

阿蘇火山中央火口丘山体の3次元地震波速度構造

筒井智樹*・須藤靖明**・森 健彦***・勝俣 啓****・田中 聡*****
及川 純*****・戸松稔貴*****・松尾 紉道*****
松島 健*****・宮町宏樹*****・西 潔*****
藤原善明*****・平松秀行*****

(2002年4月19日受付, 2003年4月17日受理)

3-D Seismic Velocity Structure beneath the Edifice of Central Cones of Aso Volcano

Tomoki TSUTSUI*, Yasuaki SUDO**, Takehiko MORI***, Kei KATSUMATA****, Satoru TANAKA*****,
Jun OIKAWA*****, Toshitaka TOMATSU*****, Norimichi MATSUWO*****,
Takeshi MATSUSHIMA*****, Hiroki MIYAMACHI*****, Kiyoshi NISHI*****,
Yoshiaki FUJIWARA***** and Hideyuki HIRAMATSU*****

A three-dimensional seismic velocity structure in the edifice of the central cones of Aso Volcano is obtained from a tomographic inversion to seismic data of a controlled source experiment ASO98. The three dimensional P wave velocity structure with dimensions of 12 km × 9 km × 2 km is derived from 1207 P-wave first arrivals at 296 temporary stations for six explosions. The entire velocity structure obtained includes higher velocities than those of any previous velocity models down to 0.5 km of altitude above sea level. A high velocity zone and a low-velocity zone are revealed in the obtained velocity structure. The high velocity zone lies toward WSW direction from the active crater. The strike of this high velocity zone is coincident with the general alignment of the central cones and with a trend of the high gravity anomaly in this area. The high velocity zone is inferred as dykes or volcanic deposits with dense materials from its coincident location with the high gravity zone and drilling core samples in the vicinity. The low velocity zone is located in the northwest flank of the central cones. The low velocity zone implies deposits with low density and low velocity material beneath the northwestern flank.

* 〒010-8502 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, 1-1 Tegata-Gakuen cho, Akita
010-8502, Japan.

** 〒869-1404 熊本県阿蘇郡長陽村
京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究
施設火山研究センター
AVL, Kyoto University, Choyo, Aso, Kuma-
moto 869-1404, Japan.

*** 〒377-1711 群馬県吾妻郡草津町大字草津 641-
36
東京工業大学附属火山流体研究センター
現所属: 〒891-1419 鹿児島県鹿児島郡桜島
町横山 1722-19
京都大学防災研究所附属火山活動研究セン
ター
VFRC, Tokyo Institute of Technology, 641-36
Kusatsu Agatsuma, Gunma 377-1711, Japan.

Current: SVRC, Kyoto University, 1722-19,
Yokoyama, Sakurajima, Kagoshima 891-1419,
Japan.

**** 〒060-0810 札幌市北区北10条西8
北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研
究観測センター
ISV, Graduate school of Science, Hokkaido Uni-
versity, N 10 W 8, Kita-ku, Sapporo 060-0810,
Japan.

***** 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉
東北大学大学院理学研究科附属地震・噴火予
知研究観測センター
RCPEVE, Graduate school of Science, Tohoku
University, Sendai 980-8578, Japan.

***** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
東京大学地震研究所火山噴火予知研究推進セ
ンター
ERI, University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo-
ku, Tokyo 113-0032, Japan.

1. はじめに

本論文では阿蘇火山中央火口丘山体の三次元地震波速度構造について論ずる。

阿蘇火山は九州中央部に位置し、南北 25 km 東西 18 km のカルデラ地形のなかに中央火口丘をもつ火山である(小野・渡辺, 1985)。また、阿蘇火山は現在も活発な表面活動を継続しており、度重なる噴火活動の記録が残されている(たとえば気象庁, 1984; 国立天文台, 2001 など)。現在の阿蘇火山の表面活動は中岳中腹に位置する中岳火口に限られており、火口内部では数年周期で休止期と活動期が交互に繰り返されている。近年の表面活動の中心である中岳第一火口底には休止期に湯だまりが形成されるが、活動期には湯だまりが消滅し火山灰の噴出を中心とした活動を行う(小野・他, 1995)。このような表面活動ばかりでなく、地下の火山活動に伴う火山性微動が継続的に出現していることは阿蘇火山の大きな特徴である(たとえば Sassa, 1935; Sassa, 1936a など)。

これまでなされた阿蘇火山の地下構造の地震学的な研究は、阿蘇カルデラを対象としたものと中岳火口周辺を対象としたものとに分類できる。

阿蘇カルデラを対象とした地下構造の研究には次のものがある。Sassa (1936b) は阿蘇カルデラ内部で観測される地震波到来方向の偏りによってカルデラ内部の不整形な地下構造を指摘し、Wada and Kamo (1964), Wada and Nishimura (1971), 和田・西村 (1981) らはカルデラ内部における地震波到来方向の偏りをカルデラ中心部を軸として対称な傾斜成層構造、いわゆるツインブロックモデルで説明した。また、1980 年代以降、阿蘇火山とその周辺地域における自然地震観測網の整備充実により集積された自然地震観測データから、Sudo (1991) は、阿蘇カルデラ中央部の地下 6~15 km の深さに少なくとも

東西約 6 km、南北約 9 km の広がりをもつ S 波の異常減衰領域を推定した。さらに、Sudo and Kong (2001) は、トモグラフィーの手法により中央火口丘地域の海面下 4~10 km の深さに 5 km ほどの広がりをもつ地震波の低速度領域の存在を指摘した。

一方、中岳火口周辺の地下構造は火山活動にともなって活動火口周辺で発生する火山性地震の研究のための基礎情報として位置づけられ、次の研究がなされてきた。小量人工地震実験による中岳火口丘表層部の速度構造調査を吉川・他 (1959) が行い、火山性地震観測による 1 次元地震波速度構造モデルの構築が小野・外 (1984) によってなされた。さらに小野 (1983) は中岳火口の周辺で観測される地震波の振幅異常について報告し、火口直下の海面下 1~2 km の位置に直径 1~2 km ほどの大きさの地震波減衰域が存在する可能性を指摘した。

火山性地震の研究と同様に、火山性微動の研究でも中岳火口周辺の速度構造が基礎情報として必要である。とくに 1990 年代に入ってから広帯域地震計の普及とともに高分解能デジタル記録が容易に得られるようになり、これらの新たな機器を用いた Kawakatsu *et al.* (2000) や Legrand *et al.* (2000), Yamamoto *et al.* (1999) らが火山性微動の震源と発生機構についての詳細な議論を展開し、火山性微動の研究に新たな進展が見られるようになった。しかしながら、これまでになされた火山性微動の研究の例では、それぞれが異なった地震波速度構造を用いて議論を行っている。たとえば、P 波速度として菊池 (1962) は中岳火口周辺の微小地震観測から推定した 3.5 km/s を用いたほか、松林 (1995) は長周期パルス波のセンブランス解析から 2.0 km/s を、森・他 (2001) が短周期微動のセンブランス解析から 2.9~3.1 km/s など様々な均一速度構造を近似的に使用して、火

***** 〒464-0814 名古屋市千種区不老町
名古屋大学大学院理学研究科
Graduate school of Science, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-0814, Japan.

***** 〒855-0843 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観測研究センター
SEVO, Graduate school of Science, Kyushu University, 2-5643-29, Shinyama, Shimabara, Nagasaki 855-0843, Japan.

***** 〒890-0065 鹿児島市郡元 1-21-35
鹿児島大学理学部
Kagoshima University, 1-21-35, Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan.

***** 〒606-8233 京都市左京区田中樋ノ口

町 24-2

24-2, Tanaka Higashi Hinokuchi-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8233, Japan.

***** 〒890-0068 鹿児島市東郡元町 4-1
気象庁鹿児島地方気象台

Kagoshima Local Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency, 4-1, Higashi-Korimoto-cho, Kagoshima 890-0068, Japan.

***** 〒810-0052 福岡市中央区大濠 1-2-36
気象庁福岡管区気象台

Fukuoka District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency, 1-2-36, Ohori, Chuo-ku, Fukuoka 810-0052, Japan.

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

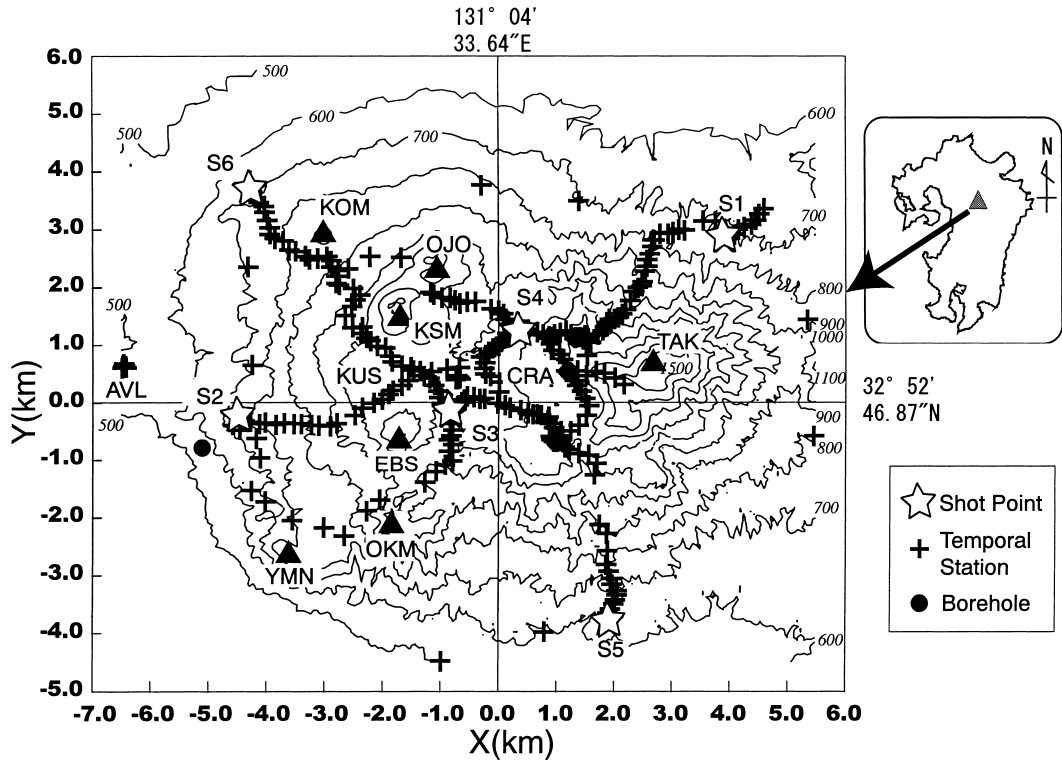


Fig. 1. Locations of temporary seismic stations of ASO98 network. Origin of the local coordinate system is assigned at the bench mark AVL-14 ($131^{\circ} 04' 33.64''\text{E}$, $32^{\circ} 52' 46.87''\text{N}$, 1199m A. S. L.). Open stars represent shot points. Cross symbols are temporary stations of ASO98. A solid circle indicates the drilling site, N3-AS-1, by New Energy Development Organization (1992). Solid triangles are the major summits of the central cones (KOM: Komezuka, OJO: Ojo-dake, KSM: Kishima-dake, NRO: Narao-dake, TAK: Taka-dake, EBS: Eboshi-dake, OKM: Okamado-yama, YMN: Yomine-yama). KUS and CRA mark Kusa-senri and the active crater, respectively. AVL is Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University.

山性微動を議論する例が多かった。火山性微動の震源域のひろがりや発震機構について今後さらに詳細に議論するために、中岳火口丘とその周辺で直接的な方法を用いて地震波速度構造を決める必要性が高まっていた。

このような背景のもとで、阿蘇火山の中央火口丘の速度構造決定を目的とした人工地震探査が1998年に行われた。以降、この地震探査をプロジェクトASO98と呼ぶことにする。プロジェクトASO98の詳細および初動到来時刻の読みとり結果については須藤・他(2002)に記載がなされている。本論文では阿蘇火山中央火口丘から2 km程度の深さまでの3次元P波速度構造の決定を目的として、プロジェクトASO98の観測データを用いてインバージョンを行った。

2. 観測データ

プロジェクトASO98ではFig. 1に示された296点の臨時観測点を中央火口丘全体に展開し、中央火口丘の山

頂部と中腹部の星印で示された6カ所(以下、ショットポイントS1~S6と記す)で発破作業を実施した。ショットポイントS1~S6における発破で得られたP波初動到来時刻の読みとり値のうち、本解析に用いたものをFig. 2に図示する。Fig. 2に示される読みとり値の選択は、以下に述べるような読みとり値の確実度と見かけ速度の値とを基準にして行われた。

Fig. 2では震源距離0.5 km付近を境にして、それよりもショットポイントに近い場所で $t=x/1.91$ 、それより遠い場所で $t=x/3.39+0.17$ の直線の周囲に初動到来時刻読みとり値が分布している。ここで t は走時(s)、 x は震源距離(km)である。さらにFig. 2では震源距離1 km以遠の場所で走時と見かけ速度に地域差が見受けられる。すなわち、中央火口丘の南西斜面に位置する発破S2に対する走時と見かけ速度が共に平均より早い傾向を示す一方、北西斜面に位置する発破S6および南斜面に位置する発破S5に対する走時と見かけ速度は共に、平均

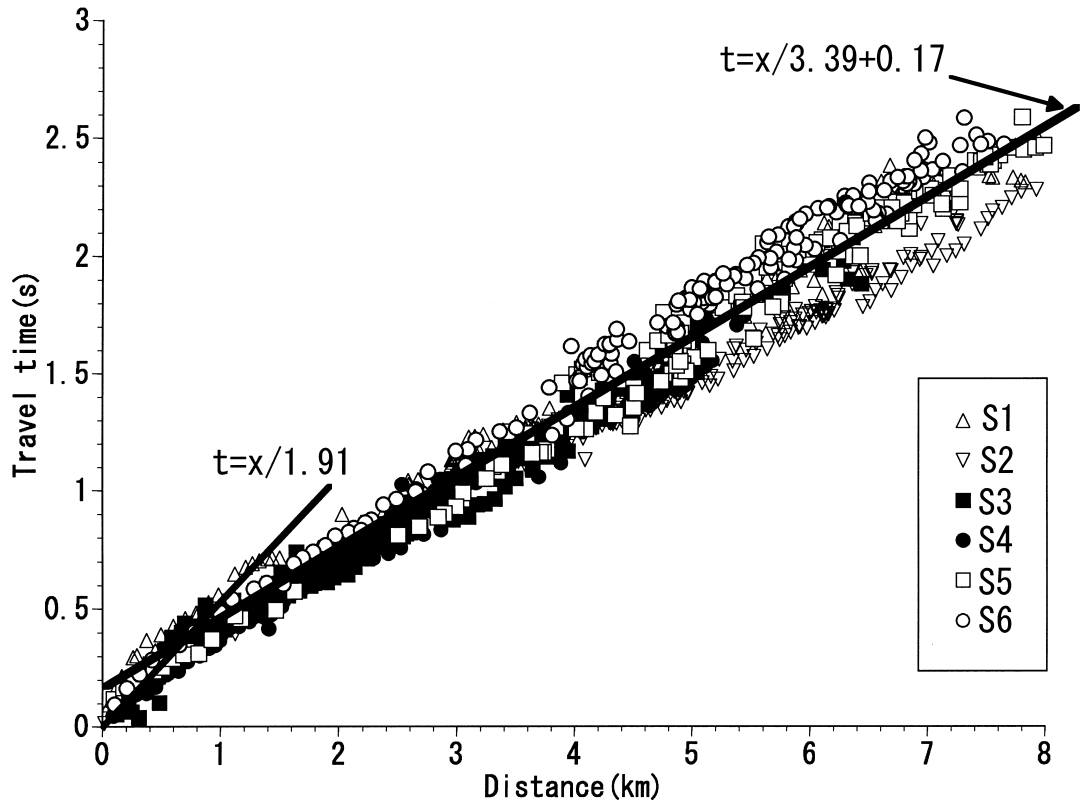


Fig. 2. Travel time plots of the first arrivals for six shots. The first arrivals having a good quality (see text in detail) are selected among the final values of the first arrivals described in Sudo *et al.* (2002). The horizontal axis denotes a distance in km from each shot.

より遅くなる傾向を示している。

最初に読みとり値の確実度に関する選択の基準について述べる。須藤・他(2002)の読みとり値には、その読みとり精度を表すランクが定義され、個々の読みとり値にランクが付与されている。本研究ではランク1~2の範囲にあるものを重み1.0としてインバージョンに用いたが、ランク3のものについては、読みとりのばらつきや度合いを表す Moment 値(須藤・他, 2002)が0.1秒以内のものを重み0.9として用いた。

次に、見かけ速度に関する読みとり値選択の基準について述べる。本論文で採用する Thurber (1993) のアルゴリズムでは、後述のようにフォワードモデリングの手法として Um and Thurber (1987) が提唱した “Pseudo-bending 法” を用いている。彼らによればこの “Pseudo-bending 法” は計算機使用時間が比較的短い長所をもっているとされている。しかし、Prothero *et al.* (1988) によれば、“Pseudo-bending 法” がもっとも正確であるのは、深さ方向の速度変化率がほぼ一定と見なせる地下構造の場合であり、地震波速度不連続面の存在によって生じた

屈折波の走時計算に用いた場合には誤差が大きくなることを報告している。

須藤・他(2002)で報告された ASO98 の到来時刻読みとり値では、震源距離 8 km 以上の地点で約 7.7 km/s の見かけ速度が出現することが示されており、震源距離 8 km 以内に現れる見かけ速度 3.0~3.7 km/s より急激に速くなる。さらに最も明瞭な S2 の波形記録 (Fig. 3) では、震源距離 8 km 以遠で現れる見かけ速度約 7.7 km/s の位相 A が見かけ速度 3.0~3.7 km/s の位相 B に比較して相対的に小さな振幅を示す。この二つの特徴から位相 A は屈折波の可能性があり、屈折波であると解釈するならば概算で標高 -1.6 km 前後に速度の不連続面が推定される。以上の理由により、震源距離 8 km 以遠の初動読みとり値についてはインバージョンに用いないこととし、稿をあらためて議論することにする。

上述の選別の結果、それぞれの発破に対してインバージョンに用いた波線の本数は、S1 は 168 本、S2 は 236 本、S3 は 241 本、S4 は 231 本、S5 は 157 本、S6 は 174 本であり、合計は 1207 本である。

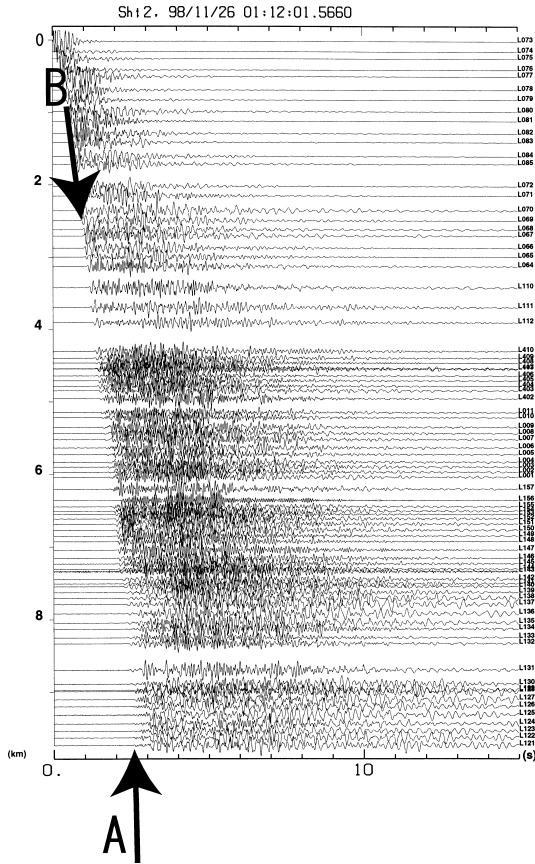


Fig. 3. An example of seismograms for the shot S2. Arrows indicate a phase with an apparent velocity of 7.7 km/s (A) and a phase with a velocity of 3.7 km/s (B).

3. 解 析

初動走時解析には Thurber (1993) の3次元走時インバージョンアルゴリズムに準拠した Sudo and Matsumoto (1998) のプログラムコードを用いた。このアルゴリズムは Um and Thurber (1987) の“Pseudo bending法”をフォワードモデリングの手法として用いている。また、Thurber (1993) のアルゴリズムは構造と震源パラメータの同時決定がなされるが、今回の ASO98 走時データの適用にあたり、震源パラメータが既知であるという人工震源の特徴を考慮して震源パラメータの更新を拘束した。さらに Thurber (1993) のアルゴリズムでは、安定なモデル推定をねらい Damped Least Square 法の一つである SIRT 法 (Dines and Lytle, 1979; Hager *et al.*, 1985; Van der Sluis and Van der Vorst, 1987) を用いている。SIRT 法の実行にあたってはダンピングファクターを与えなければならないが、その値はインバージョンの

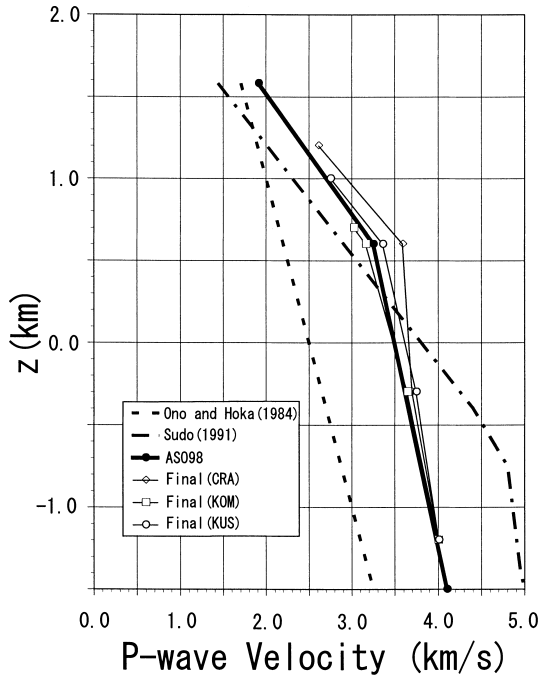


Fig. 4. 1-D P-wave velocity structures of Aso Volcano for three initial models and the final results. The vertical axis denotes the altitude above sea level. The final velocity model and Model ASO98 is higher velocity than any previous velocity structures at a part of $z > 0.5$ km.

計算に与えたデータとモデルの内容に依存し、しかも解析的には決めることができない。本研究では SIRT 法に対する最適なダンピングファクターの決定にあたり、Eberhart-Phillips (1986) の方法を採用した。すなわち複数のダンピングファクターのそれぞれに対して一回のインバージョンを実行し、データ分散と解分散とのトレードオフ曲線を求めたうえで経験的に最終的なダンピングファクターの値を与えている。

本研究のインバージョンで用いる速度構造モデルの座標系は京都大学火山研究センター本堂観測所構内の水準点 AVL-14 (東経 131 度 04 分 33.64 秒、北緯 32 度 52 分 46.87 秒、標高 1199 m) を (0.0, 0.0, 1.199) として、東方向を x 軸の正の方向に、北方向を y 軸の正の方向に、鉛直上向きを z 軸の正の方向としていずれも単位 km で表すこととする。各観測点の座標は須藤・他 (2002) の測量結果を前述の座標系に変換したものをを用いた。

インバージョンにあたり次のような構造格子を最適なものとして用いた。 x 方向に 13 本 ($x = -6.5, -5.5, -4.5, -3.5, -2.5, -1.5, -0.5, 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5$), y 方

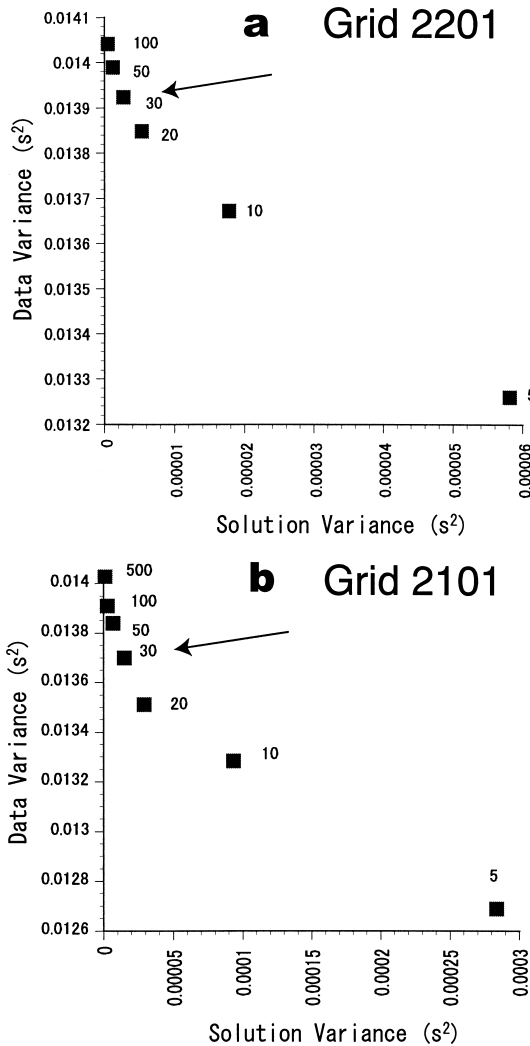


Fig. 5. Trade-off curves between data and solution variances. Optimum damping factors for SIRT are marked with arrows. Data variances and solution variances are computed through a single step of iteration for each damping factor, (a) for Grid 2201, and (b) for Grid 2101. Arrows indicate the optimum dumping factor 30 used in this study.

向に 10 本 ($y = -4.5, -3.5, -2.5, -1.5, -0.5, 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5$), z 方向に 4 本 ($z = -1.2, -0.3, 0.6, 1.58$) の格子線をそれぞれ設定し, 格子点は合計 520 個とした. 以下, この構造格子を Grid 2201 と称する. これらの格子点に対して Fig. 2 に示される走時曲線から求めた一次元速度構造 Model ASO98 (Fig. 4) を初期速度構造モデルとして与えた.

Fig. 5a に構造格子 Grid 2201 と初期速度構造 Model

ASO98 との組み合わせに対する, 解分散とデータ分散のトレードオフ曲線を示す. このトレードオフ曲線ではダンピングファクター 30 付近でデータ分散の減少率が小さくなる傾向がみられたので, SIRT 法のダンピングファクターの最適値を 30 とした.

4. 理論走時によるインバージョン試行

インバージョン結果の分解能を確認するために, 以下のように 1 種類のチェッカーボードテストと 2 種類のインパルステストを実施した. これらのテストは, 構造格子 Grid 2201 を用いて, プロジェクト ASO98 のショットポイントおよび観測点配置を与えた.

チェッカーボードテストでは, 一次元速度構造 Model ASO98 に対して $\pm 20\%$ の速度値を与えた 1 km 四方のブロックを交互に敷きつめてチェッカーボードモデルを構成し, これに対するプロジェクト ASO98 測線上の理論走時にインバージョンを行った. インバージョンでは, 初期速度構造モデルとして一次元速度構造 Model ASO98 を与え, 先述の方法で最適なパラメータを定めた.

チェッカーボードモデルを Fig. 6a に, インバージョン結果を Figs. 6b~6d に示す. Fig. 6b には $z = 0.6$ km のレベルの水平断面を示し, Fig. 6c には $z = -0.3$ km のレベルの水平断面を, Fig. 6d には $z = -1.2$ km のレベルの水平断面をそれぞれ示す. これらのうち Fig. 6b は中央部でもっとも良くチェッカーパターンの再現を示したが, Figs. 6c, 6d ではチェッカーボードパターンの再現が良くないことが示されている. したがって, 構造格子 Grid 2201 を用いたインバージョンの結果では $z = 0.6$ km の水平断面でもっとも再現性が良いと考えられる.

Fig. 6b では $(x, y) = (0.5, 0.5)$ から $(-3.5, -0.5)$ にかけての領域と, $(x, y) = (-3.5, 2.5)$ から $(0.5, 0.5)$ にかけての部分とに, 低速度と高速度が隣り合うパターンが再現されている. しかしながらこれらのパターンの再現がなされている領域でも, 速度の絶対値が完全に推定しきれていないことが示されている. さらに, Fig. 6b では $(x, y) = (1.5, 0.5)$ から $(x, y) = (3.5, 2.5)$ にかけて細長い高速度の尾根が伸びている.

次に孤立した速度異常に対するインバージョン結果のふるまいを調べるために, 孤立した高速度ブロックを $(x, y) = (1.0, 1.0)$ においた場合と, $(x, y) = (-3.0, 0.0)$ においた場合の 2 つの場合についてインパルステストを行った. いずれのインパルステストモデルも, 背景となる速度構造 Model ASO98 に, 20% 増しの速度を 1 km \times 1 km のサイズのブロックに与えたものを高速度ブロックとした.

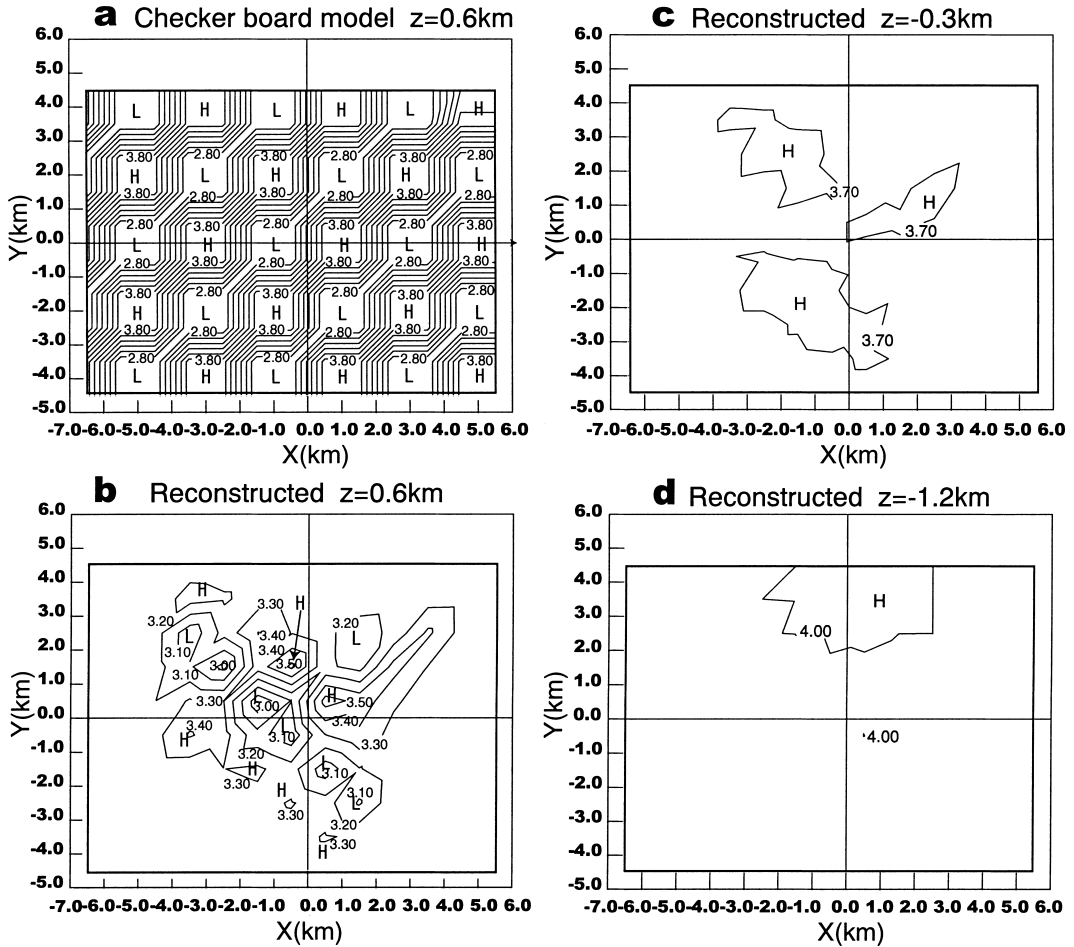


Fig. 6. Results of the checker board tests. A model involves alternative velocity anomaly blocks with $\pm 20\%$ variation from a standard velocity 3.45 km/s. Horizontal slices are shown for; (a) a model, (b) result at $z = 0.6$ km, (c) result at $z = -0.3$ km and (d) result at $z = -1.2$ km. Contours in each panel describe isovelocity lines and values are marked in km/s. “H”s and “L”s mark summits and depressions of the velocity field, respectively. Inner frame in each panel indicates a region of the structure grid.

Fig. 7a は $(x, y) = (1.0, 1.0)$ が中心になるように高速度ブロックを置いたモデルを示す。Fig. 7b にはこのモデルから計算された理論走時のインバージョン結果を示す。Fig. 7b によればインバージョンで得られた等速度線が、Fig. 6b 中の $(x, y) = (1.5, 0.5)$ から $(x, y) = (3.5, 2.5)$ にかけてのびる高速度の尾根と同じ方向に伸張する傾向がある。このことは、この領域で推定される速度異常の形状は原形が正方形であっても北東方向に歪んで推定されることを示している。したがって Fig. 6b の $(x, y) = (1.5, 0.5)$ から $(x, y) = (3.5, 2.5)$ にかけてのびる細長い高速度の尾根は、 $(x, y) = (1.0, 1.0)$ 付近の高速度異常の副産物と考えられる。

Fig. 7d には推定領域中央部やや西よりの $(x, y) =$

$(-3.0, 0.0)$ に孤立した高速度ブロックを設定したモデル (Fig. 7c) の理論走時値に対してインバージョンを行った結果を示す。Figs. 7c, d に示す試行例では、インバージョン結果として得られる高速度異常の等速度線形状が x 軸方向にやや伸張する傾向にあることが示される。

5. 解析結果

初期速度構造 Model ASO98 と構造格子 Grid2201 の組み合わせに対するインバージョン結果を最終速度構造モデルとして Figs. 8, 9 に示す。また最終速度構造モデルのインバージョンに用いた波線の分布を Fig. 10 に示す。

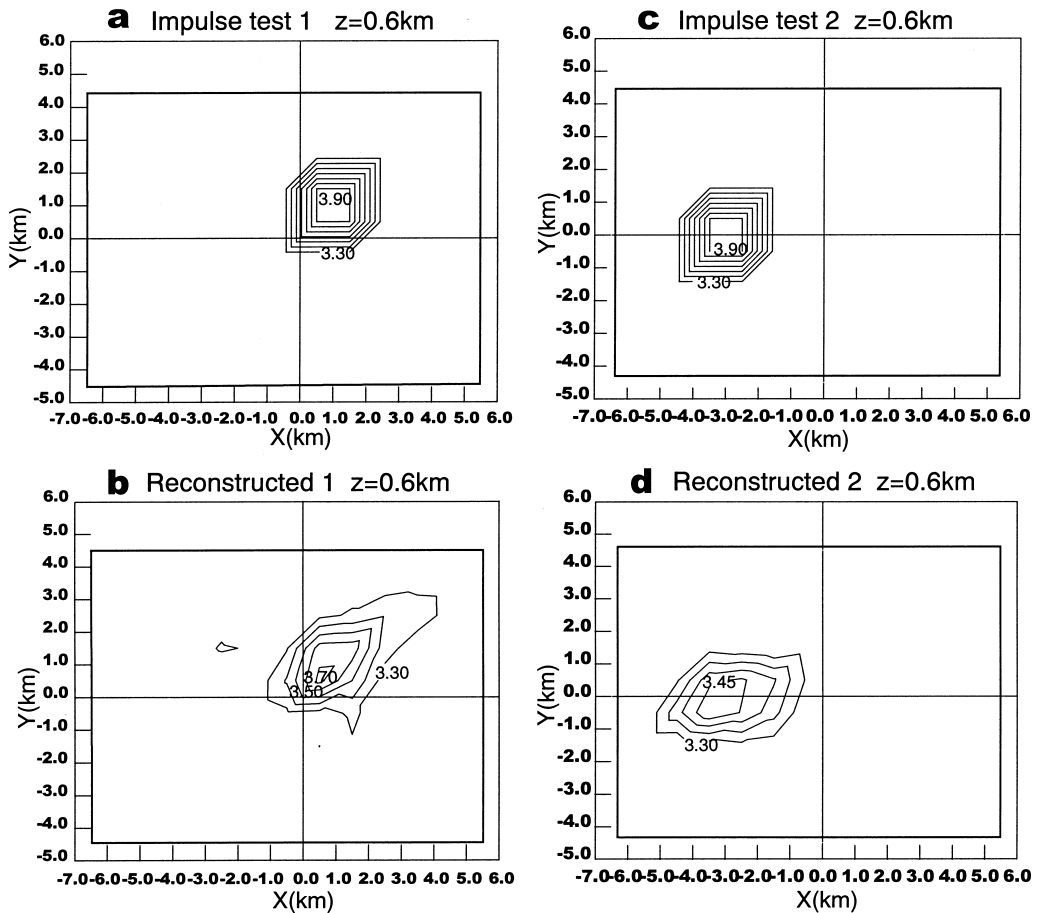


Fig. 7. Results of the impulse tests. Two models with an isolated anomaly block is tested. Inner frame in each panel indicates a region of the structure grid. (a) A model with a high velocity block at $(x, y) = (1.0, 1.0)$. (b) A reconstructed image of the model of (a). (c) Another model with a high velocity block at $(x, y) = (-3.0, 0.0)$. (d) The reconstructed image of the model of (c).

多くの波線が通過しもっとも分解能が高い $z = 0.6$ km のレベルの水平断面を Fig. 8a に示す。Fig. 8a で特徴的なことは $(x, y) = (-3.5, -0.5)$ から $(x, y) = (0.5, 0.5)$ にかけての帯状の地域に相対的に高い速度が現れ、 $(x, y) = (-4.6, 3.5)$ 周辺および $(x, y) = (3.0, 3.0)$ 周辺に低速度領域が現れていることである。以下、中央部に現れた高速度領域を HA、高速度領域 HA の北西に位置する低速度領域を LA、北東部の $(x, y) = (3.0, 3.0)$ 周辺に位置する低速度領域を LB とそれぞれ呼ぶことにする。

$z = -0.3$ km における水平断面を Fig. 8b に示す。Fig. 8b は $z = 0.6$ km の水平断面 (Fig. 8a) に比べて、特徴に乏しく初期値がほぼそのまま残っている。これは Fig. 10 に示されるように、波線の多くが $z = 0.6$ km ~ -0.2 km の間に集中しているために、チェッカーボードテストの結果 (Fig. 6c) と同様に $z = -0.3$ km のレベルにおける

速度構造の情報が十分に引き出されていないことを示している。

最終速度構造モデルの南北断面を Figs. 9a~9j に示す。これらのなかから特徴的な三つの地点、地点 CRA $(x, y) = (0.5, 0.5)$ 、地点 KUS $(x, y) = (-2.5, 0.5)$ 、地点 KOM $(x, y) = (-3.5, 3.0)$ における鉛直方向の速度分布をそれぞれ Final (CRA), Final (KUS), Final (KOM) として Fig. 4 に示す。

地点 CRA は現在も活動中の中岳火口に、地点 KUS は草千里に相当する。両地点は $(x, y) = (-3.5, -0.5)$ から $(0.5, 0.5)$ にかけての地域にひろがる高速度領域 HA に含まれる。さらに、地点 KOM は中央火口丘北西斜面に位置する側火山の一つである米塚付近に相当し、格子の北西寄りの低速度領域 LA に含まれる。Fig. 4 に示されるようにこれら三地点の速度構造のそれぞれは $z > 0.5$

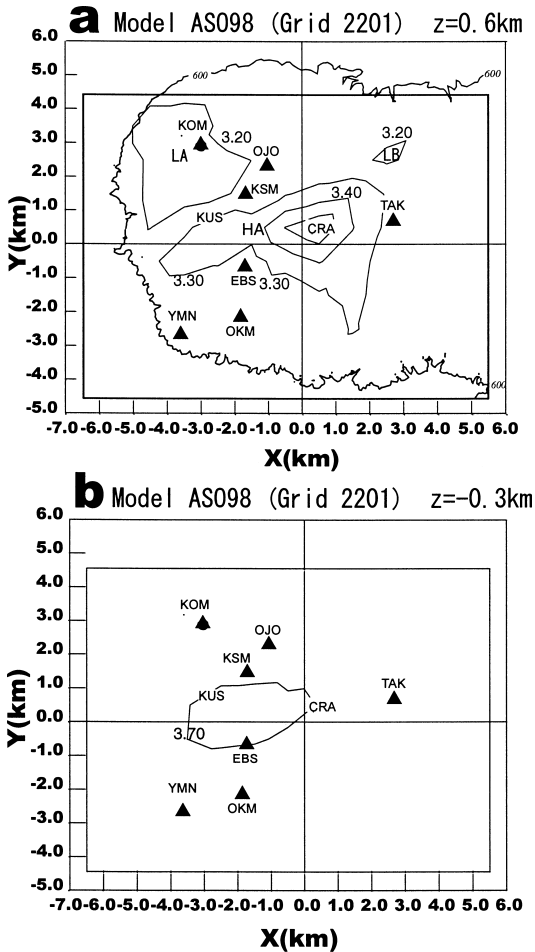


Fig. 8. Map view of the final structure for Model ASO98 (Grid 2201). (a) Fine lines with 3.20, 3.30 and 3.40 represent contour of P wave velocity at $z = 0.6\text{ km}$, a fine line with 600 represents a topographic contour of the altitude. (b) Fine lines with 3.20, 3.30 and 3.40 represent contour of P wave velocity at $z = -0.3\text{ km}$. A high velocity region marked HA and two low velocity regions LA and LB are estimated. Solid triangles indicate summits of the central cones.

km で、既存のどの速度構造よりも高い速度を示している。

6. 議 論

6-1 解析結果の検討

初期速度モデル ASO98 と構造格子 Grid 2201 の組み合わせに対するインバージョン結果 (Figs. 8, 9) は以下の検討から妥当であると考えられる。

Table 1. Statistics for each result in different grid configurations. A common velocity structure, Model ASO98, is assigned as the initial model for each grid configuration.

Grid	Mean residual (s)	Residual variance (s^2)	RMS residual	Solution variance ($\times 10^{-6}$)
2201	0.021	0.011	0.105	1.18
2101	0.042	0.007	0.093	1.66

まず、構造格子 Grid 2201 の格子点間隔が妥当なものであり、最終速度構造モデルにみられる高速度および低速度の分布パターンが格子点間隔に依存しないことを示すために、Grid 2201 とは異なる格子点間隔の速度構造格子 Grid 2101 を用いて、初期速度構造 ASO98 と組み合わせたインバージョンを行い、その結果を最終速度構造モデルと比較した。

Grid 2101 は水平方向と垂直方向の格子間隔をそれぞれ 2 km, 1 km とした。Grid 2101 の格子線は、 x 方向に 7 本 ($x = 6.0, -4.0, -2.0, 0.0, 2.0, 4.0, 6.0$)、 y 方向に 6 本 ($y = -4.5, -2.5, -0.5, 1.5, 3.5, 5.5$)、 z 方向に 4 本 ($z = -1.4, -0.4, 0.6, 1.58$) とし、総格子点数は合計 168 個とした。Fig. 5 b に Grid 2101 を用いた場合に対する解分散とデータ分散のトレードオフ曲線を示す。これらのトレードオフ曲線に先述の基準を適用し、Grid 2101 に対する最適な SIRT 法のダンピングファクターを 30 とした。

Grid 2101 と初期速度構造 Model ASO98 との組み合わせでインバージョンを行った結果のうち、 $z = 0.6\text{ km}$ のレベルの水平断面を Fig. 11a に示す。Fig. 11a には最終速度構造モデル Fig. 8a と同様に $(x, y) = (-3.5, -0.5)$ から $(x, y) = (0.5, 0.5)$ にかけての地域に高い速度が表れる一方、 $(x, y) = (-4.6, 3.5)$ 周辺および $(x, y) = (3.0, 3.0)$ 周辺に低速度が表れる傾向が認められる。

Table 1 に構造格子 Grid 2101 と Model ASO98 の組み合わせによるインバージョン結果の統計量を、最終速度構造モデルの結果とともに示す。最終速度構造モデルのほうが構造格子 Grid 2101 を用いたときよりも残差平均と解残差が小さい傾向が認められ、Grid 2201 を用いる最終速度構造モデルのほうがより適切である。

次に、Model ASO98 が初期速度構造モデルとして妥当であり、推定結果の傾向が初期速度構造モデルに依存しないものであることを示す。阿蘇火山ではこれまでに小野・外 (1984) と Sudo (1991) による速度構造モデルが用いられてきた。以下、小野・外 (1984) による速度構

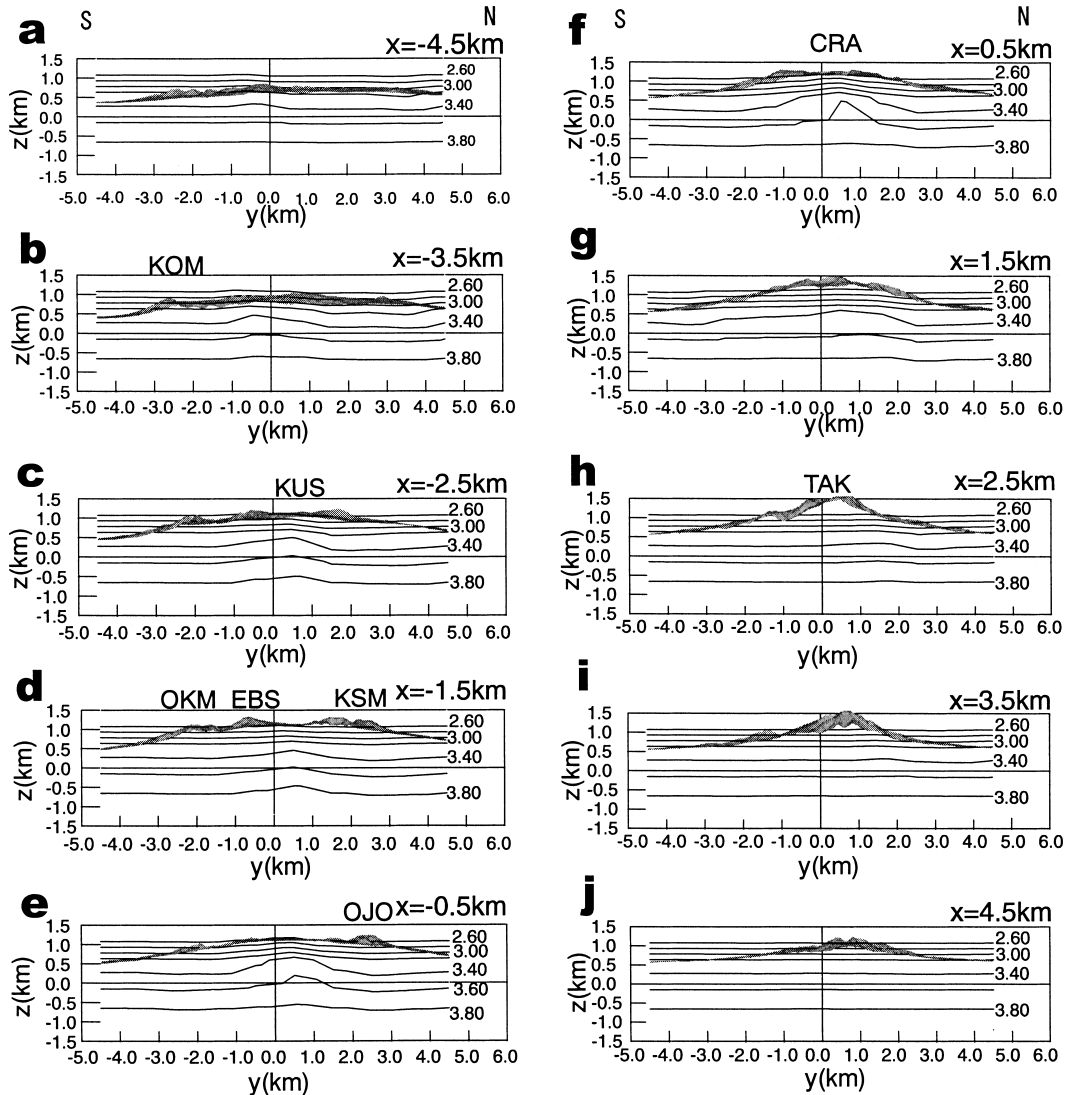


Fig. 9. N-S cross sections of the final structure from Model ASO98(Grid 2201). Location is denoted on the top right of the each section. Contours represent P wave velocity at depths. Numbers at the right sides of four significant contours represent the P wave velocity in km/s for each contour. A shaded shape describes topography of the central cones. Some significant places and summits are marked on the top the section. (a) A slice for $x = -4.5$ km, (b) for $x = -3.5$ km, (c) for $x = -2.5$ km, (d) for $x = -1.5$ km, (e) for $x = -0.5$ km, (f) for $x = 0.5$ km, (g) for $x = 1.5$ km, (h) for $x = 2.5$ km, (i) for $x = 3.5$ km and (j) for $x = 4.5$ km, respectively.

造モデルを Model O81 と呼び、Sudo (1991) によるものを Model S91 とそれぞれ呼ぶことにする。これら二つの一次元速度構造を初期速度構造として構造格子 Grid 2201 と組み合わせた場合のインバージョン結果を、最終速度構造モデルと比較する。

Model O81 を初期速度構造モデルとして用いたインバージョン結果の $z = 0.6$ km の水平断面を Fig. 11b に、

Model S91 を初期速度構造モデルとした結果の $z = 0.6$ km の水平断面を Fig. 11c に示す。これらの結果に見られる傾向は共通しており、 $(x, y) = (-3.5, -0.5)$ から $(x, y) = (0.5, 0.5)$ の付近にかけて相対的に高い速度が現れる。この高い速度の領域は Fig. 8a に示される最終速度構造モデルの高速度領域 HA とよく対応する。

Model O81 と Model S91 のそれぞれを初期速度構造モ

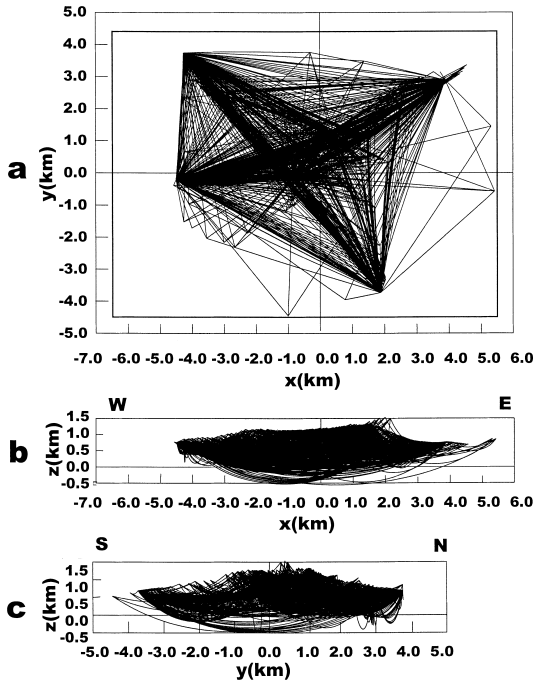


Fig. 10. Distribution of ray paths for final result from Model ASO98 (Grid 2201). (a) x-y projection, (b) y-z projection, and (c) x-z projection. An inner frame in (a) indicates the region of Grid 2201.

Table 2. Statistics for each result in different velocity profiles. A common grid configuration, Grid 2201, is applied for each velocity profile. The value “Iteration” represents rounds of model updating.

Model	Mean residual (s)	Residual variance (s ²)	RMS residual	Solution variance (×10 ⁻⁶)	Iterations
ASO98	0.021	0.011	0.105	1.18	23
S91	0.021	0.007	0.089	6.20	123
O81	-0.116	0.013	0.161	7.57	38

デルとしてインバージョンを行った結果の統計量を、最終速度構造モデルのそれとともに Table 2 に示す。Model O81 を初期速度構造モデルとした場合の走時残差平均は -0.116 s で、得られた速度構造モデルから計算された理論走時の方が全体的に観測値より遅い走時であることを示している。したがって、全体の速度構造の最適値は Model O81 を初期速度構造モデルとした推定結果より高い値をとることが示唆される。Model S91 を初期速度構造モデルとした場合は走時残差平均、残差分散、

解分散とも小さな値を示す。しかしながらこの組み合わせの時には、他の速度構造モデルを初期速度構造モデルとした場合に比較してモデル修正の回数 (Iteration) が圧倒的に多く、不安定な挙動を示唆している。一方、Model ASO98 を初期速度構造モデルとして用いた場合はこれら三者の中でもっとも Iteration の回数が少ない。

以上のことから、初期速度構造として Model ASO98 が3者の中で最適であると考えられ、また最終速度構造モデルの速度分布の傾向は初期値に依存しないものであることが確かめられた。

最後に、最終速度構造モデルの特徴が速度格子の位置に依存しないことを示す。Grid 2201 の格子線間隔をそのままにしてその位置を東に 0.5 km、南に 0.5 km ずらした構造格子 Grid 3201 を導入して、初期速度構造 Model ASO98 と組み合わせてインバージョンを行った。

Grid 3201 を用いた場合のインバージョン結果のうち $z=0.6$ km の断面を Fig. 11d に示す。Fig. 11d に示される Grid 3201 を用いた結果でも $(x, y) = (-3.0, 0.0)$ から $(0.5, 0.5)$ にかけての帯状の地域に相対的に高い速度が現れるうえ、 $(x, y) = (-4.0, 3.0)$ 周辺に低速度領域が現れる点は最終速度構造モデルの特徴と一致する。したがって、最終速度構造にみられる中央部の高速度領域と北西部および北東部の低速度領域の分布は、構造格子の位置に依存しないと考えられる。

以上の検討から構造格子 Grid 2201 と初期速度構造 Model ASO98 との組み合わせによって得られたインバージョン結果は妥当なものであり、最終速度構造モデルの信頼度は高いと考えられる。

6-2 解釈

Figs. 8, 9 に示された最終速度構造モデルには2つの特徴がある。一つは地点 CRA 周辺 ($(x, y) = (0.5, 0.5)$ 付近) から西南西方向に位置する地点 KUS 付近に向かって帯状の高速度領域 HA が存在すること、二つ目は中央火口丘北西斜面 ($(x, y) = (-4.5, 3.5)$ から $(x, y) = (0.5, 0.5)$ にかけての地域) に顕著な低速度領域 LA が存在することである。火山体の中央部直下に高速度領域が見られることは、今回の阿蘇火山の結果ばかりではなく、他火山にも認められる一般的な特徴のようである (たとえば Zollo *et al.* (1998) や西 (1997))。ただし、高速度領域 HA の詳細な形状の特定は以下の理由から難しい。Fig. 6 に示すチェッカーボードテストでは、高速度領域 HA に相当する場所のチェッカーボードパターンが比較的再現されていた。しかし、先述のように $(x, y) = (-3.0, 0.0)$ を中心に孤立した +20% 高速度ブロックをおいたインパルステストでは、推定された高速度域の形状が東

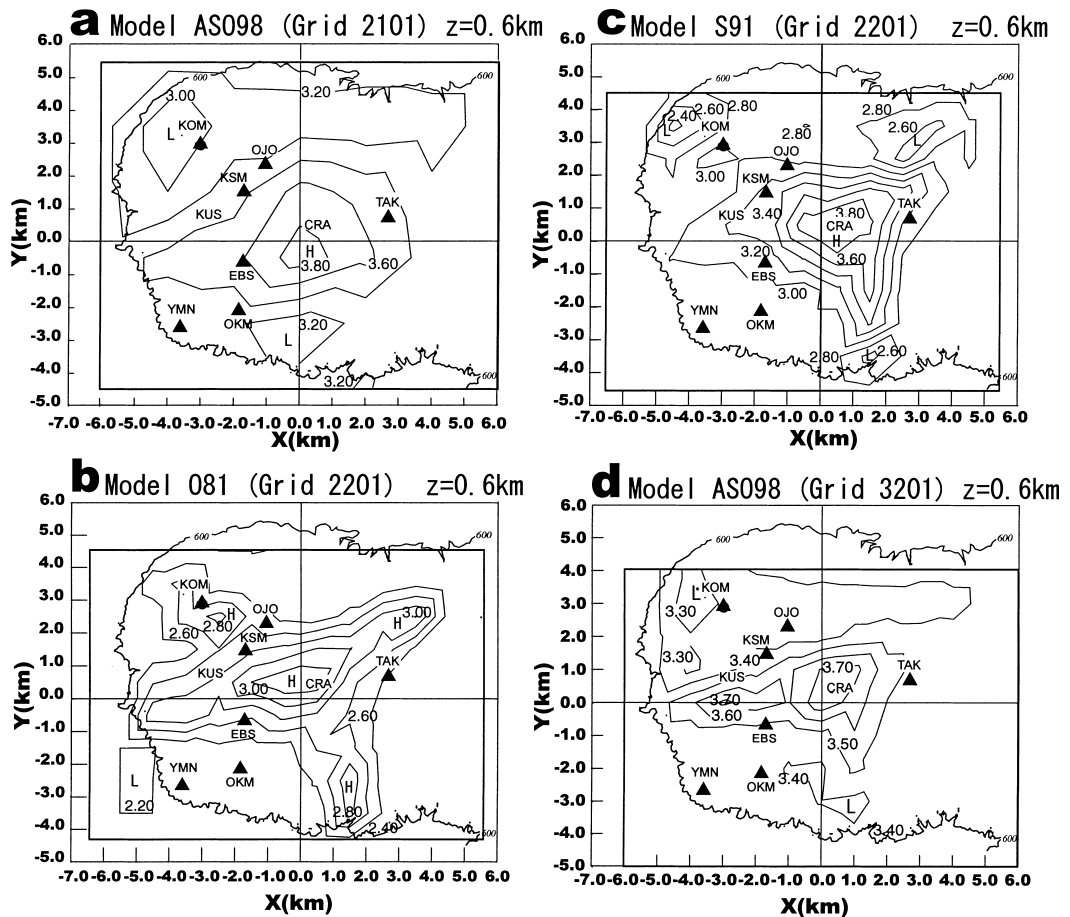


Fig. 11. P wave velocity distributions at $z=0.6$ km for (a) Model ASO98 (Grid 2101), (b) Model O81 (Grid 2201), (c) Model S91 (Grid 2201), and (d) Model ASO98 (Grid 3201). Inner frames indicate a range of the grid for each inversion. A thick curve marked by 600 is a topographic contour of 600 m above sea level. Solid triangles indicate major summits with its abbreviated name. Contours in each panel represent isovelocity lines and values in km/s are marked on them.

西方向に若干歪む (Fig. 7c, d). したがって、今回のインバージョン結果では、高速度領域 HA が帯状なのか複数の小さな高速度ブロックから構成されているかという区別は分解能の点から難しい。

高速度異常領域 HA は、以下の事実から中央火口丘山体を構成する緻密な噴出物あるいは山体内に潜在する貫入岩脈を示唆している。高速度領域 HA の西方延長上の Borehole では (Fig. 1), 新エネルギー・産業技術開発機構 (1992) による深層試錐 (N3-AS-1) が行われている。これによれば、地表 (標高 0.5 km) から標高 0.1 km までの 0.4 km の区間で 4 km/s を超える P 波速度をもつコアサンプルが得られている。これらのコアサンプルは旧期中央火口丘から新期火口丘の時期にかけて噴出したとされ、同じ試錐で得られたコアサンプルのなかでも空隙率

が小さく高い密度を示す。このコアサンプルは Borehole 一点の結果であり、全体を代表するものとは必ずしも言いきれないものであるが、解釈の手がかりとして重要な事実である。

新エネルギー・産業技術開発機構 (1991) が発表した等重力線図によれば、阿蘇中央火口丘は、その北西斜面と南斜面に中心をもつ 2 つの低重力値域の境界部に位置しており、その中央部には西南西から東北東に向かう高重力帯が認められる。一方、地震波の高速度領域 HA は西南西-東北東方向に細長く伸びる傾向があり、その走向は中央火口丘全体の地形の長軸方向とほぼ一致しているうえ、その位置は中央火口丘中央部の高重力帯と一致する。Komazawa (1995) によれば、中央火口丘中央部の尾根状の高重力帯は、中央火口丘山体内部の標高の高い

Table 3. Travel time residuals of each shot for the final result.

Shot	Mean residual (s)	Residual variance (s^2)
S1	0.082	0.009
S2	-0.066	0.009
S3	-0.008	0.006
S4	-0.036	0.003
S5	0.060	0.008
S6	0.170	0.004

部分まで高密度物質があると解釈されている。以上のことを考慮すると、CRA から西南西に伸びる高速度領域 HA は、様々な産状と弾性波速度を示す中央火口丘の過去の噴出物のなかでも貫入岩脈のように特に緻密で密度が高い部分によって構成されていると考えられる。

一方、低速度領域 LA は新エネルギー・産業技術開発機構 (1991) の等重力線図に示された中央火口丘北西斜面の低重力領域の中心部に、低速度領域 LB は同じ低重力領域の縁辺部にそれぞれ一致する。このことは二つの低速度領域 LA と LB は推定に用いた波線分布の偏り (Fig. 10) によって人為的に分割されて表示されており、両者が本来は同一の低速度領域をあらわしていることを示唆している。

低速度領域 LA で推定された速度の絶対値は、より低い速度である可能性がある。最終速度構造モデルにおける各発破の走時残差 (table 3) に示されるように、低速度領域 LA に位置する発破 S6 に対する走時残差平均は 0.170 s と比較的大きな正の値をとる。これは、他の S1~S5 の 5 つの発破のそれぞれの走時残差平均よりも 2~3 倍大きい。発破 S6 に対する大きな正の走時残差の原因としては、S6 近傍の観測点で他の 5 つの発破に対する走時残差が 0.1 秒前後と比較的大きな正の値を示す傾向があることから、ショットポイント S6 周辺のみを表層部の低速度の存在が考えられる。

なお、ショットマークの刻時誤差は、最大 5 ms と推定されている (須藤・他, 2002) ので、発破 S6 の大きな走時残差の原因としては考えにくい。

したがって、中央火口丘北西斜面に位置する S6 の周囲における真の速度は今回の推定値よりさらに低く、中央火口丘北西斜面は、中央火口丘の他の部分よりも密度と地震波速度がともに小さい物質から構成されていると

考えられる。

本研究の結果では $z > 0.5$ km で既存の一次元速度構造のいずれよりも高い速度が推定されたが、これは中央火口丘直下に低速度領域の存在を指摘した Sudo and Kong (2001) の結果と矛盾するものではない。Sudo and Kong (2001) が指摘する低速度領域は海面下 5 km 付近に推定されており、本研究の速度構造モデルの最大深度よりさらに深部である。さらに、本研究の結果として得られた速度構造を外挿すると、Sudo and Kong (2001) の該当する部分の速度構造と矛盾なく接続できる。

6. まとめ

九州中央部に位置する阿蘇火山中央火口丘において得られた人工地震探査データを用いて三次元 P 波速度構造を推定した。解析の結果として得られた速度構造は、標高 0.5 km 以上でこれまでに提唱されたとの一次元速度構造よりも高い値をとることが示された。また三次元速度構造の推定結果からは、中央火口丘山体の中央部の高速度領域と北西部を中心とする低速度領域の存在が明らかになった。高速度領域は活動中の中岳火口の直下からその西南西方の草千里周辺にまで伸び、南北方向への広がりには大きくない。高速度領域は高重力値の尾根に一致し、貫入岩脈などの高密度な物質の存在を示唆している。高速度領域は中央火口丘山体の物質供給路の配列を反映している可能性がある。一方、中央火口丘北西斜面を中心に位置する顕著な低速度領域は低重力値の分布する地域と一致し、密度と地震波速度がともに低い物質の存在を示している。このことは阿蘇中央火口丘北西斜面が、中央火口丘のその他の部分と異なる物質で構成されていることを意味している。

謝 辞

本研究ではデータの取得にあたり、プロジェクト ASO98 参加者のご協力をいただいた。以下に敬称略で記した上で、謝意を表します。なお、所属については都合により省略させていただきました。

小野博尉, 田中良和, 橋本武志, 外 輝明, 増田秀晴, 迫 幹雄, 吉川 慎, 坂中伸也, 中坊 真, 長谷英彰, 松下誠司, 筒井麻貴, 吉川美由紀, 岡田 弘, 前川徳光, 和田直人, 浜口博之, 仁田交市, 堀 修一郎, 西村太志, 田中佐千子, 渡邊理恵子, 小林知勝, 大場 武, 野上健治, 平林順一, 野津憲治, 森 俊哉, 鍵 裕之, ヘルナンデス ベドロ, 渡辺秀文, 鍵山恒臣, 長田 昇, 萩原道徳, 小山悦朗, 増谷文雄, 辻 浩, 宗包浩志, 寺田暁彦, 水野高志, 鶴我佳代子, 市原美恵, 川勝 均, 岡部 明, 谷 健司, 大林政行, 鈕 鳳林, 山村恵子, 山本 希,

三澤美香, 飯高 隆, 金嶋 聡, 山岡耕春, 奥田 隆, 河合優行, 清水 洋, 植平賢司, 内田和也, 高木朗充, 渡邊篤志, 中村めぐみ, 栗山 都, 八木原 寛, 平野舟一郎, 岸本優子, 池田 滋, 小窪則夫, 村上龍二, 筒井良隆, 高松政美, 中村政文, 嶋津 稔, 鳥巢啓多, 福田信夫, 山本 肇, 安藤 浩, 袴田亜希子.

また, 本研究の経費の一部は平成 10 年度文部省科学研究費補助金 基盤研究 (B)(1)「活動火山におけるマグマ熱水構造探査方法の実用化実験」(代表者: 須藤靖明, 課題番号 10554018) と, 平成 10 年度文部省科学研究費補助金 奨励研究 (A)「人工地震を用いた活火山の物質供給路システムの研究」(代表者: 筒井智樹, 課題番号 10740218) を使用した. 本研究の人工地震観測経費は火山噴火予知計画経費「火山体構造探査」および東京大学地震研究所平成 10 年度特定共同研究「火山体構造探査」(代表: 井田喜明, 1998-A-01) により行われた.

さらに, 観測で使用した計器は大部分が上記のメンバーが持ち寄ったものであったが, 国立極地研究所 金尾政紀氏と東京大学地震研究所 岩崎貴哉氏にも協力をいただいた. 三次元インバージョンのプログラムコードは海上保安庁水路部 松本良浩氏から供していただいた. 波形作図に用いたサブルーチンは京都大学防災研究所 渋谷拓郎氏が作成したものを改変のうえ利用させていただいた. 査読者である匿名の方一名と鹿児島大学理学部 八木原 寛氏には, 本稿の改善に有益な数多くのコメントを複数回にわたっていただいた. また, 東北大学大学院理学研究科 西村太志氏には本稿の編集担当として多数の有益なご意見をいただいた. ここに記して感謝の意を表します.

引用文献

Dines, K. and Lytle, J. (1979) Computerized geophysical tomography. *Proc. IEEE*, **67**, 1065–1073.

Eberhart-Phillips, D. (1986) Three-dimensional velocity structure in northern California coast ranges from inversion of local earthquake arrival times. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1025–1052.

Hager, B. H., Clayton, R. W., Richards, M. A., Comer, R. P. and Dziewonsky A. M. (1985) Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. *Nature*, **313**, 541–545.

Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Matsubayashi, H., Ohminato, T., Sudo, Y., Tsutsui, T., Uhira, K., Yamasato, H., Ito, H. and Legrand, D. (2000) Aso94: Aso seismic observation with broadband instruments. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **101**, 129–154.

菊池茂智 (1962) 阿蘇山における短周期火山性微動について. *火山*, **7**, 1–16

気象庁 (1984) 阿蘇山. 日本活火山総覧, 337–354.

国立天文台編 (2001) 理科年表. 丸善, 1042pp.

Komazawa, M. (1995) Gravimetric analysis of Aso Volcano and its interpretation. *J. Geodetic. Soc. J.*, **41**, 17–45.

Legrand, D., Kaneshima, S. and Kawakatsu, H. (2000) Moment tensor analysis of near field broadband waveforms observed at Aso Volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **101**, 155–169.

松林弘智 (1995) 阿蘇火山の長周期微動と土砂噴出に先行する長周期地震波の発生源. 東京大学大学院理学系研究科修士論文.

森 健彦・須藤靖明・吉川 慎 (2001) ハイブリッド微動—阿蘇火山静穏期に発生する火山性微動—. *月刊地球*, **23**, 558–564.

西 潔 (1997) 構造探査データを用いた霧島火山体浅部の 3D 速度構造. *火山*, **42**, 165–170.

小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図. 地質調査所, 8pp.

小野晃司・渡辺一徳・星住英夫・高田英樹・池辺伸一郎 (1995) 阿蘇火山中岳の灰噴火とその噴出物. *火山*, **40**, 133–152.

小野博尉 (1983) 阿蘇火山口近傍の地震波振幅異常. 京大防災研究所年報, **26B-1**, 31–41

小野博尉・外 輝明 (1984) 阿蘇火山中岳周辺の地震活動 (1981 年). 阿蘇火山の集中総合観測 (第 2 回) 報告 (1981 年 8~12 月), 7–16.

Prothero, W. J., Taylor W. J. and Eickemeyer, J. A. (1988) A fast, two-point three-dimensional raytracing algorithm using a simple step search method. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1190–1198.

Sassa, K. (1935) Volcanic micro-tremors and eruption-earthquakes (Part 1 of the Geophysical studies on the Volcano Aso). *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ.*, **18**, 255–293.

Sassa, K. (1936a) Micro-Seismometric study on eruptions of the Volcano Aso (Part II of the Geophysical studies on the Volcano Aso). *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ.*, **19**, 11–56.

Sassa, K. (1936b) Anomalous deflection of seismic rays in volcanic districts, *Mem. Coll. Science, Kyoto Imp. Univ. Ser. A*, **19**, 65–78.

新エネルギー・産業技術開発機構 (1991) 平成 2 年度全国地熱資源総合調査 (第 3 次) 広域熱水流動系調査阿蘇地域 地熱調査成果図集, 115pp.

新エネルギー・産業技術開発機構 (1992) 平成 3 年度地熱開発促進調査阿蘇山西部地域構造試錐及び調査工事報告書, 353pp.

Sudo, Y. (1991) An attenuating structure beneath the Aso Caldera determined from the propagation of seismic waves. *Bull. Volcanol.*, **53**, 99–111.

Sudo, Y. and Matsumoto, Y. (1998) Three-dimensional P-wave velocity structure in the upper crust beneath Kuju volcano, central Kyushu, Japan, *Bull. Volcanol.*, **60**, 147–159.

Sudo, Y. and Kong, L. S. L. (2001) Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.*, **63**, 326–344.

須藤靖明・他 89 名 (2002) 阿蘇火山における人工地震探査—観測および初動の読みとり—. 地震研究所彙報,

- 77, 303–336.
- Thurber, C. H. (1993) Local earthquake tomography: velocities and V_p/V_s -theory. In: **Seismic tomography**, Iyer, H. M. and Hirahara, K. (eds), Chapman and Hall, London, 563–583.
- Um, J. and Thurber, C. H. (1987) A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 972–986.
- Van der Sluis, A. and Van der Vorst, H. A. (1987) Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems. In: **Seismic tomography**, Nolet, G. (ed.), Reidel, Hingham, Mass., 49–84.
- Wada, T. and Kamo, K. (1964) A simplified model of upper crust from seismic wave velocities at Volcano Aso. *Special Contr. Geophys. Inst., Kyoto Univ.*, **4**, 91–104.
- Wada, T. and Nishimura, K. (1971) Apparent azimuths of P waves and a structure under the volcano Aso. *Contr. Geophys. Inst., Kyoto Univ.*, **11**, 179–189.
- 和田卓彦・西村敬一 (1981) 阿蘇カルデラの地下構造について. *火山*, **26**, 83–92.
- Yamamoto, M., Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Mori, T., Tsutsui, T., Sudo, Y. and Morita, Y. (1999) Detection of a crack-like conduit beneath the active crater at Aso volcano. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3677–3680.
- 吉川宗治・加茂幸介・狐崎長琅 (1959) 阿蘇火山中岳火口周辺における地震探査. *火山*, **4**, 20–32.
- Zollo, A., Gasparini, P., Virieux, J., Biella, G., Boschi, E., Capuano, P., de Franco, R., Dell’Aversana, P., de Matteis, R., De Natale, G., Iannaccone, G., Guerra, I., Le Meur, H. and Mirabile, L. (1998) An image of Mt. Vesuvius obtained by 2D seismic tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **82**, 161–173.

(編集担当 西村太志)