

大規模珪長質マグマ噴火におけるカルデラ形成のダイナミクス

前野 深*

Dynamics of Caldera Formation During a Large-scale Silicic Eruption

Fukashi MAENO*

1. はじめに

カルデラ形成を伴う巨大噴火は、大規模珪長質マグマシステムの進化の一段階が極めてダイナミックな姿として地球表層に出現したものである。大量の珪長質マグマがどのような推移を経て、どのような物理量のもとで地表に放出されるかという問題は、マグマ溜りの構造や進化の過程だけでなく、破壊的な地表面現象の性質や広がりを知る上で重要である。

巨大噴火の主要ステージは、一般的に(1)狭小な火道を使ったプリニー式噴火(Stage I, Single vent stage)と、それに引き続く(2)大規模火砕流の噴出を伴うカルデラ陥没現象(Stage II, Climactic stage)、という2ステージを経て進行していくと指摘されている(Druitt and Sparks, 1984; Smith and Bailey, 1968)。この2ステージの噴火推移は、マグマ溜りの形状や天井部の強度、減圧過程を反映したものであり、大規模珪長質マグマ噴火の大きな特徴といえる(Fig. 1)。2ステージモデルに代表されるように、近年の研究により、噴火の推移の大枠は明らかにされてきたが、カルデラ陥没とそれに伴う火砕流噴出のダイナミクスに関しては、観測・記載がある歴史時代の噴火を含めても未だによくわかっておらず、その定量的解明には多くの課題が残されている。

この問題に対する著者の興味は具体的に2つある。1つ目は、カルデラ陥没が進行していく過程である。2つ目は、カルデラ陥没過程と大規模火砕流の噴出・拡散様式との関係である。これらはいずれも、カルデラ陥没の引き金となる断層系の発達過程と密接に関係していると考えられる。

著者は、上記の問題を踏まえつつ、日本国内では最新の巨大噴火である7300年前の鬼界カルデラ噴火を対象として、この噴火の推移やダイナミクスに関する研究を

進めてきた。今回、これまでの研究の成果を、「2008年度日本火山学会研究奨励賞」というかたちで評価して頂くとともに、本誌でこれまでの研究紹介と関連する研究のレビューを行う場を与えて頂いた。そこで、本論では、鬼界カルデラ噴火について明らかにしたことを織り交ぜながら、上記の2つの興味に関連する最近の研究についてレビューを行う。

まず2章では、プリニー式噴火のカルデラ陥没現象に対する役割とカルデラ形成過程に関する最近の知見について述べる。3章では、陥没過程に制約を与える試みの一つとして著者が行った津波シミュレーションについて紹介し、カルデラ陥没の時間スケールについて考える。最後の4章では、大規模火砕流の噴出・拡散様式とカルデラ陥没現象との関係についてどのような考えがあるかを紹介する。

火山噴火の規模を表す指標として火山爆発指数(VEI; Newhall and Self, 1984)が提唱されているが、本論では、カルデラを形成する可能性が高いと考えられるVEI 6程度以上(テフラ総量にしておよそ10 km³以上)の噴火を大規模珪長質マグマ噴火、もしくは巨大噴火と呼ぶことにする。過去1万年間に、VEI 8級の巨大噴火は地球上で発生していないが、VEI 7級は7.3 ka 鬼界カルデラ噴火を含めて8回発生している。VEI 6級になると、明らかにされているものだけでも45回以上を数える(Siebert and Simkin, 2002-2008)。

2. プリニー式噴火とカルデラ陥没過程

2-1 プリニー式噴火からカルデラ陥没への遷移

巨大噴火の主要ステージは、直前の数ヶ月~数年間にわたる地震活動の増加やマグマ水蒸気爆発など、小規模な前駆的活動の後に始まるのが歴史記録などから示唆

* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
東京大学地震研究所
Earthquake Research Institute, University of Tokyo,
1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0032, Japan.

Corresponding author: Fukashi Maeno
e-mail: fmaeno@eri.u-tokyo.ac.jp

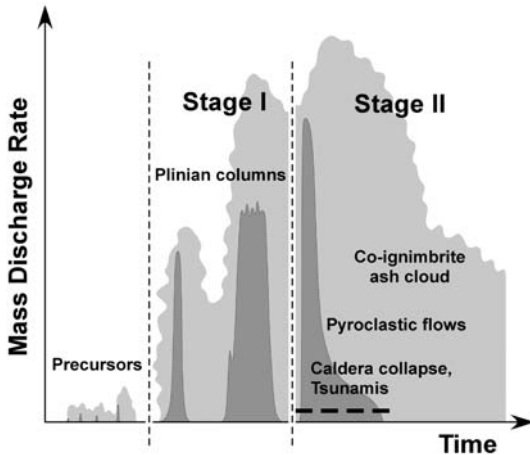


Fig. 1. Schematic chronology and variation of mass discharge rate (dark colored) of a silicic caldera-forming eruption, based on evidences from some historical eruptions and geological records.

される。1815年 Tambora 噴火では、およそ3年間の小規模な活動の後、4月5日のプリニー式噴火で主要ステージが開始した。その5日後には2回目のプリニー式噴火が起こり、直後に大規模火砕流が発生しカルデラが陥没した (Self *et al.*, 1984; Sigurdsson and Carey, 1989)。1883年 Krakatau 噴火の主要ステージでは、5~6回のプリニー式噴火がほぼ1日の間に立て続けに起こり、最後かつ最大規模のプリニー式噴火直後に大規模火砕流が発生して、カルデラが陥没した (Self and Rampino, 1981; Simkin and Fiske, 1983)。これらの事例に見られるように、一般的に、プリニー式噴火の進行に伴いマグマ溜りの減圧が進むと、マグマ溜り圧が静岩圧を下回り、マグマ溜りは上部岩盤を支えきれなくなる。そしてこの段階でカルデラ陥没ステージに移行していく。プリニー式噴火における噴出量は、カルデラ陥没が開始するかどうかの指標として重要な意味をもち (Druitt and Sparks, 1984)、またその時間スケールは、カルデラ崩壊が開始するタイミングを理解する上で重要である。

Maeno and Taniguchi (2007) は、7.3ka 鬼界カルデラ噴火の堆積物を精査して噴火推移を再構築するとともに、初期プリニー式噴火の噴出量や継続時間などの基本的な物理量の推定を試みた。Fig. 2には、噴火推移の概略図を示す。横軸には噴出源からの距離を、縦軸には相対的な時間スケールをとってある。この研究では、Stage I では少なくとも2回のプリニー式噴火が発生し Units A1~A4 が形成されたこと、また、Stage I 末期には噴煙柱の崩壊とともに溶結するほど高温でしかも高速の火砕

物密度流が発生し Unit B が形成されたことなど、プリニー式噴火の推移の具体像が明らかにされた。とくに重要な点は、これまで十分に言及されていなかった噴火堆積物の近傍相の特徴とその成因が初めて詳細かつ系統的にまとめられたことである。現在、鬼界カルデラの大部分は水没しており、近傍の噴火堆積物は薩摩硫黄島と竹島という限られた場所ではしか観察できないが、その限定された地域の中で、噴火様式や推移を特徴づける堆積物の多様性が見出され、新たな噴火像が構築された。その中でも、プリニー式噴火堆積物 (Unit A3) の近傍における高精細な層厚・粒径分布データが得られたことにより、テフラの分布・拡散モデル (Pyle, 1989; Carey and Sparks, 1986) を用いて噴出量 (DRE でおよそ 8 km^3) と噴煙柱高度 (40~43 km) の推定が可能になった点は重要である。なお、遠方のテフラデータに関しては Walker *et al.* (1984) の功績が大きいことを付け加えておく。この噴煙柱高度とマグマの温度 (両輝石温度計にもとづき推定された 1200 K 程度) を制約条件とすると、一次元火道流モデル (Woods, 1988) を用いて推定される噴出率は約 $2 \times 10^8 \text{ kg/s}$ 、継続時間は最短でおよそ 28 時間という、プリニー式噴火の具体的な物理量が推定された。さらに、噴出量が見積もられたことにより、プリニー式噴火とカルデラ陥没過程との関係性についての議論が可能になった (次節)。

2-2 マグマ溜りの崩壊基準

初期プリニー式噴火における噴出量が大いほどカルデラ陥没を起こしやすくなるというのは直感的に理解できるが、具体的にどのようなパラメータがこの現象に効くのであろうか? Bower and Woods (1997), Druitt and Sparks (1984) は、プリニー式噴火時の減圧過程をモデル化してマグマ溜りの圧力変化を計算し、プリニー式噴火のマグマ噴出量とその後のマグマ溜りの圧力進化や噴火様式に及ぼす影響について明らかにした。Marti *et al.* (2000) も同じ問題に対して、マグマ溜り内の圧力勾配や揮発性成分含有量の勾配をモデル化し、カルデラ陥没時におけるそれらの変化を解析した。いずれの結果も、プリニー式噴火における噴出量は、その後にカルデラ陥没が開始するかどうかの指標として重要であり、例えば、Marti *et al.* (2000) は、カルデラ陥没に必要な初期噴出量の閾値として、深部に存在する水に不飽和なマグマ溜りの場合は全体の数%、浅部の水に飽和したマグマ溜りの場合には全体の 40% 程度と推定している。一方、Roche and Druitt (2001) は、初期のマグマ噴出に伴い発生する Underpressure $\Delta P^{(-)} (=P_l[\text{静岩圧}] - P_m[\text{マグマ溜り圧}])$ を、マグマ溜り天井部の形状の効果を取り入れた形で定式化し、マグマ溜りの崩壊基準 (Failure criterion) として提案し

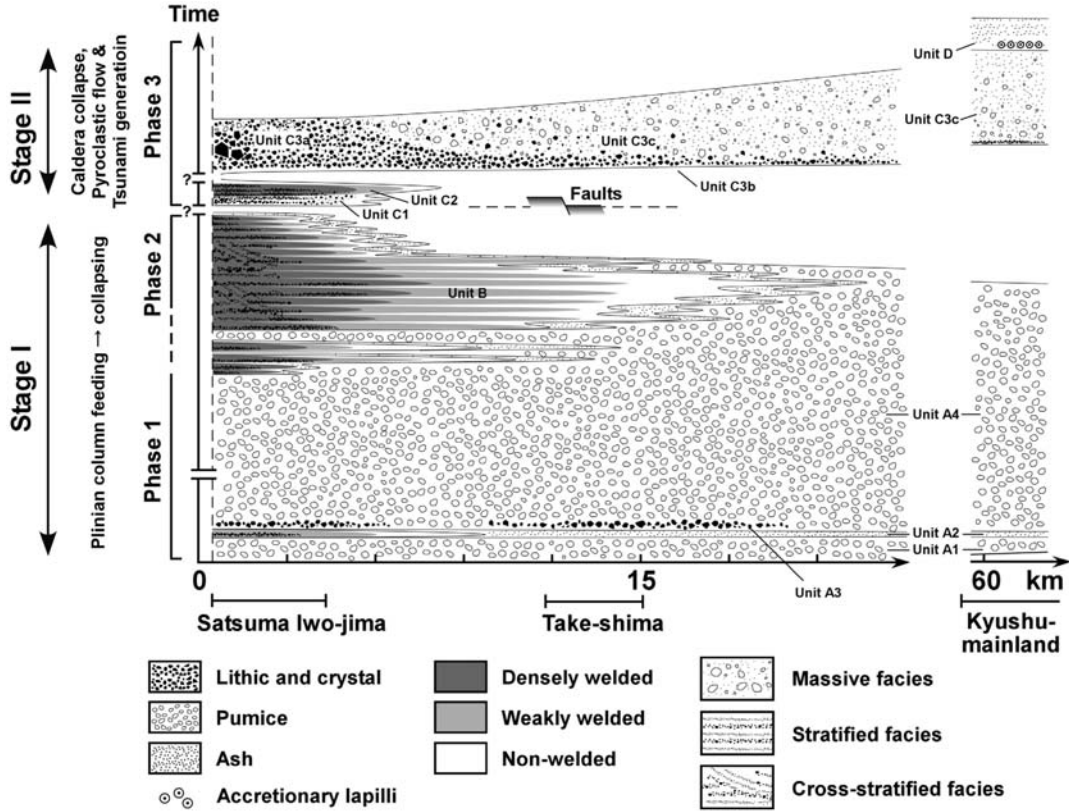


Fig. 2. A time-distance plot showing eruptive sequences and lithofacies variations of pyroclastic deposits during the 7.3 ka Kikai eruption (Reprinted from J. Volcanol. Geotherm. Res., 167, Maeno, F. and Taniguchi, H., Spatiotemporal evolution of a marine caldera-forming eruption, generating a low-aspect ratio pyroclastic flow, 7.3ka, Kikai caldera, Japan: implication from near-vent eruptive deposits, page 233, Copyright 2007, with permission from Elsevier).

た、マグマ溜り天井部 (Chamber roof) の形状は、カルデラの大きさに対するマグマ溜りの深度の比 (ルーフ・アスペクト比: R) として表現される。深度は一般的に地質圧力計により推定される。一例として、ルーフ・アスペクト比 R をもった天井部が壊れて単純な円筒状の環状断層が形成される場合、その破壊条件は $\Delta P^{(-)} > 4R\tau_c$ と表される。 τ_c は岩石破壊の臨界せん断応力である。 Druitt and Sparks (1984) など従来の研究では、この閾値 $\Delta P^{(-)}$ に対して任意性があったが、 Roche and Druitt (2001) ではそれが排除されたことを意味する。 マグマ溜りの崩壊基準は、このルーフ・アスペクト比 (R) と噴出マグマの体積分率 (f) との関係で表される。 f は、 $x + \Delta P_i/\beta$ と書き換えられる。 x と β は、それぞれマグマ溜り内の気相体積分率とマグマの体積弾性率、 ΔP_i はマグマ溜りの減圧量で $\Delta P^{(-)}$ と過剰圧 $\Delta P^{(+)}$ との和である。 この関係を導入することにより、下式に示すマグマ溜りの崩壊基準

が導かれる (Roche and Druitt, 2001)。

$$f \geq x + \frac{\Delta P^{(-)} + \Delta P^{(+)}}{\beta}$$

アナログ実験における陥没様式 (Roche *et al.*, 2000) と、この崩壊基準との比較によると、 f/R が大きい場合には陥没は一段階で一気に進む (Coherent collapse) が、 f/R が小さい場合には陥没が多段階で徐々に進行する (Incoherent collapse)。 Long Valley の Bishop Tuff 噴火や、始良カルデラ噴火などでは、 R と f の関係が崩壊基準を満足しており、カルデラ陥没が一気に進行したと考えられている (Roche and Druitt, 2001)。

Maeno and Taniguchi (2007) は、7.3 ka 鬼界カルデラ噴火のカルデラ崩壊過程について、Roche and Druitt (2001) のモデルを用いて考察を行った。初期プリニー式噴火の噴出量はおよそ 8 km^3 (DRE)、一方、マグマ溜り深度は

3 km 以深 (Saito *et al.*, 2001), カルデラ径は 15×10 km であるので, $R = 0.2 \sim 0.3$ 程度となる. ここで, マグマ溜りの崩壊基準にもとづけば, 8 km^3 の噴出によりカルデラ陥没 (coherent collapse) を起こし得るマグマの総体積は $70 \sim 90 \text{ km}^3$ 以下と推定されるが, この値は Stage II まで含めた総噴出量約 85 km^3 と大きく矛盾していないことがわかる. Maeno and Taniguchi (2007) では, このようにステージ間の噴出量の関係を明らかにし, マグマ溜りの崩壊基準と比較することにより, カルデラ崩壊が coherent に発生した可能性を示した.

以上のように, プリニー式噴火の噴出量とその全噴出量に対する割合は, カルデラ陥没過程を理解する上で極めて重要である. 7.3 ka 鬼界カルデラ噴火における課題は, 陥没過程に深く関係すると考えられる, Stage II の火砕流の噴出量を正確に見積もることである. Maeno and Taniguchi (2007) で推定した Stage II の噴出量は, 主に陸域のデータをもとに推定された値であり, 精度の点で問題が残されている. 今後, 海域における噴火堆積物のデータが明らかになれば, 噴出量の問題やカルデラ崩壊過程に関する理解がいつそう進展するだろう.

2-3 カルデラの崩壊過程

そもそも, カルデラを形成する際に生じる環状断層は, マグマ溜りの形状や浅部マグマシステムの応力状態に強く依存している (Burov and Guillou-Frottier, 1999; Gudmundsson, 1998). そのような地質条件をクリアして始めて十分なカルデラ陥没が進行するという点を踏まえると, カルデラ陥没が単純なピストン型の崩壊として進行しない場合は当然存在し得るであろう. そのことが, 最終的に形成されたカルデラの形態や内部構造に見られる多様性 (Lipman, 1997) を生んでいると考えられる.

近年, カルデラ陥没過程を理解するための室内アナログ実験や数値実験が精力的に進められ, 陥没構造は, 表層部に向かってピストンが先細りするような外向き逆断層 (Outward-dipping reverse faults) の発展により形成されていくことが明らかにされた (Acocella, 2007; Cole *et al.*, 2005). Roche *et al.* (2000) は, アナログ実験により, ルーフ・アスペクト比 (R) に応じて崩壊時の断層系の発達過程に多様化が生じることを明らかにしている. 天井部が広く浅い (R が小さい) 場合には, 天井に生じた断層が単独で表層まで進展して陥没地形を形成する一段階崩壊 (Coherent/Subcritical collapse) が起こる一方で, 天井部が狭く深い (R が大きい) 場合には, 複数の断層がマグマ溜り天井部から断続的に進展して地表に到達し, 最終的に陥没地形が出現する多段階崩壊 (Incoherent/Supercritical collapse) が起こる. このマグマ溜り天井部の幾何と崩壊過程の関係は, 陥没現象の時間スケールを

議論するうえでも重要と考えられる. カルデラ陥没が多段階で長時間かけて進行した場合には, 上部岩盤の崩落に伴うマグマ溜りの圧力増加の様式は変わり, マグマ上昇過程にも影響が出る可能性がある. また, 実際のマグマ溜りが推定されるものよりも巨大で, 全マグマ噴出量がマグマ溜りの一部にすぎない場合は, f の値は大きく変わってくる (Geyer *et al.*, 2006). このように, カルデラ陥没が起こったという事実が確認できても, どのような条件で, どのように陥没したのかという問題を突き詰めるには, マグマ溜りの全体像に関する情報が必要になる.

マグマ溜りの構造・深度は, プリニー式噴火からカルデラ陥没及び大規模火砕流噴出への移行過程を決定する要因のひとつとして重要であると同時に, 陥没過程とも密接な関係にあるといえる. こうした関係性をより明確にするための情報の中で, とくに不足しているのはマグマ溜りの深度である. 7.3 ka 鬼界カルデラ噴火に関しては, メルトインクルージョン中の揮発性成分量からマグマ溜りの深度が推定可能となったが (Saito *et al.*, 2001), 他のケースではこうした深度に関する情報を高い精度で獲得する試みはまだ十分になされていない感がある. 今後, 多くの巨大噴火を対象にこうした基礎データが蓄積され, マグマ溜り像に制約が与えられることを期待する.

3. カルデラ陥没の時間スケール

3-1 津波からの制約

過去 1 万年間に発生した 50 回を超える VEI 6 以上の噴火のうち, 9 割以上は太平洋を取り巻く沈み込み帯で発生しており, その約半数は浅海やその近傍で起こっている (Global Volcano Program; Siebert and Simkin, 2002-2008). そのため, 陸上域の噴火堆積物の地質データはもちろんのこと, 海底の噴火堆積物や津波の痕跡もまた巨大噴火のダイナミクスを紐解く上で重要な手掛かりとなり得る (Carey *et al.*, 2001; Minoura *et al.*, 2000; Waythomas and Neal, 1998). 津波の痕跡が残されている場合には, それをもとにしたインバージョンにより, 給源過程へ制約を与えることが可能で, 1883 年 Krakatau 噴火 (Nomanbhoy and Satake, 1995) や 3.6 ka Aniakchak 噴火 (Waythomas and Watts, 2003) などで試みられている.

Maeno *et al.* (2006), Maeno and Imamura (2007) は, 7.3 ka 鬼界カルデラ噴火時のカルデラ形成過程に制約を与えるために, 津波インバージョンを行った. これらの研究では, (a) カルデラ陥没過程 (Maeno *et al.*, 2006) と (b) 火砕流の海への突入 (Maeno and Imamura, 2007) の 2 つの過程を代表的な津波発生メカニズムと考え, それぞれの過程をモデル化した上で数値シミュレーションを実施した. 計算された津波の波高, 遡上高, 遡上距離,

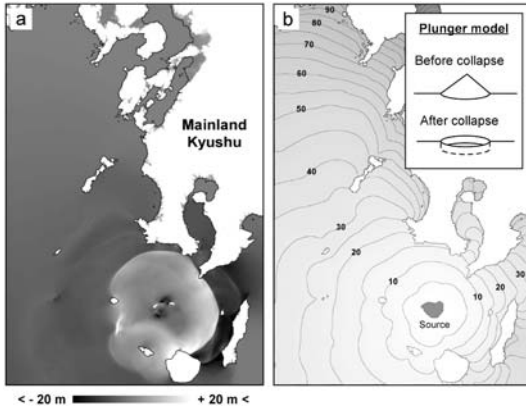


Fig. 3. Results of numerical simulation of tsunami generated by a caldera collapse during 7.3 ka Kikai eruption, using a model with 1 hour collapse-duration. (a) A snapshot of 80-minutes after collapse started (Reprinted from *Earth, Planets and Space*, 58, Maeno, F., Imamura, F. and Taniguchi, H., Numerical simulation of tsunami generated by caldera collapse during the 7.3 ka Kikai eruption, Kyushu, Japan, page 1017, Copyright 2006, with permission from TERRAPUB). (b) Refraction diagram of the negative leading wave (5 minutes interval). Upper right figures show a simple plunger model used.

流速などのデータが、沿岸域や海底の地質痕跡と整合的かどうかを調べることで、給源過程に制約を与えることが可能になる。

カルデラ陥没過程については、初期条件としての噴火前後の地形変化と陥没速度についてモデル化を行う必要がある。Maeno *et al.* (2006) では、総噴出量や現地形をもとに、2通りの既存山体（標高 250 m と 800 m）と 2通りの陥没深度（250 m と 500 m）、そして自由落下から 12 時間（等速度）までの陥没時間を設定し、これらの条件を組み合わせパラメータスタディを実施した。この陥没の効果を基礎方程式に組み込むことにより、陥没孔に水が流入して津波が発生する様子を再現できる (Fig. 3)。一方、火砕流突入モデルについては、既存山体の山頂付近から地質学的に妥当と考えられる流量 ($10^7 \sim 10^8 \text{ m}^3/\text{s}$) と体積 ($3 \sim 10 \text{ km}^3$) の密度流（火砕流の重たい基底部を仮定）を流出させるという設定でパラメータスタディを行った (Maeno and Imamura, 2007)。この研究では、密度流と津波を同時に計算できる二層浅水流モデルを使用し、密度流と津波の挙動についてシミュレーションを行った。

以上の 2 つのモデルを用いた数値計算結果にもとづき、周辺海域・沿岸における地質痕跡（長崎県橋湾における海底の津波痕跡や薩摩大隈半島における噴火堆積物の堆積状況）を十分に説明し得る津波発生過程を推定した。その結果、カルデラ陥没過程に対しては、陥没量が小さいモデルでは 2 時間以内、陥没量大きいモデルでは 6 時間以内という制約が与えられた。一方、火砕流の海への突入モデルでは、流量が大きい場合であってもカルデラ陥没モデルほど大きな津波は発生せず、地質痕跡を十分に説明できないことがわかった。Maeno and Imamura (2007) は、これらの結果をもとに、7.3 ka 鬼界カルデラ噴火の津波発生メカニズムとして「カルデラ陥没」が有力であり、その時間スケールはおおよそ 6 時間以内という説を提唱した。以上の研究の重要な点は、津波数値解析の手法を併用することにより、従来の地質学的研究のみからのアプローチで達成し得なかった、カルデラ崩壊過程やそれに伴う津波の発生・伝播過程に対して新たな知見を得て、具体的な数値として示したことである。

3-2 噴出量との関係

次に、前節で推定したカルデラ陥没の時間スケールを決める要因について考える。Fig. 4a には、巨大噴火 5 例についてのカルデラ陥没の時間スケールと噴出量との関係を、Fig. 4b には、8 例についての R (roof aspect ratio) と f (初期ステージマグマ噴出量) との関係、および、Roche and Druitt (2001) から推定されるマグマ溜りの崩壊基準を示した。Fig. 4a には、 R と f の関係をもとに、Coherent collapse (白丸) または Incoherent collapse (黒四角)、どちらの崩壊を起こす可能性があるかについても同時に示してある。

津波インバージョンにより 2~6 時間以内でカルデラが陥没したと推定された 7.3 ka 鬼界カルデラ噴火に着目してみると、1991 年 Pinatubo 噴火の 6.5 時間（地震波観測にもとづく推定値: Mori *et al.*, 1996）や 1883 年 Krakatau 噴火の 2~12 時間以内（歴史記録にもとづく推定値: Self and Rampino, 1981; Simkin and Fiske, 1983）と同程度であるが、同じ規模 (VEI 7) の 1815 年 Tambora 噴火の約 24 時間（歴史記録にもとづく推定値: Self *et al.*, 1984）と比べるとかなり速いことがわかる (Fig. 4a)。このように同規模の噴火でありながら陥没の時間スケールが異なる原因として、 R と f の関係から予想される陥没様式の差異 (Fig. 4b) が考えられる。Tambora 噴火の場合、鬼界カルデラ噴火と比べて f が小さく、Incoherent collapse を起こした可能性がある。 f が小さい理由としては、プリニー式噴火を継続するための条件（例えば揮発性成分量や火道形状など）がもともと十分に満足されていないか、噴火中にその条件に変化があったなどの理由

が考えられるが詳しいことはわからない。Krakatau 噴火、Pinatubo 噴火についても Incoherent collapse を起こした可能性があるが、仮に同規模の噴火でもプリニー式噴火の規模が大きく f が大きな値をとるなどすれば Coherent collapse が起き、崩壊時間は Fig. 4a に示した例よりも短時間側にシフトすることが予想される。また、Long Valley の Bishop Tuff 噴火については、Stage I に 90 時間を要した後、8 時間以上かけてカルデラが崩壊したと考えられている（噴火堆積物にもとづく推定値: Wilson and Hildreth, 1997）、この場合、もともとのマグマ量が多いため Coherent collapse を起こしたとしても長時間を要した可能性がある。Crater Lake, Santorini, Taupo については、崩壊時間に制約を与えられていないが、Fig. 4a 上でのようにプロットされるのか興味深い。噴出量が多い、すなわちマグマ溜りが大きいほどカルデラ陥没に要する時間は長くなるという簡単な関係が成り立ちそうで

あるが、Fig. 4a, b にもとづく、おそらくマグマ量だけでは決まらず、 R や f も陥没の時間スケールを決める要因になっていると考えられる。今後、事例が増えれば、この時間スケールを決める要因についてより具体的に理解が進むであろう。

4. カルデラ陥没と大規模火砕流の噴出過程

大規模火砕流の噴出様式に対して、カルデラ陥没現象はどのような役割を担っているのであろうか？ 巨大噴火のクライマックスでは、環状火道 (Ring-fissure conduit) を形成してマグマが噴出する事例や (Crater Lake, Druitt and Bacon, 1986; Bishop Tuff, Hildreth and Mahood, 1986)、初期ステージと同様に円筒状火道 (Cylindrical conduit) から噴出する事例がある (Taupo, Walker, 1984; Wilson, 1985; Tosu, Suzuki-Kamata *et al.*, 1990; Kidnappers, Wilson *et al.*, 1995)。こうした火道形状の差異は、クライマック

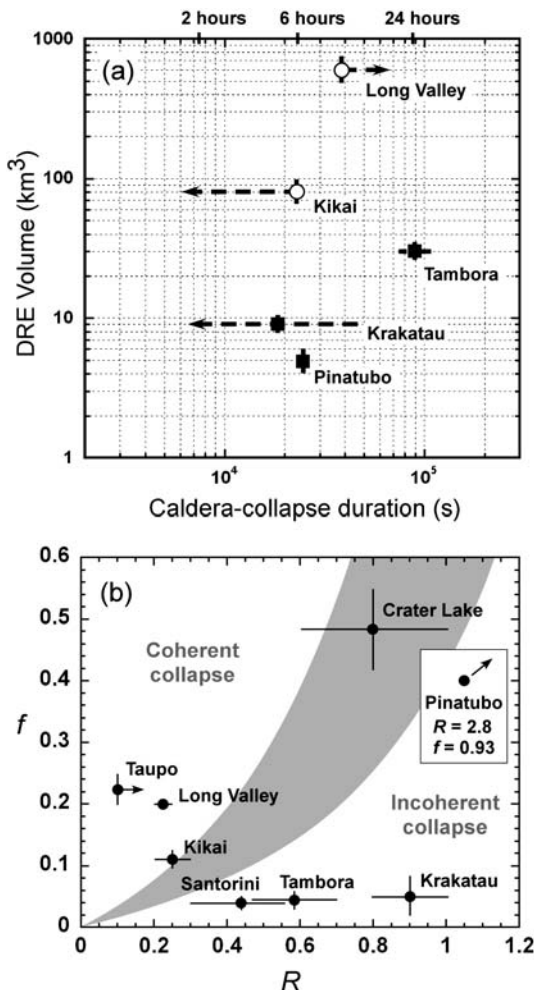


Fig. 4. (a) Relationship between caldera-collapse duration and DRE volume erupted for six caldera-forming eruptions. Open circles: eruptions on condition of coherent-collapse; closed squares: eruptions on condition of incoherent-collapse, as indicated in figure (b). Broken lines show ranges of uncertainty. (b) Relationship between the chamber volume fraction withdrawn before the onset of collapse (f) and the roof aspect ratio (R) for eight caldera-forming eruptions. A boundary of coherent-incoherent collapse for ring fault dips of 70° and 90° is shown as shaded region, based on Roche and Druitt (2001). Data of DRE volume, caldera size, magma chamber depth, and collapse duration were referred from the followings. Long Valley: Hildreth and Mahood (1986), Wilson and Hildreth (1997), Wallace *et al.* (1999); Crater Lake: Bacon (1983), Bacon *et al.* (1992); Kikai: Saito *et al.* (2001), Maeno *et al.* (2006), Maeno and Taniguchi (2007); Santorini: Cottrell *et al.* (1999), Sigurdsson *et al.* (2006); Taupo: Wilson and Walker (1985), Dunbar *et al.* (1989); Tambora: Sigurdsson and Carey (1989), Self *et al.* (2004), Thomas *et al.* (2006); Krakatau: Self and Rampino (1981), Simkin and Fiske (1983), Mandeville *et al.* (1996a), Mandeville *et al.* (1996b); Pinatubo: Scott *et al.* (1996), Mori *et al.* (1996), Pallister *et al.* (1996).

ス (Stage II) におけるマグマ噴出率や火砕流の噴出様式の違いを生み出す要因のひとつと考えられ、また、Stage I のプリニー式噴火に引き続き、火道がどう遷り変わっていくかという、Vent evolution の問題と深く関わっている。クライマックスの火砕流噴出の際には、マグマの他に岩片 (Lithic) が放出され、とくに噴出源近傍では Co-ignimbrite breccia (lag breccia) と呼ばれる Lithic が濃集した堆積物が形成される (Wright and Walker, 1977; Druitt and Bacon, 1986; Rosi *et al.*, 1996)。これは、マグマ噴出とともに、新たな火道の形成や既存火道の大規模な侵食が起こったことを意味し、まさに、Vent evolution の痕跡と呼べるものである。7.3 ka 鬼界カルデラ噴火における噴出源近傍の堆積物にもこの痕跡が残されており、とくに薩摩硫黄島東側では堆積物のほとんどが Lithic から構成されるという特徴をもつ。このことから、Maeno and Taniguchi (2007) は、この近辺に噴出源が存在したと推定している (Fig. 2)。

Legros *et al.* (2000) によると、同じ体積を有する環状火道と円筒状火道で比較した場合、マグマが環状火道を使って上昇する方が、火道壁との摩擦による運動量損失が大きくなるため、噴出率は円筒状火道を使う場合と比べて1桁程度低くなる。また、環状と円筒状とでは火道壁の表面積が異なるため、侵食される火道構成物の量に差異が生じる可能性がある。火道が破砕により拡大すると考えた場合、この火道形状の違いは結果として噴出物中の Lithic の割合に反映されると考えられる。噴火の物理量が比較的良好にわかっている Taupo 噴火と Bishop Tuff 噴火については、実際に、噴出率や想定される火道形状 (それぞれ円筒状と環状) を反映した量比の Lithic が含まれており (Legros *et al.*, 2000)、噴出物に火道形状の情報が強く現れた例といえる。

大規模火砕流の流走距離と噴出率とを関連付けたモデル計算 (例えば、Bursik and Woods, 1996; Dade and Huppert, 1996) にもとづくと、流走距離から推定される火砕流の噴出率は $10^9 \sim 10^{10}$ kg/s に達するが、その中でもとくに Taupo (流走距離 80 km) や Tosu (流走距離 150 km) など一部の火砕流については、 10^{10} kg/s を越える高い噴出率が推定されている。こうした火砕流は、円筒状火道から噴出したと考えると都合が良いが、一方で、Fountain となって火砕流に十分な運動エネルギーを与えるためには、噴煙柱形成時よりも大きな火口径を必要とするため (Wilson *et al.*, 1980)、限定された条件のもとで発生すると考えられる。7.3 ka 鬼界カルデラ噴火のクライマックスで噴出した Koya 火砕流については、噴出物がカルデラ西側に偏在していることから、Maeno and Taniguchi (2007) は、Co-ignimbrite breccia の層厚や粒径

の特徴より、火砕流がカルデラ西側に局在する火道から噴出した可能性を指摘した。Koya 火砕流堆積物は、Taupo や Tosu と同様の低アスペクト比の火砕流堆積物 (Low aspect ratio ignimbrite, LARI; Walker *et al.*, 1980) としてよく知られているが、この LARI の成因には、上述の火道形状の問題が深く関わっている可能性がある。

いくつかの大規模火砕流は、円筒状火道から高噴出率で地表に噴出したと考えられるが、このような状況は、カルデラ崩壊が進み環状断層が十分に発達している段階では達成されにくいと思われる。とくに Roof aspect ratio (R) が小さい場合には崩壊が一気に進み、環状火道が形成される可能性があり、マグマが特定の場所から集中的に噴出し続けるためには特殊な状況を考えなければならない。このように、大規模火砕流の噴出・拡散様式には、マグマ上昇通路の存在形態が重要な役割を担っていると考えられ、そして、その上昇通路を決定付けるのはカルデラ陥没に伴い形成される断層系であろう。しかし、近年のアナログ実験に観察されているように、その断層系の発達様式が単純でないことが火砕流の多様性を生み出す要因の一つになっていると考えられる。これらの関係性はまだ明瞭ではなく、今後解決すべき課題として残されている。また、大規模火砕流の噴出・拡散様式をマグマ上昇の過程から通して理解するためには、マグマ中の揮発性成分量や結晶量など、マグマ物性 (粘性など) と関係する物質科学的情報が強力な制約条件になる可能性がある。今後これらの情報を含めてさらに議論を深め、大規模珪長質マグマ噴火におけるカルデラ形成のダイナミクスをより明確にしていく必要がある。

謝 辞

本論は、2008 年度日本火山学会研究奨励賞の受賞を機に、受賞対象となった研究課題「南九州鬼界カルデラにおける珪長質マグマ噴火のダイナミクス解明」に関連する著者の研究と最近の研究の動向をまとめたものである。

受賞にあたり、まず、選考委員をはじめとする日本火山学会の関係者の方々にはこの場を借りて御礼申し上げます。そして、博士課程在学時の指導教員であり、鬼界カルデラ研究のきっかけを与えてくださった、谷口宏充氏、火山性津波の研究に際して多くの助言をくださった今村文彦氏には心から感謝致します。また、後藤章夫氏、宮本 毅氏、小林哲夫氏、鹿野和彦氏、吉田武義氏、鎌田桂子氏をはじめ多くの方々から御助言を頂きました。吉田武義氏には、素稿を読んで頂き、御助言を頂きました。編集担当の西村太志氏と匿名の査読者のコメントにより本稿は改善されました。東北大学時代の研究室の先輩諸氏、後輩との議論は研究を進める上での大きな糧に

なりました。以上の方々に記して感謝致します。最後に、東京大学地震研究所におけるカルデラ形成のダイナミクスに関するセミナーが、本稿をまとめる上で大変役に立ったことを付け加えるとともに、議論して頂いた方々には心から感謝致します。

引用文献

- Acocella, V. (2007) Understanding caldera structure and development: an overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, **85**, 125–160.
- Bacon, C.R. (1983) Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake caldera, Cascade Range, U.S.A. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 57–115.
- Bacon, C.R., Newman, S. and Stolper, E. (1992) Water, CO₂, Cl, and F in melt inclusions in phenocrysts from three Holocene explosive eruptions, Crater Lake, Oregon. *Amer. Mineral.*, **77**, 1021–1030.
- Bower, S.M. and Woods, A.W. (1997) Control of magma volatile content and chamber depth on the mass erupted during explosive volcanic eruptions. *J. Geophys. Res.*, **102**, 10273–10290.
- Burov, E.B. and Guillou-Frottier, L. (1999) Thermo-mechanical behavior of large ash flow calderas. *J. Geophys. Res.*, **104**, B10, 23081–23109.
- Bursik, M.I. and Woods, A.W. (1996) The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bull. Volcanol.*, **58**, 175–193.
- Carey, S and Sparks, R.S.J. (1986) Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, **48**, 109–125.
- Cole, J.W., Milner, D.M. and Spinks, K.D. (2005) Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Review*, **69**, 1–26.
- Cottrell, E., Gardner, J.E. and Rutherford, M.J. (1999) Petrologic and experimental evidence for the movement and heating of pre-eruptive Minoan rhyodacite (Santorini, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 315–331.
- Dade, W.B. and Huppert, H.E. (1996) Emplacement of the Taupo ignimbrite by a dilute turbulent flow. *Nature*, **381**, 509–512.
- Druitt, T.H. and Sparks, R.S.J. (1984) On the formation of calderas during ignimbrite eruption. *Nature*, **310**, 679–681.
- Druitt, T.H. and Bacon, C.R. (1986) Lithic breccia and ignimbrite erupted during the collapse of Crater Lake caldera, Oregon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 1–32.
- Dunbar, N.W., Hervig, R.L. and Kyle, P.R. (1989) Determination of pre-eruptive H₂O, F, and Cl contents of silicic magmas using melt inclusions: examples from Taupo volcanic center, New Zealand. *Bull. Volcanol.*, **51**, 177–184.
- Geyer, A., Folch, A. and Marti, J. (2006) Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: an experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **157**, 375–386.
- Gudmundsson, A. (1998) Formation and development of normal-fault calderas and the initiation of large explosive eruptions. *Bull. Volcanol.*, **60**, 160–170.
- Hildreth, W. and Mahood, G.A. (1986) Ring-fracture eruption of the Bishop Tuff. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 393–403.
- Legros, F., Kelfoun, K. and Marti, J. (2000) The influence of conduit geometry on the dynamics of caldera-forming eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**, 53–61.
- Lipman, P.W. (1997) Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.*, **59**, 198–218.
- Maeno, F., Imamura, F. and Taniguchi, H. (2006) Numerical simulation of tsunami generated by caldera collapse during the 7.3 ka Kikai eruption, Japan. *Earth Planets and Space*, **58**, 1013–1024.
- Maeno, F. and Taniguchi, H. (2007) Spatiotemporal evolution of a marine caldera-forming eruption, generating a low-aspect ratio pyroclastic flow, 7.3 ka, Kikai caldera, Japan: implication from near-vent eruptive deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **167**, 212–238.
- Maeno, F. and Imamura, F. (2007) Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L23303, doi: 10.1029/2007GL031222.
- Mandeville, C.W., Carey, S. and Sigurdsson, H. (1996a) Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **74**, 243–274.
- Mandeville, C.W., Carey, S. and Sigurdsson, H. (1996b) Sedimentology of the Krakatau 1883 submarine pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.*, **57**, 512–529.
- Marti, J., Folch, A., Neri, A. and Macedonio, G. (2000) Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **175**, 275–287.
- Mori, J., White, R., Harlow, D., Okubo, P., Power, J., Hoblitt, R., Laguerta, E., Lanuza, L. and Bautista, B. (1996) Volcanic earthquakes following the 1991 climactic eruption of Mount Pinatubo, Philippines: strong seismicity during a waning eruption. In *Fire and Mud: Eruptions of Mount Pinatubo, Philippines* (Newhall, C.G. and Punongbayan, S. eds.), 339–350, PHIVOLCS and Univ. Washington Press, Seattle.
- Newhall, C.G. and Self, S. (1984) The volcanic explosive index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.*, **87**, 1231–1238.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, G.P., Knight, R.J. and Siems, D.F. (1996) Magma mixing at Mount Pinatubo: petrologic and chemical evidence from the 1991 deposits. In *Fire and Mud: Eruptions of Mount Pinatubo, Philippines* (Newhall, C.G. and Punongbayan, S. eds.), 687–732, PHIVOLCS and Univ. Washington Press, Seattle.
- Pyle, D.M. (1989) The thickness, Volume and grain size of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.*, **51**, 1–15.
- Roche, O., Druitt, T.H. and Merle, O. (2000) Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res.*, **105**, B1,

- 395–416.
- Roche, O. and Druitt, T.H. (2001) Onset of caldera collapse during ignimbrite eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **191**, 191–202.
- Rosi, M., Vizzoli, L., Aleotti, P., and De Censi, M. (1996) Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian ignimbrite eruption, Phlegraean Fields, Italy. *Bull. Volcanol.*, **57**, 541–554.
- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J. and Kawanabe, Y. (2001) Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **108**, 11–31.
- Scott, W.E., Hoblitt, R.P. Torres, R.C., Self, S. Martinez, M.L., Nillos, T.J. (1996) Pyroclastic flows of the June 15, 1991, climatic eruption of Mount Pinatubo. In *Fire and Mud: Eruptions of Mount Pinatubo, Philippines* (Newhall, C.G. and Punongbayan, S. eds.), 545–570, PHIVOLCS and Univ. Washington Press, Seattle.
- Self, S. and Rampino, M.R. (1981) The 1883 eruption of Krakatau. *Nature*, **294**, 699–704.
- Self, S., Rampino, M.R., Newton, M.S. and Wolf, J.A. (1984) Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815. *Geology*, **12**, 659–663.
- Self, S., Gertisser, R., Thordarson, T., Rampino, M.R. and Wolff, J.A. (2004) Magma volume, volatile emissions, and stratospheric aerosols from the 1815 eruption of Tambora. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20608, doi: 10.1029/2004GL020925.
- Siebert, L. and Simkin, T. (2002–2008) Volcanoes of the world: an illustrated catalog of Holocene volcanoes and their eruptions. Smithsonian Institution, *Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3*, (<http://www.volcano.si.edu/world/>), accessed on November 2008.
- Sigurdsson, H. and Carey, S. (1989) Plinian and co-ignimbrite tephra fall from the 1815 eruption of Tambora volcano. *Bull. Volcanol.*, **51**, 243–270.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Alexandri, M., Vougioukalakis, G., Croff, K., Roman, C., Sakellariou, D., Anagnostou, C., Rousakis, G., Ioakim, C., Gogou, A., Ballas, D., Misaridis, T. and Nomikou, P. (2006) Marine Investigations of Greece's Santorini Volcanic Field. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, **87**, 34, 337, 342.
- Simkin, T. and Fiske, R.S. (1983) **Krakatau 1883 -eruption and its effects**. Smithsonian Institution Press, Washington D.C. 464p.
- Smith, R.L. and Bailey, R.A. (1968) Resurgent cauldrons. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, **116**, 613–662.
- Suzuki-Kamata, K. and Kamata, H. (1990) The proximal facies of the Tosu pyroclastic-flow deposit erupted from Aso caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, **52**, 325–333.
- Thomas, L. E., Gertisser, R., Self, S. and Handley, H.K. (2006) Magma generation processes and timescales leading to the great 1815 eruption of Tambora volcano, Sumbawa, Indonesia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, Supplement 1, A 648.
- Walker, G.P.L. (1984) Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8407–8416.
- Walker, G.P.L., Heming, R.F. and Wilson, C.J.N. (1980) Low-aspect ratio ignimbrite. *Nature*, **283**, 286–287.
- Walker, G.P.L., McBroome, L.A. and Caress, M.E. (1984) Products of the Koya eruption from the Kikai caldera, Japan. *A progress report of the U.S.-Japan Cooperative Science Program*, 4–8.
- Wallace, P.J., Anderson, A.T. and Davis, A.M. (1999) Gradients in H₂O, CO₂, and exsolved gas in a large volume silicic magma system: interpreting the record preserved in melt inclusions from the Bishop tuff. *J. Geophys. Res.*, **104**, 20097–20122.
- Waythomas, C.F. and Watts, P. (2003) Numerical simulation of tsunami generation by pyroclastic flow at Aniakchak Volcano, Alaska. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1751, doi: 10.1029/2003GL017220.
- Wilson, C.J.N. (1985) The Taupo eruption, New Zealand II The Taupo ignimbrite. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, **314**, 229–310.
- Wilson, C.J.N. and Walker, G.P.L. (1985) The Taupo eruption, New-Zealand: I. General aspects. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, **314**, 199–228.
- Wilson, C.J.N. and Hildreth, W. (1997) The Bishop tuff: new insights from eruptive stratigraphy. *J. Geology*, **105**, 407–439.
- Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., Kamp, P.J.J. and McWilliams, M.O. (1995) An exceptionally widespread ignimbrite with implications for pyroclastic flow emplacement. *Nature*, **378**, 605–607.
- Wilson, L., Sparks, R.S.J. and Walker, G.P.L. (1980) Explosive volcanic eruptions IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **63**, 117–148.
- Woods, A.W. (1988) The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bull. Volcanol.*, **50**, 169–193.
- Wright, J.V. and Walker, G.P.L. (1977) The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, **5**, 729–732.