

桜島火山北東部の表層地震反射構造

筒井智樹*・今井幹浩**・對馬和希***・八木直史****・
井口正人*****・為栗 健*****

(2011年1月7日受付, 2011年11月29日受理)

The Shallow Seismic Reflection Structure in the Northeastern Part of the Sakurajima Volcano
with the Pseudo-Reflection MethodTomoki TSUTSUI*, Mikihiro IMAI**, Kazuki TSUSHIMA***, Naofumi YAGI****,
Masato IGUCHI***** and Takeshi TAMEGURI*****

Shallow seismic reflection structure down to 2 km b. s. l. in Sakurajima Volcano is presented with an application of Pseudo-Reflection profiling. Data used in this study are obtained through a controlled source seismic experiment, the 2008 Sakurajima project. Two final profiles are obtained after the processing for the lines NS and EW. Prominent reflective horizons can be recognized in shallow part of the both profiles. Complicated pattern of the reflection horizons is correlated as a cross section of piled-up lava flows. Thicknesses of the historical lava flows are recognized and some unknown lava flows are also detected in both profiles. However, less reflective zone appear in 100 to 800 m b. s. l. in the profile. The less reflective zone is inferred as pyroclastic materials from underwater eruptions because the zone corresponds to the low resistive layer in the resistivity profile. These results can be contributed to discuss evolution history and explosion mechanisms.

Key words: Sakurajima volcano, Shallow seismic structure, Seismic exploration, Pseudo-Reflection profiling

1. はじめに

桜島火山は九州南部に位置する標高 1117 m の活火山である。桜島火山では有史以来複数回の溶岩流出が記録されており、1955 年以降は南岳山頂火口からの活発な爆発活動を繰り返していた。さらに 2006 年 6 月には南岳東山腹の昭和火口からの噴火活動が再開し、2008 年 2 月以降は爆発的噴火活動に移行した(井口・他, 2008)。

このような活発な火山活動は始良カルデラ下深さ 10 km にあるマグマ溜まりのマグマの蓄積と、南岳下へのマグマの移動と密接な関係がある。始良カルデラ下深さ 10 km と南岳下深さ 5 km の圧力源が地盤変動解析から

推定され、それぞれがマグマ溜まりを形成していると考えられる。たとえば、江頭・他(1997)は始良カルデラ下の深さ 10 km の主圧力源と南岳下の副圧力源により 1974~1992 年の地盤沈降期、1992 年以降の上昇期の地盤変動を説明した。Hidayati *et al.*(2007)は始良カルデラ周辺の地盤の膨張と桜島北東部の地震活動から、桜島の北東部から南岳下を通して南西側に延びる開口割れ目に沿ってマグマが移動するモデルを示した。

このように桜島の北部から東部は桜島火山へのマグマの移動を考察する上で鍵となる場所である。この地域では 1779-80 年の北東山腹からの多量の溶岩流出(安永溶

* 〒010-0825 秋田市手形学園町 1-1
秋田大学工学資源学部
Faculty of Engineering and Resource science, Akita University.

** 〒331-8088 埼玉県さいたま市北区土呂町 2-61-5
(株)応用地質
OYO corporation.

*** 〒261-0025 千葉県千葉市美浜区浜田 1 丁目 2 番地 2 号
独立行政法人 石油天然ガス・金属鉱物資源機構
Japan Oil, Gas and Metals National Corporation.

**** 〒222-0033 横浜市港北区新横浜 2-4-19
株式会社富士通ソフトウェアテクノロジーズ
Fujitsu Software Technologies Limited.

***** 〒891-1419 鹿児島県鹿児島市横山 1722-19
京都大学防災研究所附属火山活動研究センター
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.

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

岩)や764~66年の東山麓における溶岩流出(長崎鼻溶岩)および軽石丘の形成などの複数の様式の噴火活動が知られている(福山・小野, 1981; 小林, 1982). これらの噴火様式はマグマやこれから分離した高温流体などの供給量の増大に対する浅部構造の応答であると考えられる. したがって火山の浅部構造の詳細を明らかにすることは, 火山噴火の様式を支配する要因を知る上で重要なことである.

これまでも桜島火山では山体構造に対する研究が重力探査や電磁気探査により行われてきた. Yokoyama and Ohkawa (1986) は重力探査により得られたブーゲー異常から桜島下の基盤深度を2.5 kmと見積もった. 駒澤・他(2008)は高密度な重力測定を行い, 始良カルデラから桜島北東部を通して東部の鍋山に至る低重力異常帯を見だし, この部分において基盤深度が深くなっていることを推定した. さらに神田・他(2008)は桜島島内で電磁気探査を行い, 桜島火山の地下構造は桜島火山

の表層の溶岩層に対応する高比抵抗部分と, それより下は海水の浸入による低比抵抗部分により構成されることを示し, 桜島南部の浅部における高比抵抗は基盤の盛り上がり部分である可能性を指摘した.

2008年桜島火山人工地震探査(井口・他, 2009)では桜島の北東山麓において反射法地震探査を実施した. 高分解能な地下構造イメージが得られる反射法地震探査はこれまでも火山の構造調査に用いられてきた. たとえば日本国内では Suzuki *et al.* (1992) の伊豆大島陸上における調査例などがあるほか, 海外では Bruno and Castiello (2009) のイタリア・ブルカノ島における近年の調査例がある. これまで火山で行われてきた反射法地震探査では, 溶岩流等の表層地質と関連した詳細な表層構造に対する議論があまりなされてこなかった.

本稿では2008年探査のデータを用いて, 桜島火山の北部から東部にかけての浅部地下構造について議論する.

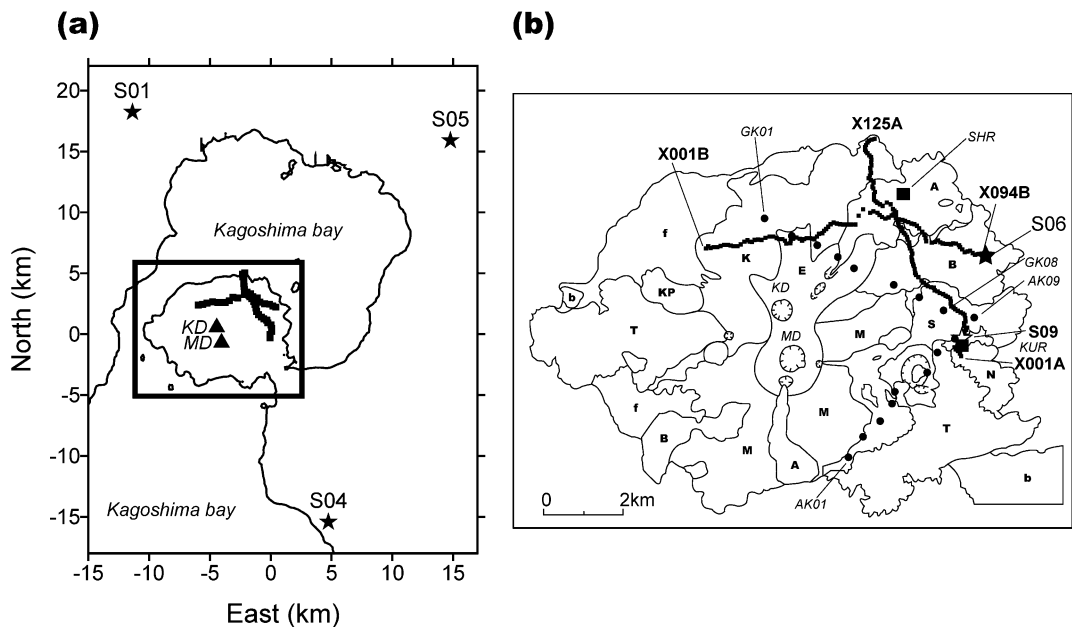


Fig. 1. A geometry of the observation. The labels KD and MD represent the major summits of Sakurajima, Kita-dake and Minami-dake, respectively. (a) Location of the shot points and the seismic lines. The origin is the station KUR. Solid stars locate the shot points which are used for the analysis. Solid boxes are the seismic stations. Triangles are the major summits. Thick rectangle indicate the range of (b). (b) The seismic lines and background knowledge. Geological regions are bounded after Kobayashi (1982) and labeled with bold alphabetical letters as follows; E: recent materials, f: fan deposit, S: 1946's lava, T: 1914's lava, A: 1779's lava, B: 1471's and 1475-76's lava, N: 764's lava, K: Kitadake lavas, KP: Kitadake parasitic cones, and b: substratum rocks. Larger solid boxes locate drilling sites; SHR: Shirahama, and KUR: Kurokami. Solid circles mark the resistivity sounding stations after Kanda *et al.* (2008) and are labeled at the end station of each line. Seismic stations are described as those in (a) and are labeled with bold letters at the end stations.

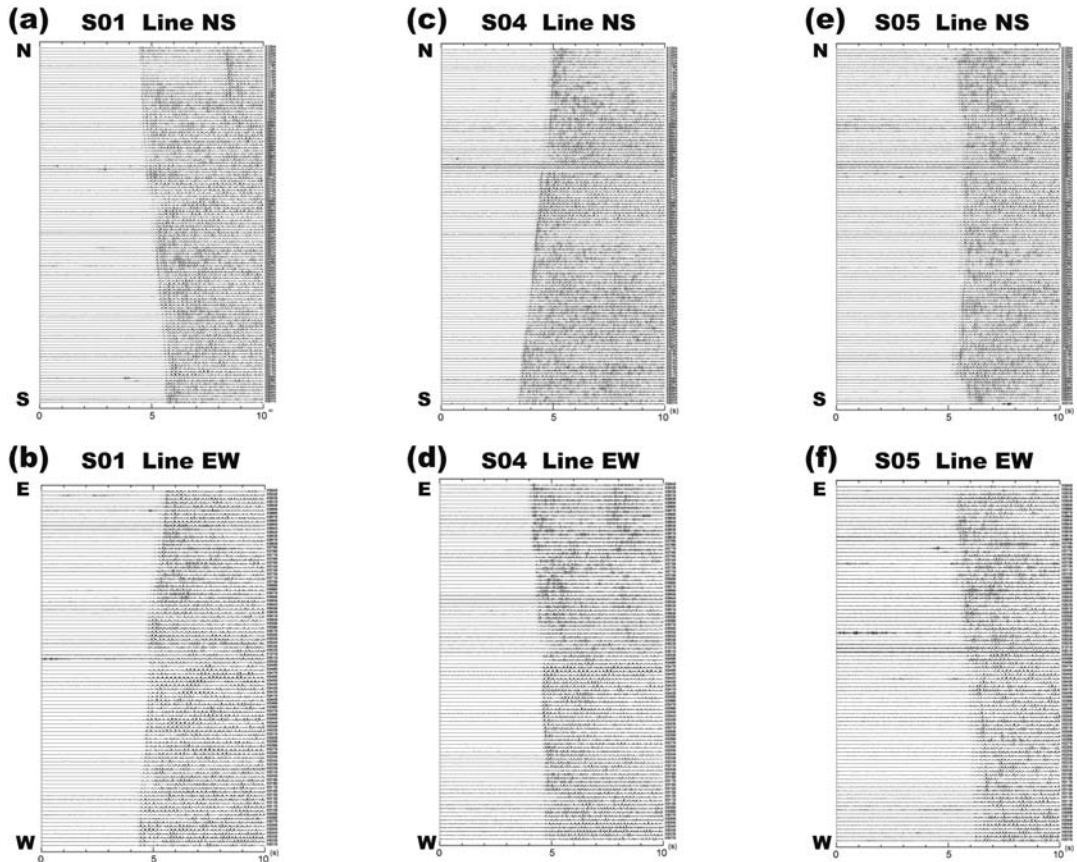


Fig. 2. Observed seismograms. Each trace was normalized with its peak amplitude. (a) S01 in Line NS. (b) S01 in Line EW. (c) S04 in Line NS. (d) S04 in Line EW. (e) S05 in Line NS. (f) S05 in Line EW.

2. データ取得

2008年探査は第7次火山噴火予知計画の一環として2008年11月に桜島火山及びその周辺で行われた。この探査では始良カルデラの地殻構造の解明を目的とする屈折法探査も行われたが、そのほかにFig. 1のように221点の臨時地震観測点と8カ所の発破点からなる2本の高密度測線が反射法探査を目的として展開された(井口・他, 2009)。すなわち桜島火山東麓に配置された観測点X001A~X125Aから構成される測線NSと、北斜面に配置された観測点X001B~X094Bから構成される測線EWである。測線NSの平均観測点間隔は47m、測線EWの平均観測点間隔は72mであった。それぞれの地震観測点に上下動地震計(固有周波数: 4.5 Hz)を設置し、記録装置LS-8200SD(蔵下・他, 2006)を用いて、サンプリング間隔2msで地震波形を収録した。

それぞれの測線は次のような地表地質区分(小林,

1982)を横切っている(Fig. 1b)。測線NSは南から順に長崎鼻溶岩(N)、昭和溶岩(S)、文明溶岩(B)、北岳溶岩類(K)、安永溶岩(A)、降下軽石堆積物を横切り、再び北岳溶岩類(K)上に至る。測線EWは西から順に北岳溶岩類(K)、扇状地堆積物、安永溶岩(A)を横切り、文明溶岩(B)上に至る。

本稿ではこの2本の測線で得られた桜島島外の3つの発破(S01, S04, S05)の波形データを用いて解析を行った。解析に用いた記録をFig. 2に示す。Fig. 2aと2bは発破S01, Fig. 2cと2dは発破S04, Fig. 2eと2fは発破S05に対する測線NSおよびEWにおける観測波形である。

3. 解析

解析には擬似反射記録法(Tsutsui, 1992)を適用する。今回の解析では桜島島外における複数の発破の記録を用いるため、発破ごとに異なる入射波形の影響を取り除く必要がある。ここではTsutsui(1992)の方法をそのまま

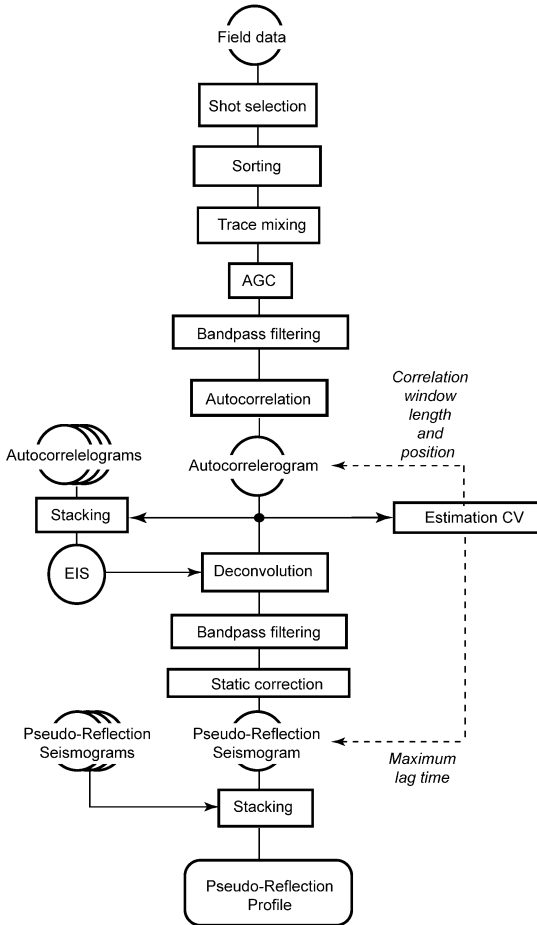


Fig. 3. Data processing flow.

用いるのではなく、それぞれの観測点で得られた個々の発破に対する擬似反射記録に対して、等価入射波形（筒井・他，2008）を用いたデコンボリューションを施した後に重合を行うことにした。擬似反射記録から入射波形の影響を取り除く方法として、複数の自然地震イベントから得られた擬似反射記録をそのまま重合する方法を用いた例もある（Daneshvar *et al.*, 1995）。本研究のデータ処理では多数の観測点から得られた記録が利用できるうえに、解析に利用できる発破の数が限られていたために、等価入射波形によるデコンボリューションを用いることが最適であると考えた。Fig. 3 に解析手順をダイアグラムとして示す。

解析の最初の段階では隣接点とのトレースミキシングを施す。トレースミキシング処理はある点の観測記録を隣接点における観測記録と重合することによって、見かけ速度が速い入射波に対する選択性を高めることが目的

である。ここでは両隣の観測点を用いた3点ミキシングと、さらにそれぞれの隣の点までを用いた5点ミキシングを検討した。3点ミキシングおよび5点ミキシングによる波形記録をそれぞれ Fig. 4a と 4b に示す。Fig. 4a と 4b とではあまり大きな違いが認められない。桜島火山では複雑な構造が予想され、観測点の指向性を高めすぎると水平方向の分解能の低下が懸念される。ここでは水平方向の分解能を優先して3点ミキシング処理を採用することとした。

次に帯域フィルター処理を行う。2~8 Hz のバンドパス (BPF) と 2~16 Hz BPF との2種類の BPF を施して最適なパラメータを検討した。2~8 Hz BPF、2~16 Hz BPF で処理した結果をそれぞれ Fig. 5a, b に示す。2~8 Hz BPF で処理したほうが多重反射に相当する位相が明瞭であることが確認された。したがって、これ以降の解析では2~8 Hz BPF を施した記録をもとに解析を進めることにする。

引き続き自己相関関数の計算を行う。自己相関関数の計算にあたり、原波形からの切り出し位置および相関窓長、最大ラグ時間を決定する必要がある。これらの解析パラメータの決定法は筒井・他 (2008) のものを採用し、原波形から屈折波や広角反射波の到来の影響を受けにくい初動到来後3秒以降を切り出して処理に用いることとした。最適な相関窓長および最大ラグ時間は相関係数の変異係数 (CV 値) を用いて決定した。

発破 S05 の記録で4つの異なる相関窓長に対する CV 値の中央値をとったものを Fig. 6 に示す。相関窓長5秒のときに CV 値の中央値はもっとも低い値を示すとともに、ラグ時間2.5秒付近で値が急激に増大する事が示されている。これにより最適な相関窓長は5秒で最大ラグ時間は2.5秒であることが示された。これらのパラメータを全ての記録の相関処理に使用する。極性反転を行った自己相関関数（擬似反射記録）を並べた擬似反射断面の例を Fig. 7 に示す。なお、Fig. 7 およびそれ以降の擬似反射断面では Appendix に基づき、静補正速度を1.1 km/s として与えている。また自己相関計算の直前にゲート長0.3 s の AGC を作用させて振幅減衰の補償を行った。

次に測線直下の構造への入射波形を代表する等価入射波形（筒井・他，2008）を推定する。等価入射波形はある一つの震源に対して観測網で得られた擬似反射記録の全てを重合することによって得られる。3つの発破それぞれに対して221点の観測点から得られた等価入射波形を Fig. 8 に示す。いずれの発破に対しても主ローブの継続時間が約0.2秒の等価入射波形を得た。

次に、生の擬似反射記録から、入射波形の影響を取り

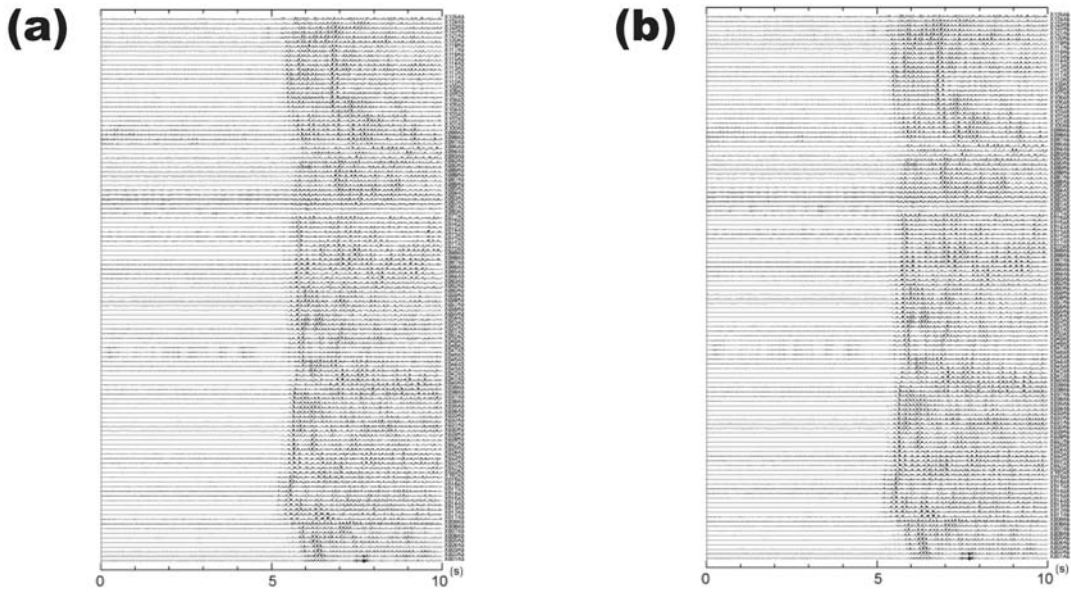


Fig. 4. Result of the trace mixing. (a) Three-point mixing, (b) Five-point mixing for the shot S05 in Line NS. The traces are ordered the same as those in Fig.2e.

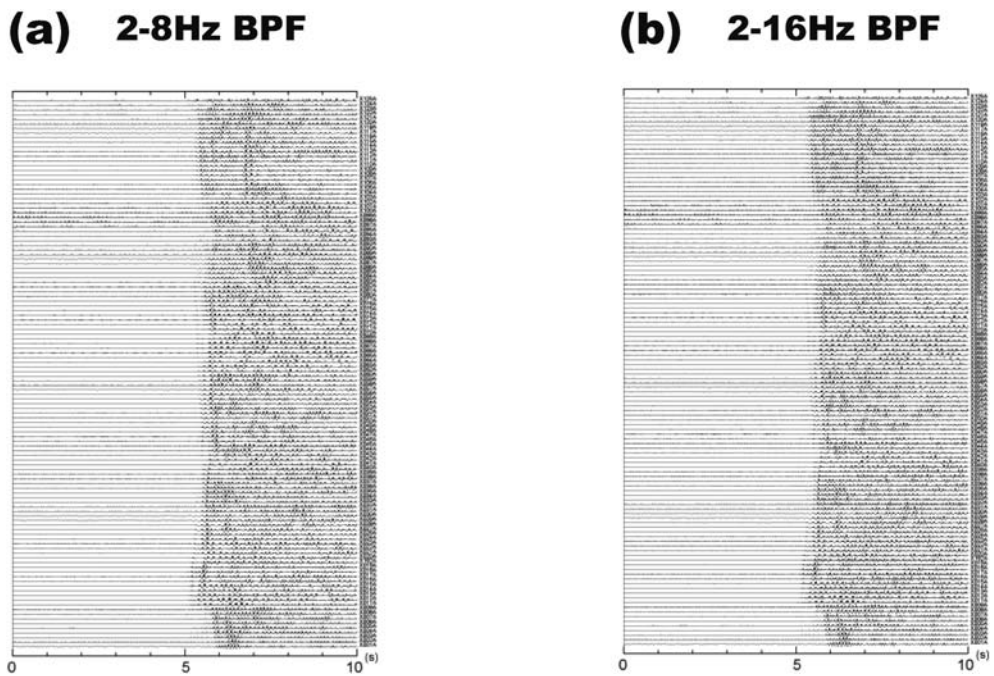


Fig. 5. Band-pass filtered seismograms for the shot S05 in Line NS. (a) 2-8 Hz, (b) 2-16 Hz. The traces are ordered the same manner as those in Fig. 2e.

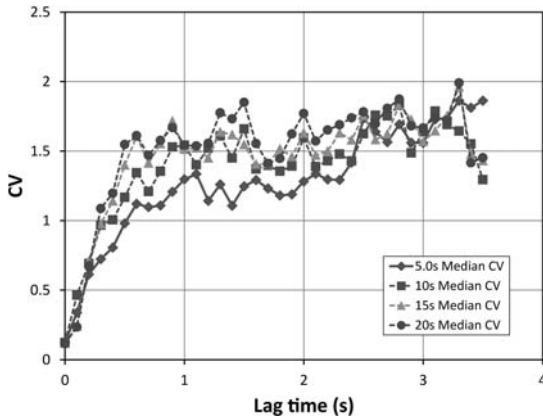


Fig. 6. Distribution of Median CV for the lag time.

The circles for the 5s correlation window, the boxes for the 10s window, the triangles for the 15s window, and the diamonds for the 20s window are plotted. The 5s window is applied to the actual analysis.

除くことを目的として、等価入射波形を用いたデコンボリューションを周波数領域で行った。デコンボリューションを安定化させるために、等価入射波形にその振幅の0.1%のランダムノイズを重畳させるプリホワイトニング (Yilmaz, 2001) を施した。またデコンボリューションによるノイズを抑圧するために再び2~8 Hz BPFを施して最終的な擬似反射記録を得た。デコンボリューション後の擬似反射断面をFig. 9に示す。Fig. 9をFig. 7と比較すると浅部の分解能が向上し、地表直下の反射面が明瞭に確認できるようになった。

解析の最終段階では、これまで得られたそれぞれの発破に対するデコンボリューション済み擬似反射断面を重合する。測線NSおよびEWにおける重合後の擬似反射断面をそれぞれFig. 10a, 10bに示す。なお、先述のように等価入射波形の主ローブの継続時間が0.2秒であることから、得られた擬似反射断面の深さ方向の分解能は約0.1 km程度であると考えられる。

4. 反射断面の特徴と解釈

表層地質(福山・小野, 1981)や重力探査結果(駒澤・他, 2008)および電磁気探査結果(神田・他, 2008)と得られた擬似反射断面とを対比して解釈を行う。

Fig. 11aは測線NSの、Fig. 11bは測線EWの擬似反射断面の解釈を示す。大文字はFig. 1に示される表層地質区分の略号を示し、小文字は特徴的な反射位相を指す。基本的な表層地質区分は小林(1982)によるが、北岳溶岩群(K)の細分は福山・小野(1981)の地表地質の区

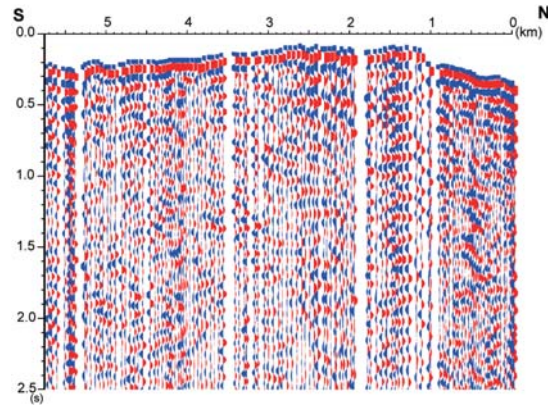


Fig. 7. Raw Pseudo-Reflection profile along Line NS for the shot S05. The datum is located at 0.2 km above sea level. The horizontal axis presents distance from the northern end of the line. The vertical axis is lag time or two way time. Their amplitude is normalized with the zero-lag value.

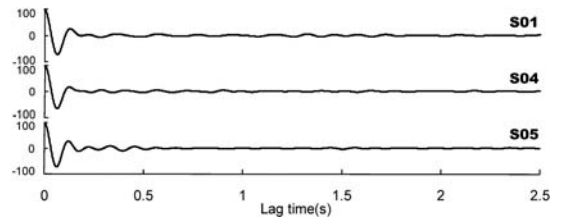


Fig. 8. Equivalent incident seismograms for each shot. Each seismogram was normalized and was scaled with percentage for its zero lag amplitude.

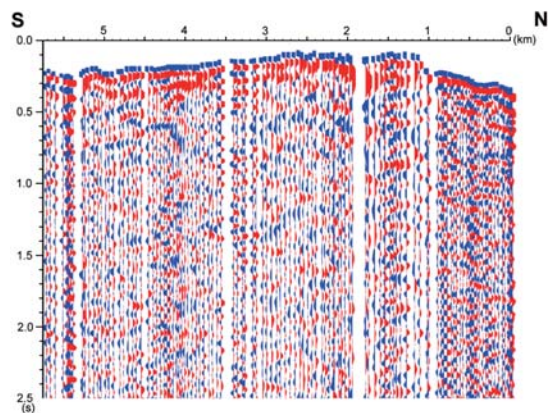


Fig. 9. Deconvolved Pseudo-Reflection profile along Line NS for the shot S05. Display method is the same as that of Fig. 7.

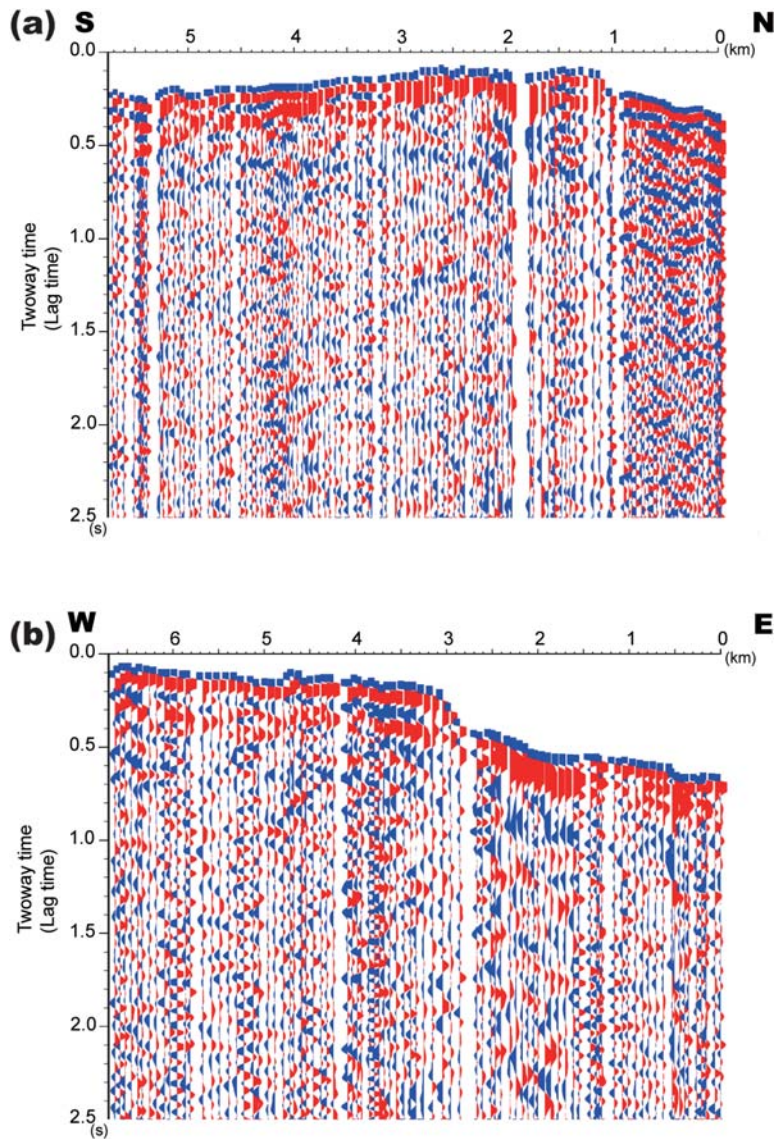


Fig. 10. Stacked Pseudo-Reflection profile. (a) Line NS, with the same display method as that of Fig. 7. (b) Line EW. The datum in the panel b is located at 0.4 km above the sea level. The horizontal axis is distance from the east end of the line.

分に従う。なお、以下の解釈では Appendix の表層速度構造モデルをもとに垂直入射を考慮し、海水準以上の標高の反射位相では 1.1 km/s 、海水準以深の反射位相では 2.0 km/s の P 波平均速度を深度への変換に用いることにする。

4-1 全般的な特徴と解釈

まず駒澤・他 (2008) による重力基盤との対比を検討する。測線 NS はその中央部で東から湾入してくる重力基盤のへこみを横断するとともに、北部では桜島北部を

東西に走る正の残差重力異常を横断している。一方、測線 EW は中央部から西部にかけて重力基盤の高まりの上にあるとともに、東部では桜島北岸から東西に延びる重力基盤の尾根を縦走している。さらに測線 EW 東部は正の残差重力異常を示す地帯になっている。以上のことを考慮して Fig. 11a および b ではともに駒澤・他 (2008) の重力基盤深度付近に見られる連続性の高い位相を追跡して基盤上面とした。

Fig. 11a および 11b にはほかにもいくつかの共通する

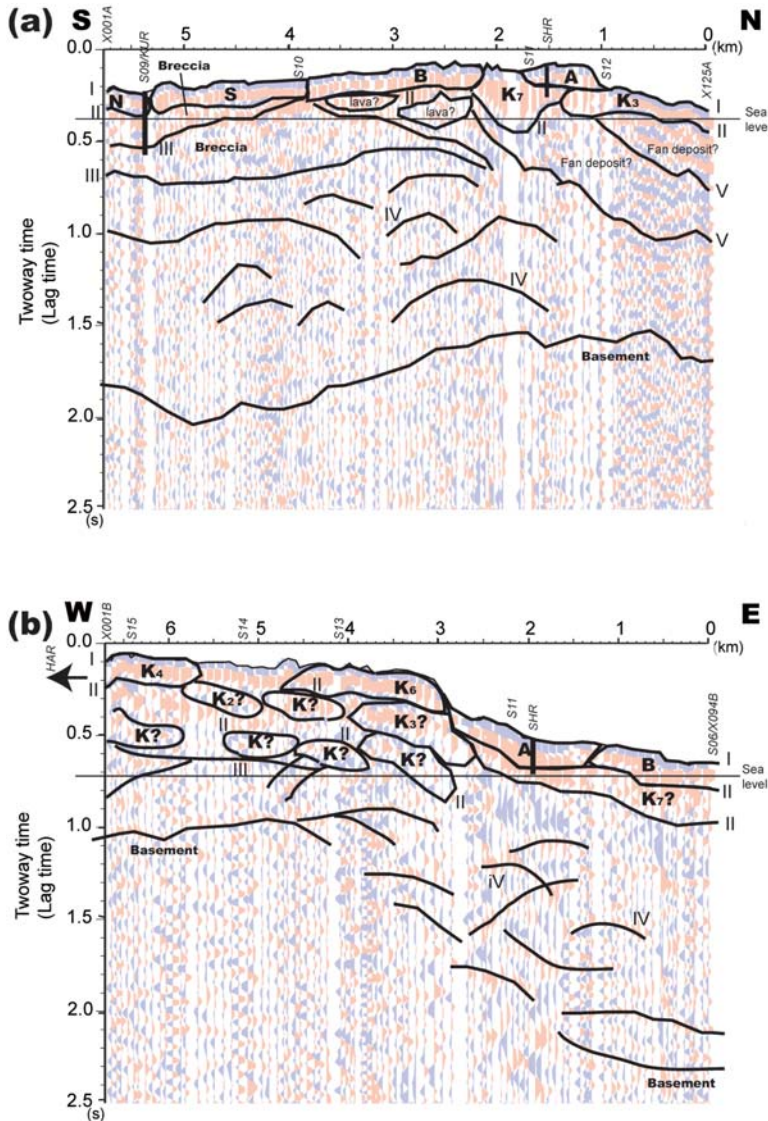


Fig. 11. Interpretations of the profiles. (a) Line NS, (b) Line EW. The display methods are the same as those of Fig. 10. Geological descriptions are labeled with capital letters in Fig. 1. Important phases are labeled with Roman numerals I to V. The basement is inferred from the gravity basement by Komazawa *et al.* (2008).

特徴をもつ反射位相群を指摘することができる。1) 地表面に大振幅の負位相群 (I), 2) 地表から海水準付近までに見られる比較的はっきりした負極性-正極性-負極性の位相の組 (II), 3) より深い場所に表示される連続性の高い位相 (III), 4) 基盤面の直上に見られる凸の形状の位相 (IV) の並びである。

1) の特徴を持つ位相 I は本手法の解析結果に必ず含まれるラグ時間 0 のインパルス波形であり、地表面その

ものである。

2) の特徴をもつ位相 II は測線方向に数百 m ~ 数キロメートル追跡することができることに加えて、上位の負位相から下位の負位相までの継続時間が 0.15 ~ 0.2 秒程度である。さらに、この位相の端部では継続時間が若干短くなる傾向が認められる。位相 II の特徴をもつ位相群は両測線とも海水準以上の標高に多く分布する。先述の平均速度を考慮すると、厚み 100 m 前後の楕円状の

断面をもつ構造単位を示していると考えられる。位相群 II のうちもっとも浅い場所に現れるものは測線 NS 南端の黒神観測井 (KUR) 付近で深度約 100 m と推定される。KUR における宇都・他 (1999) のボーリングコア記載では地表から深度 104 m までは長崎鼻溶岩 (N) に対比される溶岩層が産出し、それ以深では凝灰角礫岩が産出する。深度が一致することからこの位相 II は溶岩流の下面に相当する反射であると推定される。したがって Fig. 11 で観察される反射位相群 II として認識される複数の位相はそれぞれ個別の溶岩流に対応すると考えられる。反射位相群 II に属する位相は地表地質で記載された溶岩流の下位にもいくつか認めることができ、これまでに知られていなかった溶岩流の伏在を示唆している。

3) の特徴をもつ位相群 III は海水準付近に表れる。測線 NS の KUR 付近の位相群 III の最上位は、KUR におけるコアサンプルの記載 (宇都・他, 1999) を参照すると溶岩の下位の凝灰角礫岩中に存在するインピーダンスコントラストを示すと考えられる。さらに KUR 付近で位相群 III の最上位の位相は神田・他 (2008) の低比抵抗層上面と対比されることから、地下水面と関連したインピーダンスコントラストの可能性が高い。他の部分でも溶岩流と考えられる位相群 II の下位で認められることから、KUR における考察と同様に溶岩流より古い時代の火山碎屑物層中のインピーダンスコントラストと考えられる。

4) の特徴をもつ位相群 IV は海水準以下の部分に複数認められる。特に測線 NS では 1.5~4.5 km の区間、測線 EW では 1~3.5 km の区間に多く認められる。この深度ではコアサンプルの参照ができないので断定的な解釈はできない。測線 NS における位相群 IV は、その出現が海水準以下であることと、福山 (1978) が桜島の活動が始まったとする 13000 年前以降の海水準変動がせいぜい 150 m 程度であったことを考慮すると (たとえば貝塚, 1978)、その多くは水中噴火による火山碎屑物中の不均質 (水中溶岩流や巨大本質ブロックなど) による回折波であろうと考えられる。測線 EW では基盤の急傾斜部にこのパターンが多く認められることから、基盤の急傾斜部が単純な様傾斜でなく、階段状などの複雑な形状をしていることが示唆される。

4-2 白浜観測井 (SHR) 付近の表層構造

擬似反射記録断面 Fig.10a および 10b では両測線が交差する S11 と白浜観測井 (SHR) の周辺で地表直下に継続時間の長い正極性の位相が表れているが、Fig. 11a, 11b の解釈ではこの継続時間の長い位相を単一の層とはせず、安永溶岩 (A) と北岳溶岩 (K) の 2 つの溶岩流に分割した。その理由を以下に述べる。

SHR では地表から深度 102 m まで安永溶岩を産し、7 m のコア未回収区間をはさんでその下は北岳溶岩類を産する (京都大学火山活動研究センター資料)。安永溶岩と北岳溶岩類の間にサンプルの欠落があることは、この区間で安永溶岩と北岳溶岩の間の地層の固結度が低かったか、空隙率が異常に大きかったことを反映していると考えられ弾性的性質の境界となりうることを示している。しかし先述の分解能より短い区間に境界が 2 つ存在することになるので、反射断面上では両者の分離ができないと考えられる。したがって測線 EW の東端付近の地震反射断面では安永溶岩 (A) とその下位の溶岩とが分離して見えないが、安永溶岩 (A) の下にこれらの北岳溶岩類 (福山・小野, 1981 の分類では K7 溶岩) が分布する可能性があると解釈した。これより東に位置する測線 EW 東端部にも同じ様相を呈する位相が地表付近に現れているが、同様な考察により文明溶岩 (B) の下位に北岳溶岩類が存在すると解釈した。

4-3 海岸部の構造

測線 NS の北端および EW の東端 0 km 付近はいずれも海岸線の近傍であり、表層が溶岩流に覆われていることは共通しているが、溶岩流より下の反射パターンが異なる。Fig. 11a の 0~2 km 区間では海に向かって傾斜した、三角州前面のようなパターンを呈する位相群 V が見受けられるのに対して、Fig. 11b の 0~3 km 区間では前者同様に海岸線に近いにもかかわらず、位相群 V のような特徴が見られない。駒澤・他 (2008) によれば、測線 NS の北端では海岸に近づくにつれて残差重力異常が負になるのに対して、測線 EW の東端では海に向かって残差重力異常が正のままである。このことは測線 NS の北端では密度の小さいものが、測線 EW の東端では密度の大きいものが重力基盤の上に分布していることを意味している。測線 NS 北端についてはその反射パターンの特徴から密度の小さい火山性の碎屑物が卓越する三角州前面堆積物が地表の溶岩流下にある可能性が高い。一方、測線 EW 東端については反射パターンがはっきりしないためこれまでに知られていなかった密度の高い溶岩流 (たとえば水底溶岩流) の可能性が指摘できる。今後の調査に解明を期待する。

結 論

桜島火山において得られた 2008 年探査観測記録に擬似反射記録法を適用し、桜島火山北東部の浅部構造に関する知見を得ることができた。反射断面では溶岩流の断面や、火山碎屑物、さらには重力基盤に対応すると解釈される特徴的な反射位相を確認することができた。桜島火山の海水準以上の山体では溶岩流の断面が卓越して表

れ、地表地質に記載された最近の溶岩流ではその厚さ分布が明らかになった他、これらの下位にこれまで知られていなかった溶岩流の伏在が示唆された。さらに桜島北東部の海岸線付近では海水準直下の反射パターンが場所により異なることも明らかになった。一方、海水準以下では主に火山砕屑物に対比される短い反射もしくは回折位相が確認されるとともに、その下位には桜島北東部で東に向かって急に深くなる基盤に対応する反射面が確認される。

謝 辞

本研究は第7次噴火予知計画桜島火山構造探査グループ諸兄の協力なしには実現し得なかった。また、人工地震観測にあたり桜島島内各機関および地元住民の諸氏には多大なる協力をいただいた。また、解析プログラムの制作にあたっては坂口弘訓氏（伊藤忠テクノソリューションズ株式会社）にお世話になった。さらに本研究の進行にあたり、秋田大学工学資源学部 西谷忠師教授および坂中伸也助教、さらに応用地球物理学研究室の学生および大学院生諸君との議論が大いに役立った。本稿を仕上げるにあたり、松島 健氏（九州大学大学院理学研究院）および1名の匿名査読者のコメントが大変有益であった。本研究の経費の一部は京都大学防災研究所共同研究 課題番号 20G-08（代表者 筒井智樹）によるものである。以上、ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- Avseth, P., Mukerji, T., and Mavko G. (2005) **Quantitative Seismic Interpretation**, Cambridge University Press, 358 pp.
- Bruno, P. P. G., and Castiello, A. (2009) High-resolution onshore seismic imaging of complex volcanic structures: An example from Vulcano Island, Italy, *J. Geophys. Res.*, **114**, B12303, doi: 10.1029/2008JB005998.
- Cervený, V. and Psencik, I. (2002) Ray-theory amplitudes and synthetic seismograms in 2-D inhomogeneous isotropic layered structures. Program package SEIS. In: *Seismic Waves in Complex 3-D Structures*, 53–65. Report 12, Dep. Geophys., Charles Univ., Prague.
- Daneshvar, M. R., Clay, C. S., and Savage, M. K. (1995) Passive seismic imaging using microearthquakes, *GEOPHYSICS*, **60**, 1178–1186.
- 江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Hendrado, M.・味喜大介・園田忠臣・松島 健・内田和也・八木原 寛・王 彦賓・木股文昭・宮島力雄・小林和典 (1997) 始良カルデラの地盤の再隆起 – 1991年12月～1996年10月 –, 京都大学防災研究所年報, **40**, B-1, 49–60.
- 福山博之 (1978) 桜島火山の地質, 地質学雑誌, **75**, 425–442.
- 福山博之・小野晃司 (1981) 桜島火山地質図, 地質調査所, 8pp.
- Hidayati, Sri, Ishihara, K., and Iguchi, M. (2007) Volcano-tectonic earthquakes during the Stage of magma Accumulation at the Aira Caldera, Southern Kyushu, Japan, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **52**, 6, 289–309.
- 井口正人・他 82 名 (2009) 2008 年桜島人工地震探査の目的と実施, 京都大学防災研究所年報, **52**, B, 293–307.
- 井口正人・為栗 健・横尾亮彦 (2008) 火山活動の経過, 第10回桜島火山の集中総合観測 (平成19年6月～平成20年3月), 平成20年4月, 1–18.
- 石原和弘・高山鐵朗・田中良和・平林順一 (1981) 桜島火山の溶岩流 – 有史時代の溶岩流の容積 –, 京都大学防災研究所年報, **24**, B-1, 1–10.
- 貝塚爽平 (1978) 変動する第四紀の地球表面, 岩波講座地球科学 10 変動する地球 I 現在および第四紀, 笠原慶一・杉村 新 編, 岩波書店, 183–241.
- 神田 徑・山崎友也・橋本武志・坂中伸也・山田健太・小川康雄・相澤広記・高倉伸一・小山崇夫・小林宰・小森省吾・桜島電磁気構造探査グループ (2008) 桜島火山における AMT 法抵抗調査, 第10回桜島火山の集中総合観測 (平成19年6月～平成20年3月), 平成20年4月, 89–104.
- 小林哲夫 (1982) 桜島火山の地質: これまでの研究成果と今後の課題, 火山, **27**, 277–292.
- 駒澤正夫・中村佳重郎・山本圭吾・井口正人・赤松純平・市川信夫・高山鐵朗・山崎友也 (2008) 桜島の重力異常について – 火山の密度から見た内部構造 –, 京都大学防災研究所年報, **51**, B, 261–266.
- 蔵下英司・平田 直・森田裕一・結城 昇 (2006) 高機能小型オフラインデータロガーを用いた高密度地震観測システム, 地震 第2輯, **59**, 107–106.
- Suzuki, H., Kasahara, K., Ohtake, M., Takahashi, A., Ikawa, T., Abe, S., and Kawabe, Y. (1992) Underground structure and magmatic activity of Izu-Oshima volcano, Japan, as inferred from seismic reflection survey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **49**, 105–117.
- 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・高木憲朗・鈴木敦生・及川 純・中道治久・吉川 慎・松島 健 (2008) 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 –, 火山, **53**, 1–14.
- 宇都浩三・味喜大介・内海 茂・石原和弘 (1999) 桜島火山ボーリングコアの K-Ar 年代と古地磁気測定 – 火山活動史解明への複合的取り組み –, 京都大学防災研究所年報, **42**, B-1, 27–34.
- Yilmaz, O. (2001) Velocity analysis and Statics corrections, in *Seismic data analysis*, SEG, 271–461.
- Yokoyama, I., and Ohkawa, S. (1986) THE SUBSURFACE STRUCTURE OF THE AIRA CALDERA AND ITS VICINITY IN SOUTHERN KYUSHU, JAPAN, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **30**, 253–282.

(編集担当: 青木陽介)

Appendix 桜島火山北東部の表層地震波速度構造

陸上における反射法地震探査で歪みのない明瞭な構造イメージを得るためには静補正が必要である（たとえば Yilmaz, 2001）. 特に火山砕屑物や溶岩など著しく弾性的性質の異なる物質から構成される火山体では Bruno and Castiello (2009) が静補正の重要性を実証している. ここでは静補正速度の推定を目的として, 2本の反射法測線のうち標高 42~372 m にわたるもっとも大きな標高差を有する測線 EW について表層速度構造モデルを構築する.

測線 EW において測線上の発破点 S06, S11, S13~S15 に対する初動到来走時を読み取った結果を Fig. A1 に示す. 標高のもっとも低い発破点 S06 の周辺では 3 km/s を超える見かけ速度が震源近傍から現れるのに対して, それ以外の標高の高い発破点の周辺では 1 km/s を下回る見かけ速度が観測される. この測線で注目されることは, 3.3 km 地点付近で発破点 S06 からの初動走時に顕著な「とび」が見られることである. この「とび」が見られる地点を Fig. A1 で Gap として示すこととする. 発破点 S06 からの初動は Gap 周辺で急に 0.5 秒ほど遅くなるとともに, それ以遠では見かけ速度も増大する. この

Gap を境にして初動走時や見かけ速度が変化する傾向は他の発破点に対する走時曲線でも見いだすことができる. したがって, 発破点 S06 起点 3.3 km 地点付近で表層構造が変わっていることが予想される.

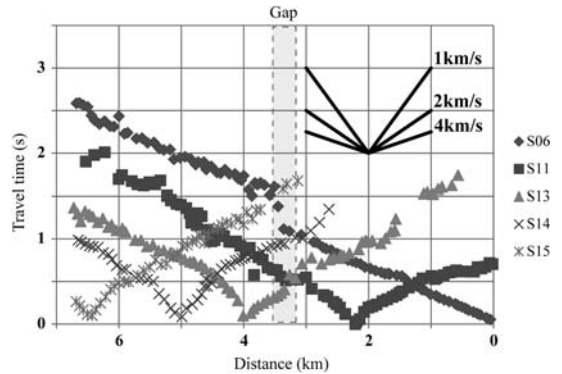


Fig. A1. The travel time curves along the seismic line. The horizontal axis describes the distance from the shot point S06.

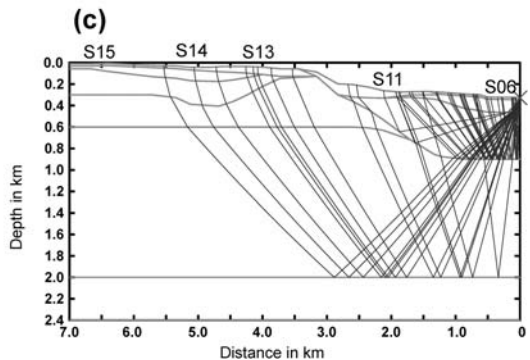
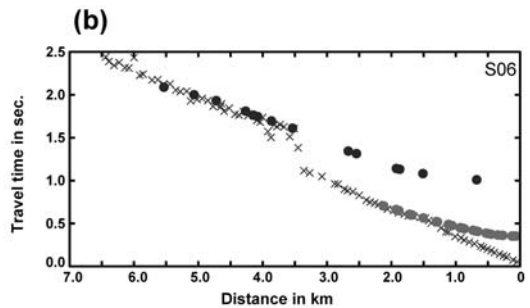
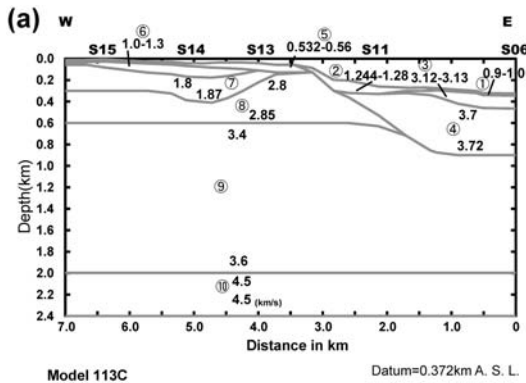


Fig. A2. (a) The final model 113C. (b) The ray diagram from the shot point S06. (c) The corresponding travel time curve. Cross markers are observed travel times. Circle markers are calculated travel times.

最終速度構造モデル

Fig. A1 に代表される観測走時のフォワードモデリングに波線追跡アルゴリズム SEIS88(Cerveny and Psencic, 2002) を用いた。また、構造モデルの構築にあたり、次の点に留意した。1) 福山・小野(1981)の地表地質記載を参考にして地表の厚い溶岩流ローブに相当する層の配置を与え、その厚みは石原・他(1981)を参考にした。2) モデルの各層内では横方向に地震波速度の変化がないものとした。

理論走時と観測走時のより良い一致を求めて、先述の前提条件に沿って構築された23個のモデルを検討した。このなかでもっとも良い一致を示すモデル113Cとその理論走時をFig. A2に示す。Fig. A2aは構造モデル113Cに与えた速度を示し、Fig. A2bは同モデルに対する理論走時と観測走時の比較を、Fig. A2cは対応するS06からの波線図を示す。理論走時と観測走時のRMS残差は0.1s以内であった。モデル113Cの最大の特徴は発破点S11とS13の間で安永溶岩(Fig. A2aの層②)とその下位層(同図の層④)が途切れることである。これによって先述の発破S06からの初動走時曲線における「とび」がFig. A2cのように説明できる。また測線中央部と東端を除き、一般には海水準以上で2 km/s以下のP波速度を持った層の分布で走時が説明できる。海水準以上の場所における2 km/s以下のP波速度は桜島火山の表層部が空隙の多い噴出物から構成されていることを反映していると考えられる。

一方、海水準直下の部分で2.8 km/s以上の速度をもった層の分布を与えることによって走時が説明できることは、これまで桜島の地震学的研究で用いられてきたP波速度と本モデルが整合的であることを示している。これらの海水準以下の層が海水準以上の部分と同様に空隙の多い噴出物から構成されているとして解釈をするならば、海水準以下の部分では噴出物の空隙を地下水や海水などが満たしていることを反映していると考えられる(Avseth *et al.*, 2005)。また、測線東端部の3.1 km/s層は

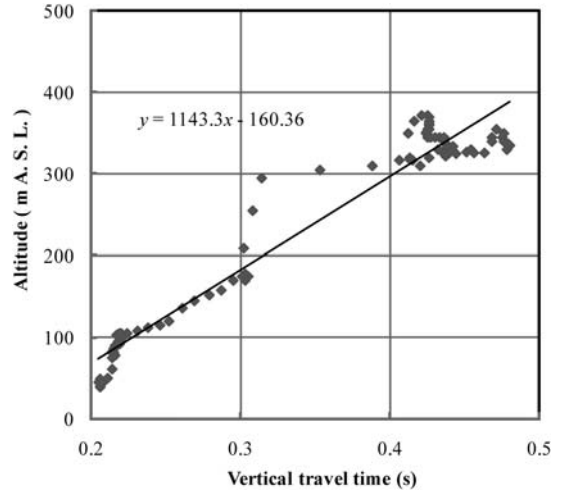


Fig. A3. Correlation between calculated travel time and altitude. The solid line is the recurrence curve.

文明溶岩の分布に対応して設定した高速度層であるが、安永溶岩に相当する層②よりも高い速度を与えないと初動走時が説明できない。この層は文明溶岩の緻密な部分を反映しているか、あるいは文明溶岩の空隙を地下水が満たしていることを反映している可能性が考えられる。さらに測線中央部の2.8 km/s層の高まりは北岳北東斜面の北東方向への尾根を測線が横断している場所に相当している。地表地形を考慮すると新しい噴出物に覆い隠されている緻密な岩体(古期山体?)を反映している可能性が示唆される。

最後に静補正速度の推定を行う。モデル113Cの下方から垂直入射をする波の地表における理論走時を、観測点標高に対してプロットしたものがFig. A3である。Fig. A3の理論走時に対して直線回帰を行うと、平均して1.1 km/sであった。したがって、これ以降の反射法地震探査の解析では1.1 km/sを静補正速度として使用することが妥当であると考えられる。