

地震波で見た箱根火山の地下構造

Seismic Velocity Structure beneath Hakone Volcano

小田義也¹⁾

Yoshiya ODA¹⁾

Abstract. Hakone volcano is located in the northern part of Izu peninsula. This region is the complex focus of the collision of the Philippine Sea plate (PHS) with the Eurasian (EUR) and the North American (NAM) plates to north and northeast respectively. Although it is rather inactive magmatically, earthquake swarms are observed. Previous studies show that there are two swarm regions, known as the Hakone earthquake swarms centers. One is in the northern part of the caldera, the other is in the southern part of the caldera. The sequences of earthquake swarms and the depths of the hypocentral regions are different in these two regions. The mechanisms that generate the earthquake swarms are not fully understood yet. Most of the questions about possible mechanisms in Hakone volcano require fundamental information about characteristics of the crust, including velocity structure.

In order to obtain three-dimensional deep and high-resolution crustal images beneath Hakone volcano, three kinds of data, wide data, local data and active source data, are used for the inversion. We have developed a new inversion program, a hybrid travel time tomography which uses these data most effectively.

As the results, three-dimensional V_p , V_s and V_p/V_s structure upto 30 km depth of Hakone volcano have been obtained using the hybrid travel time tomography. No velocity anomalies that strongly suggest the existence of the magma beneath Hakone volcano have been imaged. Relocated hypocenters show that most of earthquakes, except main and aftershocks of the 1994 outer rim of Hakone volcano earthquake, occurred in the shallower part than 2.5 km depth.

Key words: Hakone volcano, Velocity structure, Hybrid travel, time tomography

1. はじめに

現在の箱根火山は活動性の低い火山といえる。しかし、しばしば群発地震活動が発生しており、2001年には4ヶ月間に検知された地震数 15,816 個という観測開始以来最大規模の群発地震活動も発生した。群発地震活動は収束したが、この活動がマグマに起因するものなのか、熱水によるものなのか、もしくは、広域的なテクトニクスによる構造的なものなのか、明確な結論は出ていない。

このような群発地震活動の原因を解明するためのみな

らず、箱根火山の形成史を考える上でも箱根火山の地下を知ること、すなわち地下構造探査が極めて重要である。地震波を用いた箱根火山の地下構造探査としては、小田ほか（2002）による 3 次元トモグラフィがある。小田ほか（2002）は、神奈川県温泉地学研究所の常設観測点データを用いて地下構造探査を行い、カルデラの直下 8km 付近に地震波低速度域を捉え、地震活動との関連について考察している。しかし、解析精度の問題から低速度の実体を解明するには至っていない。その後、小田（2004）は、人工地震と自然地震を同時に用いた走時トモグラフィを実施し、地下 30km までの地下構造を推定している。

この他にも Asano *et al.* (1985) による 2 次元速度構

1) 首都大学東京
〒192-0397 東京都八王子市南大沢 1-1
Tokyo metropolitan university
1-1 Minami-Osawa, Hachioji, Tokyo, 192-0397, Japan
小田義也; oda-yoshiya@c.metro-u.ac.jp

造探査、Lees and Ukawa (1992) による 3 次元トモグラフィ、そして、Nakamichi *et al.* (2007) による 3 次元トモグラフィなどがあるが、これらは箱根火山を含む広域的な領域を対象としており、箱根火山そのものを対象とした地殻構造探査は行われていない。したがって、ここでは小田 (2004) の内容を中心に箱根火山の地下構造について報告する。

2. 方法

小田 (2004) では、人工地震と自然地震を同時に用いる走時トモグラフィ法 (ハイブリッド走時トモグラフィ法) を用いて解析を行っている。走時トモグラフィ法は、地震観測データから地下構造を推定する手法のひとつで、医療分野における X 線 CT と同様の原理で地下構造を可視化するものである。すなわち、複数の観測点で観測された地震波データから初動 (地震波が最初に観測点に到達した時刻) を読み取り、すべての観測点の初動時刻を説明するのに最適な地下構造を最小二乗法などにより推定する方法である。

自然地震を用いた走時トモグラフィは震源と観測点の空間的配置からいくつか分類することができる。最も一般的なものは解析領域内に震源と観測点が存在しているものである。これには、Aki and Lee (1976) のようにローカルな問題から Inoue *et al.* (1990) のように全マントル構造を求めるようなグローバルな問題を解くような様々なスケールがある。

また、ある観測網で観測された遠地震 (震央距離が 30 度以上のもの) を用いる方法もある。この方法では、震源が解析領域外に、そして観測点は解析領域内に存在する。Aki *et al.* (1977) は解析領域内の各観測点における地震波到達時刻の差 (相対的走時残差) をデータとして観測網直下の 3 次元速度構造を求めている。この方法は、遠地震の伝播経路が解析領域の外ではほぼ同じであることから、震源決定の誤差や解析領域外の世界速度不均質の影響を受けることなく、解析領域直下の速度不均質を反映した解析結果が得られる。しかし、反面相対的な速度差しか求められないという欠点もある。同様に相対的走時残差を利用する方法として、遠地震ではなく Nercissian *et al.* (1984) や Evans and Zucca (1988) のように人工地震を用いる方法もある。

震源と観測点が解析領域内にある場合、イメージングできる領域 (可視化領域) と分解能を規定するものは第一義的には観測領域と観測点密度である。日本列島全域もしくは各地方のような広域的な領域の地下を可視化する場合には、定常地震観測網で観測された自然地震データを用いる (例えば Hasegawa *et al.*, 1994)。現在、日本では防災科学技術研究所、気象庁そして大学の観測網によってほぼ 20km から 30km 間隔で観測点が設置されている。これらのデータを用いることにより日本全域の地下構造を数十 km 程度の分解能でイメージングすることが可能である。

特定の火山地域や地震の震源域など数十 km 四方程度の領域をイメージングするためには、定常地震観測網に加えて数 km 間隔で臨時観測点を設置し、観測点密度を

上げる必要がある。対象とする地域の地震活動が活発で多数の自然地震データが臨時観測により得られる場合には数 km 程度の分解能が得られる (小野寺ほか, 1998; 阿部ほか, 1999 など)。

さらに高分解能な地下深部イメージングを行った例もある。杉原・伊藤 (1987) は岩手県雫石の地熱地帯において、定常地震観測に加えて臨時観測を行うことにより $2\text{km} \times 2.5\text{km} \times 2\text{km}$ の領域で数百 m という微細なスケールでの 3 次元速度構造の推定を行っている。1km 以下の分解能を必要とするような場合には、反射法地震探査や屈折法地震探査など人工地震を用いた可視化技術を用いるのが一般的である。しかし、人工地震を用いる場合には震源のエネルギーによって深さ方向の可視化領域が限定される。また反射法地震探査や屈折法地震探査による 3 次元探査は経済的にも人的にも多くの資源が必要となり、必ずしも現実的なものではない。

一般的に自然地震を用いた走時トモグラフィ法では、震源は地下深部、観測点は地表面に限定され、さらに、地下構造だけでなく自然地震の震源位置と震源時も未知であるため、これらも同時に求めなくてはならない。X 線 CT のように対象 (人体) を取り囲むように全方位から計測する場合に比べ非常に不利な条件での解析となる。この結果、自然地震を用いた走時トモグラフィ法では、特に浅部の解析誤差が大きくなる。

小田 (2004) では、この欠点を補うため、人工地震と自然地震を同時に用いたハイブリッド走時トモグラフィ法により解析を行った。この方法は、より複雑な浅部の構造を精度の高い人工地震で推定し、深部の構造は自然地震を用いて推定しようとするものである。浅部の解析精度が深部に比べ低いという走時トモグラフィ法の弱点を人工地震によって補うとともに、人工地震と自然地震を同時に用いて解析することにより、両者のデータに対して最適な地下構造を推定することができる。また、解析における分解能は格子点間隔によって規定される (格子点間隔より細かいものは見えない) が、ハイブリッド走時トモグラフィ法では不等間隔格子点を採用し、格子点間隔を任意に設定することが可能なため、データの質に応じた解析が可能である。

3. データ

トモグラフィに用いたデータは、人工地震データ、箱根火山の常設観測点によるローカルデータ、そして、箱根火山を含む広域の常設観測点による広域データの 3 種類である。以下にそれぞれのデータについて説明を行う。

3.1 人工地震データ

箱根火山地域の 3 次元地殻構造をハイブリッド走時トモグラフィ法により高精度かつ高分解能で推定するために、ダイナマイトを用いた稠密な人工地震観測が温泉地学研究所と電力中央研究所の共同研究として実施された (図 1)。

探査領域や探査深度は震源のエネルギーに規定されるため、十分な震源エネルギーを設定することが重要である。しかし、一方で観測地域は富士伊豆箱根国立公園内

であることから、不要に薬量の大きい発破は避けなくてはならない。このことから適切なダイナマイト薬量を決定するための予備的な実験を本観測に先行して実施し、ダイナマイト薬量はカルデラ内の発破点で 20kg、カルデラ外の発破点では 40kg とした。

トモグラフィ解析に適応させるため、発破点と観測点を面的に、そして、可能な限り均等になるように配置した。従来のような測線という概念はない。発破点はカルデラ内外の計 14 点である。観測はオフライン型デジタルレコーダ(篠原ほか, 1997) と通常は反射法地震探査で用いられるオンライン型多チャンネル観測装置により行った。

オフライン型デジタルレコーダはバッテリーにより約 1 ヶ月間連続記録が可能であり、内部時計は GPS 時計により校正される。AD 変換のダイナミックレンジは 16bit で、倍率は周辺のノイズ状況に応じて 40dB もしくは 60dB とした。記録は基本的に 100Hz サンプルング、センサーは 2Hz3 成分一体型の速度計 L-22D (MARKPRODUCT 社製) を用いているが、オンライン

型観測装置の測線から連続する観測点においては観測点密度を上げるために 200Hz サンプルング、10Hz 1 成分(上下動)センサーを用いた。1 成分センサーを用いることにより、2 台のセンサー(2 観測点のデータ)を 1 台のレコーダで記録することが可能となる。観測点数は 48 点である。

オンライン型多チャンネル観測装置では、外輪山西側から湖尻峠を越えカルデラ中央部、上湯場付近まで約 5km 区間にほぼ等間隔で 10Hz センサー(上下動成分のみ)を 182ch 設置した。図 2 にオフラインおよび常設観測点で記録した発破データ(発破点 SL4)の一例を示す。すべての観測波形のうち初動走時を読み取ることが可能であったものは 1,119 個であった。この 1,119 個の初動時刻が解析に用いる人工地震データとなる。

3.2 ローカルデータ

温泉地学研究所の地震観測施設は、1989 年にテレメータ化され現在に至っている。データは 12bit、120Hz でデジタル化され、時刻は誤差 3.5msec 以下

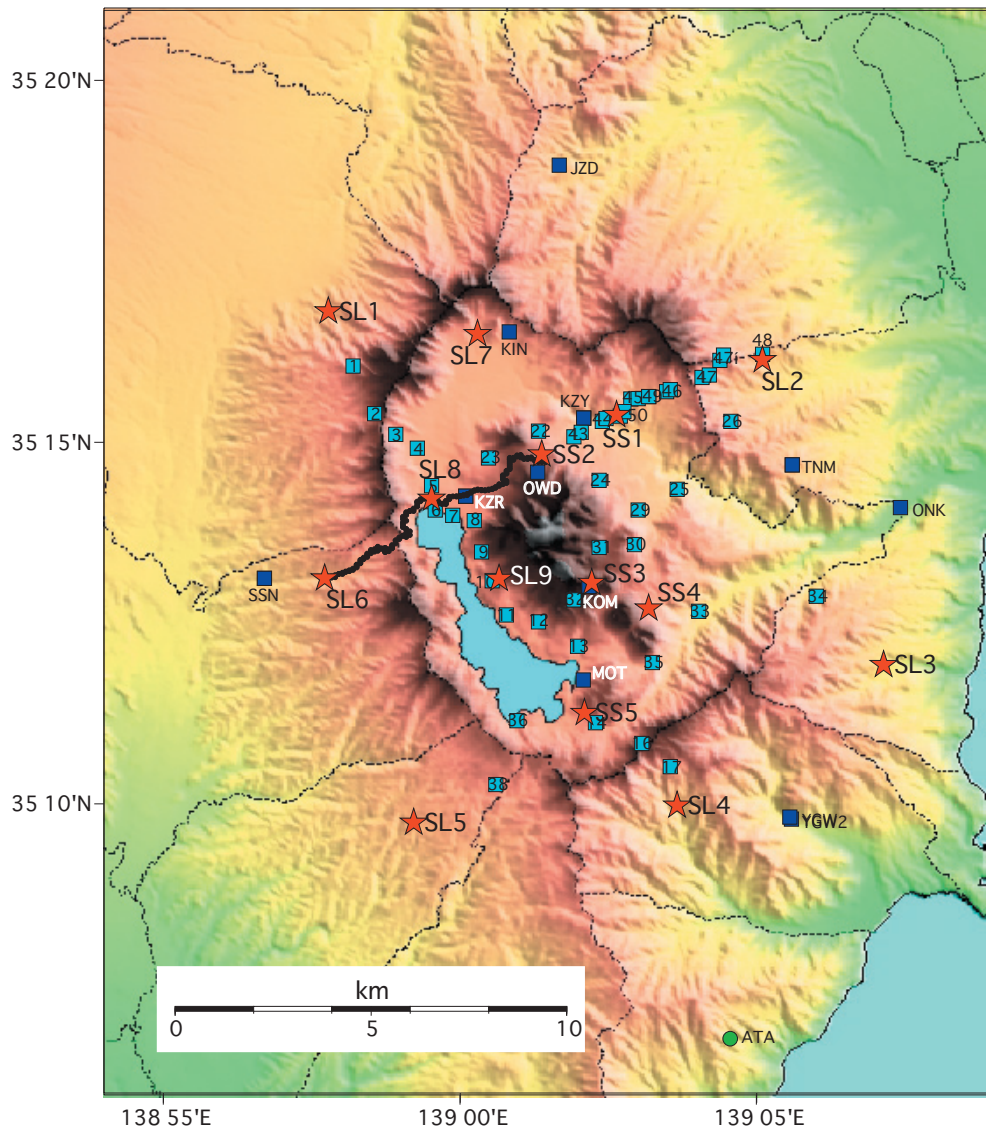


図 1. 観測点配置図。星印が発破点、四角(青)が温泉地学研究所の常設観測点、四角(水色)がオフライン臨時観測点、ライン(黒)がオンライン臨時観測点を示す。

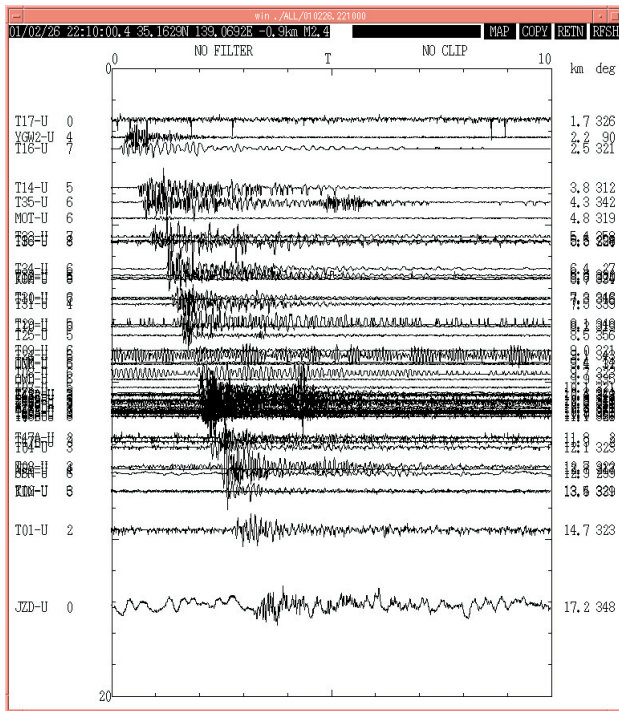


図2. 発破データのペーストアップ例。発破点はSL4(奥湯河原)、薬量は40kg。観測点は常設観測点とオフライン臨時観測点。

の精度(JJYにより時刻校正)を保っている。観測点は1989年当初は温泉地学研究所(小田原市入生田)1点、箱根火山内6点そして丹沢山地2点の合計9点であったが、その後増強や他機関とのデータ交換により現在では観測点数が約3倍(29観測点)、観測領域は約5倍となっている(神奈川県温泉地学研究所, 1999)。この結果、温泉地学研究所の地震観測網における地震の検知能力(震源決定が可能なマグニチュードの下限)は、観測データの頻度分布によると箱根火山直下でマグニチュード0程度となっている(棚田, 1999)。

解析に用いた箱根火山の常設観測点データは小田ほか(2002)のデータを用いた。すなわち、1989年から1998年までに温泉地学研究所の常設観測点で得られた6,681地震から全観測点の約半数である7観測点以上で初動の判別が可能であった386地震である(図3)。また、1989年3月に行われた小田原発破(ESG Working group, 1989)3点、および、山北における採石発破1点も解析に用いている。なお、観測点数は全17点であるが、観測期間の違いにより同時期に観測している最大観測点数は15点である(神奈川県温泉地学研究所, 1999)。解析に用いる地震および発破の数は合計390個、読み取り値は、P波初動が4,400個、S波初動が1,827個の合計6,227個である。

3.3 広域データ

深度30kmまでイメージングするためには、より深部を多方向に伝播した地震波、つまり広域的な観測データが必要である。このため、広域的な観測データとしてLees and Ukawa (1992)のデータを使用している。このデータは、1980年から1984年の間に防災科学技術研

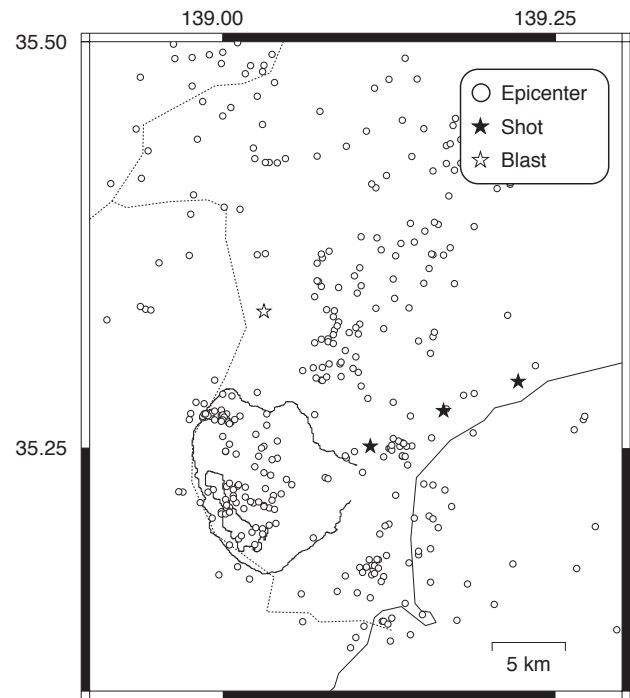


図3. トモグラフィ解析に用いたローカルデータ(地震数386)。1989年から1998年まで温泉地学研究所の常設観測点で観測された地震のうち、7観測点以上で初動の判別が可能なもの。

究所の常設観測点で観測された地震のうち、8観測点以上で記録が得られているなどいくつかの条件により選択された4,360地震の初動走時データである。Lees and Ukawa (1992)ではさらに、震源の決定誤差も考慮し最終的には3,823地震を選択して解析に用いている。しかしながら、小田(2004)ではトモグラフィ解析時に震源決定誤差によるデータの重み付けを行うため、震源決定誤差による地震の選択は行わなかった。ただし、イメージング対象深度を考慮して深度40km以浅の地震のみを用いることとしている。この結果、広域データとして3,835地震を選択した(図4)。観測点数は42点、P波初動データが61,755個、S波初動データが60,895個の合計122,650個である。

4. 地下構造の離散化

ハイブリッド走時トモグラフィ法では、格子点間隔を任意に設定することができるため、データの質(精度や波線密度など)に応じた地下構造の離散化が可能である。人工地震データ、ローカルデータ、そして、広域データの3種類のデータセットに対してそれぞれチェッカーボードレゾリューションテスト(CRT)を行い、最適な離散化(格子点間隔の決定)を行った。

4.1 人工地震データによる離散化

人工地震データにより浅部の格子点間隔を決定するために、まず人工地震データの1次元解析を行っている。人工地震の観測レイアウトは、発破点と観測点が面的に配置されているが、ここでは深度方向のみ(1次元)の速度変化を抽出するために水平方向の方向性は考慮していない。単純に震央距離のみによって整理した観測波

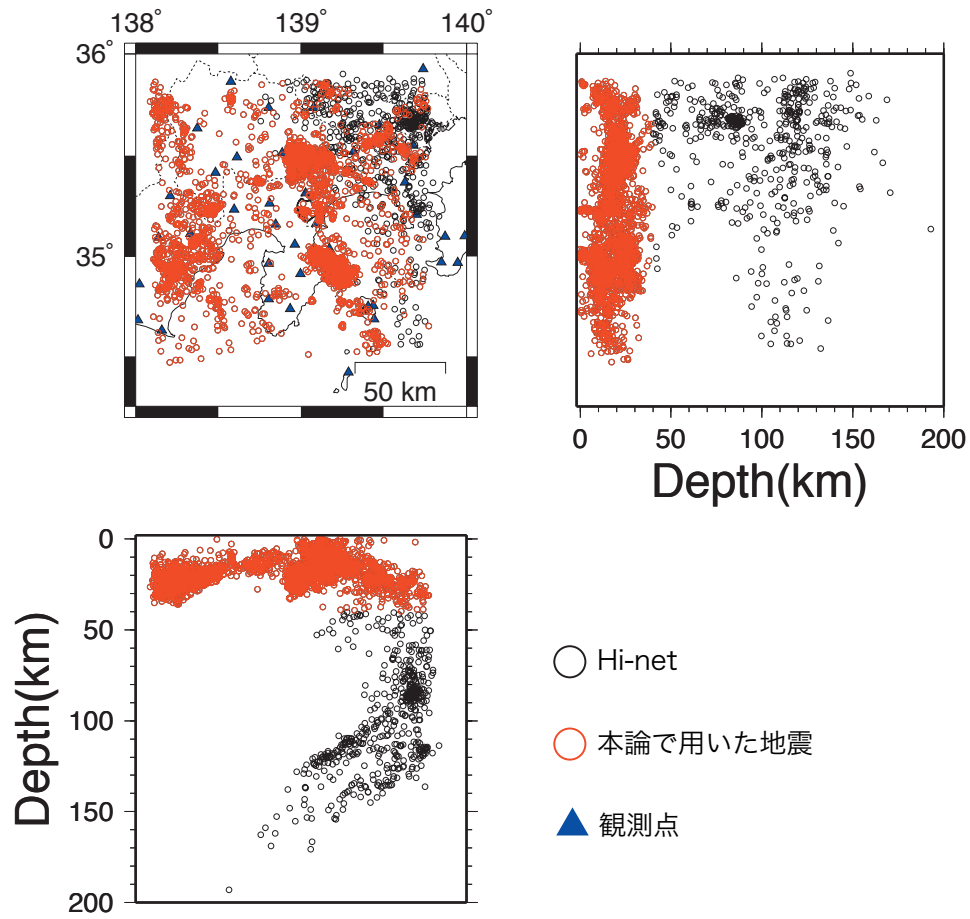


図4. 広域データ. 丸(赤)がトモグラフィ解析に用いたデータ(地震数3,835). 1980年から1984年までに防災科学技術研究所の常設観測点で観測された地震データから選択.

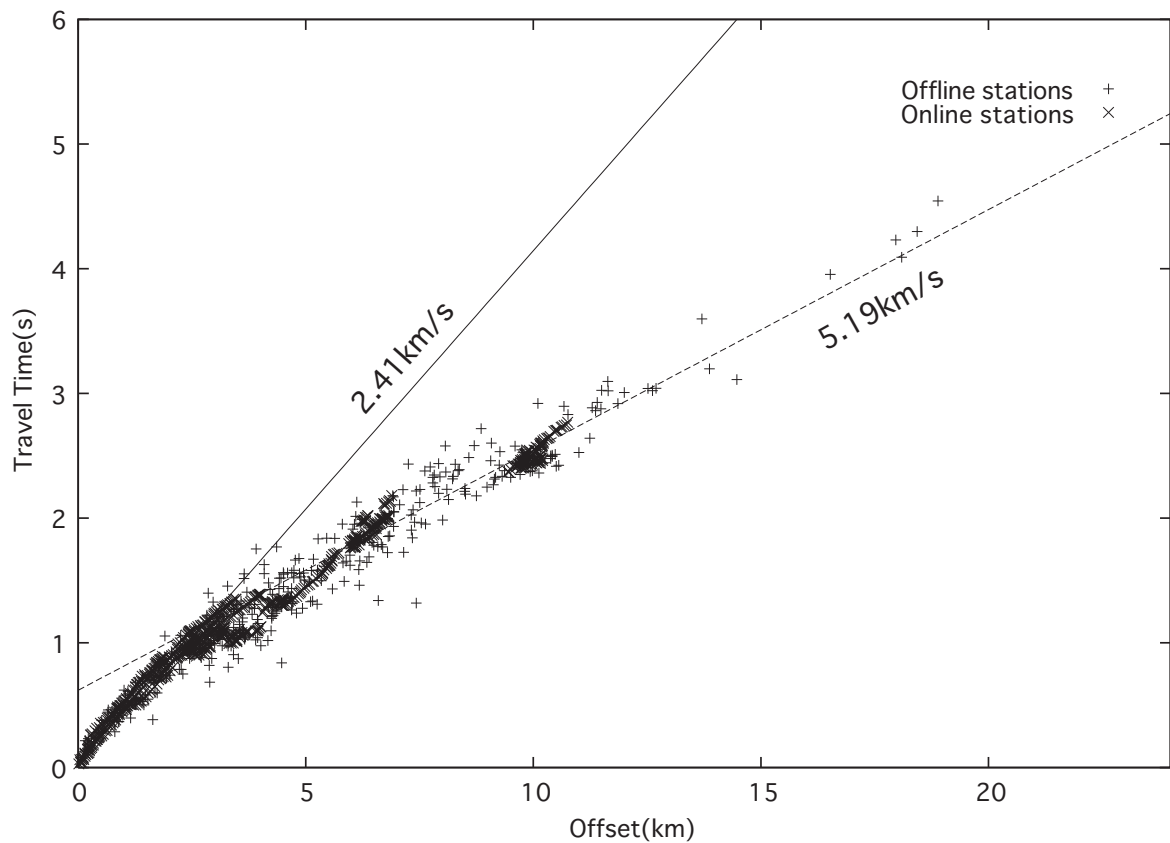


図5. 人工地震による走時曲線. 第1層は見かけ速度が2.41km/s, 第2層は5.19km/sとなった. 第2層の5.19km/sは伊豆・小笠原弧の上部地殻に対応する値である(平・清川, 1998).

形記録から初動走時を読み取り、走時曲線を示すと図5となる。走時曲線から箱根火山浅部の第1層はP波の見かけ速度が2.41km/s、層厚1.0km程度、第2層は5.19km/sと読み取れる。伊豆・小笠原弧の上部地殻の地震波伝播速度は、4.5km/sから5.5km/sとされており(平・清川, 1998)、第2層の5.19km/sは地震波伝播速度から判断すると伊豆・小笠原弧の上部地殻に対応する。

1次元解析の結果をふまえ、CRTを行った。解析領域は、臨時稠密観測の観測領域から水平方向に12km×12kmの領域、また、人工地震波の到達下限である地表面下1km程度が可探深度であることから、深度方向に-0.5kmから0.5kmとした。この領域に対して水平方向の格子点間隔を4km、3km、2km、そして、1kmと変化させてCRTを行った。垂直方向の格子点間隔は水平方向の格子点間隔に関らず0.5kmである。図6にCRTの結果を示す。カルデラ内で良好な解析精度が得られた2kmを最適な格子点間隔とした。

4.2 ローカルデータによる離散化

ローカルデータの解析領域は、水平方向に24km×24km、深度方向に0kmから12kmとしている。ここでは水平方向の格子点間隔が6km、4km、そして、2kmの場合についてCRTを行った。図7がCRTの結果である。深度8km程度まで解析精度が保たれている4kmを最適な格子点間隔とした。

4.3 広域データによる離散化

広域データの解析領域は、水平方向に140km×140km、深度方向に0kmから32kmである。ここでは、水平方向の格子点間隔が20kmおよび10kmの場合についてCRTを行った。水平方向の格子点間隔が10kmの場合でも深度30kmまで良好な結果(図8)が得られたため、大深度は10kmを最適な格子点間隔とした。

4.4 初期モデル

CRTの結果をふまえ、図9に示すような不等間隔格子点モデルを作成した。各深度における初期物性値を表1に示す。実データを用いた解析に先立ち、実データの解析時と同じ不等間隔格子点モデルおよびパラメータによってCRTを行った。CRTにおける仮想モデルに与えた速度不均質はP波速度、 V_p/V_s に対して±5%である。図10は V_p に対するCRTの結果を示したものである。箱根火山では人工地震を用いたことにより、浅部のイメージングにおいて高精度、高分解能化が達成されている。箱根火山付近については表層から深部まで良好な解像度が得られていることが確認された。

5. 速度構造

トモグラフィ解析ではいくつかのファクターによって、データの重み付けを行なっている。まず、人工地震と自然地震のデータのウェイト比を10.0とした。人工

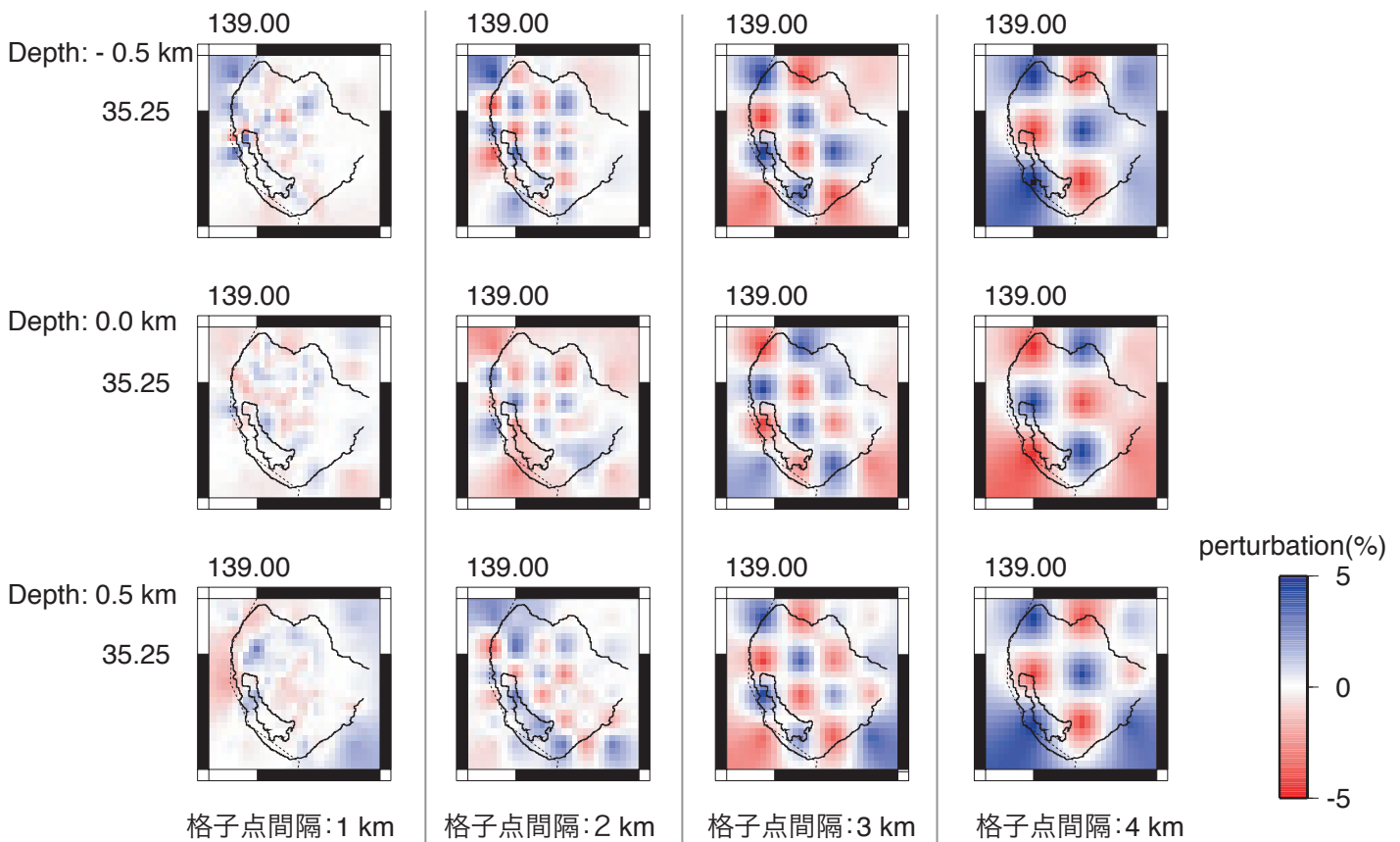


図6. 人工地震データによるCRT結果。格子点間隔(分解能)と精度とはトレードオフの関係にある。格子点間隔2kmを最適な格子点間隔とした。

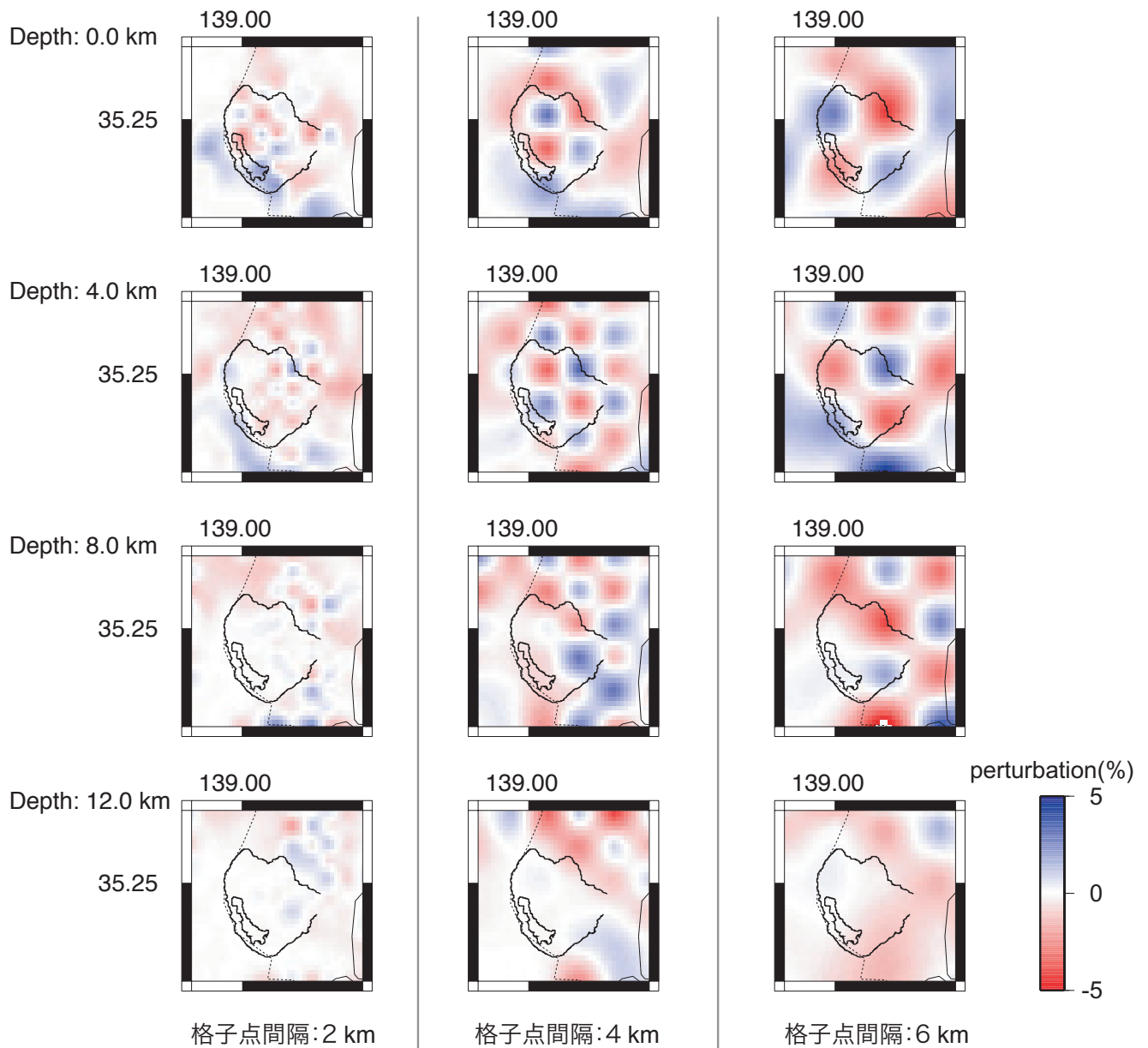


図 7. ローカルデータによる CRT 結果. 深度 8km 程度まで解像度が保たれていることから 4km を最適な格子点間隔とした.

表 1. 初期モデルにおける速度値.

Depth (km)	Vp (km/s)	Vp/Vs
- 4.0	2.41	1.73
- 1.0	2.41	1.73
- 0.5	3.11	1.73
0.0	3.80	1.73
0.5	4.50	1.73
1.0	5.19	1.73
4.0	6.02	1.73
8.0	6.15	1.73
12.0	6.38	1.73
17.5	6.54	1.74
22.5	6.81	1.76
30.0	7.21	1.76
32.0	7.80	1.77
100.0	8.00	1.78

地震データは自然地震データに比べ 10 倍の重みが掛けられることになる。次いで、震央距離に応じた重み付けを与えた。震央距離が 50km 以内のデータは重み 1.0、150km 以上のデータは重み 0.0 を与え、その間のデータには線型的に 1.0 から 0.0 の重みを与えた。震央距離が 150km 以上のデータは解析には用いないことになる。さらに、走時残差によっても重み付けを行なった。走時残差による重み付けでは、残差が 0.1(s) で重みを 1.0、残差 0.5(s) で重みを 0.02、残差 1.5(s) で重み 0.0 とし、その間は線型的に 1.0 から 0.0 の重みを与えた。したがって、残差が 1.5(s) 以上のデータは品質の悪いデータとして解析データから除外される。最終的なデータの重みは、それぞれのファクターにおける重みを掛け合せ、それを正規化したものとなる。

ハイブリッド走時トモグラフィ法により推定された箱根火山の地下構造を深度ごとの水平断面で示す。P 波速度 (図 11 (a))、S 波速度 (図 11 (b))、そして、Vp/Vs (図 11 (c)) 構造をそれぞれ拡大表示と広域表示してい

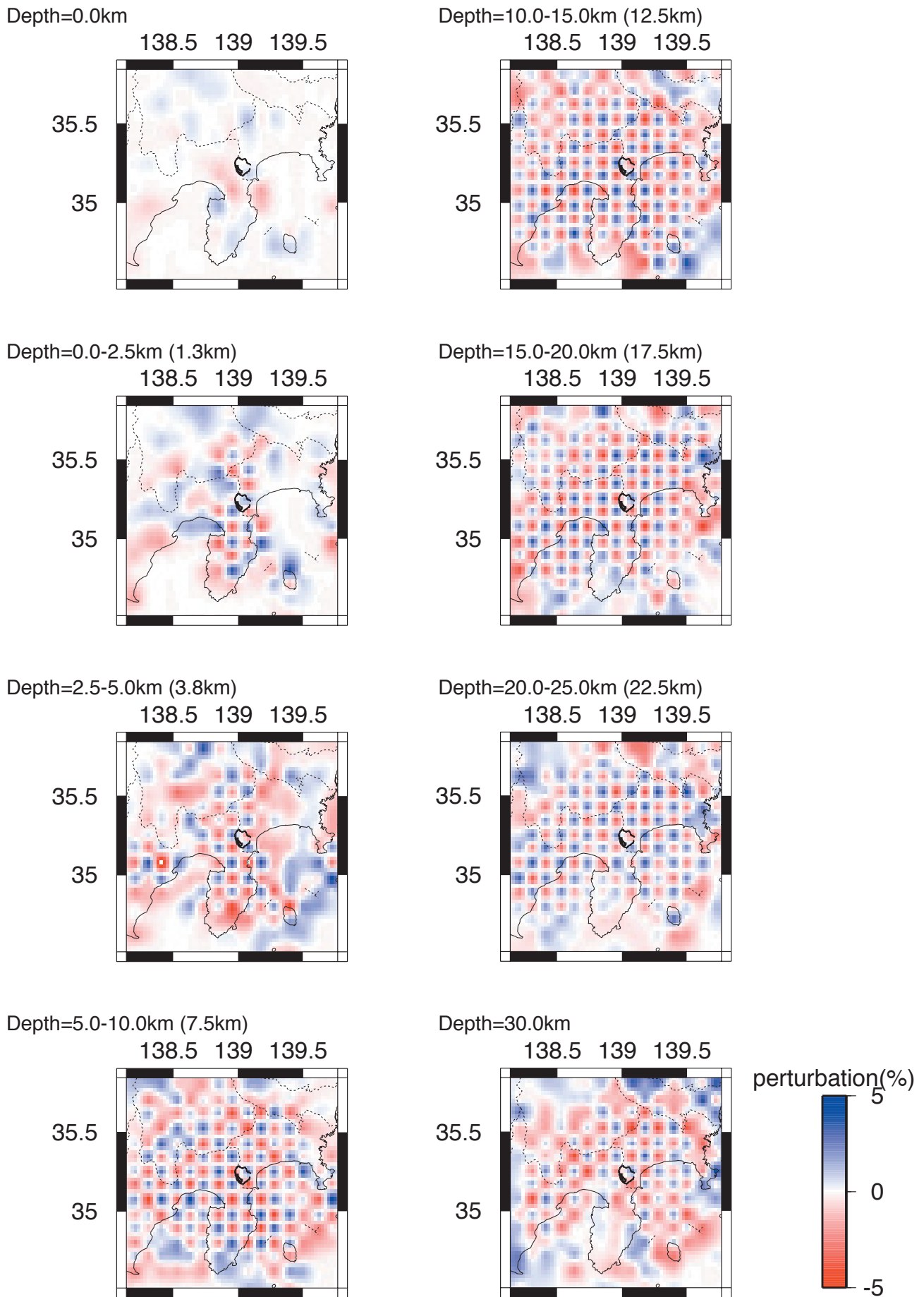


図 8. 広域データを用いて格子点間隔 10km とした場合の CRT 結果. 深度 30km まで良好な解像度が得られている.

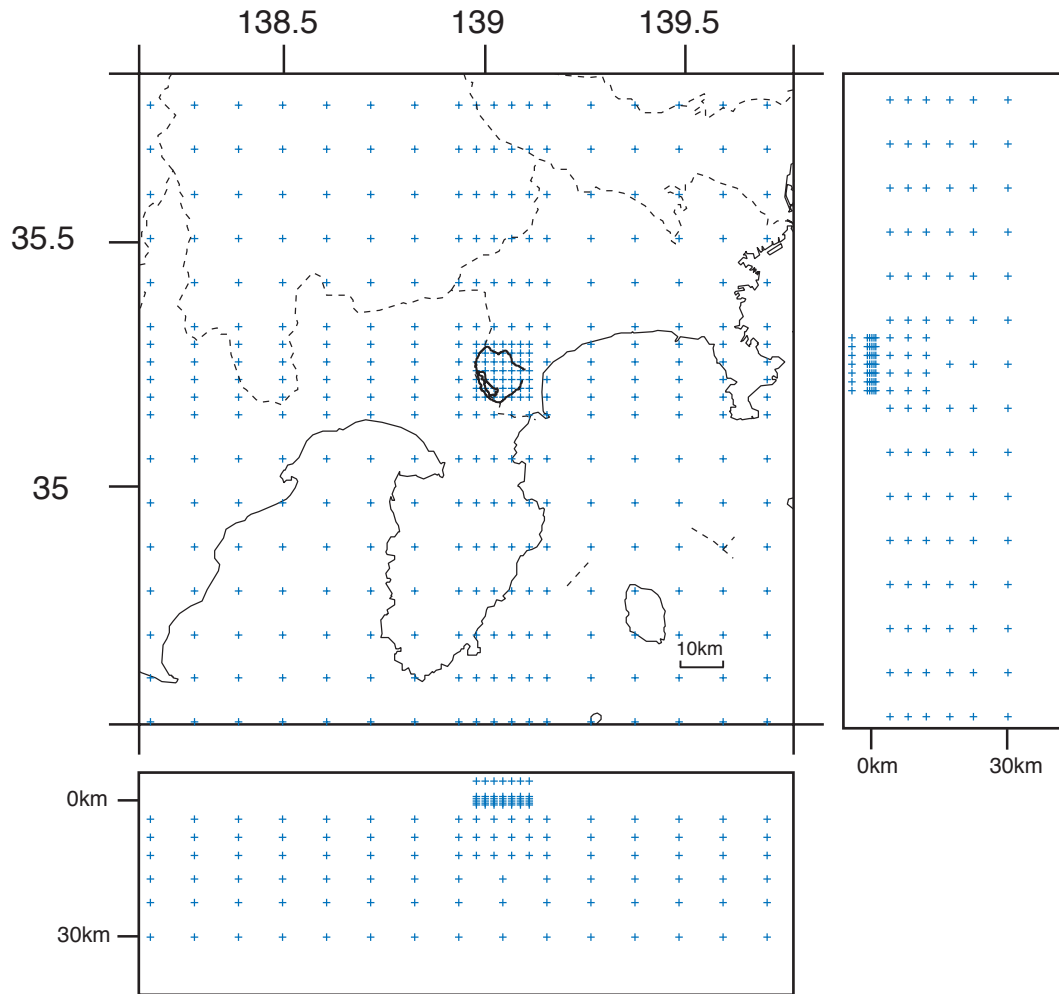


図 9. CRT の結果を踏まえて作成した不等間隔格子点モデル。箱根火山周辺はデータの密度が高いため格子点間隔を細かく設定できている。

る。拡大表示における白色（半透明）のマスキは、CRTの結果が良好でない（復元率が30%以下）領域を示している。解析時の反復回数は13回で、誤差（走時残差）はRMS残差で0.46から0.28と約38%減少している。

箱根火山に注目して浅部から深部へP波速度構造の特徴をあげる。

深度-0.5kmでは古期カルデラのカルデラ壁周辺に低速度域が確認される。この低速度域は深度0.0kmには連続していない。また、既往の地質図との対応は明瞭ではない。

深度0.0kmの平均的なP波速度は3km/s後半から4km/s程度であるが、カルデラ北部の金時山付近と神山付近が周囲に比べやや高速度（5km/s程度）となっている。

深度0.5kmでは深度0.0kmで確認された金時山、神山の高速度域が連続して存在している。カルデラ中央は低速度（P波速度3km/s程度）領域となっている。

深度1.0kmではカルデラ北部（台ヶ岳、小塚山付近）と南部（双子山、箱根峠付近）に周囲に比べ高速度な領域が存在している。

深度4.0kmは比較的均質な構造であるが、カルデラ北東側（小塚山付近）がやや高速度域となっている。

深度8.0kmにおける平均的なP波速度は6km/s程度

である。カルデラ中央から南部は解析精度があまりよくないが、カルデラ内に10%を越えるような顕著な速度異常は存在していない。

深度12kmではカルデラ西側が高速度域となっている。箱根火山直下については北東部を除き良好な解像度を得られていない。

深度17.5km以深、深度30kmまで、格子点間隔（10km）のスケールで特徴的な速度異常はみられない。

S波速度構造はP波速度構造とよく似ており顕著な差は確認できない。

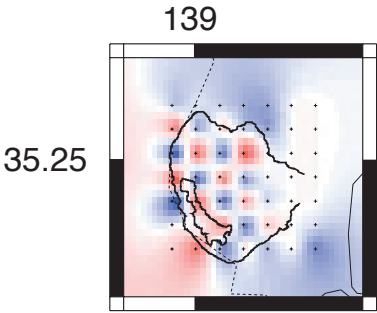
6. 考察

6.1 速度構造

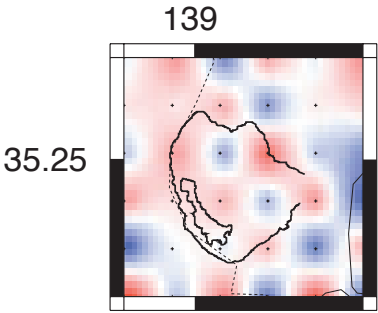
深度-0.5kmにおいて低速度域が確認されたが、深度0.0kmには連続していないことから、この低速度域はマグマなどの溶融体ではないと判断される。これらの低速度域が主にカルデラ壁の近傍に存在していることから古期または新期外輪山の地すべり性堆積物が低速度として捉えられている可能性が高い。

深度0.5kmにおいてカルデラ中心部に地震波低速度域が存在し、この低速度域が深度1.0km以深には連続していないことから、カルデラ中央部では基盤が深く落ち込んでおり、そこに火山性砕屑物が堆積したものと解

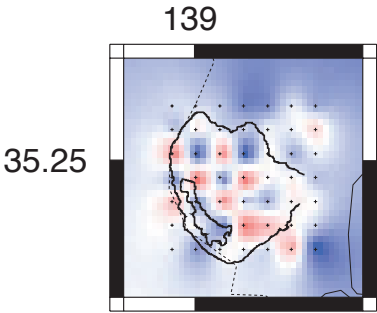
Depth=-0.5km



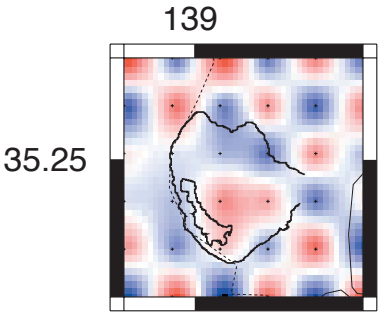
Depth=4.0km



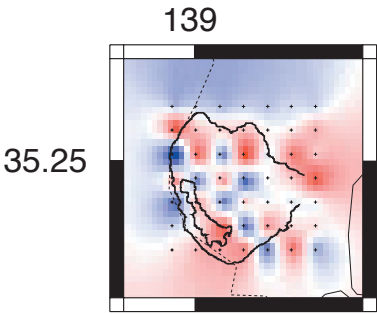
Depth=0.0km



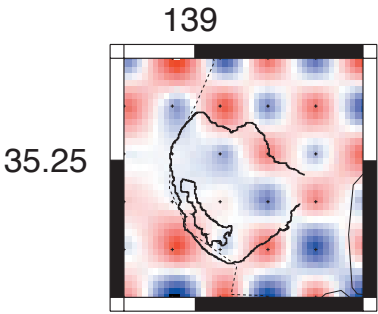
Depth=8.0km



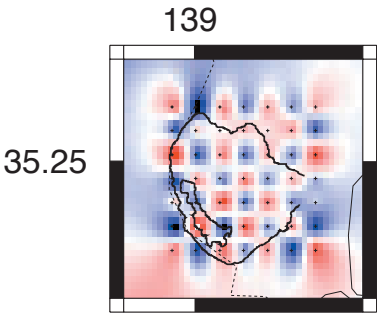
Depth=0.5km



Depth=12.0km



Depth=1.0km



Depth=17.5km

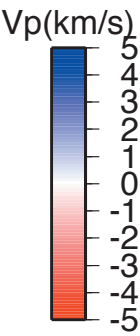
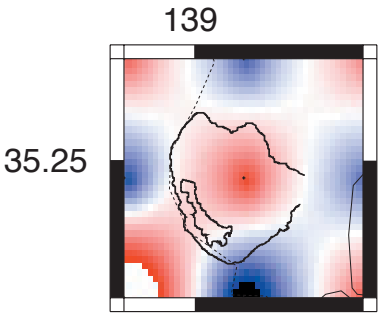
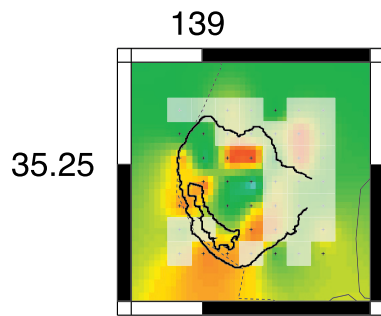
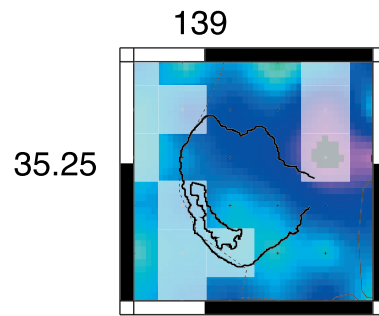


図 10. トモグラフィ解析に用いる不等間隔格子点モデルとすべてのデータセットを用いた CRT 結果. 箱根火山直下については浅部から深部まで良好な解像度が得られている.

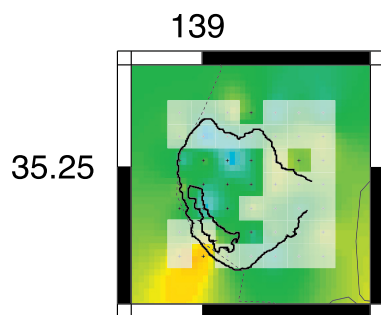
Depth=-0.5km



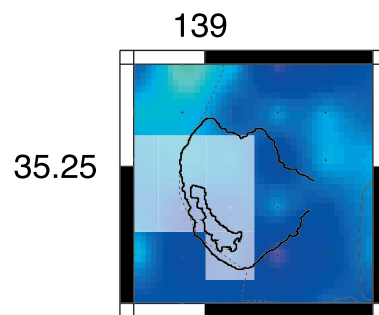
Depth=4.0km



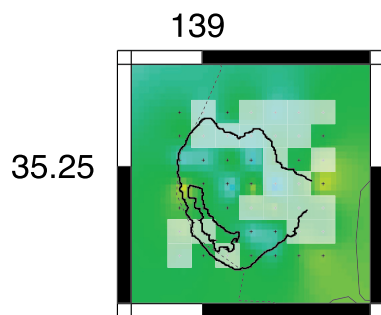
Depth=0.0km



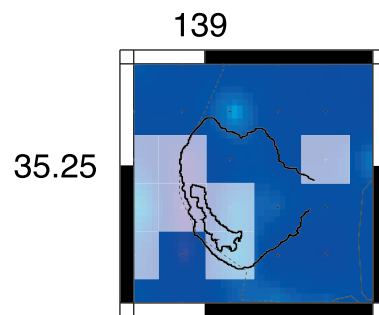
Depth=8.0km



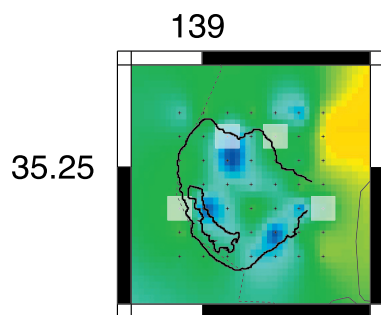
Depth=0.5km



Depth=12.0km



Depth=1.0km



Depth=17.5km

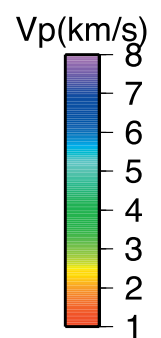
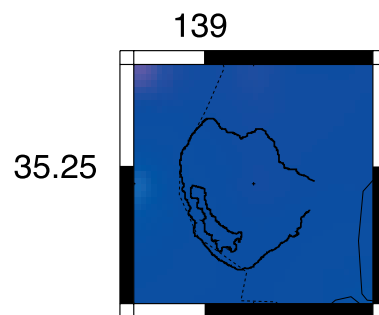
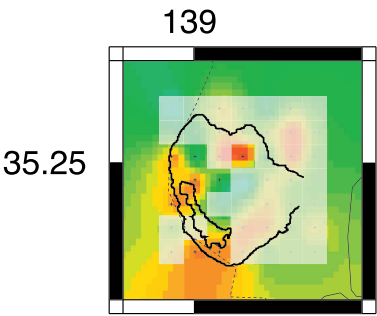
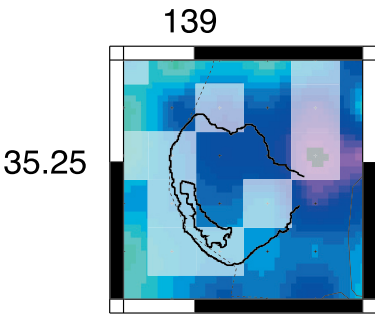


図 11(a). トモグラフィ解析結果 (Vp). 白抜きの部分は CRT で解像度が低かった部分 (復元率 30% 以下).

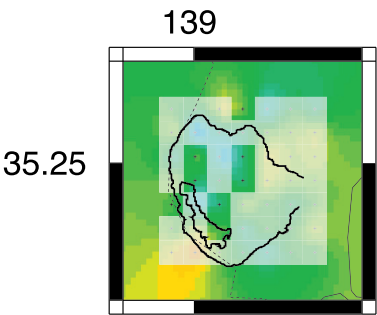
Depth=-0.5km



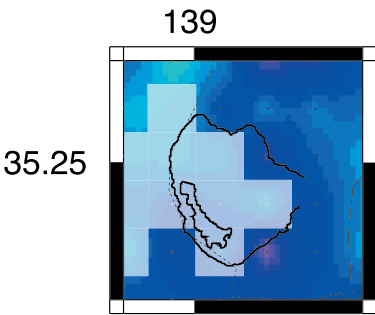
Depth=4.0km



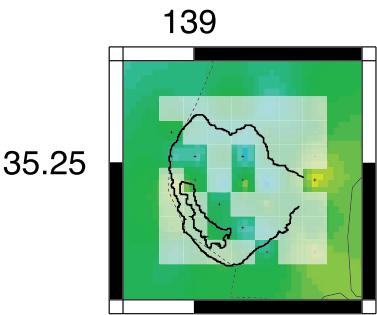
Depth=0.0km



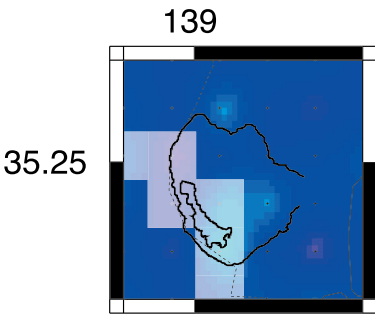
Depth=8.0km



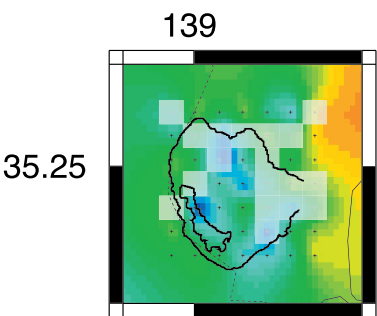
Depth=0.5km



Depth=12.0km



Depth=1.0km



Depth=17.5km

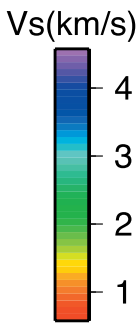
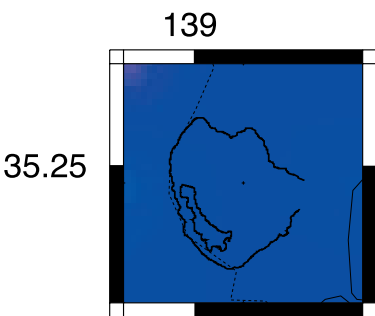
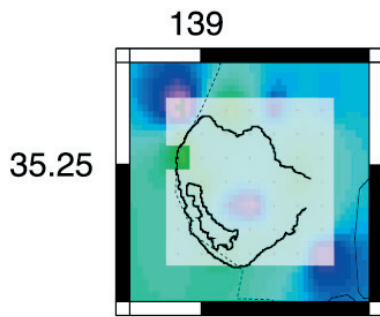
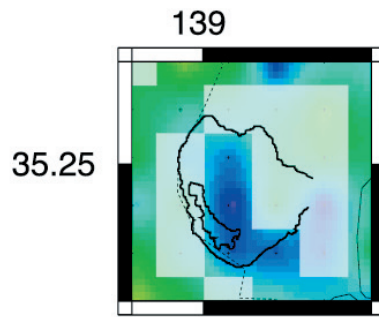


図 11(b). トモグラフィ解析結果 (Vs) .

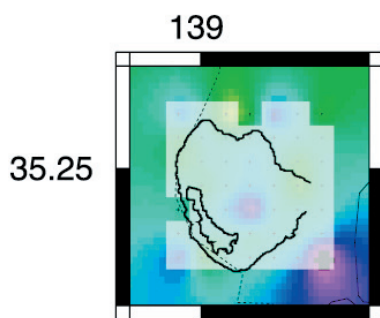
Depth=-0.5km



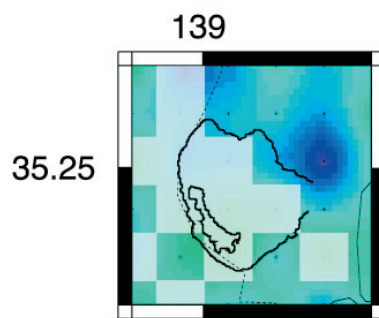
Depth=4.0km



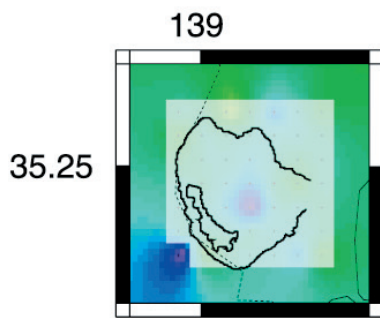
Depth=0.0km



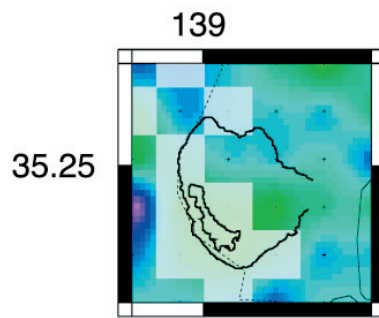
Depth=8.0km



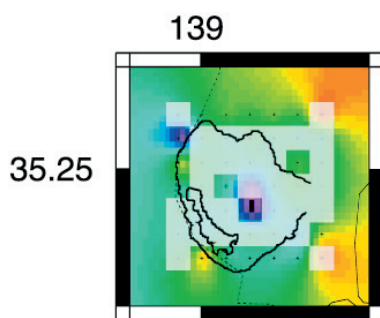
Depth=0.5km



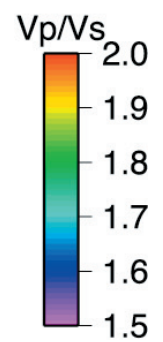
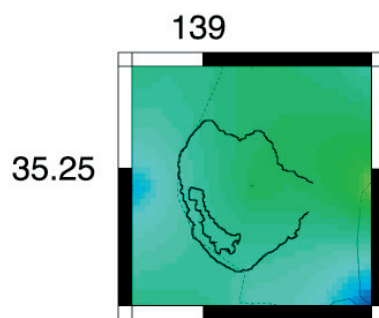
Depth=12.0km



Depth=1.0km



Depth=17.5km

図 11(c). トモグラフィ解析結果 (V_p/V_s).

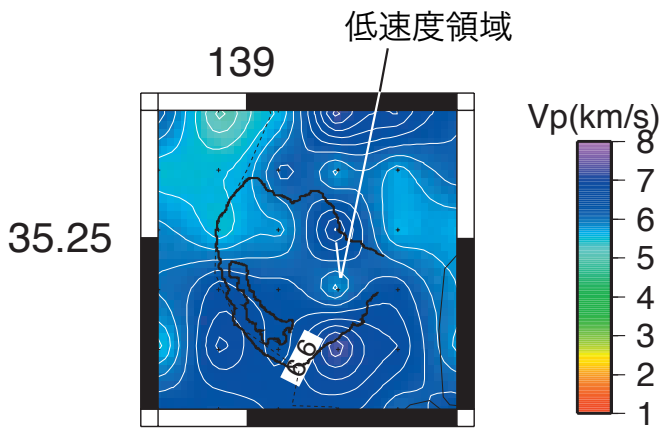


図 12. 深度 8km における低速度領域. 低速度の割合は周囲に比べて 0.5km/s (8%) 程度である.

積される。

自然地震のみによる深部イメージング (小田, 2002) では箱根火山直下 8km に低速度域が確認されているが、ハイブリッド走時トモグラフィ法を用いた結果、低速度は存在するものの (図 12)、その値は周囲に比べ約 0.5km/s (約 8%) 程度であることが明らかになった。8% という速度不均質の原因は、物質の違い、熱水の影響、そして、マグマなどの熔融体が考えられる。一般に熔融体が存在する場合、その V_p/V_s は 1.8 から 1.9 程度に増加する。深度 8km の V_p/V_s (図 11(c)) を見ると、低速度域は 1.7 から 1.8 程度である。また、この低速度域は地下の深部方向へは連続していない。これらの結果から速度構造から見る限り深度 8km の低速度域はマグマなどの熔融体ではなく、物質の違いもしくは熱水によるものである可能性が高い。

6.2 震源分布

箱根火山における地殻構造と地震活動との関係を検討するため、1989 年から 1998 年までに温泉地学研究所により観測されたすべての地震 (6,681 個) に対して震源の再決定を行った (図 13)。箱根火山における地震活動は、1994 年に外輪山南縁で発生した地震の本震? 余震を除けばほとんどが深度 2.5km 以浅で発生している。

図 14 は、箱根火山直下の震源分布のうち 2.5km 以浅のものと 2.5km 以深のものを示している。この図から、深度 2.5km 付近を境に震源の分布形態に違いが見られる。すなわち、2.5km 以浅では、震源がいくつかのクラスター状に分布しているのに対し、2.5km 以深では箱根火山を北東 - 南西に横切る方向に震源が分布している。この震源分布の南西端は、北伊豆断層系の北端部に位置し、北東側の延長には平山断層の存在が知られている。つまり、やや深部 (深度 4km 付近) に、北伊豆断層系から平山断層へ連続するような地殻内弱面が存在していることを示唆している。ただし、深度 4km 付近の震源分布をみると、中央火口丘から北側、平山断層方向で地震は発生していない。したがって、弱面が平山断層まで連続しているかどうかは不明である。

浅層部の弱面は、この付近で日常的に小規模の地震が

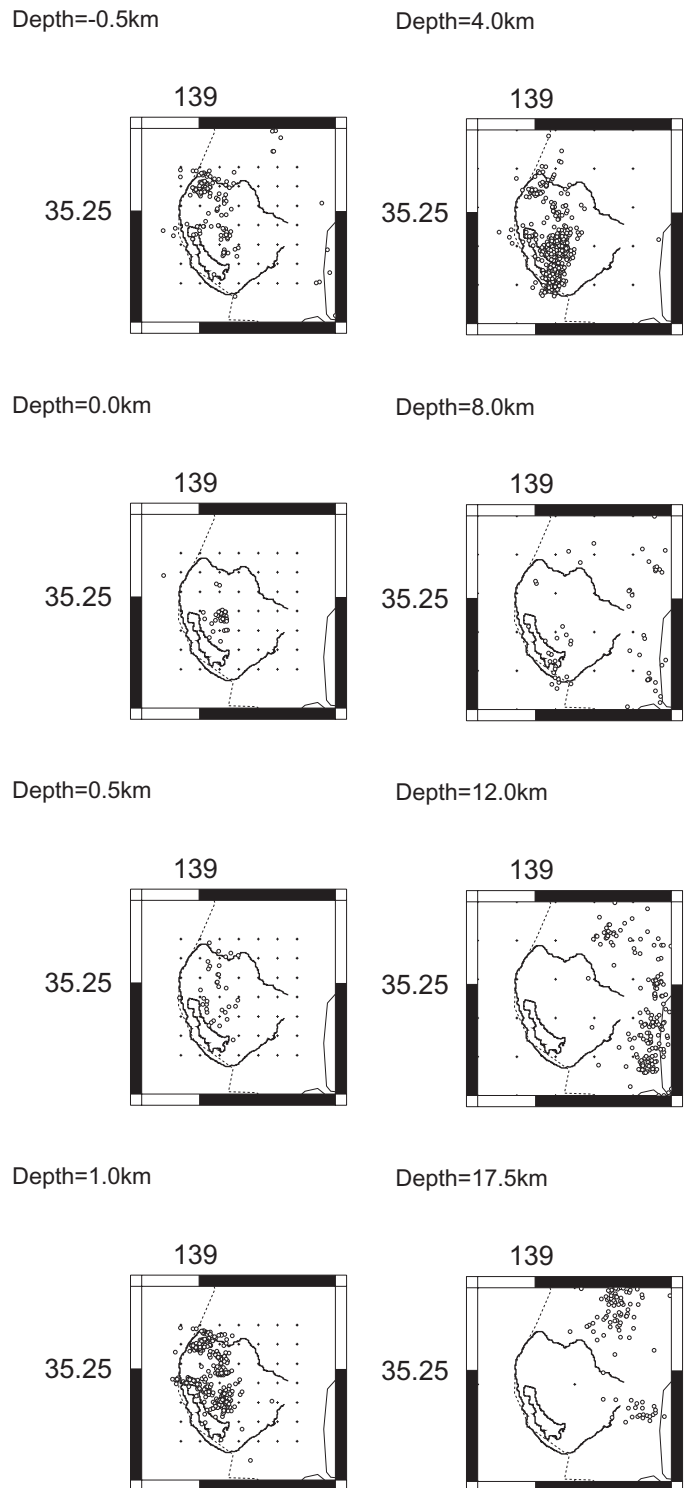


図 13. トモグラフィによって得られた速度構造を用いて再決定された震源分布.

発生していることから、固着度が低い小断層の集合であると考えられる。一方、やや深部の弱面に対応する地震活動は 1994 年に外輪山南縁で発生した地震の本震および余震活動以外にはほとんどない。したがって、この弱面は 1994 年に外輪山南縁で発生した地震の震源断層と考えられる。2001 年に発生した箱根群発地震活動において観測された地震は、ほとんどが P 相、S 相が明瞭なものであった。P 波初動の押し引き分布からメカニズム解を求めたところ、多くの地震が北東 - 南西方向に伸張

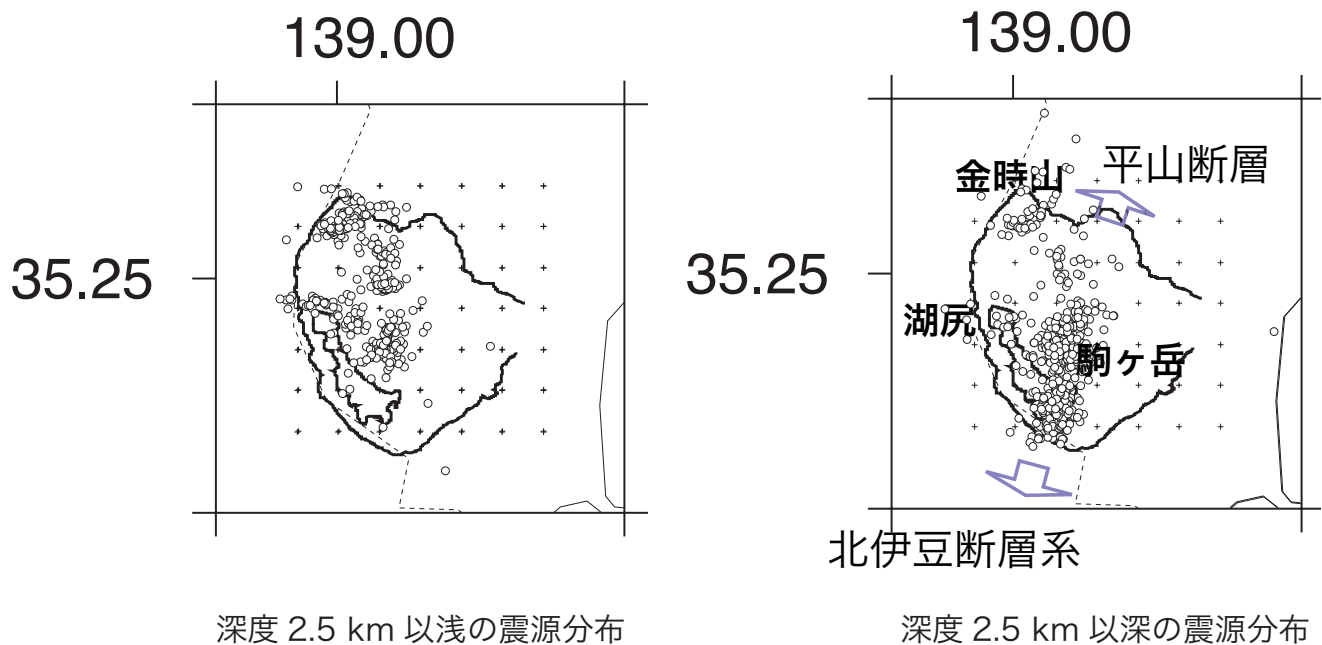


図 14. 箱根火山直下、深度 2.5km 以浅と深度 2.5km 以深の震央分布の比較.

軸を持つ横ずれ型で、ほぼ同じ伸張方向を持つ正断層型も一部含まれていた(酒井・棚田, 2001)。また、村瀬・棚田(2002)は群発地震の波形解析から、これらの地震の震源断層は、ほとんどが断層長 40m 程度であるとしている。これらのことを考慮すると、2001 年の群発地震活動は、広域的なテクトニクスによって浅層部の小断層群が活動したものと考えられ、マグマに起因する活動ではないと解釈される。

一方で、図 13 の震源分布を見ると箱根火山の直下は深度 8km 以深ではほとんど地震が発生していない。つまり、箱根火山直下 8km 以深では温度が高く脆性破壊を起こすことができないという熱構造を反映している可能性がある。

7. まとめ

自然地震と人工地震によるハイブリッド走時トモグラフィ法を用いて、箱根火山の深部イメージングを行ない以下の結論を得た。

1. ハイブリッド走時トモグラフィ法により、箱根火山直下の深度 30km までの地下構造を推定した
2. 箱根火山直下のカルデラ中央部深度 8km 付近に地震波低速度域が存在するが、 V_p/V_s が低いこと、また、深部への連続性が確認できないことからマグマなどの溶融体であるとはいえない
3. ただし、震源分布を見ると 8km 以深に地震が発生していないことから、この領域は高温のため脆性破壊が生じていないものと考えられる
4. 箱根火山直下の地震は 1994 年に外輪山南縁で発生した地震とその余震をのぞけばほとんどが深度 2.5km 以浅で発生している
5. 箱根火山直下 2.5km 以浅で発生している地震の震源

断層は固着度が低く規模の小さい断層である

6. 1994 年に外輪山南縁で発生した地震の震源断層は北東 - 南西方向の走向を持ち、南西端は北伊豆断層系の北端部に位置し、北東側の延長には平山断層が存在している

引用文献

- 阿部信太郎・津村紀子・小田義也, 1999. 鬼首地熱地帯における稠密地震観測. 地熱技術, 24: 3-11.
- Aki, K., A. Christofferson & E. S. Husebye, 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. J. Geophys. Res., 82: 277-296.
- Aki, K. & W. H. K. Lee, 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1, A Homogeneous initial model. J. Geophys. Res., 81: 4381-4399.
- Asano, S., K. Wada, T. Yoshii, M. Hayakawa, Y. Misawa, T. Moriya, T. Kanazawa, H. Murakami, F. Suzuki, R. Kubota & K. Suyehiro, 1985. Crustal structure in the northern part of the Philippine sea plate as derived from seismic observation of Hatoyama-Off Izu peninsula explosions. J. Phys. Earth, 33: 173-189.
- ESG Working group, 1989. 足柄平野における地下構造探査. 地震学会秋季大会予稿集.
- Evans, R. & J. J. Zucca, 1988. Active high-resolution seismic tomography of compressional wave velocity and attenuation at Medicine Lake Volcano, northern California Cascade Range. J. Geophys. Res., 93: 15016-15036.
- Hasegawa, A. & A. Yamamoto, 1994. Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan. Tectonophysics, 233: 233-252.
- Inoue, H., Y. Fukao, K. Tanabe & Y. Ogata, 1990. Whole mantle P-wave travel time tomography. Phys. Earth Planet

- Interiors, 59: 294-328.
- 神奈川県温泉地学研究所, 1999. 温泉地学研究所における「神奈川県西部地震」の取り組み. 神奈川県温泉地学研究所報告, 29: 3-40.
- Lees, J. M., & M. Ukawa, 1992. The south fossa magna, Japan, revealed by high resolution P and S wave travel time tomography. *Tectonophysics*, 207: 377-396.
- 村瀬圭・棚田俊收, 2002. 2001 年箱根群発地震の地震波形解析について. 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集: S041-P006.
- Nakamichi, H., H. Watanabe & T. Ohminato, 2007. Three-dimensional velocity structures of Mount Fuji and the South Fossa Magna, central Japan. *J. Geophys. Res.*, 112: B03310, doi:10.1029/2005JB004161.
- Nercessian, A., A. Hirn & A. Tarantola, 1984. Three-dimensional transmission prospecting of the Mont Dore volcano, France. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 76: 307-315.
- 小田義也・棚田俊收・八巻和幸・伊東博, 2002. 箱根火山の 3 次元速度構造と震源の再決定. 物理探査, 55: 145-156.
- 小田義也, 2004. 自然地震と人工地震を用いたハイブリッド走時トモグラフィ法の開発と適用に関する研究 -- 箱根火山の深部地殻構造の可視化 --. 東京都立大学博士学位論文.
- 小野寺充・堀内茂木・長谷川昭, 1998. V_p/V_s インバージョンによる 1996 年鬼首地震震源域周辺の 3 次元地震波速度構造. 地震, 2, 51: 265-279.
- 酒井慎一・棚田俊收, 2001. 2001 年箱根の地震活動. 日本地震学会講演予稿集 2001 年秋季大会: P006.
- 篠原雅尚, 平田 直, 松田滋夫, 1997. GPS 時計付き地震観測用大容量デジタルレコーダ. 地震, 2, 50: 119-124.
- 杉原光彦・伊藤久男, 1987. 微小地震データによる 3 次元速度構造インバージョン. 物理探査学会第 76 回学術講演会講演論文集: 42-45.
- 平朝彦・清川昌一, 1998. 未成熟島弧から大陸へ. 科学, 68: 50-59.
- 棚田俊收, 1999. 温泉地学研究所の地震観測網における震源決定精度と検知能力. 神奈川県温泉地学研究所報告, 29: 47-56.