

草津白根火山白根火砕丘の地震反射断面

— 擬似反射記録法による反射断面の推定 —

筒井智樹¹⁾・鬼澤真也^{2),9)}・森 健彦^{3),9)}・野上健治²⁾・平林順一²⁾・
小川康雄²⁾・高木憲朗²⁾・鈴木敦生⁴⁾・及川 純⁵⁾・
中道治久^{6),10)}・吉川 慎⁷⁾・松島 健⁸⁾

(2006年7月20日受付, 2007年11月27日受理)

Seismic Pseudo Reflection Profiling in Shirane Pyrocrastic Cone, Kusatsu-Shirane Volcano

Tomoki TSUTSUI¹⁾, Shin'ya ONIZAWA^{2),9)}, Takehiko MORI^{3),9)}, Kenji NOGAMI²⁾,
Jun'ichi HIRABAYASHI²⁾, Yasuo OGAWA²⁾, Noriaki TAKAGI²⁾, Atsuo SUZUKI⁴⁾,
Jun OIKAWA⁵⁾, Haruhisa NAKAMICHI^{6),10)}, Shin YOSHIKAWA⁷⁾
and Takeshi MATSUSHIMA⁸⁾

Shallow subsurface structure of Shirane pyrocrastic cone, Kusatsu-Shirane Volcano is discussed with Pseudo Reflection Profiling. Pseudo Reflection Profiles are obtained from a controlled source seismic experiment in September-October 2003 as a part of the Fourth Joint Observation of Kusatsu-Shirane Volcano. A significant horizon is defined through correlation of the profile with borehole logging data. The horizon is compatible with

¹⁾ 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1 秋田大学工学
資源学部

Akita University, 1-1, Tegata-gakuen-cho, Akita
city, Akita, 010-0852, Japan.

²⁾ 〒377-1711 群馬県吾妻郡草津町大字草津滝尻原
641-36 東京工業大学火山流体研究センター
Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of
Technology, 641-36, Takijirihara, Kusatsu, Kusatsu-
cho, Agatsuma-gun, Gunma, 377-1711, Japan.

³⁾ 〒891-1419 鹿児島県鹿児島市桜島横山字鶴崎 1722
-19 京都大学防災研究所附属火山活動研究セン
ター

Sakurajima Volcano Research Center, Disaster
Prevention Research Institute, Kyoto University,
1722-19, Sakurajima-Yokoyama, Kagoshima, 891-
1419, Japan.

⁴⁾ 〒052-0106 北海道有珠郡壮瞥町立香 146 北海道
大学理学部有珠火山観測所

Usu Volcano Observatory, Hokkaido University, 146,
Tatsuga, Sobetsu-cho, Usu-gun, Hokkaido, 052-0106,
Japan.

⁵⁾ 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1 東京大学地
震研究所

Earthquake Research Institute, University of Tokyo,
1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0032, Japan.

⁶⁾ 〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1 防災科学
技術研究所

National Institute of Earth Science and Disaster
prevention, 3-1, Tennodai, tsukuba-city, Ibaraki, 305
-0006, Japan.

⁷⁾ 〒869-1404 熊本県阿蘇郡南阿蘇村河陽 京都大学
火山研究センター

Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University,
Kawayo, Minami-Aso-son, Aso-gun, 869-1404, Ja-
pan.

⁸⁾ 長崎県島原市新山 2-5643-29 九州大学大学院理学
研究院附属地震火山研究観測センター

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate
school of Kyushu University, 2-5643-29, Shinzan,
Shimabara-city, Nagasaki, 855-0843, Japan.

⁹⁾ 現在 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央
第7産業技術総合研究所地質情報研究部門

Present address. Geological Survey of Japan, AIST,
Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi, Tsukuba-city,
Ibaraki, 305-8567, Japan.

¹⁰⁾ 現在 〒464-8602 愛知県名古屋市中千種区不老町
名古屋大学大学院附属地震火山・防災研究センター

Present address. Research center for Seismology,
Volcanology, and Disaster Mitigation, Graduate
school of Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku,
Nagoya, Aichi, 464-8602, Japan.

Corresponding author: Tomoki Tsutsui
e-mail: tom@geophys.mine.akita-u.ac.jp

a top face of Tertiary volcanic rocks as a substratum of Kusatsu-Shirane Volcano and is estimated at 1700 m a. s. l. in the craters. The horizon strikes NNE-SSW direction and dips eastward. Its dipping is not uniform and there is a bench zone beneath the craters which strikes NNE-SSW direction. Seismicity beneath Mizugama crater is concentrated and the active magnetization region locates beneath the horizon. Other clear reflection events within the substratum are also observed in the profiles but their geological correlation is not defined. One of deeper horizon at 1000m a. s. l. may correlate a sort of density contrast in Tertiary volcanics layer. Seismicity along the traverse line tends to concentrate under the deeper horizon beneath Yugama crater. The density contrast may constrain seismicity beneath the crater.

Key words: Kusatsu-Shirane volcano, Pseudo Reflection Profiling, Auto-correlation seismology, Logging, Controlled source seismology, Structure of volcano

1. はじめに

草津白根火山は群馬県北西端に位置する活火山である。宇都・他 (1983) によれば、草津白根火山は東あるいは南に緩く傾斜した第三紀火山岩類を基盤として約 200 万年前に噴出活動が始まり、その後複雑な活動史を経て現在の白根火砕丘を含む地形が形成された。歴史時代の草津白根火山の活動記録は 1805 年以降のものしか残されていないが、十数回に及ぶ活動のいずれも水蒸気爆発であった (宇都・他, 1983)。近年は 1982 年 10 月から 1983 年 12 月にかけての湯釜を中心とした 5 回の水蒸気爆発、1989 年 1 月、1996 年、1997 年、2004 年 5 月などの小規模な活動など 20 年あまりにわたり高い活動レベルを維持している (平林, 1996; 平林・他, 2004)。

草津白根火山では 1937 年から地震観測が始まり (Minakami, 1939)、火山性地震の他、火山性微動などの地震学的現象が報告されてきた (井田・他, 1989; 森・他, 2006; Nakano *et al.*, 2003; 及川・他, 1996)。近年の研究の進展に伴い、地震学的現象と火山性流体との関係が注目され、火山性地震及び火山性微動の発生領域である浅部地下構造の基礎的な情報を明らかにする必要性が高まっていた。

このような背景から深さ数百メートルの浅部熱水系の解明をターゲットとした 2003 年草津白根火山集中総合観測 (以下、2003 年集中総合観測と称する) (平林・他, 2004) が行われた。Nurhasan *et al.* (2006) は集中観測の一環として行われた Audio Magnetotelluric (AMT) 探査から草津白根山の比抵抗構造を推定するとともに、既存の重力データ (地質調査総合センター (編), 2004; 広島・他, 1994) から草津白根山山頂部の標高 1000m 付近に重力基盤を推定し、重力基盤面が比抵抗構造の境界とほぼ一致することを報告した。

本稿で取り扱う人工地震による構造探査は 2003 年集中総合観測の観測項目の一つとして、白根火砕丘の深さ数百メートルの浅部地下構造を明らかにすることを目的に、2003 年 9 月 25 日～10 月 1 日にかけて実施されたものである (筒井・他, 2004a)。本人工地震観測期間は

1997 年 5 月の湯釜におけるガス突出現象発生と 2004 年 5 月の湯釜における水柱発生の間に対応する。しかし、人工地震観測期間中には目立った表面現象は報告されておらず (平林・他, 2004)、臨時観測網展開中には一日あたり平均 9 回の火山性地震活動が観測された (堀・他, 2004)。

この人工地震観測によって得られた初動走時のデータをもちいて鬼澤・他 (2005) は白根火砕丘および湯釜を横断する測線と白根火砕丘東側の測線の解析を行った。これによれば白根火砕丘の最表層部の P 波速度は 1.1 km/s で厚みが 0 m から最大 100 m の間であることが見積もられ、白根火砕丘の表層を覆う火砕物に対比された。第二層の速度は 2.9 km/s と見積もられ、より下位の溶岩層に相当すると解釈された。

本稿では 2003 年人工地震観測データに擬似反射記録法 (Pseudo Reflection Profiling; Tsutsui, 1992) を適用して得られた地震反射断面を用いて、草津白根火山白根火砕丘とその周辺の浅部地下構造を議論する。

2. 観 測

本稿で用いたデータは草津白根火山構造探査 (筒井・他, 2004a) のうち、山麓の発破 S3 に対する臨時観測網 (Fig. 1) で得られたものである。臨時観測網は白根火砕丘およびその近傍の構造を知ることが目的として、草津白根火山山頂部に 56 箇所の観測点 (L01～L59) が約 0.1 km 間隔で配置された。臨時観測網は山麓発破 S3 に対して震源距離 5.6～7.7 km の範囲に相当する (Fig. 1)。臨時観測網は以下に述べる 5 つの測線に区分される。観測点列 L01-10, L14 は発破点 S1 から北に伸びる測線 E を、観測点列 L12-25 は発破点 S2 から西に配置された測線 N を構成する。観測点列 L25-33, L53 は湯釜の西をほぼ南北方向に伸びる測線 W を、観測点列 L33-42 は湯釜の南にほぼ東西に配置された測線 S をそれぞれ構成している。さらに湯釜火口直下の構造を得ることを目的として、火口を南東-北西に横切る観測点列 L43-59 がほぼ 0.12 km 間隔で配置され、測線 YGM を構成している。

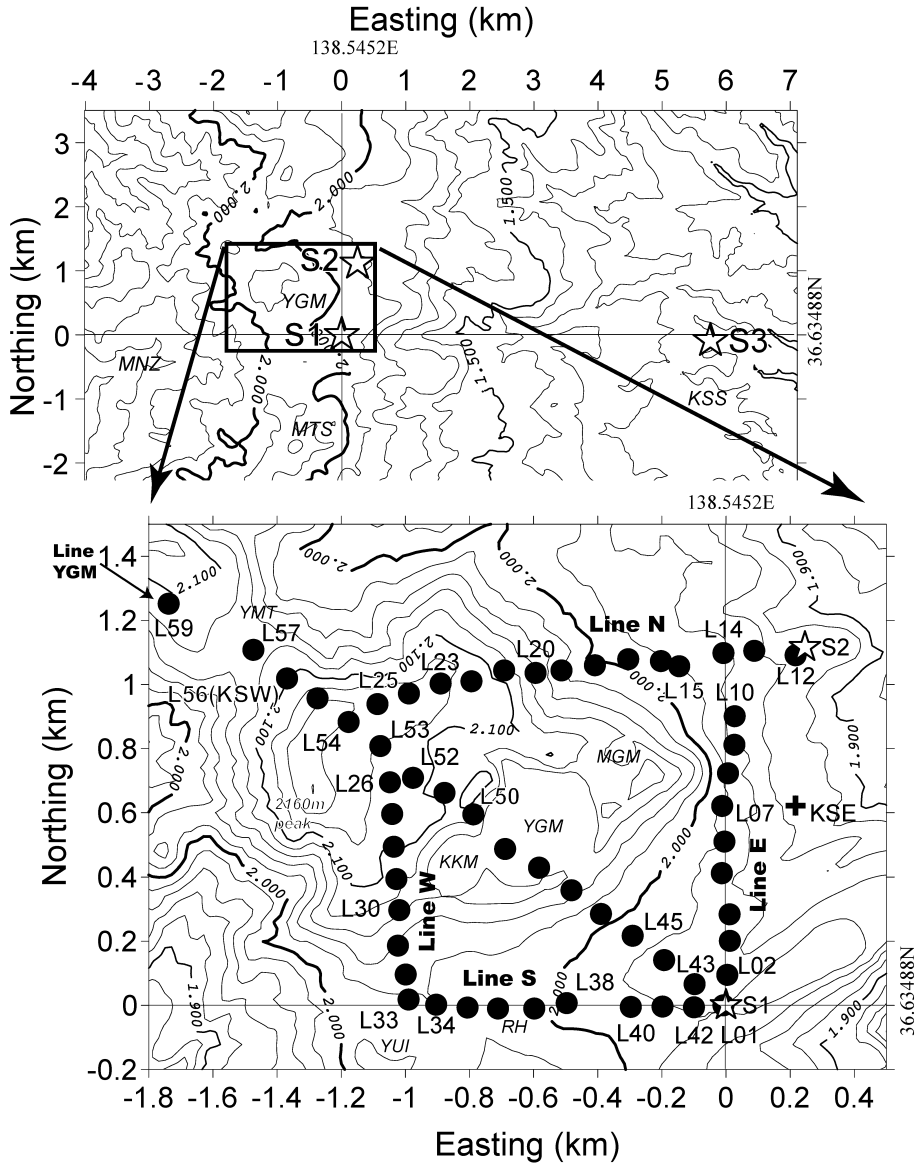


Fig. 1. The temporary seismic network for this study. Solid circles are seismic stations and open stars are shot points. The top portion shows the whole geometry of this study with 100m interval contour. A frame in the top portion indicates location of the seismic network. The bottom portion illustrates geometry of the temporary seismic network with 20m interval contour. A cross symbol marks a permanent station KSE. YGM: Yugama crater lake, MTS: Mt. Moto-Shirane, MNZ: Manza hot spring, KSS: Kusatsu hot spring, YMT: Yamada pass, MGM: Mizugama crater, KKM: Karakama crater, YUI: Yumi-ike crater, RH: Kusatsu-Shirane resthouse.

測線 E は鬼澤・他 (2005) の東側南北測線に、測線 N は北側東西測線に対応し、測線 YGM は湯釜横断測線に対応する。すべての観測点は草津白根火山噴出物の上に設置されたが、観測点 L59 と L56 の間には草津白根火山の基盤とされる第三紀火山岩類の露出が宇都・他 (1983)

によって記載されている。

3. 解析

本稿で用いる擬似反射記録法は地表で得られた遠方震源に対する観測波形の中から重複反射成分を抽出し、従

来から反射法地震探査で用いられているゼロオフセット反射記録と同等な波形（見かけ反射係数）を得て反射断面を作成する方法である。擬似反射記録法は1つ以上の遠方震源から得られた地表観測記録を用いる。この観測形態は火山地帯で地下構造を推定する方法として大きな長所を有する。すなわち、道路構造や環境保全に由来する制約のために大型の震源装置の導入が困難な場所（たとえば活火山山体）でも、観測点の設置さえできれば擬似反射記録法では反射断面に相当する断面を得ることができる。筒井・他 (2004b) は実際に雲仙火山で擬似反射記録法を適用した例をその解析手順とともに報告している。これ以降の解析では筒井・他 (2004b) の Appendix に述べられている擬似反射記録法のデータ処理手順にしたがうことにする。

擬似反射記録法にはその手法自体に不要な入射波を抑制する性質が無い(筒井・他, 2004b) ので、最初に帯域フィルターを用いて周波数帯域で選別を行う必要がある。

本観測で得られた波形を Fig. 2 に示す。今回用いた観測波形の 4 Hz 以下の低周波帯域では 2-4 秒付近の走時に S 波や表面波と思われる遅い見かけ速度を示す位相が微弱ながら確認された。そのために 4-16 Hz の帯域通過フィルターを施し、これらの成分を抑圧したものを解析に用いた。

擬似反射記録法は垂直に近い入射角をもつ地震波を解析処理の対象としているので、ほぼ垂直な入射角をもつ成分が十分な大きさをもっていることをセンブルランス (Neidell and Tarner, 1971) の計算によって確認することが必要である。

この目的のために臨時観測網の北西角と南東角を口径 300 m のアレイと見なすことにする。前者を NW アレイと称し L23-27, L51-54 の 9 点から、後者を SE アレイと称し L01-04, L40-44 の 9 点からそれぞれのアレイを構成した。これらのアレイで推定された絶対値 0.1 s/km 以下のスローネス範囲内の成分の最大センブルランスを走時に対してプロットしたものを Fig. 3 に示す。このスローネス範囲は $V_p=2.4$ km/s の場合入射角約 14 度以下に相当する。NW および SE アレイとも走時 4~10 秒付近までのあいだで、少なくとも 0.1 以上のセンブルランス値をもつ成分の垂直入射波の存在が Fig. 3 に示されている。Fig. 3 の観察をもとにして走時 4~10 秒の区間を相関窓 (Correlation Window) として自己相関関数の計算に用いた。なお、走時 2~4 秒の区間も同様に高いセンブルランス値が示されているが、この区間には先述のように微弱ながらも S 波初動の到来が確認されたので、S 波初動到来による汚染を避けるために相関窓の対象としなかった。

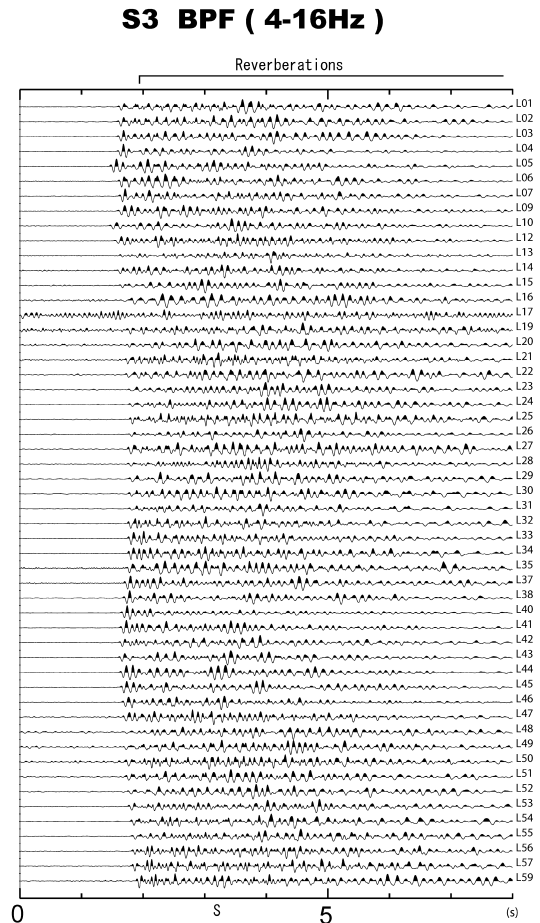


Fig. 2. Normalized and band-pass filtered records for the analysis. The pass band of the filtering was 4-16 Hz in order to reject S wave arrival. “S” marks the arrival time of S wave which was very weak in the original seismograms. The mark “Reverberations” shows the periods which may include multiple reflections to be processed.

さらに、極性反転と観測点の標高差にもとづく静補正を自己相関関数に施した後に、自己相関関数を配列し擬似反射断面を得た。

推定された自己相関関数をゼロオフセット反射記録に等価なものとして用いる際に、最大ラグタイム（地下断面の最大深度）の判断の目安を何らかの方法で示す必要がある。この問題に対して筒井・他 (2007) は、ほぼ同じ場所で観測された擬似反射記録 (Pseudo Reflection Seismogram; PRS) とゼロオフセットで観測された人工地震波形との相関を検討して、断面に用いる最大ラグタイムを決定した。筒井・他 (2007) の例は擬似反射記録と人

工地震の卓越周波数がほぼ一致する場合に適用が可能な方法である。本研究でも擬似反射記録とほぼ同じ場所でゼロオフセット人工地震波形が得られているが、両者の卓越周波数が異なるため筒井・他(2007)の手法の適用が困難である。したがってここでは最大ラグタイムの決定に、自己相関関数の安定度の評価の測度として一般的に用いられている変異係数(日野, 1977)を用いることにした。

あるラグタイム τ における自己相関関数の推定値を $C(\tau)$ 、十分大きなラグウィンドー長 T に対する自己相関

関数の分散を $\text{Var}[C(\tau)]$ とすると、変異係数 CV は、

$$CV = \frac{\sqrt{\text{Var}[C(\tau)]}}{C(\tau)}$$

として与えられる。小さい変異係数は自己相関関数の推定結果が安定であることを示している。本研究で得られたすべての自己相関関数の正および負のピークに対する変異係数 CV を、ラグタイム τ に対してプロットしたものを Fig. 4 に示す。Fig. 4 ではラグタイム τ の増大にともない、急速に変異係数が増大することが示されているが、 $\tau > 0.068$ s 以降で変異係数の分散も増大する傾向が示されている。変異係数 $CV=1.5$ は相関関数の標準偏差が相関関数のピーク値の 1.5 倍であることを示しているが、本研究の場合この値を目安とすると、変異係数のメジアン値が $CV=1.5$ を横切る $\tau=1.5$ 秒付近を最大ラグタイムとすることが妥当であると考えられる。

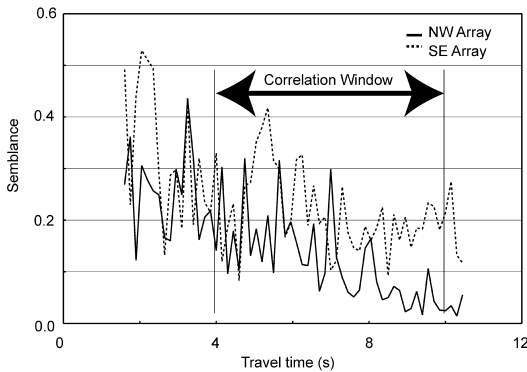


Fig. 3. Peak semblance distributions within the slowness range of 0.1 s/km for the test of vertical arrivals. Decay in the curve of NW array is faster than that of SE array. The correlation windows for the analysis were defined for which acceptable level (>0.1) of peak semblances are kept.

4. 擬似反射記録と物理検層結果との対比

白根火砕丘の周囲では東京工業大学火山流体研究センター(以下、VFRCと称する)によって2001年に火山活動の監視を目的とした2つの観測井KSWとKSEが掘削された(森・他, 2006)。これらの観測井のいずれも削孔に伴い物理検層とコア採取とが行われた。両観測井とも採取されたコアの記載を宇都・他(2004)が行っている。臨時観測網ではこれらの観測井の直上もしくは近傍にそれぞれ観測点(L56およびL07)が設置されており、ここでは観測井における音響および密度検層結果から作成した合成反射係数と対応観測点における擬似反射記録を対比し、反射断面と地質との対比を行う。

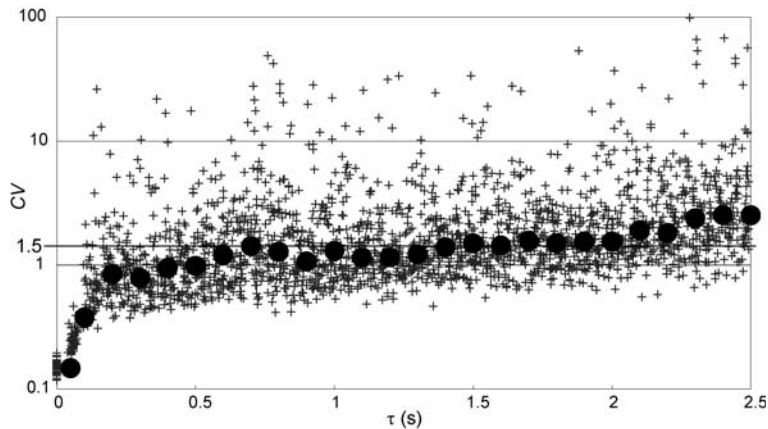


Fig. 4. Coefficient of variation, CV of all the peaks in each autocorrelation function. Cross symbols are CV at the peaks of the autocorrelation functions. Solid circles mark median value of CV value calculated in the 0.1 s interval window. CV increases with increasing lag time τ . A defined threshold $CV=1.5$ is marked.

合成反射係数の作成および地質記載との対比にあたり、検層記録、特に音響検層記録はそのままの形の利用を避け、データの平滑化を施したものを使用した。なぜならば一般に音響検層を含む物理検層作業では、孔壁とゾンデの接触条件を常に理想的に保つことが困難であるため、計測結果には接触条件の変動などに由来する音響波検出時刻の「飛び」(サイクルスキップ)が含まれる。Serra (1984)によればこのようなサイクルスキップが音響検層結果におけるスパイク状ノイズの原因であるとしている。したがって、生の検層記録に含まれる高周波の変動はノイズであると考えて、両観測井とも区間10 mの移動平均を施したものを平滑化処理済み検層記録として以下の議論に用いた。

なお、地表から検層区間の上端までの区間の速度値および密度値の外挿を次のように行った。速度値は筒井・他(2004a)の地震探査結果の第一層速度から検層区間上端までを線形補完し、密度値に関しては検層区間上端の値を地表まで外挿した。この速度構造は鬼澤・他(2005)と矛盾しないものである。

4-1 観測点 L56 と北西観測井 KSW

白根火砕丘の北西側に位置する観測点 L56 は常設観測点 KSW の地表に設置されている。北西観測井 KSW (観測点 L56) では深度 100 m ~ 230 m までの区間で物理検層が行われた。このうち音響検層および密度検層の平滑化処理済みデータを Fig. 5a に、平滑化処理済みデータから作成された合成反射係数を Fig. 5b に示す。観測

点 L56 の擬似反射記録を Fig. 5c に示す。

平滑化処理済み検層記録 (Fig. 5a) では深度 140 m 付近と 164 m 付近に顕著な速度急変点が認められる。また、宇都・他(2004)によれば本孔の深度 142 m には白根火山の基盤とされる第三紀火山岩類の上面の存在が記載されているが、深度 164 m 付近は岩相の変化および物性の変化に相当する報告がない。したがって Fig. 5a の深度 140 m 付近の速度急変点が第三紀火山岩上面 (Tertiary Volcanics) に対応するとして速度急変点 TV、後者を第三紀火山岩類中の速度急変点 TV' と名付けることにする。

このうち深度 140 m 付近に認められる速度急変点 TV は速度の急な減少を示すが、この P 波速度の減少点 TV は合成反射係数 (Fig. 5b) の往復走時 0.13 秒付近の正のピーク TV に相当する。観測点 L56 における擬似反射記録 (Fig. 5c) でも 0.14 秒付近に正のピークを認めることができるので、擬似反射記録上の正のピーク TV をこれ以降反射イベント TV と称することとし、宇都・他(2004)の第三紀火山岩類上面を代表する面として扱うことにする。

さらに、平滑化済み検層記録 (Fig. 5a) の深度 164 m 付近に認められる速度急変点 TV' は速度増加を示している。速度急増点 TV' は合成反射係数 (Fig. 5b) の往復走時 0.16 秒にあらわれる負のピーク TV' に対応する。合成反射係数 (Fig. 5b) の TV' の振幅はその直上の TV のその半分以下である。擬似反射記録 (Fig. 5c) には TV'

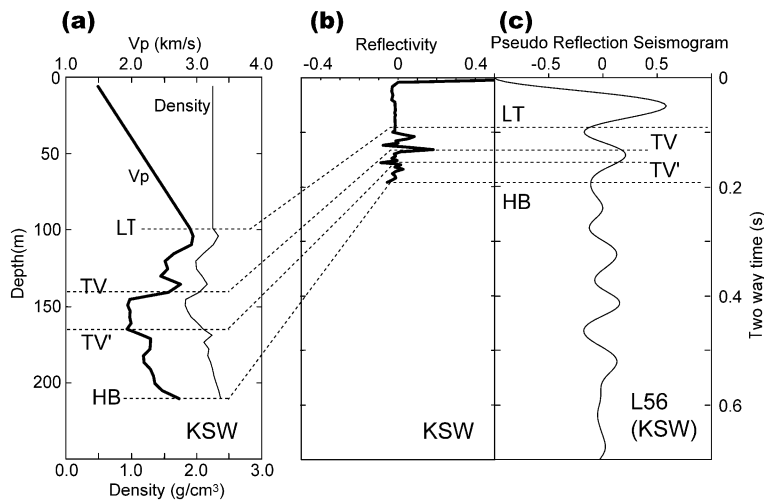


Fig. 5. Correlation between pseudo reflection seismogram at the station L56 and the borehole logs at the permanent station KSW. (a) Regularized sonic and density logs, (b) synthetic reflection seismogram, (c) pseudo reflection seismogram at the station L56. LT marks the logging start point. TV points a velocity decrease at the top of Tertiary volcanic rocks (Uto *et al.*, 2004). HB describes the bottom of the hole.

に対応する負のピークが認められない。

この現象を説明するためには、今回用いた擬似反射記録に含まれる入射波形成分を評価することが必要である。しかし、入射波形の直接観測は不可能であるので、山頂測線で得られたすべての擬似反射記録を重合したもののゼロラグ付近を等価入射波形として取り扱うことにする (Fig. 6)。擬似反射記録の重合による等価入射波形の推定を Appendix に述べる。Fig. 6 に示される等価入射波形で、 $t=0$ における振幅の 1/10 程度の最初のピークまでがサイドローブであると定義すると、サイドローブの片側幅は 0.168s である。したがってサイドローブまで含めた入射波形の継続時間は 2×0.168 秒 = 0.336 秒である。したがって、今回用いる擬似反射記録の時間分解能はその 1/4 の 0.084 秒程度であると考えられる。したがって擬似反射記録上では検層記録に認められる TV' に対応するピークは 0.02 秒先行している直前のピーク TV

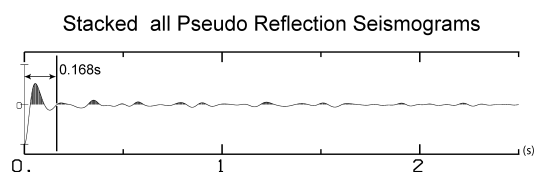


Fig. 6. Equivalent incident waveform. Equivalent incident waveform is derived through stacking all Pseudo Reflection Seismograms.

にマスクされていると考えられる。

4-2 観測点 L07 と北東観測井 KSE

白根火砕丘の北東側では観測井 KSE において深度 40 ~ 140 m にわたり物理検層がなされている。音響検層と密度検層の平滑化処理済み結果を Fig. 7a に、平滑化処理済み記録から作成された合成反射係数を Fig. 7b に示す。対比する擬似反射記録 (Fig. 7c) は北東観測井 KSE の西約 200 m の地点に位置する観測点 L07 を示す。

宇都・他 (2004) によれば深度 56 m を境にしてその上位が緻密でマッシュな香草溶岩、その直下にそれぞれ数メートル程度の厚さの風化土壌、溶岩流、崖錐堆積物が順に記載されている。さらに深度 117 m には火砕流堆積物と溶岩流との境界の存在が記載されている。一方、平滑化処理済み検層記録 (Fig. 7a) では深度 50 m と 120 m における 2 つの速度急変点が検層結果を特徴づけている。深度 50 m の速度急変点は香草溶岩の底 (Lava Bottom) に対応する速度減少と考えられ、これ以降速度急変点 LB と称する。もう一方の深度約 120 m の速度急変点は速度が急増し、宇都・他 (2004) の地質記載によれば火砕流堆積物の下の溶岩層上面 (Underlying Lava) と考えられるので、これ以降速度急変点 UL と称する。対応する合成反射係数 (Fig. 7b) では検層区間底に相当する往復走時 0.17 秒までに正極性の LB、負極性の UL に相当するピークをはじめとする複雑な反射係数変動が示されている。

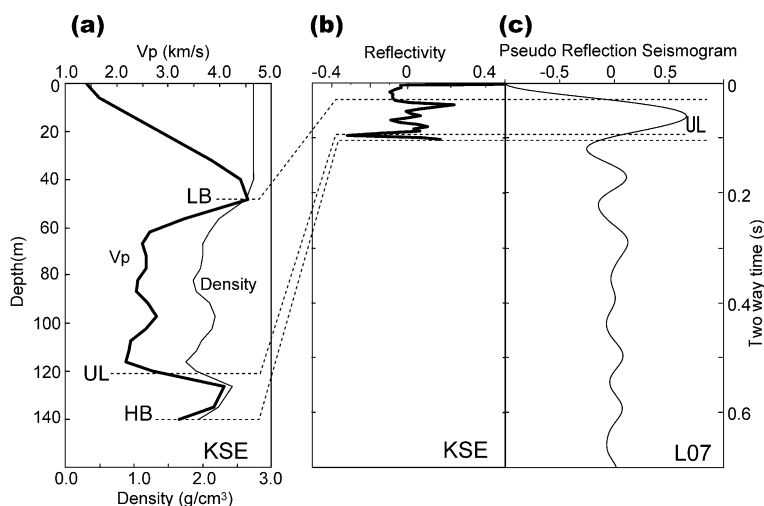


Fig. 7. Correlation between pseudo reflection seismogram at the station L07 and the borehole logs at the permanent station KSE in the vicinity. (a) Regularized sonic and density logs, (b) synthetic reflection seismogram, (c) pseudo reflection seismogram at the station L07 (at 200 m west of KSE). LB marks the bottom of Kagusa lava. UL marks the top of a buried lava layer. HB describes the termination of the logging operation.

一方、先に Fig. 6 で行った等価入射波形に対する考察により、隣接する観測点 L07 の擬似反射記録 (Fig. 7c) では往復走時約 0.1 秒までの部分には自己相関関数のラグ時間ゼロのサイドローブが重畳していると考えられ、合成反射係数 (Fig. 7b) と細部の対比をすることができない。しかしながら、往復走時 0.12 秒付近に見られるピークはゼロラグ振幅の 1/4 に相当する振幅を示しており、UL の数十メートル下に明瞭な反射面の存在を示唆している。

5. 擬似反射断面とその解釈

上述の観測井と擬似反射記録の対比をもとにして白根火砕丘の浅部構造を議論するために、観測網のそれぞれの区間に対応する擬似反射記録を並べた反射断面を Fig. 8 に示す。Fig. 8 の各図では静補正の基準面を標高 2100 m とし、いずれも縦軸は擬似反射記録の垂直往復走時、横軸は図右端の観測点からの距離である。Fig. 8a, b, c, d, e はそれぞれ測線 N, E, YGM, W, S の断面を示す。さらにそれぞれの図中の実線は後述の反射イベント追跡を施したものである。

5-1 反射イベント TV

反射イベント TV の側方追跡を行うにあたり、以下の 3 点に配慮して作業を行った。

(1) 観測点 L56 で得られた合成反射係数 (Fig. 5b) 中の正極性のパルスを反射イベント TV のリファレンスとしたこと、

(2) 観測点 L59 と L56 との間には第三紀火山岩類が露出していること、観測点 L59 では TV の下位に存在する白根溶岩の厚みが 30~40 m 程度と考えられること (宇都・他, 1983) に加えて、等価入射波の波長を考慮すると擬似反射記録上では白根溶岩底に相当する反射がゼロラグの波形にマスクされていると考えられることから、観測点 L57 および L59 で得られた擬似反射記録の後続部分は第三紀火山岩類およびその下位の反射のみを含んでいると考えても良いこと。

(3) Fig. 8 の各図に示される測線の合流点で TV の解釈に齟齬が生じないこと。

その結果、反射イベント TV は観測点 L57 で反射断面中に現れて東側に向かって往復走時 0.3 秒まで深くなること、および観測網のほぼ全域にわたって反射イベント TV が追跡された。

5-2 その他の反射イベント

擬似反射断面 (Fig. 8) には上記以外にも反射イベントを見いだすことができる。TV 面より下位に出現する反射イベントを b~d の記号で区別する。

反射イベント b は測線 E の L06~L10 の区間 (Fig. 8

b)、測線 YGM の L44・L45 の区間及び L48~L53 の区間 (Fig. 8c)、測線 W の L30~L53 の区間 (Fig. 8d)、及び測線 S の L41~L38 の区間 (Fig. 8e) で TV 面の直下に明瞭に認められることから、測線網の南部に断続的に存在していると考えられる。

反射イベント c は測線 YGM の北西端付近 (L55~L59) の往復走時 0.5 秒付近に出現する。反射イベント d の分布は観測網の北西寄り (測線 YGM: L51~L57, 測線 N: L23~L25, 測線 W: L25~L27) で明瞭であるが、L47 および L48 で反射イベント d' がほぼ同じ走時に見いだされる以外は、観測網の東寄りで不明瞭になる。

これらの反射イベントがあらわす反射面の地質学的な対比は明らかではないが、第三紀火山岩またはそれより下位の基盤岩内の反射を示していると考えられる。

6. 議論

以上で述べた反射イベント TV が対応する面の特徴および反射イベント d について検討する。反射イベントの出現往復走時と L56 (KSW) における検層結果から得られた TV 面までの平均速度 (2.49 km/s) から、TV 面の標高を推定し Fig. 9b に示す。また、Fig. 9a は特徴的な地形とこれまでの研究で報告されている現象 (小池・他, 2004; 牧野・他, 2004; 水上・他, 1942; 森・他, 2006; 宇都・他, 1983) の水平位置を地形の陰影図とともに示している。Fig. 9c には測線 YGM の反射断面 (Fig. 8c) を 2.49 km/s を用いて深度変換したものを、測線から 0.2 km 以内で発生した地震 (以下、「測線近傍の地震」と称する) の震源分布とともに示す。

6-1 TV 面

TV 面標高分布図 (Fig. 9b) によると TV 面は大局的に北北東-南西走向の南東落ち傾斜を示している。この走向は 1942 年活動の際に白根火砕丘南斜面に形成された割れ目火口群の走向 (水上・他, 1942) と一致する (Fig. 9a 中の C)。さらに細部を観察すると、TV 面の傾斜は一樣ではなく、湯釜付近で傾斜が緩くなる傾向が認められる。この緩傾斜は湯釜南方から水釜にかけて北東-南西の走向を示している。この結果は牧野・他 (2002, 2004) が報告した水釜付近を中心とする負の重力異常 (Fig. 9a 中の G) をとりまくコンターの長軸の向きと整合的である。

Nakano *et al.* (2003) によれば、彼らを取り扱った火山性微動の震源が深さ 200~400 m の間としている。深さの基準を湯釜火口湖の平均水面であるとする、Nakano *et al.* (2003) らの火山性微動の震源が位置するのは TV 面の上位に相当しており、宇都・他 (2004) の記載を考慮すると少なくとも白根火砕丘の基盤より上位の層内で

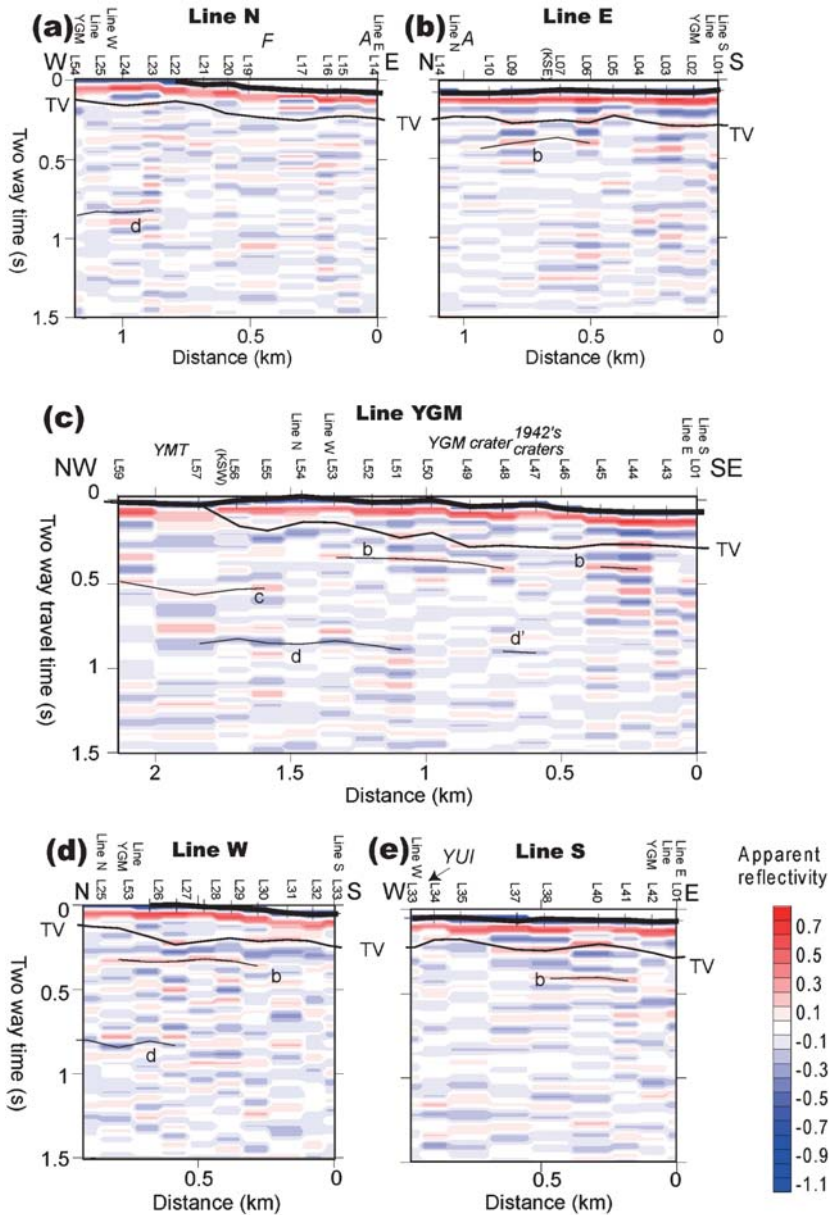


Fig. 8. Pseudo reflection profiles. (a) Line N, (b) Line E, (c) Line YGM, (d) Line W and (e) Line S. Vertical axis represents two-way travel time in seconds and horizontal axis is a distance from the rightmost station in each section. Intensity of apparent reflectivity is described with a color-scale at the bottom-right. Positive reflectivity is shown as reddish color and negative reflectivity as bluish color. The regions of which absolute reflectivity is less than 0.06 are white colored in order to enhance weak reflectivity region. Locations and heights of each station are plotted as cross symbols and their name are also attached just above the symbols. (KSW) and (KSE) mark control points. Intersections of the lines are marked at the common station of each pair. Significant landmarks are marked as italic characters. The top blue band and succeeding red band show a zero-lag correlation and its side robe of each trace and are neglected in the following interpretation. TV marks correlated horizons with the loggings at the control point KSW. Codes b-d mark uncorrelated horizons. YGM and YUI mark Yugama crater and Yumi-ike crater, respectively. *A* and *F* mark the altered zone and the intense fumarolic region, respectively.

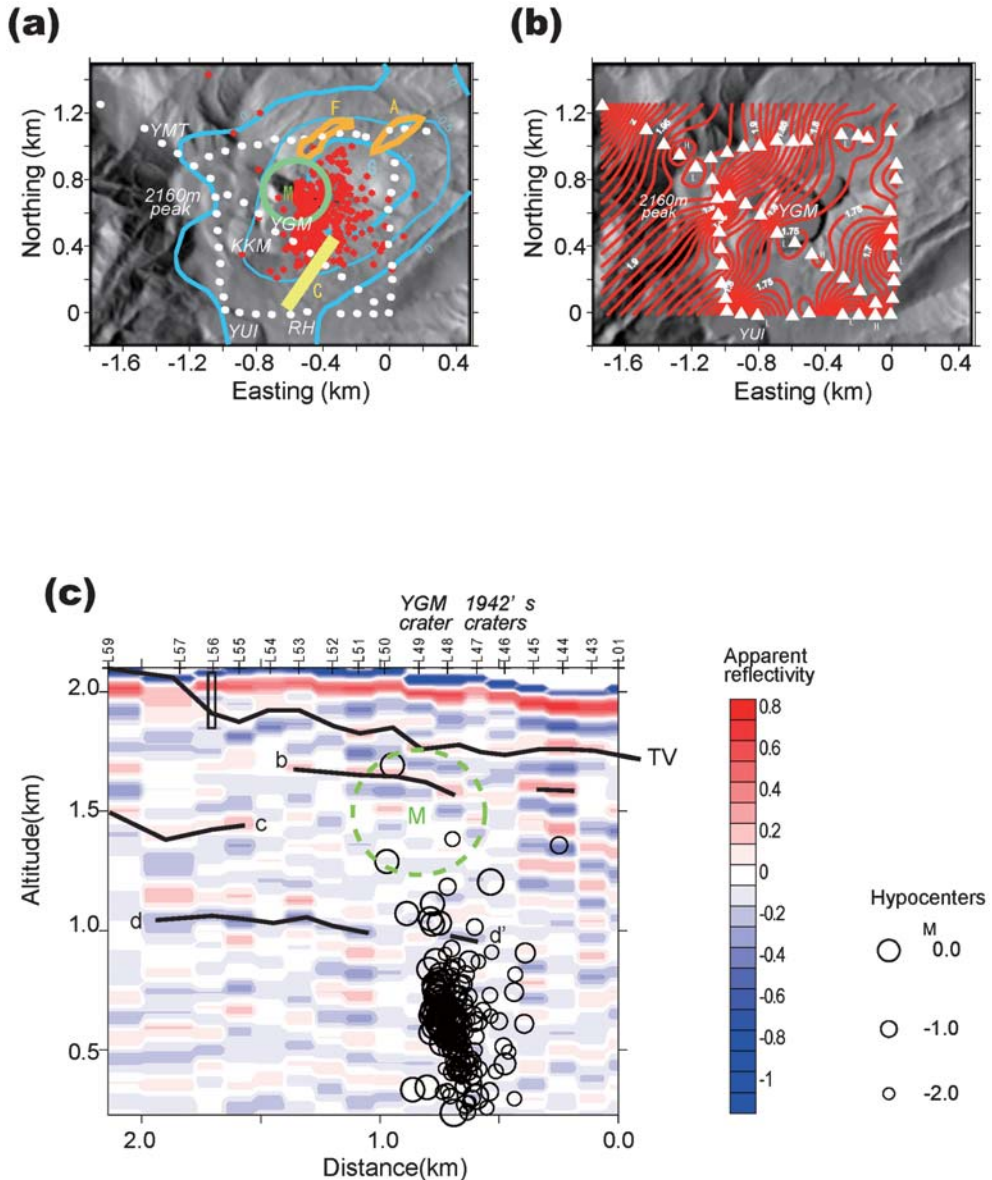


Fig. 9. (a) Significant geophysical anomalies detected by previous studies. The symbol A describes altered zone at the surface enclosing with an orange curve. The symbol C aligns the 1942's craters (Minakami *et al.*, 1942) with a yellow line. The symbol F marks the intense fumarolic area enclosed with another orange curve. The symbols A, C, and F are located after Uto *et al.* (1983). Blue contours describe Bourguer anomaly value in mgals after Makino *et al.* (2004). The symbol M marks horizontal location of a thermal demagnetization region around Mizugama crater (Koike *et al.*, 2004). Red asterisks are epicenters determined by Mori *et al.* (2006). White dots represent locations of the seismic stations, (b) Altitude of TV horizon. Solid triangles mark the seismic stations. 0.01 km interval contours are plotted against a relief map of Yugama region. (c) Depth section of the line YGM with the correlated horizons and hypocenters. Adjacent hypocenters within 0.2 km from the line YGM are projected by open circles after Mori *et al.* (2006). A broken circle with M marks the spherical demagnetization region detected by Koike *et al.* (2004).

発生していると考えられる。

また、水釜火口周辺は火山性微動ばかりでなく、火山性地震の活動度が高い領域としても知られている（井田・他, 1989; 森・他, 2006; 及川・他, 1996）。このなかで森・他 (2006) は 2001 年以降の水釜火口を中心とした火山性地震活動を海水準から標高 1700 m にかけて報告している。Fig. 9a には森・他 (2006) による震央分布を示す。森・他 (2006) によれば湯釜から水釜にかけて発生する地震は標高 1500 m 以下で発生するものが圧倒的に多く、Fig. 9a に示されるようにその震央は北東-南西の走向に並ぶ。

森・他 (2006) が震源決定で用いた構造の標高 2000 m 付近の速度は鬼澤・他 (2005) による速度よりも小さい傾向にあるが、鬼澤・他 (2005) の速度構造を考慮に入れた構造で震源の再決定を行っても、震央分布の形は大きく変化せず震源の深さはより深くなる方向に修正されると考えられる。したがって、水釜付近で発生している地震のほとんどは標高約 1700 m の TV 面より下で発生していると考えられる。

さらに、帯磁変化領域も TV 面の下であると考えられる。球状領域の帯磁変化モデルを用いて、山崎・他 (1992) は 1989~1991 年にかけて水釜直下 700 m における $5.3 \times 10^7 \text{ Am}^2$ の熱消磁を推定し、小池・他 (2004) は 1996~2003 年にかけて湯釜北西 300 m の地下 600 m における $2.8 \times 10^7 \text{ Am}^2$ の帯磁を推定した。帯磁変化領域の半径はそれぞれ、1989~1991 年の期間で 240 m (山崎・他, 1992)、1996~2003 年の期間で約 180 m と推定された。山崎・他 (1992) や小池・他 (2004) が指摘した帯磁域全体は TV 面と反射イベント d との間に相当し、Fig. 9c に示されるように測線近傍の震源分布の上端あるいは直上に位置するように見受けられる。

6-2 反射イベント d

Fig. 9c に示されるように、測線 YGM では反射イベント d は L57 付近から標高 1000 m 付近にあらわれて、L 51 付近まで明瞭に追跡することができる。また、湯釜直下の L47 および L48 で d' のように孤立した反射イベントが同じ標高に見いだされるが、それより南東側では対応する反射イベントが交差測線でも一貫して認識できない。測線近傍で発生する地震はその 9 割以上が区間 L45~L49 直下の標高 1000 m 以下 (反射面 d' 以下) で発生している。また、標高 1000 m 以下の地震の発生が集中している領域に隣接した領域ではその周囲に比べて反射が弱い傾向が認められる。

Nurhasan *et al.* (2006) は白根火砕丘付近の標高 1000 m 付近に重力基盤を推定しており、これは本研究における反射イベント d の出現標高に相当する。反射イベント

d' はその出現深度から反射イベント d と同じものであると考えられる。したがって、反射イベント d および d' は草津白根火山の基盤をなす第三紀火山岩類中の密度コントラストを示している可能性がある。このような対応が許されるのであれば、地下の密度コントラストが火山性地震の発生原因として作用するものに何らかの影響を与えていることが示唆される。

また、Fig. 9c の震源集中域ではその周囲に反射が弱い領域が存在しており、反射の弱い領域は何らかの火山性の構造との関連が注目される。以下では、この反射が弱い領域が、観測記録への微動の混入によって生じたのではないことを示す。

Fig. 10 には本研究で用いた全擬似反射記録 (PRS) の平均パワーと、S3 発破振動到来直前の 10 秒間に観測された背景微動のパワーを、その両者の比 (PRS/Tremor 比) とともに示す。これによると L17, L19 観測点で背景微動が特に大きい傾向を示しているが、それでも擬似反射記録の平均パワーが背景微動のその 10 倍であることが示されている。さらに、湯釜火口を横断する L46~L50 観測点では擬似反射記録の平均パワーが背景微動の約 100 倍であることも示されており、平均パワーの点で背景微動の影響は無視できる大きさであることが示された。

さらに、L46~L50 観測点のそれぞれにおける両者 (擬似反射記録と背景微動の自己相関) をラグ時間全体にわたって比較したものを Fig. 11 に示す。ラグ時間全体にわたって擬似反射記録は背景微動より圧倒的に大きく、d 面の下に相当するラグ時間 0.8 秒~1.5 秒の間でもこれらの擬似反射記録が背景微動からうける影響は無視しうることが明らかである。したがって震源集中域の周囲に認められる反射が弱い領域はみかけ上のもではなく、構造そのものを反映している可能性が高い。

7. ま と め

2003 年草津白根火山構造探査の波形記録に擬似反射記録法を適用して草津白根火山白根火砕丘の地震反射断面を得た。測線上または近傍で得られた物理検層記録を用いて反射断面の解釈を行った結果、擬似反射断面では草津白根火山の基盤とされる第三紀火山岩上面に相当する TV 面が同定された。TV 面は東南東に向かって深くなり、測線南東端で往復走時 0.3 秒付近に表れる。しかし TV 面の傾斜は一様でなく、湯釜付近でその傾斜が緩くなる。湯釜付近の緩傾斜部は北北東-南南西の走向を示し、これは 1942 年に形成された爆裂火口列の走向と、標高 1500 m 付近で発生する火山性地震の震央分布の長軸方向とに一致する。そのほか、擬似反射断面には地質

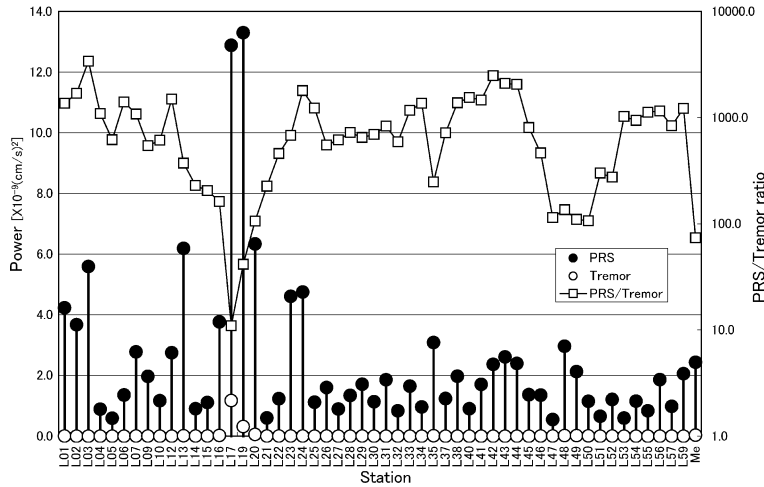


Fig. 10. Power distribution in the network. Solid circles mark power of Pseudo Reflection Seismogram (PRS) and open circles mark power of background tremor at each station. Open rectangles mark ratios of powers PRS between and background tremor. Even above the weak reflectivity zone which is marked, PRS/tremor ratios have large values.

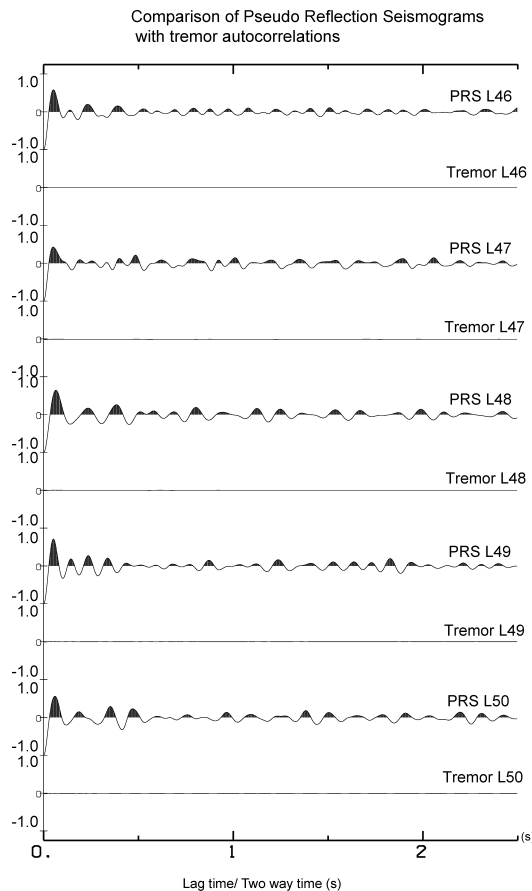


Fig. 11. Comparisons of Pseudo Reflection Seismograms and autocorrelations of background tremor at the each station. Autocorrelations are normalized with zero lag value of PRS in each pair. Interference of background tremor on Pseudo Reflection Seismograms is clearly negligible.

との直接対比ができない複数の反射イベント b, c, d が基盤岩中に見いだされた。反射イベント b は TV 面の直下に位置し、白根火砕丘の下に断続的に分布する。反射イベント c は白根火砕丘の北西側のみ分布する。反射イベント d は白根火砕丘の北西部の標高 1000 m 付近に現れ、白根火山の基盤をなす第三紀火山岩類中の密度コントラストを示す可能性がある。草津白根火山で 1996～2003 年の間の帯磁変化領域は TV 面より下位に位置することが明らかになった。また、2001 年 11 月から 2003 年 3 月までに観測された火山性地震の震源は、もっとも活動が活発な水釜付近では TV 面より下位に分布し、測線 YGM 近傍では TV 面より下位の反射イベント d の下に集中する傾向が認められる。さらに震源集中域の周囲には反射が弱い領域が存在している。反射イベント d が基盤岩中の密度コントラストであるならば、地震活動の分布になんらかの影響を及ぼしている可能性がある。

謝 辞

本観測の実施にあたり、草津町役場、群馬県中之条土

木事務所、群馬県中之条行政事務所、環境省万座自然保護官事務所、林野庁吾妻森林管理署ならびに地元住民の皆様のご理解とご協力を得ることができた。また、観測の際に大きな力となってくれた諸氏を以下に列挙する。水橋正英・及川光弘・齋藤政城・若林 亨・草薙智浩・梶井達矢・河野裕希・田中麻貴・山下祐一郎・堀 美緒。彼らの自発的かつ献身的な協力はなしには本研究はなしえなかったことを記し、感謝する。さらに発破を行うにあたり山田工業株式会社、久住土建株式会社、利根コンサルタンツ東北支店に加えて、民田利明氏には多大なる協力と便宜をいただき、円滑かつ安全に作業を終えることができた。また、観測に用いた機材の借用にあたり、大島弘光氏（北海道大学）、須藤靖明氏（京都大学）、井口正人氏（京都大学）には便宜をはかっていただいた。ここに記して謝意を表する。

なお、本研究の一部は東京大学地震研究所客員教官研究費、及び東京大学地震研究所共同利用研究費（課題番号：2003-G-17、研究課題：重複反射波を用いた火山体内部構造の推定の試み）、科学研究費（基盤研究(C)課題番号：18540412、代表者：筒井智樹）を用いて行われた。

さいごに、本稿の査読にあられた田中 聡博士ならびに1名の匿名査読者には本稿の改善にあたり有益なご意見を多数いただいた。さらに本稿の編集を担当された松島喜雄氏にもお世話になった。ここに記して感謝する。

引用文献

地質調査総合センター（編）（2004）日本重力CD-ROM第2版、数値地質図P-2。地質調査総合センター。
 Clearbout, J.F. (1968) Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, **33**, 264–269.
 日野幹雄 (1977) スペクトル解析。朝倉書店, 162.
 平林順一 (1996) 草津白根山の最近の活動状況。第3回草津白根火山の集中総合観測報告書、平成8年5月, 1。
 平林順一・小川康雄・大場 武・野上健治・森 健彦・鬼澤真也 (2004) 草津白根山の最近の活動状況。第4回草津白根火山の集中総合観測報告書、平成16年10月, 1–8。
 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正 (1994) 上信越地域重力図（ブーゲー異常図）。重力図5, 地質調査所。
 堀 美緒・河野裕希・松島 健・鬼澤真也・平林順一・野上健治・草津白根集中観測人工地震探査グループ (2004) 草津白根火山における火山性地震の震源分布。第4回草津白根火山の集中総合観測報告書、平成16年10月, 17–24。
 井田喜明・長田 昇・沢田宗久・小山悦郎・鍵山恒臣 (1989) 草津白根山における常設地震観測と1989年1月の小噴火。地震研究所彙報, **64**, 325–345。

小池哲司・菅沼一成・上杉忠孝・藤井郁子・高橋 博・池田 清・熊坂信之・大川隆志・大和田 毅・徳本哲男 (2004) 草津白根山における地磁気全磁力・自然電位観測。第4回草津白根火山の集中総合観測報告書、平成16年10月, 143–157。
 牧野雅彦・渡辺史郎・住田達哉・小川康雄 (2002) 草津白根山の重力探査。月刊地球, 号外 No. 39, 52–56。
 牧野雅彦・渡辺史郎・住田達哉・小川康雄 (2004) 草津白根山の重力探査。第4回草津白根火山の集中総合観測報告書、平成16年10月, 69–75。
 Minakami, T. (1939) Explosive activities of volcano Kusatsu-Shirane during 1937 and 1938 (part I). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **17**, 590–623。
 水上 武・松下和則・内堀定市 (1942) 最近の草津白根山の活動（其の二）。地震, **14**, 213–227。
 森 健彦・平林順一・野上健治・鬼澤真也 (2006) 草津白根火山における新たな地震観測システムの構築。火山, **51**, 41–48。
 Nakano, M., Kumagai, H. and Chouet, B.A. (2003) Source mechanism of long-period events at Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, inferred from waveform inversion of the effective excitation functions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **122**, 149–164。
 Neidell, N.S. and Tarner, M.T. (1971) Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, **36**, 482–497。
 Nurhasan, Ogawa, Y., Ujihara, N., tank, S.B., Honkura, Y., Onizawa, S., Mori, Y. and Makino, T. (2006) Two electrical conductors beneath Kusatsu-Shirane volcano, Japan, imaged by audiomagnetotellurics, and their implications for the hydrothermal system. *Earth Planets and Space*, **58**, 1053–1059。
 及川 純・井田喜明・行田紀也・辻 浩・長田 昇・山本圭吾・藤田英輔・羽生 毅・山岡耕春・奥田隆・金嶋 聡 (1996) 草津白根山における火山性地震、微動の稠密観測。第3回草津白根山の集中総合観測報告書、平成8年5月, 13–26。
 鬼澤真也・森 健彦・筒井智樹・平林順一・野上健治・小川康雄・松島 健・鈴木敦生 (2005) 人工地震探査より推定した草津白根火山白根火砕丘表層のP波速度構造。火山, **50**, 9–16。
 Robinson, E.A. and Treitel, S. (1980) *Geophysical signal analysis*. Prentice-Hall, 253p。
 Serra, O. (1984) *Fundamentals of Well-log interpretation*. Elsevier, 423p。
 Tsutsui, T. (1992) Pseudo reflection profiling method: an efficient complement to the CDP method. *Geophysical Prospecting*, **40**, 15–30。
 筒井智樹・鬼澤真也・森 健彦・野上健治・平林順一・小川康雄・水橋正英・及川光弘・齋藤政城・若林亨・高木憲朗・鈴木敦生・草薙智浩・梶井達矢・田中麻貴・及川 純・中道治久・山下祐一郎・吉川 慎・松島 健・河野裕希・堀 美緒 (2004a) 2003年草津白根火山人工地震探査概要。第4回草津白根火山の集中総合観測報告書、平成16年10月, 81–90。
 筒井智樹・松島 健・清水 洋 (2004b) 雲仙火山の浅部構造に対する擬似反射記録法の適用の試み。火山, **49**,

143–151.

筒井智樹・及川 純・鍵山恒臣・富士火山人工地震探査グループ (2007) 人工地震で見た富士火山の内部構造. 物理探査, **60**, 131–144.

宇都浩三・早川由紀夫・荒牧重雄・小坂丈予 (1983) 火山地質図3 草津白根火山地質図. 地質調査所.

宇都浩三・栗原 新・平林順一 (2004) 草津白根火山, 白根火砕丘周辺地震観測井のボーリングコア記載. 第4回草津白根火山の集中総合観測報告書, 平成16年10月, 59–68.

山崎 明・中禮正明・仲谷 清・角村 悟・中島新三郎・下田正人 (1992) 草津白根山における全磁力変化 (1989–1992). 地磁気観測所技術報告 (CA 研究会論文集), **32**, 特別号, 273–278.

(編集担当 松島喜雄)

Appendix 擬似反射記録の重合による等価入射波形の推定

地表震源からのインパルス入力に対して, 地表の i 番目の観測点で得られるゼロオフセット反射記録の z 変換を $r_i(z)$, 下からのインパルス波形垂直入射に対して地表の i 番目の観測点で得られた透過波記録の z 変換を $t_i(z)$ とすると, 任意の実係数 k を用いて,

$$kt_i(z)t_i(1/z) = 1 + r_i(1/z) + r_i(z) \quad (\text{A1})$$

が成立する (Clearbout, 1968).

いま, 地表の i 番目の観測点における観測波形記録の z 変換を $x_i(z)$, 下から構造に入射する入射波形の z 変換を $s(z)$ とすると, つぎの関係が成立する.

$$x_i(z) = s(z)t_i(z) \quad (\text{A2})$$

したがって, $k \neq 0$ とすると (A1) と (A2) から

$$\begin{aligned} x_i(z)x_i(1/z) &= s(z)t_i(z)s(1/z)t_i(1/z) \\ &= s(z)s(1/z)/k + s(z)s(1/z)r_i(z)/k \\ &\quad + s(z)s(1/z)r_i(1/z)/k \end{aligned} \quad (\text{A3})$$

となる.

さらに, 測線上で地下構造が変化していることを考慮し, Robinson and Treitel (1980) と同様にそれぞれのゼロオフセット反射記録 $r_i(z)$ と $r_j(z)$ は $i \neq j$ のとき独立であると仮定すると,

$$\sum_i^n r_i(z) = 0 \quad (\text{A4})$$

が n の大きいときに成立する. 本研究の例では解析対象とした観測点数は56点であるので, n は十分大きいと考えられる. したがって, 同じ入射波に対する擬似反射記録をすべて重合すると, (A3) と (A4) より

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^n x_i(z)x_i(1/z) &= \\ &= \frac{1}{k} \sum_{i=1}^n \left\{ s(z)s(1/z) + s(z)s(1/z)r_i(z) \right. \\ &\quad \left. + s(z)s(1/z)r_i(1/z) \right\} \\ &\approx \frac{n}{k} s(z)s(1/z) \end{aligned} \quad (\text{A5})$$

となる. 一般に $s(z)s(1/z)\sum_{i=1}^n r_i(z)$ と $s(z)s(1/z)\sum_{i=1}^n r_i(1/z)$ の寄与は $ns(z)s(1/z)$ より小さいので, 重合した擬似反射記録の小さいラグ時間をとれば等価入射波形 $s(z)s(1/z)$ の推定を得ることができる.