

# 大規模火砕噴火と陥没カルデラ：その噴火準備と噴火過程

下司 信夫\*

(2015年10月2日受付, 2015年12月24日受理)

## Large-scale Pyroclastic Eruption and Collapse Caldera: Their Preparation and Eruption

Nobuo GESHI\*

Large-scale pyroclastic eruption is one of the most awful natural disasters on the earth. Though their frequency is relatively low compare to the lifetime of human society, large-scale pyroclastic eruption can make serious impact on the global environment. Frequency of the volcanic eruptions shows a negative correlation against their scale: global frequency of the eruptions larger than VEI7 is approximately ten per 10,000 years, whereas more than 10 eruption of VEI 4 occur every 10 years.

The storage of voluminous magma within a shallow crust is a key process for the preparation for large-scale eruption. Inactive thermal convection in highly-crystallized magma bodies and visco-elastic behavior of the surrounding host rock can allow the stable storage of voluminous felsic magma at the neutral buoyancy level in the upper crust. Segregation of interstitial melt to form a melt pocket in highly-crystallized magma body can cause smaller scale of eruptions, whereas the remobilization of entire part of magma chamber will result a large-scale eruption with caldera collapse.

Rupture and collapse of the roof rock of magma chamber induced by rapid decompression of magma chamber is the fundamental process of the eruption of voluminous magmas within short period. The decompression of magma chamber activates the slip of ring fault at the marginal portion of the roof and consequently the caldera starts subsidence. The collapse is controlled by the decompression inside the chamber and the strength of the roof rock. Ring fault turns to an open ring fracture through which the voluminous magma can erupt to produce large ignimbrite. The volume of magma erupts during a caldera-forming eruption against the total magma chamber volume show negative correlation against the chamber size. This means that the large fraction of magma can remain even after caldera collapse particularly in large magma chamber.

Evaluation of "precursory process" for catastrophic eruption is important to understand the driving mechanism of catastrophic eruption and also the hazard assessment. Accumulation of magma and building of a large-volume magma chamber within the earth's crust is a long-term preparation process for catastrophic eruption. Short-term process for catastrophic eruption is the destabilization and rupturing process of the magma chamber.

**Key words:** volcano, eruption, caldera, magma chamber

### 1. はじめに

火山噴火にはさまざまな規模がある。多くの陥没カルデラの周辺に普遍的にみられる大規模な溶結凝灰岩やそこから数 1,000 km にわたって追跡可能な広域火山灰の存在は、数 100 km<sup>3</sup> から数 1,000 km<sup>3</sup> のマグマがごく短時間に噴出する巨大噴火が存在することを示している。過去に現実に発生してきたこのような大規模噴火は「super eruption」や「破局的噴火」として、ひとたび発生

すればその影響は噴火した火山周辺にとどまらず汎地球的に大きな影響を与えることが認識されるようになった (Rampino and Self, 1992 など)。火山近傍への影響としては、大規模噴火に伴う火砕流はしばしば給源から 100 km 以上流走する。そのような火砕流に覆われた地域は壊滅的な被害をこうむることが予想されるが、活動的なカルデラ火山のいくつかは人口の集積した地域に隣接している。例えば、イタリアの Campi Flegrei カルデラは約 4 万

\* 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1  
産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門  
Geological Survey of Japan, AIST, 1-1-1 Higashi, Tsukuba,

Ibaraki 305-8567, Japan.

e-mail: geshi-nob@aist.go.jp

年前と1万5千年前ごろに大規模噴火を引き起こしており (Barberi *et al.*, 1978), それらの火砕流は広くカンパニアン平原を覆っているが, 現在その火砕流堆積物の上にはイタリア第3の規模の都市であるナポリ市の全域を含む約300万人が居住している。わが国でも, 約2万9千年前に始良カルデラから噴出した入戸火砕流の到達範囲は, 鹿児島県の九州本土のすべてや隣県の一部を覆っている (Aramaki, 1984)。特に, 鹿児島地溝の周辺は頻繁に大規模火砕流の噴出を繰り返している国内でも有数の活発な巨大噴火集中地域であるが (長岡・他, 2001 など), その周辺には数百万の人々が生活している。

このような大規模火砕噴火の発生頻度は人間の実生活に対しては“極めて”小さいと考えられるため, そのような噴火にまで考慮した対応をすることはある意味で非現実的であろう。しかし, 長期間にわたり極めて高い安全性を保つ必要があり, 発生頻度の低いとされる災害に対しても特別な注意を払って管理・保全しなければならないようなインフラストラクチャ, 例えば原子力施設などに対しては, このような巨大噴火の頻度とそのリスクは決して無視しえない。わが国では, 複数の原子力発電所や核施設が過去10万年程度の期間に大規模な火砕流が到達した地域に建設されていることが明らかになり, 同様の噴火が再発した場合の影響の検証やその対応が迫られている (例えば小山, 2015)。また, 汎地球的な影響としては, 大量の火砕物や火山ガスが大気圏に注入されることによる気候変動の影響が目玉され, その影響は人類全体の生存をも脅かしかねないとされる (例えば Rampino, 2002)。このような大規模噴火の実態について, 想定外事象として目をつぶることは火山学としては許されない。

本論では, このような大規模噴火の発生プロセスについて, 特にマグマの蓄積過程とその噴出過程に注目して議論する。なぜなら, このような噴火の長期あるいは短期的な予測のためには, 巨大なマグマ溜まりの蓄積過程と, そこからの噴火発生メカニズムが重要と考えられるからである。噴出物の挙動, 即ち巨大噴火における噴煙柱や巨大火砕流のメカニズムもまた劣らず重要な課題であるが, 本論では紙面の都合上割愛する。また本論では, 主に珪長質のマグマによって引き起こされる火砕噴火について議論する。洪水玄武岩や, おそらく海洋底拡大軸で発生しているであろう大規模な溶岩流出噴火 (例えば東太平洋海膨南緯8度の溶岩, Macdonald *et al.*, 1989) は場合によっては珪長質火砕噴火によるカルデラ形成噴火と同等あるいはそれ以上の噴火規模である可能性がある

が, それらについての議論は他の機会に譲る。

## 2. 大規模噴火の規模と頻度

現在認識されている, 第四紀における最大の火砕噴火は約7万4千年前にスマトラ島中部のTobaカルデラから発生したYoungest Toba Tuff噴火で, およそ2,800 km<sup>3</sup>あるいはそれ以上のマグマが噴出したと考えられている (Rose and Chesner, 1987; Chesner and Rose, 1991)。この噴火を最大として, さまざまな規模の噴火が発生している。過去に発生した噴火規模と噴火頻度の間には負の相関が認められ, 規模の大きな噴火ほど発生頻度は低くなる傾向が知られている。噴出物の地質学的・年代学的な解析から, 噴出量が10<sup>11</sup> kgクラスの噴火 (マグマ換算噴出量~0.1-1.0 km<sup>3</sup>) は1,000年間当たり全地球上で数100回, すなわち10年に数回は発生していると考えられる一方, 噴出量が10<sup>14</sup> kgクラスの噴火 (マグマ換算噴出量~100 km<sup>3</sup>) の発生頻度は1万年間に数回程度で, ほぼ噴出規模と頻度の間には両対数グラフ上で直線的な負の相関関係がある。

しかし, 過去の噴火実績にもとづく噴火頻度の議論では, 過去の噴火ほどその噴出物の保存や露出が限定的になるため, 規模の大きな噴火でも認知が困難になる場合があること, 同じ時代ならば規模の小さな噴火ほど見落とされやすいことを考慮しなければならない (Brown *et al.*, 2014)。また, 噴火年代の精度についても考慮する必要がある。このような記録のバイアスを避けるため, 噴出規模と年代がよく求められているごく最近の噴火記録のみで比較してみると, 全地球上の噴火がほぼ網羅されていると考えられる過去10年間 (2005~2014年) に発生した10<sup>11</sup> kg (VEI4<sup>1)</sup>) クラスの噴火はSmithsonianカタログによれば11あげられる。また過去50年間 (1960-2009) では, VEI5が6, VEI6が1噴火あげられる。一方, 地層記録からほぼその記録が網羅されていると期待される, 過去1万年間に知られている10<sup>14</sup> kg (VEI7) クラスの噴火は8つであり, やはり噴火規模と頻度の間にほぼ逆相関関係があることを示している (Fig. 1)。

詳しく見てみると噴火規模と頻度の間の逆相関関係は直線的ではなく, VEI 6付近を境に二つの頻度分布に区分できるとされる (Tatsumi and Suzuki-Kamata, 2014)。このような噴火規模-頻度分布の不連続性は, ある一定規模よりも大きな噴火が, それより小さい“通常の”噴火とは異なるメカニズムによって駆動されている可能性を示唆している。

噴火頻度-規模の関係から読み取れるもう一つの特徴

<sup>1)</sup> VEI は噴出物のうち火砕物の量を示す指数であるため溶岩も含むマグマの全噴出量とは必ずしも一致しないことに留意する必要がある。

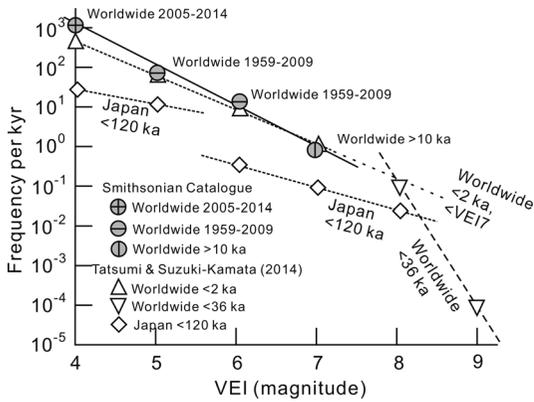
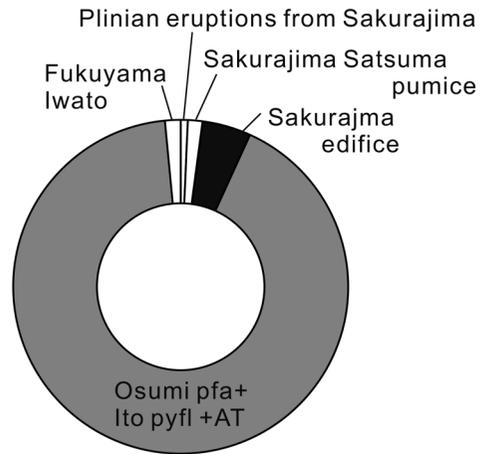


Fig. 1. Relationship between the magnitude of eruption and the frequency of eruption per 1,000 years. The frequency of 1,000 years is calculated from the number of the eruptions of VEI4, 5 and 6 from 1960 to 2009 listed in the catalogue of Smithsonian Database. The results of Tatsumi and Suzuki-Kamata (2014) are also plotted.

は、巨大噴火が長期の火山噴出率に与える影響である。特定の火山で見ると、噴火回数は小規模な噴火ほど多いが、噴出総量に占める割合は大規模な噴火が大きいことを示している。とりわけ、低頻度ながら大規模な火砕噴火を引き起こす、例えばカルデラ火山では、最大規模の噴火による噴出量が全噴出量の中で大きな割合を占める (Fig. 2)。一方、頻度の高いより規模の小さな噴火の噴出量は、そのすべてを合計してもシステム全体の噴出量に対する寄与は小さい。例えば、過去 10 万年間に始良カルデラとその周辺で噴出したマグマ総量の 80% 以上は約 2 万 9 千年前の入戸火砕流を噴出した 1 回の巨大噴火時に噴出しており (長岡・他, 2001; 山元, 2015)、その後始良カルデラ南縁で 2 万 6 千年前以降繰り返し噴火している桜島の総噴出量 ( $\sim 20 \text{ km}^3$ ) は全体の 10% 程度に過ぎない (Fig. 2a)。また、十和田火山では、過去 20 万年間の噴出量 (Hayakawa, 1985; 山元, 2015) の 50% 以上は十和田カルデラを形成したと考えられる 3 万 5 千年前の大不動火砕流と約 1 万 5 千年前の八戸火砕流を噴出した 2 回の噴火によって占められる (Fig. 2b)。

一方、とびぬけて大規模な噴火をせず、比較的小規模な噴火を高頻度で繰り返すことで全体の噴出量を賄っている火山も存在する。玄武岩質の成層火山である富士山の場合、過去 1 万 1 千年間の溶岩換算噴出量 (DRE) 約  $42 \text{ km}^3$  (宮地, 1988, 2007) のうち、最大規模の西暦 864 年噴火の噴出量は  $1.2 \text{ km}^3 \text{ DRE}$  であり、総噴出量の 3% に満たない。ただし、切り取る時間スケールによってこの傾向は変わり、最後の大規模な山頂噴火以降の過去

### a) Aira and Sakurajima



### b) Towada

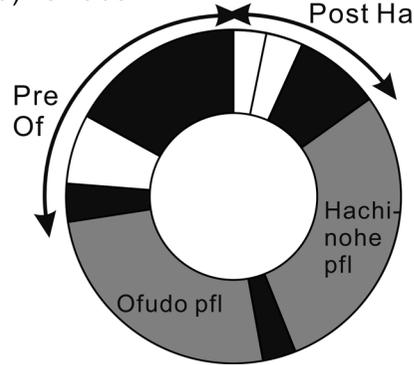


Fig. 2. The production ratio of magma during pre-caldera, caldera-forming eruptions, and the post caldera activities of a) Aira-Sakurajima volcano during the last 100,000 years, and b) Towada volcano during the last 200,000 years. Data from Hayakawa (1985), Nagaoka *et al.* (2001), and Yamamoto (2015).

2,200 年間で見た場合、前述の西暦 864 年噴火及び 1707 年噴火 ( $0.7 \text{ km}^3 \text{ DRE}$ ) の 2 回の大規模噴火の噴出量が、この期間の噴出量  $2.6 \text{ km}^3 \text{ DRE}$  の 70% 以上を占める。

このように、連続的な規模の噴火で成長する火山と、少数のとびぬけて大きな規模の噴火によって間欠的に成長する火山の二つの端成分があり、大規模噴火を引き起こすカルデラ火山は後者の代表的な存在である可能性がある。またそれは一つの火山システムの中でも時間変化する可能性もある。巨大なマグマ溜まりにマグマを蓄積し、そこから低い頻度で大規模な噴火をするタイプの火山と、地殻内部に大型のマグマ溜まりを形成せず、深部からの供給がそのまま噴出頻度に反映するシステムがあ

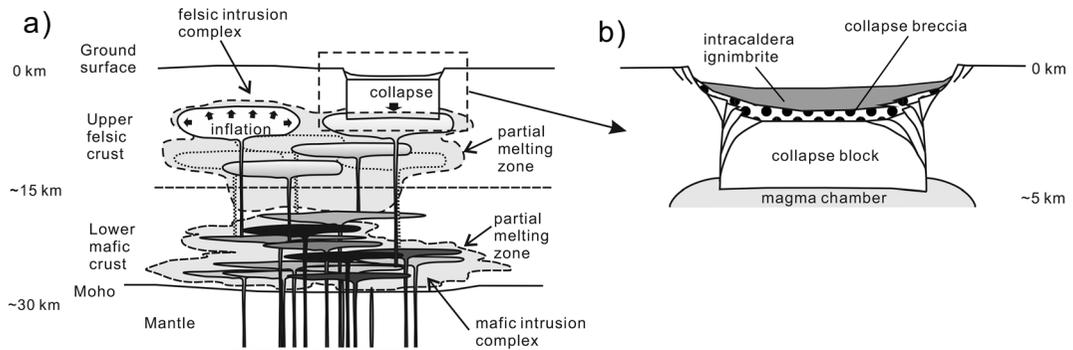


Fig. 3. Illustration of the magma plumbing system of large felsic magma system. a: schematic illustration of a root system of felsic magma system. b: shallow structure of collapse caldera.

るのかもしれないが、このような噴火規模のバリエーションをもたらすマグマ供給システムの違いやその進化についてはさらなる検討が必要であろう。

### 3. 大規模噴火の駆動過程

#### 3-1 大規模噴火のマグマ溜まり

大規模噴火を発生させるためには地殻内部に多量のマグマを溶融状態で貯留する、すなわち地殻内部に巨大なマグマ溜まりを形成する必要がある。珪長質マグマの移動・集積に要するタイムスケールを考えると、数 $10\sim 100\text{ km}^3$ の珪長質マグマを噴火期間中に生成・集積させながら噴出させることは不可能である。したがって、大規模噴火が発生するためには、その火山のシステムにあらかじめマグマを蓄積させておくことが必要である。地殻内部に大規模な珪長質マグマ溜まりが存在し得ることは、島弧などに普遍的にみられる花崗岩質の大規模貫入岩体（バソリス）の存在をみれば明らかである（例えば金丸・高橋, 2005）。花崗岩バソリスの中には、露出面積が数 $100\text{ km}^2$ に及ぶものも普通に観察され、それらの厚さは $1\text{ km}$ を超えると考えられることから、巨大噴火で噴出するのと同規模のマグマが実際に地殻内部に貯留されていたことが推測される。コロラド州南部に広がるSouth Rocky Mountains volcanic fieldは、漸新世に大規模な珪長質火成活動があり、Fish Canyon Tuffをはじめとする大規模火砕流噴火が相次いだ地域であるが、その重力異常と地質構造から地下に巨大なバソリスの複合システムが存在することが示唆され、その垂直延長は $20\text{ km}$ を超えると考えられる（Lipman and Bachmann, 2015）。また、Yellowstone カルデラでは地震波速度構造から地殻内部に巨大な低速度領域が見出されている（Farrell et al., 2014）。

このような大規模噴火を引き起こすマグマシステムの全体像は、マンツルの部分溶融による苦鉄質マグマの生

成、下部地殻に貫入した苦鉄質マグマの結晶分化作用や周囲の下部地殻物質の部分溶融による珪長質メルトの生成、発生したメルトの分離・上昇、上部地殻への集積、あるいは異なる組成のマグマの混合といった現象が起こる、地殻全体に広がる巨大で複雑なシステムであると考えられる。これらのシステムは岩石学的・構造地質学的には多数の貫入イベントにより形成されたマグマ体の複合体からなると考えられる（Fig. 3a）。また、物的には、そのような貫入体の集合体は、全体としてはメルト分率（あるいは結晶度）が極めて不均質な複合体として認識できるだろう。物理探査によってカルデラ火山の地下に検出されつつある低速度領域や低抵抗領域は、このような部分溶融した貫入岩体の複合体を見ていると考えられる。

このうち、カルデラ陥没に直接反映されるマグマ溜まり構造は、地殻最上部にあたるマグマシステムの最上部に過ぎないだろう（Fig. 3b）。従って、カルデラ火山を含む大規模な火成活動の場を理解するためには、最も浅いマグマ溜まりのみならず、地殻全体に広がるマグマ供給系についての視点を持つことが重要である。

地殻内部に巨大な体積のマグマを蓄積する条件は、マグマの生産量が十分であることに加え、地殻内部にそのスペースを与えることができる条件と、もう一つ重要な条件としてマグマを地表に噴出させずにマグマ溜まりに溶融状態のまま蓄積できる条件を考える必要がある。なぜなら、生成したマグマが直ちに地表に噴出するならば、地殻内部にマグマ溜まりは形成されないからである。

大規模なマグマ溜まりを地殻内に安定して存在させるためには、密度中立深度にマグマが貫入する必要がある。大規模噴火の多くは流紋岩組成のマグマが噴出していることから、そのマグマ溜まりは深さ数 $\text{km}$ 程度の浅所に貫入しているものと考えられる。

マグマの蓄積状態は、単一のマグマ溜まりに蓄積する場合と、複数のマグマ溜まりに分散している場合が考えられる。後者の場合は更に、複数のマグマ溜まりが連結している場合と孤立している場合が考えられる。比較的均質なマグマが噴出する場合、噴出したマグマは同一のマグマ溜まりに貯留されていたと考えるのが妥当であろう。巨大噴火によって噴出した  $100 \text{ km}^3$  を超えるマグマが極めて狭い組成範囲に集中する場合は知られており（例えば、Fish Canyon Tuff, Bachmann *et al.*, 2002）、こうした場合には化学組成が均質化した単一のマグマ溜まりから噴火が発生したと考えられる。巨大な珪長質マグマ溜まりが固結したものと考えられる花崗岩バソリスは、しばしば広い範囲で極めて均質な組成範囲を示すことがあり、均質化した単一のマグマ溜まりが実際に存在した証拠の一つとなる。一方、噴火の推移に従って噴出するマグマの組成が変化する場合や、混合したマグマが噴出する場合には、単一のマグマ溜まり内に成層構造などの組成不均質構造が存在している（例えば、Crater Lake (Bacon and Druitt, 1988) や Taupo (Milner *et al.*, 2003)）か、あるいは組成の異なるマグマで満たされた複数のマグマ溜まりから噴火したことが考えられる。ニュージーランドのタウポ火山帯の Mangakino 火山から発生した Kidnappers 噴火では、組成や結晶量の異なる少なくとも二つのマグマが噴出しており、それぞれは独立したマグマ溜まりに貯留されていたと考えられている (Cooper *et al.*, 2012)。

マグマ溜まりの幾何学的形状を把握することは困難であるが、陥没カルデラの構造は陥没ブロックがその中に沈降し得る広がりを持つだけの大きさを持つ単一のマグマ溜まりの存在を示唆する (Lipman, 1997)。後述するように、巨大噴火によって形成されるピストンシリンダー型の陥没カルデラは、環状断層で囲まれたコヒーレントなブロックが沈降することによって形成される。そのため、マグマ溜まり内にブロックを収容するためには、ブロックのサイズと同じかそれを上回る空間がマグマ溜まり内に必要である。また、カルデラの陥没量とカルデラ形成噴火の噴出量がほぼ一致する (Fig. 4) ことは、マグマ溜まりからマグマが噴出して生じた空間に陥没ブロックが沈降したことを示唆する。カルデラブロックが単一の巨大ブロックであるか、あるいはある程度ばらばらに破断しカオティックに崩壊するかにかかわらず、カルデラブロックが沈降し得る体積と空間的な広がりがマグマ溜まり内に必要である。すなわち、少なくとも一つの空間的にひとまとまりのマグマ溜まりの存在が陥没カルデラの形成から示唆される。巨大な花崗岩バソリスの存在もまた、単一のマグマ貫入体が地殻内部に形成される得ることを示している。

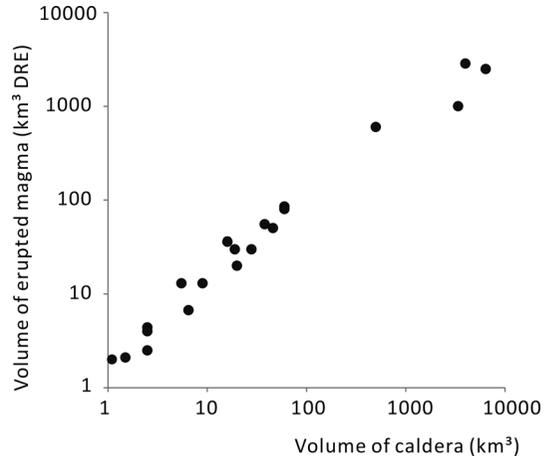


Fig. 4. Relationship between the volume of the topographic depression of representative caldera and their eruptive volume.

### 3-2 マグマ蓄積過程

#### 3-2-1 マグマ溜まりのスペースの形成

マグマ溜まりの過剰圧は、マグマ溜まり内のマグマ圧力と、壁岩の圧力（静岩圧とテクトニックな応力の和）の差であるから、壁岩のテクトニックな圧縮応力が小さい場、あるいは引張応力場では、マグマ溜まりが過剰圧を獲得しやすい。そのため、マグマ溜まりが容易に水平方向に拡大することが可能となり、その結果多量のマグマを蓄積する空間を形成し得る。このような引張場における大規模なマグマシステムの形成例としては、ほぼ平行に発達した正断層で区切られた地溝から大規模火砕噴火が発生する火山構造性盆地が形成される例が知られている (Aguirre-Dias and Labarthe-Hernandes, 2003) 日本列島の場合、地殻の圧縮速度の比較的小さい九州の南半分や北海道にカルデラ火山が集中しているのは、地殻歪速度が小さく、マグマ溜まりに働く水平圧縮応力が相対的に小さいため多量のマグマを蓄積し得るためと説明されている（例えば、高橋, 1995）。しかし、マグマ溜まりに作用する実際の応力は、火山活動に伴い発生する局所的な応力と広域的な応力の重ね合わせのため、地殻歪速度とテクトニックな応力状況とは必ずしも一致する必要はない（三浦・和田, 2007）。

下部地殻から中部地殻を大量のマグマが貫入する場合、周辺母岩を塑性変形させながら上昇すると考えられる。例えば、下部地殻での部分溶融や、結晶分化作用によって生産された珪長質マグマが浮力によって上昇する場合、ダイアピル状の貫入岩体が形成されるだろう（例えば、Anma, 1997）。ただし、脆性破壊が可能な上部地殻

まで到達したマグマ溜まりの頂部では、ダイク貫入や割れ目の連結による母岩のブロック化とストーピングといった脆性破壊が支配的になる。

### 3-2-2 マグマ溜まりの維持

大量のマグマを地殻内部に蓄えるためには、マグマ溜まりからマグマが噴出したり貫入したりすることを抑制させるプロセスも必要である。珪長質マグマが上部地殻に滞留しマグマ溜まりを作る最も重要なプロセスは、マグマと周囲の母岩との密度差がなくなること、すなわち密度中立深度にマグマが貫入するプロセスである。珪長質メルトの密度はほとんどの深さで地殻岩石よりも小さい (Malfait *et al.*, 2014) ため、下部～中部地殻で生産された珪長質マグマは浮力で上昇し、密度中立になる上部地殻内で滞留する。マグマ溜まりからのダイク貫入とマグマの噴出を低密度の流紋岩メルトそのものの浮力で説明する考え方 (Malfait *et al.*, 2014) がある。しかし長期的に安定に存在可能なマグマ溜まりは密度中立点に形成されるため、浮力が噴火の直接の引き金になるとは考えにくいだろう。

マグマ溜まりからマグマが上昇するメカニズムは、マグマ溜まり内の過剰圧の蓄積によりマグマ溜まり母岩に開口割れ目が形成され、それを通してマグマが地表まで到達・噴出する、ダイク貫入である。マグマ溜まり内の過剰圧が増加するにつれマグマ溜まり壁岩の特定箇所に引張応力が集中し、母岩の破断強度を超えるとそこから開口割れ目が形成する。地表に通じる開口割れ目にマグマが貫入した場合には、地表にマグマが噴出することによってマグマ溜まりに蓄積したマグマが消費される。従って、大規模なマグマ溜まりを形成するためには、ダイクを形成するような応力集中を壁岩の特定箇所に起こさずにマグマ溜まりの体積を増やすことが必要である。上部地殻内での岩石の破断強度はたかだか数 MPa から 10 MPa 程度であり、応力集中によって容易に開口割れ目が発生し得る。ダイクの貫入の駆動力となるマグマ溜まり内の過剰圧の獲得の原因としては、より深部からのマグマ溜まりへの追加的なマグマの注入や、マグマ溜まり頂部への揮発性成分の濃集による低密度マグマの形成などが考えられる。あるいはマグマ溜まりを取り巻く地殻内の応力状態の変化など外的な要因も考えられる。従って、逆にマグマ過剰圧の急激な上昇と、それによるマグマ溜まり母岩への応力集中を抑制するようなプロセスが生じれば、マグマ溜まりからマグマを噴出させないこと、すなわちマグマを溜め込むことが可能である。

マグマ溜まりを取り囲む壁岩の粘弾性物性がマグマ溜まりの成長に重要な働きをしているとのモデルが提唱されてきている (Gregg *et al.*, 2013)。マグマ溜まりの形成

によって壁岩が加熱されると脆性破壊強度よりも塑性変形強度が小さくなりうるため、開口割れ目を形成する前に母岩が流動変形して応力集中を解消する。そのためマグマ溜まり周辺に岩脈が貫入することなく、マグマ溜まりが成長することが可能だとされる (Gregg *et al.*, 2013)。その場合、母岩は延性変形により大きな変形をこうむるため、マグマ溜まりの拡大に従って地表に大きな変形をもたらすと期待される。

### 3-2-3 高結晶度マグマ溜まり

地殻内部に貫入したマグマは、相対的に低温な母岩との接触によって冷却・結晶化が進行する。マグマ溜まり内のマグマの結晶度が低く粘性が低い段階では熱対流による熱輸送により、マグマ溜まり壁岩を構成する低温の母岩の溶融とマグマ溜まり内への混入が進行するためマグマ溜まりの急速な温度低下が生じる (例えば Koyaguchi and Kaneko, 1999)。結晶度がある閾値を超えて増加すると、熱対流が抑制されるため熱伝導のみによって冷却が進行する。そのため、地殻内部に長時間にわたって存在し得るマグマ溜まりは、必然的に熱対流が抑制された高結晶度マグマすなわちマッシュで満たされていると考えられる。対流が抑制される結晶度に達するまでにマグマ溜まりが冷却するにつれ、周辺の母岩が加熱される。そのため、マグマ溜まりから周辺の母岩にかけての温度勾配が小さくなり、熱伝導による冷却は効率が低下する。こうしたマグマ溜まり周辺の地殻が十分に加熱されていることも、マグマ溜まりを長期間存続させる条件の一つであろう。

このような、クリスタルマッシュ状のマグマ溜まりの場合、「マグマ溜まり」の概念を整理する必要があるだろう。熱対流が不活発になったクリスタルマッシュは主に壁岩への熱伝導で冷却が進行する (例えば, Koyaguchi and Kaneko, 1999) ため、マグマ溜まり中心から縁辺部、さらに壁岩の中にも温度勾配が発生し、それに伴って物性も連続的に変化する。すなわち、マグマ貫入時には、流体のマグマが固体の母岩中に注入されるため、物性境界 (固体-液体) と組成境界 (母岩-貫入マグマ) は一致している (Fig. 5a)。しかしマグマの冷却と母岩の加熱が進行するにつれ、マグマ溜まり中心部から縁辺部に向かって温度は低下し結晶度は増加する。さらに、母岩の組成によっては、マグマ溜まり近傍では温度上昇により部分溶融が発生している可能性もある (Fig. 5b)。高い結晶度のクリスタルマッシュの弾塑性的な振る舞いは単に結晶度によってのみコントロールされるのではなく、例えば結晶粒形の複雑さや結晶相互の結合状態、結晶配置などに強く影響を受けると考えられるし、さらには歪・変形速度・変形履歴などに対してもその応答が影響を受

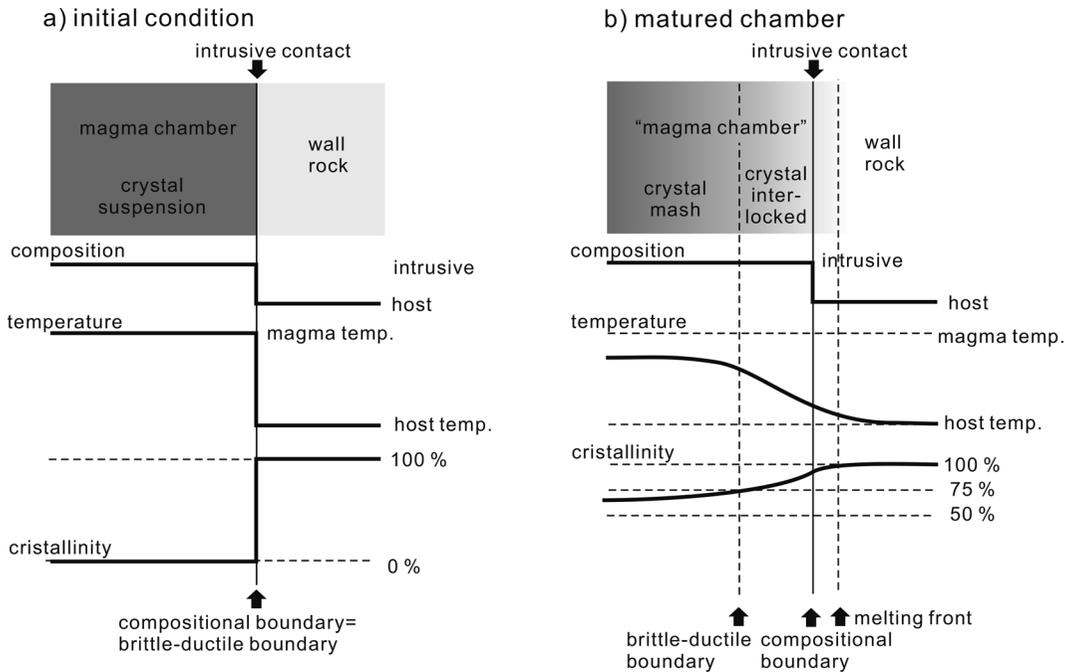


Fig. 5. Schematic model of a magma chamber. a) initial condition of a magma chamber. Inside of the magma chamber is filled with low-crystallinity magma, and is stirred by active thermal convection. Brittle-ductile boundary corresponds to the intrusion contact. b) matured magma chamber. Highly-crystallized magma fills the interior of the chamber. The crystallinity is gradually increases to the marginal portion of the chamber, as the temperature gradient. A part of the wall rock is heated and partially melted. The brittle-ductile boundary corresponds to the point at which the crystallinity reaches ~75% to form a rigid crystal framework, inside of the magma chamber.

けるだろう。そのため、「固体」である地殻内部に「流体」のマグマが満たしている空間をマグマ溜まりと定義するならば、このような結晶度（あるいは粒間メルト分率）や物性が連続的に変化しているようなマグマ溜まりの「外縁」は漸移的な物性境界であり、また組成境界（貫入したマグマと母岩との間の貫入面）とも一致しない。この成熟したマグマ溜まりに想定される物性境界の連続性が、地球物理学的手法によるマグマ溜まりの検知を難しくしている可能性がある。

#### 3-2-4 クリスタルマッシュ内でのメルト分離

大規模噴火で噴出するマグマは、低結晶量 (<15%) の流紋岩マグマが噴出する場合と、高い結晶量 (>35%) のデイサイトが噴出する場合に大別できるとされる (Hildreth, 2004; Cashman and Giordano, 2014)。比較的小規模な噴火の場合には、低結晶量の流紋岩質マグマが噴出することが多い。低結晶量の流紋岩質マグマを形成するためには、結晶分化作用すなわちマグマの結晶化と、結晶化によって生じた残液の分離が効果的に進行する必要がある。全岩組成が既に珪長質に達しているマグマが

さらに結晶化したクリスタルマッシュの場合、その粒間メルト組成はシリカ濃度が極めて高い、すなわち高粘性の流紋岩組成に達しているため、結晶と粒間メルトの分離が困難である。従って、クリスタルマッシュ状のマグマからの結晶と高粘性メルトの効率的な分離メカニズムが重要になる。粒間メルトの分離は、結晶量がある一定の範囲 (50-75%) にあるときに特に効率よくおこると考えられる。すなわち、マグマの結晶度がおおよそ 50% よりも小さい場合には熱対流が持続するため、対流による攪拌作用によって結晶—メルトの分離が妨げられる。すなわち、沈降しつつある結晶が熱対流で巻き上げられ、結晶とメルトがなかなか分離できない。一方、結晶度が 75% を超えると、クリスタルマッシュの変形によるみ結晶—メルトの分離が進行するため、メルトの分離は強固な結晶のフレームワークの変形速度と低空隙率媒体中の浸透流速度に支配された極めて遅いプロセスとなる。従って、結晶化の進行により対流が停止した直後が、結晶と粒間メルトの分離が最も効果的に生じるタイミングである (Bachmann and Bergantz, 2004)。このような環

境下では、結晶沈降や高い空隙率下での圧密と浸透流などのプロセスによってメルトの分離が駆動される。個々の結晶の沈降や、結晶集団全体の圧密によって結晶と粒間メルトの分離が発生し、集積した粒間メルトはクリスタルマッシュの中にメルトレンズを形成する。珪長質マグマの粒間メルトは流紋岩組成をもつため、結晶に比べて低密度である。そのため、クリスタルマッシュから分離したメルトは浮力によりマッシュ上部に集積すると考えられる。

一方、巨大噴火にしばしば見られる、極めて結晶量の高い噴出物は、クリスタルマッシュそのものが噴出したものと考えられる。例えば、コロラド州の La Garita Caldera から 27.8 Ma に噴出した Fish Canyon Tuff は総量  $5,000 \text{ km}^3$  と推測され、その斑晶量は 30-50% に及ぶ (Whitney and Stormer, 1985; Bachmann *et al.*, 2002 及びその引用文献)。クリスタルマッシュは結晶同士が接触してフレームワーク構造を形成しているため、噴出するためには、結晶のフレームワーク構造を破壊し、十分流動化できるようにする必要がある。クリスタルマッシュで満たされたマグマ溜まり底部に高温で揮発性成分に富むマグマ、例えばマントルから上昇してきた苦鉄質マグマが貫入するようなことがあると、クリスタルマッシュに熱と揮発性成分が付加される。その結果クリスタルマッシュの結晶構造の一部が溶融してフレームワーク構造が破壊され、高結晶度マグマの流動化が促進されると考えられる。同時に、新たなマグマの注入によってマグマ溜まりの過剰圧が高まる。クリスタルマッシュの結晶フレームワーク構造の破壊と流動化に起因するマグマ溜まり内でのマグマの流動は、周囲の母岩に応力状態の変化をもたらす。その結果マグマ溜まりの壁岩の破壊とダイクの貫入が促進される。

### 3-2-5 マグマ集積のタイムスケール

どれぐらいのタイムスケールで多量の珪長質マグマが集積し得るかは、大規模噴火の準備過程の時間スケールを知るうえで極めて重要である。まず、地殻内部のクリスタルマッシュ状態の大規模マグマ溜まりの継続時間は、数 10 万年~100 万年のオーダーであると考えられている (White *et al.*, 2006 やその引用文献)。ウラン-トリウム放射非平衡を用いた結晶の年齢から、大規模噴火の噴出物に含まれる結晶の年齢は数 10 万年~100 万年に及ぶことが示されている (例えば、Toba カルデラ: Gardner *et al.*, 2002)。Long Valley カルデラでは、Bishop Tuff 噴火に先立つ 140 万年以上前から珪長質マグマ溜まりが形成されていたと推測されている (Halliday *et al.*, 1989; Christensen and DePaolo, 1993)。また、アルゼンチンの Cerro Galan カルデラシステムでは、噴出物の岩石学的特

徴の時間変化から 5.6~2 Ma の間に  $1,200 \text{ km}^3$  以上のマグマが同じマグマ溜まりから間欠的に噴出していると考えられている (Folkes *et al.*, 2011)。コロラド州南部の South Rocky Mountains volcanic field の珪長質火成活動は、その化学組成の時間連続性から、地殻下部からの苦鉄質マグマの間欠的な供給を受けつつあるクリスタルマッシュからなるマグマ溜まりが形成され、少なくとも 500 万年以上継続したと考えられている (Lipman and Bachmann, 2015)。

噴出規模とそれ以前の休止期間の間にみられる正の相関から、大規模なマグマ溜まりの形成時間スケールを推測した研究もある (高橋, 1995)。ただし、この議論ではそれぞれの大規模噴火のマグマは噴火のたびに蓄積されることが前提とされている。しかし、後述する阿蘇 3 と阿蘇 4 のように、大規模な噴火が比較的短い時間間隔で発生する場合もあることから、前段で述べたような、マグマ溜まりに蓄積されたマグマが複数回の噴火に分かれて噴出する可能性も考慮しなければならないだろう。

一方、3-2-4 章で議論したクリスタルマッシュ内部でのメルトの分離と集積は、地殻内部に形成される数  $100 \sim 1,000 \text{ km}^3$  のデイサイト組成のクリスタルマッシュの冷却時間に比べて十分短い時間スケールで可能である (Bachmann and Bergantz, 2004)。近年、放射非平衡年代測定により、クリスタルマッシュ内で多量の珪長質メルトが短時間 (数 100 年あるいはそれ以下) で集積し得るとの結果が示されている (例えば、Charlier *et al.*, 2007; Allan *et al.*, 2013)。また、結晶内の拡散組織から、噴火前の極めて短時間 (数年以内) に結晶化が進行したという結果も報告されている (例えば、Wark *et al.*, 2007; Druitt *et al.*, 2012 など)。このような短時間でのメルトの集積は、結晶化が進んだクリスタルマッシュの圧密だけでは説明し得ない。おそらく、クリスタルマッシュの中にチャンネルあるいはダイクが形成され、それを通してメルトの急速な移動と集積が起こると考えられる (Eichelberger *et al.*, 2006; Allan *et al.*, 2013)。

## 4. 噴出プロセス

### 4-1 カルデラ形成噴火とその規模

地殻内のマグマ溜まりに貯留されている大量のマグマが短時間に噴出すると、「大規模噴火」となる。従って、大規模噴火を支配するメカニズムのもう一つの重要なプロセスは、それまで数万年以上の長期にわたって地殻内部に安定に貯留させていたマグマを、今度はごく短時間にマグマ溜まりから噴出させるメカニズムである。

大規模噴火はしばしば陥没カルデラの形成を伴う。「カルデラ」という用語そのものは、おおよそ円形をした

火山性の窪地を指す地形用語として定義されたが、“陥没カルデラ”は、マグマ溜まりからのマグマの流出によってマグマ溜まり天井が崩壊して生じる陥没構造と定義される（例えば、Lipman, 1997）。従って、安定した火道から発生する通常の火砕噴火とは異なり、カルデラ形成噴火はマグマ溜まりと火道系そのものの構造の破壊と改変を伴う噴火を意味する。ところが、陥没カルデラの形成は単純にその噴火規模に支配されているわけでない。陥没カルデラは、珪長質マグマの火砕噴火によって形成されるほか、苦鉄質マグマによる溢流的噴火が支配的な火山における、より小規模な山腹噴火（Piton de la Fournaise 2007 年噴火；Michon *et al.*, 2007）やダイク貫入（三宅島 2000 年噴火；Kumagai *et al.*, 2001）によっても形成される。火砕噴火を伴わない小型のカルデラは特に玄武岩質の成層火山（三宅島 2000 年噴火；Kumagai *et al.*, 2001 など）や楯状火山（ハワイ・キラウエアカルデラ；Macdonald, 1965 など；ガラパゴス諸島 Fernandes 1968 年噴火；Simkin and Howard, 1970 など）に特徴的に形成される。このようにマグマの組成や形成噴火メカニズムが異なるにもかかわらず、それらの構造はいずれもマグマ溜まりの上にある母岩のブロックが、環状の断層によってマグマ溜まりに沈降することによって形成される陥没構造である（Lipman, 1997；Acocella, 2007 など）。

火砕噴火によって形成される陥没カルデラに限ってみると、VEI7 あるいはそれを超える規模の火砕噴火ではほぼ例外なく陥没カルデラが形成される。一方、VEI5 あるいはそれよりも小さい火砕噴火では陥没カルデラは形成されないことが多い（Geshi *et al.*, 2014）。VEI6 クラスの噴火では、陥没カルデラが形成される場合（例えば、Krakatau 1883 AD, Indonesia；Mandeville *et al.*, 1996）と、されない場合（例えば、Huaynaputina 1600 AD, Peru；Lavallée *et al.*, 2006）が知られている。

また、前述したような玄武岩質火山に見られる、側方へのマグマ貫入やそれによる側噴火によるカルデラ形成噴火は、珪長質マグマの火砕噴火によるカルデラ形成よりもはるかに小さな噴出量で形成される。例えば、2007 年にレユニオン島 Piton de la Fournaise 火山で発生したカルデラ形成噴火の噴出量は  $100\text{--}140 \times 10^6 \text{ m}^3$  とされる（Michon *et al.*, 2007）。さらに、1968 年のガラパゴス諸島 Fernandina 火山や 2000 年の三宅島火山の例のように、貫入イベントによって形成されるカルデラも存在する。従って、カルデラ形成噴火と噴火規模の関係は一對一ではない。さらに、多くのカルデラ火山ではその最大規模の噴火においてカルデラが形成されたと考えられるが、実際にある特定の噴火がカルデラの形成にかかわったという直接の証拠が得られている火山はそれほど多くな

い。このように、カルデラ形成と噴火の間にはいくつかの検討すべき問題があり、カルデラ形成イベントの有無と噴火の規模とは直接関係しないため、「カルデラ噴火」の用語を「大規模火砕噴火」の意味で使用することは適当ではない。

#### 4-2 カルデラ陥没プロセス

陥没カルデラはマグマ溜まりからのマグマの噴出によって、マグマ圧力が低下し、マグマ溜まり天井岩がマグマ溜まり内に崩壊することによって形成される（例えば、Lipman, 1997）。高い噴出率でマグマ溜まりからマグマが噴出した場合、マグマ溜まり内の急激な減圧が発生する。陥没カルデラ形成に先行してしばしば発生する“前駆噴火”では極めて高い噴出率であることが知られている。カルデラ陥没に先行するプリニー式噴火では、噴煙柱高度は 40 km 以上に達する場合があり、その噴煙高度とマグマ噴出率の関係（Carey and Sparks, 1986）から、その噴出率は  $10^9 \text{ kg/s}$  程度に及ぶと考えられる（Carey and Sigurdsson, 1989）。このような急激なマグマ溜まりからのマグマの噴出では、マグマ溜まりの急激な減圧に母岩の応力緩和が追従できず、マグマ溜まり母岩の破壊とそれにとまうカルデラの陥没が発生すると考えられる。一方、マグマ溜まりからのマグマの流出が遅い場合、例えばごく長期間継続する溢流噴火の場合には、噴出が継続している間に母岩の変形による応力緩和が発生し、マグマ溜まりの減圧が解消されるかもしれない。そのため、カルデラ陥没を引き起こすためには、ある程度急激な減圧過程が必要である。

カルデラ陥没の駆動力は、マグマの噴出によってマグマ溜まりに発生した負の過剰圧である。減圧によるマグマ溜まりの体積収縮量がマグマ溜まり全体の体積に対して無視できる程度の場合、マグマ溜まりの減圧量はマグマ溜まり全体の体積に対するマグマ溜まりから流出したマグマの体積の比に比例し、その比例定数がマグマの体積弾性率である。従って、マグマ溜まりの全体積とそれを満たすマグマの体積弾性率がわかれば、噴出量すなわちマグマ溜まりから抜き取られたマグマの量からマグマ溜まりがどれだけ減圧したかを計算することができるはずである。しかし、現実問題としてわれわれはマグマ溜まり全体の体積についてほとんど情報を持たない。この場合に注意しなければならないのは、ここでいう“マグマ溜まり”の体積は、噴火によってマグマ溜まりからマグマが除去されたことによる圧力減少の影響が及ぶ範囲のことを指す。例えば、空間的に離れた二つの“マグマ溜まり”が圧力的につながっているならば、マグマ溜まりの体積は二つの“マグマ溜まり”の合計となる。また、マグマの体積弾性率も大きな問題である。珪酸塩メルト

の体積弾性率はいくつかの実験により求められており、上部地殻程度の圧力条件では、 $10^{10}\sim 10^{11}$  Pa (Touloukian *et al.*, 1981) と見積もられている。造岩鉱物の体積弾性率はほぼ同じである。従って、気泡を含まないマグマの体積弾性率は、 $10^{10}\sim 10^{11}$  Pa 程度である。一方、揮発性成分の析出により発泡が開始し、マグマが圧縮性流体として振る舞う場合、揮発性成分の析出と減圧による気泡の膨張によってマグマ中における気泡分率が増加する。気泡の体積弾性率は珪酸塩メルトのそれに比べ極めて小さいため、気泡を含むマグマ全体の体積弾性率は急激に低下する。すなわち、マグマ溜まりからのマグマの噴出が続いてもマグマ溜まりの減圧が進行しにくくなる。苦鉄質マグマの貫入あるいは溢流的噴火によるカルデラ形成が、珪長質マグマの火砕噴火に比べ比較的小さい噴出量で形成される理由の一つは、マグマ溜まり内での揮発性成分の発泡が進行していないためマグマの体積弾性率が大きく、小さな噴出量でも大きな減圧が発生しているのに対し、火砕噴火によるカルデラ形成噴火ではマグマ溜まり内での発泡によりマグマの体積弾性率が低下することによって、カルデラ陥没に必要な減圧量に達するにはより大きな噴出量が必要となるからかもしれない。溢流的な噴火あるいは貫入にともなうカルデラ形成は、陥没変位量の小さな陥没を複数回繰り返しながらカルデラを形成する「incremental collapse」(Michon *et al.*, 2011) の形をとるのに対し、珪長質のカルデラは陥没変位量の大きな陥没が1回ないし少数回起こることによって形成される (Stix and Kobayashi, 2008) という観察事実も、マグマ溜まり内の発泡状態によるマグマの体積弾性率の違い、すなわち高い体積弾性率の非発泡マグマでは、マグマ溜まりからの少量のマグマの流出で大きな負の過剰圧が生じるのに対し、発泡した低い体積弾性率のマグマでは、十分な負の過剰圧を得るためにはより多量のマグマの流出が必要ということで説明できるだろう。

マグマ溜まりの減圧と収縮が発生し、壁岩にかかる局所的な応力がせん断破壊強度に達すると、マグマ溜まり母岩の破壊が開始する。従って、天井岩の陥没を阻止する力は、マグマ溜まり天井岩の強度である。実際には、岩石そのものの強度というよりはむしろマグマ溜まり天井に存在する潜在的な断層面における摩擦と考えることができる (Kumagai *et al.*, 2001 など)。マグマ溜まり天井の形状に依存した応力の集中が起こると、そこから破壊が開始する。マグマ溜まり壁岩のどこに応力が集中するかは、マグマ溜まり形状に強く依存する。扁平な回転楕円体状のマグマ溜まり形状 (それを誰も見たことはないが) を仮定した場合、マグマ溜まり天井の周縁部にリング状に応力集中が発生する。従って、カルデラ陥没を駆

動する環状断層は、母岩強度が均質な場合には、最も応力集中が生じるマグマ溜まりの周縁部から発生し、沈降の進行に伴って地表に向かって進展する。環状断層全体を動かすだけのせん断応力が断層にかからないと、断層は地表まで進展する途中で停止してしまう。従って、カルデラ陥没が進行する条件は、マグマ溜まりの減圧によるマグマ溜まり天井を引き下げる力が、潜在的な環状断層全体の (静止) 摩擦力を上回ることである (Kumagai *et al.*, 2001 など)。マグマ溜まり天井までの深さが深い、すなわちマグマ溜まり天井の厚さが厚いと断層面の面積はそれだけ大きくなる。そのため、カルデラ陥没を引き起こすためには浅いマグマ溜まりに比べより大きなマグマ溜まりの減圧が必要となる。

これらの関係から、カルデラ陥没までの前駆活動として、浅く小さなマグマ溜まりほど小さな噴出量で陥没に至り、深く大きなマグマ溜まりほど、大きな噴出量を必要とすることがわかる。实例を見てみると、海洋性地殻上に存在しマグマ溜まりがごく浅いと推定されているアイスランドの Askja 火山の 1875 年噴火では  $1.83 \text{ km}^3$  の噴出量で陥没カルデラが形成されている (Carey *et al.*, 2009 及びその引用文献) のに対し、厚い大陸地殻上に存在し、マグマ溜まりの深さが  $10 \text{ km}$  よりも深いと考えられる Huaynaputina 1600 AD, Peru の場合、一桁大きな噴出量にもかかわらずカルデラ陥没は発生していない (Lavallée *et al.*, 2006)。

また、繰り返しカルデラ形成が生じるような火山では、既存の断層系を用いてカルデラの再陥没が発生すると考えられる。その場合には、先のカルデラ陥没時の破碎帯の形成やカルデラ形成後の熱水変質等の作用によって断層面を構成する岩石の強度が低下している可能性があり、より小さな減圧量すなわちより規模の小さな前駆的噴火でカルデラ陥没が発生する可能性がある。

また、カルデラ陥没の開始条件については、マグマ溜まりの過剰圧の蓄積とそれによる壁岩の破壊とダイクの貫入による場合と、テクトニック条件の変化など外的な要因によるマグマ溜まり天井 (あるいは壁岩) の不安定化による場合がありうるとの考え方がある (Gregg *et al.*, 2012; de Silva and Gregg, 2014)。比較的小型のマグマ溜まりの場合、マグマ溜まりの過剰圧の蓄積によって、十分加熱されておらず脆性破壊可能な壁岩への応力集中が発生し、その結果マグマ溜まりからのダイクの貫入が生じる。ダイクの貫入と地表への開口によってマグマ溜まりからマグマが噴出することにより、マグマ溜まりに負の過剰圧が生じて陥没に至ると考えられる。その場合、ダイクからの噴火は、断面積の小さな火道からの噴出によってプリニー式の前駆噴火が発生するとされる (Gregg

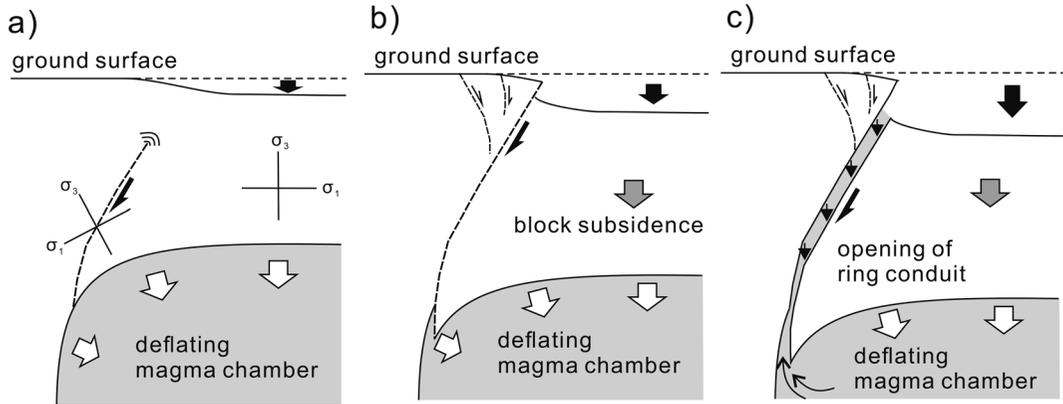


Fig. 6. Schematic illustration of the development of caldera fault and ring conduit. a) early stage of magma evacuation. A local extensional stress field surrounding the chamber arrows the oblique development of the ring fault. b) onset of block subsidence by the development of a ring fault. The gravitational instability forms secondary normal faults in the outside of the main ring fault. c) opening of ring conduit by the progress of the subsidence of the caldera block. Magma intrudes into the ring conduit to erupt the surface.

*et al.*, 2012 など)。比較的小規模なカルデラの場合、陥没の開始直前にプリニー式噴火が発生している（例えば、Campi Flegrei カルデラの Campanian Ignimbrite 噴火の例；Rosi *et al.*, 1999）。一方、より巨大な (>100 km<sup>3</sup>) 噴火では、大規模火砕流の噴出直前にプリニー式噴火がみられず、より噴出率の大きな火砕流の噴出から開始する例が知られている（例えば、Cerro Galan カルデラ；Sparks *et al.*, 1985）。

マグマ溜まりと周辺母岩を含めた熱モデル (Gregg *et al.*, 2012) によれば、長期間滞留するマグマ溜まり周囲の母岩の温度上昇により母岩が塑性変形することによって応力集中が抑制され、その結果マグマ溜まりからのダイクの発生が抑制される。そのため、そのような巨大なマグマ溜まりからの噴火は、外的要因、例えば構造的な断層の発達などによるマグマ溜まり天井岩の破壊が引き金となると考えられる。いずれの場合もマグマ溜まりからのマグマの噴出とマグマ溜まりの圧力低下がカルデラ陥没には不可欠であり、カルデラ陥没開始までのマグマの噴出の様式（プリニー式噴火 vs 火砕流噴火）と、陥没メカニズムとの関係についてはさらなる検討が必要であろう。特に、カルデラ陥没に先行する前駆噴火の噴火様式が、プリニー式噴火になるのかあるいは火砕流噴火になるのかは、火道の形状や噴出率などの要因が関係するため、陥没メカニズムそのものとの関連についてもさらなる検討が必要であろう。

#### 4-3 環状断層と環状火道

母岩に働く応力が中立状態の場合、マグマ溜まりの収縮に伴いマグマ溜まりに向かって母岩が引き伸ばされる

ため、マグマ溜まり近傍ではマグマ溜まり表面に対して垂直方向に最小圧縮応力が配置し、最大圧縮応力はその直交方向に配置している。マグマ溜まりの縁辺部に発生したせん断割れ目は、はじめほぼ垂直な断層として進展するが、やがて断層先端部における応力状態を反映してカルデラ内部に向かって湾曲しながら進展することが多くのアナログ実験や数値実験の結果から知られている (Roche *et al.*, 2000; Hardy 2008 など)。その結果、カルデラ断層は外側に傾斜する高角の逆断層となる (Fig. 6a)。また、高角の逆断層が地表付近に到達すると、断層の上盤側すなわち環状断層の外側に副次的な正断層群が発達し、カルデラ上部は地表に向かって広がる“じょうご状”の形状となる (Fig. 6b)。

マグマ溜まりの深さと環状断層で囲まれるマグマ溜まり天井の直径の比 (caldera aspect ratio) が小さい、浅くて大きなマグマ溜まりの場合には、環状断層で囲まれたブロックが一体となって沈降し、ピストンシリンダー型のカルデラ構造 (Lipman, 1997) が形成される。一方、深くて小さなマグマ溜まりの場合、高角の逆断層が次々と形成されるため、沈降するブロックは特にその上部が細かく分断され (Roche *et al.*, 2000; Roche *et al.*, 2000)、高度に破碎されたカルデラ構造（ピースミール型カルデラ；Lipman, 1984; Branney and Kokelaar, 1994; Lipman, 1997) が形成される。

ここで注意しなければならないのは、多数のカルデラ陥没断層が形成され陥没ブロックが構造的に細かく破断されるピースミール型のカルデラであっても、形成されたすべての断層が同時に運動するわけではなく、各時間

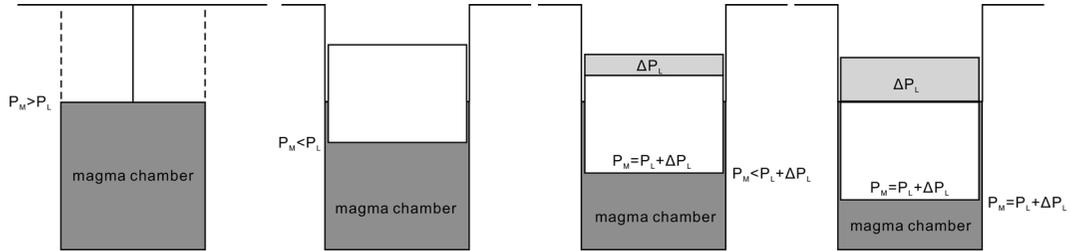


Fig. 7. Evolution of pressure condition during caldera collapse. Modified from Marti *et al.* (2000).  $P_M$ : magmatic pressure,  $P_L$ : lithostatic pressure,  $\Delta P_L$ : increase of the lithostatic pressure caused by the intracaldera deposit on the caldera block. In the early stage of the eruption, the overpressure ( $P_M - P_L$ ) promotes the evacuation of magma through a central vent. Decrease of  $P_M$  induces the collapse. The subsidence of caldera block into the magma chamber promotes the eruption of voluminous ignimbrite. Additional weight of the intracaldera deposit also promotes the eruption of ignimbrite. Subsidence of caldera block ceases when  $P_M$  becomes equal to  $P_L + \Delta P_L$ .

断面で見ると最も応力が集中している断層に運動が集中する一方、多くの断層はその運動を停止していることである。Ruch *et al.* (2012) のアナログ実験では、大きなアスペクト比の陥没構造ではこれまでの実験同様に多重の陥没断層が少しずつと形成され陥没ブロックは構造的に破断されるが、陥没の進行と共に変位はもっとも外側の断層に集中し、破断された陥没ブロックやそれを覆う崩壊堆積物全体が一体として沈降を続けることが明らかになった。従って、このような陥没構造は、構造的には細断されたピースミール構造を持っているが、キネマティックには陥没ブロック全体が一体として沈降する「ピストンシリンダー型」の沈降運動をしているといえる。従って、カルデラの構造発達を議論するうえでは、このような構造と運動の不一致に留意する必要がある。

カルデラ陥没が開始すると、陥没するマグマ溜まりの天井（カルデラブロック）の周囲に形成される割れ目に沿ってマグマが貫入・噴出することにより環状火口が形成される。カルデラ断層は外側に傾斜する高角の逆断層 (Roche *et al.*, 2000) であるため、カルデラブロックの沈降に伴い次第に開口割れ目に変化し、その開口割れ目を使ってマグマが噴出する (Fig. 6c)。侵食されたカルデラ火山の深部構造にはしばしばこのような環状火口につながる環状岩脈が露出している。環状火口の形成は、カルデラを取り囲むイグニブライト中の異質岩片種類の分布などから間接的に示される (例えば、Crater Lake カルデラの例; Suzuki-Kamata *et al.*, 1993) 場合もある。

カルデラ陥没の開始と環状火口の形成によって、マグマ溜まりと地表をつなぐ火道の面積が急激に増加する。その結果、カルデラ陥没開始と共に大規模な火砕流が高い噴出率で噴出することが可能となる (Legros *et al.*, 2000)。カルデラ陥没構造に付随する環状岩脈の開口量

は数 100 m に達することがあり (Miura, 1999)、その岩脈の厚さや延長は、通常の岩脈 (例えば、Wada, 1994) に比べて極めて大きい。このような大面積の火道の形成は極めて高いマグマ流量を可能とする。さらに、大規模火砕噴火の特徴として、VEI7 あるいはそれを超える規模の火砕噴火はほぼ例外なくその噴出量の大部分を火砕流として噴出する。そのため、陥没カルデラの周辺にはカルデラから噴出した厚いイグニブライト層が分布する。マグマの破碎と噴霧流による噴出は、火道内部の摩擦を劇的に低下させるため、さらに高い噴出率を可能とする。カルデラブロックの陥没開始による大面積の環状火道の形成とそこからの火砕噴火によって、数 100～数 1,000 km<sup>3</sup> に及ぶマグマを短時間に噴出させることが可能となると考えられる。

#### 4-4 カルデラブロックの沈降

陥没カルデラからの大規模な火砕流噴出の駆動メカニズムは、カルデラブロックの沈降による環状火道の形成のほかに、カルデラブロックがマグマ溜まり内に沈降することによるマグマの押し出し効果も貢献している。カルデラ陥没は、マグマ溜まりや火道内の圧力に大きな変化を与える。Marti *et al.* (2000) は、カルデラ陥没に伴うマグマ溜まりの変化を議論した。噴火開始時には、火道開口のためのマグマ過剰圧が必要なため、マグマ溜まりは静岩圧よりも加圧されている (Fig. 7)。噴火の開始と共にマグマ溜まりの過剰圧は低下し、やがて陥没を誘発するに十分な負の過剰圧に達する。陥没開始前、すなわち環状断層の形成前には、マグマ溜まりの天井は環状断層部の摩擦によって支えられているが、ひとたび環状断層が形成されるとマグマ溜まりの天井の荷重はマグマ溜まりに直接作用する。その結果、マグマ溜まり天井のマグマ圧力はカルデラブロックの厚さに相当する静岩圧まで

再び加圧され得る (Fig. 7)。さらに、噴出する火砕流の大部分は陥没しつつあるブロックの上面すなわち陥没中のカルデラ床に堆積するため、その荷重もまたマグマ溜まりの圧縮に作用する (Fig. 7)。マグマ溜まりの加圧は、マグマ溜まりと地表との間の圧力勾配を大きくするため、火道内のマグマフラックスを増加させる。環状火口の開口によって、火道の断面積が増大しているため、マグマ溜まりの加圧はより効果的にマグマフラックスを増加させ得る。これらの効果により、カルデラ陥没開始時にマグマ噴出率が急激に増加する。

多くの陥没カルデラでは、陥没の開始と共に最大規模の火砕流が噴出を開始する。陥没カルデラ内で実施されたボーリングや、侵食された陥没カルデラの内部構造の解析から、陥没カルデラ内部にはしばしば厚さ 1 km を超える厚いイントラカルデラ火砕流堆積物が堆積していることが知られている。イントラカルデラ火砕流堆積物の層厚はしばしば 1 km あるいはそれ以上に達する (例えば、南部アルプス山塊の Ora Caldera; Willcock *et al.*, 2013 など)。このような厚い堆積物は地形的な低所を埋めた火砕流堆積物と解釈できるが、火砕流噴出以前にそのような窪地があらかじめ存在していたわけではないだろう。例えば、阿蘇カルデラ内部で行われた掘削では、阿蘇 4 火砕流堆積物は海面下まで分布していることが知られている (星住・他, 1997) が、阿蘇 4 噴火直前に海面下まで達する窪地が阿蘇カルデラ内に存在していた証拠はない。従って、このようなカルデラ内部に厚く堆積したイントラカルデラ火砕流堆積物の存在は陥没カルデラが沈降しながらその中に火砕流が噴出・堆積したことを示している。イントラカルデラ火砕流堆積物の縁辺部などにしばしば見られる崩壊堆積物 (Lipman, 1976, 1997) は、カルデラの沈降中に不安定化したカルデラ壁が大規模に崩壊し、イントラカルデラ火砕流堆積物の間に堆積したものであり、これも大規模火砕流の噴出とカルデラ沈降が同時に進行していたことを示す直接的な証拠である。

大規模火砕流の噴出とカルデラの沈降が同時に発生する、すなわち、大規模火砕流の噴出はカルデラ陥没開始後であるということは、カルデラ陥没そのものの引き金は大規模火砕流の噴出ではなく、それに先立つ前駆噴火過程でのマグマ溜まりの減圧であることを示している。前駆噴火の結果として生じたマグマ溜まりの天井の破壊・環状断層の形成、環状断層に沿った大面積の火道の形成、及びマグマ溜まりへのカルデラブロックの沈降によって巨大火砕流の噴出が駆動されると考えられる。そのような噴火は、マグマ溜まりの破壊を伴わずマグマ溜まりの過剰圧によってマグマの噴出が駆動される“通

常”の噴火とは根本的に駆動システムが異なる。陥没カルデラの形成に伴われるような巨大噴火の発生頻度—規模の関係が、それより小規模で陥没カルデラの形成を伴わない噴火のそれとは異なる (Tatsumi and Suzuki-Kamata, 2014) のは、マグマ溜まり天井岩の破壊による火道の急激な拡大や、カルデラブロックの沈降といったカルデラ形成噴火に特有のプロセスがその噴出量をコントロールしているからかもしれない。

#### 4-5 噴出量とマグマ溜まり体積の関係

カルデラ形成噴火において、マグマ溜まりのマグマはすべて噴出するのか、ある程度のマグマが残存するのかは重要な問題である。いくつかの火山では、比較的短時間にカルデラ陥没を伴うような巨大噴火が一つのカルデラ火山システムから繰り返し発生する場合が知られており、その噴出するマグマの連続性から、カルデラ陥没以降も大規模噴火を起こしたマグマ溜まりの一部が残存しており、その再活動によって巨大噴火が繰り返すと考えられる。例えば、Toba カルデラでは 120 万年前、84 万年前、50 万年前及び 7.4 万年前に大規模火砕流噴火が発生している (Chesner and Rose, 1991)。わが国でも、阿蘇 1~4 火砕流噴火の例が知られている。阿蘇 3 と阿蘇 4 の間の時間はたかだか数万年であり、この間に阿蘇 3 で空になったマグマ溜まりに阿蘇 4 の噴出量  $600 \text{ km}^3$  を再び蓄積すると考えるのは難しいだろう。

後カルデラ火山活動もまた、マグマ溜まりが残存していたことを示す間接的な証拠となりうる。いくつかの大型のカルデラでは、カルデラ形成噴火直後にカルデラ中央部に大規模なマグマ貫入が起こり、カルデラ床を隆起させ“再生ドーム”が形成される (Smith and Bailey, 1968)。再生ドームの大きさはしばしば数  $100 \text{ km}^3$  に及ぶことがある (de Silva *et al.*, 2015)。再生ドームを構成する貫入岩体は、直前のカルデラ形成噴火のマグマと類似していることが多い。そのため、カルデラ陥没以降も大規模噴火を起こしたマグマ溜まりの一部が残存しており、その再活動がこれらの後カルデラ活動を引き起こしていると考えられる。

マグマ溜まりからどの程度のマグマがカルデラ形成噴火で噴出し、どの程度のマグマが残存するのか、すなわち、カルデラ噴火における“噴出比”はカルデラ噴火を引き起こすマグマシステムの構造を考えるうえでは重要なパラメータである。4-2 節で記述したように、カルデラ陥没はマグマ溜まりの減圧によって引き起こされる。陥没開始までの減圧量は、マグマ溜まり全体の体積に対するそれまでのマグマ溜まりからの噴出量の比と、マグマの実効的な体積弾性率の積で与えられる。また、陥没開始条件は、減圧によるカルデラブロックを引き下げる

力がカルデラブロックを取り囲む断層面の摩擦を上回ることである (Kumagai *et al.*, 2001). Geshi *et al.* (2014) は、地質学的な証拠から求められたカルデラ噴火開始までの噴出量 (前駆噴火噴出量) と、岩石学的手法によって推定されるマグマ溜まりの深さ、地質学的証拠から求められるカルデラブロックの外周から推測した断層面積から、マグマ溜まりの体積を推測した。この推測には、マグマの体積弾性率や断層面における摩擦係数の不確実性、前駆噴火の噴出量の見積もり誤差の問題などから大きな不確実性が伴うが、求められたマグマ溜まりの体積は、それぞれのカルデラ形成噴火全体の噴出量 (前駆噴火の噴出量と、陥没開始後の大規模火砕流の噴出量の合計) よりも大きい (Fig. 8a)。また面積の大きなカルデラほどマグマ溜まりの体積は大きく、また噴出比は逆に小さくなる傾向がみられる。すなわち、噴火規模が大きくなるほど、あるいはカルデラのサイズが大きくなるほど、噴火後にマグマ溜まりに残存するマグマ量が大きくなると思われる (Fig. 8b)。これは、顕著な再生ドームの形成が大規模なカルデラに特徴的にみられること (de Silva *et al.*, 2015) と調和的である。また、重力異常と地質構造から推定された South Rocky Mountains Volcanic field におけるバソリス (珪長質マグマ溜まり) の規模は、噴出した 25 の大規模火砕流堆積物から推測される総噴出量の 10 倍以上と見積もられている (Lipman and Bachmann, 2015)。

### 5. 大規模噴火の今後の課題

ここまで、大規模噴火を引き起こすマグマシステムについて現在までにどのような知見が蓄えられてきているかを概観した。それを踏まえて、大規模火砕噴火を研究するにあたっての課題をまとめておきたい。大規模噴火を考えるうえで重要なプロセスは、1) 大規模噴火の準備としてのマグマ蓄積プロセスと、2) 大規模マグマ溜まりからの噴火発生過程の二つに分けられる。

大規模噴火の準備過程としては、上部地殻内に大量のマグマが蓄積されていること、すなわち、大規模なマグマ溜まりが形成されていることが必要である。長期間にわたって下部地殻から供給される珪長質マグマを貯留するマグマ溜まりは、すでに述べたように高い結晶度によって対流が抑制されたクリスタルマッシュ状のマグマで満たされていると考えられる。従って、大規模火砕噴火の長期予測のためには、まずクリスタルマッシュ状のマグマ溜まりの存在や規模を検知することが必要であり、さらにそのクリスタルマッシュ状マグマ溜まりが冷却しつつあるシステムなのか、あるいは深部からの新たなマグマの供給を受けつつある活動的なシステムである

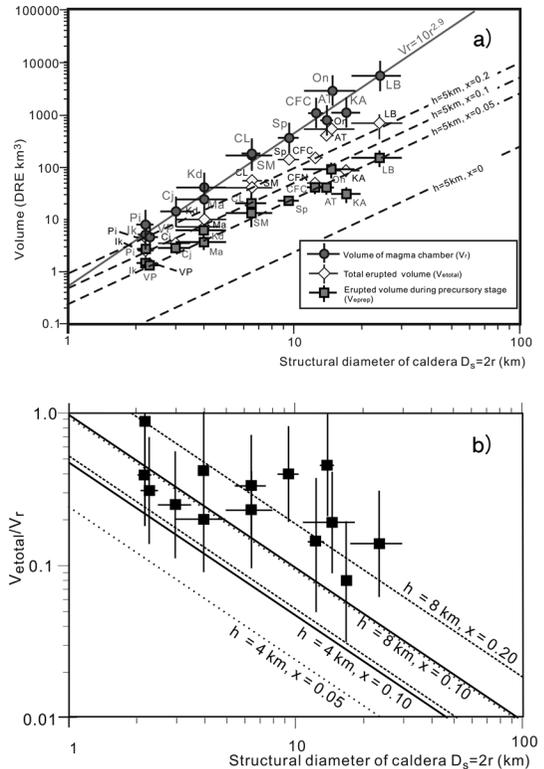


Fig. 8. a) total volume of magma chamber (gray circles) estimated from the magma volume of precursory eruption (square) and the caldera geometry (area and depth to the chamber). The diamonds shows the total eruptive volume of each volcano. After Geshi *et al.* (2014). Indexes show the name of caldera-forming eruptions; Ik: Ikeda 6.5 ka, VP: Vesuvius Pompei 79 AD, Pi: Pinatubo 1991, Cj: Ceboruco Jala 1 ka, Ma: Mashu 7.5 ka, Ks: Ksudach 240 AD, SM: Santorini Minoa 3.5 ka, CL: Crater Lake 6.8 ka, Sp: Shikotsu 45 ka, CFC: Campi Flegrei 39.3 ka, CFN: Campi Flegrei 15 ka, AT: Ito AT 29 ka, On: Oruanui 26.5 ka, KA: Kikai Akahoya 7.3 ka, LB: Long Valley Bishop tuff 760 ka. b) eruption ratio (ratio of total eruptive volume of caldera-forming eruption against the estimated total volume of magma chamber) plotted against the caldera size. After Geshi *et al.* (2014).

のかといった、マグマ溜まりの活動性を明らかにすることが重要である。そのためには、少なくとも既存のカルデラにおいて地震波速度構造の異常などからマグマ溜まりの有無を検知することが必要だろう。また、ある特定のカルデラ火山から複数回の大規模噴火が発生する場合 (例えば阿蘇) のほか、多くのカルデラ火山では大規模噴火が 1 回しか発生しない (例えば洞爺) ことを考えると、

既存のカルデラ火山が再活動し大規模火砕噴火を再発する可能性のほかに、現在はカルデラが形成されていないところにマグマが長期的に蓄積しマグマ溜まりを形成し、そこで新たなカルデラを形成する噴火の準備過程が進行している可能性も考慮する必要がある。いずれにしても、上部地殻内部における数 100 km<sup>3</sup> あるいはそれ以上の結晶質マグマの蓄積を検知することが、大規模噴火の長期予測の最も基本的な課題である。しかしながら、これまで行われてきたさまざまな物理探査は、このようなクリスタルマッシュ状マグマ溜まりの検出にはいまだほとんど成功していない。

一方、マグマ溜まりにマグマの注入があるなど体積変化が発生しているような場合、地殻変動によりそのようなマグマ溜まりの存在を検知可能な場合がある。例えばカルデラ及び周辺が長期的に膨張している系（例えば、始良カルデラ; Iguchi (2013) 及びその引用文献）では、カルデラ下に深部からの新たなマグマの供給を受けつつある「活動的な」マグマ溜まりの存在が示唆されるため、大規模火砕噴火への長期的な準備過程が進行している候補と考えることができる。

二つ目の重要な研究課題である巨大噴火の噴火過程については、地殻内部に長期間安定的に存在している大規模のマグマ溜まりがどのように活性化し噴火に至るか、あるいは発生した噴火がマグマ溜まりの破壊に至るかといった噴火の駆動メカニズムの理解が重要である。大規模噴火に向けて準備が進んでいる候補が絞られたとして、そのようなマグマ溜まりが「いつ」「どのように」噴火するのかを理解することは、噴火の発生メカニズムを理解するといった火山学的な興味にとどまらず、大規模噴火を直前に予測するためには不可欠である。そのためには、まず大規模火砕噴火に固有の直前前兆現象が伴うかどうか、あるとすればそれがどのようなメカニズムで発生するのかを理解することが極めて重要な問題である。大規模火砕噴火の実際の観測例はほとんど存在しないため、その直前にどのような特徴的な活動があったかどうかを知るためには噴出物の地質学的な解析に頼るしかない。長岡・他 (2001) は、始良カルデラにおける入戸火砕流噴火 (29 ka) に先立つ数万年の期間、始良カルデラ及びその周辺からの噴火頻度が増加し、かつ個々の噴火の噴出量が低下したとしている。また、個々の火山システムで見た場合に、カルデラ形成噴火の直前に長期的な噴出率が鈍化したとする研究も存在する(高田, 2010)。また、より短期的にはカルデラ形成を伴う大規模火砕噴火の直前に、カルデラ形成噴火と類似したマグマが溢流的に噴出した例も知られている(例えば、Crater Lake カルデラ形成噴火直前に噴出した Cleekwood 溶岩; Bacon

and Druitt, 1988)。しかし、これら「前兆」とされる現象は、それぞれの火砕噴火によって異なり、また必ず発生しているわけでもない。それまで安定的に存在してきた大規模マグマ溜まりの不安定化を反映して何らかの特徴的な活動がカルデラ形成噴火の直前に発生する可能性は否定できない。しかしながら、このような長期的あるいは短期的な直前現象がどのようなマグマシステムの発達過程を反映しており、それがどのように大規模火砕噴火やカルデラ陥没に帰結するのかについて定量的に説明できるモデルは提唱されていないため、現状ではこれらの現象が大規模火砕噴火の前兆現象であることを積極的に支持することは困難である。大規模火砕噴火の直前プロセスを理解し、それを短期的な予測に結びつけるためには、地質学的なアプローチによる個別事例の解明と、それらを説明できるモデルの検証を積み上げることが不可欠である。

## 謝 辞

IAVCEI の Collapse Caldera Commission ではカルデラ形成噴火や大規模噴火に関する様々な議論を行っており、本論の内容はそれに負うところが大きい。中核的メンバーである Peter Lipman, Joan Marti, Adelina Geyer, Vallerio Acocella, Shan de Silva, Agust Gudmundsson の各氏には特に謝意を表したい。また、南九州のカルデラ火山の共同研究者の小林哲夫、成尾英仁・宮縁育夫の各氏に感謝します。また、査読いただいた三浦大助・金子克哉両氏、編集を担当された長谷川健氏に感謝いたします。

## 引用文献

- Acocella, V. (2007) Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth Sci. Rev.*, **85**, 125-160.
- Aguirre-Dias, G. and Labarthe-Hernandez, G. (2003) Fissure ignimbrites: fissure source origin for voluminous ignimbrites for the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*, **31**, 773-776.
- Allan, A. R., Morgan, D., Wilson, C. N. and Millet, M.-A. (2013) From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized: Oruanui magma body. *Contrib. Mineral. Petr.*, **166**, 143-164.
- Anma, R. (1997) Oblique diapirism of the Yakushima granite in the Ryukyu arc, Japan. In *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics* (Bouchez, J.-L., Hutton, D. and Stephens, S. eds), 295-318. *The series Petrology and Structural Geology*, **8**, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Aramaki, S. (1984) Formation of the Aira caldera, southern Kyushu ~22,000 years ago. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8485-8501.
- Bachmann, O. and Bergantz, G. W. (2004) On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal

- mushes. *J. Petrol.*, **45**, 1565–1582.
- Bachmann, O., Dungan, M. A. and Lipman, P. M. (2002) The Fish Canyon magma body, San Juan Volcanic Field, Colorado: rejuvenation and eruption of an upper-crustal batholith. *J. Petrol.*, **4**, 1469–1503.
- Bacon, C. R. and Druitt T. H. (1988) Compositional evolution of the zoned calkalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contrib. Mineral. Petr.*, **98**, 224–256.
- Barberi, F., Innocenti, F., Lirer, L., Munno, R., Pescatore, T. and Santacroce, R. (1978) The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy). *Bull. Volcanol.*, **41**, 10–31.
- Branney, M. J. and Kokelaar, P. (1994) Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **106**, 507–530.
- Brown, S. K. *et al.* (2014) Characterisation of the Quaternary eruption record: analysis of the Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions (LaMEVE) database. *J. Appl. Volcanol.*, **3**, 5. doi: 10.1186/2191-5040-3-5
- Carey, S. and Sparks, R. S. J. (1986) Quantitative models of fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, **48**, 109–125.
- Carey, S. and Sigurdsson, H. (1989) The intensity of Plinian eruptions. *Bull. Volcanol.*, **51**, 28–40.
- Carey, S., Houghton, B. F. and Thordarson, T. (2009) Abrupt shifts between wet and dry phases of the 1875 eruption of Askja Volcano: microscopic evidence for macroscopic dynamics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **20**, 256–270.
- Cashman, K. and Giordano, G. (2014) Calderas and magma reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **288**, 28–45.
- Charlier, B. L. A., Bachmann, O., Davidson, J. P., Dungan, M. A. and Morgan, D. J. (2007) The upper crustal evolution of a large silicic magma body: evidence from crystal-scale Rb–Sr isotopic heterogeneities in the Fish Canyon magmatic system, Colorado. *J. Petrol.*, **48**, 1875–1894.
- Chesner, C. A. and Rose, W. I. (1991) Stratigraphy of the Toba tuffs and the evolution of the Toba caldera complex, Sumatra, Indonesia. *Bull. Volcanol.*, **53**, 343–356.
- Christensen, J. N. and DePaolo, D. J. (1993) Time scale of large volume silicic magma system: Sr isotopic systematics of phenocrysts and glass from the Bishop Tuff, Long Valley, California. *Contrib. Mineral. Petr.*, **113**, 100–114.
- Cooper, G. F., Wilson, C. J. N., Millet, M.-A., Baker, J. A. and Smith, E. G. C. (2012) Systematic tapping of independent magma chambers during the 1 Ma Kidnappers supereruption. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **313–314**, 23–33.
- de Silva, S. L. and Gregg, P. M. (2014) Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **282**, 77–91.
- de Silva, S. L., Mucek, A. E., Gregg, P. M. and Pratomo, I. (2015) Resurgent Toba—field, chronologic, and model constraints on timescales and mechanisms of resurgence at large calderas. *Front. Earth Sci.*, **3**, article 25.
- Druitt, T. H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M. and Scaillet, B. (2012) Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, **482**, 77–80.
- Eichelberger, J. C., Izbekov, P. E. and Browne, B. L. (2006) Bulk chemical trends at arc volcanoes are not liquid lines of descent. *Lithos*, **87**, 135–154.
- Farrell, J., R. B. Smith, S. Husen and T. Diehl (2014) Tomography from 26 years of seismicity revealing that the spatial extent of the Yellowstone crustal magma reservoir extends well beyond the Yellowstone caldera. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, doi: 10.1002/2014GL059588.
- Folkes, C. B., de Silva, S. L., Write, H. M. and Cas, R. A. F. (2011) Geochemical homogeneity of a long-lived, large silicic system; evidence from the Cerro Galan caldera, NW Argentina. *Bull. Volcanol.*, **73**, 1455–1486.
- Gardner, J. E., Layer, P. W. and Rutherford, M. J. (2002) Phenocrysts versus xenocrysts in the youngest Toba Tuff implications for the petrogenesis of 2800 km<sup>3</sup> of magma. *Geology*, **30**, 347–350.
- Geshi, N., Ruch, J. and Acocella, V. (2014) Evaluating volumes for magma chambers and magma withdrawn for caldera collapse. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **396**, 107–115.
- Gregg, P. M. (2012) Catastrophic caldera-forming eruptions: Thermomechanics and implications for eruption triggering and maximum caldera dimensions on Earth. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **241–242**, 1–12.
- Gregg, P. M., de Silva S. L. and Grosfils, E. B. (2013) Thermomechanics of shallow magma chamber pressurization: Implications for the assessment of ground deformation data at active volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **384**, 100–108.
- Halliday, A. N., Mahood, G. A., Holden, P., Metz, J. M., Dempster, T. J. and Davidson, J. P. (1989) Evidence for long residence times of rhyolitic magma in the Long Valley magmatic system: the isotopic record in precaldra lavas of Glass Mountain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, 274–290.
- Hardy, S. (2008) Structural evolution of calderas: insights from two-dimensional discrete element simulations. *Geology*, **36**, 927–930.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **60**, 507–592.
- Hildreth, W. (2004) Volcanological perspective on Long Valley Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **136**, 169–198.
- 星住英夫・渡辺一徳・坂口圭一・宇都浩三・小野晃司・中村 武 (1997) 阿蘇カルデラ内の深部ボーリングコアで確認された阿蘇-4 火砕流堆積物. 日本火山学会 1997 年大会講演予稿集, A05.
- Iguchi M. (2013) Magma movement from the deep to shallow Sakurajima volcano as revealed by geophysical observations. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 1–18.
- 金丸龍夫・高橋正樹 (2005) 帯磁率異方性からみた丹沢トール岩体の貫入・定置機構. 地質雑, **111**, 458–475.
- Koyaguchi, T. and Kaneko, K. (1999) A two-stage thermal evolution model of magmas in continental crust. *J. Petrol.*, **40**, 241–254.

- 小山真人 (2015) 原子力発電所の「新規制基準」とその適合性審査における火山影響評価の問題点. *科学*, **85**, 182-193.
- Kumagai, H., Ohminato, T., Nakano, M., Ooi, M., Kubo, A., Inoue, H. and Oikawa, J. (2001) Very-long-period seismic signals and caldera formation at Miyake Island, Japan. *Science*, **293**, 687-690.
- Lavallée, Y., de Silva, S.L., Salas, G. and Byrnes, J.M. (2006) Explosive volcanism (VEI 6) without caldera formation: insight from Huaynaputina volcano, southern Peru. *Bull. Volcanol.*, **68**, 333-348.
- Legros, F., Kelfoun, K. and Martí, J. (2000) The influence of conduit geometry on the dynamics of caldera-forming eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**, 53-61.
- Lipman, P. W., (1976) Caldera-collapse berccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, 1397-1410.
- Lipman, P. W., (1984) The roots of ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8801-8841.
- Lipman, P. W. (1997) Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.*, **59**, 198-218.
- Lipman, P.W. and Bachmann, O. (2015) Ignimbrites to batholiths: Integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data. *Geosphere*, **11**, 1-39.
- Macdonald, G. A. (1965) Hawaiian calderas. *Pac. Sci.*, **19**, 320-334.
- Macdonald, K. C., Haymon, R. and Shor, A. (1989) A 220 km<sup>2</sup> recently erupted lava field on the East Pacific Rise near lat 8° S. *Geology*, **17**, 212-216.
- Malfait, W.J., Seifert, R., Petitgirard, S., Perrillat, J-P., Meouar, M., Ota, T., Nakamura, E., Lerch, P. and Sanchez-Valle, C. (2014) Supervolcano eruptions driven by melt buoyancy in large silicic magma chambers. *Nat. Geosci.*, **7**, 122-125.
- Mandeville, C. W., Carey, S. and Sigurdsson, H. (1996) Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **74**, 243-274.
- Marti, J., Folch, A., Neri, A. and Macedonio, G. (2000) Pressure evolution during explosive caldera-forming eruption. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **175**, 275-287.
- Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachèlery, P. and Marti, J. (2007) April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: A new example of caldera formation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 10.1029/2007GL031248.
- Michon, L., Massin, F., Famin, V., Ferrazzini, V. and Roult, G. (2011) Basaltic calderas: Collapse dynamics, edifice deformation, and variations of magma withdrawal. *J. Geophys. Res.*, **116**, B03209.
- Milner, D.M., Cole, J.W. and Wood, C.P. (2003) Mamaku Ignimbrite: a caldera-forming ignimbrite erupted from a compositionally zoned magma chamber in Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **122**, 243-264.
- Miura, D. (1999) Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **92**, 271-294.
- 三浦大助・和田稯隆 (2007) 西南日本前縁の圧縮テクトニクスと中期中新世カルデラ火山. *地質雑*, **113**, 283-295.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. *地質雑*, **94**, 433-452.
- 宮地直道 (2007) 過去 1 万 1000 年間の富士火山の噴火史と噴出率、噴火規模の推移. 「富士火山」(荒牧・他, 編), 79-95. 山梨県環境科学研究所.
- 長岡信治・奥野 充・新井房夫 (2001) 10 万~3 万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史. *地質雑*, **107**, 432-450.
- Rampino, M. R. (2002) Supereruptions as a threat to civilizations on Earth-like planets. *Icarus*, **156**, 562-569.
- Rampino, M. R. and Self, S. (1992) Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption. *Nature*, **359**, 50-52.
- Roche, O., Druitt, T. H. and Merle, O. (2000) Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res.*, **105**, 395-416.
- Rose, W. I. and Chesner C. A. (1987) Dispersal of ash in the great Toba eruption, 75 ka. *Geology*, **15**, 913-917.
- Rosi, M., Vezzoli, L., Castelmennano, A. and Grieco, G. (1999) Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegraean Field, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **91**, 179-198.
- Ruch, J., Acocella, V., Geshi, N., Nobile, A. and Corbi, F. (2012) Kinematic analysis of vertical collapse on volcanoes using experimental models time series. *J. Geophys. Res.*, **117**, doi: 10.1029/2012JB009229
- Simkin, T. and Howard, K. A. (1970) Caldera collapse in the Galápagos Islands, 1968 The largest known collapse since 1912 followed a flank eruption and explosive volcanism within the caldera. *Science*, **169**, 429-437.
- Smith, R. L. and Bailey, R. A. (1968) Resurgent cauldrons. *GSA Memor.*, **116**, 613-662.
- Sparks, R. S. J., Francis, P. W., Hamer, R. D., Pankhurst, R. J., O'Callaghan, L. O., Thorpe, R. S. and Page, R. (1985) Ignimbrites of the Cerro Galan Caldera, NW Argentina. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **24**, 205-248.
- Stix, J. and Kobayashi, T. (2008) Magma dynamics and collapse mechanisms during four historic caldera-forming events. *J. Geophys. Res.*, **113**, B09205.
- Suzuki-Kamata, K., Kamata, H. and Bacon, C.R. (1993) Evolution of the caldera-forming eruption at Crater Lake, Oregon, indicated by component analysis of lithic fragments. *J. Geophys. Res.*, **98**, 14059-14074.
- 高田 亮 (2010) インドネシア・スンダ弧におけるカルデラ噴火とカルデラ火山の特徴. *地質雑*, **116**, 473-483.
- 高橋正樹 (1995) 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度. *火山*, **40**, 33-42.
- Tatsumi, Y. and Suzuki-Kamata, K. (2014) Cause and risk of catastrophic eruptions in the Japanese Archipelago. *Proc. Japan Acad. Ser. B Phys. Biol. Sci.*, **90**, 347-352.
- Touloukian, Y. S., Jud, W. R. and Roy, R. F. (1981) **Physical properties of rocks and minerals**. vol. 1, McGraw-Hill,

- New York, 548 p.
- Wada, Y. (1994) On the relationship between dike width and magma viscosity. *J. Geophys. Res.*, **99**, 17743–17755.
- Wark, D. A., Hildreth, W., Spear, F. S., Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2007) Pre-eruption recharge of the Bishop magma system. *Geology*, **35**, 235–238.
- White, S. M., Crisp, J. A. and Spera, F. J. (2006) Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **7**, Q03010, doi: 10.1029/2005GC001002.
- Whitney, J. A. and Stormer, J. C. (1985) Mineralogy, petrology, and magmatic conditions from the Fish Canyon Tuff, central San Juan volcanic field, Colorado. *J. Petrol.*, **26**, 726–762.
- Willcock, M. A. W., Cas, R. A. F., Giordano, G. and Morelli, C. (2013) The eruption, pyroclastic flow behaviour, and caldera in-filling processes of the extremely large volume ( $>1290 \text{ km}^3$ ), intra- to extra-caldera, Permian Ora (Ignimbrite) Formation, Southern Alps, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **265**, 102–126.
- 山元孝広 (2015) 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図. 地質調査総合センター研究資料集, 615.  
(編集担当 長谷川健)