平, 2001)。

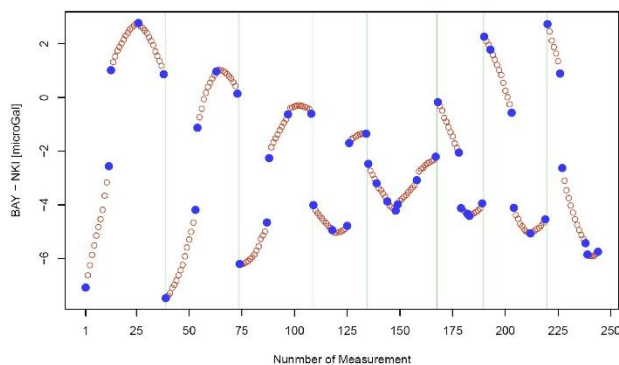


図 3. 潮汐モデルの違いによる潮汐補正值の差. 縦軸は連続観測から得た潮汐モデルから SPECG1988 による潮汐補正值を引いた値. 青丸: 重力基点での測定. 赤丸: 通常の測定. 緑線: 日にちの区切り.

5 現場での重力観測について

精密重力探査においては、重力計の能力を最大限に引き出すために、測定現場での重力計の据え置き安定性、測定者の姿勢の安定保持に気を付ける必要がある。重力計の据え置きについては、産総研が開発した簡易安定台 (特開 2006-170820 号, 写真 1) の使用により十分な安定性が確保できる。

3 本の杭の地面と接する側面での立体的な摩擦支持により、休耕田や畑等の軟弱地盤においても十分な安定が確保できる。また、取り付け長さを調整できる 3 本の杭により、斜面や大岩の凸凹面

上でも、難なく重力計を安定に据えることができる。事実上、重力計での測定場所を選ばないため、重力測定場所を測量優先に決定できる利点もある。通常の重力探査においても、GNSS 測量を使用する場合は空が開けたポイントでの観測が求められるが、この安定台により理想的な対応が可能である。



写真 1. 重力測定用の簡易安定台。盤の中央は、丸型水準器。左：組み立て時。上：分解時。

測定ポイントの印が地面にある場合には、方向さえ定めれば、重力計の右奥角を印の直上に据えることが容易なので、同一点での再測定の際、高い機器設置再現性が実現できる。重力基点以外の同一測定点での日時を変えた複数回測定は、精密重力探査の品質管理 (QC) を行う上で非常に重要で、探査精度の推定には欠かせないが、その測定再現性の確保にも有効である。

ラコスト重力計 (G 型, D 型) の場合、測定者が直接重力計を操作する必要があるため、余計な地面振動を重力計に与えないよう、姿勢の固定に気を付ける必要がある。私たちのグループでは、測定時に折り畳み簡易椅子を利用している。楽な姿勢での測定は、気持ち的にもリラックス・集中して重力計の操作に望めるため、測定値の安定性のほか測定時間の短縮にも貢献していると思われる。

6 まとめ

ここまでに述べてきた点に注意しつつ、測量、高精細 DEM による地形補正、重力測定等の精度を高め、なるべく多くの観測点で複数回測定による再現性チェックを行うと、陸域でのどのようなフィールドにおいても $\pm 20 \mu\text{gal}$ の精度での重力探査は比較的容易に達成できるであろう。

さらなる精度向上を目指す私たちのグループにおいて現時点で問題になっているのは、重力計そのものに起因する重力測定精度である。望月・他 (2017) は、建屋内の 2 階と 8 階の標高差を利用

して、ラコスト D 型重力計の定数検定を行ったが、100 ダイヤルのレンジごとに得られた定数の変化は、測定・解析の誤差を考慮しても明らかに滑らかな傾向ではなかった。このことは、ダイヤルの歯車機構の理想的振る舞いからのずれに起因するとされるピリオディックエラー (例えば、中井, 1984) の存在を示唆する。また、その重力計は、筑波山の重力基点 (広島ほか, 1982) を使った重力計の検定においては、女体山ロープウェイ乗り場付近の基点測定で、山頂への往復の前後 (重力差が約 90 mgal) で $100 \mu\text{gal}$ 程度も値が異なるヒステリシスを再現性良く示したりもする。しかし残念ながら、今のところそれらのエラーやヒステリシスについて、制御や補正による解消には至っていない。

私たちのグループに限らず、また重力計の種類に限らず、重力計の個性の把握とコントロールがより高精度の重力探査の鍵であり、今更ながら探査機器としっかりと向かい合うことの重要性を痛感している。

7 謝辞

電力中央研究所の木村治夫氏・青柳恭平氏には丹那盆地において、株式会社エイト日本技術開発の石黒靖彦氏・渡辺俊一氏・風見健太郎氏・ほかの皆様方には宮古島において精密重力探査の機会をいただき、本稿をまとめるに至りました。各地での重力探査では、牧野雅彦氏、渡辺史郎氏、望月一磨氏 (RA) に、GNSS 測量の解析では、高橋美江氏にご協力いただきました。名和一成氏には、有益なコメントをいただきました。ここに記して、皆様に感謝いたします。

文献

- 地質調査総合センター (編) (2013) 日本重力データベース DVD 版, 地質調査総合センター.
- 地質調査所重力探査グループ (1989) 地質調査所月報, 第 40 巻, 601.
- 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正 (1990) 青森地域重力図 (ブーゲー異常), 地質調査所.
- 広島俊男・駒沢正夫・須田芳朗 (1982) 物理探鉱, 35, 34.
- 国土交通省国土地理院 (2013) セミ・ダイナミック補正マニュアル, 国土地理院技術資料 A1-No342.

- 小板橋 勝・小島秀基・根本 悟・宮原伐折羅・平岡喜文・矢萩智裕 (2018) 国土地理院時報, 第 130 集暫定版.
- 宮川歩夢・名和一成・村田泰章・駒澤正夫・牧野雅彦・村上文敏・大熊茂雄・中村佳重郎・赤松純平・西村敬一・西田良平・野口竜也 (2017) 和歌山地域重力図(ブーゲー異常), 地質調査総合センター.
- 望月一磨・千田康介・住田達哉 (2017) 物理探査学会第 136 回学術講演会論文集, 292.
- 村田泰章・牧野雅彦・遠藤秀典・渡辺和明・渡辺史郎・卜部厚志 (1996) 地質調査所月報, 47, 109.
- 中井新二 (1979) 緯度観測所彙報, no. 18, 124.
- 中井新二 (1984) 月刊地球, 6, 417.
- 中塚 正・広島俊男 (1988) 物理探査, 41, 309.
- 野崎京三 (1997) 応用地質技術年報, 19, 35.
- 大久保修平 (2001) 地震ジャーナル, 31, 47.
- 住田達哉・牧野雅彦・伊藤順一・宮下由香里 (2011) 活断層・古地震研究報告 11, 259.
- Tamura, Y. , Sato, T., Ooe, M. and Ishiguro, M. (1991) Geophysical Journal International, 104, 507.
- 坪井忠二 (1979) 重力第二版, 岩波全書.
- 塚本 斉・牧野雅彦・住田達哉・渡邊史郎 (2010) 日本水文科学会誌, 39, 103.
- 土屋 淳・辻 宏道, GNSS 測定の基礎, 日本測量協会.

複 合 探 查 事 例

「浅層反射法地震探査・重力探査から明らかになった仙台平野南部の伏在活断層とその連続性」

岡田真介（東北大学災害科学国際研究所）

1. はじめに

仙台平野南部は、双葉断層帯と長町-利府線断層帯に挟まれた地域であり、両断層帯の活動は相互に密接に関わっていると考えられている（大槻ほか，1977）。双葉断層は、阿武隈山地の東縁に沿って福島県相馬市原町付近から宮城県亘理町に至る長さ 40 km の活断層であり、北北西-南南東に延びる左横ずれ断層であるとされる（地震調査研究推進本部，2005）。同断層帯は、南相馬市原町区大原付近から相馬市初野付近までは、河川の屈曲（左横ずれ）が顕著であるが、それ以北では、推定活断層とされており（例えば，中田・今泉編，2002），断層の分布や活動性に関する資料は少ない。

一方、長町-利府線断層帯は、仙台平野の北西を限るように北東-南西方向に約 40 km にわたって分布する（地震調査研究推進本部，2002）。同断層帯では、中田ほか（1976）によって広瀬川・名取川によって形成された河成段丘面の分布とその変位・変形量が示されており、平均変位速度が求められている。Sato *et al.* (2002) および宮城県（2004）では同断層帯を横切る反射法地震探査から、長町-利府線断層および苦竹伏在断層による撓曲変形が示されている。

本研究で対象とした仙台平野南部では、愛島丘陵の丘陵頂面の地形が東に傾き、その東端では撓曲していることから、愛島丘陵と沖積低地の地形境界に約 2.5 km の区間において推定活断層の存在が指摘されていた（池田ほか，2002）。廣内ほか（2013）では宮城県（2005）の地下構造調査の結果を考慮して、阿武隈川左岸付近まで南に 4 km 程度延ばしている。

本研究では、愛島丘陵東麓およびその南延長の活構造は、阿武隈川を越えてさらに南に連続すると考え、まず、その地下構造の詳細を明らかにするために、宮城県亘理町において浅層反射法地震探査と重力探査を実施した。次に、愛島丘陵東麓の活構造と長町-利府線断層帯の苦竹伏在断層との関係について明らかにするために、重力探査を実施し、その連続性を明らかにした。また、1 m DEM および 2 m DEM を用いた地形断面図を作成し、沖

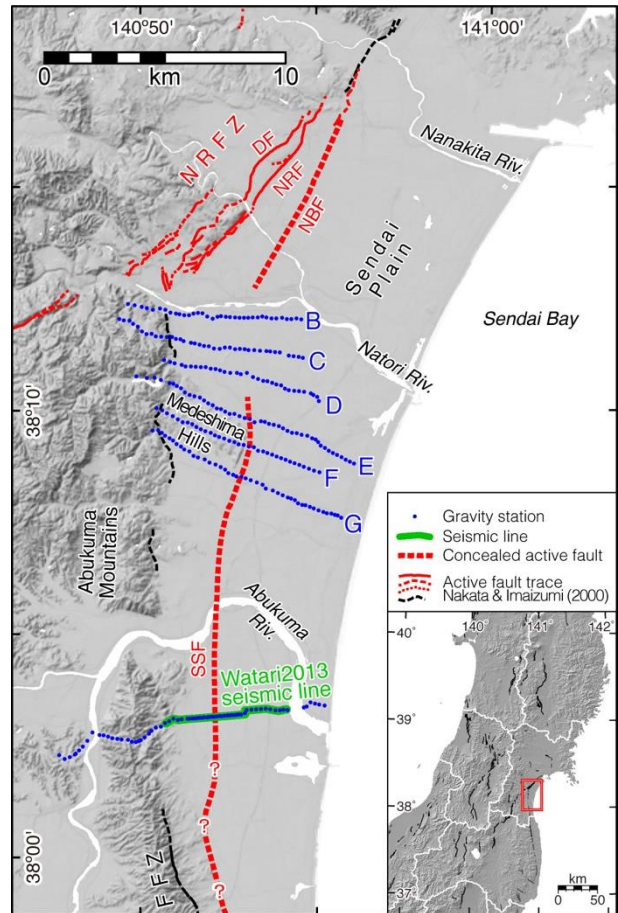


図 1. 仙台平野周辺の活断層分布と反射法地震探査測線位置（緑線）および重力測定点位置（青丸）。NRFZ, 長町-利府線断層帯; NRF, 長町-利府線断層; DF, 大年寺山断層; NBF, 苦竹伏在断層（苦竹伏在断層の位置はSato *et al.*, 2002 による）; SSF, 仙台平野南部の伏在活断層; FFZ, 双葉断層帯

積平野の地形形成と地下構造について考察した。

2. 浅層反射法地震探査

2.1 浅層反射法地震探査の概要

浅層反射法地震探査は、阿武隈川河口付近において仙台平野を東西に横断する約 5.3 km の測線を設定した（図 1）。震源には、中型バイブレーター（Enviro Vibe, IVI 社製）を用い、受振器には固有周波数 10 Hz の GS-20DX（Geospace 社製）を用いた。発震点間隔・受振点間隔は共に 10 m とした。サンプリング間隔は 1 ms として、コリレーション後の記録が 4 s となるように設定した。探鉱器には、Geometrics 社製の Geode を用い、各発震点

毎に 192 ch の受振器からの信号を記録した。全ての受振器は震源の前方に配置し、探査は西から東へ進んだ。測線東端部では受振点を固定し発震を行った。探査で得られた波形データには、(株)地球科学総合研究所の反射法地震探査データ処理システム Super X-C を用いて、通常の共通反射点重合法に基づいて解析を行った。

2.2 浅層反射法地震探査の結果と地質学的解釈

浅層反射法地震探査では、反射面群の傾斜や変形から、大きく 3 つの領域に分けることができ、それぞれ以下のような特徴を持つ (図 2a)。領域 (1) は、CMP 1~380 付近であり、後に詳しく述べる F1 断層によって、地下で撓曲変形を生じている。これらの反射面群は、CMP 400 の深度 100 m から CMP 300 の深度 800 m をつなぐ線を境として、東側の反射面群とは連続しない。領域 (2) は CMP 380 ~ 550 付近であり、深度 200~700 m の反射面群は、等層厚で東に緩く傾斜している。深度 100 m 以浅の反射面は、ほぼ水平である。CMP 410, 深度 100 m から CMP 500, 深度 120 m をつなぐ線を境として、不整合が見られる。領域 (3) は、CMP 560~1,036 であり、深度 700 m 以浅の反射面群はほぼ水平に連続する。一部で重合後の記録は良好ではないが、数枚以上の反射面はノイズに勝っており、水平方向に追跡できる。

反射面群と地質層序については、既存の反射法地震探査断面 (宮城県, 2004, 2005) における強反射面群や挟在する反射面群の枚数と深度を対比しながら、さらに岩沼市街地のボーリングデータ (宮城県, 2005) からも深度および層厚を確認し、地層境界 (第四系、^{たつのくち}竜ノ口層相当層、綱木層相当層、^{はなたて}旗立層相当層、高館層、先新第三系花崗岩類の境界) を同定した。領域 (2) および (3) では深度 700 m に連続性の良い強反射面が確認でき、それよりも下位には連続的な反射面が存在しないことから、中新統の基底であると解釈した。また領域 (1) でも CMP 250, 深度 200 m から CMP 330, 深度 500 m に連続する強反射面が同様に中新統の基底であると解釈できる。CMP 250 より西側では、反射面が断片的であったため、後述する密度構造解析と合わせて解釈を行った。

領域 (1) と (2) を境する F1 断層は、不整合を示す竜ノ口層相当層の上面を約 30 m ほど変位させている。F1 断層の浅部延長には、めくれあがるような

東傾斜の変形が確認でき、地下数十 m 付近まで断層が達している。しかしながら、地表面には明瞭な断層変位地形は存在しないことから、断層浅部先端は低角化し、伏在していると考えられる。また竜ノ口層相当層よりも下位の地層境界はどれも約 40 m 程度の上下変位量であり、竜ノ口層相当層の上面が不整合であることも考慮すると、変位の累積性は認められない。よってこの伏在断層は、正確な活動開始時期は明らかではないが、鮮新世以降に活動を開始したと考えられる。

反射法地震探査で明らかになった F1 活断層は、後述する詳細な DEM を用いた地形解析や、既存の反射法地震探査の結果から、愛島丘陵の東麓まで連続すると考えられる。愛島丘陵の地形面 (標高約 30~40 m) の形成時期は、大月 (1987) によると青葉山段丘面 (約 20 万年前; 中田ほか, 1976) よりも古いと考えられている。また、長町-利府線断層の活動開始時期は、約 45 万年前 (大槻ほか, 1977) と推定されており、これと同時期に仙台平野南部の伏在活断層も活動を開始したとすると、愛島丘陵の標高約 30~40 m を変位量として、C 級の活断層であると考えられる。

3. 重力探査と二次元密度構造解析

3.1 重力探査の概要

重力探査は、阿武隈川河口付近から、浅層反射法地震探査測線を含み、阿武隈山地の西側に至る約 12.1 km とした。反射法地震探査の結果から、伏在活断層の断層運動によって地下構造が大きく変化していると予想される区間では、100 m の測定間隔で、それ以外は 200 m の測定間隔で、相対重力測定を実施した。毎日の測定開始および終了では、東北大学理学部に設定した重力基点を測定する閉環測定とした。重力計には LaCoste & Romberg 社製の D 型重力計 (D-205) を用いた。重力の各種補正に用いる位置座標および標高は、GNSS (Global Navigation Satellite System) 測量によって求めた (1 秒サンプリング, 15 分間測定を標準とした)。

重力探査データの処理は、地質調査所重力補正標準手順 SPEC91988 (地質調査所重力探査グループ, 1989) に従ってブーゲー重力異常を求めた。地形補正には、村田ほか (1996) の方法を用いた。ただし、測定点を中心とした約 100 m 四方の範囲は、GNSS 測量によって得られた標高値の平面に置

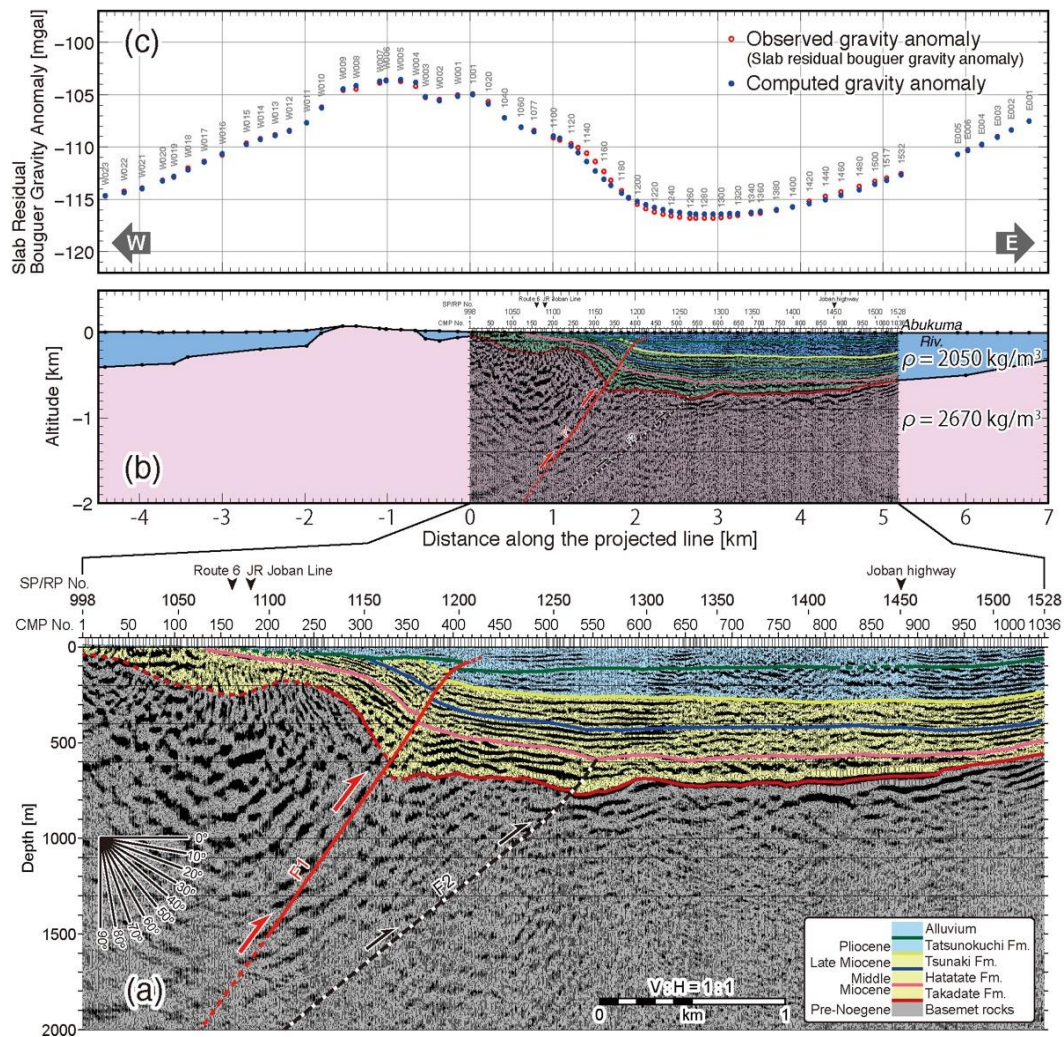


図 2. 浅層反射法地震探査および密度構造解析の結果 (岡田ほか, 2017). (a) 浅層反射法地震探査の地質学的解釈, (b) 反射法地震探査測線に沿った密度構造モデル, (c) ブーゲー重力異常解析の結果.

き換えて計算した. 各種の補正に用いた仮定密度は, 地形と最も相関のない $2,670 \text{ kg/m}^3$ を用いた. 沈み込む太平洋プレートの効果を除去するため Furuse and Kono (2003) によって得られた値を用いて, スラブ残差ブーゲー重力異常を求めた.

3.2 二次元密度構造解析

重力探査によって得られたスラブ残差ブーゲー重力異常値を用いて, 地下構造の検証を行った. ブーゲー重力異常の計算には二次元タルワニ法 (Talwani *et al.*, 1959) を用いた. 密度構造は, 浅層反射法地震探査から得られた堆積層の形状を拘束条件として用いた (図 2b). スラブ残差ブーゲー重力異常には, 浅部の密度差に起因する短波長な重力変化は見られないため, 先新第三系の基盤岩と中新世以降の堆積層に分けて計算を行った. 先新第三系の基盤岩の密度には一般的な花崗岩の

密度とされる $2,670 \text{ kg/m}^3$ を用い, 中新世以降の堆積層の密度は, 反射法地震探査から得られた形状を固定し, 試行錯誤的に求め $2,050 \text{ kg/m}^3$ とした.

観測によって得られたスラブ残差ブーゲー重力異常には, 下部地殻の密度構造に由来する長波長の重力効果が残っている. その変化は, 測線距離に対して十分に波長が長いので, 一次関数で近似できると仮定した. 計算ブーゲー重力異常とスラブ残差ブーゲー重力異常とを最小二乗法を用いてフィッティングし, それを最もよく説明する一次関数を下部地殻由来の重力効果として補正した.

上述のように, 反射法地震探査の結果から得られる構造を基にして, ブーゲー重力異常からも地下構造を検証したところ, 計算ブーゲー重力異常は, 観測したスラブ残差ブーゲー重力異常をよく説明している (図 2c). 測線中央部付近のブーゲー

一重力異常の急変は、先新第三系の基盤岩に約 500 m 程度の高度差によるものであることが分かった。浅層反射法地震探査の結果と合わせて、伏在活断層およびその断層運動に伴う変形によるブーゲー重力異常の急変であると解釈できる。

4. 仙台平野南部の伏在活断層の連続性

反射法地震探査測線上で実施した重力探査の結果からは、仙台平野南部の伏在活断層とその断層運動に伴って、ブーゲー重力異常が急変していることが明らかになった。仙台平野南部の伏在活断層は、宮城県 (2004, 2005) による地下構造調査と合わせて、本研究の反射法地震探査測線から愛島丘陵東麓へ連続すると予想される。愛島丘陵の北部延長には、長町-利府線断層帯の一部である苦竹伏在断層が仙台市宮城野区苦竹付近から名取川左岸に位置すると考えられている (池田ほか, 2002; Sato *et al.*, 2002)。この苦竹伏在断層と仙台平野南部の伏在活断層は、直線距離にして南北にわずか 5.5 km の距離である。発生しうる地震の最大規模を評価する上でも、仙台平野南部の伏在活断層と苦竹伏在断層との関係を明らかにすることは重要である。そこで、本研究では愛島丘陵から名取川右岸まで、東西方向に 6 本の測線を設定し、相対重力測定を行った (図 2, B~G 測線)。重力計には LaCoste & Romberg 社製の D 型重力計 (D-205) および G 型重力計 (G-911) を用い、重力測定値には 3.1 節と同様の補正を行った。

得られたブーゲー重力異常の結果から、愛島丘陵の北部の測線 D よりも北側では、伏在活断層に伴うブーゲー重力異常の変化は確認できなかった (図 1)。よって、仙台平野南部の伏在活断層は、苦竹伏在断層とは連続しておらず、愛島丘陵北部で北端となる可能性が高いことが分かった。

5. 仙台平野の地形と伏在活断層

本研究で明らかにした仙台平野南部の活断層は C 級の活断層であり、海進・海退や河川の侵食・堆積作用に対して、変位速度が相対的に小さいために沖積低地に伏在している。しかしながら、完新世の最新活動による変動地形は、わずかながらに地形として残っている可能性もある。本研究では詳細な地形データ (国土地理院によって取得された 1 m DEM と国土交通省提供の 2 m DEM) を用いて、浜堤列や堤間湿地などの平野の微地形の形成

と伏在活断層の関係について考察した。

仙台平野には、南北に連続する 3~4 列の浜堤列と堤間湿地が分布し、松本 (1984) によると浜堤列は、西側から I~III に分類されている。浜堤列の標高は、東から III, II の順に低くなるが、浜堤列 I はこれらの III, II の浜堤列よりも標高が高く、浜堤列 I の両側の堤間湿地の標高を比較すると、約 1.5 ~ 2.2 m 程度西側の堤間湿地が高いことが詳細 DEM から明らかになった。

一般に沖積低地における浜堤列の高度差は、完新世の海水準変動を反映していると考えられており、松本 (1981) も浜堤列 I~III の標高に対応した海水準変動曲線を示している。しかしながら、本研究で明らかになった伏在活断層との位置関係から、仙台平野南部の沖積低地に見られる高度不連続は、完新世における伏在断層の活動を反映した変動地形である可能性が示唆される。

謝辞

本発表の一部は、岡田ほか (2017) で発表済の内容に基づいている。反射法地震探査の実施にあたり、今泉俊文氏 (東北大学) 楮原京子氏 (山口大学)、越後智雄氏 (地域 地盤 環境 研究所) を始めとして、多くの研究者のご協力をいただいた。また、重力探査では住田達哉氏・牧野雅彦氏・大熊茂雄氏・高橋美江氏のご協力をいただいた。ここに記し感謝いたします。東北大学災害科学国際研究所の特定プロジェクト研究経費を使用した。また一部に JSPS 科研費 基盤 (A) (研究代表者: 今泉俊文, 課題番号 21240074) を使用した。

引用文献

- 地質調査所重力探査グループ (1989), 地質調査所月報, 40, 601-611.
- Furuse, N., and Y. Kono, (2003), *Geodyn.*, 36, 497-514.
- 廣内大助・金田平太郎・鈴木康弘ほか (2013), 1:25,000 都市圏活断層図「亙理」, 国土地理院技術資料 D-1-No. 640.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美ほか (2002), 第四紀逆断層アトラス, 254 p., 東京大学出版会.
- 地震調査研究推進本部 (2002), 長町-利府線断層帯の評価, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/20_nagamachi_rifu.pdf, 2012-8-

15 参照.

- 地震調査研究推進本部 (2005), 双葉断層の評価,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/23_futaba.pdf, 2014-1-20 参照.
- 松本秀明 (1981), 地理学評論, 52, 72-85.
- 松本秀明 (1984), 地理学評論 Ser.A, 57, 720-738.
- 宮城県 (2004), 平成 15 年度仙台平野南部地域地下構造調査成果報告書 (概要版), 69 p.
- 宮城県 (2005), 平成 16 年度仙台平野南部地域地下構造調査成果報告書,
<http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Miyagi9frm.htm>, 144 p, 2017-07-23 参照.
- 村田泰章・牧野雅彦・遠藤秀典ほか (1996), 地質調査所月報, 47, 109-132.
- 中田 高・今泉俊文(編) (2002), 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 解説書 60 p., DVD-ROM2 枚および付図 2 葉.
- 中田 高・大槻憲四郎・今泉俊文 (1976), 東北地理, 28, 111-120.
- 岡田真介・今泉俊文・楮原京子ほか (2017), 地震第 2 輯, 70, 109-124,
doi:10.4294/zisin.2016-20.
- 大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文 (1977), 地球科学, 31, 1-14.
- 大月義徳 (1987), 東北地理, 39, 268-282.
- Sato, H., T. Imaizumi, T. Yoshida, et al. (2002), EPS, 54, 1039-1043.
- Talwani, M., J. L. Worzel, and M. Landisman (1959), J. Geophys. Res., 64, 49-59,
doi:10.1029/JZ064i001p00049.

「沖縄県宮古島の琉球石灰岩の空洞に関する探査」

渡辺俊一（株式会社エイト日本技術開発）

1. 背景

沖縄県宮古島には、琉球列島で最大規模を誇る白川田湧水しらかわたがある。その湧水量は変動があるものの概ね 20,000 m³/日以上となり、宮古島市の飲用水源として利用されている。

白川田湧水の湧出メカニズムとして、平成 24～25 年度に実施された調査（宮古島市，2014）において、琉球石灰岩中に形成されている空洞・空隙が地下水経路（水ミチ）となり、そこから大量の地下水が斜面から湧出していることが推定された。

このような空洞・空隙が存在していた場合、空洞の陥没によって地下水経路が変わり、湧水量の減少や枯渇につながることを懸念された。このため、白川田湧水の保全のためには琉球石灰岩中にある空洞・空隙を把握することが課題となった。

2. 目的

上記の状況を踏まえ、白川田湧水付近の空洞・空隙の有無及び水理地質構造の把握を目的として、電気探査、重力探査、反射法探査を実施した。また、それらの結果を踏まえ、ボーリングにより空洞・空隙の有無を確認した。

本報告では電気探査結果について報告する。

3. 宮古島の水理地質

宮古島の水理地質構造は不透水性基盤である島尻層群泥岩とこれを不整合に覆う琉球層群琉球石灰岩から形成され、琉球石灰岩は多孔質であるため良質な地下水貯留層となっている。

貯留層は、図 1 に示す北西から南東方向に走る数条の断層と不透水性基盤上面の凹凸により区切られることで、複数の地下水流域を形成している（宮古島地下水水質保全対策協議会他，2002）。

同島北東部に位置する白川田流域（図 1）は、流域面積 12.10 km² で、その東岸に白川田湧水があり、流域内の地下水のほとんどが同湧水から湧出するとされる。

4. 方法

4.1 調査位置

調査位置は白川田水源の近傍で 5 測線を設置し

た。E-1, E-2, E-3 測線は、想定される地下水流向の直交方向（北北西－南南東方向）に互いを約 9 m 離して、長さ 216 m の測線とした。また、それらの測線のほぼ中央を斜交して横切る北東－南西方向の長さ 144 m の測線（E-4）を配置した。そして、電気探査結果に基づき、ボーリングにより空洞の有無を確認した。

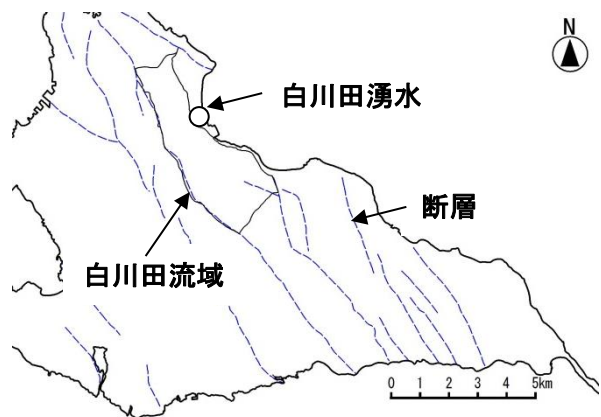


図 1. 調査位置概要図

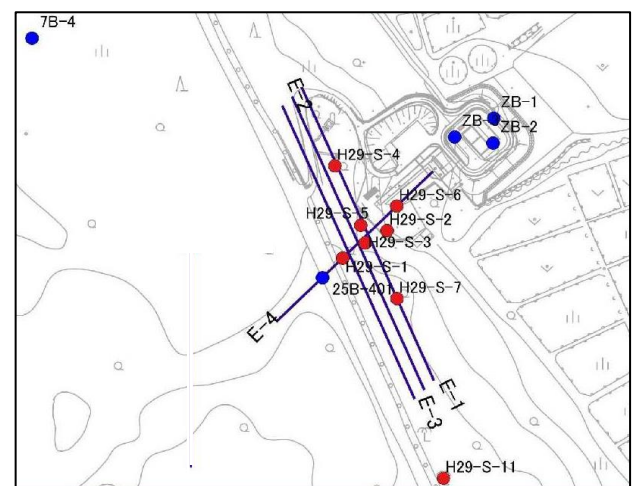


図 2. 白川田湧水付近探査及びボーリング位置図

4.2 探査方法

測線は、水平距離で 3 m 間隔に電極位置を正確に求め、測量杭や測量鋸でマークするとともに、その標高も計測した。データ取得には協同電気株式会社製の多チャンネル電気探査装置 AES-7（高倉，2016）を使用した。この装置は最大出力が 800 VA、最大出力電圧が 650 V である。使用した電極

配置はダイポール・ダイポール配置，エルトラン配置，ウェンナー配置である．感度の異なる両者の配置を組み合わせることで，ノイズによる偽像の発生が抑えられ，分解能や精度の高い解析結果が得られる(高倉, 1999) ⁴⁾．

データ処理では，まず電極組み合わせごとの電流値と電圧値を求めた．解析では，測線下の地下構造を 2 次元と仮定して，内田(1993)による 2 次元インバージョンプログラムを適用した．

5. 結果

E-1, E-2, E-3 は，どの測線も大局的には，地表から深部に向かって比抵抗が低-高-低に変化している．事前のコアの比抵抗測定結果及びボーリング結果により，浅部の低比抵抗層は大野越粘土(OC)に，その下の高比抵抗層は琉球石灰岩(RL)に，深部の低比抵抗層は島尻層群泥岩(SH)に対応すると考えられる．ただし，低比抵抗層あるいは高比抵抗層中にも比抵抗の変化があり，特に琉球石灰岩に対応する高比抵抗層中の比抵抗変化は大きい．E-1 の電極 33 番，E-2 の 34 番，E-3 の 36 番の地表付近に解析されている低比抵抗体は白川田水源から西へ延びる水道管を反映したと考えられる．E-1, E-2, E-3 は約 9 m 間隔であるが，解析された比抵抗断面に細かな違いが見られ，基盤である島尻層群泥岩はほぼ同深度で出現するが，深部比抵抗値に違いが見られた．また，地表の起伏も測線で異なる．したがって，比抵抗構造を 2 次元とした仮定が妥当ではない可能性は高く，それによる誤差も解析結果に反映していると考えられる．E-4 では，電極番号 31 番付近を頂点に深度 10 m 以下に 1,000 Ω m を越えるような高比抵抗層が深部まで広がる．このような構造は他の測線では解析されていない．電極番号 31~34 は県道にかかる部分であり，2 つの電極が設置されていないことや，県道に沿って水道管が埋設されていることから，この高比抵抗層はノイズの影響を受けた偽像と考えられる．電極 12 番付近で比抵抗値が大きく変化するが，琉球石灰岩と島尻層群泥岩がほぼ垂直に接しており，断層境界を示したものと考えられる．

琉球石灰岩中の比抵抗値のバラつきは，琉球石灰岩の岩相の違いを反映していると考えられ，過去の陸化により再結晶化し硬質化した岩相部分は比較的高比抵抗，下位の島尻層群泥岩との境界付近の

やや粘土分を含む陸源碎屑物や流入粘土を混入する岩相は低比抵抗と検出されたと考えられる．

空洞に関して，不飽和部分であれば高比抵抗，飽和部分であれば低比抵抗として表れると想定したため，そのそれぞれの箇所ではボーリングを行ったが，明瞭な空洞は確認されなかった．

ただ，E-1 測線では，琉球石灰岩の不飽和領域が 1,000 Ω m 以上と高くなっており，いわゆる空洞ではないが，ボーリングコア状況及び N 値が琉球石灰岩としては低いため，空洞を充填した堆積物が堆積している可能性は否定できない．

6. まとめ

白川田湧水の周辺において，地下空洞や地下水構造の把握を目的に電気探査等を実施した．当該地域の大野越粘土，琉球石灰岩，島尻泥岩はそれぞれ低比抵抗，高比抵抗，低比抵抗となることから，それらの構造は電気探査によっておおまかに把握することはできた．しかし，それぞれの地質においても比抵抗の変化があり，特に琉球石灰岩における比抵抗変化は大きいため，地層境界を電気探査だけで決めることは難しい．空洞についても残念ながら確認できなかった．比抵抗構造から地質構造を正しく解釈するためには，他の調査データやボーリング調査の結果と合わせる必要があると考える．今後，現在解析中の重力探査及び反射法探査結果も含め，当該地域の空洞及び地質構造解明のため引き続き検討を続けていきたい．

7. 謝辞

今回，宮古島の空洞にかかる物理探査に関する技術コンサルティングという形式で，産業総合研究所の協力を得た．電気探査については高倉伸一氏，横田俊之氏，小森省吾氏，重力探査については住田達哉氏，反射法については伊藤忍氏から技術コンサルティングを受けた．ここに心からの謝意を表します．

8. 文献

- 宮古島市 (2014) : 平成 24・25 年度宮古島市水道水源流域保全調査業務
- 宮古島地下水水質保全対策協議会他 (2002) : サンゴの島の地下水保全
- 高倉 (1999) : 二次元電気探査に用いる各種電極配置の特性とその評価，物理探査，52，409-420.
- 高倉伸一 (2016) : 調査地の特性や探査の目的に応

じた多チャンネル電気探査装置の開発, 物理探査, 69, 117-126

内田利弘(1993): ABIC 最小化法による最適平滑化拘束の比抵抗 2次元インバージョン, 物理探査, 46, 105-119

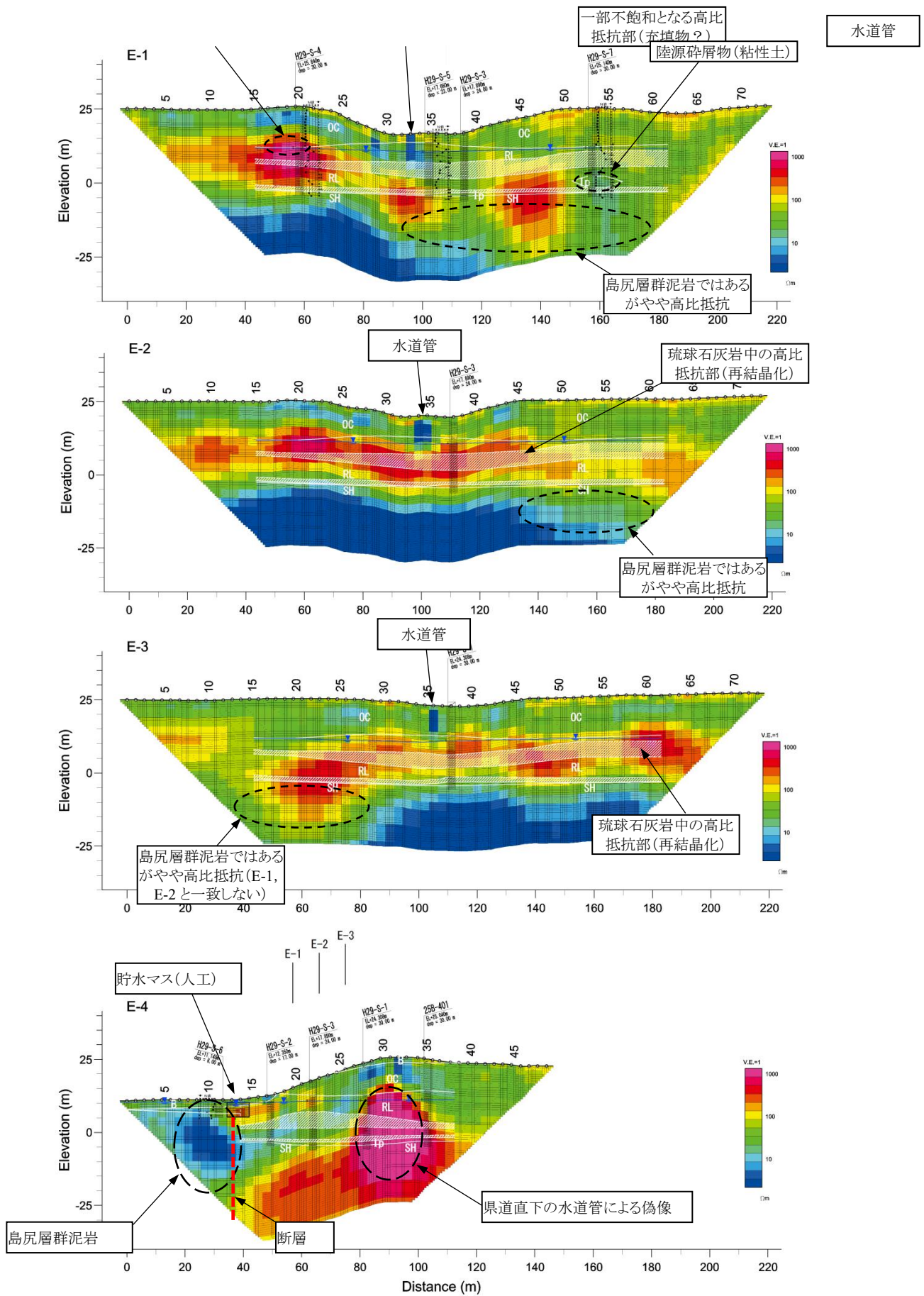


図 5. 電気探査結果及び解釈図

浅部物理探査・詳細地質構造調査における統合解析・検証調査の重要性

稲崎富士（土木研究所）

1. はじめに：浅部物理探査とは？

われわれ人類が営む社会生活活動は、化石燃料生産や鉱物資源採掘活動を除くと、そのほとんどが地表および地表から深さ 50 m 程度までの浅部地盤内で行なわれている。この浅部地盤を対象とした物理探査が「浅部物理探査」(Near Surface Geophysics)である。近年専門国際誌が発行されるなど、物理探査のなかでも一定の地位を確保しつつある。ではそれを含む「物理探査」(Exploration Geophysics)とは一体どのような技術研究領域なのであろうか？我が国の物理探査専門学術団体である物理探査学会は、物理探査を「私たちの目に代わって、地下を見る技術」、あるいは「力学や電磁気など物理現象を利用して地下を調べる技術」と定義している(物理探査学会, 2014)。筆者は最近、土木技術者に対して物理探査技術を紹介するアウトリーチ活動を実施してきているが、それを包括的に説明することをいかに怠ってきたかを痛感している。残念ながら上述のような説明(筆者もそれを借用してきた)では、一般市民の理解を得どころか、浅部地盤関連技術者から物理探査技術を認知されることも困難なのである。

「物理探査」は「地球物理学的地下探査」の略称であり、我が国では 1937 年に石本巳四雄、渡邊貫、那須信治、萩原尊禮、表俊一郎らによって設立された「物理地下探査法研究会」の名称に代表されるように、以前は「物理地下探査」という用語が使われてきた(渡邊, 1937)。地球物理学が、地震波、重力、磁気、電気、電磁気、放射能などの物理現象を利用して地球内部を研究する学問領域であるのに対し、物理探査は上記のような地球物理学的現象を手法として用いて地下の構造と物性を探査する技術研究領域である、とここでは定義する。「地下構造・物性」と「探査」がキーワードとなる。

浅部物理探査は地表から深さ 50 m 程度までの表層地盤を対象とする物理探査技術である。ではこの「探査」とはどのような過程を意味するのであろうか？上述の説明：「見る」、「調べる」は探査を説明する用語としては適当とはいえない。浅部物理探査の定義にも、そして実際の浅部物理探

査活動にも「探査」の視点が不足しているのである。本研究会開催の趣旨に述べられているように、浅部物理探査には「克服課題の設定および技術開発について多くの余地が認められる」と指摘されざるを得ない。

2. 診断：物理探査の要件

物理探査を特徴づけ、地球物理学とを分けるのは「探査」という過程である。探査は Exploration, Prospecting の訳語として用いられてきたが、本来的には地下空間の構造・物性を工学的に評価する過程のことであり、広義にはサイト評価(Site Characterization)の一部をなす。対象が地下空間であることから、サイト評価には物理探査技術の専門的知識だけではなく、地質学、地形学、地盤工学、土木工学に関する基本的知識が必要とされ、浅部地盤に対しては後述するようにさらに歴史学、環境工学も加えた総合的な解釈評価が求められる。

「探査」とは、単純な「見る」、「調べる」という行為ではなく、「診断する」：状態とその変化過程を記述し、異常を可視化し、今後を予測してその空間で行なわれようとする、あるいは既に行なわれている開発・保全行為の妥当性と手順を評価する行為なのである。したがって、単に地下を可視化するだけ、あるいは地質学的な解釈ができないような断面を提供するだけでは物理探査を標榜することは許されない。

医療分野において分析や装置診断がその後の医療行為を決定するための不可欠な過程であるのと同様に、物理探査による地下空間の構造・物性の診断：探査も、本来的ならば地下探査に不可欠な過程のはずである。実際、化石燃料資源探査や防災地殻構造探査などの領域では、物理探査は必須のアイテムとなっている。しかし浅部地盤に対しては、最近まで浅部物理探査もそれに基づく地盤診断もほとんど実施されてこなかった実態がある。ここでは詳述を避けるが、戦後の一時期までは浅部物理探査がそれなりに利用される期間があった。1960 年代からの高度経済成長の始まりとともに各地で産業立地が進展し、地盤調査の手法として土質地盤調査ボーリング・標準貫入試験が確立普

及するにしたがって浅部物理探査は表舞台から姿を消した。最近になって再登場する機会が増えつつあるが、それには先人たちの努力とともに、対象としてきた浅部地盤そのものの変質と社会生活活動の変化を待たなければならなかった。

次章では浅部物理探査が対象とする表層地盤が有する特徴的な構造や物性について述べる。

3. 浅部地盤の特徴

浅部地盤を構成する地質体は、平野部では人工地質体に覆われた堆積年代の新しい未固結層、丘陵地では表層風成層と段丘堆積物、山岳地では風化土壌と風化層、浅海域では未固結底質と新しい時代の堆積層で構成されている、これらの地盤は、いずれも固結度や間隙率、含水率などが表層部と内部との間で急激に変動することが特徴の一つである。マンツルの不均質構造は数%の V_p , V_s 変化として捉えられるが、浅層地盤内部の弾性波速度変動は数 1,000% に及ぶことがあり、不均質性の物性変動規模が極めて大きく、一方で空間的変動スケールは極めて小さい。数 m 程度以下の異常構造（空洞や破碎帯など）の検出が探査対象となることがあるのである。

浅部地盤を特徴づけるもう一つの存在は、人工地質体である。特に臨海平野部では埋め立てや盛土により、表層部の大部分が人工地質体に覆われている。道路は言うまでもなく、道路わきの山地斜面や農地も人工的に形成された地表面であり、自然地層とは異なった構造・物性を有している。わが国の平野域で物理探査を実施する場合、探査測線や測点を自然地層上に設定することはほとんどありえないことなのである（釧路湿原や有明干潟など自然保全度の高い箇所も例外的には残っている）。探査対象地域でいつどのような地表改変（河道の直線化・蛇行部の締め切り、街道の整備と放棄、埋め立て・ごみ投棄など）が行なわれてきたのか、米軍空中写真は言うまでもなく、迅速測図や古絵図の収集・分析などによる地誌・地形解析が浅部地盤調査の一環として含まれなければならない。

従来の物理探査では、上記のような浅部地盤の不均質物性構造は、対象としている深部の構造に対するノイズとして扱い処理補正して除去されるか、あるいは無視されてきた。しかし浅部物理探査においては従来無視・除去されてきたこのよう

な不均質構造自体が探査対象となるのである。ダムサイト等で実施される屈折法地震探査、トンネル地山に対する比抵抗探査がその典型例である。また舗装路面下空洞、盛土内埋設礫など 1 m 以下の異常体の検出が求められることもある（青池ほか、2017）。

最近河川堤防や道路盛土などの人工地質体を探査する機会が増えてきた（稲崎、2006；Aoike, et al., 2015）が、これらを対象とする場合、特に内部の不均質構造に特に留意する必要がある。そして、それらがどのような工程を経て構築されるのか、またその工程のなかでどのような作業が、またどのような空間的部位に異常が発生しやすいのか、一般的な土工の工程を理解しておく必要がある。そして浅部物理探査で捉えた物性空間分布が何を捉えているのか、それらと既往ボーリング調査結果とは整合的であるのか、非整合的であったとしたらその原因は何か、を説明しなければならない。残念ながら実際にサービスとして実施され、学会等でその一部が公表されてきた河川堤防・道路盛土に対する浅部物理探査結果には、人工地質体としての河川堤防・道路盛土の理解が稚拙で、さらには離散的で信頼性の低い土質調査ボーリング柱状図と整合性を図ろうとする、浅部物理探査の本来の視点とは真逆の空間情報を提供しているものも少なくない。ここでは詳述を避けるが、具体的な事例とその要因については口頭で紹介する予定である。

4. 探査結果の検証

浅部物理探査にとって決定的ともいえる特徴の一つに、対象とする浅部地盤が直接的に検証可能な、手が届く領域である、ということがある。深さ 660 km の上下部マンツル境界部に滞留するスラブの有無を直接的に確認することは現実的に不可能であるが、深さ 660 cm の沖積層内に沈み込んだ不発弾は、その位置を特定し除去することができる。浅部物理探査の結果に基づいて路面下深さ 66 cm に空洞があると指摘しても、実際に開削したところ異常が認められなかった、という場合もある。探査：診断には検証過程が不可分であり、検証調査に耐えうる信頼度の高い探査結果断面情報を提供することが特に浅部物理探査に求められている。以下、検証調査の方法とその適用事例について紹介する。

4.1 モデル化・順解析による検証

物理探査は、対象を観測・測定して固有のデータを取得し、そのデータを説明する最適な物性モデルを逆解析・順解析をくり返して求める。さらに生産した物性モデルを地球物理学的知見に基づいて地質モデルに止揚し、実地質体が発するさまざまな信号を観察・統合的に解釈して実地質体の現象・状態を説明する最適な地質モデルを構築する、までが本来ならば物理探査の範囲である(図1)。浅部物理探査では残念ながら上述のように地質モデルを構築するどころか、適切な物性モデルすら生産できていない場合がある。再現性に対する検証や逆解析が局地解に陥っていないのか、順解析によって観測データを説明できるのか、という検証を怠っていると思われる事例もある。たとえば図2は、2016年熊本地震で深刻な被害を受けた同県益城町でのランドストリーマー表面波探査結果断面について検討したものである。同図(a)では測線左端部に低速度帯を作成し、断層と解釈しているが(国土交通省, 2017), その区間の速度層構造を読み取り(同図(b)), 水平多層構造を仮定して合成波形を計算して位相速度分散曲線を作成し(同図(c)), その読み取り分散曲線から逆解析によって1D速度層構造を求めて(同図(d))みたところ、分散曲線の読み取り可能な周波数帯域(5 Hz>)では深さ10 m程度までしか速度層を計算できないこと、それ以深の速度は初期モデルに依存した偽像である可能性が高いことが示されている。

4.2 統合解析調査による検証

浅部地盤はボーリングなどにより直接的な検証が可能な領域であることを上に記した。ただし土質調査ボーリングはコア記載が粗雑で、多くの場合離散サンプリングを標準としているので検証手段として使用する場合には注意を要する。これに対し、コーン貫入試験(CPT)やVSPは計測間隔が時空間的に小さく、かつ物理探査断面物性と直接的な対比が可能であるため、検証手段として有用である。

右図3は、地震計間隔が20 cmの小間隔ランドストリーマー(稲崎, 2001a)を用いて簡易舗装路上で測定したSH波反射探査データの重合深度断面である(Inazaki, 2002)。同図には、3点で実施したCPTの貫入抵抗プロファイル、サイスミックコーンを用いたSH波VSP深度変換波形を投影してあ

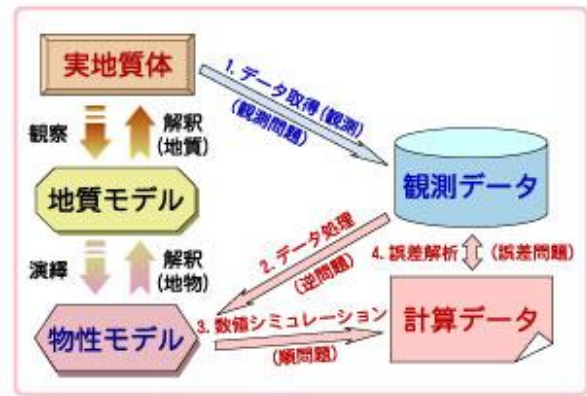


図1. 物理探査過程とモデル化の模式図
(稲崎, 2001b に加筆)

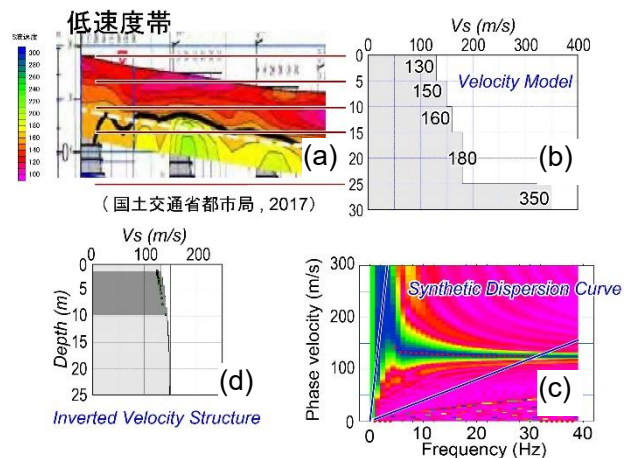


図2. 速度層構造モデルと順逆解析による検証例。
(a):解析結果断面; (b):読み取り1D速度層構造;
(c):合成分散曲線; (d):逆解析1D速度構造

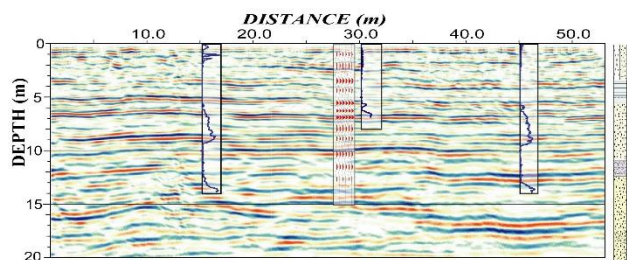


図3. 高分解能SH波反射深度断面とCPT先端貫入抵抗プロファイル・SH波VSPとの対比例
(revised from Inazaki, 2002)

る。また測線右端から約15 mの位置で掘削されたオールコアボーリングの柱状図も示してある。この図に示されるように、SH波深度断面はCPT貫入抵抗プロファイル、SH波VSP波形と極めて調和的であった。

物理探査技術者が実施すべき診断の方法と過程についての立場、すなわち検証手段としてどのような手法を選択するのか、またそれらをどのよう

に取得するのも「診断結果」の信頼性・品質を左右する重要な課題である。上記の紹介事例ではすべての測定を自前で実施しており、従属的な対比や既往データの過度の重視は不必要であった。

統合物理探査・統合解析は浅部物理探査の信頼性を高め、かつ地質モデル構築・断面解釈のレベルを高めるうえで最も有効な手段の一つである。そもそも資源探査や海域での地球科学調査分野では統合物理探査は標準的な手順になっており、浅部物理探査だけがその例外ではあり得ない。従来は特定サイトで単独の手法しか適用されてこなかった事例が多かったが、その原因の一つとして探査実施者側が **Method oriented** で臨んでいたことがあげられる。浅部地盤調査にあたっては **Target oriented** の姿勢で対応することが求められているのである。今一つの原因として、委託調査においては通常は単独の物理探査手法の適用しか予算計上されてこなかったことがあげられよう。しかしこれに対してもたとえばトンネル地山調査などにおいて複数の物理探査の適用が標準とされるなど先人の努力が報われ始めてきている。今後も調査研究分野などで先駆的な事例を発信し、統合物理探査の有用性を例示していくことが求められている。

図4は、ある河川堤防後背地において基盤漏水が発生した箇所で行った統合物理探査の断面对比例である。漏水が発生した広さ約4,000 m²の一枚の田圃内で、延長6 kmに及ぶGPRグリッド探査と電気探査と表面波探査を6本の測線で実施した(青池ほか, 2015)。田面から3 m程度の深さまでをイメージしたが、断面どうしが極めて整合的であることが示されている。すなわち、GPR断面では田面直下50 cm程度の深さにマウンド上の高まりが伏在していることがわかった。このGPR断面とほぼ同じ探査測線の比抵抗構造(同図(b)), S波速度構造(同図(c))では、この伏在マウンドが高比抵抗かつ高S波速度であることが示されている。断面上での物性異常構造出現位置は整合的で、しかも田面での漏水発生部では異常構造の伏在深さが浅くなっているように見える。

図4の断面比較例は、表面で観察された地質現象(漏水)が地下浅所の構造に規制されたものであったこと、逆に地下構造を把握し理解しない限り地表で観察される地質現象を説明することは困難であること、そして浅部物理探査が地下浅所の

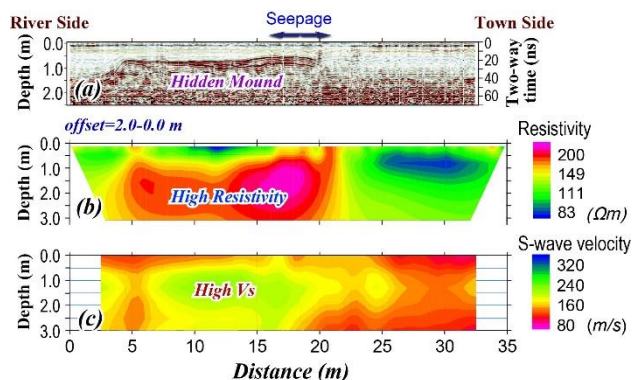


図4. 基盤漏水発生箇所での高分解能統合物理探査断面对比例。(a):GPR断面；(b):電気探査断面；(c):S波速度構造断面 (revised from Inazaki, et al., 2016)

物性構造を2次元あるいは3次的に把握する優れたツールであることを示しているといえよう。加えて統合物理探査の相互対比によって、各断面の解釈を深化することができ、またボーリング等に比べて相対的に安価かつ迅速に検証調査が可能であることも強調されるべきであろう。また紙面の都合で詳述を避けるが、統合物理探査によって複数の物性分布を求め、物性間の関連性を予め物理学的モデルで推定・実験しておくことで、間隙率や透水性の空間分布を推定することも可能になっている(高橋ほか, 2015など)。

5. 浅部物理探査断面情報の活用

これまで、浅部物理探査断面情報を内在的に検証する、あるいは外在空間情報と対比検証してその信頼性と精度向上が可能であることを示してきた。しかし浅部物理探査はこのような受動的な検証だけでなく、反対に他の空間情報の検証にも活用することができる。特に、ボーリングなど1次元情報に過ぎない空間情報の補間に、浅部物理探査断面情報は極めて有用である。図5はそれを模式的に示したものである。一般に、河川堤防や道路盛土などの人工地質体に対して、土質調査ボーリング情報は数100 m間隔でしか存在しない。仮に「稠密」な条件として、堤防・基礎地盤の調査対象深さを15 m、断面積を200 m²、ボーリングデータが平均200 m間隔と想定したとしても、その200 mの区間で利用できる標準貫入試験データは、一か所の15 m深度分のみ、コア試料延長は1/3の5 m程度に過ぎない(標準貫入試験で採取・記載する試料長は1 mあたり30 cm、残りの区間はノンコアが標準)。コア径は40 mmなので、対象と

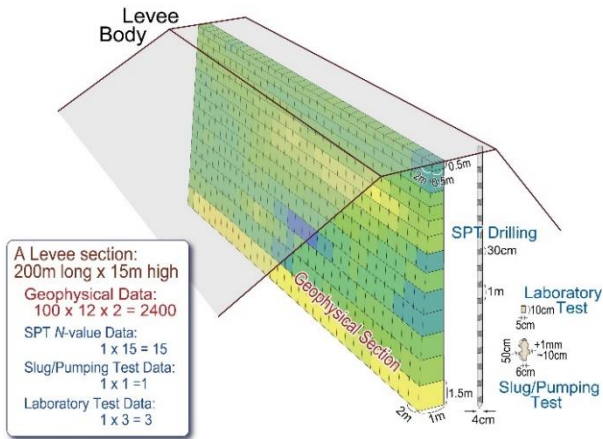


図 5. 浅部物理探査と土質調査ボーリング・試験の空間密度比較. (Inazaki, 2013)

する区間に対する容積比は $1/10^7$ のオーダーにしかならないのである。

一方統合物理探査で 200 m の区間を 2 手法で探査し、縦断方向 2 m 間隔、深度方向に 12 格子の物性断面として表示した場合、横断方向には 1 m 程度の空間の平均的な物性を仮定すれば、空間情報量として 2,400 個、容積比では $1/200$ の部分の連続空間情報を提供することができる。自然地層とは異なり、水平方向の物性連続性を仮定することが不可能な人工地質体の調査として、土質調査ボーリングが如何に不適切であるか、それに対して連続的空間情報を提供することができる浅部物理探査が不均質構造や異常部の検出に如何に優れた手法であるか、が理解できよう。筆者らがこれまで河川堤防で実施してきた統合物理探査の結果断面には、堤防縦断方向で数 10 m、横断方向では数 m、深度方向では数 10 cm の物性不連続構造が普遍的に見いだされた。空間サンプリング定理によれば、数 100 m 間隔の土質調査ボーリングでは、それらを捉えることは本来的に不可能である。

オールコアボーリング、それを配列した群列ボーリングに対しても浅部物理探査はより稠密で連続的な空間情報を提供することができる。オールコアボーリングは鉛直方向（一般的には）に連続した 1 次元空間情報であるが、水平方向には離散的であり、その間を補間するには、先験的な地質構造学的知見が必要とされる。しかし活断層近傍の撓曲帯内の変形構造を解釈するには、群列ボーリングと先験的知見だけでは不十分である。連続的な 2 次元断面情報、あるいは 3 次元ボリューム情報を提供できる浅部物理探査が最も活躍できる地質現象の一つであるといえよう。

図 6 は、伏在活断層部での SH 波ランドストリーマー探査断面を、既往の群列ボーリング柱状図解釈と対比したものである (Inazaki & Nakanishi, 2009)。地形的に明瞭に追跡できる主断層変形帯に加えて、前縁部に累積変位を有する数条の副次断層が存在することがとらえられている。この前縁断層帯は断層活動による変位全体の $1/3$ 程度を担っていると解釈することが可能である。Naruhashi, *et al.* (2008) は、主断層を挟む 3 本のボーリング (200, 275, 350) の加速器放射性炭素年代値から主断層部の活動性を評価しているが、前縁部の変位は考慮されていない。また反射断面構造から、断層の活動イベントとその変位量を識別・推定することも可能である。

6. まとめ

物理探査は生産した断面・地下空間情報を解釈しなければ完結しない。この解釈は探査の目的に沿うものでなければならず、それが地球物理学的研究と物理探査を区別する付加価値情報となる。通常浅部物理探査は、表層地盤の開発保全に伴っ

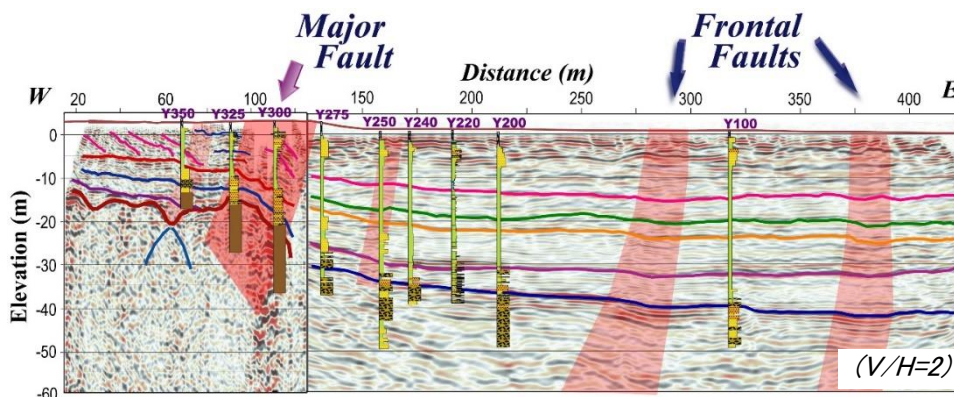


図 6. 伏在活断層想定箇所での SH 波ランドストリーマー反射深度断面と群列ボーリング柱状図との対比例. (Inazaki & Nakanishi, 2009)

て実施される。その開発保全の目的・計画に対応した解釈を加えることが診断となるのである。しかし開発保全の主体者と浅部物理探査の実施者とは異なることが一般的である。探査結果が開発保全の主体者の意向とは合致しない場合もありうる。また開発保全者自身が浅部地盤に対する知識を有していない場合もある。診断しないで開発保全行為を実施し、事象が発生してから原因究明と称して浅部地盤調査を後付けで実施することも多々見受けられる。特に浅部物理探査は空間解像度が高く、想定外の物性構造までもイメージングする能力があるため、その使用が控えられることもあった。

化石燃料資源調査や鉱物資源調査における物理探査とは異なり、浅部地盤の開発保全に伴う地盤調査・浅部物理探査には市場原理が働いていない。しかし超高齢化社会の到来に伴い社会インフラ施設の維持管理にも「選択と集中」が適用されようとしている今日、より効率的でかつ経済的な浅部地盤開発と保全への要求は大きくなると想定される。

都市域では自然地盤はほとんど残っておらず、築地市場の豊洲移転問題に典型的に示されたように、浅部地盤の新たな開発にあたっては、既往人工地盤の環境保全と再開発、すなわち人工地盤内に埋設された異常物の検知とその3次元的分布の把握、効果的な除去と再埋設工法の選定など、地球科学から地球工学への一体的かつ緊密な空間情報の伝達と管理が重要となるであろう。

2011年東北地方太平洋沖地震では、関東平野域で大規模な液状化被害が発生したが、その液状化が人工地盤分布域で発生したこと、人工地盤内の局所的な不均質構造（粗粒分含有率）が影響したことなどが指摘されている。そのような局所的な地盤不均質構造もイメージングすることが可能な浅部物理探査のさらなる技術開発を期待したい。

参考文献

青池 邦夫・稲崎 富士・金子 正洋 (2015): 詳細物理探査による河川堤防漏水箇所の浅部地盤構造調査, 物理探査学会第 132 回学術講演会講演論文集, 67-70.

Aoike, K., Fujita, T., and Inazaki, T. (2015): Detailed GPR surveys for delineating near-surface deformation structure in embankments with aid of RTK-GNSS, Expanded Abstracts of Near Surface Asia Pacific Conference, 4p.

青池 邦夫・木佐貫 寛・小河原 敬徳・稲崎 富士 (2017): RTK-GNSS 連動型地中レーダによる除礫探査 -盛土に混入した規格外サイズの礫の検出-, 物物理探査学会第 136 回学術講演会講演論文集, 13-16.

物理探査学会編 (2014): 地下を診る技術～驚異の物理探査～, 物理探査学会, 142p.

稲崎 富士 (2001a): 極浅層反射法探査用小間隔ランドストリーマーの開発, 物理探査学会第 104 回学術講演会講演論文集, 127-131.

稲崎 富士 (2001b): 地質工学分野における物理探査の適用・解釈を巡る諸問題, 日本応用地質学会シンポジウム予稿集, 61-70.

Inazaki, T. (2002): Ultra-shallow reflection surveying using short-spacing S-wave Land Streamers, Proceedings of the 15th Annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP2002), CD-ROM, Paper 12GAP6, 12p. DOI: 10.4133/1.2927109

稲崎 富士 (2006): 統合物理探査による河川堤防の内部構造評価, 物理探査学会第 114 回学術講演会講演論文集, 234-237.

Inazaki, T., and Nakanishi, T. (2009): Detailed imaging of near-surface faulting structure using Land Streamer, Proceedings of the 22nd Annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP2009), CD-ROM, 373-382. DOI: 10.4133/1.3176714

Inazaki, T. (2013): Problems in practical application of integrated geophysical technique for the vulnerability assessment of levee systems, Proceedings of the 11th SEGJ International Symposium, 252-255. DOI: 10.1190/segj112013-064

Inazaki, T., Aoike, K., and Kaneko, M. (2016): Detailed geophysical imaging of the shallow surfaces at an underseepage site behind of a levee, Proceedings of the 29th Annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP2016), 90-95. DOI: 10.4133/SAGEEP.29-020

国土交通省都市局 (2017): 熊本地震からの益城町の市街地復興に向けた安全対策のあり方等に関する報告書, <http://www.mlit.go.jp/common/001179268.pdf>, (20180301 cited)

Naruhashi, R., Sugai, T., Fujiwara, O., and Awata, Y. (2008): Detecting Vertical Faulting Event Horizons from Holocene Synfaulting in Shallow Marine Sediments on the Western Margin of the Nobi Plain, Central Japan, Bulletin of the Seismological Society of America (2008) 98 (3): 1447-1457. DOI: <https://doi.org/10.1785/0120070034>

高橋 亨, 相澤 隆生, 村田 和則, 西尾 英貴, 松岡 俊文 (2015): 統合物理探査データを用いた河川堤防の浸透性プロファイリング, 物理探査, 68, 167-175.

渡邊 貫 (1937): 物理地下探査法, 工業雑誌社, 142p.

分野横断の要望と提言及び総合討論

表層地盤を理解するための物理探査

卜部厚志（新潟大学災害・復興科学研究所）

海岸平野などを構成する沖積層の研究は、地形・地質、地盤工学、物理探査や災害科学の分野において幅広い観点から進められている。例えば、地形・地質分野では、平野の埋積・土砂運搬、堆積相解析による堆積過程、海水準変動、地形形成などのキーワードがあげられる。また、物理探査を含めた災害科学分野でも、反射法弾性波探査、レーダ探査、強震動予測、平均S波速度、液状化などキーワードをあげることができる。

これらの研究は、同じ沖積層という砂、泥、礫層から構成される地層の層相や分布を想定して、3次元の広がりプロセスを復元していく共通性があるが、学問分野で閉じた状態で発展してきた。一方、特に地震災害では、モデル的な仮説ではなく具体的な建物・構造物被害、液状化、地盤変動、崩壊等の被害が発生するが、やはり学問分野ごとに閉じた状態での調査研究が進んでいる。

一方で、地震時の災害現象を解明するという共通の目的があれば、野外調査の段階から地質・物理探査などの連合グループで、互いの研究分野での解析方法や理解を共有しながら、研究を進めることが可能である。こうした研究は、同じ組織に多分野の研究者を有する産総研ならではの取り組みであり、兵庫県南部地震以降、成果をあげてきたものと考えている。個人の経験からみても、地震災害という解明すべき目的に対して、地質分野だけでは及ばない研究方法や考え方を学ぶ多くの機会があった。今後も、普段の研究は別としても、災害は多分野との共同研究の機会であり、産総研において先駆的に進めて頂きたいと考えている。

土木建設分野で期待される物理探査 —電気事業に係る現場への適用—

鈴木浩一（電力中央研究所）

土木建設分野で物理探査に期待されるのは、探査法としての高精度化だけではなく、発注者に理解しやすい工学的な地盤物性を適切に評価した解釈技術の向上も含めたものと認識している。

物性分布を適切に評価するには一つの探査法だけでは困難であり、複数の探査結果から地盤の物理モデルに基づき、工学的な物性断面を推定する必要がある。特に、都市の表層部は自然の堆積物だけではなく盛土や人工構造物もあり、地下水面も地点により様々で複雑な地下構造となっている場合が多い。

本件では、電気事業において物理探査を適用した事例として、地中送電線を施工する際に必要とされる地盤の熱的物性（熱抵抗）の分布を解釈する手法について紹介する。既往の岩石二粒子モデルに基づく比抵抗およびS波速度と熱抵抗との関係から、砂粒子・粘土粒子・間隙水の並列回路と空気との直列回路よりなる熱抵抗評価モデルを新たに考案し、そのモデルにより未固結土壌による室内試験データがほぼ説明できることが分かった。更に、比抵抗とS波速度を組み合わせた熱抵抗の探査フローを提案し、地中送電線埋設予定地点で行われた物理探査データに適用した。

地下水学が期待するこれからの物理探査技術 —特に、都市地下水研究の現場から—

安原正也 (立正大学地球環境科学部)

都市の地下水は近年、いわゆる「自己水源」として、緊急用水（大規模災害時の飲料用水や生活用水）あるいは環境用水として注目が高まっている。このような都市地下水の利用に際しての最大の問題は、老朽化した下水道管渠から発生する下水漏水によって、その水質が急速に悪化しているという事実である。都市地下水の保全や水質の修復という観点から、下水の漏水箇所を面的に検知できるような、あるいは下水漏水によって汚染された土壌水や地下水の三次元的な広がり^{みんきよ}の把握を可能とするような物理探査技術の確立を期待したい。また、都市が立地する平野部の地下水システムの全体像の解明にあたっては、深度 300 m ~ 800 m くらいの中深層（水源井の深度より深く、温泉井の深度より浅い部分）の水理地質情報の欠如がネックとなっているのが現状である。平野部におけるこのような中深層の帯水層の水理定数や地下水の水質の概要を把握することが可能な物理探査技術が確立されれば、都市地下水研究のブレイクスルーに資することは確実である。大いに期待したい。

地質屋からみた浅層物理探査の有用性と期待

中澤 努 (産業技術総合研究所地質情報研究部門)

平野の地質を調べる場合、地層をくりぬいたボーリングコア試料はかけがえのないファクトデータであり、そこから得られるデータは何にも代えられぬ貴重なものである。一方で、地層の広がりをより効率的に把握することができる物理探査は地質屋にとってもこの上ない技術要素である。今の時代、各研究分野が奥深いので、地層を研究する者が新たに物理探査に参入して、すぐに成果がでるといってもいい。産総研及びその関係者には、地層の専門家もいれば物理探査の専門家もおり、それぞれの分野で活躍している。この両者の協力体制をより密に強化することで、より強力な地質の調査が可能になる。

一方で、3次元地質モデルを構築する場合、見方が異なり精度も異なる地質データと物理探査データをどのように統合させるかが、今後の大きな課題のように思う。最近、地質モデリングの分野では、3次元モデルにさらに時間軸をも加えた4次元モデルが提唱されるに至っているが、うまく地質データと物理探査データを統合することができれば、ボーリング調査よりも繰り返し観測が容易な物理探査は、4次元モデル構築に大きな貢献をするであろう。

特別講演

「精密物理探査による地質調査研究の進展」

牧野雅彦（産業技術総合研究所・地質調査総合センター）

1. はじめに

このたびは「浅層地盤・地質の詳細構造解明に資する精密物理探査の現状と課題」にご来場いただきまして大変ありがとうございます。

筆者は本研究会の締めで自由に話しても良いという事で表題の無難な題名で登録しました。ところが、発表用のパワポを作成しているうちにあれこれと脈絡が無く取りまとめが難しいスライドが 50 枚以上も溜まってしまいました。まるで荒れ狂う嵐の中を悪戦苦闘しながら調査してきた悲惨な物語の数々です。これらを当日までどうやって筋立てるか悩ましく考えています。ということで本講演要旨は 2 月末時点のもので当日に大幅な変更があると予想されますのでご容赦いただければ幸いです。

2 1986 年伊豆大島対応

1986 年（昭和 61 年）に筆者は通商産業省工業技術院地質調査所に入所しました。2 カ月程度の新人研修のあとに物理探査部に配属されました。大学・大学院は地球物理の地球電磁気学を専攻してきましたので物理探査の経験はほとんどありませんでした。教養時代に吉田グラウンドで電気探査の実験を行ったくらいです。市電が近くを走るとその漏洩電流が大きなノイズとして困った記憶があります。物理探査部に配属されてからは中井部長の方針で各種物理探査のフィールドで実経験を積みました。当時は物理探査のテキストは少なく図書室にある文献等で学びました。

ところが 1986 年 11 月に伊豆大島の噴火があり、その緊急対応に新人らが駆り出されました。筆者が担当したのは伊豆大島テレメータ受信システムの構築でした。大島から送信される伸縮計等、ガスクロマトグラフ、地下水水位計、マルチガスセンサーのデータについて、受信し保存の後、定められたアラームの判定をして気象庁に転送しました。筆者はグラフ化プログラムを担当し、各研究担当者の要望を聞きつつグラフを作成しました。作成されたグラフは気象庁に転送されました。当時はインターネットが無くモデム通信でした。グラフ作成でいろいろな要望をあれこれ一番求めて

きた方が伸縮計の遠藤秀典さんでした。プログラム更新は翌年 6 月くらいまで続き、それが終了して曾屋さん和伊豆大島に出張させていただきました。現在の GSJ の地震・火山噴火の緊急対応の草分けみたいなものでした。国土庁から感謝状をいただきました。確か地質調査所長賞ももらいました。

ワークステーション、UNIX、vi エディタ、FORTRAN を OJT で学びました。



第21図 国土庁長官の感謝状

図 1. 伊豆大島対応の感謝状（富樫，1988）

3 阿武隈重力

伊豆大島対応が終わって 8 月に阿武隈に重力探査で 3 週間程度放り込まれました。最初の数日間は広島俊男さんに指導していただきましたが、後は一人で調査しました。ただし、地元の運転手は付けてもらいました。当時の GPS はまだ試験段階で地形図、コンパス、気圧高度計で測定場所を推定しました。三角点や水準点を一生懸命探しました。

現地での重力測定に苦労しましたが、阿武隈地域の急峻な地形での地形補正にも苦労しました。当時は 50 m 地形メッシュデータが無く、地形図をデジタル化して地形補正を計算しました。図 2 は 1995 年に出版した阿武隈地域のブーゲー異常図です。

その後、GPS の発展、地形メッシュデータの整備等があつて阿武隈地域の精密重力探査が可能となりました。その代表的成果として図 3 に 5 万分の 1 地質図幅の寺坂貫入火砕岩を示します。重力

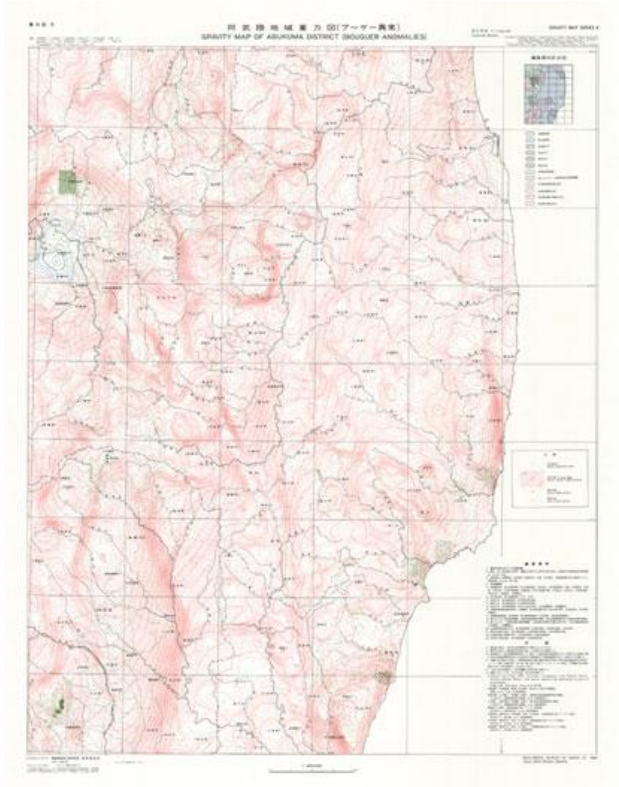


図2. 阿武隈地域のブーゲー異常図 (牧野ほか, 1995)

探査ではバグと思われる測点の周囲で2, 3点の測点を追加します. この寺坂では測点を追加した結果, 有意な低重力異常を示しました. その境界を知るためにさらに数十点を追加測量して寺坂陥没構造を抽出しました. これは地質調査によって貫入火砕岩と記載されました.

図2と図3とでは20年の開きがあります. 図2の重力図では寺坂地域は小規模で見つけることができませんでしたが, 精密探査の「進展」によって地質的な発見に至りました.

4 おわりに

図4にパソコン(PC)の国内出荷台数を示します.

ちょうどこのグラフと同じように精密物理探査は進展してきました. たとえば, GPS や地形データの整備利用には, 情報機器の進展が必要条件だったと考えることができます.

1995年の兵庫県南部地震で神戸の被害集中地域を詳細に地質調査, 物理探査をしました. GPS受信機を購入し, 市街地や六甲山で夢中になって村田泰章さんたちと重力測定しました. PCではMSDosからWindowsに変わりWindows95によって出荷台数が大幅に伸びました.

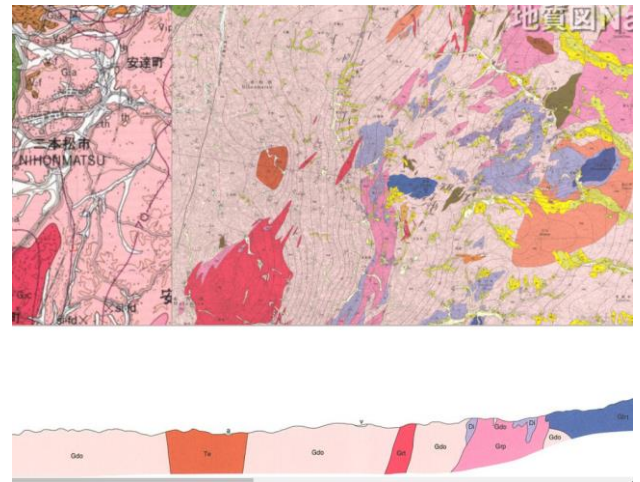


図3. 5万分の1地質図幅「川俣」(久保ほか, 2015) 重力探査で発見された寺坂貫入火砕岩(中央左寄りオレンジ色部分)を記載.
地質図Navi(<https://gbank.gsj.jp/geonavi>)より

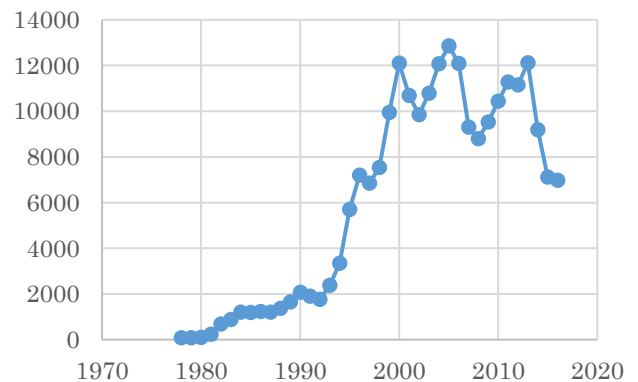


図4. PC国内出荷台数(縦軸は千台)
(電子情報技術産業協会調べ)
<https://www.jeita.or.jp/japanese/stat/pc/>

神戸の被災地域での重力探査は宿泊先の大阪から神戸まで電車で毎朝通い, 遅いときは夜10時くらいまで重力・GSP測量をしていました. 宿に戻ってからは夜遅くまで解析作業して重力図を作成し, 翌日の調査計画を立てました. かなり無理を続けていたため出張中にインフルエンザで倒れてしまい宿屋や同僚にお世話になりました. 今から思うと大きな事故に至らず幸いでした.

要旨はページの都合上でここまでにします. 当日までにはもう少し整理しておきますので, よろしく願いいたします.

最後に, 皆様方の増々のご活躍とご発展を祈念いたします.

文献

- 牧野雅彦・村田泰章・広島俊男・駒澤正夫・小笠原正継・中塚 正・鍋谷祐夫・井上 純・田中和夫・丸山孝彦・三品正明（1995）阿武隈地域重力図 地質調査所
- 久保和也・山元孝広・村田泰章・牧野雅彦（2015）5万分の1地質図幅「川俣」産総研地質調査総合センター
- 富樫茂子（1988）地質ニュース No. 405, 53

ポスターセッション

No. 1 トンネル舗装面下の浅部岩盤性状の評価に向けた物理探査の適用事例

岡崎健治・倉橋稔幸（土木研究所寒地土木研究所），丹羽廣海・村山秀幸（(株)フジタ）

本報告では、熱水変質を受けた火山岩類の岩盤に建設され、完成から数年後、舗装面が複数の区間で隆起したトンネルで、舗装の損傷を防ぐため震源に油圧インパクトを使用した屈折法地震探査を実施し、P 波速度の分布をもとに、岩盤性状を評価した事例について述べる。

探査では、隆起した区間を含む片側車線 1,500 m に、供用中を想定して短時間に展開できる機材である 3 成分 MEMS 型の受振器を 3 点式スタンドで 6 m 間隔に設置して受振した。その記録をトモグラフィ解析し、速度構造を求めた。

探査の結果、P 波速度は、全体的に 1.8~3.8 km/s を示し、舗装面が隆起した区間は、隆起していない区間よりも低かった。これは、トンネルの掘削による岩盤の緩みや劣化が、浅部から深部に向って次第に進行したことが理由と考えられる。本トンネルでは、浅部の P 波速度は、隆起した区間で 25~44%、隆起していない区間で 8~16% 低下したことを確認した。深部は、岩盤の緩みや劣化の影響を受けない地山本来の P 波速度を示すと仮定した場合、浅部の P 波速度が深部と比べて何%低下しているかを求めることで、現状のトンネル周囲の岩盤性状を評価した。

No. 2 2016 年熊本地震と阿蘇山における重力異常の関係

宮川歩夢（産業技術総合研究所地質情報研究部門）

2016 年熊本地震は甚大な被害をもたらした大規模な地震であるとともに、その地震の破壊域が活動的な火山である阿蘇山周辺に及んだことでも特徴的な地震であった。阿蘇山における地下構造探査はこれまでも広く行われてきた。特に、重力探査に基づく重力異常構造については、Komazawa(1995)に詳しい。

本発表では 2016 年熊本地震の発生を受けて、既存の重力異常データの再処理を行うことで、地震の破壊域と重力異常を引き起こす密度構造の関係について検討した内容 (Miyakawa *et al.*, 2016) について紹介する。再解析の結果、阿蘇山下の顕著な低密度体の三次元構造が明らかとなり、その存在位置が地震の破壊域の北東端に一致することが明らかとなった。阿蘇山下の低密度体は、メルトやガスなどを含むマグマレザーバーに相当すると考えられ、その存在が地震の破壊域のさらなる進展を抑制したものと考えられる。

No. 3 石垣島の重力連続観測で捉えた降雨に伴う地下水量変化

名和一成・望月一磨（産業技術総合研究所地質情報研究部門）

先島諸島付近で繰り返し発生するスロースリップを検出する目的で、2012 年から国立天文台 VERA 石垣島観測局で超伝導重力計 (SG) 観測を継続している。VERA 局においては重力と並行して雨量や土壌水分量変化も測定しているが、他の SG 点のような明瞭な降雨との相関は見られなかった。2016 年 8 月、VERA 局の観測を補完する重力連続データを得る目的で、防災科学技術研究所 F-net 石垣観測点坑内でスプリング式相対重力計である gPhone 重力計による連続観測を開始した。その結果得られた F-net 点 gPhone と VERA 局 SG の 2016 年 10 月から約 1 年間の重力データを用いて、両観測点/重力計に及ぼす降雨の影響について検討した。gPhone (F-net 点) と SG (VERA 局) で観測された重力変化の差は、平均的には F-net 点で期待される降雨応答で説明できることがわかった。一方で、F-net 点と VERA 局それぞれで平均的な降雨応答から外れる時期/降雨イベントも見出された。今後、観測点近傍の降水量・土壌水分量に加えて、名蔵ダムの貯水量や名蔵湾の潮位変化などのデータも利用して、観測された重力変化の解析/解釈を進めていきたい。

No. 4 関東平野中央部の菖蒲坑井(GS-SB-1)における高分解能 VSP 探査

横倉隆伸・山口和雄・塚本 斉・牧野雅彦・住田達哉・渡邊史郎（産業技術総合研究所地質情報研究部門）

坑井データと反射断面の高精度対比を行うことを目的に、菖蒲坑井において VSP 探査を実施した。本探査では、センサー部に産総研が開発した 24 ch の高分解能ダウンホール・ハイドロフォン(周波数特性 70-10,000 Hz, チャンネル数 24 ch)を使用した。本坑井では浅部の鉄製ケーシング・井戸元の状況・等の制約から、オフセット 78.8 m のオフセット VSP とし、深度 299.25~107.75 m 間を 0.5 m 間隔(計 384 レベル)でデータ取得した。P 波震源を使用した。明瞭な S 波反射波も見られたので、P 波・S 波両方の VSP 処理を行った。P 波・S 波断面ともに反射面はほぼ水平であり、礫層に対応して顕著な反射波が出ている。現在のところ当 VSP データに匹敵するほど高分解能の反射法データは付近に存在しないが、試みに山口・他(2007)の結果と比較すると、周波数は異なるが、VSP の顕著な反射面にはほぼ対応する反射面を同定することができる。

No. 5 大飯原子力発電所における超苦鉄質岩体の磁気イメージング

大熊茂雄・牧野雅彦・宮川歩夢・中塚 正（産業技術総合研究所地質情報研究部門）、大塚良治・工藤俊祐（関西電力株式会社）、柳田 誠（阪神コンサルタンツ）、佐々木俊法（電力中央研究所）、杉森辰次（ダイヤコンサルタント）

大飯原子力発電所は、日本海に面した若狭湾の大島半島北部に位置しており、その地質は夜久野オフィオライト（主に、頁岩、輝緑岩、斑糲岩および超苦鉄質岩）からなる。本フィールドにおいて、超苦鉄質岩体のみみ破碎帯が見出されるため、超苦鉄質岩体は鍵となる地質として重要である。そこで、超苦鉄質岩体の分布を明らかにするため、台場浜付近の陸・海上において磁気探査をおこなった。

小さな岬や岩礁での陸域探査は、プロトン磁力計を用いて特定の測線沿いあるいはグリッド状に行った。海域探査は、ゴム製の小舟に据えられたセシウム磁力計を用いて行った。

陸海の探査データを統合して地表上および海面上 2.5 m の滑らかな曲面上の IGRF 残差磁気異常を計算した。その際、観測面下方に等価異常を仮定して磁気異常分布を求めている。

先行研究では、傾斜した貫入岩と解釈される 2 次元モデルが得られているが、今回は、上述の磁気異常データに 3 次元磁気イメージングを適用した。結果は、先行研究と概ね一致して海側に傾斜する幅のある逆帯磁の岩体の構造が得られたが、当該の逆帯磁岩体は断面と直交する方向には有限であることが分かった。すなわち、これは磁気イメージングが、超苦鉄質岩体の 3 次元地下分布の解明に有効であることを示している。

No. 6 重力探査による三浦半島北断層群分布地域の浅部基盤構造の推定

江戸将寿・馬場久紀（東海大学海洋学研究所）・大熊茂雄・住田達哉・宮川歩夢（産業技術総合研究所地質情報研究部門）

神奈川県の上浦半島には上浦半島断層群とよばれる活断層群が存在する。断層群主部の上浦半島北断層群は衣笠断層・北武断層・武山断層によって構成され、これらは上浦半島における人口密集地域に分布する。

神奈川県（2001）は、上浦半島北断層群の構造形態を明らかにするために、断層群分布地域で反射法地震探査を行った。しかし、この調査では 1,500～2,000 m 付近の深部構造を対象としており、浅部構造の解釈結果についてより詳細な推定を行う余地があると考えられた。

以上より、本研究では神奈川県（2001）の解釈をもとに重力探査による密度構造解析を行うことで、地下浅部の基盤構造についてのより詳細な推定を行った。

本研究では、神奈川県（2001）の調査測線に沿う約 5 km の測線について約 50 m 間隔で重力測定を行い、ブーゲー異常を求めた。密度構造解析を行う際は、神奈川県（2001）の解釈結果を取り入れたモデルをもとにフォワードモデリングを行った。

解析結果のモデルから、断層群の詳細な構造形態や、基盤層の褶曲構造の規模等についての新たな解釈を行うことができた。特に、既存の研究で存在が推定されていた北武断層の派生断層について、その上下変位の規模についても有力な推定を行うことができた。