地震波速度構造解析から推定した 伊豆大島火山のマグマ供給システム

鬼澤真也¹⁾・渡辺秀文²⁾・坂下至功²⁾

1) 北海道大学大学院理学研究科

2) 東京大学地震研究所

Magma plumbing system of Izu-Oshima Volcano as inferred from seismic velocity structure analysis

Shin'ya Onizawa¹⁾, Hidefumi Watanabe²⁾, and Shikou Sakashita²⁾

¹⁾ Graduate School of Science, Hokkaido University

²⁾ Earthquake Research Institute, University of Tokyo

要旨

In order to clarify magma plumbing system of Izu-Oshima volcano, high resolution seismic velocity exploration is performed. Following three approaches are adopted to obtain high resolution result. These are (1) a simultaneous velocity and density inversion using traveltime data of local earthquakes and gravity data, (2) a velocity inversion using traveltime data of regional earthquakes, and (3) use of abundant traveltime data. (1) is for investigation in high resolution of shallower structure, by introducing additional gravity data. (2) is for deeper structure.

The methods are applied to investigate subsurface structure and to clarify magma plumbing system of Izu-Oshima volcano. As a result of the analysis, highly resolved velocity structure, compared to previous studies, is obtained. Characteristics of the resultant structures are (1) high velocity enclosed by caldera rim at depth of 0.25 km, (2) high velocity elongated in NW-SE direction at depth of 1.25 km, (3) high velocity beneath the caldera at depth of 2.5 km, and (4) low velocity beneath north of the caldera at depth of 4.5 km. These are interpreted volcanologically as dense lava flows filling the caldera floor, dike swarm intruded in past, intrusive body from a vent connecting to the summit, and shallower magma chamber, respectively.

From the results, a magma plumbing system, relating to flank fissure eruptions, is clarified through relations to seismic activities accompanying 1986 fissure eruption. This is different from a main system, which is related to summit eruptions. In the clarified system, magma ascends from the magma chamber at depth of 4.5 km beneath north of the caldera to shallower part, and intrudes into NW-SE direction. From reasons that (1) intrusive dike zone is detected by seismic waves, and (2) inflation due to re-injection of magma to the magma chamber continues after the 1986 eruption, the system is considered as long-lived one.

1 はじめに

火山活動を理解する上でそのマグマ供給システムを知ることは重要であり、そのために地下構造を推定する ことは有効である。特に地震波速度は浅部から深部にかけて比較的高分解能で探査が可能であるため、多くの 火山でその推定が行われてきた。伊豆大島火山においても過去に地震波速度を推定した研究が多くの見られる (例えば、長谷川・他, 1987; Yamamoto, 1993; Mikada, 1994; Onizawa, 1996)。しかし、それらのどの解析か らも検出されほぼ確実なことは「カルデラ下浅部(海水準下およそ2kmまで)での高速度異常」くらいであり、 地下浅部での詳細やより深部の構造については必ずしも多くの知見が得られてきたとは言い難い。これはこれ までの研究に用いたデータ量が足りないことと、解析方法に問題があったためと考えられる。そこで今回の研 究では、従来より高分解能で地震波速度構造を推定する方法を開発し、伊豆大島火山のマグマ供給システムを 推定するためにそれを適用した。高分解能で探査するために(1)浅部構造を求めるための近地地震の走時デー タと重力データとを用いた速度-密度同時インバージョン、(2)深部構造を求めるための遠地地震の走時データ を用いた速度インバージョン、(3)走時データの大幅な増加、というアプローチを取った。

2 近地地震の走時データ、重力データを用いた速度-密度同時インバージョン

3次元速度インバージョン法は多くの火山地域で適用され、成果を納めている。しかし、この方法には本質 的な欠点がある。すなわち地下浅部においては地震波線は観測点に集中し、みな鉛直方向を向いてしまい、互 いに交差する波線が得られなくなる。このため浅部ではインバージョンの際に不安定が生じやすい。ところで、 地表において重力観測は地震観測よりも一般に高密度で実施することが可能である。このため密度構造は地下 浅部では高分解能で推定することが可能である。従って、速度構造を求める際に重力データを適切に導入すれ ば、先に挙げた欠点を補うことが出来るであろう。

上のような問題点に対し、速度-密度同時インバージョン法の開発を行った。この方法では近地地震の P 波、 S 波走時データ、重力データを用い、P 波、S 波速度、密度を同時に求める。この際に未知数である P 波、S 波 速度、密度の間に制約条件を加える (図 1)。ただしこの制約条件は厳密に成り立つというものではなく、そこ から大きくはずれないというものである。従ってこれらはすべて未知数となる。P 波速度と密度との間の制約 条件は、Nafe and Drake (1963) による空隙を多く含んだ海底の堆積物、堆積岩の間の関係を用いた。また密 度異常に関しては浅部の 2 層、0.25 km と 1.25 km のみ求めることにした。これは重力データからは浅部では 高分解能で密度を求めることが出来るが、深くなるにつれて分解能がなくなるためである。

用いたデータは伊豆大島火山周辺で発生した地震の走時(地震数 504 個、波線数 P 波 9675 本、S 波 2890 本) と安藤・他(1994)によって取得された重力値(447 点)である(図 2)。3次元速度密度同時インバージョン前に、 (1)1次元速度構造に対する初期震源決定、(2)その走時残差を用いた観測点補正、(3)震源再決定、(4)1次元速 度インバージョン、を行った。また密度異常は浅部のみ求めるため、より深部からの影響を取り除くために、 重力データに関しては、ブーゲー異常から長波長成分を取り除いた。 図3に3次元同時インバージョンによって得られたP波速度構造を、対応するチェッカーボードテストの結 果と合わせて示す。(1)深さ0.25 kmでカルデラ縁に閉じられた高速度異常、(2)深さ1.25 kmで北西-南東方 向へ伸びる高速度異常、(3)深さ2.5 kmでカルデラ下に高速度異常、(4)深さ4 kmでカルデラ北部下に低速 度異常、という特徴が明らかになった。特に(2)に関してはこれまで多くの地震波速度探査が行われてきたに も関わらず、明らかになっていなかったものである。(4)に関しては分解能が足りないため、この結果を検証 するためには遠地地震を用いた探査が必要となる。

3 地震波の入射方向、入射時刻も未知数とした遠地地震を用いた速度イン

バージョン

近地地震の走時データを用いた速度インバージョンでは用いる地震の周波数が高いため高分解能で探査出来 る反面、速度構造を求める解析領域は震源分布に制約されてしまう。特に火山地域では一般に地震発生層の下 限が浅くなっているため(例えば、Ito, 1993)深部の探査が困難であり、マグマ供給システムの主要な要素であ るマグマ溜まりの位置の推定の障害になっている。このような場合、遠地地震の走時データを利用した解析が 必要になってくる。ただし、分解能を上げるためにはなるべく周波数が高く、対象領域への入射が平面波で近 似できる程度に震源の離れた regional な地震が好ましい。そこで regional な地震の走時データを用いた非線型 3次元 P 波速度インバージョンを行った。この場合、一般に1次元構造を仮定し観測点アレイから見掛け速度 と方位角を推定することになるが、実際には3次元不均質があるためこの推定には誤差が伴う。そこで地震波 の入射方向、入射時刻も未知数として扱うことにした。この際、3次元速度構造を求める対象領域の外側では 1次元構造をしているという仮定をおいた(図 4)。これにより、ひとつの地震に対しひとつの入射方向、入射 時刻を定義できる。また浅部不均質の影響を取り除くために、2.5 km 以浅の速度構造は前節の速度-密度同時 インバージョンで得られた結果で固定し、それより深部の速度構造のみ求めることにした。

図 5 に解析に使用した地震の震源を、図 6 に得られた P 波速度を示す。用いた地震の数が 37 個、波線数が 1197 本である。これにより、近地地震のデータを用いたインバージョンでは求めることの出来なかった深さで も求められるようになった。この結果、やはり前節から期待されたカルデラ北部下深さ 4.5 km での低速度異 常が検出された。

4 伊豆大島火山のマグマ供給システム

以上の解析で得られた P 波速度構造について火山学的な解釈を与え、伊豆大島火山のマグマ供給システムに ついて考察する。まず、深さ 4.5 km で検出されたカルデラ北部下の低速度領域 (図 6) について考える。図 7 はこの低速度領域を含む P 波速度の東西断面に他の観測結果も合わせて示したものである。この低速度領域は Mikada *et al.*(1997) によって得られた地震波散乱強度の強い領域と対応している。また、この直下に 1986 年 以降現在にかけて進行している山体膨張の圧力源が推定されている。さらに 1986 年に起こった噴火活動のう ち割れ目噴火の際の前兆地震の震源(山岡・他,1988)がこの低速度領域と地表の割れ目火口との間に分布して いる。これらの事実からこの低速度領域はマグマ溜まり、あるいはその最上部に相当すると考えられる。一方、 深さ1.25 km では北西-南東方向へ伸びる高速度領域が検出された(図7、図8のHigh V)。この領域は1986年 の割れ目噴火の後の震源の広がり(山岡・他,1988)、および地殻変動のパターン(橋本・多田,1988)とよく一 致している。特に南東側では震源のメカニズムは正断層型であり、地殻変動観測から北東-南西方向への拡大が 生じたことが分かっている。また地表での側火山は北西-南東方向に配列している(Nakamura,1964)。さらに 地磁気異常解析から高速度領域と対応する領域で周囲より磁化の強い領域が検出されている(牧野・他,1988)、 これらのことはこの高速度領域は過去が入した岩脈群に相当することを強く支持する。これらの事実から、伊 豆大島火山の地下にはカルデラ北部下のマグマ溜まりからマグマが上昇し、北西-南東方向へ岩脈が貫入するシ ステムが存在することが推定される。これは山腹割れ目噴火に関連したシステムであると考えられる。

ところで、伊豆大島火山では少なくともおよそ 1,300 年前のカルデラ形成以降、噴火活動は主に山頂で行われている (Nakamura, 1964)。今回の解析では最も浅い 0.25 km ではカルデラ縁に囲まれた高速度領域が得られた (図 3)。これは山頂噴火で流出した緻密な溶岩流がカルデラ底を埋めたためと考えられる。また深さ 2.5 km のカルデラ下の高速度領域は山頂への火道から周囲に貫入したマグマによるものかもしれない。従ってこれらは山頂噴火に伴ったメインのシステムに関連した速度構造であると考えられる。

岩石学的な立場からは 1986 年の噴火では、山頂から噴出したマグマはより深部のマグマ溜まりから、割れ 目火口から噴出したマグマはより浅部のマグマ溜まりからもたらされたと推定されている (藤井・他, 1988; 荒 牧・藤井, 1988)。深さ 4.5kmの低速度領域は、後者の浅部マグマ溜まりに対応すると考えられる。ただし 1 枚 の岩脈の厚さは一般に数 10 cm から数 m 程度であるにもかかわらず、高速度異常領域として検知されたことは こと、カルデラ北部下のマグマ溜まりへのマグマの供給によると考えられる山体膨張が現在も続いていること から、このマグマ溜まりを含めたシステムは一過性のものではなく長期間にわたり存在していると推定される。

5 まとめ

より高分解能で地震波速度探査を行うために、(1)近地地震の走時データと重力データとを用いた速度-密度 同時インバージョン法、(2)地震波の入射方向、入射時刻も未知とした遠地地震の走時データを用いた速度イ ンバージョン法、を開発し、大量の走時データと共に、伊豆大島火山の探査に適用した。

その結果、従来では見られなかったマグマ溜まりに対応する低速度領域と岩脈群に対応する高速度領域が検 出された。1986年割れ目噴火前後の地震活動との対応からカルデラ北部下のマグマ溜まりからマグマが上昇 し、北西-南東方向へ岩脈が貫入するシステムが推定された。このシステムは山頂噴火を引き起こすメインのシ ステムとは異なり、山腹割れ目噴火に関連したシステムであると考えられる。

参考文献

安藤潤・渡辺秀文・坂下至功,伊豆大島火山とその周辺における重力異常の研究,地震研究所彙報,69,309-350,1994. 荒牧重雄・藤井敏嗣,伊豆大島火山1986~1987 年噴火の岩石学的・地質学的モデル,火山,33,S297-S306,1988.

藤井敏嗣・荒牧重雄・金子隆之・小沢一仁・川辺禎久・福岡孝昭,伊豆大島火山 1986 年噴火噴出物の岩石学的特徴,火山, **33**, S234–S254, 1988.

長谷川功・伊藤公介・小野晃司・相原輝雄・楠瀬勤一郎・佐藤隆司,爆破地震による伊豆大島の地下構造-横断測線,地質 調査所月報,38,741-753,1987.

橋本 学・多田 尭, 1986 年伊豆大島噴火前後の地殻変動,火山, 33, S136-S144, 1988.

Ito, K., Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan, *Tectonophysics*, **217**, 11–21, 1993.

牧野雅彦・中塚 正・大熊茂雄・金子 力、伊豆大島火山の空中磁気異常、火山、33、S217-S223、1988.

Mikada, H., An elastic scattering theory and its application to the understanding of subsurface structure of Izu-Oshima volcano, *Ph.D thesis*, University of Tokyo, 1994.

Mikada, H., Watanabe, H., and Sakashita, S., Evidence for subsurface magma bodies beneath Izu-Oshima volcano inferred from a seismic scattering analysis and possible interpretation of the magma plumbing system of the 1986 eruptive activity, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **104**, 257–269, 1997.

Nafe, J. E. and Drake, C. L., Physical properties of marine sediments, The sea, 3, Interscience, 1963.

Nakamura, K., Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano, Izu, Bull. Earthq. Res. Inst., 42, 649-728, 1964.

Onizawa, S., A method for simultaneous velocity and density inversion, and its application to exploration of subsurface structure beneath Izu-Oshima volcano, *Master's thesis*, University of Tokyo, 1996.

Yamamoto, K., Three-dimensional P-wave velocity structure of Izu-Oshima volcano, Japan by using teleseismic data: for detection of magma reservoir, *Master's thesis*, University of Tokyo, 1993.

山岡耕春・渡辺秀文・坂下至功, 1986年伊豆大島噴火前後の地震活動,火山, 33, S91-S101, 1988.



図1: Scheme of simultaneous velocity and density inversion. Heavy arrows indicate relations between data and unknown parameters. Gray arrows are constraints between unknown parameters.



図2: (Left) Location of initial hypocenters. Seismic stations are indicated by cross symbol. (Right) Gravity anomaly. Positive anomaly area is shown by shade. Contour interval is 1 mgal. 447 observation points are indicated by cross symbol.



⊠3: P-wave velocity after the simultaneous inversion. (Upper) Resultant P-wave velocity structure. (Lower) Result of corresponding checker board test.



⊠4: Schematic view of structure in the velocity inversion using regional earthquake data. Shaded area shows the target region, where three-dimensional velocity is calculated. Surrounding region has one-dimensional structure.



図5: Hypocenters of regional earthquakes used for the inversion. The locations determined by JMA are shown.



⊠6: P-wave velocity inversion after the velocity inversion. (Upper) Resultant P-wave velocity structure. (Lower) Result of corresponding checker board test.



⊠7: W-E Cross section of P-wave velocity structure cutting the low velocity anomaly beneath north of the caldera. Locations of strong seismic scatter (Mikada et al., 1997), current inflation source, fissure vent of the 1986 eruption, and precursory earthquakes of the fissure eruption (Yamaoka et al., 1988) are also shown.



⊠8: P-wave velocity at the depth of 1.25 km. Solid Circle indicates epicenter of earthquakes after the beginning of the fissure eruption (Yamaoka et al., 1988). A region enclosed by white lines is strongly magnetized area after Makino et al.(1988).