

## 始良カルデラ下の地震波速度構造のイメージング

### Seismic Velocity Imaging below Aira Caldera

為栗健・八木原寛<sup>(1)</sup>・筒井智樹・井口正人

Takeshi TAMEGURI, Hiroshi YAKIWARA<sup>(1)</sup>, Tomoki TSUTSUI and Masato IGUCHI

(1) 鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所

(1) Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes,  
Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University

#### Synopsis

We obtain a three-dimensional seismic velocity structure below the Aira caldera at a depth shallower than 45km, southwest Japan, applying seismic tomography inversion method to analyze 16,110 P-wave onsets and 11,838 S-wave onsets of natural earthquakes observed by 45 seismic stations, and 3,121 P-wave onsets generated by artificial explosions. An anomalous zone of low S-wave velocity is discriminated at depths from 12 km to 22 km below the center of the Aira caldera. The High  $V_p/V_s$  zone below SW part of Sakurajima at a depth of 35 km may be related to the occurrence of deep low-frequency earthquakes.

**キーワード:** 始良カルデラ, 地震波速度構造, マグマ溜り

**Keywords:** Aira caldera, seismic velocity structure, magma chamber

#### 1. はじめに

始良カルデラは鹿児島湾北部に位置する東西20 km, 南北20 kmの広がりをもった火山性の陥没地形で, 始良カルデラの最後の噴火とされるのは約2.9万年前である(奥野, 2002)。始良カルデラ南縁において続ける桜島火山(Fig. 1)の活動は始良カルデラ下のマグマの蓄積および放出と密接な関係があることが指摘されている。Omori (1920)は水準測量等の結果から1914年桜島大正噴火に伴う地盤沈降の中心は始良カルデラ中央部にあることを示した。また, Mogi (1958)はこの地盤沈下に微小球状圧力源モデルを適用し, 収縮力源の深さをカルデラ中央部深さ10 kmに求めた。大正噴火後, 現在まで継続している地盤隆起の膨張源は同様に10 km付近の深さに見積もられている(例えば, Yamamoto et al., 2013)。一方,

GNSS観測でも深さ10-12 km付近に膨張源が見出されている(Iguchi, 2013; Hotta et al., 2016)。この始良カルデラ周辺の地盤の隆起・膨張は, カルデラ下においてマグマの再蓄積が進行しているものと解釈されている(Iguchi, 2013)。

始良カルデラの地下構造の地震学的な解明も進みつつある。始良カルデラ下を通過する地震が著しく減衰すること(Ono et al., 1978; 加茂・他, 1980)はマグマの存在を示唆している。2008年11月に行われた人工地震探査(井口・他, 2009)データを用いて, Miyamachi et al. (2013)は屈折法により深さ4 kmまでのP波の地震波速度構造を推定しているが, 4 km以深の速度構造は明らかになっていない。近地地震の走時を用いた南九州の地震波速度構造解析(Alanis et al., 2012)では, 始良カルデラ下深さ20 km付近に $V_p/V_s$ 比の高い領域が見出されたが, 分解能が10 km

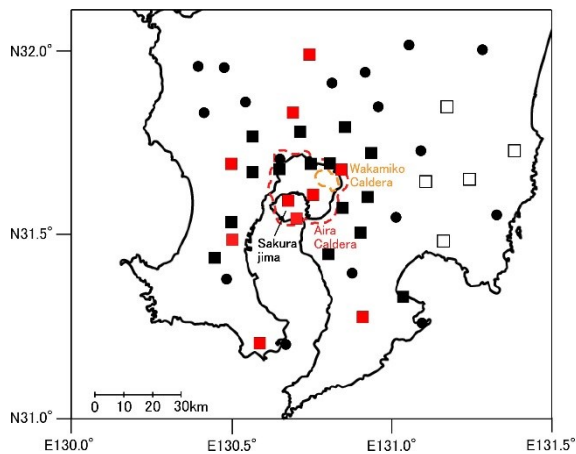


Fig. 1 Map of seismic stations. Red and solid squares indicate permanent and temporary stations operated by Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, respectively. White square stations were observed until 2018. Solid circle stations are operated by National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience.

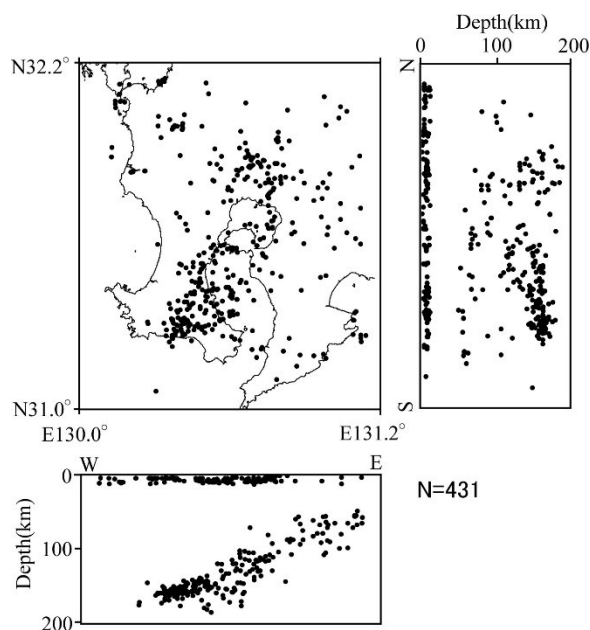


Fig. 2 Hypocenter distribution of 431 events used for tomography inversion analysis.

であったため、高 $V_p/V_s$ 比の領域の形状や大きさまではわからなかった。

人工地震探査は浅部の微細な構造を、自然地震解析はより深部の構造を解明するのに適しており、為栗・他(2022)では始良カルデラ周辺において地震観測点を稠密化して得られた自然地震観測データと人工地震による走時データをあわせて地震波トモグラ

フィー解析を行い、始良カルデラ下の3次元地震波速度構造を高分解能で明らかにすることを試みた。その結果、始良カルデラ中央部の深さ12 kmを最上部とするS波低速度領域 ( $V_s < 2 \text{ km/s}$ ,  $-30\%$ )が見出された。この領域はメルトを約7%程度含む領域であり、ここにマグマが蓄積されることにより、その最上部に応力が集中して地盤変動を引き起こしたと解釈された。しかしながら、深さ15 km以深の構造は解像度の関係で明らかになっていない。本研究では為栗・他(2022)にデータを追加し、より深部の速度構造を明らかにすることを目的としている。

## 2. データ

地震波トモグラフィー解析には、南九州一帯に設置してある京都大学および防災科学技術研究所のHi-net地震観測点のデータを使用した(Fig. 1)。定常観測網を補完する形で、鹿児島県および宮崎県南部に2008年から臨時観測点を17点設置しデータ取得を行ってきた。2017年以降は鹿児島県の11点で観測を継続している。臨時観測点ではデータロガーは近計システム社製EDR-X7000、白山工業社製LS8800を使用し、100Hz~250Hzサンプリングで収録している。地震計は2Hz3成分型(近計システム社製KVS-300)を12台、1Hz3成分型(Mark Products L4)を5台設置し、観測を行ってきた。臨時観測点に常設観測点(京都大学、防災科学技術研究所Hi-netのJDXデータ流通網の観測点)のデータを含め、47点における自然地震のP波、S波到達時を用いて3次元地震波速度構造解析を行った。

これら47点における自然地震のP波、S波到達時を用いて3次元地震波速度構造解析を行った。2010年以降に南九州一帯で発生した主にマグニチュード2.0以上の地震を対象に、各観測点におけるP波、S波到達時をデータとして用いた。また、始良カルデラを通過する地震波線を多くするため、始良カルデラ周辺で発生したM1.5程度の地震のP波、S波到達時も解析に使用した。M1.5程度の微小地震では1イベントの初動読み取り数は少ないが、読み取り対象とするイベント数が増加するため解析領域を高分解能化できる。P波、S波とも8観測点以上で読み取り可能なイベントのみを解析に使用し、そのイベント数は431であった。Fig. 2 に使用した地震の震源分布を示す。地殻内と沈み込みの地震はほぼ同数を使用した。また、2008年に行った始良カルデラを通過する人工地震探査のP波初動読み取り値(井口・他, 2009)を解析に追加することで、表層のより詳細な速度構造を得られれば、深部の解析結果の信頼性が向上すると考えられる。そのため、為栗・他(2022)と同様に解析に

使用する到達時には昨年度同様に人工地震探査によるP波初動到達時（井口・他, 2009）を加えている。解析に使用した読み取り値は、自然地震P波が16,110、自然地震S波が11,838、人工地震P波が3,121である。

### 3. 地震波トモグラフィー解析

地震波トモグラフィーインバージョンは八木原・他（2010）の方法、グリッド空間はThurber（1983）の配置を使用している。1次元および3次元速度モデル解析において、波線追跡はPseudo-Bending法（Um and Thurber, 1987）を用いている。解析精度については、用いた地震と観測点のデータセットと同じ組み合わせの疑似データを作成し、チェッカーボードテストを行い、結果として得られたパターンの戻りと、Resolution matrixの対角要素値（RDE）を精度評価の参考とした。データの読み取り値の精度によりランク分けを行い、読み取り誤差±0.01秒は1、±0.03秒は0.33、±0.10秒は0.1でそれぞれデータに重み掛けを行っている。初期データとなる1次元速度構造モデルはOno et al. (1978) を参考とした。

解析範囲は始良カルデラが含まれる北緯31.4度～31.9度、東経130.4度～131.0度、深さ0～200 kmである。グリッド間隔は水平方向、深さ方向とも0.1度（約10 km）としたが、カルデラ内については、現在のデータセットで十分な精度が得られる最小の間隔として水平方向を0.05度（約5 km）とし、深さ方向は25kmまで5km間隔、25km以深を10km間隔とした。カルデラ内においては、基準グリッドを構築した後、緯度方向と経度方向に0～0.05度の範囲で0.01度毎にグリッド位置をずらした25グリッドモデルで解析を行ったのち、個々のモデルから得られた速度の平均値を取ることで平滑化した。3次元速度構造インバージョンの初期値は1次元モデルとし、Ono et al. (1978) を参考にして決めた（Table 1）。解析精度については、用いた地震と観測点のデータセットと同じ組み合わせの疑似データを作成し、チェッカーボードテストを行い、結果として得られたパターンの戻りとResolution matrixの対角要素値（RDE）を精度評価の参考とした。初期モデルの走時残差は0.389秒で、得られた解モデルの走時残差は0.233秒となった。Fig. 3 にチェッカーボードテストにおけるパターンの戻りを示す。RDEが0.6以上の領域は速度の高低のパターンが再現され解の信頼性が高いとみなす。深さ25 km以深では5 kmグリッドでは解像度が悪いため、深さ方向のグリッドを10 kmとした。本解析領域の範囲では深さ45 km以深は深発地震の波線のみとなるため、深さ45 kmまでの結果について示す。

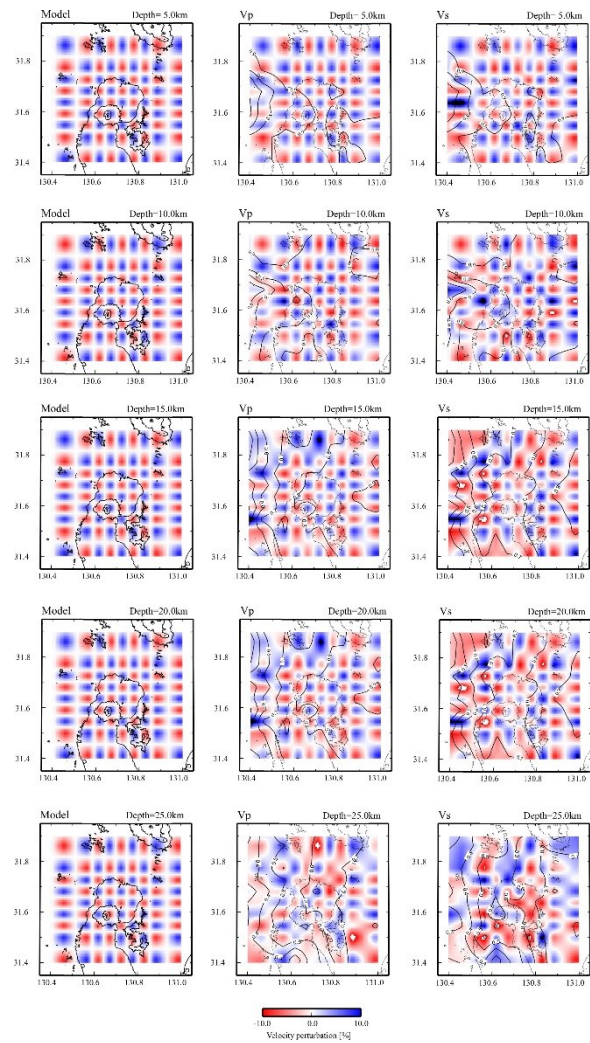


Fig. 3 Results of a checkerboard test. Velocity distribution models at depths of 5 km, 10 km, 15 km, 20 km and 25km are shown in the left side, and inversion results of P-wave velocity (Vp) and S-wave velocity (Vs) are in the center and the right sides, respectively.

### 4. 結果

深さ15kmまでの速度構造解析結果については、為栗・他（2022）とほぼ相違は見られず、以下のような結果が得られた。深さ1 kmでは始良カルデラ北東部の若尊カルデラ下（Fig. 4のWa）において、S波速度が遅く、一方でカルデラ北縁ではP波の高速部分が見られる。深さ5 kmではカルデラ内のP波速度およびS波速度はそれぞれ、4.5 km/s～5.8 km/s、2.6 km/s～3.7 km/sにあり、顕著な速度異常は見られない。深さ10 kmでもカルデラ内のP波速度およびS波速度はそれぞれ、5.2 km/s～6.1 km/s、3.4 km/s～3.8 km/sにあり、P波、S波速度ともに顕著な不均質は見られない。深さ15 kmにおいてはカルデラ内のP波速度およびS波速度はそれぞれ、5.4 km/s～6.8 km/s、1.1 km/s～4.4

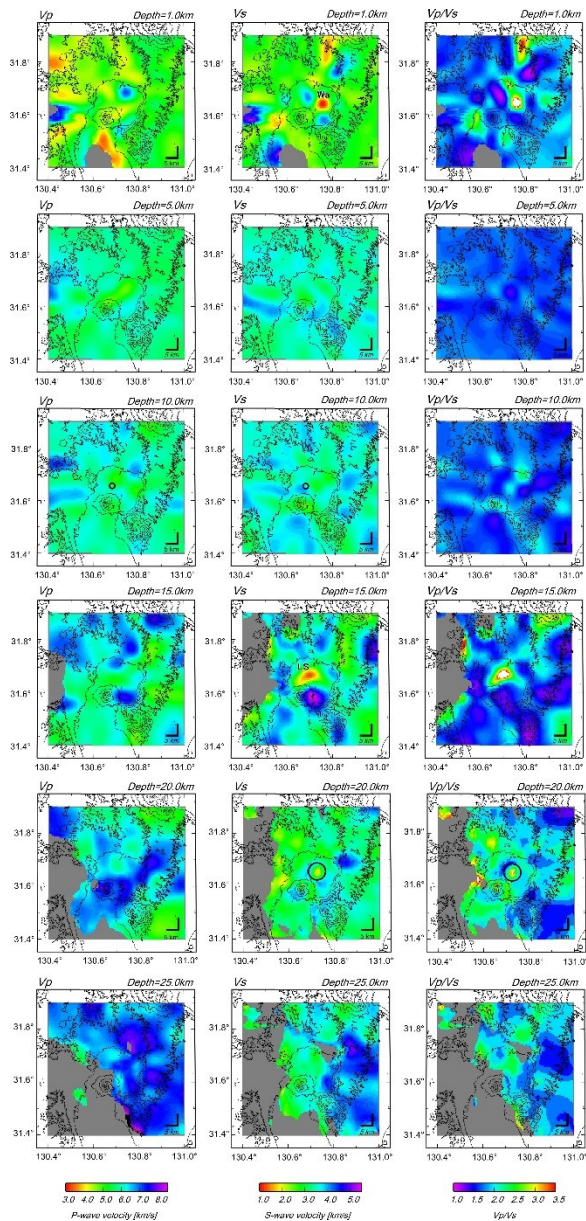


Fig. 4 Results of tomography inversion of P-wave velocity ( $V_p$ ) and S-wave velocity ( $V_s$ ) and  $V_p/V_s$  ratio in the depths of 1 km, 5 km, 10 km, 15 km. Gray area indicates RDE less than 0.6. Symbols “Wa”, “O” in Depth=10 km, “LS” and “O” in Depth=20 km, show Wakamiko caldera, pressure source (Hotta et al., 2016), low S-wave velocity zone and LS in the depth of 20 km, respectively.

km/sにあり、始良カルデラ中央部には特にS波速度が遅い領域がある (Fig. 4のLS) . P波速度の低下は周辺に対して5~10%程度であるが、S波速度は1.1 km/s ~ 2.0 km/sまで低下しており、S波速度2.45 km/s以下を領域LSとすると速度比で約18 % ~ 55 %低下している. P波速度にはLSの外側の領域に対して5~10%程度の低下しかないので、 $V_p/V_s$ は3.9と大きい.

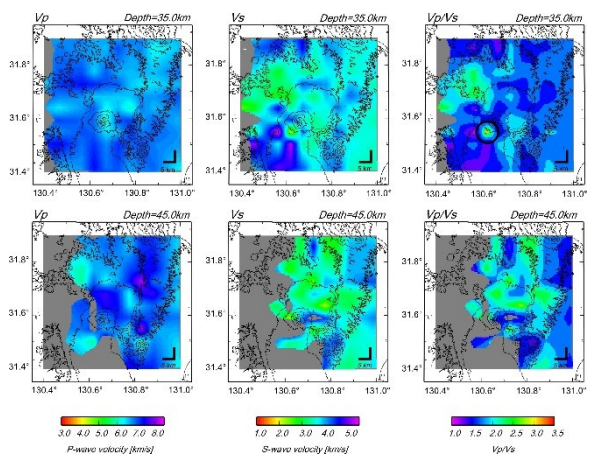


Fig. 5 Results of tomography inversion of P-wave velocity ( $V_p$ ) and S-wave velocity ( $V_s$ ) and  $V_p/V_s$  ratio in the depths of 35 km and 45 km. “O” indicates high  $V_p/V_s$ .

深さ20 kmにおいて、P波速度は始良カルデラ南部から東部にかけて高速度で、中央部北寄りP波速度5 km/sとやや低速度が見られる. S波速度については始良カルデラ中央部に2 km/sと低速度の領域が見られ、 $V_p/V_s$ 比においてもS波速度が低速のため高 $V_p/V_s$ が見られる (Fig. 4のDepth=20 km内のO) . 深さ25 kmにおける解像度の高い領域は始良カルデラ内の中央部付近から大隅半島のみであるが、P波は深さ20 kmと同様に中央部北寄りでやや低速度である. S波速度は始良カルデラ内では3 km/s前後で、東側の大隅半島下と比較すると低速度に見られる. 為栗・他 (2022) が示しているS波低速度異常LSの領域は、深さ20 km付近ではS波速度2 km/s程度の低速度が見られるが、速度低下は少なく、位置はやや東寄りとなっている. また、速度2 km/s以下の領域は東西南北で約2 kmと小さくなっている.

Fig. 5 に深さ35 kmおよび45 kmの10 kmグリッドにおけるP波及びS波の速度分布を示す. 深さ35 kmにおいては、P波は顕著な速度異常は見られないが、始良カルデラ周辺部は比較的速度が早い. またS波については桜島南西部において速度が遅い領域があり、 $V_p/V_s$ 比が3.2と高くなっている (Fig. 5の $V_p/V_s$ 中のO) . 深さ45 kmにおいては薩摩半島側の解像度が悪いため明確には言えないが、始良カルデラ下に速度異常は見られない.

## 5. 考察

### 5.1 深さ15 km以深のS波低速度異常領域LS

Fig. 6 に始良カルデラ中央部の東西と南北鉛直断面図を示す. 為栗・他 (2022) で指摘している深さ15

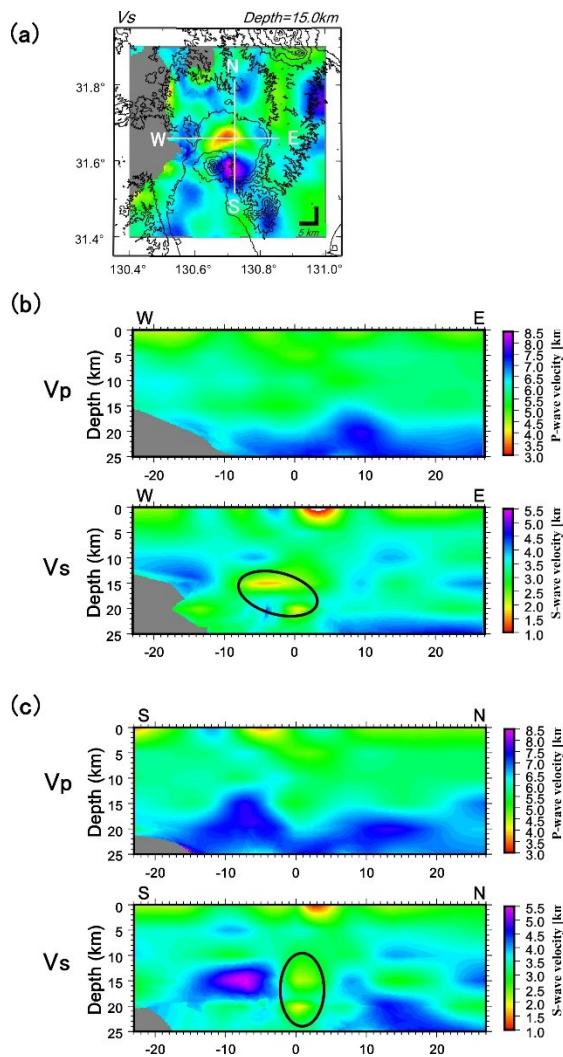


Fig. 6 Vertical cross sections of P-wave velocity ( $V_p$ ) and S-wave velocity ( $V_s$ ). (a) S-wave velocity image at a depth of 15 km. (b) Vertical cross section of E-W direction in (a). (c) Vertical cross section of N-S direction in (a).

kmを中心とするS波低速度異常LSの領域について、深さ20 km付近では、S波速度2 km/s程度の低速度領域が見られるが、速度低下は少なく、位置はやや東寄りとなっている。また、速度2 km/s以下の領域は東西南北で約2 kmと小さくなっている。図中の黒円内が深さ15 km, 20 kmで見られるS波低速度異常を示す。東西断面 (Fig. 6の(b)) ではLSの領域は深さ12 kmから22 km付近で見られる。南北断面 (Fig. 6の(c)) でも同様にLSの領域は深さ12 kmから22 km付近に見られ、南北方向の広がり狭く見える。以上のことからLSの領域は始良カルデラ中央部から深部にかけてやや東寄りになり、深さ12 kmから22 km付近の範囲にあると言える。

## 5.2 深さ35 kmの桜島南西部の高 $V_p/V_s$

深さ35 kmのグリッドにおいて、桜島南西部に高 $V_p/V_s$ の領域が見出された。桜島南西部においては深さ25 km~30 km付近で多数の深部低周波地震が発生しており (例えば、気象庁火山活動解説資料桜島)、高 $V_p/V_s$ 領域はその震源の直下に位置している。火山下の深部低周波地震の発生メカニズムは流体移動が関連しており (例えば、Nakamichi et al., 2003)、この深さ35 kmの高 $V_p/V_s$ 領域は流体を示唆している可能性が考えられる。本解析ではこの深さはグリッドサイズが10 kmでしか計算できておらず、高 $V_p/V_s$ 領域は1グリッドしか対応していない。また、深さ45 kmにおいては解像度の関係でこの領域が見えていない。今後は、深部低周波地震と高 $V_p/V_s$ 領域の関係を明らかにするためにこの深さの解像度を向上させる必要がある。

## 5.3 グリッドサイズ4.5 kmでのS波低速度異常領域LS

始良カルデラ下のS波低速度異常LS領域の形状や体積の詳細を得るためには、地震波トモグラフィ解析におけるグリッドサイズを小さくする必要がある。そのため、水平方向は5 km、深さ方向を4.5 kmごとのグリッド配置とした場合での計算を行なった結果、始良カルデラ中央部では深さ18 kmまでは精度を得られたが、深さ22.5 kmでは十分な精度を得られなかった。そのため、実データから得られた速度分布に対するRDEの下限を0.5とした場合の結果をFig. 7に示す。深さ方向4.5 kmグリッド解析で得られた深さ18 kmまでのP波、S波速度および $V_p/V_s$ 比の分布について、前章までの5 kmグリッド解析の結果と大きな違いはなかった。深さ9 kmでは始良カルデラ内に顕著なS波低速度は見られないが、深さ13.5 kmおよび18 kmにおいては5 kmグリッドと同様に始良カルデラ中央部に顕著なS波低速度領域が見出された。5 kmグリッドの解析における結果 (Fig. 4) では、深さ方向のグリッドで深さ15 kmにおいて顕著なS波低速度領域が見出されているが、この4.5 kmグリッドにおける解析では、深さ13.5 kmにおいても顕著なS波低速度領域が見られる。また、深さ18 kmにおいても低速度領域が見られることから、5 kmグリッドの解析における深さ20 kmの低速度領域の存在を示唆するものである。S波低速度領域LSの細かな構造や詳細なメルト量を得るためには、特に浅部 (~25 km) 構造の高解像度化は必須であるため、今後は微小地震の波線を増加させて、グリッドサイズを小さくしていく必要がある。また、始良カルデラ下を通過する地震波が著しく減衰することが知られており (Ono et al., 1978; 加茂・他, 1980)、低速度領域LSと減衰領

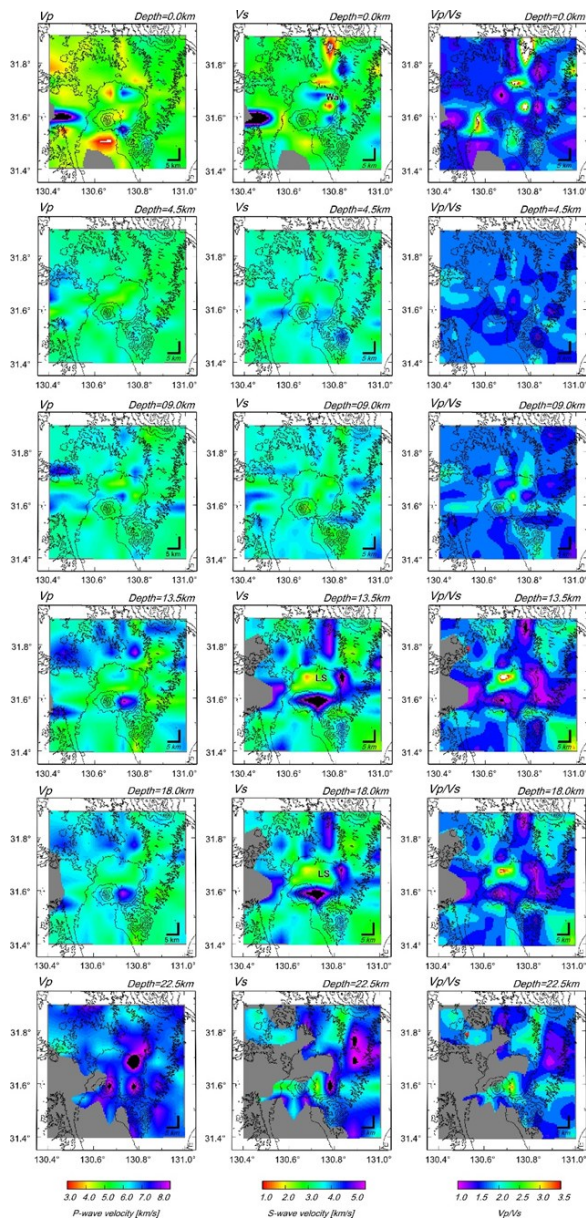


Fig. 7 Results of tomography inversion of P-wave velocity ( $V_p$ ) and S-wave velocity ( $V_s$ ) and  $V_p/V_s$  ratio in the depths of 0 km, 4.5 km, 9 km, 13.5 km, 18 km, 22.5 km. Gray area indicates RDE less than 0.5.

域との関連を明らかにする。

## 6. まとめ

3次元地震波トモグラフィー解析によって始良カルデラ下の地震波速度構造について深部構造を明らかにした。その結果、始良カルデラ中央部の深さ12 kmを最上部とするS波低速度領域LSは深さ22 kmにまで達していることが明らかになった。また、桜島南西部の深部低周波地震が発生している領域の下部に当たる深さ35 kmに高 $V_p/V_s$ 領域が見出された。今

後は、始良カルデラ下の速度構造解析の高解像度を行い、深さ12~22 kmの低速度領域の詳細な構造や深部低周波地震と高 $V_p/V_s$ 領域の関連を調べ、始良カルデラ下におけるマグマ分布の全体像を明らかにしていく。

## 謝辞

本研究の経費は原子力規制庁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）事業による。2008年桜島火山人工地震探査におけるデータ取得は参加者（井口・他, 2009）の皆様にも多大なる協力を賜った。また自然地震観測においては京都大学防災研究所火山活動研究センター、同地震予知研究センター宮崎観測所のスタッフの皆様、同理学研究科大倉敬宏教授にご尽力いただいた。また、防災科学技術研究所のHi-netデータを使用させていただいたことに謝意を表す。図の作成にはGMT(Generic Mapping Tools)ソフトウェア (Wessel and Smith,1998) を使用している。

## 参考文献

- 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, 52B, pp. 293-307.
- 加茂幸介・西 潔・高山鉄朗・植木貞人 (1980) : 桜島南方の地震活動と地震波異常伝搬域, 第3回桜島火山の集中総合観測, pp. 11-15.
- 桑代 勲 (1964) : Proto-Calderaについて, 地学雑誌, 73-2, pp. 114-120.
- 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, 41, pp. 225-236.
- 下村彦一 (1960) : 始良沈水カルデラの地形区分, 広島大学文学部紀要, 18, pp. 308-331.
- 為栗 健・八木原 寛・筒井智樹・井口正人 (2022) : 高分解能な3次元地震波速度構造解析による始良カルデラ下のイメージング, 火山, 67, pp. 69-76.
- 八木原 寛・井口正人・為栗 健・筒井智樹・及川純・大倉敬宏・宮町宏樹 (2010) : 諏訪之瀬島の火山体浅部3次元P波速度構造と爆発発生場, 火山, 55, pp. 75-87.
- 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. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 57, pp. 227-

- Hotta, K., Iguchi, M., Yamamoto, K. and Ohkura, T. (2016): Multiple-pressure-source model for ground inflation during the period of high explosivity at Sakurajima volcano, Japan – Combination analysis of continuous GNSS, tilt and strain data –, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 310, pp. 12-25.
- Iguchi, M. (2013): Magma movement from the deep to shallow Sakurajima volcano as revealed by geophysical observations, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol. 58, pp. 1-18.
- Miyamachi, H., et al. (2013): Shallow velocity structure beneath the Aira caldera and Sakurajima volcano as inferred from refraction analysis of the seismic experiment in 2008. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol. 58, pp. 227-237.
- Mogi, K. (1958): Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 36, pp. 99-134.
- Nakamichi, H., Hamaguchi, H., Tanaka, S., Ueki, S., Nishimura, T. and Hasegawa, A. (2003): Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan. *Geophysical Journal International*, Vol. 154(3), pp. 811– 828.
- Omori, F. (1920): The Sakura-jima eruptions and earthquakes IV Results of the leveling surveys and the Kagoshima Bay soundings made after the Sakura-jima eruption of 1914. *Bull. Imp. Earthq. Invest. Comm.*, VIII, pp. 323-343.
- 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, *J. Phys. Earth*, 26, Supplement, pp. S309-S319.
- Thurber, C.H. (1983): Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, B10, pp. 8226-8236.
- Um, J. and Thurber, C. (1987): A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 77, pp. 972-986.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998): New, improved version of the generic mapping tools released. *EOS Trans. AGU*, 79, 579.
- Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., Matsushima, T., Uchida, K. and Nakamoto, M. (2013): Vertical ground deformation with the volcanic activity of Sakurajima volcano, Japan, during 1996-2010 as revealed by repeated precise leveling surveys. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol. 58, pp. 137-152.

(論文受理日 : 2022年8月31日)