

火山における 3 次元地震波速度トモグラフィー実践法

中道 治久*

(2021 年 11 月 12 日受付, 2022 年 2 月 7 日受理)

Practice Tomographic Methods to Estimate Three-dimensional Velocity Structures of Volcanoes

Haruhisa NAKAMICHI*

1. はじめに

地震波速度は岩石の密度や岩石内の流体の割合を推定するための重要な物性値である。地下の地震波速度の分布を推定する手法として地震波速度トモグラフィー法がある。トモグラフィーという用語は医療で使われる X 線による撮影方法の名称からの借用である。地震波速度トモグラフィー法は 3 次元速度構造を推定する手法で、地震波の初動の走時（地震波が震源から観測点に到達するまでの経過時間）を用いる手法、初動と反射波や変換波の走時を組み合わせる方法と、波形インバージョンによる方法がある (Iyer and Hirahara, 1993)。その中でも、最も基本的な解析は初動走時を用いる地震波走時トモグラフィー法であり、火山構造探査においても活用されてきた (筒井, 2005)。以降、簡単のために地震波走時トモグラフィーを地震波トモグラフィーと呼ぶ。

地震波を用いた火山構造探査には、人工地震を用いる方法と自然地震を用いる方法がある。前者は主に地下数 km の深さまでの速度構造を、後者は火山下の地殻とマントルの構造を推定することに利用される。例えば、国内において 1994 年から 2008 年に毎年あるいは隔年で行われた人工地震による火山構造探査では、地震波トモグラフィー解析により推定された 3 次元速度構造から、火山口直下に高速度領域が多くの火山で見つかった (Tanaka *et al.*, 2002; Yamawaki *et al.*, 2004; Onizawa *et al.*, 2007, 2009; 八木原・他, 2010)。また、自然地震による火山構造探査も実施され、地震波トモグラフィー解析から火山直下の上部地殻に低速度領域の存在が指摘された (Nakamichi *et al.*, 2007; Yukutake *et al.*, 2015)。海外では、

例えば、St. Helens 火山において実施された iMUSH プロジェクト (imaging Magma Under St. Helens, 2014-2016 年) によって超稠密地震観測網が展開され、自然地震観測と人工地震観測が行われた (Hansen *et al.*, 2016)。自然地震と人工地震のデータを組み合わせた高解像度の地震波トモグラフィー解析から、St. Helens 火山は地殻浅部から深部に存在する高速度領域の縁上に位置していることが明らかになった (Kiser *et al.*, 2019)。

このように、地震波トモグラフィー法は、国内外の火山で実施された人工地震や自然地震の観測データに適用され、火山の構造を理解する上で重要な知見をもたらしている。そこで、本解説紹介は、火山を対象とした地震波トモグラフィーによる 3 次元地震波速度構造の推定方法と推定結果の解釈法についてまとめる。特集「次世代研究者のための火山学講座」の一つとして、次世代の火山研究者が、地震波トモグラフィー法の原理や特徴、また速度構造の信頼度を理解し、火山の 3 次元速度構造を理解する上での基礎的な知識を解説する。以下の 2 章では、まず地震波トモグラフィーによる 3 次元速度構造推定の基本原理を述べる。地震波トモグラフィーは 3 次元速度構造インバージョンの部分と 3 次元速度構造における走時計算の部分で構成される。3 章では地震波トモグラフィーに必要なデータセットの準備と初期速度構造について述べ、地震観測および 3 次元速度構造インバージョンにおけるグリッド点の設定、地震波初動の到達時刻の読み取り、3 次元速度構造インバージョンにおける初期速度構造の作成を解説する。Fig. 1 に地震波トモグラフィーにおけるデータ準備から解析までの手順を示

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

Yokoyama-cho, Kayoshima 891-1419, Japan.

e-mail: nakamichi@svo.dpri.kyoto-u.ac.jp

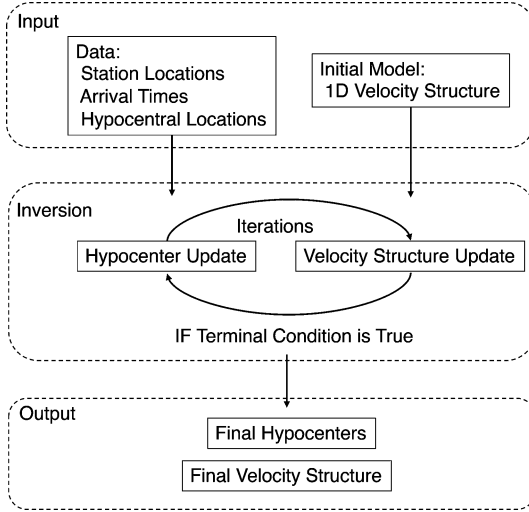


Fig. 1. A flow diagram showing the procedure of travel-time tomography.

す。4章では地震波トモグラフィーで推定される3次元地震波速度構造の信頼性評価と表示方法について述べる。5章では火山直下で推定される高速度および低速度の構造の解釈について述べる。6章と7章において、地震波トモグラフィーを使って火山直下の3次元速度構造を推定することについての制約や課題、今後の展望について述べる。

2. 地震波トモグラフィー法

2-1 3次元速度構造インバージョン

地震波トモグラフィー解析に用いられる3次元速度構造インバージョン法は数多く提案されている（例えば、Zhao *et al.*, 1992; Benz *et al.*, 1996; Thurber and Eberhart-Phillips, 1999; Zhang and Thurber, 2003）。また、多くの地震波トモグラフィー解析プログラムは自由にもしくは作者に照会して利用できるもので、実際に解析に取り組む場合はそれらを利用することが多いであろう。これらの手法を全て紹介することは出来ないため、ここではこれらの手法で共通した部分のみ説明する。

Fig. 2に地震の震源と観測点とそれらを結ぶ波線（地震波が伝わる経路）と後述のグリッド点配置を示す。地震*i*の震源から観測点*j*にP波（もしくはS波）が到達するまでの経過時間（走時）を T_{ij} とし、地震*i*の発震時刻を τ_i とすると、観測点*j*でのP波（もしくはS波）の到達時刻 t_{ij}^{gal} は

$$t_{ij}^{gal} = \tau_i + T_{ij} = \tau_i + \int_{source}^{station} \frac{1}{v(\mathbf{x})} ds = \tau_i + \int_{source}^{station} u(\mathbf{x}) ds \quad (1)$$

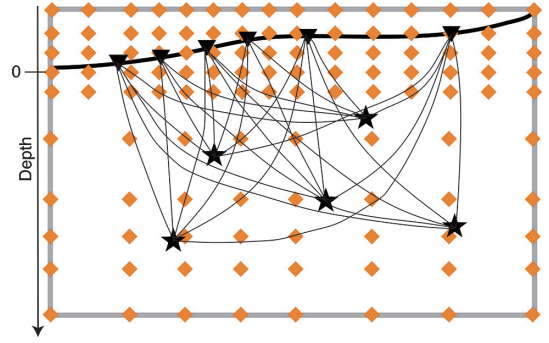


Fig. 2. A cross-sectional schematic view of seismic travel-time tomography. Stars and invert triangles represent hypocenters and seismic stations, respectively. Thick black line shows the ground surface, while thin black lines show ray paths between hypocenters and seismic stations. Orange diamonds are the grid nodes having velocity values.

と表される。ここで、 \mathbf{x} は空間座標 (x_1, x_2, x_3) で、 $v(\mathbf{x})$ と $u(\mathbf{x})$ はそれぞれ地震波速度とスローネスである。 ds は波線に沿った長さ要素で、走時 T_{ij} は波線経路に沿った線積分で表される。そして、地震波の到達時刻の観測値 t_{ij}^{obs} と式(1)で定義される計算値の差を走時残差 r_{ij} とし、線形近似にて震源（座標と発震時刻）と速度構造モデル変数に対する修正項と関係づけると、

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{gal} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \int_{source}^{station} \delta u(\mathbf{x}) ds \quad (2)$$

で表される。ここで、震源座標に関する偏微分係数 $\partial T_{ij} / \partial x_k$ は震源におけるスローネスと波線ベクトル成分で表される（Thurber, 1986）。

$$\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} = - \left[u \frac{dx_k}{ds} \right]_{source} \quad (3)$$

速度構造を L 個のグリッド点に割り当てて離散化すると、式(2)は以下のように書き換えられる。

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \sum_{l=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \quad (4)$$

ここで、 m_l はグリッド点における速度である。速度構造モデルに関する偏微分係数 $\partial T_{ij} / \partial m_l$ は、走時 T_{ij} における速度構造モデル変数 m_l の相対的影響を反映した波線経路に沿った線積分で表される。(4)式の右辺の第一項は震源座標の変化の項で、第二項は発震時の変化を表し、第三項は速度構造の変化の項である。地震*i*に対して複数の観測点で(4)式が成り立つので、それを行列形式で

表すと、

$$\mathbf{r}_i = \mathbf{A}_i \Delta \mathbf{h}_i + \mathbf{B}_i \Delta \mathbf{m} \quad (5)$$

となる。ここで、 \mathbf{r}_i は走時残差ベクトル、 \mathbf{A}_i は震源についての偏微分係数行列、 $\Delta \mathbf{h}_i$ は震源の修正ベクトル、 \mathbf{B}_i は速度構造モデルに関する偏微分係数行列、 $\Delta \mathbf{m}$ はリファレンス速度構造モデルに対する修正ベクトルである。式(5)を複数の地震について作り、行列を解くことで震源と速度構造モデルに関する修正ベクトル $\Delta \mathbf{h}$ と $\Delta \mathbf{m}$ を求めることになるが、一度に両者を求めず別々に求めることにする。震源についての偏微分係数行列 \mathbf{A}_i において、 $\mathbf{U}_0^T \mathbf{A}_i = 0$ となる行列 \mathbf{U}_0 を式(5)の両辺に掛けることで震源に関する項が消え、残差ベクトルと速度構造モデルの項からなる方程式となる (Pavlis and Booker, 1980; Spencer and Gubbins, 1980)。

$$\mathbf{r}' = \mathbf{B}' \Delta \mathbf{m}. \quad (6)$$

式(6)は観測方程式である。初期値(震源とリファレンスとなる構造)を与えることで \mathbf{B}' 行列を計算し、観測量と予測値から与えられる \mathbf{r}' から、モデル変数(震源座標、発震時刻、速度値)を推定することが出来ることを示す。

行列 \mathbf{B}' はとても疎であることが多い。なぜならば、近傍に波線が通過しない速度グリッド点が多いからである (Fig. 2)。したがって、式(6)をそのまま解くことで $\Delta \mathbf{m}$ を求めることはしない。このような問題の場合はダンピングを導入する。また、速度構造モデルの修正項について近隣する修正項の値がばたつかないような平滑化制約条件 (Lees and Crosson, 1989) を付ける工夫もなされる。これらの条件と式(6)と合わせて、

$$\begin{bmatrix} \mathbf{B}' \\ \lambda \mathbf{I} \\ k \mathbf{L} \end{bmatrix} \Delta \mathbf{m} = \begin{bmatrix} \mathbf{r}' \\ \mathbf{0} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \quad (7)$$

として、最小自乗法から速度構造モデルに対する修正ベクトル $\Delta \mathbf{m}$ を求める。ここで、 \mathbf{I} は単位行列、 \mathbf{L} は平滑化制約条件行列を表し、 λ はダンピング係数、 k は平滑化係数である。一般的に行列式(7)の要素数は多いため、解を求めるために共役勾配法の一つであるLSQR法 (Paige and Saunders, 1982) が用いられる。ダンピング係数 λ を大きく設定して解を求めると、式(7)の2行目の関係式の寄与が大きくなり、求められる $\Delta \mathbf{m}$ は小さくなる。つまり、初期構造から速度構造を変化させないような制約を与えることを意味する。一方、平滑化係数 k を大きく設定すれば、隣接するグリッド点との $\Delta \mathbf{m}$ の差が小さくなる。つまり、速度構造の空間変化を抑制するよ

うな制約を与えることを意味する。そこで、ダンピング係数 λ およびスムージング係数 k はトレード・オフ解析 (例えば, Thurber *et al.*, 2009) にて決定する。トレード・オフ解析では、複数の係数を設定してインバージョンを行い、結果として得られた走時残差から求まる分散とモデル構造のばたつきを表す分散との関係のトレード・オフ曲線を描いて係数を決める。

次に、修正ベクトル $\Delta \mathbf{m}$ を用いてアップデートした速度構造モデルを用いて、震源の修正ベクトル $\Delta \mathbf{h}$ を求めて、震源要素をアップデートする。これを解析者が指定する回数繰り返すか、残差 r_{ij} が指定する収束条件を満たすまで繰り返す。これにより震源と速度構造モデルの変数が修正されて最終的な解となる。なお、人工地震を用いる場合は震源(位置と発震時刻)が既知であるため、速度構造モデル変数についてのみ行列を解くことになる。

2-2 3次元速度構造における走時計算

前節において3次元速度構造インバージョン解析について説明したが、インバージョン解析において必須となる速度構造モデルに対して地震波走時の計算について簡単に述べる。地震波走時の計算方法については数多く提案されているが、その全てが高周波近似と等方媒質の仮定により波動方程式を単純化して得られるアイコナル方程式

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2 = s^2(x, y, z) \quad (8)$$

を用いている (例えば, Červený, 2001)。ここで T は走時、 s は媒質のスローネスである。

アイコナル方程式(式(8))の解法の代表的なものとして、疑似ベンディング (Pseudo-bending, PB) 法 (Um and Thurber, 1987) がある。これは、走時計算において十分な正確さを保持しながら効率良く2点間の波線追跡を行えるアルゴリズムであるため、多くの地震波トモグラフィ解析に用いられてきた (例えば, Zhao *et al.*, 1992; Thurber and Eberhart-Phillips, 1999; Zhang and Thurber, 2003)。そして、PB法は火山における地震波トモグラフィにおいても用いられてきた (例えば, Tanaka *et al.*, 2002; Yamawaki *et al.*, 2004; Nakamichi *et al.*, 2007; Onizawa *et al.*, 2007, 2009; Yukutake *et al.*, 2015, 2021)。PB法では、震源と観測点を結ぶ直線が初期の波線となる。そして、この直線を分割してフェルマー則を満たすように分割点を空間移動させる。この分割と分割点の移動を繰り返すことにより、最も走時が小さくなる波線を見つかる。

火山地域のように、構造の不均質性が大きく地震波速

度の空間的な変化が大きい媒質に PB 法を用いることの是非は、しばしば議論になってきた。例えば、地震波速度が局所的に大きく変化する構造では、高速度域へ回折する地震波（回折波）が初動となって現れることがある。速度変化が大きいと考えられる火山においては、回折波の走時を考慮できる差分法（Podvin and Lecomte, 1991; Benz *et al.*, 1996）により走時を計算し、トモグラフィー解析が行われている。

差分法を用いた走時計算は、ホイヘンスの原理に基づいて行われる。すなわち、媒質中に無数の 2 次波源があり、波面が到達した瞬間に 2 次波源は球面波を放出するとし、次の波面はそれらを足し合わせたものとする。そのため、速度構造の不均質性が大きい媒質においても波線の計算が可能である。差分計算は媒質を立方体ブロックに分割して与える。速度値はブロック毎に与え、ブロック内では速度は一定である。初動到達時刻データは各ブロックの各頂点で定義し、既に初動が到達しているグリッド点及び周囲 8 個のブロック内の速度から隣接する 26 個のグリッド点における走時を計算する。この際に、平面波の伝搬を仮定して各グリッド点の走時値を用いてその間の空間中の各点における初動の到達時刻を線形補間による内挿で求める。グリッド点からグリッド点への波線の到達だけでなく、立方体ブロックの面を波線が交差して、グリッド点に到達する場合も考慮する。各グリッド点について考え得る場合をすべてについて走時を計算し最小となる値を初動到達時刻とする。なお、平面波の伝搬を仮定しているため、この仮定が崩れる震源付近においてはグリッド点間隔を細かくする工夫がなされる。

速度変化が大きい媒質における走時計算法には、差分法の他にも、グラフ理論を利用した方法（Nishi, 2001, 2002）が提唱されている。

3. データセット準備と初期構造設定

3-1 地震観測と速度構造推定グリッド点設定

地震波走時を用いて火山の 3 次元速度構造を推定するためには地震観測を行う必要がある。前述の通り人工地震を用いる方法と自然地震を用いる方法がある。前者は高密度に震源と観測点を配置することも可能であるが、両者は地表にあるため、地震波走時トモグラフィーでは火山深部の構造を得ることはできない。一方、自然地震を用いる方法では火山深部の構造を得ることはできるが、震源に偏りがあるため火山直下において研究目的を満たす解像度と信頼度で速度構造が得られる保証はない。以降では、既往研究から観測点間隔と速度構造の解像度の関係について述べる。これによりどの程度の観測

点密度が必要か、もしくはどの程度の解像度の速度構造が得られるかの大凡の目安になる。グリッド点間隔を設定する客観的な基準や決まりは存在していないが、観測点分布と観測点間隔と地震の震源分布、そして対象とする地震波の波長、そしてインバージョンで推定する速度値変数の数が走時データ数を超過しないという制約から決めるが、ここでは実例を参考にする。

まず、1990 年代後半から 2000 年代前半に国内にて行われた人工地震による火山構造探査における地震波トモグラフィー解析が行われた例について説明する。2000 年に岩手山で行われた探査では、山頂から約 10 km 以内の領域で 0.5~1 km 間隔、山頂から 10 km 以上の領域で約 2 km の間隔で地震計が設置された（田中・他, 2002）。そして、地震波トモグラフィー解析のグリッド点は水平方向に 4 km 間隔、鉛直方向に 1 km 間隔に設定された（Tanaka *et al.*, 2002）。2001 年に有珠山にて行われた構造探査では、山体近傍で約 0.8 km の間隔、山体から離れた領域では 2~4 km の間隔で地震計が設置され、水平方向に 2 km、鉛直方向に 1 km のグリッド点間隔で地震波トモグラフィー解析が行われた（Onizawa *et al.*, 2007）。2002 年に実施された北海道駒ヶ岳の構造探査では、山頂から約 10 km 以内の領域で 1~2 km 間隔で地震計が設置され、水平方向および鉛直方向に 1.5 km 間隔にグリッド点を設定して地震波トモグラフィー解析が行われた（Onizawa *et al.*, 2009）。

一方、自然地震を用いた火山構造探査は、国内では 2002 年から本格的に始まった。その最初が 2002 年から 2005 年に行われた富士山稠密地震観測である（渡辺・他, 2007）。2000 年から 2002 年にかけて国の高感度地震観測網（Hi-net）の整備が進み（Obara *et al.*, 2005）、観測点配置が疎な山麓や山頂に近い地域に臨時地震観測点を追加で設置することで、富士山山頂から 20 km の範囲内に約 5 km の間隔で観測点を配置することが可能となった（渡辺・他, 2007）。その結果、地震波トモグラフィー解析では最も細かいグリッド点間隔は水平方向と鉛直方向ともに 5 km に設定された（Nakamichi *et al.*, 2007）。国内において、これまでに最も稠密な観測点を展開して自然地震を利用した火山構造探査が行われたのは箱根火山である。平均的な観測点間隔は 2~3 km であり、地震波トモグラフィー解析における最も短いグリッド点間隔は水平方向と鉛直方向において 3 km である（Yukutake *et al.*, 2021）。広範囲を解析対象領域とした地震波トモグラフィー解析も行われている。Alanis *et al.* (2012) は、定常地震観測点のデータから、南九州の速度構造を求め、始良カルデラ直下の構造を議論した。始良カルデラ周辺の観測点の間隔は約 10~20 km で、地震波トモグラフィー

解析におけるグリッド点間隔は水平方向に15km、鉛直方向に10kmである。

人工地震および自然地震を用いた火山構造探査における観測点間隔と地震波トモグラフィー解析のグリッド点間隔の関係について上記で述べた。まとめると、観測点間隔とグリッド点間隔が同じ、もしくは観測点間隔はグリッド点間隔の数分の1である。よって、観測点間隔とグリッド点間隔は同じくらいか、観測点間隔の方が短いと認識しておけばよい。大凡は観測点間隔とグリッド点間隔が同じ程度とした上で、対象とする火山で得たい解像度を想定して観測点を展開する。もしくは、既存の観測によるデータを使う場合は対象とする火山の近傍にある観測点の配置をみて適切な地震波トモグラフィー解析のグリッド点間隔を設定すればよい。もし、このようにして見積もったグリッド点間隔が研究において必要なグリッド点間隔よりも大きい場合は、臨時に稠密地震観測網を展開すればよい。なお、自然地震観測を長期間行うことで震源を増やすことで解像度を上げることが考えられるが、そもそも震源が偏在しているため、空間的になるべく均一に震源が分布するように解析に用いる地震イベントの選別が必要である。とは言い、自然地震の場合は震源自体が解析で推定する未知変数であり、使う地震が増えるほど未知変数が増えるため、速度構造の解像度が上がるとは限らない。この観点からも解像度を定めるグリッド点間隔を決める目安を観測点間隔とするのが得策であろう。

地震波トモグラフィー法においては、対象としている地震波の波長が、対象としている構造の不均質性質のスケールより十分に小さい(高周波近似)条件で成り立つ手法にて波線追跡を行うことで走時を計算している。したがって、闇雲にグリッド点を密に配置することはこの近似に反してくる。また、グリッド点を密に配置するとその分のトモグラフィーで推定すべき速度値の変数が劇的に増えるため、速度値の推定が不安定になる。これについての詳細は4-1節で述べる。地震波トモグラフィーにあたっては、走時データの対象となっている地震の波

長がどのくらいであるか意識すればよい。例えば、対象とする地震の卓越周波数を10Hzとし、P波速度を3km/sとすれば、波長は0.3kmとなるので、高周波近似の成立条件として波長より10倍程度と考えると最小グリッド点間隔は3kmとなる。この例より卓越周波数の低い地震を対象とした場合や、対象地域に高速度以上域の存在など地震波速度の増加が想定される場合は、波長が長くなる。そのため、適切な最小グリッド点間隔はさらに大きくする必要がある。

3-2 到達時刻の読み取り

初動の到達時刻の読み取り値は解析結果に影響する観測量である。しかし、初動付近の背景ノイズの影響や初動の立ち上がりの鋭さの程度によって、読み取り値の確実度が影響を受け、全ての読み取り値が同じ確実度を持つものとして扱うことは出来ない。そのため、使用する読み取り値の利用には重み付けあるいは選別が必要である。

これまで実施されてきた国内の人工地震による火山構造探査では、複数人にてP波初動の到達時刻の読み取りが行われてきた。そして、初動の到達時刻の読み取り値にはランク(筒井・他,1995)が付されている(Table 1)。このランクは、初動の立ち上がりの鋭さに応じて立ち上がり時間の誤差範囲を表している。A, B, Cの上位3ランクの読み取りデータを用いて、ランクに応じて重み付けしてトモグラフィー解析が行われている(例えば, Yamawaki *et al.*, 2004; 八木原・他, 2010)。一方、地震波トモグラフィー解析のための自然地震の初動の到達時刻の読み取り方法は、学術論文や報告書だけでは詳細は伺い知ることはできない。Hi-netなどの地震観測網からの波形データから地震の初動到達時刻データの読み取りがルーチ的に気象庁などにて行われていて、その読み取りデータ(気象庁一元化震源)を用いて地震波トモグラフィー解析が行われることが多い(例えば, Huang *et al.*, 2013)。一方、臨時地震観測を行った場合は地震の初動到達時刻データは独自に作成する。ここでは、富士山の火山構造探査(Nakamichi *et al.*, 2007; 渡辺・他, 2007)で

Table 1. Definition of ranks of the first P-wave arrivals (After Tsutsui *et al.*, 1995)

| Rank | Definition |
|------|---|
| A | First arrival time can be determined within ± 10 ms. |
| B | First arrival time can be determined within ± 30 ms. |
| C | First arrival time can only be determined in a range greater than ± 30 ms. |
| L | First arrival time cannot be inferred without referring to waveforms of neighboring stations. |
| X | First arrival time cannot be read at all. |

得られたデータからの初動到達時刻の読み取り方法を紹介する。WIN システム¹を用いて、富士山周辺の 166 箇所の地震観測点の 25ヶ月間の連続波形データから、自然地震の波形の抽出を行い、それに自動にて P 波と S 波の初動到達時刻の読み取りを行う。続いて、自動による到達時刻を参考にして、手動で初動到達時刻を決める。これを比較的短時間でを行い、それをさらにもう一度繰り返した。これらの一連の読み取り作業は筆者一人で行ったため、一貫性のある初動到達時刻の読み取りを行えた。その上で、地震波トモグラフィー解析に用いるデータ選別基準として 1つの地震あたりの読み取り値のある観測点数、震源決定を行った際の残差、震源の位置、マグニチュードを用いてデータ選別した (Nakamichi *et al.*, 2007)。

3-3 初期速度構造の作成

地震波トモグラフィー解析は非線形逆問題解析であるので、式 (5) に示す通り、初期震源と初期速度構造から修正ベクトル $\Delta \mathbf{h}$ と $\Delta \mathbf{m}$ を未知数として最小自乗法が適用される。初期値の近傍で局所的に観測値と理論値の差が小さくなる解に収束するため、異なる初期値を用いると異なる解に収束することもある。このことは、適切な初期速度構造を設定する必要があることを意味している。

そこで、本節では、初期速度構造の作り方について説明する。自然地震による地震波トモグラフィーでは 1次元速度構造を参考にして 3次元速度構造の初期構造を作成することが多い。初期構造となる 1次元速度構造は、地震波トモグラフィー解析に用いる読み取り値と震源の情報を使って震源再決定と 1次元速度構造推定を行って求める場合 (Kissling, 1988; Kissling *et al.*, 1994) と既往研究にて推定された 1次元速度構造を使う場合がある。日本列島スケールでの地震波トモグラフィーをするのであれば、気象庁が震源決定に用いている 1次元速度構造 (JMA2001) (上野・他, 2002) が初期構造としてよく用いられる (例えば, Huang *et al.*, 2013)。しかし、火山を対象として地震波トモグラフィー解析をする場合にはこのような 1次元速度構造を初期構造として用いられないことも多い。なぜならば、日本列島スケールで平均化した 1次元速度構造であるため、火山近傍の不均質の情報の反映が不十分であるからである。そこで、火山を対象とした地震波トモグラフィー解析では、データから 1次元速度構造を推定して初期構造として用いることが多い。そのために用いられる手法は、既往研究や前述の 1次元速度構造を初期構造として設定して、インバージョン法にて最終的な 1次元速度構造を得るもので、地震波トモ

グラフィー解析に使うデータセット (初動走時と観測点座標) そのものを使い、比較的計算が速いため使い勝手が良い。手法の詳細については Crosson (1976) や Kissling (1988) や Kissling *et al.* (1994) に述べられているのでこちらに譲る。また、この方法が使われた火山における地震波トモグラフィーの事例として、Alanis *et al.* (2012) の始良カルデラ、八木原・他 (2010) の諏訪之瀬島、Nakamichi *et al.* (2007) の富士山、Waite and Moran (2009) の St. Helens 火山の例がある。そのほか、箱根火山では、屈折法探査の結果から作成した 1次元速度構造を初期構造として震源再決定と 1次元速度構造推定を行い、地震波トモグラフィー解析の初期構造として利用された (Yukutake *et al.* 2015)。さらに、先行研究で推定された 3次元速度構造を初期構造として、より稠密な地震観測から得られたデータを用いて地震波トモグラフィー解析が行われた (Yukutake *et al.*, 2021)。

一方、人工地震による地震波トモグラフィーでは震源と観測点が地表にあり、かつ解析対象とする空間領域に対して構造や地形が大きく変化しているため、自然地震のような 1次元速度構造を地震波トモグラフィー解析における初期構造とするのでは不十分である。そこで、屈折法解析の一つであるタイム・ターム法 (Scheidegger and Willmore, 1957; Berry and West, 1966) による初期構造として 2層構造を推定する方法が使われる。この方法は磐梯山 (Yamawaki *et al.*, 2004) や有珠山 (Onizawa *et al.*, 2007)、北海道駒ヶ岳 (Onizawa *et al.*, 2009) の人工地震探査データで地震波トモグラフィー解析の初期構造推定において用いられるなど、一般的な方法である。タイム・ターム法の使い方を解説している文献が少ないため、ここでやや詳しく紹介する。なお、後述の通りデータの選別の作業が必要であるため、前述の 1次元速度構造を得る手法よりは手間が掛かる。

Fig. 3a はタイム・ターム法を模式的に示した図である。タイム・ターム法では上層と下層からなる 2層構造を仮定し、両者の境界面は極端に傾斜していないものとする。震源から出た地震波は上層から下層に入り、下層の最上部にて屈折波 (Head wave) として伝播し、そして再び上層に入り、観測点に伝わる。各点の直下の境界面に到達した屈折波が地表の観測点に到達するまでの走時をタイム・タームと呼ぶ。以下では屈折波が通過する下層の先端部と観測点におけるタイム・タームを推定する手順を示す。Fig. 3a に示す地表にある震源 i と観測点 j との間の走時を T_{ij} とすると以下の式で表される。

¹ 東京大学地震研究所、WIN システムとは？

<https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/WIN>, 2022 年 2 月 5 日アクセス。

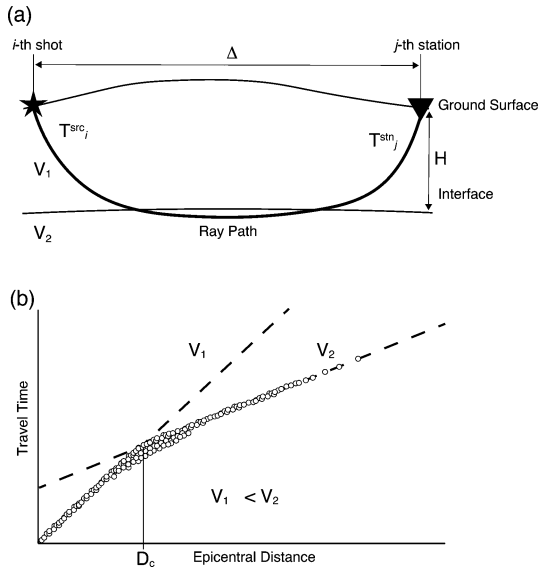


Fig. 3. (a) A schematic illustration of the time-term method. Cross-section between a seismic source and a station. Ray path indicates a seismic wave propagating in two-layered structure as a refracted wave. Time-term is the travel-time of the seismic waves propagating in the surface layer under the shot or station. (b) Travel-time vs. epicentral distance plot. Two broken lines indicate a least-square fitting for the travel time data in two ranges of epicentral distances. V_1 and V_2 are the seismic velocities at the upper and lower layers, respectively, which are determined from the slope of the two fitted lines. Travel times at epicentral distances over D_c , which are the travel times of refracted waves (not direct waves), are used in the time-term analysis.

$$T_{ij} = T^{source}_i + T^{station}_j + \Delta_{ij}/V_2, \quad (9)$$

ここで、 T^{source}_i は震源*i*のタイム・タームで $T^{station}_j$ は観測点*j*のタイム・タームで、 Δ_{ij} は震源*i*と観測点*j*の間の震央距離である。 V_2 は下層における地震波速度である。ここで、データ T_{ij} と震央距離 Δ_{ij} は既知であり、 T^{source}_i と $T^{station}_j$ と V_2 が未知数である。まず、屈折波の到達時刻から求める走時データを選別することが必要である。震央距離と走時の関係を図示 (Fig. 3b) して、見かけ速度が増加に転じる震央距離 (臨界距離; Fig. 3b における D_c) より遠方の走時データを選別すれば良く、 D_c より遠方では屈折波が初動となる。なお、Fig. 3b に示す V_1 と V_2 がそれぞれ上層の見かけ速度と下層の見かけ速度である。この距離は震源と観測点の分布および地下構造に依存するが、磐梯山 (Yamawaki *et al.*, 2004) では $D_c = 5$ km, 有珠山 (Onizawa *et al.*, 2007) では $D_c = 10$ km で

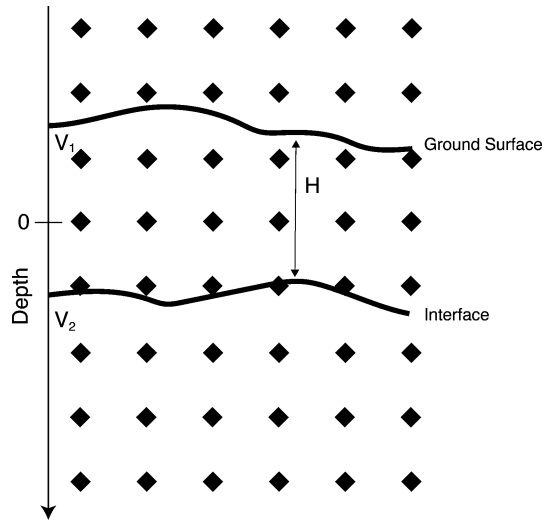


Fig. 4. Arrangement of grid nodes in an initial model and the following tomographic analysis. Grid nodes represented by diamonds are plotted on a vertical cross-section. The quantity H is the thickness of the upper layer determined from the time-term method.

ある。複数の震源と観測点の組み合わせにて (9) 式を作り、最小自乗法で解くことで、タイム・ターム T^{source} 、 $T^{station}$ と下層の地震波速度 V_2 が求まる。そして、上層の地震波速度 V_1 をもとに、震源もしくは観測点の直下における上層の厚さ

$$H = \frac{T^{source, station} \cdot V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (10)$$

を求める。 V_1 は、既往研究の報告値もしくは、 D_c より震央距離が小さい時の見かけ速度 (Fig. 3b) から決める。続いて、求められた、それぞれの震源および観測点の直下の上層の厚さ H と上層と下層の地震波速度 V_1 と V_2 から、水平方向と鉛直方向に設定されたグリッド点の地震波速度値を求め、3次元速度構造の初期構造とする。Fig. 4はグリッド点と上層と下層の概念図を示す。なお、インバージョン解析の計算コードによるが、グリッド点は地表より上方 (つまり空中) にも設定することが多い (Fig. 2)。また、3次元速度構造の初期構造を作成する際には、既往研究をもとに、上層と下層の地震波速度を一定値ではなく深さの一次関数として与える場合 (例えば、Yamawaki *et al.*, 2004) も多い。

4. 速度構造の信頼性評価と表示方法

4-1 求められる速度構造の信頼性評価

3次元速度構造を推定しようとする領域に対して、3

次的に均質に震源と観測点を理想的に配置することは事実上不可能である。なぜならば、自然地震の震源分布には偏りがあることが普通であり、人工地震を発生させる場所は地形など諸々の条件により場所が限られるからである。また観測点も、地形や道路・住居環境などの制約がある。したがって、地震波トモグラフィーで速度構造の推定誤差は、場所によって大きく変化する。この推定値の誤差あるいは信頼性を定量的に示す方法を、複数の手法を組み合わせて利用する。ここではチェッカーボード解像度テスト (Humphreys and Clayton, 1988) について説明し、復元解像度テスト (Restoring Resolution Test, Zhao *et al.*, 1992) やスパイク解像度テスト (例えば, Yukutake *et al.*, 2021) については簡単に触れる。

チェッカーボード解像度テストでは、地震波トモグラフィー解析における初期構造を基に、Fig. 5a に示すように、隣接する上下左右に隣接するグリッド点にある速度値に正と負の速度変化の値 (数%~10%程度) を加える。続いて、実際の地震波トモグラフィー解析に用いられた地震の震源を使い、初動の到達時刻データのある観測点の走時を前述の計算法で求める。発震時に計算された走時を加えることで到達時間を求め、到達時間にガウス型のランダムノイズなどの偶然誤差を与える。さらに、系統誤差を考慮するために、観測点に対して一様にズレの値を加える場合もある (Nakamichi *et al.*, 2007)。このようにして求めた疑似データに対して、実際の地震波トモグラフィー解析で用いたダンピング係数や平滑化係数を用いて地震波トモグラフィー解析する。この結果は Fig. 5b のように表される。

実際の走時データの地震波トモグラフィー解析から推定された3次元速度構造を図示する際、解像度テスト結果が芳しくない領域は、3次元速度構造を図示する際に非表示にするか網掛けして図示する。もしくは、推定さ

れた速度構造について解釈をしない。解像度テスト結果が芳しくない領域をどのように設定するかは解析者の考えによる。

リカバリー率 (Recovery Rate) を用いてチェッカーボード解像度テスト (Yamawaki *et al.*, 2004; Nakamichi *et al.*, 2007, Yukutake *et al.*, 2021) の結果を定量的に評価することもある。Fig. 5c にリカバリー率の概念図を示す。チェッカーボード解像度テストで求められた各グリッド点の速度値 (Fig. 5b) を疑似データ作成に用いた速度構造の各グリッド点の速度値 (Fig. 5a) で割った値がリカバリー率である (Fig. 5c)。ただし、疑似データによる速度値とテスト結果の速度値の符号が逆の場合は、該当するグリッド点におけるリカバリー率をゼロとする (Fig. 5c)。Yamawaki *et al.* (2004) および Yukutake *et al.* (2021) においては、リカバリー率 0.2 未満の領域について、Nakamichi *et al.* (2007) においてはリカバリー率 0.4 未満の領域について、速度構造を網掛けするなどして3次元速度構造が図示されている。

復元解像度テストは、実データの解析にて得られた速度構造を用い、スパイク解像度テストは得られた速度構造の特徴 (高速度領域と低速度領域の広がり) と速度値) を簡略化して作成した速度構造を用いて、疑似走時データを作成し、地震波トモグラフィー解析を行うことで実施する解像度テストである。チェッカーボード解像度テストと同様に、疑似データによる速度構造のテスト結果における復元の程度をもって、信頼性の評価がなされる。

速度構造の信頼性は、グリッド点毎に、波線の数 (波線密度) に比例する Derivative Weight Sum (DWS) (Thurber and Eberhart-Phillips, 1999) という値で評価することも多い。グリッド点 l における DWS は以下の式で表される。

$$DWS_l = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \quad (11)$$

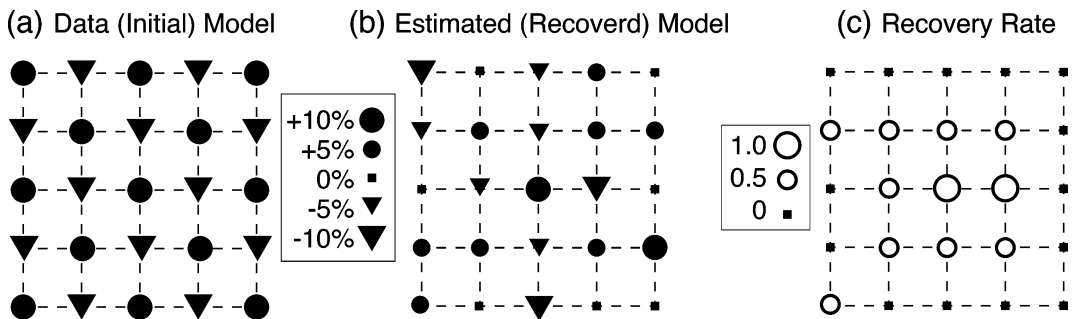


Fig. 5. Schematic figures of a checkerboard resolution test. (a) Initial velocity model. Grid nodes with negative or positive velocity anomalies are alternatively set. (b) Estimated velocity model. (c) Recovery rate.

ここで、 N は地震数、 M はP波もしくはS波の初動到達時刻データを有する観測点数である。グリッド点の影響を受けない、離れたところを波線が通過する場合は、 $\partial T_{ij}/\partial m_j=0$ である。DWSはデータ数に依存するため、その絶対値に意味はない。そのため、信頼性を有すると判断する基準とする閾値を事前に決めておくことは出来ないが、DWS値とリカバリー率はだまかには正の相関を持つことから、リカバリー率の閾値に大凡対応するDWS値をDWSの閾値にすることが多い(Nakamichi *et al.*, 2007)。

推定された3次元速度構造の各グリッド点における速度値があり得る値 (realistic) なのか、あり得ない値 (unrealistic) なのかの吟味が必要である。例えば、信頼性評価の結果から問題ない場所においても、火山の直下の海拔下20 kmまでの深さにおいてP波速度が8 km/s以上やS波速度が5 km/s以上のように、マントル最上部に相当するような高速度になっていないかの確認が必要である。逆に、P波速度が数 km 程度の深さで1 km/sといったように極端な低速度になっていないかの確認が必要である。そのような場合は、地震波トモグラフィ解析において所謂インバージョンの解の発散という現象が起きている可能性がある。グリッド点の間隔の設定を粗くする、グリッド点の位置を変更したりして再解析し、推定される速度値がインバージョンで設定する変数を変更しても大きく変化しないことを確認する必要がある。

速度構造の推定対象に対してどのようにグリッド点配置を設定するかによって、地震波トモグラフィ解析の結果が異なる可能性がある。そこで、例えばグリッド点の位置をグリッド点間隔の半分の距離を水平方向や鉛直方向にずらして同じデータセットにて地震波トモグラフィ解析を行い、最終結果の走時残差を評価することや、グリッド点の位置を変えた複数の地震波トモグラフィの結果の平均を取って最終的な速度構造として提示する方法が採られている(例えば、八木原・他, 2010)。また、Graded Inversionアプローチというのがある。最初は対象領域について粗いグリッド点配置にてトモグラフィ解析を行い、得られた結果を初期構造として用いて、前回よりも密なグリッド点配置にてトモグラフィ解析を行う。これを最終的なグリッド点間隔になるまで繰り返すアプローチであり、富士山の3次元速度構造推定にて行われた(Nakamichi *et al.*, 2007)。

4-2 速度構造の表示方法

解析結果は、水平断面図(マップ図)もしくは鉛直断面図を用いて示されることが多い。鉛直断面図は、東西もしくは南北断面で示されることが多いが、例えば、プレートの沈み込み方向や火山の配列の方向といった地球

科学的に意味のある方位の断面で示すことが有効である。速度構造の結果は速度の絶対値で示す場合と、深さ毎の速度の平均値からの偏差で示す場合があり、これらのいずれか、もしくは両方がカラーで表示されることが多い。高速度領域は青色などの寒色系の色、低速度領域は赤色などの暖色系の色で示されるのが一般的である。地球物理学の分野での汎用作図ツール Generic Mapping Toolsにはカラースケールとして Seismic Tomography Colorsと説明されている「seis」というカラーパレット表が用意され、青色—緑色—黄色—橙色—赤色と変化する(例えば、Wessel and Smith, 1998)。構造の特徴を把握するため、P波速度とS波速度の比 V_P/V_S 値もあわせて表示されることが多い。高 V_P/V_S 値を赤色、低 V_P/V_S 値を青色とする場合と、その逆の場合もあるので要注意である。速度値や V_P/V_S 値と色の対応のカラーパレットは等間隔で対応させるのが標準である。速度構造の特徴を目立たせるため、カラースケールが非等間隔となっている論文も散見されるので、注意が必要である。

5. 火山直下の高速度および低速度の構造の解釈

火山体および火山直下の地震波速度構造の特徴とその解釈について述べる。解釈の対象はP波速度 V_P とS波速度 V_S とそれらの比 V_P/V_S である。ここで、 V_P/V_S は物性値であるポアソン比と関係づけられる値である。例えば一般的な岩石ではポアソン比は0.25であるので $V_P/V_S=\sqrt{3}$ となる。一方、水のポアソン比0.5では、 V_P/V_S は無量大となる。Table 2に V_P と V_S と V_P/V_S の値の高低と火山学的な構造との関係をまとめた。

過去の研究から得られた火山体及び地殻の地震波速度構造を模式化したものを鉛直断面図としてFig. 6に示す。1990年代後半から国内で実施されてきた人工地震観測データの解析から明らかになった主な構造として、火山体中央部の地表付近から海拔下2~3 kmの深さまでP波速度がその周囲に比べて高い値を示すことである。この高速度域は固化したマグマ、もしくは古い山体と解釈されている(Fig. 6)(Tanaka *et al.*, 2002; Yamawaki *et al.*, 2004; Onizawa *et al.*, 2007, 2009; 八木原・他, 2010)。自然地震の解析から推定される火山直下の海拔下数 km以深から下部地殻までの3次元速度構造について古くから指摘されているのは、深さ20~40 kmといった火山深部においてP波とS波ともに低速度(低 V_P , 低 V_S)を示すとともに、高い V_P/V_S 値が求められることである(Fig. 6)(例えば、Nakajima and Hasegawa, 2003; Nakamichi *et al.*, 2007; Alanis *et al.*, 2012)。火山近傍の稠密地震観測から、火山直下の浅部に低 V_P , 低 V_S かつ低 V_P/V_S の領域が見つかるようになってきた。Long Valley カルデラの

Table. 2. P- and S-wave velocity and V_p/V_s anomalies and their interpretation

| V_p | V_s | V_p/V_s | Depth | Interpretation |
|-------|-------|-----------|-----------------------|---|
| High | High | Normal | Ground surface ~ 3 km | Solidified magma or old edifice |
| Low | Low | Low | 7 ~ 17 km | Supercritical fluid (H ₂ O etc.) |
| Low | Low | High | 20 ~ 40 km | Partial melt of rock |

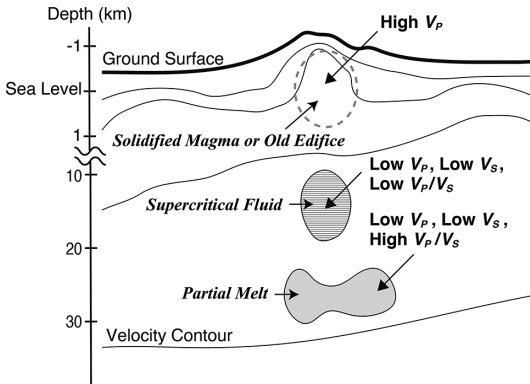


Fig. 6. A schematic illustration of seismic velocity structure beneath an active volcano. Thick and thin lines are topography and velocity contours, respectively. Hatched and broken ellipse represent some specific structures related to volcanic fluid and magma.

Mammoth Mountain (Foulger *et al.*, 2003), 鳴子火山および鬼首火山 (Nakajima and Hasegawa, 2003), Yellowstone のカルデラ縁の北西側周辺 (Husen *et al.*, 2004), Campi Flegrei カルデラ内 (Vanorio *et al.*, 2005), そして富士山 (Nakamichi *et al.*, 2007) など多くの事例が挙げられる。

火山直下の低 V_p , 低 V_s かつ高 V_p/V_s の領域は, 岩石が溶融した部分の存在として火山学的に解釈されることが多い。一方, 低 V_p , 低 V_s かつ低 V_p/V_s の領域については, 水の存在 (Nakajima and Hasegawa, 2003) や岩石内のクラック内へのガス充填 (Foulger *et al.*, 2003; Husen *et al.*, 2004; Vanorio *et al.*, 2005) がある領域として解釈されている。Nakamichi *et al.* (2007) が富士山直下で見出した低 V_p , 低 V_s かつ低 V_p/V_s の領域は深さ 7~17 km にあり, 低 V_p , 低 V_s かつ高 V_p/V_s の領域より上部にある (Fig. 6)。この深さでは, マグマから溶解もしくは沈み込みスラブから出て上昇してきた揮発性物質はガス (気体) ではなく超臨界流体となっていると推定される。超臨界流体とは, 低密度で粘性が低く, 圧縮性は液体よりも気体に近い性質を持っている高温流体である。岩石が溶融した領域と解釈される低 V_p , 低 V_s かつ高 V_p/V_s の領域より上に位置することから, マグマから分かれた揮発性成分が超臨界流体として存在し, 低 V_p , 低 V_s かつ低 V_p/V_s

の領域あると解釈される。このような低 V_p , 低 V_s かつ低 V_p/V_s の領域にある揮発性物質は水 (Nakajima and Hasegawa, 2003) もしくは二酸化炭素 (Nakamichi *et al.*, 2007) であると考えられる。

岩石内の溶融した部分もしくは超臨界流体といった火山性流体の定量的な評価については Takei (2002) による多孔弾性体理論に基づいて行われることが多い (例えば, Yukutake *et al.*, 2021)。Takei (2002) は, 地震波速度の低下の割合 (R_{sp}) と, 孔のアスペクト比 (α) と媒質中の流体の体積比 (ϕ) の関係式を導出した。地震波速度の低下の割合は, 深さ方向の平均的な地震波速度や, 該当する領域の岩石の地震波速度などを参照速度として定義し, 調べる領域の地震波速度との比から計算する。Yukutake *et al.* (2021) は, 参照地震波速度を伊豆弧の上部および中部地殻を構成する岩石 (tonalite) の代表的な地震波速度に設定し, 箱根火山直下の深さ 6 km の低 V_p , 低 V_s かつ低 V_p/V_s の領域を調べた。求められた $R_{sp} = 0.9$ から, アスペクト比 $\alpha = 0.07 \sim 0.2$ の水で満たされた多孔が媒質に存在していると解釈している。また, $\alpha = 0.2$ の場合, 多孔の体積比 ϕ は最大で 16% と見積もった。箱根火山直下の深さ 9 km の低 V_p , 低 V_s かつ高 V_p/V_s の領域では, $R_{sp} = 1.7$ から推定されるアスペクト比 $\alpha = 0.01 \sim 0.02$ から, 岩石が溶融した部分もしくは水で満たされた多孔が媒質に存在していると解釈している。多孔の体積比 ϕ は最大 4% と見積もった。Takei (2002) の方法を用いることで, 地震波トモグラフィー解析で得られた V_p/V_s の大小により, アスペクト比の大小を推定できることを示すことが可能となり, 媒質内の流体の存在形態を定量的に評価できる。

多くの火山において高密度の電磁気学的探査が実施されるようになり (例えば, Yoshimura *et al.*, 2018; Matsunaga *et al.*, 2020), 地震波速度構造だけでなく, 高解像度の 3 次元比抵抗構造も合わせて火山直下に存在する流体を解釈する研究が最近進んでいる。火山直下の低比抵抗領域は水の存在で解釈されることが多いが, 水の含有量を定量化するにあたって多孔質固体における電気伝導率 (比抵抗の逆数) を計算するアーチャー則 (Archie, 1942) が用いられることが多い。また, 多孔質固体が含有する流体の 2 相系への拡張がなされた修正アーチャー則も提案されて

いる (Glover *et al.*, 2000). Takei (2002) の方法により地震波速度低下率から推定される多孔のアスペクト比と体積比, および構成する岩石と液体の組成や物性などを考慮して, 岩石と液体の種類や量比を推定する手法が最近開発された (Iwamori *et al.*, 2021). 多くの火山で3次元地震波速度構造と3次元比抵抗構造の両方が調べられてきているため, 今後, 地震波速度と比抵抗の両方の情報を用いての火山学的解釈がより進むことが期待される.

これまでに述べた通り地震波トモグラフィの結果は, 火山の基盤となっている地質構造への言及 (Onizawa *et al.*, 2007, 2009), 震源との比較による地震発生過程への言及 (Nakamichi *et al.*, 2007), 低速度領域への丁寧かつ定量的な解釈 (Yukutake *et al.*, 2021) を可能とする. 特に自然地震を使う地震波トモグラフィでは, 前述の通り震源と観測点分布の制約から火山から離れたより広範囲な領域も解析対象となり, 地震波速度の解が得られるので, 数百 km スケールの広域を対象として行われている地震波トモグラフィの結果や解釈との整合性も考える必要がある.

6. 4次元地震波速度構造推定への展望

ここでは, 空間の3次元に時間を加えた4次元地震波速度構造推定について述べる. Patane *et al.* (2006) は, Etna 火山における稠密地震観測データから時間依存の3次元速度構造の推定をおこなった. Etna 火山の2002年10月から2003年1月の山腹噴火時と噴火が前駆する時期での速度構造がそれぞれ推定された. 興味深いのは, V_p/V_s の時間変化である. 山体直下の海拔下5 km までにおいて, 噴火前駆期は V_p/V_s は標準的な値 (1.73) もしくは若干高め (1.75) であるのに対し, 噴火期にはダイク状の火山性圧力源の推定位置周辺において V_p/V_s が1.6程度, それ以外の領域は V_p/V_s が1.78の高い値を示した. この1.6への V_p/V_s の低下は, 揮発性流体が4 wt.% 以上存在する玄武岩質マグマの貫入を反映していると解釈されている (Patane *et al.*, 2006). 最近では, Spurr 火山において2004年から2005年の火山活動の活発化 (群発地震の発生と, 火山ガス放出量増加) の前 (1996年から2001年) と活発化期間 (2002年から2004年) での3次元地震波速度変化が地震波トモグラフィによって明らかになった (Koulakov *et al.*, 2018). 山頂直下の高 V_p/V_s 領域の上方への拡大が検出され, 山頂直下にある火山性流体のシールドゾーンの破れによって火山性流体が上昇したことによると解釈された (Koulakov *et al.*, 2018). これらのような自然地震を使った4次元地震波速度構造推定を行うには, 解析に使う地震の波線の組み合わせが時期において変化しないという前提や, 速度変化の検出が

期待される顕著な火山活動変化を挟む時期が必要であることから, 事例は多くない. 近年, 地震波速度変化を検出する手法としては波浪などの自然現象や交通などの人間活動により常時発生している地動ノイズを利用する方法が広くつかわれるようになってきている (例えば, Brenguier *et al.*, 2008). 地動ノイズの解析の場合はノイズ源が安定して存在しているので, 観測点配置が変化しないならば速度構造の時間変化を議論できる. また, 微小な速度変化の検出が可能で手法である. これらのことから数多くの火山にて適用されてきており (例えば, Nishida *et al.*, 2020), 手法の高度化により4次元地震波速度推定への応用が期待される.

7. おわりに

さいごに, 地震波トモグラフィを使って火山直下の3次元速度構造を推定することについての制約や課題をまとめる. 自然地震の発生は偏りがあるため, 観測期間を少し延長しても空間解像度はそれほど向上しない. 工夫が出来る点は, 観測点配置である. 日本国内にある地震および火山の定常地震観測網のデータは研究および監視機関に連続データとして集められて震源決定等の処理がルーチン的に行われており, 走時データも公開されている. そのようなデータから地震波トモグラフィをする場合は, 本質的には研究結果の相違は見出しにくい. 地震波トモグラフィ解析では, どの程度のグリッド点間隔の細かさで信頼性のある解が得られるかを, 仮定の観測点配置を設定してシミュレーションを繰り返すことができる (例えば, 渡辺・他, 2007). 地理的制約および地権的制約による観測点配置を考慮してシミュレーションを事前に進めることで, 求められる構造の分解能を把握し, 分解能を高める必要のある領域に稠密地震観測点を設置することができる. 稠密観測網の展開は限られた資金と人的資源の集中投資であるから, 尚更である. 日本の場合, 3次元速度構造推定が目的であれば稠密地震観測の期間は, おおむね2年で十分であろう. なぜならば, 前述の自然地震の発生する場所には偏りがあり, 観測期間が長ければ同じ波線のデータが増えるだけであるからである. ただし, 3次元速度構造の時間変化 (Patane *et al.*, 2006) を検出するには, 十分な自然地震のデータが利用できるよう, また時間的な変化が確かであることを示すためにも10年程度の観測期間は必要であろう.

稠密地震観測を展開し, 地震波トモグラフィ解析を行う場合は, データ処理が課題である. 特に, 地震波形からのP波とS波の初動の到達時刻の検出に多大な労力が必要となる. 検出データの質が速度構造の推定精度に関わるだけに検出は重要な作業である. 観測点数と観

測期間の増加により取得される地震波形が膨大になるため、人手による検測ではデータ処理に限界がある。そのため、機械学習を用いて自動検測を行い、地震波トモグラフィ解析を行う取り組みが始まっている (Chai *et al.*, 2020)。

謝 辞

本原稿の執筆の機会を与えて下さった東北大学大学院理学研究科の西村太志さんをはじめとする特集号「次世代研究者のための火山学講座」の編集委員の方々に感謝します。本原稿は筆者が非常勤講師を務めていた鹿児島大学理学部地球環境科学科の火山物理学2の講義の資料から作成しました。また、京都大学防災研究所の筒井智樹さんと東京大学地震研究所の行竹洋平さんに原稿を読んでいただき、コメントを頂きました。特集号の編集委員の西村太志さんと齋藤武士さんによる査読にて原稿が大幅に改善されました。ここに記して感謝いたします。

引用文献

- 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*, **57**, 4, 227–234. https://doi.org/10.18940/kazan.57.4_227
- Archie, G.E. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, **146**, 54–62. <https://doi.org/10.2118/942054-G>
- Benz, H.M., Chouet, B.A., Dawson, P.B., Lahr, J.C., Page, R.A. and Hole, J.A. (1996) Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Geophys. Res.*, **101**, 8111–8128. <https://doi.org/10.1029/95JB03046>
- Berry, M.J. and West, G.F. (1966) An interpretation of the first-arrival data of the Lake Superior Experiment by the time-term method. *Bull. Seismol. Soc. America*, **56**, 141–171. <https://doi.org/10.1785/BSSA0560010141>
- Brenguier, F., Shapiro, N., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O. and Nercessian, A. (2008) Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nat. Geosci.*, **1**, 126–130. <https://doi.org/10.1038/ngeo104>
- Červený, V. (2001) **Seismic Ray Theory**. Cambridge University Press, Cambridge, 713 p.
- Chai, C., Maceira, M., Santos-Villalobos, H.J., Venkatakrisnan, S.V., Schoenball, M., Zhu, W., Beroza, G.C., Thurber, C. and EGS Collab Team (2020) Using a deep neural network and transfer learning to bridge scales from seismic phase picking. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL088651. <https://doi.org/10.1029/2020GL088651>
- Crosson, R.S. (1976) Crustal structure modeling of earthquake data 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *J. Geophys. Res.*, **81**, 3036–3046. <http://doi.org/10.1029/JB081i017p03036>
- Foulger, G.R., Julian, B.R., Pitt, A.M., Hill, D.P., Malin, P.E. and Shalev, E. (2003) Three-dimensional crustal structure of Long Valley caldera, California, and evidence for the migration of CO₂ under Mammoth Mountain. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2147. <https://doi.org/10.1029/2000JB000041>
- Glover, P.W.J., Hole, M.J. and Pous, J. (2000) A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **180**, 369–383. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00168-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00168-0)
- Hansen, S.M., Schmandt, B., Levander, A., Kiser, E., Vidale, J.E., Abers, G.A. and Creager, K.C. (2016) Seismic evidence for a cold serpentinized mantle wedge beneath Mount St Helens. *Nat. Commun.*, **7**, 13242. <https://doi.org/10.1038/ncomms13242>
- Huang, Z., Zhao, D., Hasegawa, A., Umino, N., Park, J.H. and Kang, I.B. (2013) Aseismic deep subduction of the Philippine Sea plate and slab window. *J. Asian Earth Sci.*, **75**, 82–94. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2013.07.002>
- Humphreys, E. and Clayton, R.W. (1988) Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems. *J. Geophys. Res.*, **93**, 1073–1085. <https://doi.org/10.1029/JB093iB02p01073>
- Husen, S., Smith, R.B. and Waite, G.P. (2004) Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **131**, 397–410. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00416-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00416-5)
- Iwamori, H. *et al.* (2021) Simultaneous analysis of seismic velocity and electrical conductivity in the crust and the uppermost mantle: a forward model and inversion test based on grid search. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **126**, e2021JB022307. <https://doi.org/10.1029/2021JB022307>
- Iyer, H.M. and Hirahara, K. (1993) **Seismic tomography: theory and practice**. Chapman and Hall, London, 842 p.
- Kiser, E., Levander, A., Zelt, C., Schmandt, B. and Hansen, S. (2019) Upper crustal structure and magmatism in southwest Washington: V_p , V_s , and V_p/V_s results from the iMUSH active-source seismic experiment. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **124**, 7067–7080. <https://doi.org/10.1029/2018JB016203>
- Kissling, E. (1988) Geotomography with local earthquake data. *Rev. Geophys.*, **26**, 4, 659–698. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00659>
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D. and Kradolfer, U. (1994) Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, **99**, 19635–19646. <https://doi.org/10.1029/93JB03138>
- Koulakov, I., Smirnov, S.Z., Gladkov, V., Kasatkina, E., West, M., El Khrepy, S. and Al-Arifi N. (2018) Causes of volcanic unrest at Mt. Spurr in 2004–2005 inferred from repeated tomography. *Sci. Rep.*, **8**, 17482. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-35453-w>
- Lees, J.M. and Crosson, R.S. (1989) Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data. *J. Geophys. Res.*, **94**, 5716–5728. <https://doi.org/10.1029/JB094iB05p05716>
- Matsunaga, Y. *et al.* (2020) Magmatic hydrothermal system

- inferred from the resistivity structure of Kusatsu-Shirane Volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **390**, 106742. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106742>
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2003) Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **127**, 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00155-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00155-0)
- Nakamichi, H., Watanabe, H. and Ohminato, T. (2007) Three-dimensional structures of Mount Fuji and the South Fossa Magna, central Japan. *J. Geophys. Res.*, **112**, B03310. <https://doi.org/10.1029/2005JB004161>
- Nishi, K. (2001) A three-dimensional robust seismic ray tracer for volcanic regions. *Earth Planets Space*, **53**, 101–109. <https://doi.org/10.1186/BF03352367>
- Nishi, K. (2002) Three-dimensional seismic velocity structure beneath Unzen, volcano, Kyushu, Japan inferred by tomography from experimental explosion data. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **47**, 4, 227–241. https://doi.org/10.18940/kazan.47.4_227
- Nishida, K., Mizutani, Y., Ichihara, M. and Aoki, Y. (2020) Time-lapse monitoring of seismic velocity associated with 2011 Shinmoe-dake eruption using seismic interferometry: an extended Kalman filter approach. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **125**, e2020JB020180. <https://doi.org/10.1029/2020JB020180>
- Obara, K., Kasahara, K., Hori, S. and Okada, Y. (2005) A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. *Rev. Sci. Instrum.*, **76**, 021301. <https://doi.org/10.1063/1.1745248>
- Onizawa, S., Oshima, H., Aoyama, H., Mori, H. Y., Maekawa, T., Suzuki, A., Tsutsui, T., Matsuwo, N., Oikawa, J., Ohminato, T., Yamamoto, K., Mori, T., Taira, T., Miyamachi, H. and Okada, H. (2007) P-wave velocity structure of Usu volcano: implication of structural controls on magma movements and eruption locations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **160**, 175–194. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.005>
- Onizawa, S., Oshima, H., Aoyama, H., Maekawa, T., Suzuki, A., Miyamachi, H., Tsutsui, T., Matsuhima, T., Tanaka, S., Oikawa, J., Matsuwo, N., Yamamoto, K., Shiga, T. and Mori, T. (2009) Basement structure of Hokkaido Komagatake Volcano, Japan, as revealed by artificial seismic survey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **183**, 245–253. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.03.013>
- Paige, C. C. and Saunders, M. A. (1982) LSQR: sparse linear equations and least squares problems. *ACM Transactions on Mathematical Software*, **8**, 2, 195–209. <https://doi.org/10.1145/355993.356000>
- Patane, D., Barberi, G., Cocina, O., De Gori, P. and Chiarabba, C. (2006) Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna. *Science*, **313** (5788), 821–823. <https://doi.org/10.1126/science.1127724>
- Pavlis, G. L. and Booker, J. R. (1980) The mixed discrete-continuous inverse problem: application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure. *J. Geophys. Res.*, **85**, 4801–4810. <https://doi.org/10.1029/JB085iB09p04801>
- Podvin, P. and Lecomte, I. (1991) Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. Int.*, **105**, 271284. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb03461.x>
- Scheidegger, A. E. and Willmore, P. L. (1957) The use of a least squares method for the interpretation of data from seismic surveys. *Geophysics*, **22**, 9–22. <https://doi.org/10.1190/1.1438348>
- Spencer, C. and Gubbins, D. (1980) Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **63**, 95–116. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02612.x>
- Takei, Y. (2002) Effect of pore geometry on V_P/V_S : from equilibrium geometry to crack. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2043. <https://doi.org/10.1029/2001JB000522>
- Tanaka, S., Hamaguchi, H., Nishimura, T., Yamawaki, T., Ueki, S., Nakamichi, H., Tsutsui, T., Miyamachi, H., Matsuwo, N., Oikawa, J., Ohminato, T., Miyaoka, K., Onizawa, S., Mori, T. and Aizawa, K. (2002) Three-dimensional P-wave velocity structure of Iwate volcano, Japan from active seismic survey. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1420. <https://doi.org/10.1029/2002GL014983>
- 田中 聡・他 69 名 (2002) 岩手山における人工地震探査一観測および初動の読み取り一. 震研彙報, 77, 1–25.
- Thurber, C. H. (1986) Analysis methods for kinematic data from local earthquakes. *Rev. Geophys.*, **24**, 793–805. <https://doi.org/10.1029/RG024i004p00793>
- Thurber, C. H. and Eberhart-Phillips, D. (1999) Local earthquake tomography with flexible gridding. *Comput. Geosci.*, **25**, 809–818. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(99\)00007-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(99)00007-2)
- Thurber, C., Zhang, H., Brocher, T. and Langenheim, V. (2009) Regional three-dimensional seismic velocity model of the crust and uppermost mantle of northern California. *J. Geophys. Res.*, **114**, B01304. <https://doi.org/10.1029/2008JB005766>
- 筒井智樹 (2005) 地震学的手法を用いた活火山構造探査の現状と課題. 火山, **50**, S101–S114.
- 筒井智樹・森田裕一・三ヶ田 均 (1995) 火山構造探査グループの人工地震記録読み取り用標準ソフトについて. 震研彙報, **70**, 81–90.
- 上野 寛・畠山信一・明田川保・舟崎 淳・浜田信生 (2002) 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—. 地震時報, **65**, 123–134.
- Um, J. and Thurber, C. (1987) A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seismol. Soc. America*, **77**, 972–986. <https://doi.org/10.1785/BSSA0030972>
- Vanorio, T., Virieux, J., Capuano, P. and Russo, G. (2005) Three-dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera. *J. Geophys. Res.*, **110**, B03201. <https://doi.org/10.1029/2004JB003102>
- Waite, G. P. and Moran, S. C. (2009) V_P Structure of Mount St. Helens, Washington, USA, imaged with local earthquake tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **182**, 113–122. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.02.009>

- 渡辺秀文・他 30 名 (2007) 富士山の大学合同稠密地震観測 (2002 年 9 月–2005 年 4 月). *震研彙報*, **82**, 195–207.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New improved version of generic mapping tools released. *Eos, Trans Am. Geophys. Uni.*, **79**, 579. <https://doi.org/10.1029/98eo00426>.
- 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**, 2, 75–87. https://doi.org/10.18940/kazan.55.2_75
- Yamawaki, T., Tanaka, S., Ueki, S., Hamaguchi, H., Nakamichi, H., Nishimura, T., Oikawa, J., Tsutsui, T., Nishi, K., Shimizu, H., Yamaguchi, S., Miyamachi, H., Yamasato, H. and Hayashi, Y. (2004) Three-dimensional P-wave velocity structure of Bandai volcano in northeastern Japan inferred from active seismic survey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **138**, 267–283. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.010>
- Yoshimura, R. *et al.* (2018) Resistivity characterization of Hakone volcano, central Japan, by three-dimensional magnetotelluric inversion. *Earth Planets Space*, **70**, 66. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0848-y>
- Yukutake, Y., Honda, R., Harada, M., Arai, R. and Matsubara, M. (2015) A magma-hydrothermal system beneath Hakone volcano, central Japan, revealed by highly resolved velocity structures. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **120**, 3293–3308. <https://doi.org/10.1029/2014JB011856>
- Yukutake, Y., Abe, Y., Honda, R. and Sakai, S. (2021) Magma reservoir and magmatic feeding system beneath Hakone volcano, central Japan, revealed by highly resolved velocity structure. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **126**, e2020JB021236. <https://doi.org/10.1029/2020JB021236>
- Zhang, H. and Thurber, C. H. (2003) Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward Fault, California. *Bull. Seismol. Soc. America*, **93**, 1875–1889. <https://doi.org/10.1785/0120000270>
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992) Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909–19928. <https://doi.org/10.1029/92JB00603>

(編集担当 西村太志)