

桜島火山東部における局所的沈降の定量化と物理的解釈

Quantification and Physical Interpretation of Local Subsidence in the Eastern Part of Sakurajima Volcano

八木優明⁽¹⁾・風間卓仁⁽¹⁾・山本圭吾・大柳諒⁽¹⁾

Hiroaki YAGI⁽¹⁾, Takahito KAZAMA⁽¹⁾, Keigo YAMAMOTO and Ryo OYANAGI⁽¹⁾

(1) 京都大学大学院理学研究科

(1) Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

Widespread ground displacements have been observed around Sakurajima volcano, mainly due to the volume change of magma chambers under the volcano. In the eastern part of Sakurajima volcano, the local subsidence has also been observed along with the widespread displacements described above, but physical mechanisms of the local subsidence have been unknown. We thus extracted the local subsidence in the eastern Sakurajima from the leveling data collected from 1975 to 2010, by extracting the effect of the volume change of the magma chambers from the leveling data. The local subsidence was largest at the S36 leveling point, and the subsidence rate at S36 was 8.04 mm/yr from 1975 to 1991 and 6.67 mm/yr from 1991 to 2010. The temporal decay of the subsidence rate at S36 can be explained by the consolidation of eruptive deposit, which was triggered by the loading of the lava flow due to the 1946 Showa eruption. The ratio of the consolidation parameters is estimated to be $c_v/H^2 < 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$, and the thickness of the eruptive deposit needs to be $H > 45 \text{ m}$ if the typical value of $250 \text{ cm}^2/\text{day}$ is assumed for the consolidation coefficient c_v .

キーワード: 桜島火山, 地表変位, マグマだまり, 局所的沈降, 圧密現象, 黒神地域

Keywords: Sakurajima volcano, ground displacement, magma chamber, local subsidence, consolidation, Kurokami area

1. はじめに

桜島火山は、九州南部の始良カルデラ南縁部に位置する活動的火山である。有史以降には、文明（1471～1478年）、安永（1779～1782年）、大正噴火（1914年）と大規模な噴火が繰り返し発生してきた。その後も、溶岩流を伴う昭和噴火（1946年）が発生し、1970年代～1992年には南岳火口からの噴火が活発化した。2000年代以降の噴火活動はそれ以前に比べると静穏ではあるものの、2006年6月には昭和火口の活

動が再開し、その後約10年間に渡って昭和火口からの噴火が頻発した（気象庁, 2013）。また、2015年8月15日にはダイク貫入イベントが発生し、火山性地震が頻発したり急激な地殻変動が観測されたりした（Hotta et al., 2016）。それ以降は主な噴火活動が昭和火口から南岳火口に移り、2024年1月時点においても依然として南岳火口からの噴火がたびたび確認されている。このように、桜島火山では活発期や静穏期を繰り返しながら、地下からのマグマ供給に伴う噴火活動が依然として継続している。

桜島火山の活動状況を把握するために、桜島火山やその周辺では地震・地殻変動・重力などの地球物理学的観測が実施されている。特に、繰り返し精密水準測量は1800年代から継続的に実施されており、水準測量で得られた上下変位データは桜島直下のマグマ蓄積状態を把握するために活用されている。例えば、1970年代～1980年代の水準測量では始良カルデラおよびその周辺で継続的な地表の沈降が観測されており、これは活発な噴火に伴って地下マグマだまりのマグマが外部に放出したことを反映している（江頭, 1989）。一方、1990年代以降には桜島周辺で地表の隆起が観測されており、これは地下のマグマだまりにおけるマグマ体積の蓄積を反映していると考えられる（Yamamoto et al., 2013）。

しかしながら、桜島島内の地殻変動は全てマグマだまりの膨張・収縮によって説明できるわけではなく、桜島島内の他の地域と異なる変動が観測されている場所も存在する。特に、桜島東部の黒神地域では、噴火の活発期・静穏期を問わず、1970年代から現在に至るまで局所的な沈降が継続的に観測されている。その原因として、昭和噴火溶岩流の荷重に伴って地盤が圧密沈下している可能性が指摘されているものの（江頭ら, 1997）、この局所的沈降の物理モデル化には至っていない。そのため、地下マグマだまりの位置や体積変化量を推定する際には、黒神地域の地殻変動データを便宜的に除外する操作がしばしば行われている（Yamamoto et al., 2013）。ただし、黒神地域の観測データを除外することで、地下マグマだまりに関するモデルパラメーターにバイアスが乗っている可能性も否定できない。この問題点を解決するためには黒神地域の局所的沈降の寄与を地殻変動データから適切に補正する必要があり、そのためにはこの局地的沈降を定量化し、かつ物理モデルによって再現することが重要である。

そこで、本研究は水準データから黒神地域の局所的沈降を抽出し、局所的沈降を物理的に解釈することを主な目的とする。具体的には、本研究はまず水準およびGNSSデータを用いて桜島火山直下の球状圧力源を推定する（第2章～第3章）。次に、球状圧力源の寄与を水準観測データから差し引くことで黒神地域の局所的沈降を抽出し、この局所的沈降を圧密変動モデルによって再現する（第4章）。最後に、圧密変動モデルにおけるパラメーターの妥当性や、本研究の今後の課題について議論する（第5章）。

2. 観測データ

本研究は、桜島火山の圧力源変動や局所的沈降を把握するため、水準およびGNSSデータを解析に用い

た。解析対象期間は1975～2010年の約35年間であるが、本研究では期間①（1975～1991年）と期間②（1991～2010年）の2期間に分けて解析を行った。これは、期間①が南岳火口噴火の活発期であり地表沈降が観測されている一方で、期間②が南岳火口噴火の静穏期であり地表隆起が観測されているためである（Yamamoto et al., 2013）。このうち期間①では、桜島島内および島外の水準点で観測された水準データを用いた。また、期間②では桜島島内の水準データのほか、桜島内外のGNSSデータを用いた。これは、期間②に対して利用可能な島外の水準データが少なかったため、および桜島深部の圧力源変動を把握するには桜島周辺の広域における地殻変動を解析する必要があったためである。

それぞれの期間（①および②）においては、桜島およびその周辺の地殻変動が時間に対してほぼ直線的であることが知られている（Takayama and Yoshida, 2007; Oyanagi et al., 2023）。そこで、黒神地域の局所的沈降を後ほど議論するにあたり、本章では期間①および②における地殻変動速度や、期間ごとの地殻変動速度の違いを観察する。これ以降、水準測量とGNSS観測に基づく地表変位速度についてそれぞれ説明する。

2.1 水準データ

Fig. 1a-bは桜島火山周辺における上下変位速度を示している。このうち、パネル(a)は期間①（1975～1991年）における桜島島内および島外の上下変位速度（Oyanagi et al., 2023）であり、桜島遠方の曾於測線上の水準点BM2786を基準点としている。期間①において桜島およびその周辺では地表の沈降が観測されており、これは活発な噴火に伴うマグマの外部放出によってマグマだまりが収縮していたことを反映している。一方、パネル(b)は期間②（1991～2010年）における桜島島内の上下変位速度（八木, 2024）であり、桜島西岸の水準点S17を基準点としている。期間②において桜島北岸では地表の隆起が観測されており、これはマグマ蓄積によって始良カルデラ直下のマグマだまりが膨張していることを反映している。

2.2 GNSSデータ

Fig. 1cは期間②に該当する1996～2010年のGNSS観測データに基づく九州南部の水平変位速度（八木, 2024）である。この水平変位速度は、GEONET観測点29点のF5解（Takamatsu et al., 2023）の時系列に直線を回帰し、その後広域テクトニクスによる変動（Takayama and Yoshida, 2007）を除去して得られたものである。水平変位は始良カルデラ中央部を中心として放射状の変動をしており、桜島に近い観測点

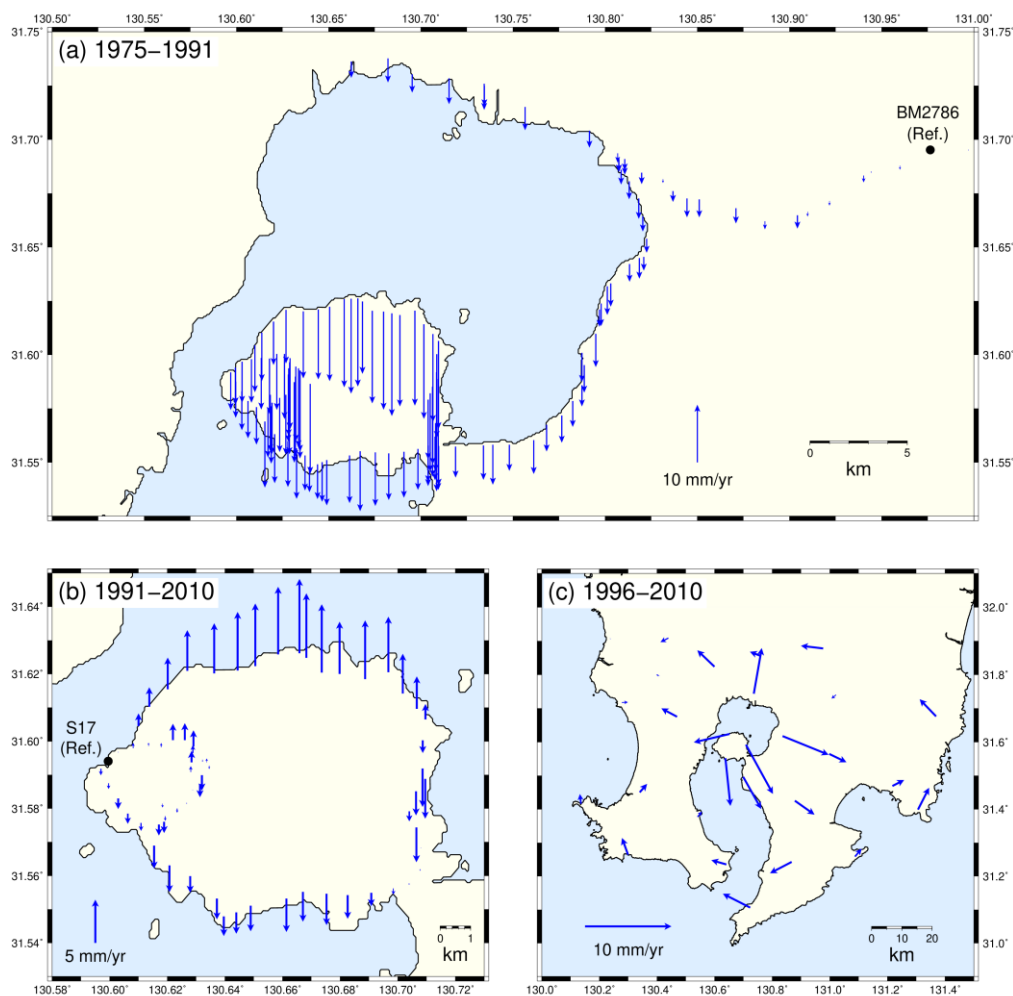


Fig. 1 Ground displacements observed around Sakurajima volcano during the periods ① (the eruptive period from 1975 to 1991; the panel (a)) and ② (the volcanically quiet period from 1991 to 2010; the panels (b) and (c)). (a) Rate of vertical displacement from 1975 to 1991. (b) Rate of vertical displacement from 1991 to 2010. (c) Rate of horizontal displacement from 1996 to 2010. In panels (a) and (b), black circles indicate the reference points of leveling survey lines.

ほど変位量が大きいことが分かる。これは深部マグマだまりがマグマ蓄積により膨張し、それに伴ってマグマだまりから遠ざかるような地殻変動が起きているためと考えられる。

3. 球状圧力源変動に伴う地殻変動

前章で示した通り、桜島周辺ではマグマだまりの膨張・収縮に伴う地殻変動が観測されてきた。本研究の主な研究テーマである桜島東部の局所的沉降を定量化するためには、火山活動に伴う直接的な地殻変動を除去する必要がある。そこで、我々は桜島周辺の地殻変動を球状圧力源モデル (Mogi, 1958) によって以下のように再現した。

3.1 球状圧力源変動に関する各種パラメータの推定方法

本研究は、半無限一様媒質下における球状圧力源モデル (Mogi, 1958) を桜島周辺の変位速度データに適用した。(西→東, 南→北, 下→上)を直交3軸とする3次元座標の地点 $(x_0, y_0, -d)$ に球状圧力源が存在するとき (ただし $d > 0$)、地表面 $(x, y, 0)$ における変位は以下のように書ける。

$$U_r = \frac{3\Delta V}{4\pi} \frac{r}{(d^2 + r^2)^{3/2}} \quad (1)$$

$$U_z = \frac{3\Delta V}{4\pi} \frac{d}{(d^2 + r^2)^{3/2}} \quad (2)$$

$$r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2} \quad (3)$$

ただし、 U_r は水平変位、 U_z は鉛直変位、 ΔV は圧力源の体積変化、 r は圧力源直上の地表 $(x_0, y_0, 0)$ から観測

点($x, y, 0$)までの水平距離である．なお，今回の場合 U_r と U_z の単位は[m/yr]なので，それに伴って ΔV の単位は[m³/yr]となる．また，球状圧力源の水平位置に関するパラメーター (x_0 および y_0) は長さの次元 (単位 [m]) を有するが，以下の解析では球状圧力源の経度・緯度 (lon_0 および lat_0 と記述する; 単位は[deg]) を未知パラメーターとし，地球形状に即した変換係数を経度・緯度の値に掛け合わせることで x_0 と y_0 に変換した．

近年の桜島火山の地殻変動研究においては，桜島火山中央部直下の浅部に1つと，始良カルデラ中央部直下の深部に1つの，合計2つの球状圧力源を仮定することが一般的となっている (Yamamoto et al., 2013; Oyanagi et al., 2023) ．本研究も各期間 (期間①および期間②) それぞれについて球状圧力源2つを仮定し，これらの体積変化によって桜島周辺の地殻変動を再現した．未知パラメーターは1つの球状圧力源につき4個 (体積変化速度・深さ・緯度・経度) であり，本研究は地殻変動の観測値と計算値の残差RMS (root mean square; 二乗平均平方根) が最小となるよう，各期間に対して合計8個のパラメーターをグリッドサーチで決定した．残差RMSの計算には，水準測量に基づく上下変位速度データ (2.1節) と，GNSS観測に基づく水平変位速度データ (2.2節) を用いた．この際，東西・南北・上下の各変位速度の残差を計算し，各成分の残差を重み付けすることなく同じ比率で積算した．グリッドサーチにおけるグリッド間隔は，緯度・経度が0.01 deg，深さが100 m，深部球状圧力源の体積変化速度が 1×10^5 m³/yr，浅部球状圧力源の体積変化速度が 1×10^4 m³/yrとした．

なお，局所的変動が観察されている黒神地域 (桜島東部) のデータの扱いは，以下の通りとした．まず，水準観測に基づく上下変位速度データ (2.1節) については，最初に全てのデータを用いてグリッドサーチを試行し，残差が ± 1.5 mm/yrを超える水準点

をグリッドサーチ推定から除外した上で，再度グリッドサーチを実施した．この操作によって除外された黒神地域の水準点は，期間①で3点 (S36, S36', S37)，期間②で7点 (S34, S35, S36, S36', S37, S38, S39) であった．一方，GNSS観測に基づく水平変位速度データ (2.2節) については，黒神地域に設置されたGEONET点 (基準点名: 鹿児島2; 観測点番号: 960720) のデータもRMS計算に使用した．これは黒神地域の局所的変動は上下方向が主体であり，局所的変動が水平変位に及ぼす影響は十分小さいと判断したためである．また，桜島島内のGEONET観測点が3箇所しかないことから，島内の水平変位データを球状圧力源推定に使用することを重視し，黒神地域のGEONET観測点の水平変位速度データもRMS計算に活用することとした．

3.2 推定された球状圧力源

グリッドサーチで得られた最適パラメーターを Table 1 に示す．期間① (1975～1991年) には，桜島中心部直下の浅部と始良カルデラ中心部直下の深部に収縮変動ソースが求められた．この期間，桜島火山では南岳からの噴火活動が活発であったため，地下2か所における収縮はマグマ体積の外部放出を反映していると考えられる．一方，期間② (1991～2010年) については桜島中心部直下の浅部に収縮ソースが，および始良カルデラ中心部直下の深部に膨張ソースが求められた．期間②における体積変化量の総和は $+5.7 \times 10^6$ m³/yrであり，全体としては桜島火山の地下にマグマ体積が蓄積されていたことが分かる．これは期間①よりも期間②の方が静穏な火山活動状態であり，マグマ体積の外部放出が少なかったことも調和的である．

Fig. 2aは期間①の上下変位速度の観測値 (青色矢印) と，最適パラメーターから得られた計算値 (赤色矢印) である．また，深部圧力源の位置を橙色で，浅

Table 1 Optimal parameters of spherical pressure sources under Sakurajima volcano, and minimized root-mean-square (RMS) values.

			Period ① (1975–1991)	Period ② (1991–2010)
Shallower source	ΔV	[m ³ /yr]	-8.0×10^5	-3.3×10^5
	d	[m]	4200	3000
	lon_0	[deg]	130.65	130.66
	lat_0	[deg]	31.59	31.58
Deeper source	ΔV	[m ³ /yr]	-4.1×10^6	$+6.0 \times 10^6$
	d	[m]	8000	9600
	lon_0	[deg]	130.70	130.67
	lat_0	[deg]	31.63	31.63
Minimum RMS			0.879	1.303

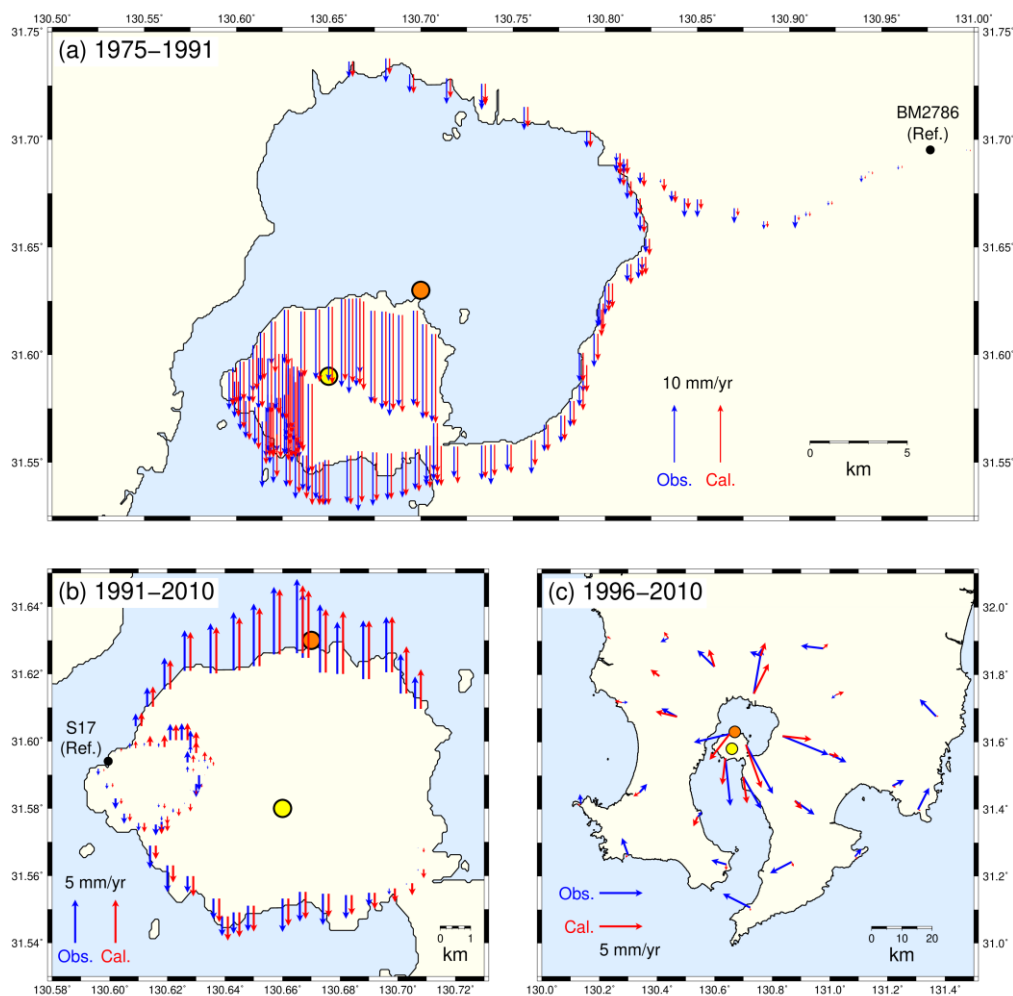


Fig. 2 Ground displacements around Sakurajima volcano during the periods ① (the panel (a)) and ② (the panels (b) and (c)). Blue arrows and black circles indicate the observed displacements and the reference points of the leveling survey lines, respectively (see the caption of Fig. 1 for details). Orange and yellow circles in each panel indicate the optimal positions of the deeper and shallower spherical pressure sources, respectively, for the corresponding period (Table 1). Red arrows indicate the vertical (the panels (a) and (b)) and horizontal (the panel (c)) displacements calculated from the optimal source parameters (Table 1). Note that the vertical displacements at the eastern Sakurajima are not shown in the panels (a) and (b), because the vertical displacement observed at this region contains the effect of the local subsidence (see Chapter 4).

部圧力源の位置を黄色で示している。観測値と計算値は互いによく一致しており、このときのRMS最小値は0.88 mm/yrとなった (Table 1)。

Fig. 2bとFig. 2cはそれぞれ期間②の上下変位速度と水平変位速度であり、各パネルにおける青色矢印は観測値、赤色矢印は計算値を示している。上下変位速度 (Fig. 2b) については桜島島内のS17を基準点としているが、実際には地下の球状圧力源変動に伴ってS17でも地殻変動が起こりうる。そのため、上述のグリッドサーチで水平変位速度を扱う際には「各水準点における上下変位速度 (S17基準) の観測値」と「各水準点における上下変位速度の計算値からS17

の上下変位速度の計算値を差し引いた値」の差分を取ることでRMSを計算した。その結果、最適な圧力変動源は橙色丸印および黄色丸印の位置に推定され (Fig. 2b–c)、このときのS17水準点における絶対上下変位速度は+6.49 mm/yrとなった。また、このときのRMS最小値は1.30 mm/yrとなり、この値は期間①のRMS最小値よりも大きくなった (Table 1)。これは期間②における水平変位の再現性が悪かったためと考えられ (Fig. 2c)、この原因の1つには広域テクトニクスの寄与が観測データから十分に補正できていない可能性がある。というのも、Fig. 2cの観測値 (青色矢印) は八木(2024)において広域テクトニクスの寄

与を補正したものであり、この補正の際には広域テクトニクスに伴う地殻変動の空間分布が空間座標に対して線形的に表現できる (Takayama and Yoshida, 2007) ものと仮定した。しかし、最近では九州南部の広域テクトニクスを空間座標に対する2次以上の多項式で表現している研究例もあり (味喜ら, 2021), このような方法の再現性や妥当性を今後の解析でさらに検討する必要がある。

4. 黒神地域の局所的沈降とそのモデル化

4.1 局所的沈降の特徴

本研究は、桜島火山東部・黒神地域の局所的沈降を把握するために、上下変位速度の観測値から球状圧力源変動に伴う上下変位速度の計算値を差し引くことで上下変位速度の残差を得た。Fig. 3は黒神地域における上下変位速度の残差であり、パネル(a)は期間① (1975～1991年) を、パネル(b)は期間② (1991～2010年) を示している。黒神地域では球状圧力源変動 (Table 1) では説明できないような局所的沈降が存在し、この沈降は期間①だけでなく期間②でも継続していることが分かる。沈降速度が最大となる水準点は両期間ともS36で、沈降速度は期間①で8.04 mm/yr, 期間②で6.67 mm/yrとなった。S36水準点は1946年昭和噴火の溶岩流の直上に位置しており、S36と同様に昭和溶岩上に位置するS36'水準点でも大きな沈降が確認できる (期間①には7.26 mm/yr, 期間②には6.41 mm/yr)。この2地点の沈降速度は時間経過に伴って小さくなっており、期間①に対する期間②の沈降速度の比率は、S36で83.0 %, S36'で88.3 %となっている。ただし、黒神地域の沈降は全ての水準点で減衰しているわけではなく、期間②になってから大きな沈降が確認された地点も存在する (例えば北側のS34～S35や、南側のS38～S39)。その結果、期間①の沈降域はS36～S37の約1 kmの範囲に集中していたのに対して、期間②の沈降域はS34～S39の約3 kmに拡大している。これらの事実から、黒神地域の局所的沈降は1975年～2010年の間で時空間的に変動しながらも継続しており、局所的沈降をもたらす何らかの物理プロセスが長期間この地域で働いていることを示唆している。

黒神地域の局所的沈降に関して、八木(2024)は複数の物理メカニズムに伴う局所的沈降を試算したものの、現地の状況からいずれも主要因ではないものと結論付けている。その要点をまとめると以下の通りである。

- 黒神地域直下のごく浅部で球状圧力源が収縮することを想定すると、黒神地域沿岸の深さ500 m に -3.9×10^4 m³/yrの収縮ソースを置くことで、

期間①における局所的沈降の空間分布を説明できる。しかし、他の火山観測データに基づく先行研究では黒神地域における局所的な火山活動は指摘されておらず、火山活動に関連する収縮ソースが黒神直下のごく浅部に存在することは考えづらい。

- 黒神地域の局所的沈降が弾性荷重変形 (多田, 1982) によるものと仮定すると、S36とS36'の中間付近の地表に 1.2×10^{10} kg/yrの荷重を加え続けることで、期間①における局所的沈降の空間分布を説明できる。ただし、この荷重量が桜島火山の年間放出量の約2倍である点や、このような大きな質量が黒神居住地域の1点に堆積し続けているという点が非現実的である。
- 昭和溶岩が黒神地域を流下したことに伴って、溶岩直下の層が粘弾性的に変形する状況 (多田, 1982) を想定する。S36水準点における上下変位の時間変化に減衰関数を近似すると緩和時間は91年となるが、溶岩直下に粘性率 1.6×10^{16} Pa sの層が存在すればこの緩和時間を説明できる。しかし、桜島の火山体で粘性率が 10^{16} Pa sオーダーとなるような構造は報告されておらず、黒神地域の局所的沈降を粘弾性荷重変形で説明することは困難である。

4.2 圧密変動によるモデル化

上記3つ以外の物理プロセスとして、本研究は圧密変動によって黒神地域の局所的沈降をモデル化する。というのも、黒神地域では1914年の大正噴火に伴って最大2 mの降下物が堆積し、1946年の昭和噴火では大正噴火の降下堆積物の上層を昭和溶岩が流下した (小林・溜池, 2002)。そのため、昭和溶岩が荷重源となることで大正噴火の降下堆積物が圧密沈下した可能性が想定されるのである。特に本稿では、最も大きな沈降が観測されてきたS36水準点において、沈降速度が期間①→②で83.0 %になったことに着目し、この沈降速度の低下が圧密変動で再現できるかどうかを検証する。

4.2.1 圧密変動の方程式系

圧密とは、粘土質土壌の地盤の上に荷重がかかることによって間隙水が外部に追い出され、土壌体積が減少することで地盤が沈下する現象のことである。まず、厚さ H の圧密層が鉛直方向に圧密を受けることを考えると、圧密層の過剰間隙水圧 $u(z, t)$ は以下の圧密方程式に従うことが知られている (Terzaghi, 1925; 石橋・ハザリカ, 2017)。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = c_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (4)$$

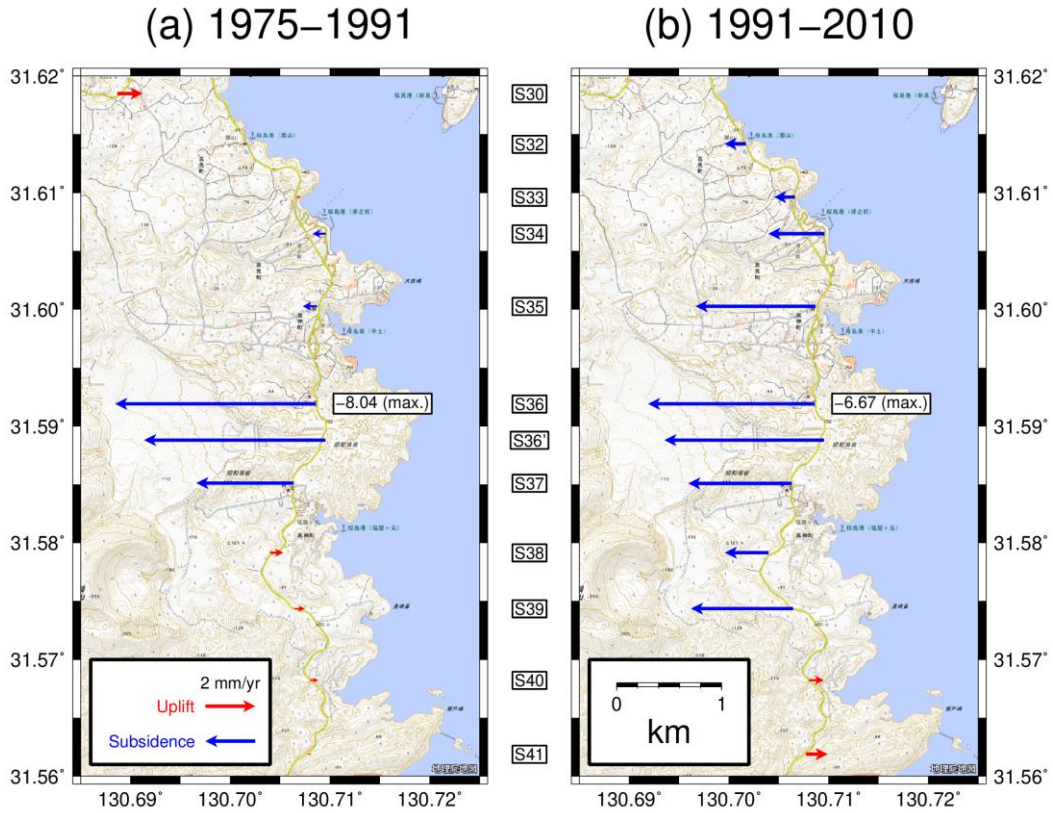


Fig. 3 Residuals of vertical displacement rate at the Kurokami area, the eastern part of Sakurajima volcano. The residuals were obtained by subtracting the vertical displacement rate calculated by the spherical pressure sources (Table 1) from that observed by the leveling surveys (Fig. 1a–b). Panels (a) and (b) show the residuals during the periods ① (from 1975 to 1991) and ② (from 1991 to 2010), respectively. In both panels, red and blue vectors indicate that the residuals showed uplift and subsidence, respectively. The name of each leveling point is shown between two panels.

ただし、 c_v は圧密係数であり、 $[L^2/T]$ の次元を持つ。圧密係数は圧密変動の進行度を決定付ける重要なパラメーターの1つである。この方程式は一般的な線形拡散方程式の形をしており、適切な境界条件および初期条件を設定することで過剰間隙水圧 $u(z, t)$ の時空間発展を解くことができる。また、 $u(z, t)$ を鉛直方向に空間積分することによって、圧密層全体における圧密沈下量 $S_t(t)$ を計算できる。

ここで、以下の無次元量

$$\text{時間係数 } T_v(t) = \frac{c_v}{H^2} t \quad (5)$$

$$\text{圧密度 } U(T_v) = \frac{S_t(t)}{S_f} \times 100 \quad (6)$$

を導入すると、式(4)およびその解はパラメーター(H および c_v)によらず規格化された形となり、圧密度 U は時間係数 T_v のみに依存する。ただし、時刻や時間係数の起点($t = T_v = 0$)は圧密開始時刻と一致しており、 S_f は十分に長い時間が経った時の最終圧密沈下量を意味する。さらに、圧密度 $U(T_v)$ の解を無限級数

に展開すると、 $U(T_v)$ は以下のように表現できる。

$$U(T_v) = \left[1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{N=0}^{\infty} \left\{ \left(\frac{1}{2N+1} \right)^2 \cdot e^{-\frac{(2N+1)^2 \pi^2}{4} T_v} \right\} \right] \times 100 \quad (7)$$

時間係数 T_v と圧密度 U の関係を図示したのがFig. 4aであり、時間経過に伴って圧密度 U が100%に漸近していることが分かる。また、時間係数 $T_v = 0.197$ のとき圧密度は $U = 50\%$ 、 $T_v = 0.848$ のとき $U = 90\%$ となる。

4.2.2 圧密変動に関するパラメーターの拘束

桜島火山東部の黒神地域ではS36水準点で最大の沈降速度が観測され、その沈降速度は期間①(1975～1991年)には8.04 mm/yr、期間②(1991～2010年)には6.67 mm/yrとなった。沈降速度は期間①から期間②にかけて小さくなっており、これは圧密の時間経過(Fig. 4a)と調和的である。そこで本節では、式(7)をS36の上下変位に適用し、圧密変動に関するパラメ

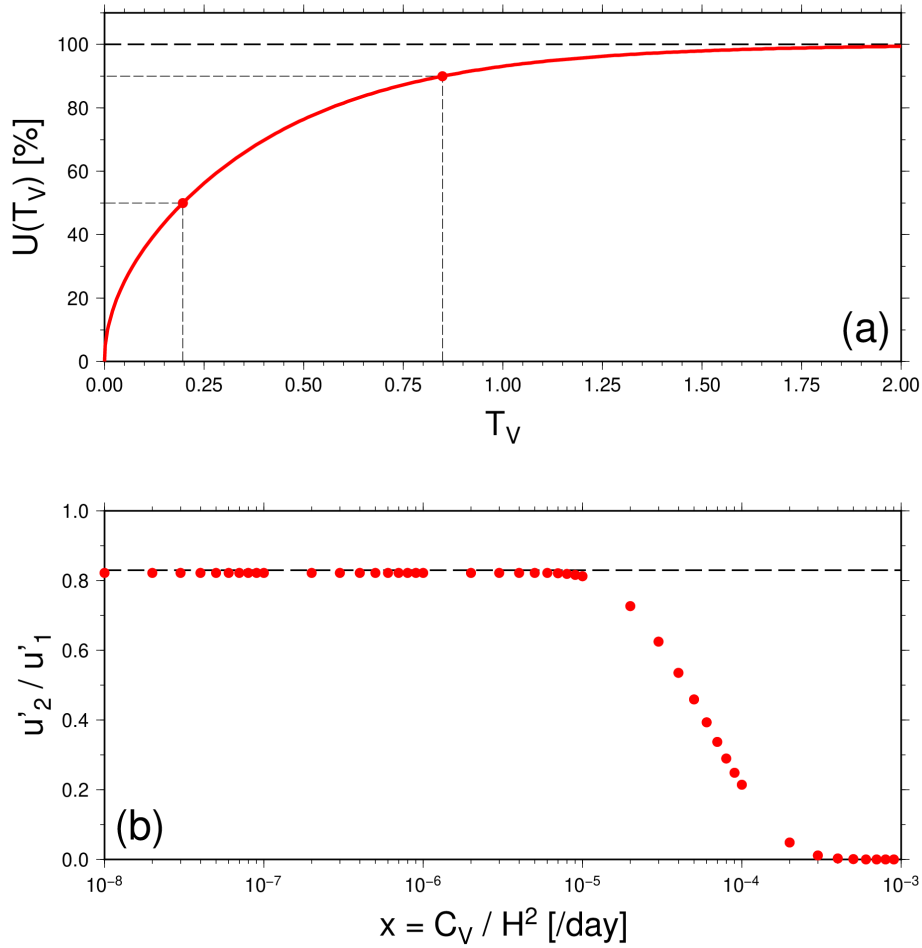


Fig. 4 (a) The variation in the consolidation rate U against the time factor T_v (Eq. (7)). (b) The variation in the ratio of vertical displacement rate u'_2/u'_1 against the coefficient ratio $x = c_v/H^2$. A dashed line indicates the rate ratio observed at the S36 leveling point. Red circles indicate the rate ratio calculated based on the consolidation theory.

ーターの拘束条件を推定する。

まず、1946年昭和噴火の溶岩流下に伴って圧密が開始したとすると、時刻 t に関して以下の4つの定数を定義できる。

$$\begin{cases} t_0 = 1946 \\ t_1 = 1975 \\ t_2 = 1991 \\ t_3 = 2010 \end{cases} \quad [\text{yr}] \quad (8)$$

このうち、 t_0 は圧密開始年、 t_1 は期間①の開始年、 t_2 は期間①と期間②の境界年、および t_3 は期間②の終了年を意味している。また、時間係数の定義(式(5))において c_v/H^2 の値を固定した場合、式(8)の各時刻に対応する時間係数(T_{vi} と記す)は以下のように計算できる。

$$T_{vi} = \frac{c_v}{H^2} (t_i - t_0) \quad (i = 0, 1, 2, 3) \quad (9)$$

この T_{vi} を式(7)に代入すると、各時刻の圧密度 $U(T_{vi})$ を得ることができる。

次に、期間①の上下変位速度 u'_1 と期間②の上下変位速度 u'_2 は、圧密度 $U(T_v)$ (式(6))を用いて以下のように書ける。

$$u'_1 = \frac{S_t(t_2 - t_0) - S_t(t_1 - t_0)}{t_2 - t_1} = \frac{S_f}{100} \cdot \frac{U(T_{v2}) - U(T_{v1})}{t_2 - t_1} \quad (10)$$

$$u'_2 = \frac{S_t(t_3 - t_0) - S_t(t_2 - t_0)}{t_3 - t_2} = \frac{S_f}{100} \cdot \frac{U(T_{v3}) - U(T_{v2})}{t_3 - t_2} \quad (11)$$

さらに、期間①の上下変位速度 u'_1 と期間②の上下変位速度 u'_2 の比 u'_2/u'_1 は、上式より次のようになる。

$$\frac{u'_2}{u'_1} = \frac{U(T_{v3}) - U(T_{v2})}{U(T_{v2}) - U(T_{v1})} \cdot \frac{t_2 - t_1}{t_3 - t_2} \quad (12)$$

ここで、右辺の T_{vi} の中には c_v/H^2 が含まれており(式(9))、このパラメーター比 c_v/H^2 は未知数である。一方、右辺のこの他のパラメーター(すなわち t_i ; 式(8))や、左辺の上下変位速度比は $u'_2/u'_1 = (-6.67)/$

$(-8.04) = 0.830$ という定数を取る。すなわち、この式はパラメーター比 $x \equiv c_v/H^2$ を未知数とする方程式になっているので、この式を解くことでパラメーター比 x の値を決定できる。具体的には、関数

$$f(x) = \frac{U((t_3 - t_0)x) - U((t_2 - t_0)x)}{U((t_2 - t_0)x) - U((t_1 - t_0)x)} \cdot \frac{t_2 - t_1}{t_3 - t_2} \quad (13)$$

において x の値を変化させ、 $f(x) = 0.830$ を満たすような $x = c_v/H^2$ の値を推定すればよい。なお、これまで t_i には[yr]の単位を用いてきたが(式(8))、パラメーター比 $x = c_v/H^2$ の単位にはこれ以降[day⁻¹]を用いる。そのため、式(13)の $U((t_i - t_0)x)$ の計算では $(t_i - t_0)x$ の値が無次元となるよう、 t_i の単位を[yr]から[day]に換算して式に代入した。

Fig. 4bの赤丸は、パラメーター比 $x = c_v/H^2$ に対する関数 $f(x)$ の値を示している。 $f(x)$ は $x < 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ で一定値を取っているが、 $x > 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ では次第に小さくなっている。これは、 $x = c_v/H^2$ の値が大きくなると $U(T_v)$ はより短い時間で100%に達するので、式(13)において分子の $U((t_3 - t_0)x) - U((t_2 - t_0)x)$ の値がゼロに近づくためである。

一方、Fig. 4bの破線は式(12)の左辺、すなわち上下変位速度比 $u'_2/u'_1 = (-6.67)/(-8.04) = 0.830$ を示している。赤丸と破線は $x < 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ でよく一致していることから、黒神地域の局所的沈降を圧密変形で説明するためには少なくとも $x = c_v/H^2 < 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ という条件が必要であることが分かる。ただし、ここまでの解析では圧密係数 c_v と圧密層の厚さ H を個別に推定することは困難であることから、ここまでの解析と独立な情報から $c_v/H^2 < 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ という条件を満たすような c_v および H を決定する必要がある。

5. 議論

5.1 数値圧密変動の各パラメーターについて

第4章では、黒神地域の局所的沈降を圧密変形で説明するためには、少なくとも $c_v/H^2 < 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ という条件が必要であることが分かった。この節では、 $c_v/H^2 < 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ という条件下において圧密係数 c_v または層厚 H の片方を拘束した場合、もう片方のパラメーターがどのような値を取りうるかを検討する。また、圧密変動の方程式系では最終圧密沈下量 S_f も未知数となっているが、 S_f が層厚 H よりも小さい($S_f < H$)という条件を満たしているかについても検証する。なお、 c_v/H^2 がある値に決まると式(10)~(11)の未知数は S_f のみになるので、この2式から S_f の値を求めることができる。例えば、 $c_v/H^2 = 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ のとき $S_f = 1.4 \text{ m}$ 、 $c_v/H^2 = 5 \times 10^{-6} \text{ day}^{-1}$ のとき $S_f = 2.0 \text{ m}$ となる。

圧密係数 c_v は圧密試験により決定されるが、黒神地域や桜島火山での圧密試験に関する先行研究は確認できなかった。そこで、他地域の火山灰土壌に対して実施された圧密試験の結果から c_v の値を引用し、この c_v を用いた場合における他のパラメーター(H および S_f)の値の妥当性を検討する。熊谷ら(1988)は青森県の高含水比火山灰質土に対して標準圧密試験を実施し、圧密係数として $c_v = 200 \sim 250 \text{ cm}^2/\text{day}$ を得た。この c_v の値を桜島黒神地域に適用し、この c_v から H を推定すると、 $H > 45 \sim 50 \text{ m}$ となる。この H の値は桜島東部における大正噴火降下堆積物の層厚の最大値 2.0 m (小林・溜池, 2002)よりも1桁以上大きい、これは大正噴火降下堆積物の下に位置する層も同時に圧密を受けていることを反映している可能性がある。このことを今後さらに検証するためには、黒神地域におけるボウリング試験の結果などを参考にし、圧密変形を起こしうる粘土質土壌の層厚を調べる必要がある。また、これらの条件下で c_v および H が最も小さい値を取る場合(すなわち $c_v = 200 \text{ cm}^2/\text{day}$ および $H = 45 \text{ m}$)には $c_v/H^2 = 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ となり、このときの最終圧密沈下量 S_f は前段落での試算結果より 1.4 m となる。つまり、 $c_v = 200 \text{ cm}^2/\text{day}$ および $H = 45 \text{ m}$ の場合には $S_f < H$ という条件が満たされていることが分かる。なお、圧密層厚 H が 45 m よりも厚くなる場合には最終圧密沈下量 S_f も大きくなるが(前段落の記述を参照)、現実的な圧密層厚 H では $S_f < H$ という条件が破れることはない。

一方、今度は層厚 H の値を拘束した場合における、他のパラメーター(c_v および S_f)の値の妥当性を検討する。大正噴火時の降下堆積物の層厚(小林・溜池, 2002)において、桜島東部における層厚の最大値を用いて $H = 2.0 \text{ m}$ と設定すると、圧密係数の値は $c_v < 0.4 \text{ cm}^2/\text{day}$ と推定できる。ただし、一般的に圧密係数の値は $10^1 < c_v < 10^4 \text{ [cm}^2/\text{day]}$ の範囲の値を取ることが知られており(横瀬・吉良, 1946; 熊谷ら, 1988; 川崎ら, 1998)、今回推定された圧密係数の値は文献値よりも2桁以上小さいことになる。また、 $H = 2.0 \text{ m}$ および $c_v < 0.4 \text{ cm}^2/\text{day}$ の場合、最終圧密沈下量の値は $S_f > 1.4 \text{ m}$ と計算される。つまり、 c_v が最も大きな値を取る場合、圧密層の空隙率は $1.4/2.0 = 0.7$ となり、空隙率の非常に高い土壌が圧密していることになる。さらに、 $H = 2.0 \text{ m}$ の条件下で圧密係数を例えば $c_v = 0.2 \text{ cm}^2/\text{day}$ とした場合には $c_v/H^2 = 5 \times 10^{-6} \text{ day}^{-1}$ となり、本節第1段落の試算により $S_f = 2.0 \text{ m}$ となる。つまり、この場合の最終圧密沈下量は層厚と等しくなり、最終圧密時に土壌粒子が消失するという非現実的な解となる。このように、 $H = 2.0 \text{ m}$ という条件下では c_v および S_f の値が非現実的なものとなることが分かる。

以上のように、 $c_v/H^2 < 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ という条件下で圧密係数 c_v と層厚 H それぞれの値を検討すると、少なくとも層厚 H は2.0 mよりも厚い必要があることが分かった。このことは、桜島黒神地域では大正噴火の降下堆積物だけでなく、より下層の堆積物も圧密を受けて変形していることを意味する。このことをさらに検証するためには、今後現地の土壌で圧密係数 c_v と圧密層厚 H の値を実測する必要がある。

5.2 今後の展開について

本稿では、黒神地域の局所的沈降を圧密変動で再現するにあたり、黒神地域で最大の沈降速度が観測されているS36の沈降速度データのみを用いてきた。黒神地域の複数の水準点について上下変位の時空間分布を圧密変動で再現するためには、圧密方程式(式(4))を空間2次元ないし3次元に拡張する必要がある(吉国, 1972)。この際、荷重分布が時空間的に不均質な状況下では圧密方程式が解析解を持たない可能性があり、この場合には有限要素法のような数値計算によって圧密変動やそれに伴う地表変位を再現する必要がある。

また、黒神地域の上下変位の時空間分布は複雑であり、期間①(1975~1991年)よりも期間②(1991~2010年)の方が沈降速度の大きい水準点も存在している(Fig. 3)。このことから、黒神地域の圧密変動が上述の通り複雑な時空間分布をなしている可能性があるほか、この論文で言及してきた4つの物理プロセス(球状圧力源収縮・弾性荷重変形・粘弾性荷重変形・圧密変動)が黒神地域で複合的に発生している可能性や、あるいは本論文で言及してこなかった別の物理プロセスが関与している可能性も否定できない。例えば、黒神居住地域の西側には黒神地獄河原という扇状地状の平野が広がっており(Fig. 3)、山頂域からの土砂堆積物が黒神地獄河原に蓄積している。この堆積物は国土交通省の砂防事業によって定期的に除去されているものの、その一部が黒神地獄河原に残されて弾性荷重変形をもたらしている可能性もある。これらの可能性をさらに検証するためには、水準測線上の上下変位だけを見るのではなく、例えば合成開口レーダーの干渉画像(InSARデータ)を用いることで黒神地域の上下変位の時空間変動を2次元的に把握する必要がある。

6. 結論

本研究は桜島火山東部の黒神地域で観察されている局所的沈降について、その物理メカニズムを検討した。まず本研究は、1975年~1991年(期間①)と1991年~2010年(期間②)の2つの期間について、水

準データやGNSSデータを用いて桜島火山直下の球状圧力源を推定した。その結果、期間①②の両者について、桜島中央部直下浅部に $10^5 \text{ m}^3/\text{yr}$ オーダーの体積変動と、始良カルデラ中央部深部に $10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ オーダーの体積変動を推定した。その後、これら球状圧力源の寄与を水準観測データから差し引くことで、黒神地域の局所的沈降を抽出した。その結果、期間①では最大8.04 mm/yrの沈降が、期間②では最大6.67 mm/yrの沈降が黒神地域のS36水準点で確認された。

次に、本研究は鉛直1次元の圧密方程式をS36水準点の上下変位時間変化に適用し、圧密変動に関わるパラメーター(圧密係数 c_v および圧密層厚 H)を試算した。これは、局所的沈降の起きている黒神地域が昭和噴火の溶岩流下地域であり、かつ昭和溶岩の直下到大正噴火の降下堆積物が存在していることに基づくものである。その結果、S36水準点の上下変位時間変化を圧密変形で説明するためには、2つのパラメーターの比について $c_v/H^2 < 1 \times 10^{-5} \text{ day}^{-1}$ という条件が必要であることが分かった。

ここで、他地域の火山灰土壌における圧密係数の文献値 $c_v = 200 \sim 250 \text{ cm}^2/\text{day}$ (熊谷ら, 1988)を用いると、圧密層厚は $H > 45 \sim 50 \text{ m}$ と推定できる。ただし、この値は黒神地域の大正噴火降下堆積物の堆積深(2.0 m)よりも1桁以上大きい。そのため、黒神地域の圧密土壌の圧密係数が $c_v = 200 \sim 250 \text{ cm}^2/\text{day}$ 程度であるならば、大正噴火の降下堆積物層だけでなくより下層でも圧密変形が起きている必要がある。このことを検証するためには、今後現地の土壌で圧密係数 c_v と圧密層厚 H の値を実測する必要がある。

このように、本研究はS36水準点の上下変位時間変化が鉛直1次元の圧密変形理論によって説明可能であることを示した。ただし、S36周辺の水準点では複雑な上下変位の時空間変化が観察されているので、今後これら複数点の沈降を統一的に再現するためにはより多次元の圧密変動現象を考慮する必要がある。また、圧密変動以外の物理プロセスが黒神地域の沈降に複合的に関与している可能性も考えられるため、今後はInSARデータなどを用いて桜島火山東部の沈降を面的に把握する必要がある。

謝 辞

本研究の一部は、東京大学地震研究所共同利用(課題番号2022G-08)および日本学術振興会科研費(課題番号22K03777)の助成を受けて実施された。桜島火山周辺の水平変位を把握する際には、国土地理院GEONETのF5解(Takamatsu et al., 2023)を使用した。本稿の図は地理院地図(<https://maps.gsi.go.jp/>)およびGMT(Wessel et al., 2013)を用いて作成された。

参考文献

- 石橋勲・ハザリカ ヘマンタ (2017): 土質力学の基礎とその応用, 共立出版, 342 pp.
- 江頭庸夫 (1989): 噴火活動に伴う桜島火山および始良カルデラ周辺の地盤変動, 京都大学防災研究所年報, 第 32 巻, B-1 号, pp. 29–39.
- 江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Hendraso Muhamad・味喜大介・園田忠臣・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・木股文昭・宮島力雄・小林和典 (1997): 始良カルデラの地盤の再隆起: 1991 年 12 月–1996 年 10 月, 京都大学防災研究所年報, 第 40 巻, B-1 号, pp. 49–60.
- 川崎了・中川加明一郎・小泉和広 (1998): 堆積岩の圧密現象に着目した透水係数推定の試み, 応用地質, 第 39 巻, 3 号, pp. 273–281.
- 気象庁 (2013): 日本活火山総覧 (第 4 版), 気象業務支援センター, 1498 pp.
- 熊谷秀哉・原精一・大坂智通 (1988): 高含水比火山灰質土による高盛土の設計・施工, 土木学会論文集, 第 1988 巻, 391 号, pp. 24–33.
- 小林哲夫・溜池俊彦 (2002): 桜島火山の噴火史と火山災害の歴史, 第四期研究, 第 41 巻, 4 号, pp. 269–278.
- 多田堯 (1982): 山を削ると地殻は隆起する, 地震第 2 輯, 第 35 巻, 3 号, pp. 427–433.
- 味喜大介・筒井智樹・井口正人 (2021): GNSS 観測による始良カルデラ下へのマグマ供給率の推定, 京都大学防災研究所年報, 第 64 巻, B 号, pp. 101–107.
- 八木優明 (2024): 桜島火山東部における局所的沈降の物理的解釈, 京都大学大学院理学研究科修士論文, 34 pp.
- 横瀬広司・吉良八郎 (1946): 圧密試験における圧密係数の算定方法について, 香川大学農学部学術報告, 第 16 巻, 1 号, pp. 97–102.
- 吉国洋 (1972): 三次元圧密の基礎理論, 土木学会論文報告集, 第 1972 巻, 201 号, pp. 87–98.
- Hotta, K., Iguchi, M. and Tameguri, T. (2016): Rapid dike intrusion into Sakurajima volcano on August 15, 2015, as detected by multi-parameter ground deformation observations, *Earth Planets Space*, Vol. 68, No. 68.
- Mogi, K. (1958): Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, Vol. 36, pp. 99–134.
- Oyanagi, R., Kazama, T., Kazahaya, R., Miyagi, I., Yamamoto, K. and Iguchi, M. (2023): Magma mass increase under Sakurajima Volcano, Japan, inferred from 1975 to 1992: An interpretation from volcanic gas studies, *Research Square*, doi:10.21203/rs.3.rs-2880929/v1.
- Takamatsu, N., Muramatsu, H., Abe, S., Hatanaka, Y., Furuya, T., Kakiage, Y., Ohashi, K., Kato, C., Ohno, K. and Kawamoto, S. (2023): New GEONET analysis strategy at GSI: daily coordinates of over 1300 GNSS CORS in Japan throughout the last quarter century, *Earth Planets Space*, Vol. 75, No. 49.
- Takayama, H. and Yoshida, A. (2007): Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 112, No. B06413.
- Terzaghi, K. (1925): *Erdbaumechanik auf bodenphysikalischen grundlagen*, Deuticke, 399 pp.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J. and Wobbe, F. (2013): *Generic Mapping Tools: Improved Version Released*, *Eos Trans. AGU*, Vol. 94, No. 45, pp. 409–410.
- Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkubo, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., Matsushima, T., Uchida, K. and Nakamoto, M. (2013): Vertical ground deformation associated with the volcanic activity of Sakurajima volcano, Japan during 1996–2010 as revealed by repeated precise leveling surveys, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol. 58, No. 1, pp. 137–151.

付 録

添付のZIPファイルには, 本論文で使用した図の電子データが格納されている. ZIPファイルを展開するとfig?.png (?=1, 2, 3, 4)という名前のファイルが入っており, それぞれ本論文の図番号に対応した図の電子ファイルとなっている.

(論文受理日: 2024年8月10日)