

# 表面波探査による松代室野地区の泥火山の 浅部 S 波速度構造調査

尾西 恭亮<sup>1)</sup> 真田 佳典<sup>2)</sup> 横田 俊之<sup>3)</sup>  
徳永 朋祥<sup>4)</sup> 茂木 勝郎<sup>5)</sup> **Jamhir SAFANI**<sup>6)</sup>  
**Adam O'NEILL**<sup>7)</sup>

## Investigation of Subsurface S-wave Velocity Structures beneath a Mud Volcano in the Matsudai-Muroho District by Surface Wave Method

Kyosuke ONISHI<sup>1)</sup>, Yoshinori SANADA<sup>2)</sup>, Toshiyuki YOKOTA<sup>3)</sup>,  
Tomochika TOKUNAGA<sup>4)</sup>, Katsuro MOGI<sup>5)</sup>, Jamhir SAFANI<sup>6)</sup>  
and Adam O'NEILL<sup>7)</sup>

### Abstract

We investigated the geological structure below the Matsudai-Muroho mud volcano, Tokamachi city, Niigata prefecture, Japan, using vertical distributions of S-wave velocities, estimated from surface wave inversion. From the surface to a depth of several meters, the S-wave velocity first increases, then decreases, and finally increases again. Below a depth of 10 m, there are two areas with high and low velocities in the horizontal direction. We found that the subsurface low-velocity layer is a mud layer produced by an eruption, and the deep low-velocity zone is a mudstone zone, some parts of which are transformed into soft clay by muddy water that drifts upward. The planar distribution of the S-wave velocity indicates that the deep low-velocity zone may be subdivided. The zone in which the velocity is particularly high corresponds to the area without surface uplift indicated by GPS; hence, this area is not influenced by the mud volcano. This study shows that it is possible to conduct subsurface geophysical investigations to clarify the eruption mechanism of the mud volcano.

**Key words** : mud volcano, geophysical exploration, GPS, altitude variation, Tokamachi City  
キーワード : 泥火山, 物理探査, GPS, 標高変動, 十日町市

---

<sup>1)</sup> 京都大学大学院工学研究科

<sup>2)</sup> (独) 海洋研究開発機構地球深部探査センター

<sup>3)</sup> (独) 産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門

<sup>4)</sup> 東京大学大学院新領域創成科学研究科

<sup>5)</sup> 東京大学大学院工学研究科

<sup>6)</sup> Universiti Sains Malaysia

<sup>7)</sup> DownUnder, GeoSolutions

<sup>1)</sup> Graduate School of Engineering, Kyoto University

<sup>2)</sup> The Center for Deep Earth Exploration, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

<sup>3)</sup> Institute for Geo-Resources and Environment, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

<sup>4)</sup> Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo

<sup>5)</sup> School of Engineering, The University of Tokyo

<sup>6)</sup> Universiti Sains Malaysia

<sup>7)</sup> DownUnder, GeoSolutions

## I. はじめに

泥が地表部に噴出している地形を泥火山と呼んでいる(新谷・田中, 2005)。泥が噴出する原因のひとつは地下深部の異常間隙水圧であると考えられているが, 泥火山の詳細な形成要因の解明は研究途上である。泥火山と油ガス貯留層分布との相関性が指摘され, 泥火山地域の膨潤性地山が土木工事へ影響することなどから, 泥火山の形成要因の解明が求められている。泥火山は日本では海底で多数発見されているが(Ujii, 2000; Baba and Yamada, 2004), 陸上において活動が明瞭な地域は限られている。

陸上の泥火山の調査では地表面における地質調査が主に行われてきた。また, 噴出物の分析(新谷・田中, 2004)やボーリング(Deville *et al.*, 2003)に加え, 微動観測(田中ほか, 2005)や物理探査の適用も図られてきた。海底下では物理探査の反射地震探査の事例は比較的多く(Hjelstuen *et al.*, 1999; Ujii, 2000; Chow *et al.*, 2001; Somoza *et al.*, 2003; Baba and Yamada, 2004; Evans *et al.*, 2006, 2008), ボーリング調査の事例も存在する(Robertson *et al.*, 1996; van Rensbergen *et al.*, 2005; Schmidt *et al.*, 2005)。しかし, 陸上においては, 電気探査(鈴木ほか, 2005; Accaino *et al.*, 2007)およびCSAMT法探査(徳安ほか, 2004; 鈴木ほか, 2005), 地中レーダ探査(Chow *et al.*, 2006; 横田ほか, 2008), 屈折法探査(Accaino *et al.*, 2007), 表面波探査(O'Neill *et al.*, 2006; Safani *et al.*, 2006; 真田ほか, 2006)等, 調査事例は限られ, 地下調査の件数は世界的にも限られている。

泥火山の要因となる異常間隙水圧区間は深度数キロメートルもの深部にまで存在すると考えられており(Bredhoeft *et al.*, 1988; 新谷・田中, 2004), 比較的深部をターゲットにした物理探査の適用が多い。海洋探査では浅部探査の適用事例はシングルチャンネル探査を除きあまり実施されておらず, 深部探査に比べて少ない。一般に, 浅部領域では, 深部探査に比較し高い解像度で探査が行えるため, より詳細な解釈が可能となる。ま

た, 浅部領域の構造と物性は深部より変化に富むため, 精度の高い浅部探査記録を用いることにより, 深部探査による記録断面の信頼性を向上させることができると考えられる。

本研究では陸上の泥火山地域である新潟県十日町市室野地区(旧松代町)において, 浅部領域の構造解析に着目し取得された表面波探査記録結果とその地質構造解釈結果を示す。表面波探査により得られる浅部S波速度構造を用い, 泥火山噴出地域の浅部構造様式を考察する。この構造様式に加え, 表層域における泥水の噴出状況を理解することにより, 泥火山の構造や噴出メカニズムの解明を図る。また, GPS(Global Positioning System)による標高変動調査の記録もあわせて示す。最後に, 標高変動とS波速度構造の関係性を考察する。

## II. 探査仕様および解析方法

### 1) 表面波探査

本章では, はじめに, 表面波探査に関して概説し, 次に, 表面波探査の探査仕様を述べる。さらに, 補足的に用いたハンドオーガーによる掘削調査とGPSによる標高調査の仕様を述べる。

表面波探査は物理探査手法の中で弾性波による浅層構造探査に分類される。パルス震源を用い多チャンネルで探査する手法が開発され(Park *et al.*, 1999), 簡易な装置で探査可能となるとともに解析精度が安定し, 近年急速に普及が進んだ。

表面波探査により地盤浅部のS波速度構造を知ることができる。S波速度構造は地盤強度と密接な関係があるため, 地盤強度の空間的分布状況を比較的簡単に計測する方法として普及している。表面波探査は, S波速度構造を求められるS波反射法やS波屈折法等の他の手法と異なり, 発震が容易なP波震源のみで探査が行えること, 他の弾性波探査手法に比べ受振点数が12~48点と比較的少数で済むこと, 特別な震源を必要とせず, 多くの場合人力のカケヤによる起振でも探査を行うことができるなど, 経済性が高い点などが普及が進んでいる要因である。

表面波探査は同じく表面波を扱う微動探査に理

論的背景を有している。Tokimatsu (1997) により人工震源を用いた表面波探査手法が開発され、多チャンネル化により精度と信頼性が向上した (Park *et al.*, 1999)。現在の一般的な探査仕様では、探査深度は 10 ~ 20 m 程度となっている。基盤層の深度分布、河川堤防調査、地盤改良効果の判定等に主に用いられている。

表面波探査手法の概要を述べる。表面波探査の理論および解析方法の詳細は、林 (2004) に解説されている。また、探査手法や分散曲線例については、林ほか (2001) に多くの情報が掲載されている。図 1a のように受振器を探査測線上に一直列に並び、測線上のやや離れた位置で起振する。起振により図 1b のような波形記録が得られる。一般的に表面波は他の反射波や屈折波よりも振幅あるいは強度が大きく明瞭である。起振された表面波にはさまざまな周波数のレイリー波が含まれる。高周波のレイリー波は表層の速度構造の影響のみを受けるが、より低周波になり波長が長くなると、伝播の際により深部の速度構造の影響も受けるようになる。このため、速度構造が深度により異なる場合、周波数により伝播速度が異なることから分散が生じる。共通起振点の波形記録を、周波数と見掛け速度分布の図に変換すると分散曲線が現れる。分散曲線に対し一次元逆解析を適用することにより深度方向のレイリー波速度構造が求まり、測線方向に各地点の鉛直速度分布を並べると二次元速度断面が得られる。

レイリー波の伝播速度は S 波速度の 0.9 ~ 0.95 倍であることが知られている (林, 2004)。したがって、表面波探査で得られた速度構造は、ほぼ S 波速度構造と見なすことができる。S 波速度を二乗したものに密度を乗ずると、地盤強度を示す指標として有用な動剛性率となる。また、経験的に N 値と高い相関性があることも知られている (今井ほか, 1975)。したがって、S 波速度構造を調査することは地盤強度分布の推定に有効な情報をもたらす。地盤強度分布の推定に有効な情報をもたらす。

## 2) 表面波探査仕様

調査地域の位置を図 2 に示す。調査地域は地

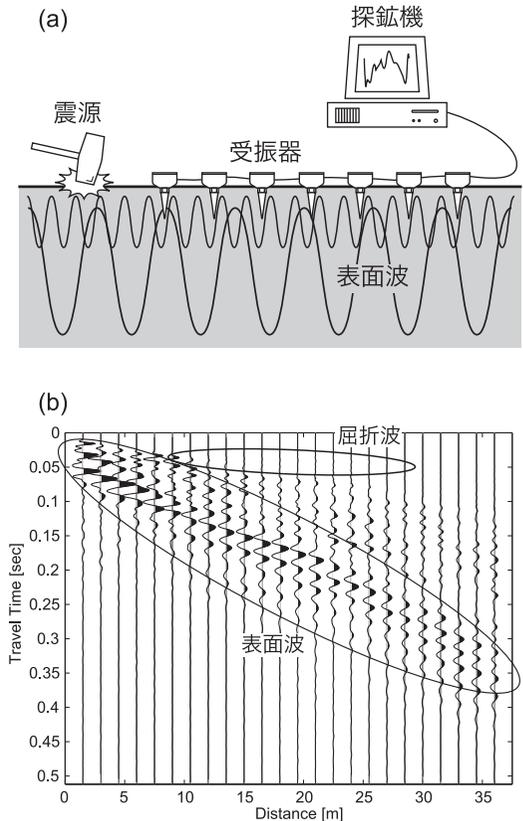


図 1 (a) 多チャンネル表面波探査の探査方法。受振器を 12 から 48 個直線上に配置する。高周波の表面波の伝播は浅部の速度構造の影響のみを受けるのに対し、低周波の表面波の伝播はより深部の速度構造の影響も受ける。なお、図中の表面波の振動の様子は模式的なもので実際の粒子振動の様子とは異なる。(b) 表面波の記録例 (振幅補正なし)。表面波は一般に屈折波や反射波よりも振幅が大きい。

Fig. 1 (a) The multichannel surface-wave method was used in the survey; with this method, 12-48 receivers are set on a straight survey line. A high-frequency surface wave is only influenced by the subsurface velocity structure, while a low-frequency surface wave is also influenced by the velocity structure of deeper zones. The vibration behavior of the surface wave in the figure is only a schematic view and differs from the actual oscillation of particles. (b) A sample record including surface waves without amplitude correction. The amplitude of the surface wave is generally larger than those of refracted and reflected waves.

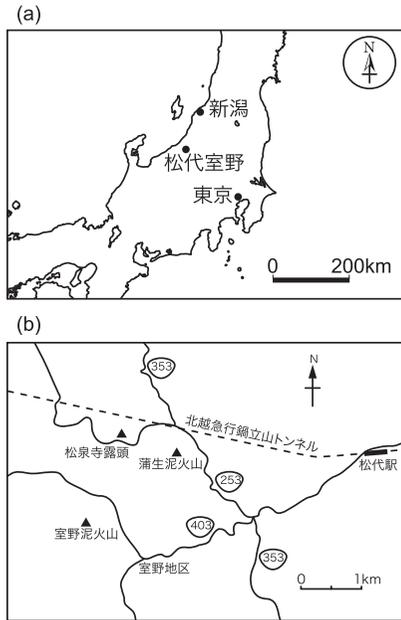


図 2 探査地域の室野地区の位置. (a) 広域図, および (b) 詳細図.

Fig. 2 Location of the Matsudai-Murono district including the survey area. (a) National scale and (b) Regional scale.

すべり地形の多い起伏に富んだ地形であるが、室野地区の泥火山は自動車練習場として整備されており平坦である。表面波探査は起伏が富んだ山岳地域では適用しにくい、平坦な地形に探査測線を設けることができた。

図 3 に探査地域の平面図と表面波探査の解析区間および地点を示す。泥水または油ガスの噴出活動がみられる地点も図 3 中にあわせて明記した。このうち Point 4 近傍の 2 地点と Line 2 の北東側の 1 地点の活動が比較的活発である。表 1 に各測線仕様の詳細を示す。表面波探査では 1 組の送受振記録群 (図 1b) の解析により 1 地点の鉛直速度分布を求めることができる。2 次元断面を得るためには、受振器配置が異なる複数の記録を取得する (図 4)。5 本の測線のうち、複数の受振器配置を有し、2 次元断面が描画可能な記録は Line 1, 2, 3 で取得した。Line 1, 2, 3 の測線長および解析区間長も表 1 にあわせて示す。

Point 4, 5 は試験的に設定した測線であり、1 地点分の記録のみ取得した。

本研究で表面波探査に使用した機材を示す。受振器は主に 4.5 Hz の 1 成分ジオフォンを用いた。Line 1, 2, 3 (図 3) では、24 個の 1 成分ジオフォンを移動可能なプレート上に固定し、ランドストリマー方式 (Inazaki, 1999) によりアスファルトの道路面に展開した。また、Point 4, 5 (図 3) では 28 Hz の 3 成分ジオフォンを用いた。3 成分ジオフォンは通常のスパイク付きの受振器で、直接地表面に刺して用いた。ただし、本研究では水平成分の受振記録は解析には用いていない。探鉱機は OYO DAS-1 を用いた。震源はカケヤ起振で 5 kg の枕木を地表面に配置して鉛直方向に打撃した。受振点間隔は主に 2 m 間隔とした。

データ解析時には、表面波探査記録中の高次モードも使用した。高次モードとは、表面波の振動モードのうち、基本モードより高い次数の振動モードで伝播する成分を指す。高次モードは速度境界面が複数存在し、かつ深部の速度が速い場合に卓越する。基本モードのみを用いて解析する手法に比べ、高次モードを用いる手法は、速度逆転層の検出能力が高い (Forbriger, 2003a, b)。解析反復回数は 6 回を基本とした。初期速度は分散曲線より求め、逆解析して求める速度構造の層数は表 1 に示す通りとした。一例として、図 5 に Line 1 の 4 m, 38 m, 78 m, 94 m の各地点の分散曲線と鉛直速度構造分布を示す。それぞれ、(a) 深度に伴い速度が低下上昇と変化する、(b) 深度に伴い速度が低下上昇低下と変化する、(c) 深度に伴い速度が上昇低下と変化する、(d) 深度に伴い速度が上昇し深部では 300 m/s 以上の速度を示す、という特徴を有する。

### 3) ハンドオーガーによる掘削調査

表面波探査は S 波速度分布を提供するが、S 波速度のみを用いて地層の特定を行うことは難しい。したがって、本研究ではハンドオーガーによる掘削記録を参照して地質分類を行った。掘削地点の分布を図 3 に併記した。

坑井掘削記録の一部は新谷ほか (2003) を参

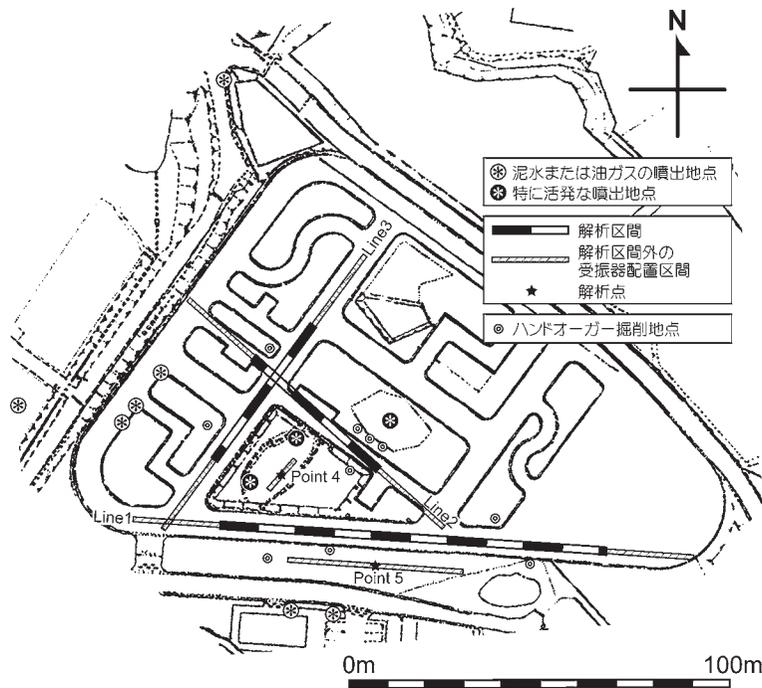


図 3 2次元速度構造の解析区間(Line 1, 2, 3)および鉛直1次元速度分布の解析地点(Point 4, 5)の分布. Line 1, 2, 3の起点はそれぞれ, Line 1, 2, 3の文字が付されている側の端部. 泥水または油ガスの噴出地点も併記した(全10地点).

Fig. 3 Distributions in the analysis zones of 2D velocity structures (Lines 1, 2, 3) and distributions at the analysis points of 1D vertical velocity structures (Points 4, 5). Each zero-point is located at the edge on each line near the letter of Lines 1, 2, 3. The eruption points of muddy water, oil, and gas are indicated on the map.

表 1 各探査測線の受振点間隔, 受振点数, 起振点位置, 測線長および解析区間長.

Table 1 Receiver interval, receiver number, source location, survey length, and analysis distance for each survey line.

測線	受振点間隔 [m]	受振点数	受振器配置距離 [m]	解析区間距離 [m]	解析地点数	速度構造層数
Line1	2.0	24	148.0	102.0	52	36
Line2	2.0	24	90.0	44.0	23	23
Line3	2.0	24	90.0	44.0	23	34
Point4	0.5	24	11.5	—	1	12
Point5	1.0	48	47.0	—	1	23

照し, 一部は独自に調査した結果を用いた。掘削位置は道路近傍の未舗装部分であり, 探査測線とは5m程離れている。ハンドオーガの掘削記録は垂直精度にある程度不正確な要素がある上に, 表面波探査測線ともやや離れていることを理解した上で, 参照記録として用いる必要がある。

#### 4) GPSによる標高調査

GPSは2000年のSA (Selective Availability) 解除以後, 高精度な絶対測位手法として急速な普及をみせている。地質分野においても, 国土地理院のGPS連続観測点である電子基準点座標の年間変動量からプレート運動に伴う広域的な変形の

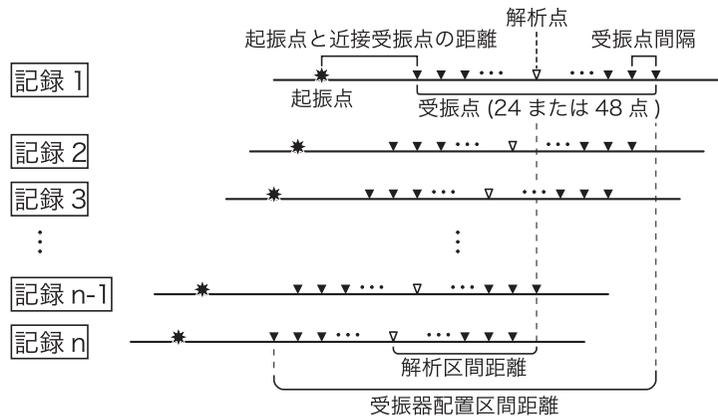


図 4 今回用いた表面波探査の測定方法の説明. ランドストリーマ (Inazaki, 1999) により起振点と受振点の間隔を保持したまま, 観測位置を移動していく.

Fig. 4 Measurement procedure of the surface wave method used in this survey. Survey points are moved at constant intervals for source and receivers using land streamer (Inazaki, 1999).

様子が解明されるなど (Sagiya *et al.*, 2000), 多くの知見をもたらしている。現在, 日本では電子基準点が高密度で整備されており, ほとんどの地域で GPS を用いた測量が可能となっている。本研究では, GPS を用い泥火山による標高変動の検出を試みた。

GPS の測位精度は測位手法により異なり, 静止測位が最も精度が高いが, 本研究では連続多点観測を実現するために, 搬送波の位相を連続的に追跡するキネマティック測位を採用した。山岳地帯なため, 携帯電話等を使用するリアルタイム方式では安定して解析が行えないことから, 静止測位により測量地域近傍の南西部に臨時に基準点を設け, 取得データを後処理する方式を採用した。用いた GPS 機器 (日本 GPS ソリューションズ: NetSurv2000) の水平および垂直精度は表 2 の通りである。松之山電子基準点から臨時基準点までの距離は 6484 m であるから, これが静止測位の基線長となり, 表 2 より臨時基準点の水平精度は 8 mm, 垂直精度は 18 mm と計算される。臨時基準点から各測量点までの距離は最大で 100 m ほどであるため, 表 2 のキネマティック測位の基線長に 100 m を代入し, キネマティック測位分の水平精度は 10 mm, 垂直精度は

20 mm となる。したがって, 全体で水平精度は 18 mm, 垂直精度は 38 mm となる。

GPS 測量は 2006 年 6 月と 2008 年 9 月に行った。GPS 測量はアスファルト道路上でのみで行い, 道路の間の裸地では行っていない。キネマティック測位は 1 秒間隔で, それぞれ約 1.3 時間および約 1.2 時間測量し, その結果それぞれ 4700 地点および 4162 地点の測量記録を得られた。ただし, 臨時基準点設営のための静止測量は, それぞれ約 8.9 時間および約 1.9 時間行っている。

### III. 探査結果

#### 1) 表面波探査結果

##### 1-1) 2 次元速度分布

Line 1, 2, 3 の 2 次元速度構造分布を図 6 に示す。3 断面とも速度範囲は 60 ~ 360 m/s と同一にした。新谷・田中 (2005) では, ハンドオーガー掘削の結果, 室野地区の泥火山の構成土質は盛土, 泥火山噴出物とされる軟弱な未固結粘土層, および基盤岩である塊状黒色泥岩の三種類に区分されている。加えて, 松泉寺地区の露頭観察では, 泥岩の礫を含む未固結粘土 (含礫粘土) の存在が確認されている。本節では, 表面波探査結

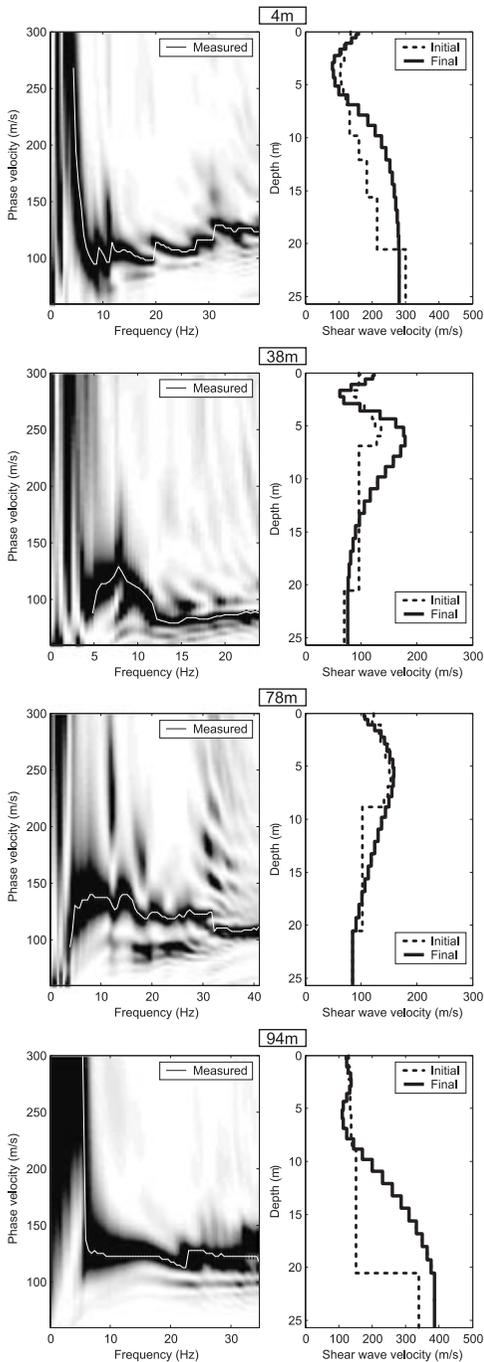


図 5 Line 1 の 4 地点における分散曲線 (左) と鉛直速度分布 (右) の例。

Fig. 5 Examples of dispersion curve (left) and vertical velocity distribution (right) at the four points on Line 1.

果の速度分布を基に地表面から順に土質解釈を行うが、その際にはこれらの既往地質情報を用いた。

はじめに、すべての断面において、最浅部に層厚 1 m 程の 120 ~ 200 m/s におよぶ高速度層が認められる。これは、路面アスファルトおよび自動車練習場造成時の盛土の両者の影響であると考えられる。

次に、層厚 2 ~ 4 m の低速度層が多く区間で確認される。S 波速度は 100 m/s 以下であり、礫の含有率の低い未固結粘土層であることが示唆される。さらに下層には、層厚 3 ~ 5 m の高速度層が多く区間で確認される。S 波速度は 150 m/s 以上に及び、含礫粘土層または黒色泥岩層であることが示唆される。最後に、10 m より深い深度では、水平方向に高速度領域と低速度領域の 2 種類に分かれている。低速度領域は 100 m/s 程度であるため、粘土の割合の比較的高い含礫粘土層であることが示唆される。これに対し、高速度領域は 200 m/s ないし 300 m/s 以上に及んでおり、礫の割合の比較的高い含礫粘土層または基盤岩である黒色泥岩層であることが示唆される。

なお、表面波探査はその特性上、浅部に対し深部の速度分布の信頼性は低下する。図 6 では深度約 20 m まで解析した結果を示したが、深度 15 m 以深の速度分布の信頼度は低いことに注意する必要がある。ただし、先ほど述べた低速度層と高速度層の構造分布は深度 15 m 以深では変化しておらず、本節で述べた速度分布による構造分類に大きな変更はもたらさない。

図 7 に Line 1, 2, 3 の探査記録断面を各測線位置へ描画したものを示す。地表部を測線位置に合わせ、Point 4 近傍の活発な噴出域を中心にして断面図を配置した。図 7 では各測線断面の低速度領域と高速度領域の相対分布を捉えることができる。

### 1-2) 鉛直速度分布

次に、Point 4, 5 で取得された記録を用い、逆解析により求めた鉛直 1 次元速度分布を図 8 に示す。Point 4, 5 では、それぞれ 1 展開のみ

表 2 GPS 機器 (NetSurv2000) の水平および垂直精度.

Table 2 Horizontal and vertical accuracy of GPS instrument (NetSurv2000).

	水平	垂直
静止測位	$\pm (5 \text{ mm} + 0.5 \text{ ppm} \times \text{基線長})$	$\pm (5 \text{ mm} + 2 \text{ ppm} \times \text{基線長})$
キネマティック測位	$\pm (10 \text{ mm} + 2 \text{ ppm} \times \text{基線長})$	$\pm (20 \text{ mm} + 2 \text{ ppm} \times \text{基線長})$

行い、1地点のみの鉛直速度構造を得た。図8では横軸が速度で、縦軸が深度となっている。点線が鉛直速度分布である。この鉛直速度分布を1直線上に多数並べることができれば、先ほど示したLine 1, 2, 3の結果断面のような2次元速度分布となる。用いた受信器の固有周波数がLine 1, 2, 3に比べて高いため、解析した速度分布はやや浅い領域に限られた。

Point 4, 5の速度分布もLine 1, 2, 3の多くの地点と同様に、浅部高速度層より一旦速度が低下したのち再び上昇する傾向を示している。しかし、他の測線で認められる150 m/s以上に及ぶ表面から数えて2番目の高速度層は存在しておらず、他の地点と比べ全深度区間で低い速度を示している。したがって、全深度区間にわたり礫の含有割合の低い未固結粘土が主体で構成されていると考えられる。Point 4は現在最も活発に泥水を噴出している地域の近傍に相当し、地下に噴出泥の供給路が存在し、噴出泥が厚く堆積している地域であると考えられることと整合的である。表層域のやや速度が高い傾向は、植生等の影響で多少は存在していると考えられる表土の影響と考えられる。

Point 5はLine 1と平行な測線で、Line 1と異なり非舗装地帯で探査した測線である。深度10 mまで解析を行い、Line 1の近傍点における速度分布と精度良く一致している。舗装の有無によらず速度分布結果がほぼ同じであることから、本結果は表面波探査へのアスファルトの影響が少ないことを示唆している。また、同一なアスファルト構造を有すると考えられるLine 1, 2, 3の表層付近の速度は、探査地点により大きく異なっており、表層付近が高速度を示している主たる要因はアスファルトではなく盛土であると考えられ

る。アスファルトの表面波探査への影響に関しては、鈴木・林(2001)およびO'Neill *et al.* (2006)により検討されており、分散曲線に10%程度の影響があること、表層域だけではなく全体に少しずつ影響がおよぶことが指摘されている。路面アスファルトの層厚(約5 cm)に比べ、表面波探査で用いるレイリー波の波長(本探査では最小約3 m)が十分長いいため、探査記録はアスファルトの速度の影響を受けにくいと考えられる。

### 1-3) S波速度分布と坑井掘削記録との関係

図6には、ハンドオーガー掘削により得られた柱状図を併記している。坑井掘削記録の盛土の深度は表層の高速度薄層の深度とよく一致しており、表層付近の高速度領域が盛土に相当するという解釈の妥当性が高いことが示唆される。盛土の下部には1地点の例外を除き全掘削地点で未固結粘土の存在が確認されており、浅層の低速度領域は未固結粘土層に相当していることがわかる。未固結粘土が確認されていない唯一の例外はLine 1の81 m付近の掘削地点で、この地点では表面波探査断面に低速度領域が存在せず、整合的である。これに対し、掘削により基盤岩が検出されている地点は、浅部の高速度層が比較的薄い地点に相当しているが、明確な相関は認められない。また、深度2~5 m付近より深部で再び速度が上昇する、表面から数えて2番目の高速度層まで掘削した地点はない。

図9に深度0~6 m付近の浅部と10 m以深の深部における低速度領域の分布図を示す。S波速度が得られている領域が限られているため、泥火山噴出地域の全域にわたる分布図は描けていない。特に北側と南側の低速度領域の広がり方はまったく推定できなかった。しかし、限られた記録からでも、浅部と深部の低速度領域の分布の関

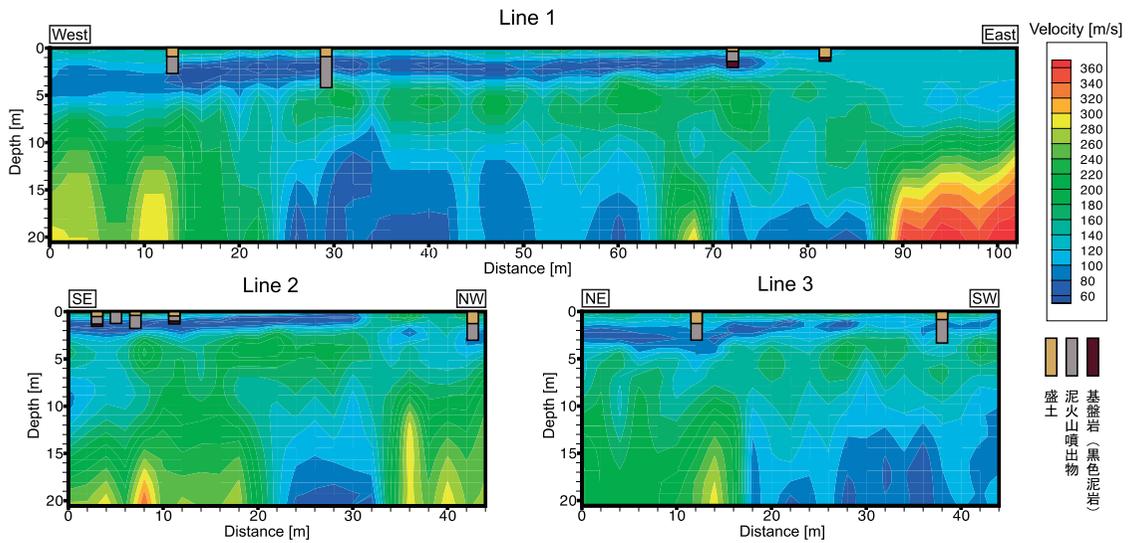


図 6 Line 1, 2, 3 の 2 次元 S 波速度構造断面。 探査測線に近い地点におけるハンドオーガー掘削により得られた柱状図を併記した。 坑井掘削記録の一部は新谷ほか (2003) を参照した。 多くの区間で共通して、表面より、高速度層、低速度層、高速度層と続き、深度 10 m 以深では低速度層と高速度層にはっきりと分かれている。 低速度層の構成土質は礫の割合が低く、高速度層は黒色泥岩が主体であると考えられる。

Fig. 6 The 2D sections of the velocity structure below Lines 1, 2, 3. Geological columns were acquired by excavation using a hand auger, and they are shown on the sections. Some drilling records have been referenced from Shinya *et al.* 2003. Typically, in many zones, from the surface to a depth of several meters, the S-wave velocity first increases, then decreases, and finally increases again. The layer below a depth of 10 m is clearly separated horizontally into high- and low-velocity areas. The respective layers appear to comprise clay with a low rate of gravel and black mudstone.

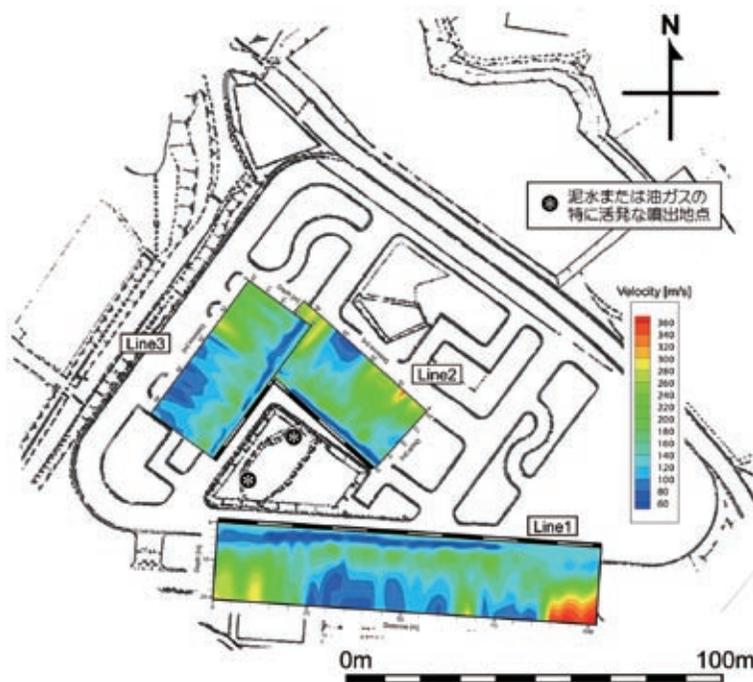


図 7 Line 1, 2, 3 の探査記録断面を各測線位置へ描画した図。

Fig. 7 Survey section below Lines 1, 2, 3 at each survey location.

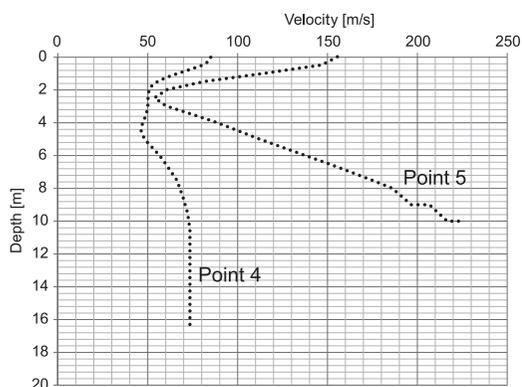


図 8 Point 4, 5 における鉛直 1 次元 S 波速度分布. Line 1, 2, 3 同様, 表層から高速度, 低速度, 高速度と変化する傾向を示している. Point 4 は全体的に速度が低く, 礫の割合が低い地層で構成されていると考えられる.

Fig. 8 1D vertical S-wave velocity distribution below survey points 4 and 5. From the surface to a depth of several meters, the S-wave velocity first increases, then decreases, and finally increases again, in a manner similar to Lines 1, 2, 3. Point 4 indicates a low velocity across the entire layer therefore the location is considered to comprise a clay layer with a low rate of gravel.

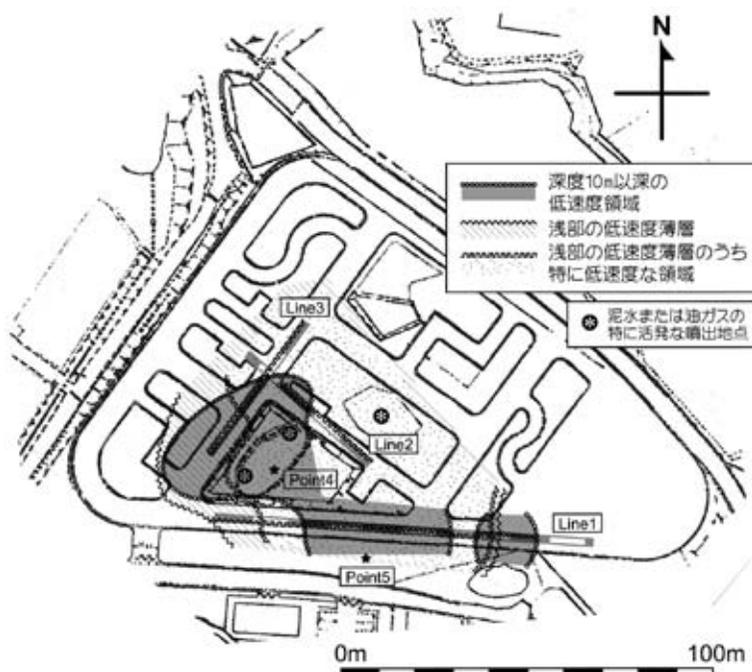


図 9 浅部および 10m 以深の深部のそれぞれの領域における低速度領域の平面分布. Line 1, 2, 3 各々の測線上の領域範囲を示すとともに, Point 4, 5 および地表の情報を用い描画可能な鉛直速度分布範囲を示した.

Fig. 9 Planar distribution of low-velocity areas in the subsurface and in the depth zone deeper than 10 m. The figure indicates the limit of areas on each survey line of Lines 1, 2, 3, as well as the limit of the velocity distribution estimated from all of the information including that below Points 4, 5 and on the surface.

連性が低いことがわかる。また, 浅部の低速度領域はひとつの大きなかたまりとなつて存在していることが推定されるのに対し, 深部の低速度領域は幾つかの小さな領域に分かれて構成されていることがうかがえる。

#### 1-4) 数値計算による薄層の逆解析イメージの検討

表面波探査は観測された各周波数の波動伝播速度から, その分散曲線を満たす S 波速度構造を逆解析により求める。この時, 求まる解は唯一な

表 3 検討した速度構造モデルの S 波速度と深度および層厚。

Table 3 The five models of different S-wave velocities, depths, and layer thicknesses used to discuss the possible structure by inversion analysis.

速度構造名称	高速度層の S 波速度 [m/s]	高速度層の深度 [m]	高速度層の層厚 [m]
a	150	5.0 - 8.0	3.0
b	200	5.0 - 6.0	1.0
c	500	5.0 - 6.0	1.0
d	200	5.0 - 5.1	0.1
e	1000	5.0 - 5.1	0.1

ものではない。特に、明瞭な速度境界を有する構造や速度差の大きい薄層構造の逆解析では、取得された分散曲線を近似的に満たす速度分布の取り得る値の幅が広がる。本探査記録では特徴的な薄層が多い結果となっており、解として取り得る S 波速度と層厚の範囲を確認しておく必要がある。

そこで、ここでは高速度な薄層の表面波解析に与える影響を数値的に検討した。検討した速度構造モデルは 5 種類で、深度 5 m 以深に層厚と速度の異なる高速度構造を有している。検討した速度構造モデルの詳細を表 3 に示す。また、逆解析結果を図 10 に示す。逆解析にはレイリー波の基本モードのみ使用した。周波数は 1 ~ 100 Hz の範囲を用い、反復計算回数は 10 回とした。なお、初期速度構造はすべて 100 m/s の均一な構造とした。数値計算結果より、10 cm の高速度薄層は、たとえ 1000 m/s という非常に高い速度であったとしても、表面波解析では検出できないことが示された。したがって、本研究の探査で得られた高速度薄層は 10 cm 程度の極めて薄い層ではないことが示唆される。次に、1 m の高速度層であれば、3 m 程度の層厚に解析される可能性は十分にあることが示された。ただし、この場合、500 m/s 程度の高速度である必要がある。このため、非常に高速な地層が存在しないという条件の下では、解析により 3 m 程度の高速度層が検出された場合には、実際にも 3 m 程度の高速度層が存在している可能性が高いと考えられる。したがって、泥岩以外の地質の可能性が低い本探査地域においては、数メートル程度の厚みを有した

高速度層が存在していることが示唆される。

## 2) GPS を用いた標高変動分布

GPS により測量された標高を 2 次元補間処理した後、差分解析して得られた標高変動分布を図 11 に示す。データの範囲はほぼ自動車練習場の敷地に相当する。自動車練習場の東部以外は隆起傾向にあり、中央部からやや東部にかけて 40 cm ほど大きく隆起している領域が存在していることがわかる。40 cm という変動量は垂直精度 38 mm に対し十分大きく有意である。

測量期間内の 2007 年 7 月に新潟県中越沖地震が発生している。年間約 20 cm の隆起量は定常変化としては大きいと、隆起には地震が影響していると考えられるが、地震直後の十日町市周辺の電子基準点に大きな隆起や沈降は観測されていない。したがって、観測された隆起変動は、地震だけでなく泥火山の存在が影響している可能性が高い。観測された標高変動が瞬時的なものか、ある程度長期にわたって徐々に変化したものかの判定は不能である。

## IV. 議 論

### 1) 表面波探査による速度構造の地層分類

前章で示された 2 次元速度構造、鉛直速度分布および掘削記録結果から、取得された S 波速度構造は以下に示す A ~ E の 5 つの領域に分類できる。分類した地層の具体的な領域を、例として Line 1 の断面を用いて図 12 に示した。

A の層厚 0 ~ 1 m の表層部高速度層は盛土の存在を示している。

B の層厚 2 ~ 4 m の低速度層は掘削により、

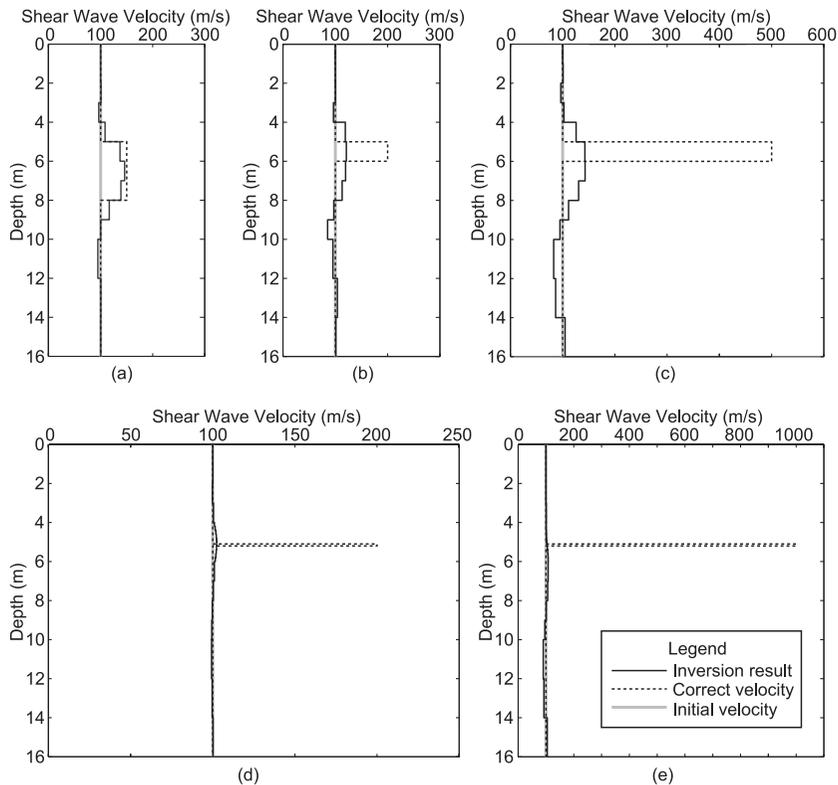


図 10 数値計算による高速度薄層の推定結果. (a) ~ (e) の速度構造の詳細は表 3 を参照. 10 cm の薄層は逆解析により検出されず, 1 m 程度の薄層が 3 m 程度の高速度層として解析されるには 500 m/s の高速度で構成されている必要がある.

Fig. 10 Results of high-velocity thin layers estimated by numerical simulation. Detailed velocity structures of (a) to (e) are indicated in Table 3. The results show that the thin layer with 10 cm cannot be detected by inversion analysis, and the thin layer at 1 m is inverted to the high-velocity layer with 3 m if the thin layer is composed of a high velocity of 500 m/s.

未固結粘土が主体でわずかに礫を含む地層であることが判明している。広範囲にわたり薄く広く堆積していることから、泥火山により噴出した泥が起源の地層であることが推定される。S波速度は 50 m/s 近くまで低下しており、通常の地層にはあまり存在しない非常に軟らかい地層であることから、礫をあまり含まない未固結粘土主体の地層であることが示唆される。

C の層厚 3 ~ 5 m の高速度層は S 波速度が 200 m/s 前後まで上昇しており、未固結粘土が主体の層と考えることはできない。礫の含有率が極めて高い未固結粘土層か泥岩が主体の層であると考えられる。

D の 10 m 以深の低速度層は礫の含有率が C 層に比べて低い層である可能性が高い。S 波速度は 100 m/s 前後であり、B 層よりも速度が上昇しており、礫の含有率が B 層よりも高いことが推定される。

E の 10 m 以深の高速度層は基盤岩である黒色泥岩が主体の層であると考えられる。

室野地区の泥火山から北東に約 1.5 km ほどの松泉寺地区に噴出活動を停止した泥火山の露頭が存在する。ここでは、基盤岩の黒色泥岩に発達する網目状の割れ目に沿って、室野地区の泥火山噴出物と同等の含礫粘土が分布している。この網目状粘土化帯は、基盤岩が地下水との反応により粘土

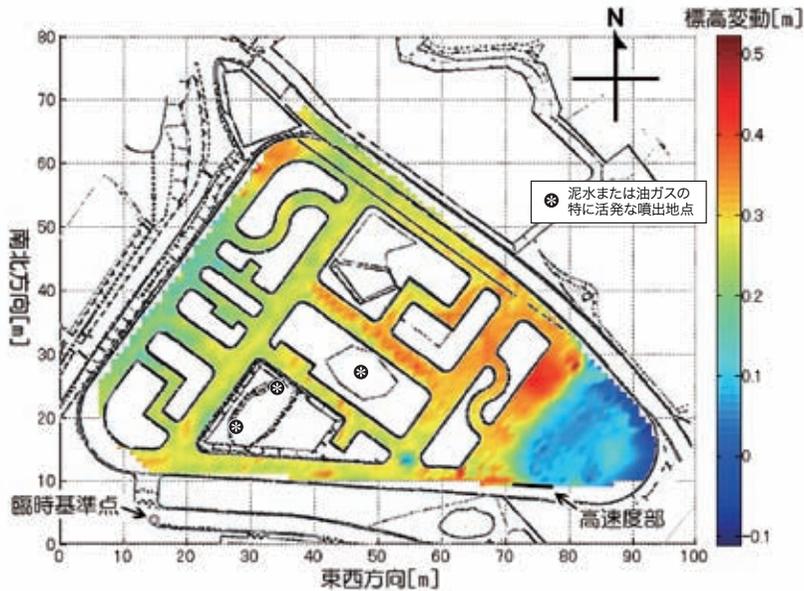


図 11 GPS による標高変動分布。標高の測量は道路上でのみで行った。中央からやや東方に向けて 40 cm 程度の高い隆起量の領域が広がっている。東部の変動がほとんどない領域は泥火山の影響を受けていないことが示唆される。

Fig. 11 The distribution of altitude variation detected by GPS. Altitude was only measured on paved roads. An area having a high uplift of approximately 40 cm extends from the center to the east. An area having little variation in the eastward direction is not considered to be influenced by the mud volcano.

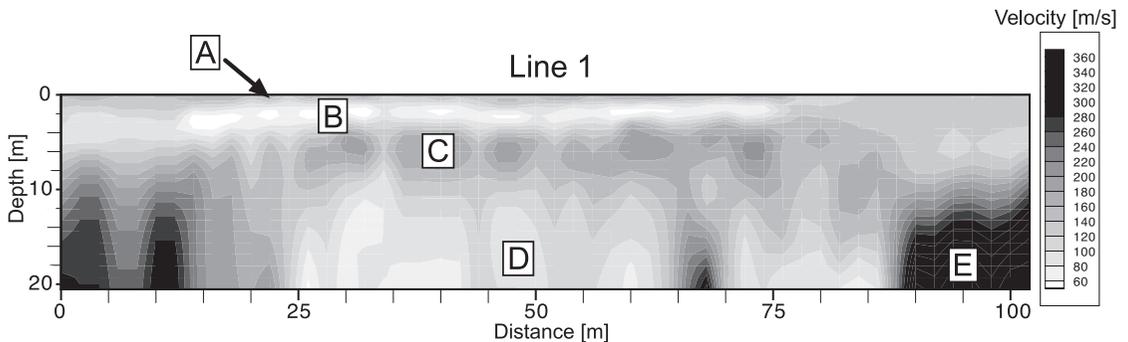


図 12 S 波速度構造による地層分類。例として Line 1 断面上に 5 つの分類を示す。

Fig. 12 Classification of geological layers by S-wave velocity structures. This is an example with five separations on the section of Line 1.

化して形成されたと考えられている (新谷・田中, 2005)。松泉寺地区の泥火山の露頭では、含礫粘土帯と塊状黒色泥岩帯の間に網目状粘土化帯が存在している。室野地区の泥火山でも同様な状態の

地層が存在していると考えられる。粘土化とは、岩石、水、ガスの反応による岩石の化学的分解プロセスを指す (関, 1998)。泥火山による粘土化では、高塩分濃度地下水の長年に及ぶ流動状況の

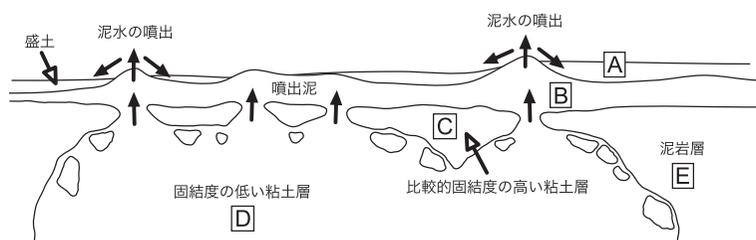


図 13 泥火山噴出地域の地層モデル。粘土化の進行度合いの境界は松泉寺地区の露頭観察からは遷移的で不明瞭であることが確認されているが、ここでは明瞭な境界として描いた。

Fig. 13 A geological model under the eruption area of a mud volcano. The rate of transformation of mudstone into soft clay due to mixing with muddy water does not have a clear border, as confirmed by the observation of an outcrop in the Matsudai-Syosenji district; however, this figure is imaged with clear borders.

相違により、局部的に粘土化の進行に変化が生ずると考えられる。

粘土化の進行度合いで分類すると、E層は未固結粘土の含有が少なく、粘土化がほとんど進行していないかまったく進行していない地層であると考えられる。これに対し、D層は未固結粘土の含有率が高いことが示唆されるため、粘土化が進行した地層であると考えられる。さらに、C層は粘土化がある程度進行しているものの、D層よりは進行していない層と考えられる。ハンドオーガの掘削で、わずか2m程度離れた地点で基盤岩への到達状況が異なっている事例がある。網目状に粘土化することにより基盤岩領域の存在が近距離でも変化していることが示唆され、浅部まで網目状粘土化帯が存在している可能性はあり得る。

深度2～4m付近のB層の低速度帯は比較的広域に存在し、流動性の高い噴出泥が噴出後に地表面を伝いやや遠くまで運ばれていることが推測される。C層とD層とE層が元来は同じ黒色泥岩であったと考えられるのに対し、B層は噴出泥であると推測される。一方、泥火山により形成された粘土化帯であるD層は噴出泥が堆積している範囲よりも狭い範囲に存在している。D層は同深度面において幾つかの領域に分かれて存在しているように認められる(図9)。以上から、粘土化が進行してはいるが噴出に至っていない噴出経路に相当する領域であると考えられる。

ここで、粘土化の進行度合いが逆転するC層

とD層の関係を説明可能な、図13に示す泥火山噴出地域の浅層域の地層モデルを提案する。深部の高間隙水圧により上昇した細粒成分を含む地下水の浸入により水圧破碎を受け基盤岩である黒色泥岩は岩片化する。さらに、高塩分濃度地下水の長期接触により粘土化が進行する。粘土化の進行により固結度の低い粘土層が形成される。元来の亀裂の状態や構成粒度分布、もしくは圧密の相違により、場所によって粘土化の進行に程度の差が生じることが考えられる。粘土化の進行が遅れた領域は、粘土化が進行した領域よりも泥岩の占める割合が高く、比較的固結度の高い高速度層として存在することとなる。

粘土化の進行した泥岩層Dと噴出泥層Bの間には高速度層Cが存在する。ただし、泥の噴出地点に近いLine4の記録上には高速度層Cが認められない。したがって、噴出地点の近くでは高速度層Cが存在せず、すべての深度区間が粘土化された泥岩で占められた狭領域の噴出経路を形成している可能性がある。

ただし、速度構造分布を粘土化進行度で分類するモデルは仮説に過ぎず、深度10数メートル程度までの浅層領域のすべてが噴出泥である可能性も存在する。しかし、この場合でも10m以深に固結度の低い粘土層の領域が存在し、深度2～10mに広がる比較的固結度の高い粘土層を貫通する局所的な噴出経路が形成されている可能性は高いものと考えられる。

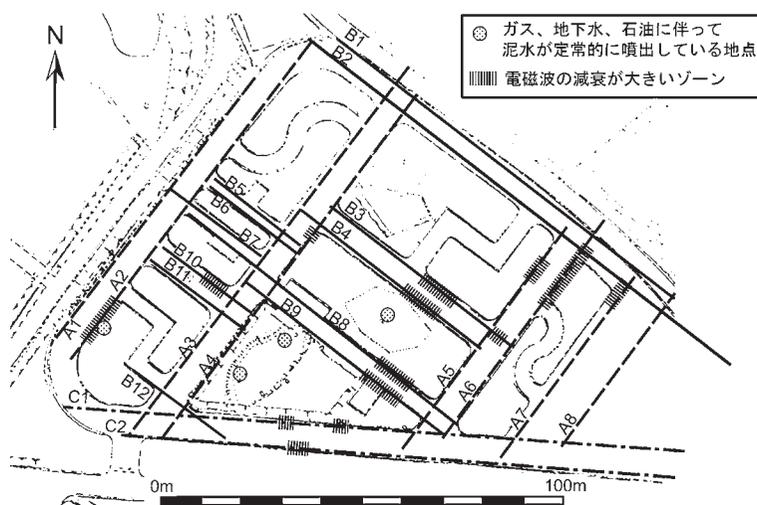


図 14 地中レーダにより観測された高減衰領域 (横田ほか, 2008). 実線, 破線, 一点鎖線は地中レーダ探査測線を示す. 高減衰領域は極めて表層に粘土層が存在していることを示唆している.

Fig. 14 High-attenuation areas observed by ground-penetrating radar (Yokota *et al.*, 2008). Solid, broken, and chain lines indicate the survey lines of ground-penetrating radar. A high attenuation indicates that a clay layer exists in a subsurface zone.

## 2) 標高変動分布

泥火山の影響を確認するため, 隆起量が大きい領域と標高変動がほとんど認められない領域に関して, 他の調査結果との比較を行う。自動車練習場の東部のほとんど標高変動がない領域は, 300 m/s 以上を示す深部高速度層を有する Line 1 の測線座標 90 m 以上の領域と一致している。したがって, 標高変動がほとんどない領域は泥火山の影響を受けていないと考えると整合的である。

また, 中央部からやや東部にかけて広がる高い変動量の領域は, 図 14 に示す地中レーダ探査で検出された高減衰領域 (横田ほか, 2008) との相関性が高い。地中レーダの高減衰領域は地表付近の極めて浅い領域が高い導電率の物質で構成されていることを示唆しており, 水分率の高い粘土の堆積が表層付近にまで及んでいることを示唆している。中央よりやや東側の領域は現在地表への泥水や油ガスの噴出が確認されていないが, 泥火山の活動が表層付近の地層に影響している可能性がある。

現在, 広域的な標高変動の計測では主に GPS と合成開口レーダが用いられている。GPS 定点観測は時間方向に密な記録を提供するのに対し, 合成開口レーダの干渉解析は空間方向に密な記録を提供し, 相互補完的な情報を提供する。しかし, 両手法のどちらでも検出不能な地質学的地盤変動対象は少なくない。

本研究は数年で変動する地質現象に対し, キネマティック GPS 測位による比較的狭い領域の多点繰り返し測量が有効である可能性を示したといえる。キネマティック GPS 測位により, 合成開口レーダよりも高い空間分解能で 2 次元標高分布を取得できる。GPS 定点観測と異なり, 時間方向に連続した変動情報は得られないが, 地質変動を分析する際に必須ではない場合は多い。キネマティック GPS 測位による多点測量をするためには, 測量領域があまり広くなく, 測量対象域に樹木などの上空視界を制限するものが少なく, かつ地表面が平坦であることが望ましい。

### 3) 泥火山探査における表面波探査の有効性について

深度 10 m 付近までの地盤強度分布を明らかにする表面波探査は、泥火山噴出地域の浅部構造の解明に最適な手法のひとつであると言える。本研究により、泥火山の噴出は浅部領域であっても、3 次元的に複雑な様式を示していることが示された。泥火山浅部領域の噴出様式の解明は、泥水を深部から上昇させる駆動力の解明に直接結びつくものではないが、深部の泥水の流動形態の解明に示唆を与える。また、地表または海底面の観察結果を用いて、噴出様式を推定する際に、重要な情報を与える。

物理探査において解析および解釈事例を増やすことは、今後の同種の泥火山調査を行う際に有意義な情報を与える。本研究より先に表面波探査結果を用い、泥火山の浅部構造解釈を行った事例を探すのは難しい。同一の地域で表面波探査、電気探査、地中レーダ等を用い複合調査を行うことにより、取得記録の信頼性や解釈の幅が広がることが期待される。

## V. まとめ

これまで、特に陸上において泥火山噴出地域の浅層探査事例は限られており、探査事例を増やすことは有意義である。本研究では新潟県十日町市室野地区の泥火山噴出地域において、表面波探査を行った結果を示した。分解能の高い浅層探査により、深部探査の精度向上や泥火山噴出メカニズムの解明への寄与が期待される。

取得された S 波速度分布は、表面より高速、低速、高速と推移し、深度 10 m 以深では高速度領域と低速度領域の 2 区間に分かれた。浅部低速度層と深度 10 m 以深の低速度層の空間分布の関係性は低く、浅部低速度層は広く連続して分布しているのに対し、10 m 以深の低速度層は幾つかの小さな領域に分かれていることが示された。また、泥水噴出が活発な地点の近くでは 2 番目の高速度層が存在しないことも示された。

以上の S 波速度分布、ハンドオーガーによる掘削記録、および既往の地質情報から、A) 表層

に存在する 0 ~ 1 m の高速度層は盛土、B) 層厚 2 ~ 4 m の低速度層は流動性の高い噴出泥が堆積していると考えられる礫の含有率の低い未固結粘土層、C) 層厚 3 ~ 5 m の高速度層は泥火山による粘土化が限定的に進行した泥岩層、D) 10 m 以深の低速度層は泥火山による粘土化が進行した泥岩層、E) 10 m 以深の高速度層は泥火山による粘土化があまり進行していない泥岩層と、5 つに分類し地層を推定した。また、10 m 以深の低速度層は噴出泥の供給経路であると推定した。

本研究で取得された探査データから得られた S 波速度分布には特徴的な高速度を有する薄層が複数含まれている。この薄層の存在が信頼できる解釈であるかどうかを確認するため、数値解析により薄層構造の取り得る速度と層厚を検討した。その結果、層厚 3 m の高速度層の存在が示唆される場合、現実的な地層速度では 1 m 以上の層厚の高速度層が存在している可能性が高いことが示された。したがって、本探査地域には、推定された S 波速度分布の通り、少なくとも数メートル程度の厚みを有する高速度層が存在するものと考えられる。

また、キネマティック GPS 測位による標高変動測量を行った。その結果、自動車練習場の東部以外の広範囲で隆起傾向を示していたこと、中央からやや東部にかけて地震に伴い約 2 年間の内に 40 cm 程度の高い隆起変動を示した領域が存在することがわかった。標高変動がほとんどない領域は、S 波速度が 350 m/s 近い高速度を示しており、泥火山の影響をほとんど受けていない領域であることが推定される。また、高い隆起変動を示している領域は、地中レーダで観測された粘土の存在を示唆する高減衰領域と相関性が高い。本研究によりキネマティック GPS 測位による多点繰り返し測量が、標高変動する地質現象に対し、有効な評価手段となり得ることが示された。

本研究により、浅層物理探査が泥火山噴出メカニズムの解明にある程度寄与可能であることが示された。表面波探査以外にも電気探査や地中レーダ探査等の浅層探査を組み合わせることにより、さらに詳細な解釈が可能となるものと考えられ

る。また、深部の弾性波探査や比抵抗探査などをあわせて実施することができれば、泥火山の成因を議論することも可能であると推察される。

## 謝 辞

早稲田大学には調査の許可をいただきました。岡住鉄也氏(東京大学; 現在川崎汽船(株)), 田中 学氏(山口大学; 現在電源開発(株)), 伊豆原 渉氏(京都大学; 現在シュルンベルジェ(株)), 越智公昭氏(京都大学; 現在石油資源開発(株))には調査の際に協力をいただきました。田中和広教授(山口大学)には論文執筆に際し貴重なご意見をいただくとともに、最終的な修正のご助言もいただきました。査読をしていただきました原口 強准教授(大阪市立大学)および鈴木浩一博士(電力中央研究所)には多くの有益なご助言をいただきました。笠原順三編集委員長, および三ヶ田 均教授(京都大学)には, 論文として適切な編成となるようにご助言を賜りました。

## 文 献

- Accaino, F., Bratus, A., Conti, S., Fontana, D. and Tinivella, U. (2007): Fluid seepage in mud volcanoes of the northern Apennines: An integrated geophysical and geological study. *Journal of Applied Geophysics*, **63**, 90-101.
- Baba, K. and Yamada, Y. (2004): BSRs and associated reflections as an indicator of gas hydrate and free gas accumulation: An example of accuracy prism and forearc basin system along the Nankai Trough, off central Japan. *Resource Geology*, **54**, 11-24.
- Bredehoeft, J.D., Djevanshir, R.D. and Belitz, K.R. (1988): Lateral fluid flow in a compacting sand-shale sequence: South Caspian Basin. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **72**, 416-424.
- Chow, J., Lee, J.S., Liu, C.S., Lee, B.D. and Watkins, J.S. (2001): A submarine canyon as the cause of a mud volcano—Liuchieuyu Island in Taiwan. *Marine Geology*, **176**, 55-63.
- Chow, J.J., Chang, S.-K. and Yu, H.-S. (2006): GPR reflection characteristics and depositional models of mud volcanic sediments—Wushanting mud volcano field, southwestern Taiwan. *Journal of Applied Geophysics*, **60**, 179-200.
- Deville, E., Battani, A., Griboulaud, R., Guerlais, S., Herbin, J.P., Houzay, J.P., Muller, C. and Prinzhofer, A. (2003): The origin and processes of mud volcanism: New insights from Trinidad. *Geological Society, London, Special Publications*, **216**, 475-490.
- Evans, R.J., Davies, R.J. and Stewart, S.A. (2006): Internal structure and eruptive history of a kilometer-scale mud volcano system, South Caspian Sea. *Basin Research*, **19**, 153-163.
- Evans, R.J., Stewart, S.A. and Davies, R.J. (2008): The structure and formation of mud volcano summit calderas. *Journal of the Geological Society*, **165**, 769-780.
- Forbriger, T. (2003a): Inversion of shallow-seismic wavefields: I. Wavefield transformation. *Geophysical Journal International*, **153**, 719-734.
- Forbriger, T. (2003b): Inversion of shallow-seismic wavefields: II. Inferring subsurface properties from wavefield transforms. *Geophysical Journal International*, **153**, 735-752.
- 林 宏一 (2004): 表面波を用いた地下浅層部の探査。非破壊検査, **53**, 254-259.
- 林 宏一・鈴木晴彦・斎藤秀樹 (2001): 人工震源を用いた表面波探査の開発とその土木地質調査への適用例。応用地質技術年報, **21**, 9-39.
- Hjelstuen, B.O., Eldholm, O., Faleide, J.I. and Vogt, P.R. (1999): Regional setting of Hakon Mosby Mud Volcano, SW Barents Sea margin. *Geo-Marine Letters*, **19**, 22-28.
- 今井常雄・麓 秀夫・横田耕一郎 (1975): 日本の地盤における弾性波速度と力学的特性。日本地震工学シンポジウム論文集, **4**, 89-96.
- Inazaki, T. (1999): Land streamer: A new system for high-resolution S-wave shallow reflection surveys. *Proceedings of the 12th Annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, 207-216.
- O'Neill, A., Safani, J. and Matsuoka, T. (2006): Rapid shear wave velocity imaging with seismic land-streamers and surface wave inversion. *Exploration Geophysics*, **37**, 292-306.
- Park, C.B., Miller, R.D. and Xia, J. (1999): Multichannel analysis of high frequency surface waves. *Proceedings of the Symposium Environmental Problem '99*, 115-121.
- Robertson, A.H.F. and Shipboard Scientific Party (1996): Mud volcanism on the Mediterranean ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **160**, 521-526.
- Safani, J., O'Neill, A. and Matsuoka, T. (2006): Full SH-wavefield modelling and multiple-mode Love wave inversion. *Exploration Geophysics*, **37**, 307-321.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000): Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, 2303-2322.
- 真田佳典・Safani, J.・尾西恭亮・横田俊之・徳永朋祥・田中和広 (2006): 新潟県十日町市松代における泥火山の浅部構造調査—表面波を用いた調査例—。日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 319-322.
- Schmidt, M., Hensen, C., Mfrz, T., Mqller, C., Greve-meyer, I., Wallmann, K., Mau, S. and Kaul, N. (2005): Methane hydrate accumulation in "Mound

- 11" mud volcano, Costa Rica forearc. *Marine Geology*, **216**, 83-100.
- 関 陽児 (1998): 土壌・風化帯の形成と水質変化. 地質調査所月報, **49**, 639-667.
- 新谷俊一・田中和広 (2004): 新潟県東頸城郡松代町に分布する泥火山噴出物の起源. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 397-400.
- 新谷俊一・田中和広 (2005): 新潟県十日町市松代に分布する泥火山の地質. 自然災害科学, **24**, 49-58.
- 新谷俊一・田中和広・宮田雄一郎 (2003): 新潟県松代町に分布する泥火山の地質的研究. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 275-278.
- Somoza, L., Diaz-del-Rio, V., Leon, R., Ivanov, M., Fernandez-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernandez-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vazquez, J.T., Medialdea, T. and Fernandez-Salas, L.M. (2003): Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*, **195**, 153-176.
- 鈴木晴彦・林 宏一 (2001): 表面波探査の舗装道路地盤への適用性の検討. 物理探査学会学術講演会論文集, **104**, 60-64.
- 鈴木浩一・徳安真吾・田中和広・城森 明 (2005): CSAMT 法および電気探査法による泥火山調査—新潟県鍋立山トンネル地点での適用例—. 物理探査学会学術講演会論文集, **113**, 179-182.
- 田中 学・青柳恭平・田中和広 (2005): 新潟県十日町市松代における泥火山の噴出特性. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 179-182.
- Tokimatsu, K. (1997): Geotechnical site characterization using surface waves. *Earthquake Geotechnical Engineering*, 1333-1368.
- 徳安真吾・田中和広・鈴木浩一 (2004): 泥火山の地下構造の研究. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 19-22.
- Ujii, Y. (2000): Mud diapirs observed in two piston cores from the landward slope of the northern Ryukyu Trench, northwestern Pacific Ocean. *Marine Geology*, **163**, 149-167.
- van Rensbergen, P., Depreitera, D., Pannemansa, B., Moerkerke, G., van Rooija, D., Marsseth, B., Akhmanov, G., Blinov, V., Ivanov, M., Rachidid, M., Magalhaese, V., Pinheiro, L., Cunhaf, M. and Henriot, J.P. (2005): The El Arraiche mud volcano field at the Moroccan Atlantic slope, Gulf of Cadiz. *Marine Geology*, **219**, 1-17.
- 横田俊之・尾西恭亮・真田佳典 (2008): 地中レーダによる新潟県十日町市松代における泥火山の浅部構造調査. 地質ニュース, **644**, 25-32.

(2008年11月19日受付, 2009年5月7日受理)