

桜島における火山灰放出量予測に関する研究

井口正人

要 旨

桜島火山の昭和火口から放出される火山灰放出量を観測坑道内に設置された伸縮計の爆発直後のひずみ変化を用いて予測することを試みた。爆発的噴火直後には火口直下浅部の圧力源の収縮に伴うひずみが観測される。収縮体積量と放出火山灰量はおおよそ比例することが昭和火口噴火においても確かめられたので、マグマ溜まり-火道のマグマ供給系を理想気体が占めているとするモデル (Nishimura, 1998) を用いて初期ひずみ変化から最終ひずみを予測した。収縮継続時間の1/6のデータを用いて、10%の誤差で予測ができた。

キーワード: 桜島火山, 火山灰, 地盤変動, マグマ溜まり, 火道

1. はじめに

火山灰の降下は様々な災害を引き起こす。農業、畜産業、漁業などにおける生産停止、生産量の低下や人間への健康被害 (Hillman et al., 2012) を引き起こす。また、多量の火山灰の山麓への堆積は、降雨時にしばしば土石流を引き起こす。交通網への影響も大きく、高速道路の通行禁止や鉄道事故などを引き起こす。最も火山灰の影響が深刻な交通手段は航空機であり、1982年に発生したインドネシアのガングン火山の噴火では、火山灰雲に突入した英国航空のジャンボジェット機のエンジンが4基とも停止した。桜島から25km北に位置する鹿児島空港および周辺では、1970年代から1990年代初めの南岳爆発期に、噴火により放出された火山灰によって航空機のウィンドシールドが損傷する事故が多発した (小野寺・他, 1997)。

桜島火山では2000年以降、徐々に南岳山頂火口における噴火活動が低下したが、2006年6月に南岳東山腹の昭和火口における噴火活動が58年ぶりに再開し、2009年以降、爆発回数が急激に増加し、活発な噴火活動が続いている。それに伴い、火山灰の放出量も増加し、2003年から2005年までの年間火山灰放出量は10万トン以下であったが、2009年以降、400万トン~600万トンで推移している。1985年の年間火山灰放出量2900万トンをピークとする南岳活動期の火山灰放出量1000万トン~2000万トンのレベルには及ばないが、増加の傾向にあり、今後、火山灰による災害が増えることが懸念される。

火山灰による災害の大きさはその放出量に依存するので、放出量を見積もることが災害を軽減するためには最も重要である。規模の大きい噴火では、多点における単位面積当たりの降灰重量分布から火山灰放出量を見積もられてきた。火山灰などの噴出物の総量はVEI (Volcanic Explosivity Index; Newhall and Self, 1982) と呼ばれる火山噴火強度指標の基礎データとしてしばしば用いられる。規模の大きい噴火であれば、個々の噴火について現地調査による火山灰重量密度の空間的分布から降灰量を推定することには意味があるが、噴火の規模が大きくなれば、調査不能となる区域が拡大するだけでなく、調査を必要とする範囲も拡大し、調査に時間を要し、迅速な見積りは期待できない。また、桜島のように頻りに噴火する火山において個々の噴火について現地調査を行うことは現実的ではない。さらに航空機の火山灰雲の回避や運航ルート決定には火山灰粒子の空間密度が最も重要な情報となる。火山灰の大気中における移流は、火山灰の放出過程、火山灰の上昇過程、気象要素に依存する拡散過程に分けられるが、火山灰粒子の大気中における浮遊の原因は火山噴火にある以上、大気中での火山灰粒子の密度はまず、火山灰放出率の時間関数が決めることになる。したがって、噴火開始後、災害評価を迅速に行うためには、現地調査によらない火山灰放出量の見積もり方法を新たに開発する必要がある。

常時得られ、リアルタイム性に優れている地球物理学的観測から得られるデータは火山灰放出率とその時間積分である放出量を決定することができる可

能性がある。火山爆発はマグマの火道への貫入と、爆発によるマグマ物質の火山体外への放出過程と考えられ、このマグマの貫入および放出の過程は、桜島火山の山腹にある観測坑道内に設置された傾斜計および伸縮計により、個々の爆発について爆発前の地盤の隆起・伸張と爆発後の地盤の沈降・収縮として捉えられるようになった (Ishihara, 1990)。鹿児島県は1978年以降、桜島周辺の58点の観測点において降灰量を観測している。Ishihara (1990)は石川・他 (1981)の方法に基づき、月毎の火山灰放出量を見積もり、1ヶ月間の圧力源の体積収縮積算量は火山灰放出量におおよそ比例することを見出した。このことは爆発に伴う収縮地盤変動量から火山灰放出量を見積もることが可能であることを意味する。

このような噴火に伴う収縮は多くの火山で観測されている。諏訪之瀬島では小規模な爆発が繰り返されるが、広帯域地震計によって得られた変位記録の解析から、爆発前の50~100秒前には火口周辺の地盤が隆起し、爆発が発生すると下降に転じ、20~30秒間継続する。インドネシアのスメル火山でも小規模爆発に伴う火口側沈降の傾斜が観測される (Iguchi et al., 2008)。いずれも体積収縮量は 10^2m^3 のオーダーと小さい。規模の大きい噴火では2011年1月霧島新燃岳噴火があげられ、1月26日以降の一連の噴火に伴う山体の収縮がGPSにより観測されており、収縮体積量は $1\sim 1.2\times 10^7\text{m}^3$ と見積もられている (今給黎・大脇, 2011)。このように地盤変動観測に基づく収縮体積量は広いダイナミックレンジにおいて求められるので、様々なスケールの火山灰放出についてその量を見積もられる可能性がある。

本研究では、2009年以降、爆発的噴火が頻繁に発生する桜島の昭和火口の活動を対象に、個々の爆発的噴火の収縮体積量と火山灰放出量に相関があることを確かめたうえで、収縮体積量を求めるための最終的なひずみ変化量を噴火直後のひずみ変化から予測することを試みた。

2. 昭和火口の噴火活動

2006年6月4日に昭和火口において58年ぶりに噴火活動が再開した。2006年6月の噴火活動は約2週間で終息し、その後約11カ月の休止期を経て2007年5月から約3週間噴火活動が続いた。2006年と2007年の噴火は顕著な噴火地震や火山性微動を伴わず空気振動の振幅は3Pa以下 (有村, 昭和火口から2.4km) と小さかった (井口・他, 2008)。昭和火口における噴火活動が爆発的になったのは、2008年2月3日10時17分の噴火以降である。この爆発に引き続き、同日の16時54分、2月6日の11時25分にも爆発的噴火が発生し、

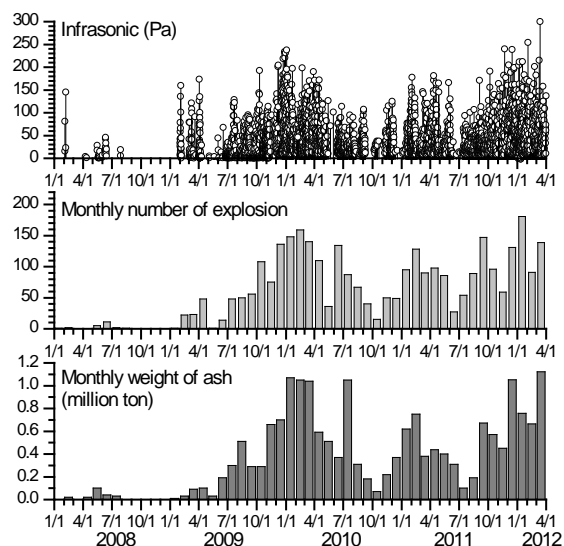


Fig.1 Temporal change of eruptive activity after 2008. Top: amplitude of infrasonic wave generated by explosive eruption. Middle: Monthly number of explosive eruption. Bottom: Monthly weight of volcanic ash ejected from Showa crater.

5月から7月にかけても爆発的噴火が繰り返された。2008年には合計18回の爆発が発生した (Fig. 1)。ここでは井口・他 (2010)の定義にしたがい、空気振動振幅が有村において10Pa以上の噴火を爆発的噴火、10Pa未満の噴火を比爆発的噴火と呼ぶことにする。2008年7月29日以降、火山灰はほとんど放出されず、爆発的噴火は発生しなかったが、2009年2月1日から再び爆発的噴火が頻繁に発生するようになった。2月~4月は2週間程度の爆発的噴火の頻発期と2週間程度の静穏期を繰り返したが、爆発的噴火の発生頻度は2009年7月から増加し始め、特に10月以降が活動的となった。10月3日16時45分には南岳において爆発的噴火が発生し、噴煙は火口上3000mまで達した。2009年10月~2010年4月までは月別の爆発発生回数が多く、100回を超えた。その中でも2009年12月~2010年3月は特に多く、12月に136回、1月には148回、2月には159回、3月には140回の爆発が発生し、さらに、火山灰放出量は100万トン/月を超えた。

2010年4月以降、爆発回数と火山灰放出量は6~7月の一時的な増加を除いて、10月まで徐々に低下し、10月は15回の爆発しか発生せず、火山灰放出量は7万トンにとどまった。2010年11月末ごろから再び、爆発の発生頻度が増加し、火山灰放出量も増加した。2010年11月からの噴火活動のピークは2011年2月であり、爆発回数は128回、火山灰放出量は75万トンに達した。

その後、2011年6~7月まで爆発回数、火山灰放出量とも減少したが、8月ごろから再び噴火活動が活発

化し、9月には147回、2012年1月には181回の爆発が発生し、2011年12月と2012年3月には火山灰放出量が100万トンを超えた。

3. 地盤変動量と火山灰放出量の関係

桜島火山の昭和火口において発生する爆発の前に地盤の伸張、爆発後に地盤の収縮が観測される。地盤の収縮は有村観測坑道（昭和火口から2.1km）に設置した伸縮計の火口方向の成分において伸び、直交方向の成分において縮みのひずみとして観測される。茂木モデルを仮定してひずみ変化から地盤変動を励起した圧力源の深さを求めると火口直下の深さ1.5km以浅に得られる。また、体積変化量は最大で $1.2 \times 10^4 \text{m}^3$ 程度である（井口・他、2010）。

1980年代後半の南岳噴火期の爆発についてIshihara (1990)は圧力源の深さを2-6km、体積変化量を $2 \times 10^3 \sim 2 \times 10^5 \text{m}^3$ と見積もり、月毎の圧力源の収縮体積総量と火山灰放出量の間には以下の関係があることを示した。

$$\frac{M}{V} = 1.5 \quad (1)$$

ここで M は放出された火山灰の重量（トン）、 V は圧力源の収縮体積（ m^3 ）である。Ishihara (1990)にならない、昭和火口の爆発的噴火に伴う月毎の火山灰重量と圧力源の収縮体積総量の関係を調べた (Fig. 2)。8月、11月、12月を除いて M/V 比は約5で近似できる。 M/V 比が南岳活動期の値に比べ大きくなっているのは、火山灰放出量はすべての種類の噴火活動による火山灰放出量総量であるのに対し、圧力源の収縮体積総量は爆発的噴火に伴う地盤変動量から見積もっており、昭和火口期の噴火活動では非爆発的噴火による火山灰放出の寄与が大きいことによるのかもしれない。大隅河川国道事務所による降灰量データに基づく放出量の見積もりでは、2010年12月6日～20日に28万トンの火山灰が放出されているが、そのうち爆発的噴火による火山灰放出量は30%程度であり、残り70%は空気振動の振幅が10Pa以下の非爆発的な噴火や連続噴煙活動によるものである。

そこで、個々の噴火について、放出火山灰重量と圧力源の収縮体積量の関係を調べた。大隅河川国道事務所により個々の噴火の火山灰放出量が見積もられている2010年12月6日～20日の期間について両者の関係を爆発的噴火と非爆発的噴火に分けてFig. 3に示す。爆発的噴火と非爆発的噴火の間に差異は認められず、放出火山灰重量と圧力源の収縮体積量の間には相関が認められる。 M/V 比は4.2になる。 M/V 比の物理学的意味については検討が必要であるが、地盤変動観測から求められる圧力源の収縮体積量と火山

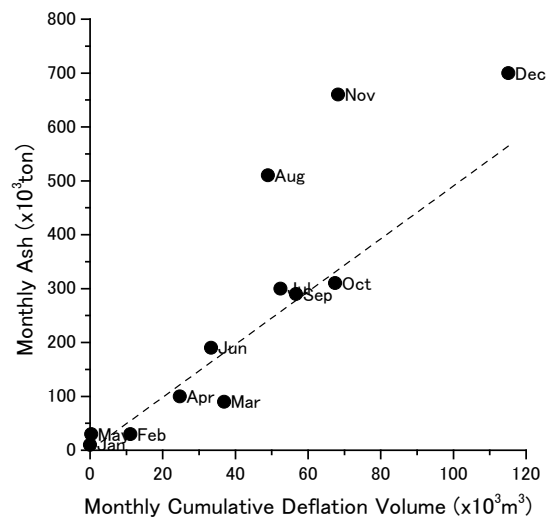


Fig. 2 Relation of monthly amount of deflation volume associated with volcanic explosions in 2009 and monthly weights of volcanic ash ejected from Showa crater.

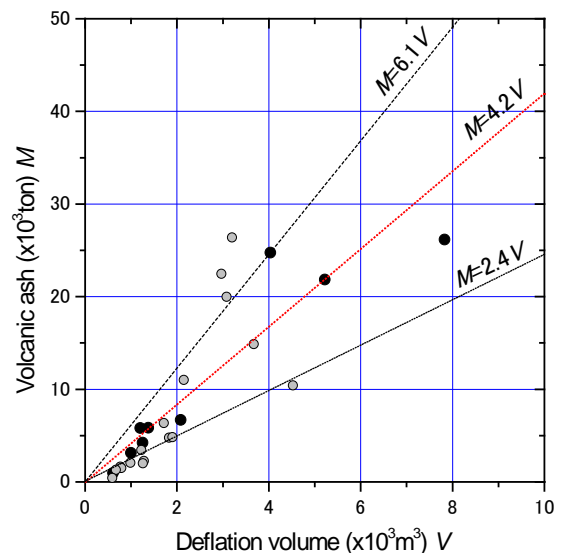


Fig. 3. Relation of deflation volume associated with volcanic eruption and weights of volcanic ash ejected from Showa crater by the eruptions. Dots and gray circles indicate explosive and non-explosive eruptions, respectively.

灰放出重量の間に相関があることは、地盤変動観測量から火山灰放出量を経験的に見積ることが可能であることを意味する。

4. ひずみの時間変化

昭和火口の爆発的噴火に伴って顕著な変化を示すひずみの変化について述べる。Fig. 4に有村観測坑道

において得られた伸縮計と広帯域地震計の記録を比較して、また、ひずみ変化の2時間の記録をFig. 5に示す。この例では爆発地震は2009年11月17日の21:14:00に始まっており、爆発に伴う地盤変動は爆発地震の発生とほぼ同時に始まる。広帯域地震計の記録は速度であるので0レベルを中心とした振動であるが、変位の空間的微量であるひずみは振動しながら減少しており、収縮を示すことが分かる。Fig. 5に示すように、爆発発生と同時に火口と直交方向のひずみは急激な収縮を、火口方向のひずみは伸長を示す。約4分後に火口方向のひずみは伸長からゆるやかな収縮に転じる。また、4分後に急激に収縮した直交方向のひずみは緩やかな収縮となる。

火口方向のひずみに伸長が観測される爆発的噴火発生直後の2時間の記録をFig. 6に示す。Fig. 4に示した200Hzでサンプリングした記録にLow passフィルターを施し1Hzでリサンプリングしたものである。爆発的噴火発生直後の変動は、南岳の爆発期では打点記録によりひずみステップとして認識されたものであるが（Ishihara, 1990）、十分な時間分解能で観測すれば、時間経過とともに変化率が徐々に減少する変動であることが分かる。

Fig. 5に示したように火口方向のひずみが伸長から収縮に反転することは、火口と直交方向のひずみが収縮を続けていることから、ひずみ変化を引き起こす圧力源の深さが時間とともに変化していると考えられる。茂木モデル（Mogi, 1958）を仮定すると、火口方向（ ε_r ）および直交方向（ ε_t ）のひずみは以下のように記述できる。

$$\varepsilon_r = k \frac{D^2 - 2r^2}{(D^2 + r^2)^{5/2}}, \quad (2)$$

$$\varepsilon_t = k \frac{1}{(D^2 + r^2)^{3/2}}$$

ここで、 D は圧力源の深さ、 r は圧力源の直上から観測点までの水平距離であり、 k は圧力源の半径 a と圧力変化 ΔP 、ラメの定数 λ 、 μ により以下のように表わされる。

$$k = \frac{(\lambda + 2\mu)a^3 \Delta P}{2\mu(\lambda + \mu)} \quad (3)$$

また、傾斜変化量（ δ ）については以下のように記述される。

$$\delta = k \frac{3Dr}{(D^2 + r^2)^{5/2}}, \quad (4)$$

式(2)によれば、火口と直交方向の歪は、地表面に圧力源があるときに最大となり、圧力源が深くなると減少するが、極性は変わらない。一方、火口方向の歪は、深さが水平距離の $\sqrt{2}$ 倍であるときに0となり、それよりも圧力源が浅い場合と深い場合ではひずみの極性が反転する。地表に圧力源があるときに

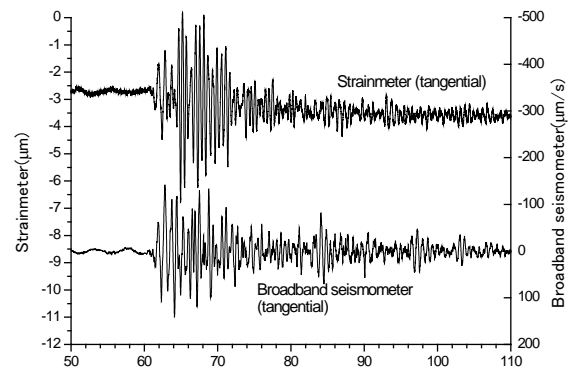


Fig. 4 Records of strainmeter and broadband seismometer. The signals are sampled at 200 Hz.

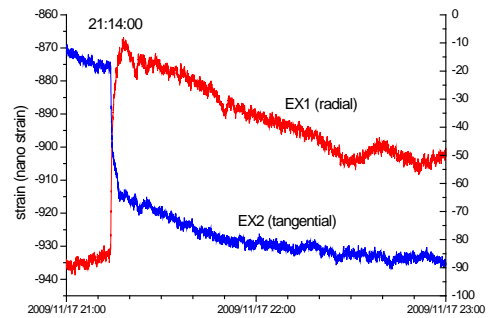


Fig. 5 Records of strainmeters. Explosive eruption occurred at 21:14 on November 17, 2009

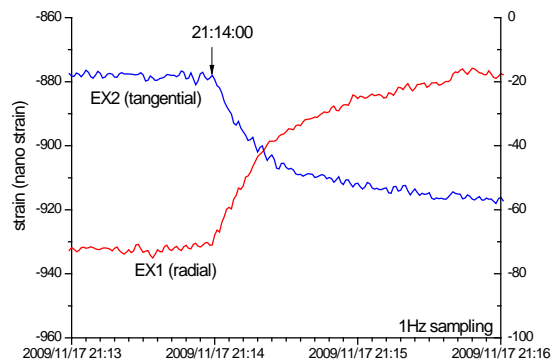


Fig. 6 Enlargement of Fig. 5

最大値をとり、火口と直交方向の歪の-2倍となる。つまり、昭和火口の爆発に伴う地盤変動は浅い圧力源の収縮が始まり、その後、深い圧力源の収縮が卓越することが推定される。

そこで、火口方向と火口と直交方向のひずみの比をもちいて、圧力源の深さを見積もった。火口方向と火口と直交方向のひずみの比（ β ）は、次のようになり、

$$\beta \equiv \frac{\varepsilon_r}{\varepsilon_t} = \frac{D^2 - 2r^2}{D^2 + r^2}, \quad (5)$$

深さ D は次のように求められる。

$$D = \sqrt{\frac{2+\beta}{1-\beta}} r \quad (6)$$

10秒間のウィンドウ内でのひずみ変化量から求められた火口方向と火口と直交方向のひずみの比 (β) の時間変化をFig. 7に示す。ひずみ比は爆発的噴火開始直後は-1であったが、徐々に減少し、60秒後には-2に達した。その後は、増加することが分かる。ひずみ比-1は深さ約1.5km, -2は深さ0kmであり、また0は深さ約3kmに相当する。爆発的噴火開始直後から1分程度は1.5kmより浅い場所にあることがわかる。式(6)の方法は圧力源が浅く、火口方向と直交方向のひずみの極性が異なるときや、値が大きく違う時は有効な方法であるが、両者の値の差がなく β が1に近づくとつれ得られた結果が不安定となる。

Fig. 5に示したように4分後以降は火口方向および直交方向とも緩やかに収縮を示しており、21:50頃までは両者の収縮率はほぼ同じである。式(6)の方法では β が1に近いときは極めて大きな深さを与えることになるので、Ishihara (1990)にならい、面積ひずみと傾斜変化の比から圧力源を求めると4km程度の深さが得られた。少なくとも爆発的噴火開始から4分後までは深さ1km前後の浅い力源の収縮が卓越している。

5. 最終ひずみの予測

このように昭和火口の噴火に伴う圧力源は深さ1km前後と4kmの2つの圧力源の収縮により近似できるが、ここでは、爆発的噴火開始から4分後に火口方向のひずみが伸長から収縮へ反転、直交方向のひずみ変化がほぼ停止したので、4分後までを浅い圧力源の収縮によりひずみ変化が引き起こされたものとし、浅い力源の収縮に対応する4分後のひずみ変化量を最終ひずみとして、ひずみ変化の初期パターンから最終的な変動量を推定することを試みた。

Nishimura (1998)は爆発直前に火山体内のマグマ溜まりに蓄積されたマグマが火道を通して開放される時の圧力変化を定式化し、マグマが理想気体としたときと非圧縮性流体としたときの2つのモデルについて議論している。Nishimura (1998)によると、蓄積されたマグマが理想気体としたとき、マグマ溜まり内の圧力の時間変化は以下のように記述できる。

$$P(t) = \Delta P_0 \left[1 + \frac{\gamma-1}{2} \left(\frac{2}{\gamma+1} \right)^{\frac{\gamma+1}{2(\gamma-1)}} v_0 \frac{S}{V} t \right]^{\frac{-2\gamma}{\gamma-1}} \quad (7)$$

ここで、 v_0 は噴出速度、 ΔP_0 はマグマ溜まりの初期圧力であり、 γ は比熱比である。また、 S は火道の断面積、 V はマグマ溜まりの体積である。比熱比 γ は1.01

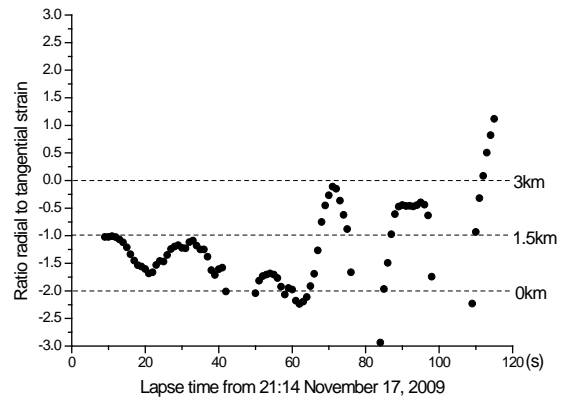


Fig. 7 Temporal change of pressure source inducing ground deformation

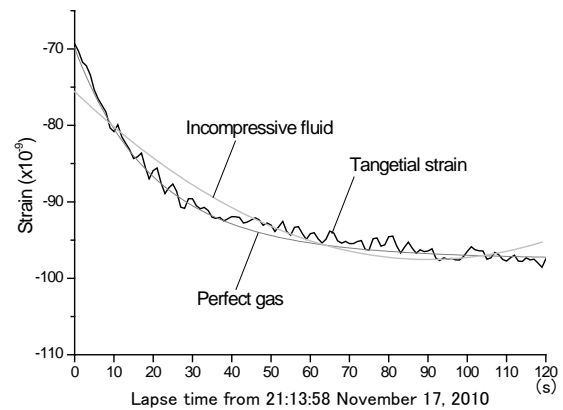


Fig. 8 Comparison of fitness of perfect gas model and incompressible fluid to tangential strain record associated with explosive eruption

から1.4の範囲にあり、冪乗数 $-2\gamma/(\gamma-1)$ は負の値をとるので、圧力は時間の経過とともに減少することになる。

また、マグマが非圧縮性流体で近似できるときは、

$$P(t) = \frac{\rho_f}{2} \left[u_0 - \frac{KS}{\rho_f V} t \right]^2 \quad 0 \leq t \leq \tau_i$$

$$P(t) = 0 \quad t < 0, t > \tau_i \quad (8)$$

ここで、

$$\tau_i = \frac{\rho_f u_0 V}{KS}$$

$$u_0 = \sqrt{\frac{2\Delta P_0}{\rho_f}}$$

であり、 ρ_f はマグマの密度、 K はマグマの体積弾性率である。

Fig.7に示すように変化率が大きく、得られた深さの信頼性が高い120秒までは圧力源の深さは1km前後にある。式(2)および(3)に示すように、深さに変化がなく、圧力源の大きさに変化がないとすれば、ひずみ変化は圧力変化をそのまま表すことになる。

ひずみの時間変化に対して式(7)または(8)を適用した。爆発開始から120秒までの火口と直交方向のひずみ変化に対して式(7)と(8)をフィッティングさせた結果をFig. 8に示す。非圧縮性流体を仮定した場合、ひずみの急速な収縮に対してフィッティングできず、理想気体とした場合の方がひずみ変化をよく説明できることが分かる。マグマを非圧縮性流体と仮定する(8)式の場合、マグマの圧力は時間の2次関数となり、時間が0から τ_i (圧力の極小値を与える時刻) の範囲にあるときにときに有効となる。ところが本研究では、 τ_i そのものを変動パターンから予測しようとしているので、2次関数を適用した場合、圧力が極小となる時間 τ_i が適用するデータの時間範囲において残差が最小となり、 τ_i を対象とするデータの時間よりも後の時刻に得ることができない。 τ_i を固定するとさらに観測されるひずみとの食い違いが大きくなる。そこで、式(7)のマグマが理想気体であると仮定するモデルを適用することにする。ここで、比熱比は1.4とした。収縮ひずみ開始からのデータ数 N に式(7)を適用し、時間 t を十分大きくしたときの最終ひずみの予測値をTable 1に示す。ここで、予測ひずみ変化の実ひずみ変化からの残差は以下の式から評価した。

$$Res = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=0}^{N-1} (\alpha P(i\Delta t) - \varepsilon(i\Delta t))^2}$$

ここで $\varepsilon(t)$ は観測されたひずみ変化で、 Δt はサンプリング間隔(1秒)である、 α はマグマ溜まりの圧力変化とそれに起因するひずみ変化の比例係数である。

予測されるひずみの時間変化をFig. 9に示す。この例では10サンプル(10秒)のデータからでも予測される最終ひずみは実ひずみ変化量の122%であり、22%の誤差で最終ひずみを予測できた。30サンプルを用いた場合は、最終ひずみの90%のひずみを予測し、誤差は10%となった。データ量が増えれば、予測精度は向上する。収縮ひずみ開始から約180秒後に収縮はほぼ停止しており、収縮継続時間の1/6のデータを用いて、10%の誤差の予測ができたことになる。比熱比は1.4としたが、比熱比を1.01-1.4の間(Nishimura, 1998)で変化させても結果に大きな相違はなかった。

6. まとめ

爆発的噴火直後には火口方向のひずみに伸長、直交方向のひずみに収縮が観測され、火口直下浅部の圧力源の収縮が認められる。収縮体積量と放出火山灰量はおよそ比例することが昭和火口噴火においても確かめられたので、マグマ溜まり-火道のマグ

Table 1 Prediction of final strain

N	Residual	$\alpha \Delta P_0$	$v_0 S/V$	Final strain ($\times 10^{-9}$)
10	3.14	950	0.045	-109.4
20	3.14	650	0.07	-96.6
30	3.03	700	0.06	-99.0
40	2.37	650	0.07	-96.6
50	2.19	650	0.075	-96.0
60	1.99	650	0.075	-95.9
70	1.80	650	0.075	-95.9
80	1.69	650	0.075	-96.0
90	1.63	650	0.07	-96.4
100	1.76	650	0.065	-96.9
110	1.64	650	0.065	-96.9
120	1.65	650	0.065	-97.0
130	1.65	650	0.06	-97.5
140	2.00	650	0.055	-98.1
150	2.31	650	0.05	-98.8
160	2.76	650	0.045	-99.5
170	3.00	650	0.035	-101.1
180	3.07	650	0.035	-101.3
190	2.99	650	0.03	-102.3
200	2.87	650	0.03	-102.3

N: Data number (1s sampling interval)

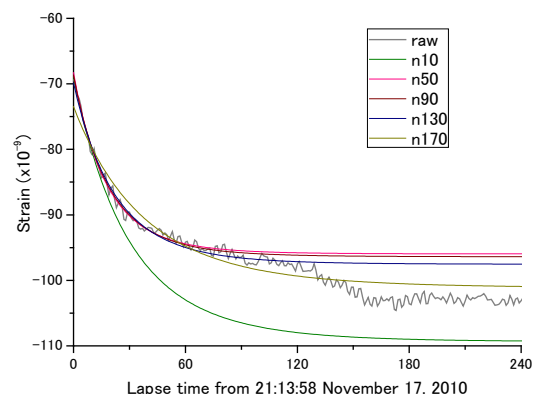


Fig.9 Prediction of temporal change of strain by using 10, 50, 90, 130 and 170 data. “n10” indicates temporal change of strain using 10s strain data from the beginning of explosion.

マ供給系を理想気体が占めているとするモデル(Nishimura, 1998)を用いて初期ひずみ変化から最終ひずみを予測した。収縮継続時間の1/6のデータを用いて、10%の誤差の予測ができた。

謝 辞

降灰量データは鹿児島県及び国道交通省九州地方整備局大隅河川国道事務所よりいただいた。本研究は大隅河川国道事務所からの受託研究「桜島火山の高精度傾斜計・伸縮計記録を用いた噴火及び噴出火

山灰量予測精度の向上に関する委託」と「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」の研究課題「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究（課題番号1809）」、「機動的な多項目観測による火山爆発機構の研究（課題番号1213）」を用いた。東北大学大学院理学研究科西村太志教授からモデルの適用について貴重なご意見をいただいた。

参考文献

- 井口正人・為栗健・横尾亮彦（2008）：火山活動の経過—1997～2007年—，第10回桜島火山の集中総合観測，pp.1-18.
- 井口正人・横尾亮彦・為栗健（2010）：桜島昭和火口噴火の規模について，京都大学防災研究所年報，第53号B，pp.233-240.
- 石川秀雄・江頭庸夫・田中良和・植木貞人（1981）：桜島火山の噴火活動史，自然災害特別研究 研究成果No.A-56-1，pp.153-179.
- 小野寺三朗・井口正人・石原和弘（1997）：火山噴火による航空機災害の防止と軽減，京都大学防災研究所年報，No.40，pp.73-81.
- 今給黎哲郎・大脇温子（2011）：火山GPS統合解析データに基づく霧島山の変動源モデル，国土地理院時報，121，pp.183-188.
- Hillman, S. E., Horwell, C. J., Densmore, A. L.,

- Damby, D. E., Fubini, B., Ishimine, Y. and Tomatis, M. (2012): Sakurajima volcano: a physico-chemical study of the health consequences of long-term exposure to volcanic ash, *Bull. Volcanol.*, Vol. 74, pp.913-930.
- Iguchi, M., Yakiwara, H., Tameguri, T., Hendrasto, M. and Hirabayashi, J. (2008): Mechanism of explosive eruption revealed by geophysical observations at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru volcanoes, *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 178, pp.1-9.
- Ishihara, K. (1990): Pressure Sources and Induced Ground Deformation associated with Explosive Eruptions at an Andesitic Volcano: Sakurajima Volcano, Japan, *Magma Transport and Storage* (Ed. M.P.Ryan), John Wiley and Sons, pp. 335-356.
- Newhall, C. C. and Self, S. (1982): Volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *J. Geophys. Res.*, Vol. 87, C2, pp.1231-1238.
- Nishimura, T. (1998): Source mechanisms of volcanic explosion earthquakes: single force and implosive sources, *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 86, pp.97-106.

(論文受理日：2012年6月8日)

Prediction of Volume of Volcanic Ash Ejected from Showa Crater of Sakurajima Volcano, Japan

Masato IGUCHI

Synopsis

Amount of volcanic ash ejected by explosive eruption at Showa crater of Sakurajima volcano is estimated by using initial strain record immediately after the beginning of the explosion. Extensometers record extension strain in radial component from the crater and contraction strain in tangential one induced by deflation of a shallow part beneath the crater. Deflation volume of the pressure source is proportional to weight of volcanic ash ejected by the eruption. Final strain change is predicted by short-term strain change after the beginning of the explosion by fitting a model of magma reservoir-conduit (Nishimura, 1998) to the strain record. The magma reservoir is filled with perfect gas, which is ejected through a conduit after failure of a cap-rock at the top of the conduit. The final strain is predicted with an error of 10% by using 1/6 data of the whole contraction strain record.

Keywords: Sakurajima volcano, volcanic ash, ground deformation, magma reservoir, volcanic conduit