

# 大規模マグマ溜りからの火山ガス・熱水の放出モデル —火道内マグマ対流およびマグマ溜りの固化に伴う脱ガス—

風 早 康 平<sup>1)</sup>・篠 原 宏 志<sup>2)</sup>

## 1. はじめに

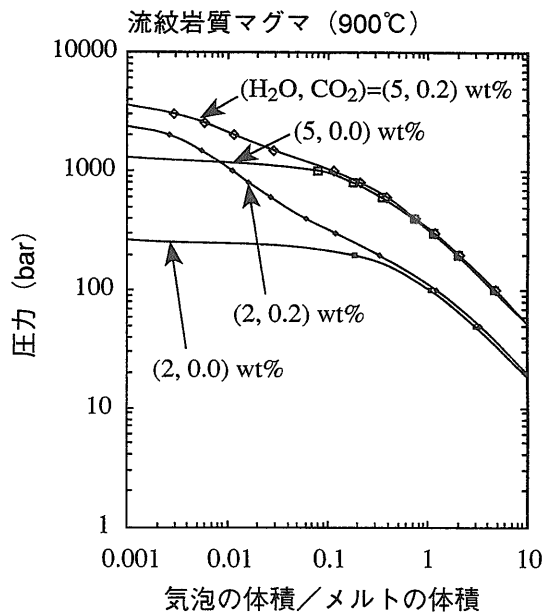
マグマが関与する地質現象は、火山、地熱、鉱床等多分野にわたる。マグマ中の揮発性成分は、噴火において重要な役割を演じ、特に噴火機構を考えるうえで無視できない。また、マグマから分離された熱水流体は、熱水系を生成した結果、熱水性鉱床や地熱の資源として利用されている。火山噴火、熱水系、鉱床成因等の個々のテーマの研究はこれまで活発に行なわれ、その実体がわかりつつある。しかしながら、これらの現象の初期条件であるマグマの脱ガス過程の研究については、主に地下深部で進行する現象であること、およびマグマのもともとの揮発性成分含有量等の情報を得るのが難しいなどの理由から、長年放置されてきた。ここ数年、マグマ中の揮発性成分濃度の推定が斑晶のメルトインクルージョン等の分析により可能になり、マグマ活動の実体解明に光明がみえてきた(斎藤, 1994; 地質ニュース本号 p. 6-11参照)。

マグマの脱ガス過程については、多くの過程が考えられ、上述の斎藤(1994)や篠原・風早(1994)でも概説されている。しかし本稿では、特にマグマ起源ガスの放出過程のなかで、大規模珪長質マグマ溜りの脱ガスについて、2つの過程をメカニズムに重点を置き議論する。一つは、「火山からの脱ガス」の一モデルで、マグマ溜り-火道系において、マグマ対流によって未脱ガスのマグマが浅所に運搬され、発泡・脱ガス・ガス分離される過程を扱う。これは熔融マグマの脱ガスであり、マグマ溜りの初期脱ガス過程である。もう一つは、「マグマの固化によるガス放出」の一モデルであり、大規模マグマ溜

りの固化に伴い脱ガスする場合で、鉱脈鉱床・断裂熱水系の生成に関係する過程を扱う。いずれも、まだ一般に受け入れられたものでなく、今後、活発に研究され修正されていくべきものであることをお断りしておく。

## 2. マグマの揮発性成分の重要性

マグマ中には、 $H_2O$  だけでなく  $CO_2$  他の揮発性成分が含まれている。これらの揮発性成分がマグマから脱ガスすることにより、マグマは発泡し、マグマの体積(あるいは密度)が大きく変化する。この現



第1図 様々な揮発性成分含有量の流紋岩質マグマ中の気泡の体積/メルトの体積と圧力の関係。

1) 地質調査所 地熱熱部  
2) 地質調査所 鉱物資源部

キーワード: マグマ溜り, 火山ガス, 脱ガス過程, 薩摩硫黄島, 熱水流体, 火道内マグマ対流, マグマの固化, 開口性割れ目

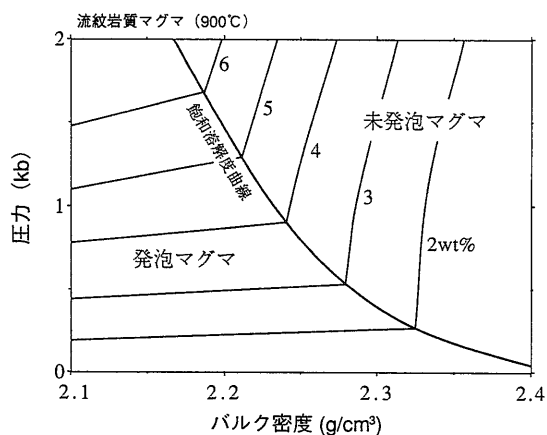
象はマグマ活動の中で大変重要なので、以下に揮発性成分によるマグマの体積あるいは密度の変化の概要を述べておく。

CO<sub>2</sub>はマグマへの溶解度が非常に小さいため、少量溶存しているだけでマグマの飽和圧力が上昇する。流紋岩質マグマのCO<sub>2</sub>濃度は、今のところそれほど多くデータが得られていないが、ヘメス火山(アメリカ合衆国、ニューメキシコ州)の流紋岩質マグマでは、CO<sub>2</sub>濃度は0.2-0.8 wt%と推定されている(Sommer, 1977)。第1図に、900°Cの流紋岩質マグマの圧力と気相の膨脹率(気泡の体積/メルトの体積)の関係を示した(風早・篠原, 1994)。この図のY接片がほぼ揮発性成分の飽和圧力となる。

一般に流紋岩質マグマにはH<sub>2</sub>Oが多く溶存している(1-6 wt% ; 斎藤・日下部, 1989)。H<sub>2</sub>Oは溶存量が多いため発泡マグマの体積に大きく影響する。たとえば、H<sub>2</sub>Oが5 wt%溶け込んでいた場合では、気相の体積は1 kbの高圧下でもマグマ全体の10%以上に達する(第1図)。この気相による密度変化は、マグマ溜りにおけるマグマの挙動を議論するうえで無視しえないほど大きい。一方、マグマが発泡していない場合でも、溶存H<sub>2</sub>Oはメルトの密度に大きな影響を与える。第2図に圧力と含水量とマグマのバルク密度の関係を示した。含水量が1 wt%異なるとマグマが発泡していない場合でも約0.04 g/cm<sup>3</sup>のバルク密度の違いを生じる。この違いは、後に述べるマグマの脱ガスによる火道内マグマ対流の起動力となり得る点で非常に重要である。

### 3. 「火山からの脱ガス」モデル

ここでは、火山からの脱ガス機構の一例として鹿児島県の薩摩硫黄島を扱う。薩摩硫黄島の火山ガス・熱水系については、篠原ほか(1993)を参照されたい。薩摩硫黄島では、鬼界カルデラ内の硫黄岳山頂火口からマグマ起源ガスとして、17,000 ton/dayのH<sub>2</sub>O、260 ton/dayのCO<sub>2</sub>、470 ton/dayのSO<sub>2</sub>を放出している。これらの放出量は、紫外線相関分光計(COSPEC)によるSO<sub>2</sub>の放出量測定結果(風早ほか, 1992)と火山ガス組成(Shinohara et al., 1993)から求めた。この規模の脱ガスは、硫黄岳の火山ガスの研究が行なわれ始めた1950年代から絶え間なく継続している。さかのぼ



第2図 含水流紋岩質マグマのバルク密度と圧力との関係。図中の数値はH<sub>2</sub>O含有量(wt%)。飽和溶解度曲線より右上では、マグマは未発泡、左下ではマグマは発泡している。

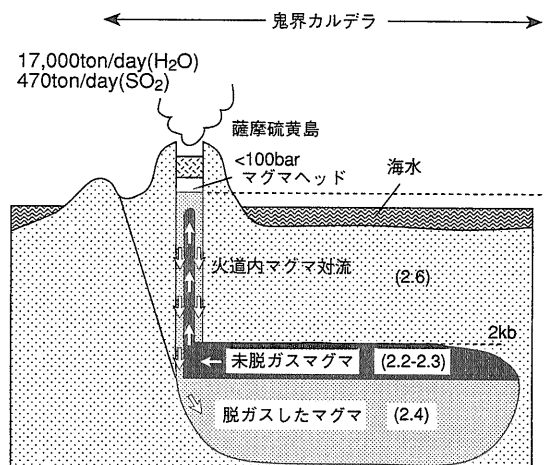
ると平家物語の記載等から少なくとも1,000年近く継続していると考えられる(篠原ほか, 1993)。1,000年間に放出されたガスの総量はH<sub>2</sub>Oが6×10<sup>12</sup> kg(60億 ton)、CO<sub>2</sub>が1×10<sup>11</sup> kg(1億 ton)、SO<sub>2</sub>が2×10<sup>11</sup> kg(2億 ton)となる。マグマが3 wt%分のH<sub>2</sub>Oをマグマ起源ガスとして放出していると仮定すると、1,000年間で2×10<sup>14</sup> kg(200兆 ton, 約100 km<sup>3</sup>!)のマグマが脱ガスしたこととなる。1日あたりの脱ガスをマグマ量にすると60万 tonである。このような大規模な量のマグマは、鬼界カルデラ下部に大規模マグマ溜りを考えなければ説明できない。ともかく何らかの原因でマグマ溜り中の揮発性成分が脱ガスし、山頂から火山ガス(最高温度、約900°C)として放出されている。この脱ガス過程を考えてみよう。

薩摩硫黄島における脱ガス過程として、まず地下深部のマグマの発泡と気泡の上昇により脱ガスする場合が考えられる。しかしながら、たとえマグマ溜り内で気泡が存在していたとしても、気泡の上昇速度が遅いので、莫大な量のマグマ起源の火山ガス放出量を説明することはできない(Kazahaya et al., 1994)。また、マグマ起源の火山ガス組成がH<sub>2</sub>Oに富む(97%)ことも、脱ガスが地下深部の高圧下では起こっていないと考える根拠の一つである。というのは、H<sub>2</sub>Oは他の揮発性成分に比べてメルトへの溶解度が大きいいため、高圧下では脱ガスしにくいからである。

脱ガス過程としては、マグマの固化に伴って脱ガスする場合も考えられる。この過程も約1,000年間で100 km<sup>3</sup>ものマグマを固化させることがはたしてできるか、という点で疑問が残る。つまり、年間0.1 km<sup>3</sup>のマグマを固結させるにはダイク(岩脈)の貫入などを考える必要があり、総量で100 km<sup>3</sup>もの体積のマグマをすべてダイクの貫入で説明するには無理がありそうである。しかも、地下深部で脱ガスしたにしては、噴気ガスの温度(約900°C)が高すぎる。鎌田(1964)により1958年に火山ガス観測が始まって以来、山頂には常に800°C以上の高温噴気孔が存在している。このような非常に高温の噴気孔が長期にわたり安定に存在している例は世界でも極めてまれで、薩摩硫黄島の一つの特徴となっている。断熱膨脹過程でガスが上昇したとしても、その温度は100°C/kb以上の割合で下がるので、ガスが流紋岩質マグマから放出されているとすると、地下深部で放出されているとは考えられない。しかも、火山ガスの化学組成からは、燃焼過程によって温度が上昇したと考えられるような証拠は一切ない(篠原ほか, 1993)。

最後に考えられる脱ガス過程として、マグマ溜りから火道上部へマグマが供給され火道上部においてマグマが脱ガスし、それと同時に脱ガスしたマグマが火道内マグマ対流により、再びマグマ溜りに戻る過程がある(第3図)。マグマが火道上部で脱ガスすることにより、密度が増し、火道下部あるいはマグマ溜りの未脱ガスマグマと密度の逆転を引き起こす。それにより火道内でマグマ対流が生じるのである。マグマ溜りのマグマが火道上部に運搬され浅所で効率良く脱ガスするこの過程は、大量の脱ガス量の問題をうまく説明でき、また火山ガス組成とも矛盾しない。

この過程はKazahaya et al. (1994)が伊豆大島火山の後噴火期の活発なガス放出機構として提案したもので、粘性の低い玄武岩質マグマでは受け入れやすい過程である。しかし、硫黄岳は流紋岩質の溶岩円頂丘であり、おそらく脱ガスに関与しているマグマも高粘性の酸性マグマであろう。高粘性マグマにおいて、火道内のマグマ対流が起こるか否かは火道の大きさで決まる(Kazahaya et al. 1994)。薩摩硫黄島の流紋岩の化学組成(小野ほか, 1982)を用いて、900°Cにおける粘性率をペルシヨフの方法



第3図 薩摩硫黄島のマグマ溜りの火道内マグマ対流による脱ガス過程の模式図。( )内の数値はバルク密度(g/cm<sup>3</sup>)で、マグマ溜りの圧力を2 kb、マグマヘッドが海水準より上と仮定した場合の値。

(Persikov, 1990)に基づいて計算すると10<sup>6</sup> Pasとなり(無水)、伊豆大島マグマ(約10<sup>2</sup> Pas)の1万倍となる。粘性の違いは、火道径の4乗ではほぼ相殺されるので、薩摩硫黄島火山の火道の直径が少なくとも伊豆大島(9.4 m以上; Kazahaya et al., 1994)の10倍あれば、この脱ガス過程を薩摩硫黄島に適用できる。一度この過程が働きはじめれば、火道が構造的に安定でマグマ溜りに未脱ガスマグマが残っているかぎり、脱ガスが続くと考えられる。このような理由で、薩摩硫黄島における大量のガス放出はマグマ溜りから直接ガスが分離するからではなく、マグマ自体が火道内で対流し、低圧で高効率の脱ガスを行なっているためと考えられ、その結果として地下深部の大規模なマグマ溜りが脱ガスするわけである(第3図)。

揮発性成分のメルトへの溶解度はそのガスの種類により大きく異なることから、マグマ中の揮発性成分含有量がわかれば、火山ガス組成からガスがマグマから分離される圧力を推定することができる(風早・篠原, 1994; 斎藤, 1994)。今のところ、脱ガス圧力は低圧であろうということしかわかっていないが、もしかすると、熔融マグマヘッドが硫黄岳山体内の海水準よりも上にある可能性もあると我々は考えている(第3図)。

火山においてマグマの熱エネルギーの利用を考えた場合、マグマ溜りから大量のマグマが自己励起的

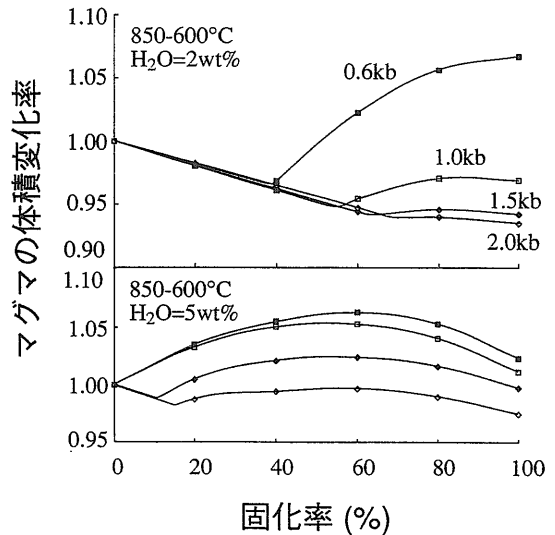
に地表近くまで運ばれてきている火山は、抽熱技術が進めば有望な地熱資源となりうるであろう。この場合、熱を求めてマグマ溜りまで掘り進む必要がない点も大きな利点のひとつと考えられる。

#### 4. 「マグマの固化による脱ガス」モデル

地下深部のマグマが結晶固化する時、揮発性成分は熱水流体として放出されると考えられる。そのようなマグマの固結過程で開口性割れ目ができる場合があるのは明らかである(深成鉱脈鉱床等)。開口性割れ目の生成には地殻応力も重要な役割を果たしていると考えられるが、局所的には貫入岩体上昇の過程が割れ目を生成する(Morishita and Kodama, 1986)。この章では、マグマの固化進行中に起こると考えられるマグマの発泡等によるマグマ溜りの体積変化や圧力変化が開口性割れ目を生成するとの仮説をもとに議論を進めてゆく。

開口性割れ目ができるためには、地殻の応力緩和時間よりも短い時間でマグマが増圧、膨脹する必要がある。まず、マグマの冷却・固化過程でマグマの体積がどのように変化するかを検討してみよう。第4図にマグマの固化に伴い850°Cから600°Cまで温度が降下した場合の珪長質マグマの体積変化と固化率の関係について示す。マグマ中に含まれる揮発性成分はH<sub>2</sub>Oのみとし、2 wt%および5 wt%の含水量について示してある。メルトは結晶固化すると体積が減少する。したがって、メルトがH<sub>2</sub>Oに未飽和で気泡を生じない限りはマグマの体積は減少する。しかし、マグマの固化が進行するとメルト中のH<sub>2</sub>O量は増加するため、いずれメルトはH<sub>2</sub>Oに関して過飽和となり、気泡を形成する。気泡が形成されるとたとえマグマの結晶固化が進行してもマグマの体積は増加する。しかしながら、大規模な珪長質マグマ溜りを考えると、マグマの結晶固化に要する時間は少なくとも万年オーダーであるため、第4図に示した体積変化はゆっくりしたものである。したがって、このようなマグマの体積変化は周囲の地殻を変形させることがあっても、ひずみ速度が遅すぎて地殻を破壊して割れ目をつくるまでには至らないであろう。

深熱水成タングステン鉱脈鉱床等の産状、化学温度計等からその鉱脈を形成した開口性割れ目は最初



第4図 含水量2および5 wt%の珪長質マグマのマグマの体積変化率とマグマの固化率の関係。マグマの固化過程で温度が850°Cから600°Cまで徐々に低下する場合について示した。マグマ溜りの圧力(0.6 kb~2.0 kb)を変えてプロットしてある。

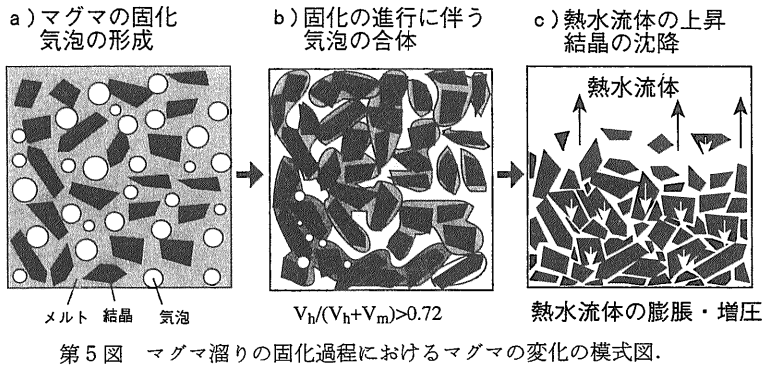
600°C程度の高温であったこと、主鉱化期は350~500°Cであったことが知られている(Morishita, 1991; 澁江・風早, 1993)。この温度から類推すると、鉱脈形成に関与したマグマは650~700°C程度であり、マグマの固化が進行中あるいはマグマがほとんど固結した時点で開口性割れ目が形成されたと考えられる。

マグマの固化が進行しているときは、マグマは結晶、メルトおよび熱水流体の少なくとも3相系である。もともとマグマは、連続したメルトの中に結晶と気泡が散在しているが(第5a図)、マグマの固化が進行するにつれて、マグマ中のメルトはその体積が減少し、気泡内に孤立していた熱水流体は気泡の合体等により連結し始め、最終的に熱水流体は連続する(第5b図)。

熱水流体が連続するときの条件は、

$$V_h / (V_h + V_m) > 0.72$$

である。ここで、 $V_h$ は熱水流体の体積、 $V_m$ はメルトの体積である。右辺の値0.72は均一な大きさの気泡(熱水流体)が最密充填構造をとる場合であり、気泡が均一な場合では左辺が0.72よりも大きいとき、気泡の合体が生じる。不定形の気泡の場合では0.72



第5図 マグマ溜りの固化過程におけるマグマの変化の模式図。

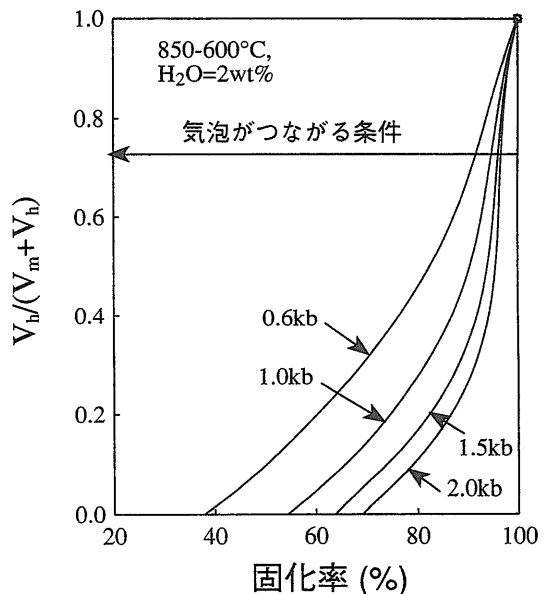
より大きくなる。この条件が成立するためにマグマがどの程度固化しなければならないかを示したのが、第6図である。マグマ中の熱水流体が連続相になるには少なくとも95%以上マグマが固化しなくてはならないことがわかる。つまり、マグマ溜り固化の最末期にこの変化が起こることになる。このとき、熱水流体が結晶の隙間を上昇し、結晶が沈降すると、上昇した熱水流体は減圧膨脹する(第5c図)。膨脹できない場合は圧力が増加する。もしも、この熱水流体の膨脹あるいは増圧によりマグマ溜り上部に開口性割れ目を生成するのであれば、その増圧もしくは膨脹速度は地殻を破壊するに十分速い必要がある。この過程は熱水流体の粘性が非常に小さいためおそらく速やかに起こるのであろう。

ここで、地下4 km、厚さ4 kmのマグマ溜りの間隙率が0.2(結晶+メルトの体積80%および熱水流体20%)から熱水流体のマグマ溜り内の上昇移動により0.1に変化し、マグマ溜り上部にマグマ溜りの体積の10%に相当する熱水流体単一相が生成する場合について考えてみよう。このとき熱水流体は平均で2 km マグマ溜り内を上昇し、それに伴う熱水流体の密度減少により約10 cm<sup>3</sup>/gの体積増加がおこる。マグマ溜り全体としては2%の体積増加(80 mの厚み増加に相当)である。体積増加が起こらなかった場合、約500 barの圧力増加となる。

この体積増加もしくは圧力増加により割れ目ができれば、割れ目内を熱水が上昇する。熱水がある量放出されると、マグマ溜り内の熱水流体圧は減少し、最終的に天水の循環に移行する。このときマグマ溜りは、短期的には結晶同志の接点で地殻の封圧を支え、間隙水圧の上昇を防いでいると考えられる。割れ目の開口幅、固化したマグマ溜りの間隙率

により天水の循環量が支配されるであろう。

しかしながら、上記のような循環はある深さ以深では生じないであろう。高圧になればなるほど、熱水流体の密度が大きくなるため、マグマの含水量が多くないときは、速やかにマグマ溜りが膨脹・増圧しない場合も起こりうる。このような条件下では、開口性割れ目は生成せず、マグマ起源の熱水は周囲にゆっくりと拡散し、変成流体となるであろう。また、仮に割れ目を生成したとしても、ある圧力以上では割れ目は長期的に安定に存在できないであらう。



第6図  $V_h/(V_m+V_h)$  とマグマ溜りの固化率の関係。含水量2 wt%の流紋岩質マグマの固化過程で温度が850°Cから600°Cまで徐々に低下する場合について示した。マグマ溜りの圧力(0.6 kb~2.0 kb)を変えてプロットしてある。気泡がつながる条件は理想的には  $V_h/(V_m+V_h) > 0.72$  である。

う。熱水割れ目が実際にある程度長期的に存在した圧力としては、深成熱水鉱脈(タングステン)の場合で1.5 kb(6 km)程度の例(Morishita, 1991)がある。

また、マグマが間隙率の高い地殻浅部に貫入した場合は、マグマから放出される熱水は、容易に周囲に拡散し、熱水・火山ガスの循環系を形成する(村岡, 1992)。ただし、揮発性成分に富んだマグマが浅所に上昇した場合は、そのマグマ中の気泡により十分にバルク密度が低いいため、浮力を持ち続けるため地下で停止せず、そのまま地表に噴出すると考えられる。したがって、マグマ溜りと地表(地下水層)の間で割れ目系を介して大規模な熱水循環系ができるかどうかは、マグマ中の揮発性成分量だけでなく、マグマの貫入深度そのものとも関連していると考えられる。

## 5. 今後の課題と展望

マグマあるいは熱水が自己励起的にマグマ溜りから熱を地表に運搬する2つの過程について考察した。後者の割れ目系の熱水循環については、現在広く地熱資源として利用されている。しかし、前者のマグマ自体が火道内対流の結果、マグマ溜りから多量の熱とガスを運搬する過程は、資源として未利用であるばかりでなく、その存在の可能性すら多く議論されていない状況である。将来、マグマの熱エネルギーを利用していこうとする場合、この火道内マグマ対流過程を利用しない手はない。今後、薩摩硫黄島等のような活発な脱ガス活動を行なっている火山について、火山ガス放出機構を詳細に調査する価値は十分にあると思われる。そのためには、火山ガス・温泉水の放出量、化学組成、温度等のデータを集積しつつ、未だ大きく欠落しているマグマ中の揮発性成分の溶解量等の研究を進めて行く必要がある。それにより、火道内のマグマヘッドの深度やマグマ溜りの大きさなどが定量的に把握できるようになるであろう。

マグマの固化に伴う割れ目系の生成機構の研究は、熱水系の成因、地熱資源あるいは鉱物資源(鉱脈性)の規模の推定や新たな探査等に役立つと考えられる。また、この問題は鉱脈鉱床の研究においても、その形成機構と密接に関連しているのは明らかであり、重要な研究テーマのひとつである。

## 文 献

- 鎌田政明(1964): 鹿児島県硫黄島の火山と地熱。地熱, **3**, 1-23.  
 風早康平・篠原宏志・ジェフヘデンクイスト・青木正博・松久幸敬(1992): 薩摩硫黄島における噴気ガス-温泉システムについて。日本火山学会秋季大会講演要旨集, 1992, No. 2, 167.  
 風早康平・篠原宏志(1994): マグマの上昇・噴火における揮発性成分の役割。地質学論集(印刷中).  
 Kazahaya, K., Shinohara, H. and Saito, G. (1994): Excessive degassing of Izu-Oshima volcano: Magma convection in a conduit. Bull. Volcanol. (in press).  
 Morishita, Y. and Kodama, K. (1986): Simulation analysis of the gold-quartz vein systems in the Kushikino mine area, southern Kyushu, Japan. Mining Geol., **36**, 475-485.  
 Morishita, Y. (1991): Fluid evolution and geobarometry on the Ohtani and Kaneuchi tungsten-quartz vein deposits, Japan: Oxygen and carbon isotope evidence. Mineral. Deposita, **26**, 40-50.  
 村岡洋文(1992): マグマ周辺における熱伝導帯と初生熱水滞留帯の競合に関する一仮説。地熱学会誌, **14**, 47-59.  
 小野晃司・曾屋龍典・細谷武男(1982): 薩摩硫黄島地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 80p.  
 Persikov, E. S. (1990): The viscosity of magmatic liquids: Experiment, generalized patterns. A model for calculation and prediction. Applications. Phys. Chem. of Magmas, Ed. LL Perchuk and I Kushiro Springer-Verlag: 1-40.  
 斎藤元治・日下部実(1989): 火山噴火におけるマグマ中の揮発性成分の挙動-斑晶中のガラス包有物分析に基づくアプローチ, 火山, **34**, 275-293.  
 斎藤元治(1994): メルトインクルージョンからマグマの情報を抽出する—マグマの脱ガス過程の解明をめざして—。地質ニュース, No. 474, 6-11.  
 澁江靖弘・風早康平(1993): 京都府鐘打鉱床の母岩の酸素同位体組成と鉱液の酸素・水素同位体組成。資源地質, **43**, 35-47.  
 Shinohara, H., Giggenbach, W. F., Kazahaya, K. and Hedenquist, J. W. (1993): Geochemistry of volcanic gases and hot springs of Satsuma-Iwojima, Japan: Following Matsuo. Geochem. J., **27**, 275-289.  
 篠原宏志・風早康平・ジェフヘデンクイスト(1993): 薩摩硫黄島の火山ガス・温泉・熱水系。地質ニュース, No. 472, (6-12).  
 篠原宏志・風早康平(1994): マグマの脱ガス: 熱水流体の放出過程。地質学論集, (印刷中).  
 Sommer, M. A. (1977): Volatiles H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and CO in silicate melt inclusions in quartz phenocrysts from the Bandelier Tuff, Jemez Mountains, New Mexico., Bull. Volcanol., **85**, 423-432.

---

KAZAHAYA Kohei and SHINOHARA Hiroshi (1994): Degassing mechanism of large silicic magma chambers — Degassing by magma convection in a conduit and by solidification of a magma chamber—.

---

〈受付: 1993年12月24日〉