

始良カルデラにおける地震波反射面の検出

The Seismic Reflectors Beneath Aira Caldera

筒井 智樹・為栗 健・井口 正人

Tomoki TSUTSUI, Takeshi TAMEGURI, and Masato IGUCHI

Synopsis

Seismic reflectors at the depth of Aira Caldera are presented through seismic array analysis of the later arrivals in the controlled-source seismograms across northern Kagoshima Bay on November 2008. Though the first arrivals with a characteristic pattern have been analyzed, later arrivals have never been analyzed vigorously. Seismic array analysis of the seismograms resolves numerous PP and PS reflections from depth of Aira Caldera in the basis of arrival time, back azimuth and apparent velocity. It is revealed that reflector structure in the eastern part is more complicated than that in the western part down to 20 km depth and prominent PS conversion comes from 14 km depth in the west part of Aira Caldera. The result provides fundamental knowledge to consider activity of the caldera.

キーワード: 始良カルデラ, 桜島火山, 地殻構造, 地震波反射面, 人工地震

Keywords: Aira Caldera, Sakurajima Volcano, Crustal structure, Seismic reflector, Controlled-source seismology

1. はじめに

始良カルデラは九州南部の鹿児島湾奥に位置する東西20km, 南北20kmの広がりをもった火山性陥没地形である。始良カルデラはMatumoto (1943)によって最初に提唱された。Aramaki (1984)によれば始良カルデラは大隅降下軽石に始まり入戸火砕流で終わる一連の噴火で400 km³あまりの噴出物を放出したとされている。始良カルデラの最後の噴火とされる入戸火砕流は約2.9万年前(奥野, 2002)である。2.9万年前の噴火による降下火山灰は1000 km以上離れた東京近郊でも10 cm 以上の層として残されている(町田・新井, 1976; 町田・新井, 1992)。その後, カルデラ南縁に桜島火山が形成され, 現在も桜島火山は活発な噴火活動を継続している。

近年, 小頻度大規模災害の一つとして巨大カルデラ噴火が注目されるようになってきており, 過去に巨大噴火が発生した始良カルデラの現在の状況を知ることが目的とした研究の重要性が高まっている。

地球物理学的な観測結果では始良カルデラが桜島とともに活動していると考えられている。桜島の活動に伴って生ずる地盤変動には始良カルデラ中央部の深さ約10kmの圧力源からの寄与があることが示され, 桜島の活動と始良カルデラの地盤変動は相関がある(Omori, 1920; 江頭ら, 1997; Yamamoto et al., 2013)。一方, 津久井・荒牧(1990)の地質学的研究によれば, かつて入戸火砕流を噴出したマグマと, 現在の桜島の活動の源となっているマグマとは別のものであるとしている。

始良カルデラの現在の状況を知るための鍵の一つは始良カルデラの地下構造をより詳細に知ることである。始良カルデラの地下構造はこれまでも議論されてきた。Aramaki (1984)は地質学的考察から15kmの深さに至る漏斗型の構造モデルを提唱した。Yokoyama and Ohkawa (1989)は重力測定の結果から, 始良カルデラは負のブーゲー異常を示すことを報告し, 周囲に比べてくぼんだ基盤地形の上に厚さ2.5 kmの低密度の物質が位置する重力構造モデルを提

唱した. 最近では井口ら(2009)によって始良カルデラを横断する人工地震実験が行われ, Miyamachi et al. (2013) が深さ4kmまでの地震波速度構造モデルを提唱した. Miyamachi et al. (2013) は, 始良カルデラ内部はその外側に比べて低い地震波速度を与えることによって観測初動走時が説明できるとしている. 4 kmより深い構造については加茂ら (1980) が地震波異常減衰領域の存在を指摘し, Alanis et al. (2012) が自然地震観測から桜島付近の20kmの深度に V_p/V_s 比の大きな領域の存在を指摘している.

本稿では今日の地球物理学的観測で焦点とされる始良カルデラの4 km以深の構造をこれまでより詳細に明らかにすることを目的として, 井口ら(2009)の観測記録の後続相に含まれる反射波および変換反射波の検出を行い, これらの反射波を生じせしめる反射面の深さと位置とを整理した.

2. 人工地震記録

本稿で用いたデータは2008年に実施された人工地震探査によって取得された. この人工地震探査の詳細は井口ら(2009)に述べられている. 井口ら(2009)測線では600点あまりの臨時観測点が展開され, 震源では1点あたり200kgのダイナマイトを用いた発破作業が実施された. 本稿ではこれらのデータのうち, 桜島火山を中心とした鹿児島湾北部沿岸地域に展開された固有周波数2 Hzまたは4.5 Hzの上下動地震計を用いた陸上臨時観測点と, 固有周波数4.5Hzの上下動地震計を備えた海底地震計とによって取得されたデータを取り扱う.

本研究で用いた観測点と発破点の配置をFig. 1 に示す. これらの臨時観測点で得られた観測記録の整理方法は, 発破点を測線上に含む線状展開の測線と, 測線の交差点周辺で形成された群列配置, 測線の側方に発破点が位置するファンシューティング法の3種類である. まず測線に沿った観測記録に注目して後続相の検出と走時の同定を行う. 次に群列配置を用いて検出された後続相の伝播方向と見かけ速度を推定し, 鹿児島湾深部から到来する後続相の洗い出しと, これらを構成する波の種類を同定する. さらに後続相発生領域の広がり拘束のためにファンシューティング法を用いる.

本稿では3本の測線を用いて後続相の検出を行う. 鹿児島湾の北西に位置する発破点S01から桜島南西部の発破点S07を経由して大隅半島の発破点S04に至る測線を「始良A測線」, 途中で分岐して桜島北東岸の発破点S06を経由する観測点列で構成される測線を「始良B測線」, 鹿児島湾の北東に位置する発破点S05から鹿児島湾を北東から南西に横断して桜島北

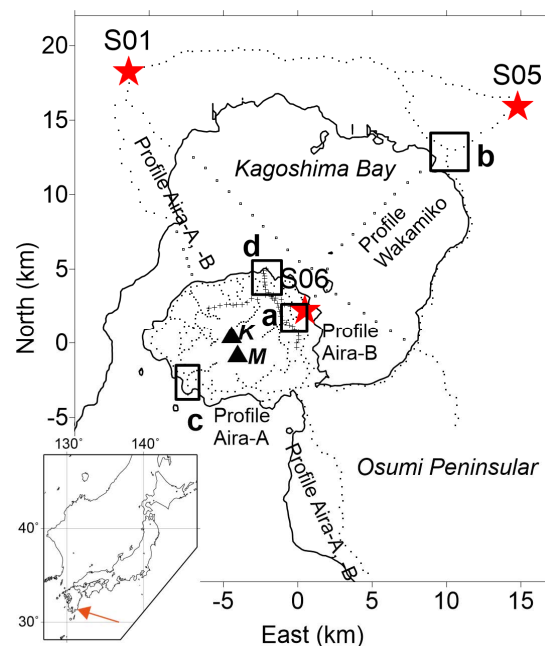


Fig. 1 Project Sakurajima 2008. The red stars are the shot points. The dots are the temporary seismic stations with a 2 Hz sensor. The crosses are another type of the temporary stations with a 4.5 Hz sensor. The rectangles a – d indicate locations of the seismic arrays. Shore lines are drawn. The labels M and K are the summits of Minami-dake and Kita-dake. The labels a – d correspond to the close-ups in Fig. 2. The origin of the local coordinate is located at $31^{\circ} 35' 00.89879''\text{N}, 130^{\circ} 42' 05.74741''\text{E}$.

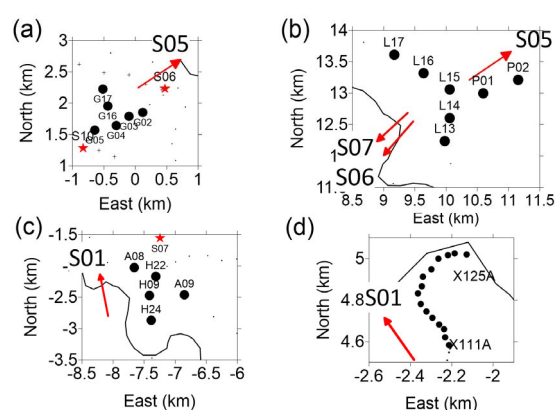


Fig. 2 The seismic arrays. Black solid circles are the array stations. Dots indicate excluded stations in the array analysis. (a) the array G04, (b) the array L15, (c) the array S07, and (d) the array N-end.

東岸の発破点S06を経由し、桜島南西岸のS07を結ぶ観測点で構成される測線を「若尊測線」と称することにする。始良A,B測線は始良カルデラの西部を横断し、若尊測線は始良カルデラの東部を横断する。

群列観測ではFig. 2に示される次の4箇所を用いて後続相の波の到来方向と見かけ速度とを推定した。

1 つめは桜島島内の発破点S06に近いG04観測点を中心とする6観測点で構成されたさしわたし約1 kmのアレイG04、2つめは鹿児島湾北東部沿岸のL15観測点を中心とする7観測点で構成されたさしわたし約2 kmのアレイL15、3つめは再び桜島島内の発破点S07付近の5観測点で構成されるさしわたし約1 kmの

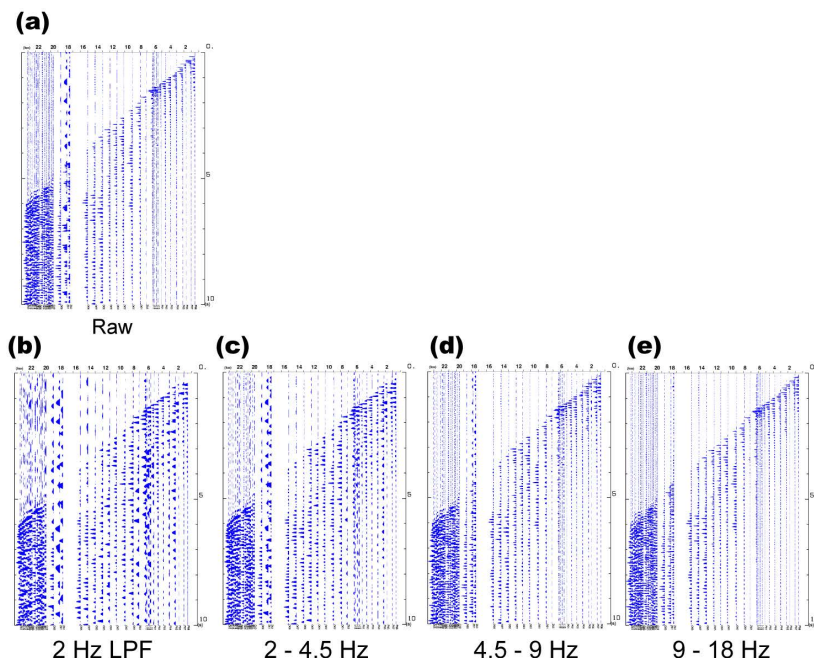


Fig. 3 The filtering. The shot records in the profile Wakamiko are shown with negative polarity variable area. a) raw seismographs, b) 2Hz LPF, c) 2 - 4.5 Hz BPF, d) 4.5 - 9 Hz BPF, e) 9 -18 Hz BPF.

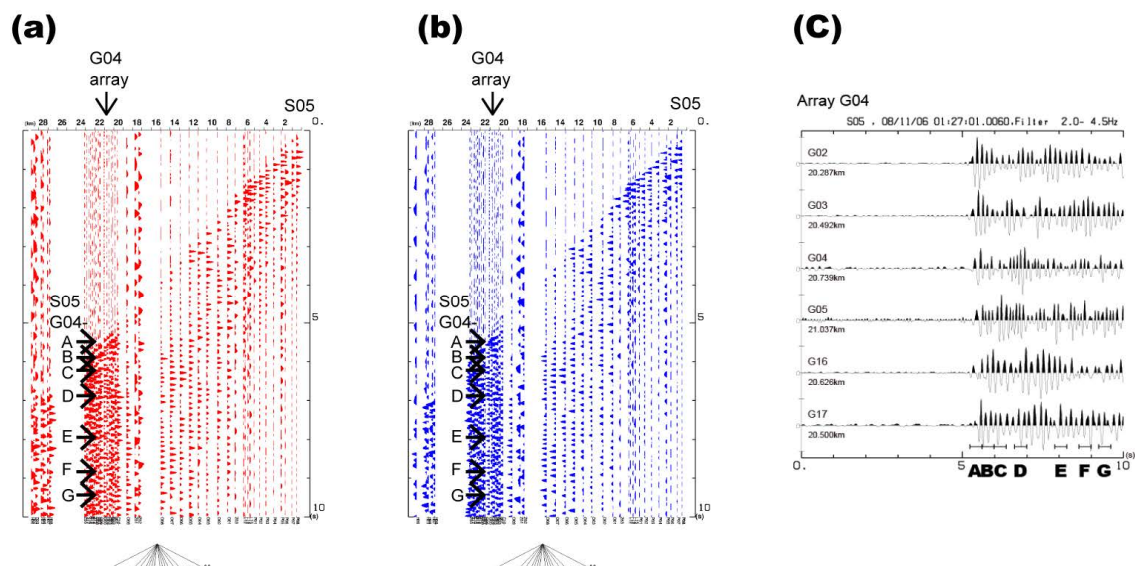


Fig. 4 Filtered shot records for the shot S05 along the profile Wakamiko. a) Positive polarity variable area and b) Negative polarity variable area. Significant later arrivals are labeled with S05G04-A through -G. c) Close-up seismograms in the array including the later arrivals A through G.

アレイ S07, 4つめは桜島北岸の4.5 Hz (反射法) 測線 15観測点で構成されるさしわたし0.4 kmのアレイN-endを用いた. 4つのアレイの拡大図をFig. 2に示す. アレイN-endは4.5 Hz上下動地震計で構成され, それ以外の3つのアレイは2 Hz上下動地震計で構成された.

3. データ処理

3.1 フィルタ処理

顕著な後続相は生記録でも確認することができる. しかし後続相の明瞭度を向上するために後続相が最も明瞭になるフィルタを検討する. a)フィルタなし, b) 2 Hz LPF処理後, c) 2 ~ 4.5 Hzバンドパスフィルタ処理後, d) 4.5 ~ 10 Hzバンドパスフィルタ処理後, e) 9 ~ 18 Hzバンドパスフィルタ処理後の波形記録を検討した. 以下若尊測線のS05観測記録の処理例をFig. 3に示す. それぞれの帯域のフィルタ処理の記録を比較した結果, 6秒から7秒台の後続相が明瞭に見られる 2 ~ 4.5 Hzのバンドパスフィルタ(Fig. 3c)が最適であると判断された. 以降の記録の検討ではこの 2 ~ 4.5 Hzバンドパスフィルタ処理を行った記録を用いることにする.

3.2 到来方向と見かけ速度の推定

後続相の見かけ速度と伝播方向の推定にはセンブランス(Taner and Koehler, 1969) によるビームフォーミング (篠原ら, 1992) を用いた. センブランスの計算には0.4秒長の時間窓を用い, 初動付近から0.2秒ステップで連続的に伝播方向と見かけ速度の推定を行った. 推定結果はスローネス平面上に表示し, 目安として 5 km/s に相当する見かけ速度の軌跡を重ねて表示した. 以下では震源方向から入射する後続相について整理する.

(1) アレイG04に入射する発破点S05からの地震波

アレイ G04を含む若尊測線における発破S05の観測波形をFig. 4に示す. 正極性を塗りつぶして強調したもの(正極性強調)がFig. 4a, 負極性を塗りつぶした負極性強調がFig. 4bに示される. アレイG04は桜島北東部の震源距離20.7kmに位置している. アレイG04におけるセンブランスによるビームフォーミングの結果をFig. 5に示す. Fig. 5では初動はほぼ発破点の方角から入射するが, 時間の経過と共に発破点とは異なる方角から入射する成分が現れてくることを

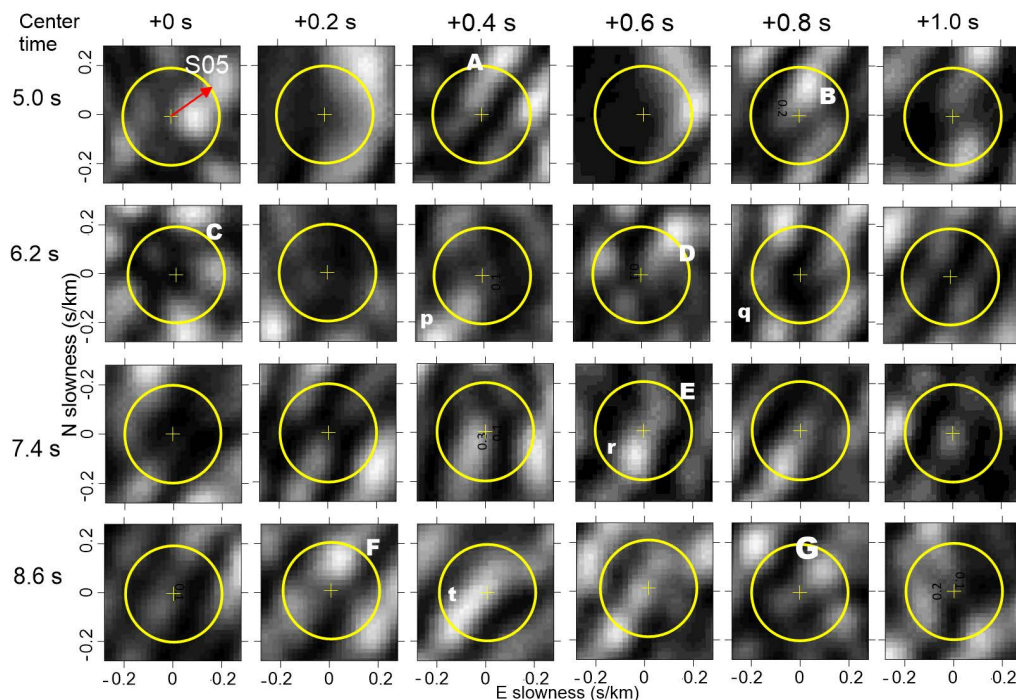


Fig. 5 Arrivals at the array G04 on 20.7 km from the shot S05. Back azimuth of arrivals is shown in each slowness plane. Vertical axis for north slowness component and horizontal axis for east slowness component. Intensity of an arrival is indicated in gray scale. White represents the maximum intensity in the panel. A circle and a cross on a plane represent 5 km/s and infinite value of apparent velocity.

示している。始良カルデラはアレイG04からみて発破点S05の方角に位置する。桜島北東部に位置するアレイG04に震源S05方向から伝播してくる到来相はA～Gの7つが認められる。発破点（始良カルデラ）の方角から入射する波をA～G、火口方向から入射してくる波をp～tと名付ける。本稿では発破点方向から入射する成分A～Gに注目して整理を行うことにする。火口方向からの入射成分p～tについての議論は稿をあらためて行うことにする。発破点方向（北東）から伝播してくる後続相を後述の解釈とともにTable 1に整理する。

(2) アレイL15に入射する発破点S06からの地震波

アレイL15を含む若尊測線上のS06の観測記録をFig. 6に示す。正極性強調、負極性強調の表示方法はFig. 4と同じである。アレイL15は震源距離14.5kmに位置する。アレイL15におけるセンブリランスによるビームフォーミングの結果をFig. 7に示す。始良カルデラ北東岸に位置するアレイL15でも時間の経過につれて後続相が様々な方向からやってくる傾向が示されている。この中で発破点方向（始良カルデラ方向）から伝播してくる到来相は初動以外にA～Eの5つが認められる。S06方向（南西）から伝播してくる後続相A～Eを後述の解釈と共にTable 2に整理する。

Table 1 Arrivals at the array G04 on 20.7 km from the shot S05

Code	Center time (s)	App. Vel. (km/s)	Pol.	Type and origin
A	5.4	4.5	P	First arrival
B	5.8	8.0	N	PP 10 km
C	6.2	3.9	P	PS 6 km
D	6.8	4.8	P	PS 7 km
E	8.0	9.7	N	PP 18 km
F	8.8	6.8	P	PS 12 km
G	9.4	7.5	P	PS 14-15 km

Table 2 Arrivals at the array L15 on 14.5 km from the shot S06

Code	Center time (s)	App. Vel. (km/s)	Pol.	Type and origin
A	6.2	5.7	N	PS 9 km
B	7.0	13.8	N	PP 17 km
C	7.6	11.6	N	PP 19 km
D	9.4	5.3	N	S?
E	10.0	8.7	P	PS 18 km

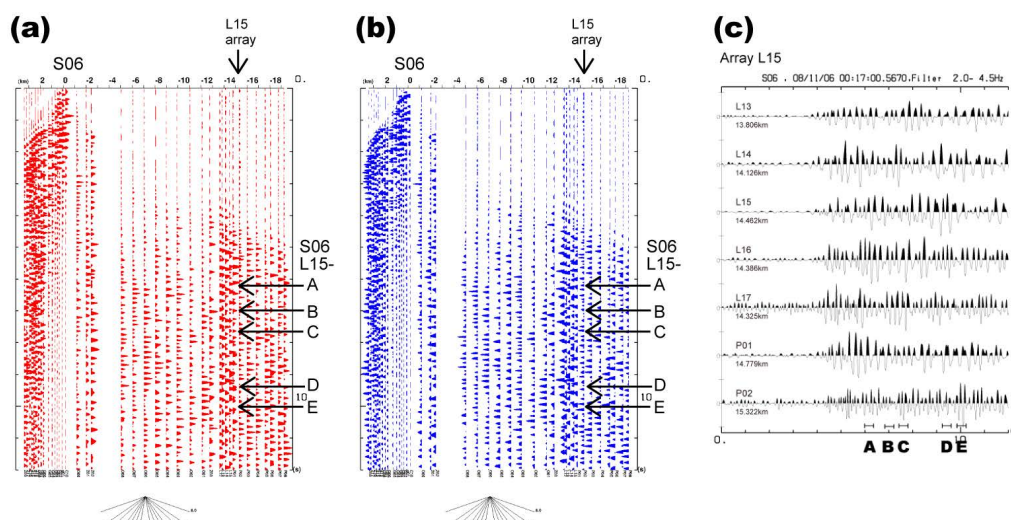


Fig. 6 Filtered shot records for the shot S06 on the SW end of the profile Wakamiko. a) Positive polarity variable area and b) Negative polarity variable area. Significant later arrivals are labeled with S06L15-A through -E. c) Close-up seismograms in the array with the later arrivals A through E.

(3) アレイS07に入射する発破点S01からの地震波

アレイS07を含む始良A測線における発破S01の観測記録をFig. 8に示す. アレイS07は桜島南西部の震源距離21kmに位置する. アレイS07におけるセンブランスによるビームフォーミングの結果をFig. 9に示す. Fig. 9でも初動到来から時間が経過するにつれて発破点以外の方向から波の到来があることが示されている. アレイS07では発破点S01の方向に始良カルデラが位置する. 桜島南西部に位置するアレイS07に発破点方向から伝播してくる到来相は初動以外にA ~ Fの6つが認められる. これまでと同様に発破点の方角(北北西)から伝播してくる後続相A ~ Fを後述の解釈と共にTable 3に整理する. その他に発破点の方角から東に約90度の方角(火口方向)から入射してくる波p ~ r, 西に約130度の方角から入射してくる波などが認められるが, これらに関しては稿をあらためて議論することにしてここではこれ以上ふれないことにする.

(4) アレイN-endに入射する発破点S01からの地震波

桜島北岸に位置する4.5 Hz (反射法) 測線の一部も群列観測の解析が可能である. 始良B測線の観測記録を Fig. 10に示す. アレイN-endは桜島北岸の震源距

Table 3 Arrivals at the array S07 on 21.0 km from the shot S01.

Code	Center time (s)	App. Vel. (km/s)	Pol.	Type and origin
A	5.8	10.4	N	PP 10 km
B	6.6	4.5	P	PS 5 km
C	6.8	8.0	N	PP 14 km
D	7.2	8.4	N?	PP 16 km
E	8.2	6.4	P?	PS 11 km
F	8.8	13.5	N	PP 21 km

Table 4 Arrival at the array N-end on 16.2 km from the shot S01.

Code	Center time (s)	App. Vel. (km/s)	Pol.	Type and origin
A	4.7	4.8	P	First Arrival
B	6.5	6.9	N	PP 15 km
C	8.3	3.7	P	PS 13.6 km
D	10.4	3.5	P	PS?

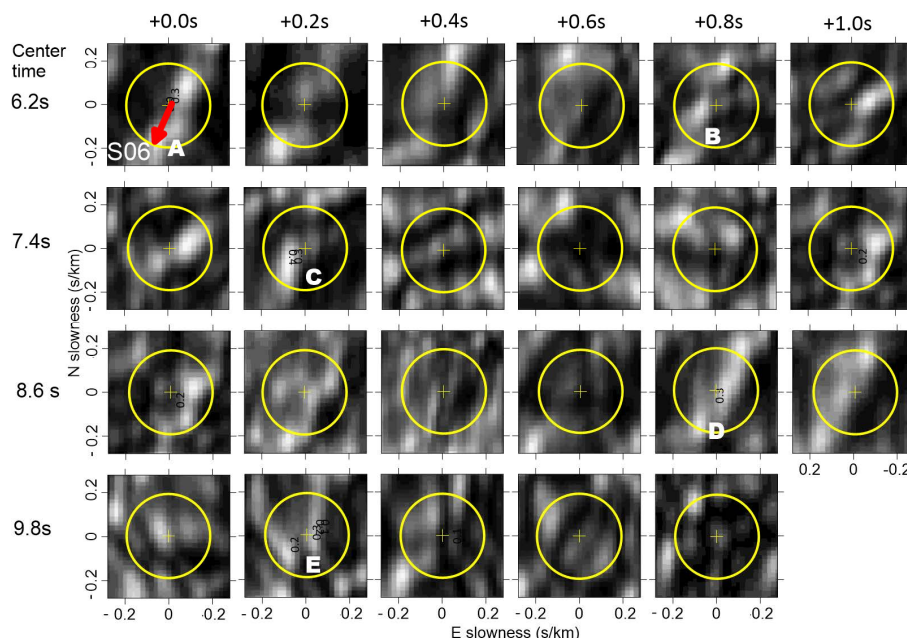


Fig. 7 Arrivals at the array L15 from the shot S06. Back azimuth of arrivals is shown in each slowness plane. Intensity of an arrival is indicated in gray scale. White represents the maximum semblance in the panel. A circle and a cross on a plane represent 5 km/s and infinite value of apparent velocity, respectively.

離 16.2 kmに位置する．アレイN-endにおけるセンブリランスによるビームフォーミングの結果をFig. 11に示す．アレイN-endから見て発破点方向に始良カルデラが位置する．発破点方向（北西）から伝播してくる後続相A ～ Cを後述の解釈と共にTable 4に整理する．アレイN-endでは初動から0.8秒後に発破点とは直角の方角（火口方向）から到来する波p, qが顕著に

認められるが，これについても稿をあらためて議論することにしてここではこれ以上ふれないことにする．

3.3 後続相の波の種類の同定とその発生源深度の推定

群列観測で得られた到来波の見かけ速度から到来

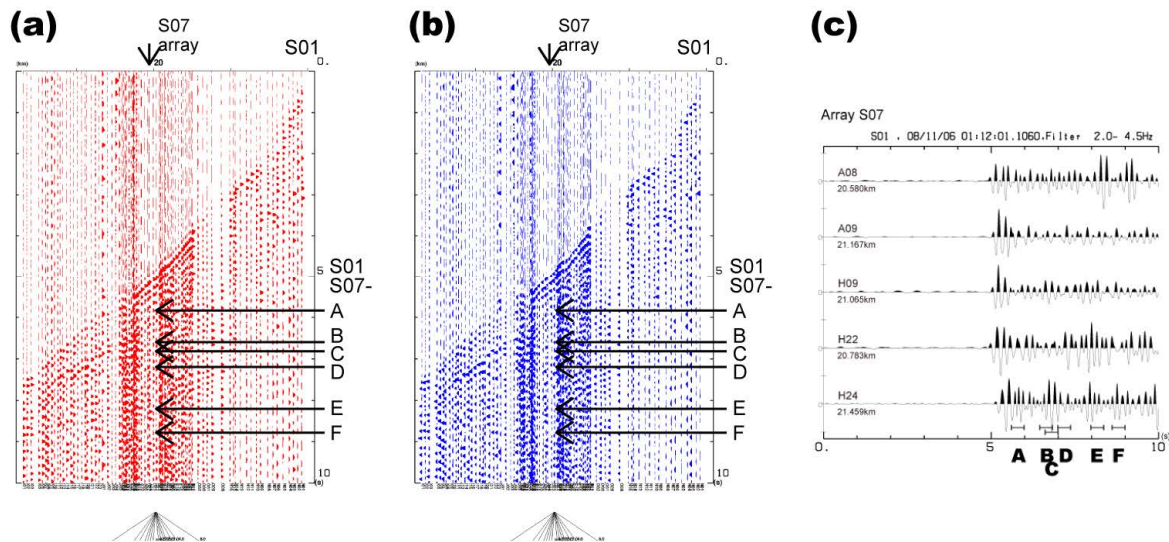


Fig. 8 Filtered shot records for the shot S01 at the NW end of the profile Aira-A. a) Positive polarity variable area and b) Negative polarity variable area. Significant later arrivals are labeled with S01S07-A through -F. c) Seismograms in the array with the later arrivals A through F.

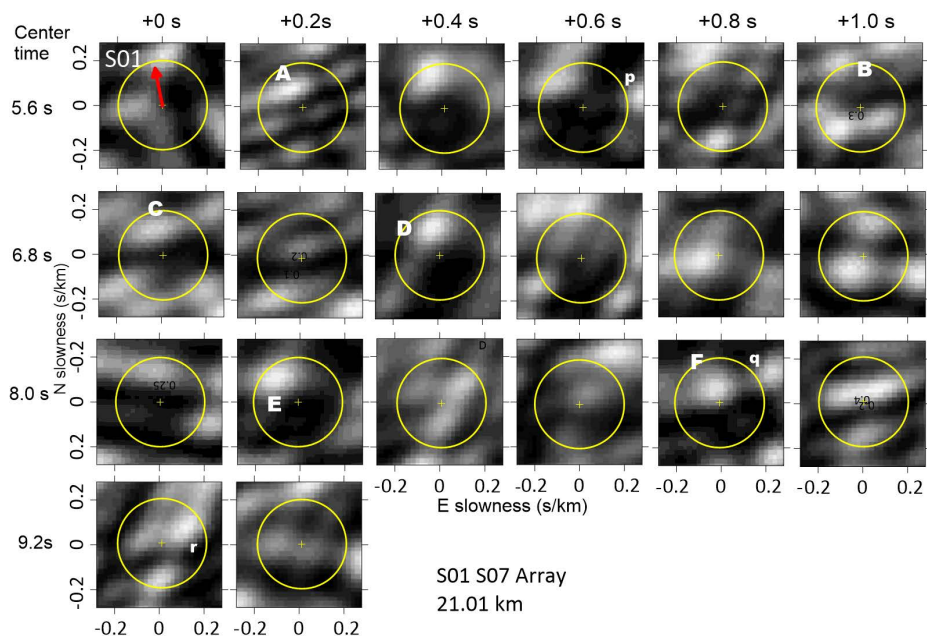


Fig. 9 Arrivals at the array S07 from the shot S01. Back azimuth of arrivals is shown in each slowness plane. Intensity of an arrival is indicated in gray scale. White represents the maximum intensity in the panel. A circle and a cross on a plane represent 5 km/s and infinite value of apparent velocity.

波を構成する波の種類とその発生源を推定する．本研究に用いた観測波形は上下動成分のみなので，振動様式による波の種類の判定ができない．推定を行うにあたり，速度構造モデル中に異なる深さの反射面を与えて得られた反射波および変換反射波の理論走時とそこから得られる見かけ速度を用いる．鹿児島湾およびその周辺における地震波速度構造モデルはOno et al.(1978)を皮切りとして，本稿と同じ井口ら(2009)のデータを用いたMiyamachi et al. (2013)等があるが，ここでは付録に示すように井口ら(2009)の波形記録による初動到来時刻読み取り値を用いて，独自

に決定した地震波速度構造モデルを用いることにした．鹿児島湾北東岸から桜島に至る速度構造を簡略化したものを若尊測線の代表的な構造とし，鹿児島湾北西岸から桜島に至る速度構造を簡略化したものを始良A,B測線の代表的な構造として用いることにする．

本稿で用いた観測記録はダイナマイト発振による人工地震波によるもので，観測記録が主にP波から構成されるという仮定の下で構造解析に用いられてきた．もし観測記録が上向きにやってくるP波だけで構成されているのであれば，ある地域における地震波

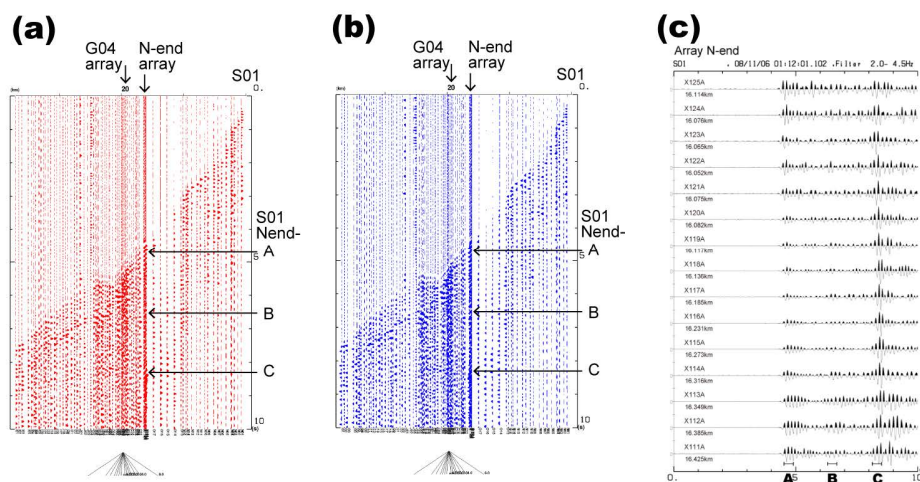


Fig. 10 Filtered shot records for the shot S01 at the NW end of the profile Aira-B. a) Positive polarity variable area and b) Negative polarity variable area. Significant later arrivals are labeled with S01Nend-A through -C. c) Close-up seismograms in the array N-end with the later arrivals A through C.

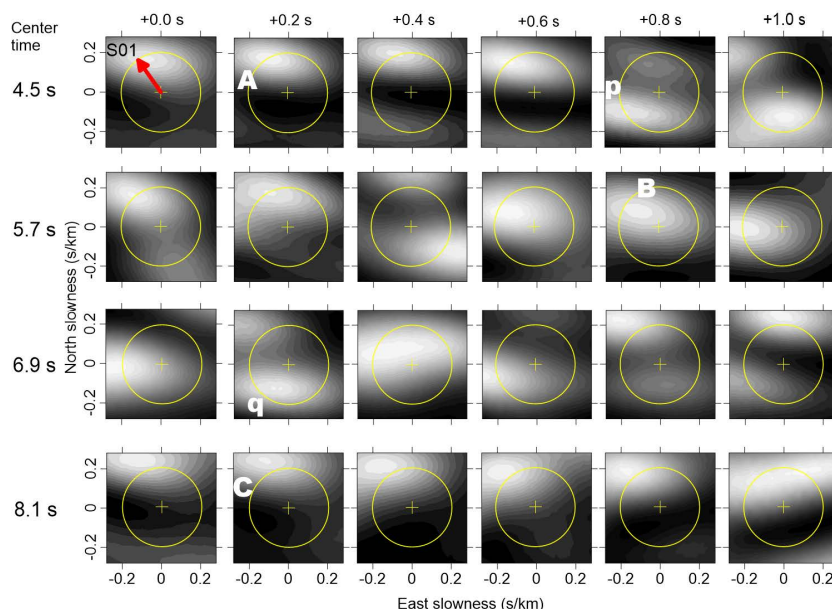


Fig. 11 Arrivals at the array N-end from the shot S01. Back azimuth of arrivals is shown in each slowness plane. Intensity of an arrival is indicated in gray scale. White represents the maximum intensity in the panel. A circle and a cross on a plane represent 5 km/s and infinite value of apparent velocity.

の到来は走時が遅くなるにつれて見かけ速度が大きくなるはずである。しかし、先述の群列観測解析結果からは、遅い到来であっても見かけ速度が比較的遅いものが散見される。このことから観測記録にはPP反射ばかりでなくPS変換反射も含まれていることがうかがわれるので、解釈にあたりPS変換波についても検討の対象にする。

(1) 若尊測線S05

若尊測線の下の異なる深さからの反射波に対するアレイG04（震源距離20.7km）における異なる反射面の深さに対する理論走時をFig.12aに示す。図にはPP反射波の走時とPS変換反射波の走時とが示されている。Fig. 12b には対応する反射波の見かけ速度を示す。

Fig. 12aでは、深さ16～18 kmからやってくるPP反射波とそれよりも浅い8～11 kmの深さで発生したPS変換波との走時が一致する。しかしいずれもPP反射波の方が大きな見かけ速度を示している。両者の見かけ速度の異なることに注目するとPP反射波とPS変換反射波の区別が可能である。

Fig. 12bを参照してTable 1の到来相を検討すると、それぞれ後続相S05G04-Bは10km深からのPP反射に、後続相S05G04-Fは18km深からのPP反射に対比される。それ以外のS05G04-A, C, D, G, Hは、見かけ速度が相当する理論走時のPP反射のそれより小さいことから、より浅い場所で発生したPS変換反射波と解釈した。到来時と見かけ速度を根拠にして同定した結果をTable 1の最右欄に表示した。

(2) 若尊測線S06

S06は若尊測線上でS05と対極の位置にある発破である。若尊測線の発破S06からアレイL15における異なる深度の反射面からの理論走時をFig. 13aに示す。この部分に相当する理論走時から求めた見かけ速度をFig. 13bに示す。Fig. 13bを参照してTable 2の到来相を検討すると、到来相S06L15-Aは深さ9kmで発生したPS変換反射波、S06L15-Bは深さ17kmで発生したPP反射波、S06L15-Cは深さ19kmで発生したPP反射波に対比される。S06L15-D, S06L15-Eは該当する走時のPP反射波より小さな見かけ速度を示すので、PS反射波である可能性が指摘される。

(3) 始良A測線S01

始良A測線のアレイS07が位置する震源距離21km付近を中心とする理論走時をFig. 14aに示す。この部分に相当する理論走時から求めた見かけ速度をFig. 14bに示す。Fig. 14bを参照してTable 3の到来相を検討すると、S01S07-Aは深さ10kmからのPP反射、

S01S07-Bは深さ5kmからのPS変換反射波、S01S07-Cは深さ14kmからのPP反射波に対比される。S01S07-Dは該当する走時のPP反射波より見かけ速度が遅く、PS変換反射波より見かけ速度が速いことからS07に向かって深くなる面からのPP反射波か、あるいはS07に向かって浅くなる面からのPS変換反射波のいずれか2つの可能性が考えられる。S01S07-EはPS変換反射波、S01S07-Fは深さ21kmからのPP反射波に対比される。

また、始良A測線で観測される後続相の見かけ速度は水平構造モデルから予測されるそれよりも大きい値を示す傾向が認められることから、アレイS07に向かって浅くなるような傾斜をもつ可能性が指摘される。

(4) 始良B測線 S01

始良B測線上のアレイN-endが位置する震源距離

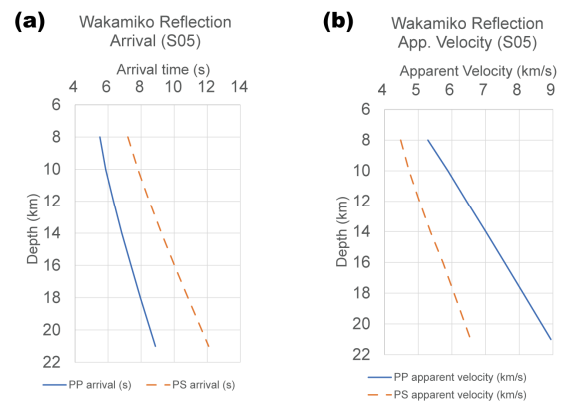


Fig. 12 (a) Theoretical travel times from various possible reflector depths at the array G04 from the shot S05. (b) Theoretical apparent velocities.

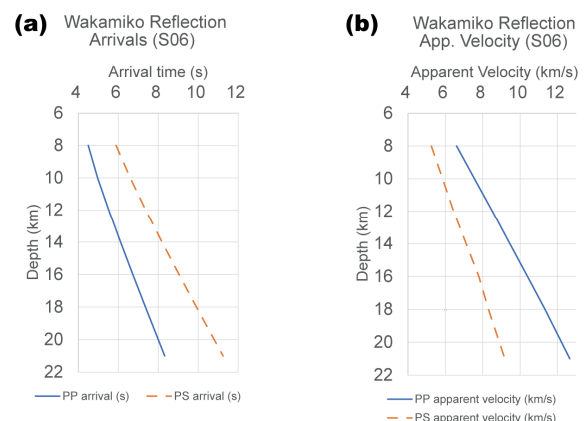


Fig. 13 (a) Theoretical travel time from possible reflectors curve at the array L15 for the shot S06. (b) Theoretical apparent velocity.

16.2 kmにおける異なる深さからの反射波到来時刻と見かけ速度をFig. 15 に示す．S01Nend-Bはその到来時から深さ15kmにおけるPP反射で、観測記録の極性から負のコントラストを示すと解釈される．S01Nend-Cは正極性から始まるが、走時の点で深さ13.6 kmからのPS変換反射波の理論走時と一致する．しかし観測された見かけ速度は B:6.9 km/sおよびC:3.64km/s を示し、Fig. 14に示される理論的な見かけ速度B:8.5km/sおよびC:6.05 km/sより小さい．これは南に行くほど大きいアレイN-endの観測点標高分布によるものと考えられる．すなわち、南に行くほど震源距離が大きくなるが、それとともに標高が大きくなることによる走時遅れ量が加算されることで説明できる．

(5) 個々の後続相の極性

アレイ観測で得られたそれぞれの後続相で卓越する極性をFigs. 4, 6, 8, and 10の該当する走時の波形で確認し、確認結果をTables 1 - 4の中欄にまとめた．P極性は上方向の、N極性は下方向の地動であることを示す．ここまでの記述における正極性はP極性、負極性はN極性に相当する．これによればPP反射と解釈される到来相はいずれもN極性が優勢である．一方、PS変換反射と解釈される到来相はP極性が優勢である．このことから始良カルデラ直下の地殻内で発生したPP反射はいずれも入射波と逆の極性であることから、負のインピーダンスコントラストの存在を反映していると考えられ、これらはそれぞれの深さのマグマだまりの上面を示している可能性が高い．

(6) 後続相発生域の広がり

アレイ観測で得られた後続相のうちアレイ周辺の観測点の記録でも確認できるものについて、検出範囲と推定される発生源の範囲を整理した．整理の対象とした後続相はS01S07-A, S01Nend-C, S05G04-B, S05G04-D, S05G04-E, S05G04-Gの6つである．

ねらった後続相の確認を容易にするために、以降ではアレイの震源距離を基準としたレデュース走時で波形を示すことにする．ここで用いるレデュース走時 T は観測点の震源距離 x 、基準距離 x_0 、生走時を t として(1)式で計算される．

$$T = t - \frac{(x - x_0)}{v_r} \quad (1)$$

ここに v_r をレデュース速度とする．

アレイ中心の震源距離を基準距離 x_0 としたレデュース走時で波形を表示することで、アレイで検出された到来時刻のまわりに特定の見かけ速度 v_r をもつ到来相を水平に整列させることができる．なお、

基準距離 x_0 を0 kmとしたレデュース走時による波形表示は従来から地殻構造探査データの整理の際に用いられているものと同じである．

またここでは後続相の発生点の位置推定には、反射点および変換反射点は震源と観測点を含む垂直な平面上にありかつ水平な反射面上にあるという仮定をおいた．地震計アレイの空間的な分布が疎であることから、後続相出現領域内における到来方向の分布傾向に基づいた反射面形状までは議論できないからである．

(a) S05G04-B

アレイG04の外でもS05G04-Bと同様な走時および見かけ速度の到来相が出現する．これらをS05G04-B相と同一のものとして取り扱うことにする．S05G04-

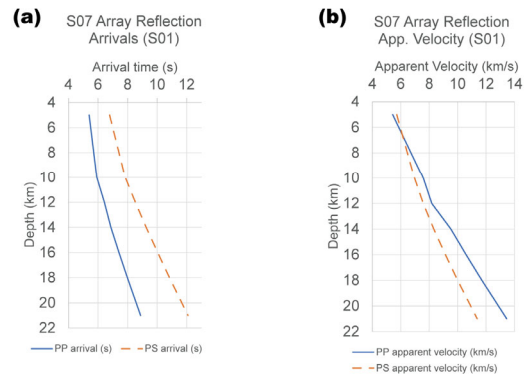


Fig. 14 (a) Theoretical travel time of the reflections from various possible depths at the array S07 for the shot S01. (b) Theoretical apparent velocity of the reflections at the array S07 for possible depths of the reflector.

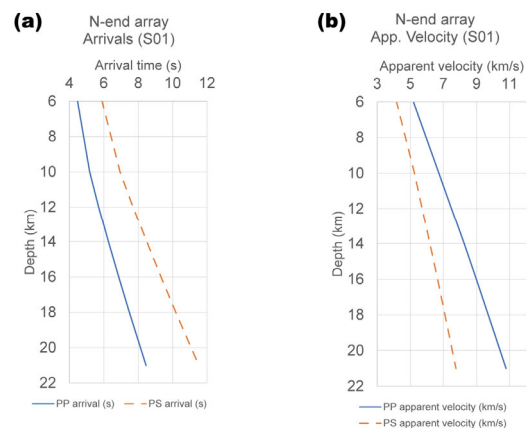


Fig. 15 (a) Theoretical travel time from possible reflectors curve at the array N-end for the shot S01. (b) Theoretical apparent velocity.

B相が現れる観測点の分布と桜島北東部の4.5 Hz南北測線における観測記録の例を Fig. 16aに示す.

Fig. 16 aに示すようにS05G04-B相の出現する観測

点は主に桜島北東部である. 先述のようにS05G04-B相は深さ10 kmにおけるPP反射波であるので, 反射点の水平位置は震源と観測点の midpointである. Fig. 16a

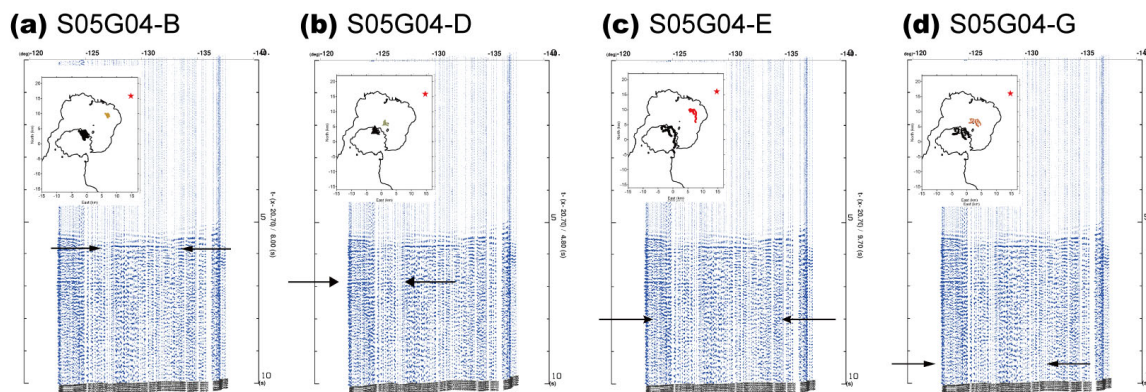


Fig. 16 Reduced seismograms in fan-shooting along the line NS in the northeastern Sakurajima for the shot S05. Reference shot distance is 20.7 km in the reduction. Positive azimuth is clockwise from the north. Negative peaks are painted with solid blue. Larger solid circles are the stations that the later phase occurs and the smaller colored ones are the corresponding reflectors in each inset. Arrows bind range of each phase. (a) Reduced seismograms with reduce velocity of 8.0 km/s for the phase S05G04-B. (b) Reduced seismograms with reduce velocity of 9.7 km/s for the phase S05G04-E. (c) Reduced seismograms with reduce velocity of 7.5 km/s for the phase S05G04-G and referred to 20.7 km from the shot point. (d) Reduced seismograms with reduce velocity of 7.5 km/s for the phase S05G04-G.

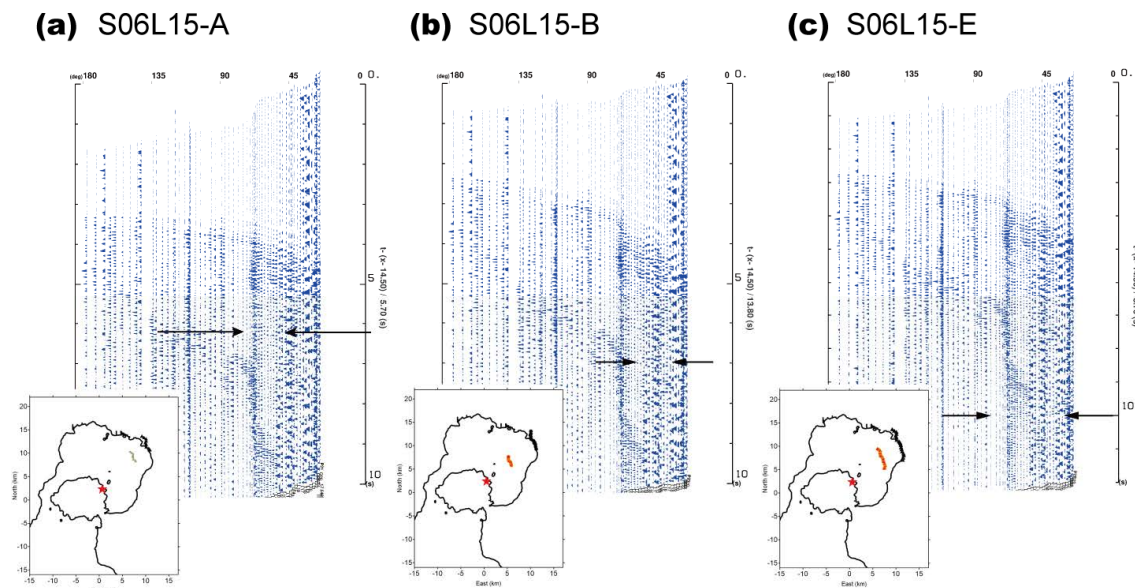


Fig. 17 Reduced seismograms in fan-shooting along east shore of Kagoshima Bay for the shot S06. Reference shot distance is 14.5 km in the reduction. Positive azimuth is clockwise from the north. Negative peaks are painted with solid blue. Larger solid circles are the stations that the later phase occurs and the smaller colored ones are the corresponding reflectors in each inset. Arrows bind range of each phase. (a) Reduced seismograms for the phase S06L15-A with reduce velocity of 5.7 km/s. (b) Reduced seismograms for the phase S06L15-B with reduce velocity of 13.8 km/s. (c) Reduced seismograms for the phase S06L15-E with reduce velocity of 8.7 km/s.

差し込み図に推定された反射点の位置を小さい丸で示す。S05G04-B相の反射点はいわゆる若尊カルデラの下に相当する。

(b) S05G04-D

S05G04-D相も同様な到来走時および見かけ速度を示す後続相がアレイの外で現れている。S05G04-D相と同等な見掛け速度と走時の後続相が観測される観測点の分布と桜島北東部の4.5 Hz南北測線における観測記録の例を Fig. 16bに示す。これらをS05G04-D相として扱う。

Fig. 16b に示されるようにS05G04-D相に相当する到来相が現れる観測点も桜島北東部に分布する。しかしPP反射波であるS05G04-B相のそれに比べて分布域は狭い傾向がある。先述のようにS05G04-D相は深さ7 kmにおけるPS変換反射波であるので、変換反射点は震源と受振点の midpoint より受振点寄りの位置に推定される(Fig. 16b差し込み図)。推定された変換反射点は桜島の北東沖のいわゆる安永諸島付近の地下に分布する。

(c) S05G04-E

S05G04-E相も相当する到来相がアレイの外の桜島北岸から東岸にかけて観測される。S05G04-E相と同

等な見掛け速度と走時の後続相が現れる観測点の分布と桜島北東部の4.5 Hz南北測線における観測記録の例をFig. 16cに示す。これらをS05G04-Eと同一のものとして扱うことにする。

S05G04-E相は桜島北岸から東岸にかけて出現し、出現域の全体にわたって突出した振幅の極大を示さない (Fig. 16c)。先述のようにS05G04-E相は深さ18 kmからのPP反射波であるので、反射点はS05G04-B相のそれと同様に震源と受振点の midpoint に求められる (Fig. 16c)。その位置は若尊カルデラのS05G04-B相の下に推定された。

(d) S05G04-G

S05G04-G相も相当する後続相がアレイの外でも現れている。S05G04-G相と同等な走時と見掛け速度の後続相が現れる観測点の分布と桜島北部の4.5 Hz東西測線における記録の例を Fig. 16dに示す。これらをS05G04-G相と同一のものとして扱うことにする。

S05G04-G相は桜島北岸から北東岸にかけて現れる傾向が認められる (Fig. 16d)。先述のようにS05G04-G相は深さ14kmにおけるPS変換反射波であるので、その変換反射点はフォワードモデリングにもとづき震源受振点間の midpoint より受振点寄りに求め

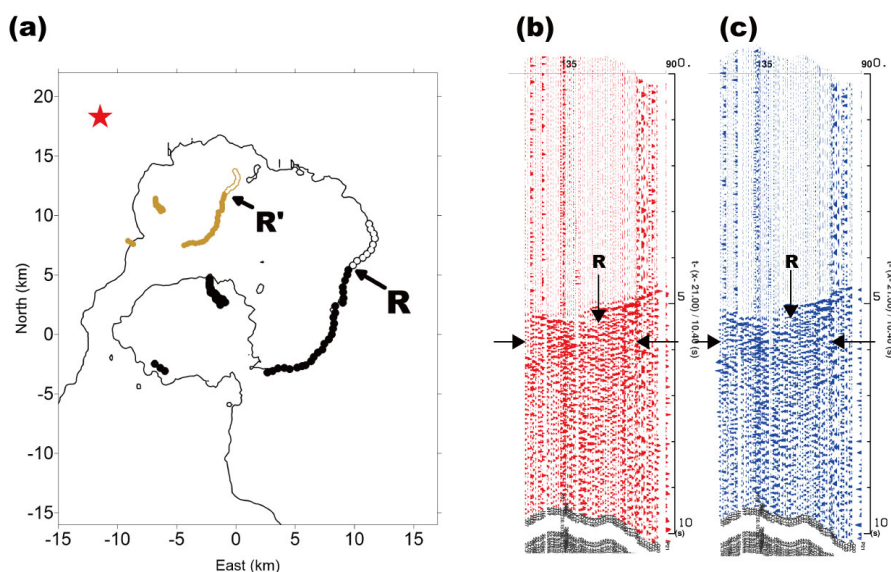


Fig. 18 (a) Stations showing the phase S01S07-A and estimated reflectors. Larger solid circles are the stations and the reflectors with negative polarity and open circles are the stations and the reflectors with positive polarity. (b) Reduced seismograms along the east coast of Kagoshima Bay in azimuth order with reduce velocity of 10.0 km/s and referred to 21.0 km from the shot point. Arrows bind range of the phase S01S07-A. Positive peaks are painted with solid red. (c) Reduced seismograms with negative painting. The label R marks the point of polarity inversion.

られ、S05G04-D相の変換反射点よりも北東側に位置する(Fig. 16d差し込み図).

(e) S06L15-A

S06L15-A相と同じ走時でかつ同じ見かけ速度をもつ後続相がアレイの外の鹿児島湾北東岸地域でも得られている．これらの後続相をS06L15-A相と同一のものとして扱うことにする．S06L15-A相が現れている観測点の分布と観測記録の例を Fig. 17aに示す．

S06L15-A相はアレイL15の周囲の狭い範囲に限定的に現れている (Fig. 17a). 先述のようにS06L15-A相は深さ9 kmにおけるPS変換反射波であるので、フォワードモデリングにより変換点は震源距離の midpoint より受振点側に推定される．その位置は若尊カルデラの下である(Fig. 17a差し込み図).

(f) S06L15-B

S06L15-B相と同じ走時でかつ同じ見かけ速度をもつ後続相がアレイの外の鹿児島湾東岸でも得られている．これらの後続相をS06L15-B相と同一のものとして扱うことにする．S06L15-B相が現れている観測点の分布と観測記録の例を Fig. 17bに示す．

S06L15-B相は鹿児島湾北東岸のL15アレイを含みそれより南側の狭い範囲の観測点に現れる傾向がある (Fig. 17b). 先述のようにS06L15-B相は深さ17 kmからのPP反射であるので、反射点は震源距離の midpoint である東部鹿児島湾中央部に推定される (Fig. 17b差

し込み図) ．

(g) S06L15-E

S06L15-E相と同じ走時でかつ同じ見かけ速度をもつ後続相がアレイの外の鹿児島湾東岸でも得られている．これらの後続相をS06L15-E相と同一のものとして扱うことにする．S06L15-E相が現れている観測点の分布と観測記録の例を Fig. 17cに示す．

S06L15-E相は先述のS06L15-B相よりもやや南に広い範囲で観測されるが、卓越した振幅を示す観測点は見当たらない (Fig.17c). S06L15-E相は Table 2 より深さ18 kmにおけるPS変換反射波であるので、変換反射がおきる場所はフォワードモデリングにもとづき震源距離の midpoint より観測点寄りに推定され、S06L15-B相よりもやや北東の位置になる(Fig. 17c差し込み図).

(h) S01S07-A

S01S07-A相と同じ走時かつ同じ見かけ速度をもつ後続相が現れている記録がアレイの外の鹿児島湾東岸でも得られている．これらの後続相をS01S07-A相と同一のものとして扱うことにする、S01S07-A相が現れている観測点の分布をFig. 18aに示し、観測記録の例をFig. 18bに示す．

Fig. 18bではS01S07-A相は鹿児島湾東岸のL07観測点以南、J11観測点以北で明瞭に認められる．

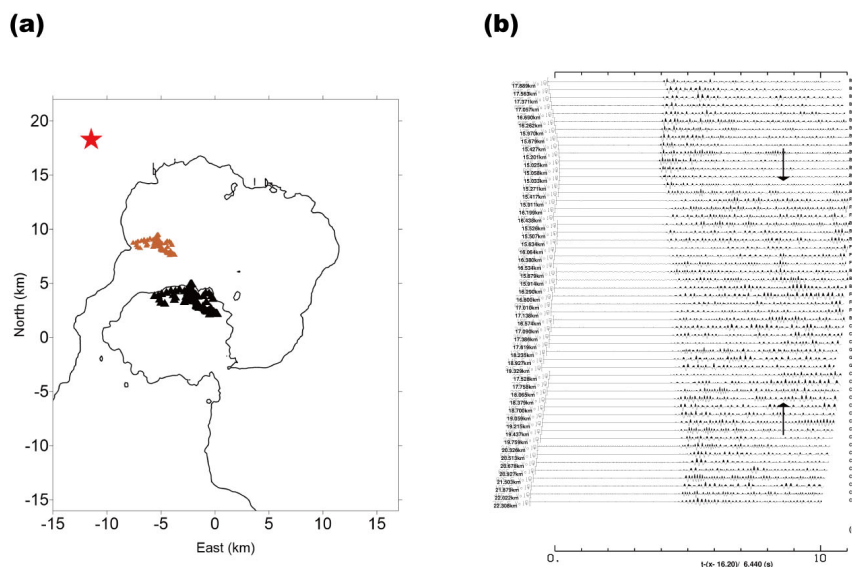


Fig. 19 (a) Stations showing the phase S01Nend-C and estimated converting reflectors. Larger solid triangles are the stations and the smaller red brown ones are the converting reflectors. (b) Reduced seismograms with reduce velocity of 6.44 km/s and referred to 16.2 km in the northeast coast of Sakurajima. Arrow bind range of the phase S01Nend-C. Positive peaks are painted with solid black.

Table 3によればS01S07-A相は深さ10 kmからのPP反射波である。したがってS01S07-A相の生ずる反射点は発破点と観測点の midpoint に推定される(Fig. 18b)。

ただし, Fig. 18aのR地点(震源からの方位角121度; K20観測点とK19観測点の間)で位相極性の反転していることが注目される。R地点以北ではP極性で, R地点以南ではN極性で到来しており, R地点はN極性反射の発生する領域の北限を示している。もしS01S07-A相のN極性がマグマ溜まりの上面を示しているのであるならば, 極性転換点Rに対応する反射点R'はそのマグマ溜まりの北限を示していると考えられる。

(I) S01Nend-C

アレイの外側の桜島北岸でもS01Nend-C相と同じ到来時刻で同じ見かけ速度を示す後続相が現れていた。これらをS01Nend-C相として取り扱うことにする。S01Nend-C相が現れた観測点の分布をFig. 19aに示し, 観測記録の例を Fig. 19bに示す。

Fig. 19bによればS01Nend-C相と同様な到来時刻と見かけ速度を示す到来相は桜島北岸の観測点で認められる。比較的狭い領域で大きな振幅を示す傾向がある。Table 4によればS01Nend-C相は深さ13.6 kmで生ずるPS変換反射波である。したがってS01Nend-C

相が生ずる変換反射点はフォワードモデリングにもとづき震源距離の midpoint より受振点寄りに推定される(Fig. 19a)。

今回の解析で推定された反射体の位置をまとめてFig. 20に示し, 以下に反射体分布の特徴を記述する。始良カルデラ西部は西部に比べて複雑である。始良カルデラ西部と東部では共通して深さ10km付近に反射面が推定された。これらが共通のものであるかどうかはまだ証拠がない。このほか, 始良カルデラ東部では17~19kmの深さからのPP反射が認められ, 始良カルデラ西部では深さ21kmからのPP反射が認められた。アレイで確認されたすべてのPP反射ではN極性が認められ, PS変換反射では一部分に極性反転が認められる。このことからPP反射は始良カルデラ直下の地殻内部の負のインピーダンスコントラストの存在を反映していると考えられ, 地殻内のマグマの存在を示している可能性がある。

4. まとめ

鹿児島湾北部で行われた人工地震実験で得られた観測波形に群列配置解析を施すことにより, 得られた見かけ速度と到来方向から始良カルデラ深部から

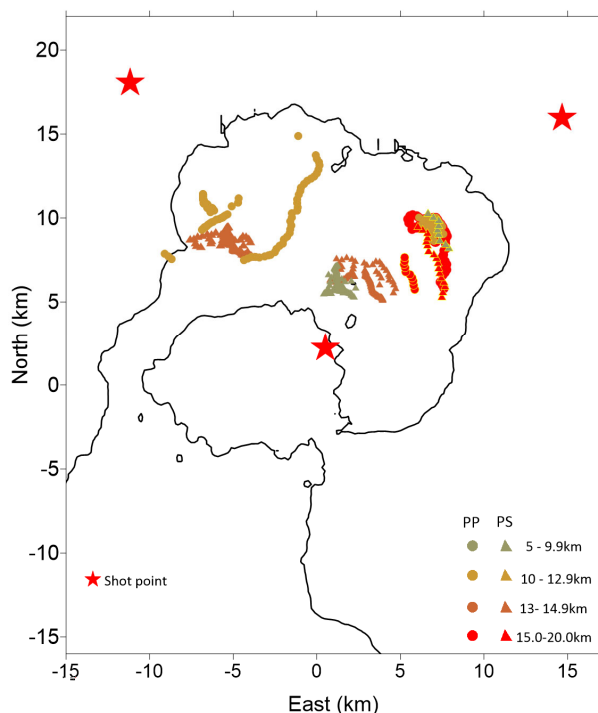


Fig. 20 The seismic reflectors beneath Aira Caldera. The circles are PP reflection points, and the triangles are PS converted reflection points, respectively. Those depth are coded with following colors; Khaki = 5 - 9 km, Ocher = 10 - 12.9 km, Brown = 13 - 14.9 km, and Red > 15 km depth.

の地震波反射を分離することができた。

始良カルデラ西部では中央部で発生した反射が2つ検出された。深さ10kmで発生するPP反射および深さ約14kmで発生するPS変換反射である。

始良カルデラ東部ではPS変換反射も含めて推定された反射点が深さ16~18kmに集中しており、始良カルデラ西部に比べて複雑な様相を呈している。反射点が集中する領域は鹿児島湾の最大水深を示す若尊カルデラと呼ばれている場所に相当する。

さらに始良カルデラ中央部から南部にかけての地域では桜島に近づくにつれてPS変換反射がより浅い場所で発生する傾向がある。もっとも浅いPS変換反射は桜島沿岸から島内の深さ5~6kmで発生することが推定された。桜島北東部のPS変換反射発生場所は安永諸島の直下に相当し、規模の大きい噴火活動の中で溶岩流出や海底噴火など顕著な表面現象があった場所の地下に対応することが注目される。

謝 辞

2008年桜島火山構造探査参加者および観測にご協力をいただいた住民、関係機関の皆様、京都大学防災研究所火山活動研究センター職員の皆様には感謝の意を表します。

本稿の構造モデルは對馬和希の秋田大学大学院工学資源学研究科修士論文のものを参考に構築を行った。ここに記して感謝の意を表します。

本研究は平成31年度原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）事業として行われた研究成果の一部である。

参考文献

安藤誠・森谷武男・岩崎貴哉・武田哲也・朴 成実・酒井慎一・飯高 隆・久保篤規・宮町宏樹・田代勝也・松島 健・鈴木貞臣 (2002): 九州東部の人工地震観測から推定された地殻構造, 東京大学地震研究所彙報, 第77巻, pp. 277-285.
井口正人・為栗健・山本圭吾・大島弘光・前川徳光・森濟・鈴木敦生・筒井智樹・今井幹浩・對馬和希・八木直史・植木貞人・中山貴史・山本芳裕・高木涼太・猪井志織・古賀祥子・西村太志・Titi Anggono・山本希・及川純・長田昇・市原美恵・辻浩・青木陽介・森田裕一・渡邊篤志・野上健治・山脇輝夫・渡邊俊樹・中道治久・奥田隆・立花健二・Enrique Hernandez・橋田悠・平井敬・吉本昌弘・山崎賢志・毛利拓治・清水洋・中本真美・山下裕亮・三ヶ田均・尾西恭亮・田中暁・岡野豊・川林徹也・藤谷淳司・

坂口弘訓・今泉光智哲・大倉敬宏・吉川慎・安部裕希・安藤隆志・横尾亮彦・相澤広記・高山鐵朗・山崎友也・多田光弘・市川信夫・加茂正人・富阪和秀・宮町宏樹・小林励司・八木原寛・平野舟一郎・泊知里・西山信吾・吉田沙由美・畠山謙吾・西田誠・加藤幸司・宮村淳一・小枝智幸・増田与志郎・平松秀行・河野太亮・松末伸一・大薄富士男・五藤大仁・宮下誠・伊藤弘志・音成陽二郎 (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, 第52号B, pp. 293-307.

江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad Hendrasto・味喜大介・園田忠臣・松島 健・内田和也・八木原寛・王 彦賓・木俣文昭・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, 第40号B-1, pp. 49-60.

奥野 充 (2002): 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究, 第四紀研究, 第41巻, 4号, pp. 225-236.

加茂幸介・西 潔・高山鐵朗・植木貞人 (1980): 桜島南方の地震活動と地震波異常伝播域, 第3回桜島火山の集中総合観測 — 1978年10月~12月 —, 京都大学防災研究所附属桜島火山観測所, 昭和55年5月発行, pp. 11-15.

篠原雅尚・平田直・ト部卓・浅沼俊夫 (1990): 伊豆半島熱川における小規模アレイ観測による散乱体の推定, 地震2, 第43巻, pp. 471-482.

津久井雅志・荒牧重雄 (1990): 始良火砕噴火のマグマ溜まり, 火山 第2集 第35巻, pp. 231-248.

筒井智樹・今井幹浩・對馬和希・八木直史・井口正人・為栗 健 (2011): 桜島火山北東部の表層地震反射構造, 火山, 第56巻 6号, pp. 201-212.

町田 洋・新井房夫 (1992): 火山灰アトラス[日本列島とその周辺], 東京大学出版会, 276pp.

町田 洋・新井房夫 (1976): 広域に分布する火山灰 — 始良Tn火山灰の発見とその意義 —, 科学, 第46巻, pp. 339-347.

Alanis, P. K., Miyamachi, H., Yakiwara, H., Goto, K., Kobayashi, R., Tameguri, T., and Iguchi, M. (2012): Seismic velocity structure of the crust beneath the Aira Caldera in southern Kyushu by tomography of travel times of local earthquake data, Bulletin of Volcanological Society Japan, Vol. 57, No. 4, pp. 227-234.

Aramaki, S. (1984): Formation of the Aira Caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. Journal of Geophysical Research, Vol. 89, pp. 8485-8501.

Cerveny, V., Psencik, I. (1988): Program SEIS88, Numerical modelling of seismic wave fields in 2-D

laterally varying layered structures by the ray method, Institute of Geophysics, Charles University and Geophysical Institute, Czechosl. Acad. Sci.

Matumoto, T. (1943): The four gigantic caldera volcanos of Kyushu, Japan Jour. Geol. Geogra., Vol. 19, pp. 1-57.

Miyamachi, H., Tomari, C., Yakiwara, H., Iguchi, M., Tameguri, T., Yamamoto, K., Ohkura, T., Ando, T., Onishi, K., Shimizu, H., Yamashita, Y., Nakamichi, H., Yamawaki, T., Oikawa, J., Ueki, S., Tsutsui, T., Mori, H., Nishida, M., Hiramatsu, H., Koeda, T., Masuda, Y., Katou, K., Hatakeyama, K., and Kobayashi, T. (2013): Shallow velocity structure beneath the Aira Caldera and Sakurajima Volcano as inferred from refraction analysis of the seismic experiment in 2008, Bulletin of the Volcanological Society of Japan, Vol. 58, No. 1, pp. 227-237.

Omori, F. (1920): The Sakura-jima eruptions and earthquakes, Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm. Vol. 8, No.6, 179pp.

Ono, K., Ito, K., Hasegawa, I., Ichikawa, K., Iizuka, S., Kakuta, T., and Suzuki, H. (1978): Explosion seismic studies in south Kyushu especially around the Sakurajima Volcano, Journal of Physics of the Earth, Vol. 26, Supplement, pp. S309-S319.

Saiga, A., Matsumoto, S., Uehira, K., Matsushima, T., and Shimizu, H. (2010): Velocity structure in the crust beneath the Kyushu area, Earth Planets and Space, Vol. 62, pp. 449-462.

Turner, M. T., and Koehler, F. (1969): Velocity spectra – digital computer derivation and applications of velocity functions, GEOPHYSICS, Vol. 39, pp. 859-881.

Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., Matsushima, T., Uchida, K., Nakamoto, M. (2013): Vertical ground deformation with the volcanic activity of Sakurajima Volcano, Japan, during 1996-2010 as revealed by repeated precise leveling surveys. Bulletin of the Volcanological Society of Japan, Vol. 58, pp. 137-152.

Yokoyama, I. and Ohkawa, S. (1986) The subsurface structure of the Aira Caldera and its vicinity in southern Kyushu, Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 30, pp. 253-282.

付 録

本稿で用いた包括的構造モデルをFig. A1に示す。
包括的構造モデルの構築は井口ら(2009)の観測波形

記録の初動到来時刻を根拠に行った。Fig. A1のモデルは陸上に配置された群列観測点で得られた反射波／変換反射波の走時を説明することを目的としている。群列観測点で検出された反射波／変換反射波は鹿児島湾海底下の浅部構造を通過しないので、本研究では鹿児島湾海底部の観測初動走時の説明までは追求しないことにする。理論走時の計算には2次元波線追跡コードSEIS88(Cerveny and Psencik, 1988)を用いた。

発破点周囲の $z < 5\text{km}$ の深さまでは2008年観測の発破点を中心として半径5km 以内の初動走時を説明できる速度を与えた。Fig. A1aに示される始良測線では、 $x < 5\text{km}$ は薩摩半島側の発破S01による観測走時を根拠に、 $15 < x < 25\text{km}$ は桜島側の発破(S06)による観測走時を根拠にした。 $5 < x < 15\text{km}$ はS01側とS06側とを滑らかに接続する構造とした。Fig. 1bに示される若尊測線では、 $x < 10\text{km}$ は桜島側の発破(S06)による観測走時を根拠に、 $20 < x < 25\text{km}$ は大隅半島側の発破(S05)による観測走時を根拠にした。 $10 < x < 20\text{km}$ は両者を滑らかに接続する構造とした。

両者とも井口ら(2009)の初動到来の観測時刻を用いるだけでは4 km以深の地震波速度を決めることが出来ないので、 $z > 5\text{km}$ の深さの速度はOno et al. (1978)や安藤ら(2002), Saiga et al.(2010)を参照して与えた。

Fig. A1aとA1bの構造はショットポイントS06で交差するが、地表付近の構造の解釈が異なっている。これはS06近傍で得られた到来走時を各測線で独立に解釈を行ったために生じた差異である。S06近傍の表層構造の差異はいずれも相対的に薄い層であるので、本稿で取り扱う反射波の走時には大きく影響しない。

若導測線においてはFig. A2a はモデルの浅部構造がS06近傍の観測初動走時を説明できることを示している. Fig. A2b はS05近傍の観測初動走時を説明できることを示している.

始良測線においてはFig. A3a, bがそれぞれの発破

点の観測初動走時を説明できることを示している.

(論文受理日：2020年8月31日)

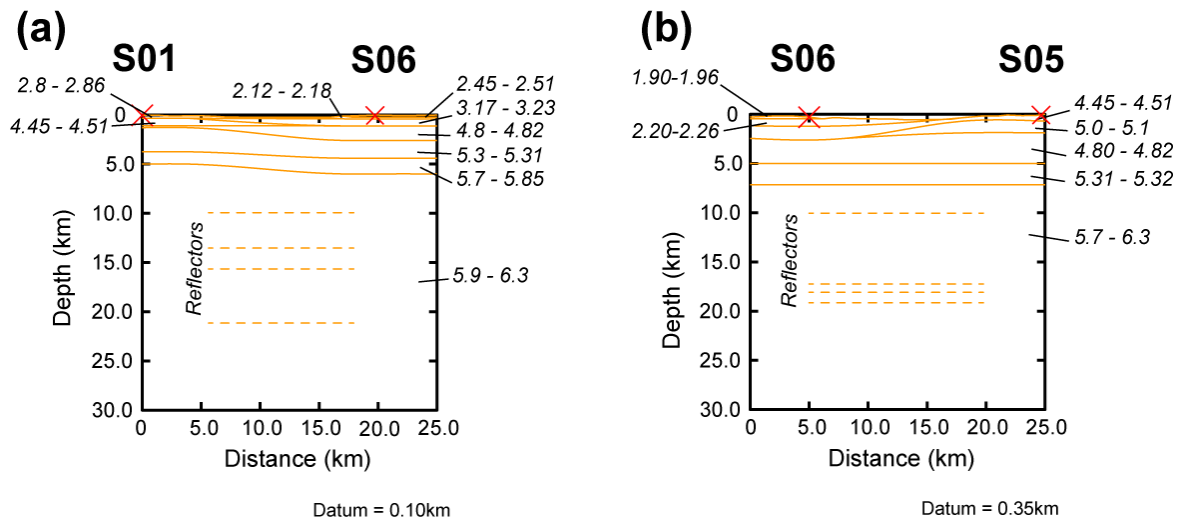


Fig. A 1 Seismic velocity models. Italic numbers are P-wave velocity in km/s. (a) Aira profiles, and (b) Wakamiko profile.

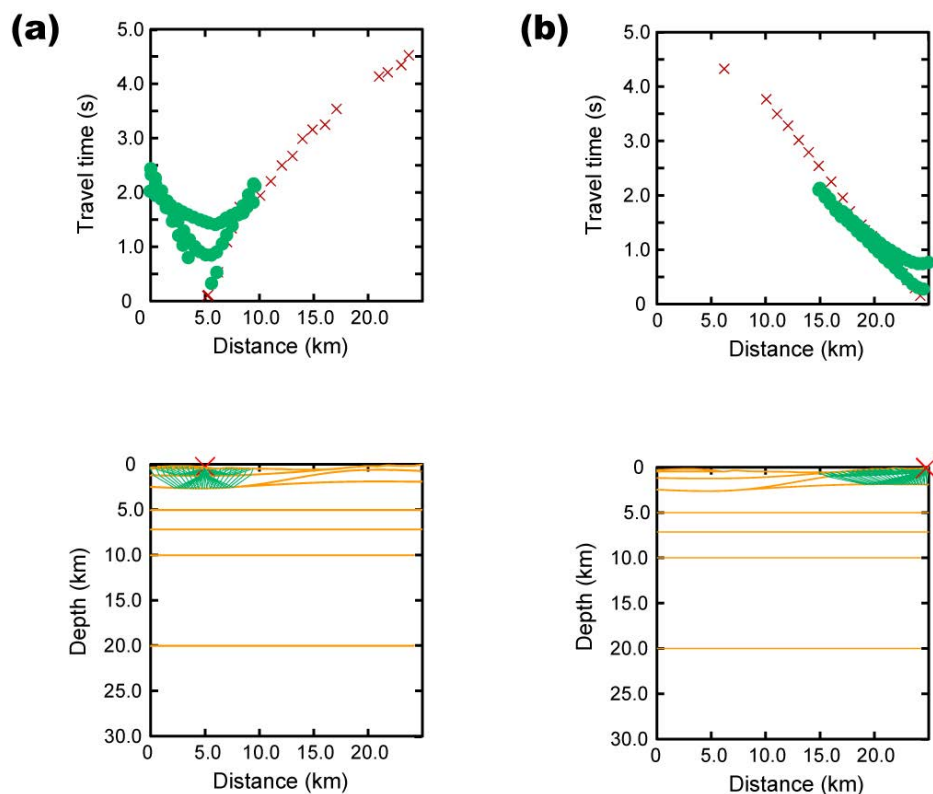


Fig. A 2 Forward modeling on first arrivals in the vicinity of the shots. Top panels are travel time distributions; crosses are observed travel time and solid circles are the theoretical. (a) S06, and (b) S05.

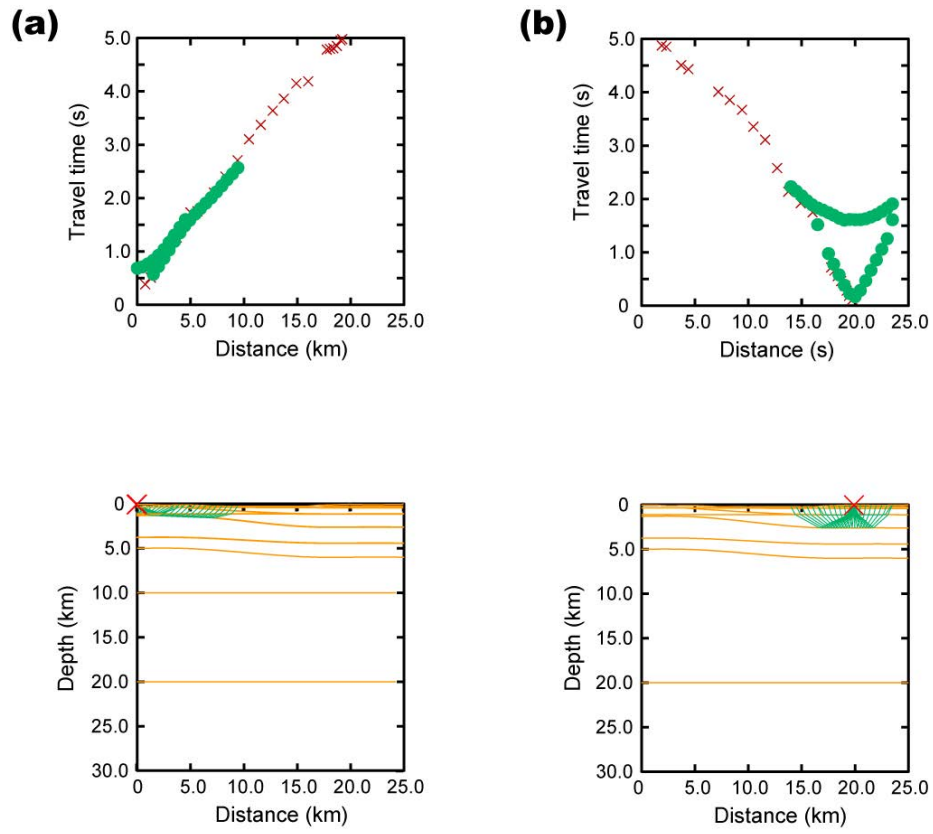


Fig. A 3 Forward modeling on first arrivals in the vicinity of the shots. Top panels are travel time distributions; crosses are observed travel time and solid circles are the theoretical. (a) S01 and (b) S06.