

(9) 噴火モデル (爆発的噴火)

(i) 噴火様式の多様性

噴火の規模 噴火の規模については火山爆発指数 (VEI: Volcanic Explosivity Index) として Newhall&Self(1980)により提案されたものがあり, これは地震のマグニチュードと似た概念である. VEI は噴出物体積の対数をとったもので, $1\sim 10\text{km}^3$ では $\text{VEI}=5$ とする (図1). 火山噴火エネルギーの大半は熱エネルギー: $\rho C_p V \Delta T$ であり, $C_p, \rho, \Delta T$ はほぼ一定なので熱エネルギーはほぼ噴出物体積 (V) に比例する. 規模の大きな噴火ほど頻度は低く, VEI が一つ大きいと頻度はおよそ 10 分の 1 になる.

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
規模	非爆発的噴火	小規模	中規模	やや大規模	大規模	非常に大規模			
テフラ体積 (m ³)		1×10^6	1×10^7	1×10^8	1×10^9	1×10^{10}	1×10^{11}	1×10^{12}	1×10^{13}
噴煙高度 (km)		<0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	>25		
火山口上海面									
噴火のタイプ	ハワイ式	ストロンボリ式		プルカノ式		プリニー式		ウルトラプリニー式	
噴火継続期間		<1時間		1-6時間		6-12時間		>12時間	
好気圏への供給	無し	少量	中程度	大量					
成層圏への供給	無し	無し	無し	時にあり	必ずあり	顕著			
件数	699	845	3477	869	278	84	39	4	0

図1.10 火山爆発指数 (VEI) の定義 [Simkin and Siebert, 1994 を一部改変]

図1 火山爆発指数

火山噴火様式は, 爆発的噴火と非爆発的噴火に大きく分かれるが, それぞれ多様な要素を含む. 爆発的噴火は, 噴煙柱からの降下火砕物をもたらすプリニー式噴火と火砕流を発生する噴火, マグマ水蒸気爆発, 等, マグマが破砕した状態で放出される. 一方, 非爆発的噴火ではマグマは連続流体として地表に流出し, 溶岩流, 溶岩ドーム噴火等がある. これらの噴火様式の違いがどのようにして起こるかについて, 物質科学的にアプローチしてみる.

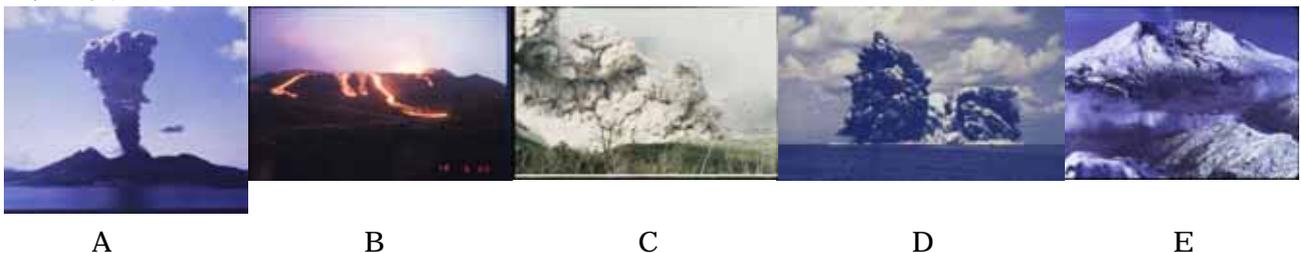


図2 噴火様式の多様性.

Quiz-1 上の図2A~Eについて, 現象名 (とできれば火山名) を答えなさい.

(ii) マグマの飽和含水量と発泡・破砕

炭酸水は加圧して CO_2 を水に溶解させているので, 栓を開けると減圧発泡する (実験例). 同様にマグマ中には水はほぼ圧力の平方根に比例して溶解するので (図3: 飽和溶解度 $X_{wt}\% = 0.4(P:\text{MPa})^{1/2}$; 厳密には Zhang (1999)), 減圧により過飽和になったマグマは発泡する. 図3では, 3重量%の水を含むマグマが上昇・減圧すると, 約2kmの深さで水に飽和して発泡が始まることが示されている. 天然のマグマの含水量は, 相平衡関係や斑晶中のガラス包有物の含水量から, 海嶺玄武岩では $0.1\sim 0.5\text{wt}\%$, 島弧玄武岩では $1\sim 4\text{wt}\%$, 安山岩では $2\sim 6\text{wt}\%$, 珪長質マグマでは $4\sim 7\text{wt}\%$ と見積もられている. 1重量%の水が発泡し1気圧 800°C の状態におかれると, 元のマグマの体積の約100倍になる (発泡度99%以上). 通常, 爆発的噴火で生じる軽石の発泡度は60-80体積%であり, その程度発泡すると破砕が生じると考えられている. 従って系からガス成分

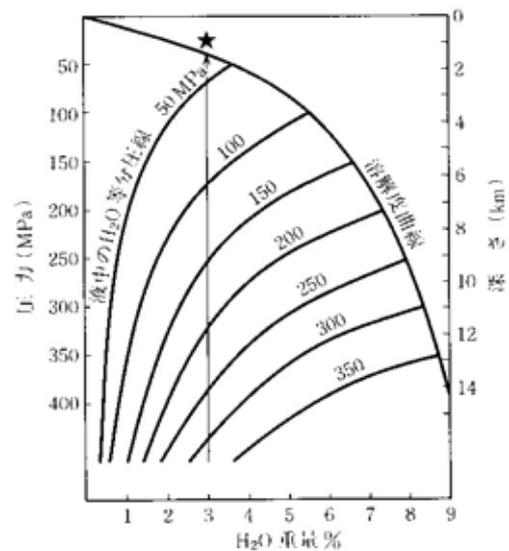


図3 マグマ中の水の飽和溶解度と等分圧線

が逃げなければ、大部分のマグマは上昇・発泡すると破碎し、爆発的な噴火を生じることになる。

(iii) 噴火のトリガー

火山は一定の時空範囲で活動し、寿命があることから、地下でマンテルダイアピルのような孤立した高温部分溶融体が上昇して生じるといモデルが考えられている (Sakuyama, 1983). 部分溶融したマグマは集積・上昇し、LNB (浮力中立点) 付近でマグマ溜りを形成する。マグマ溜りからマグマがさらに上昇して噴火するためには、(1) 下から新たなマグマがマグマ溜りに注入して圧力が高まる、(2) 冷却・結晶化により水に過飽和になり発泡し圧力が高まる。(3) 冷却・結晶化により分化した液の密度が小さくなり浮力が働く、等の要因が考えられる。マグマ溜りの周囲の地殻岩石は暖まっていなければ剛体であり、変形しても $10^{-4} \sim 10^{-5}$ 程度の歪で破壊するので、 10km^3 のマグマ溜りでも弾性変形で賄われる体積 ($10^{-3} \sim 10^{-4}\text{km}^3$) はきわめて小さく、中～大規模な噴火は引き起こせない。但し、周囲の巨大地震の後に大噴火が生じる例は多く (1707 年宝永地震⇒富士宝永噴火; 1991 年フィリピン地震⇒ピナツボ噴火、等) 周囲のテクトニックな動きが、マグマ溜りになんらかの変化を生じさせ (亀裂の発生、減圧発泡) 噴火の引き金になる可能性が考えられる。また地殻岩石の引っ張り強度は 10MPa 程度であるので、マグマ溜りでの初期過剰圧は最大 20MPa 程度で岩脈が形成してマグマの上昇が開始すると考えられる。

(iv) マグマの火道中の上昇と発泡・破碎・爆発的噴火

マグマ溜りから、マグマが火道を上昇し始めると、ある深さで水に飽和して発泡が始まる (図 4)。実際には気泡の核生成は均質核生成の場合かなりの過飽和度

($\Delta P=100\text{MPa}$) が必要であることが理論的 (界面エネルギー)、実験的に確かめられているが、不均質核生成ではより低い過飽和度で気泡が発生する。近年この方面の研究は顕著に進行しており、特に気泡数密度が減圧速度の $3/2$ 乗に比例する理論的予測 (Toramaru, 1989) が実験的に証明され (M-Bonnefoi&Laporte, 2004EPSL)、火砕物の気泡数密度の測定から噴火の際のマグマの火道での状態を推定できる可能性がある。発泡が開始した後も減圧により気泡は成長 (水分子が周囲のメルトから気泡に移動) かつ膨張し、発泡度が増大する。ガスの体積分率が増大するにつれ、系の状態は図 5 のように気泡流⇒スラグ流⇒管流⇒噴霧流、と遷移する。

火道を上昇するマグマの発泡が進行するとマグマの破碎が生じる。同じサイズの球形の気泡が最密充填で発泡すれば、約 74% で気泡は互いに接して破碎が生じることになるが、実際は気泡間のメルトの膜は変形し、また気泡サイズには分散があるので、もう少し大きな発泡度で破碎が生じる。破碎の条件としては、このような発泡度で決まるとするモデル、歪速度が一定値を超えると破碎が生じるとするモデル (Papale, 1999)、発泡が進行して周囲のメルトの粘性が増加して脆性破壊により破碎が生じるとするモデル (Zhang, 1999) が考えられているが現在も決着はついていない。

マグマの破碎が生じる付近では図 5 にあるようなスラグ流、管流の状態が生じる可能性があるが、それ以降は噴霧流として基本的に気体としてふるまうようになる。図 4 にあるように、火道径が一定では噴霧流は音速を超えることができない (Choking と呼ばれる)。

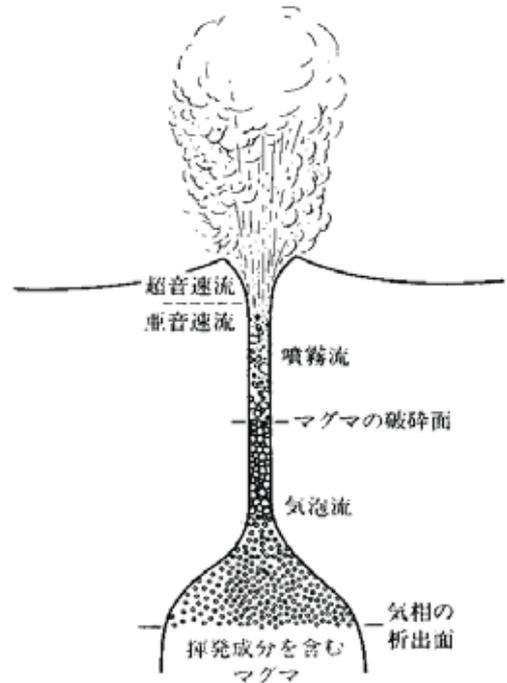


図 4 マグマ溜りから噴煙柱まで。

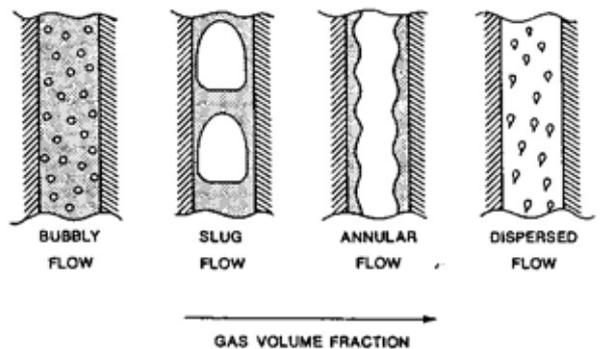


図 5 気液 2 層流の 4 つの状態。

但し、火口のように径が開く場合には超音速で噴出することが可能で、実際、火山爆発ではしばしば衝撃波が観測される（伊豆大島、桜島等）。持続的な爆発的噴火の場合、噴煙柱が生じ、周囲からの空気の取り込みと膨張で周囲の空気よりも密度が小さければ噴煙柱は上昇し降下火砕物を広い範囲に堆積させ、一方、噴煙柱の密度が周囲の空気よりも大きくなると重力流（火砕流）として地表に沿って流れ、火砕流堆積物を生じる。

(v) 理論的取り扱い。

定常的な爆発的噴火の理論的取扱いは Wilson 等（1980）により次のような保存式に基づく解析がなされた。

質量保存：
$$d(\rho u)/dz=0$$

運動量保存：

$$\rho u(du/dz) = -dP/dz - F - \rho g$$

但し、 ρ :密度、 u :速度、 z :垂直軸(上向きに正)、 P :圧力、 F :火道壁での摩擦力、 g :重力加速度。 F は、気泡流の範囲では Hagen-Poiseuille 流に則り、 $F=8\eta u/r^2$ であらわされ、一方、噴霧流では、 $F=f\rho u^2/(4r)$ であらわされる。但し、 f は火道壁の凹凸の程度によるもので、0.005-0.02 程度の定数である。図6にあるように、火道中

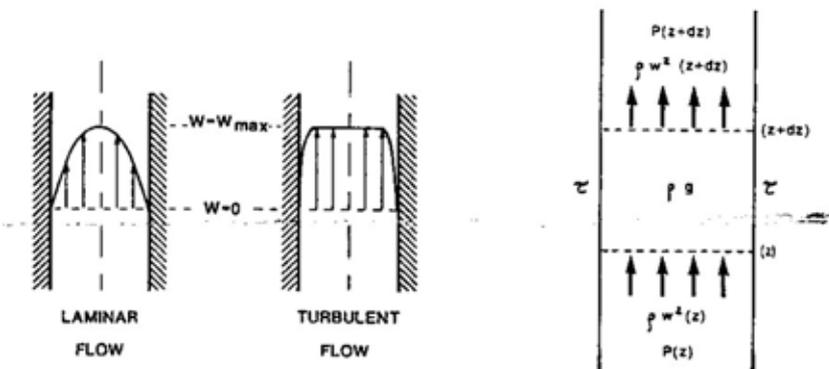


図6 火道中の流速分布と火道流モデル

での流速分布は低 Re の気泡流では層流に近いと考えられ、一方、噴霧

流では、流速一定のモデルで近似される。このモデルではエネルギー保存は考えず温度一定として近似し、また噴霧流での気相と液相は等速で運動すると仮定している。実際の計算は、初期値として、マグマ溜り深さ（圧力）、含水量、火道径、マグマ溜りから火道への流量等を与え、運動量保存式から垂直方向の圧力勾配を計算し、最後に火道出口での条件（圧力が大気圧か、マッハ数 ≤ 1 ：マッハ数は噴霧流の流速/音速比）を判定し、流量を微量変化させて火道出口での条件が満足されるまで計算を繰り返す。マッハ数が1よりも小さい条件は、いわゆる Choking（圧力勾配が発散するのを防ぐ）のために導かれるものである。その後、より近似を高めた種々の火道流モデルが提案され、さらに、噴煙柱モデル（Woods, 1988 等）や火砕流モデル（Neri, 1998）とつなげて、実際の火山噴火現象を計算機実験で再現することもおこなわれるようになってきている（Clark, et al., 2002; Nature 415, 897）。

図7はこのような計算機実験で得られる、火道中のガス相の分率（発泡度）と圧力を高さに対して示したもので、規格化された高さ 0.4 の付近でマグマの破碎直前に、急激に発泡度が増加し圧力が減少していることが示されている。上昇速度も破碎前は 10m/s 以下であったものが、破碎後は一般に数 10m 以上になり火口では 200-300m/s となる。数 km の高さの火道の場合、爆発的噴火（プリニー式噴火）のマグマは数～数 10 分でマグマ溜りから火口まで上昇する。このような火道流モデルの熱力学を重視したモデル（Conflow）は Mastin & Ghiorso(2000)により Web 公開されており、これはエネルギー保存の式も含めて温度変化を繰り返している。比較的容易に扱えるので、噴出率が分かっている噴火についてマグマの上昇速度や、圧力の時間変化、といった問題を検討することができる。このような火道流問題は近年急速に進展しており、火道の侵食、Viscous dissipation による摩擦熱の発生の効果、平衡からずれて均質気泡核生成を組み込んだモデル、等序序に実際に近いモデルが提案されている。（Sahagian, 2005, JVGR 特集号）

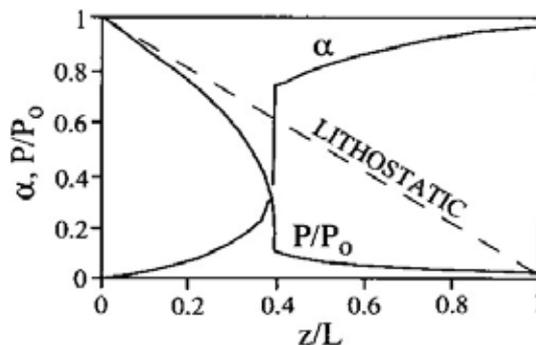


図7 火道モデルでの圧力と気相分率の分布

(vi) モデルの検証と応用：実験的再現と爆発的噴火噴出物の解析

上のような理論モデルの検討は近年進歩が著しいが、これらのモデルの近似がどの程度正しいかについては、高温高压実験や噴出物の組織解析から検討され始めている。例えば、減圧に伴うマグマの発泡実験はこの5年間で5グループ以上から多数の文献が発表されており、均質核生成のToramaru(1995)モデルが検証された。また均質核生成と不均質核生成の影響についても検討されている。減圧発泡に伴う結晶作用についてもいくつかのグループ(米, 英, 伊, 仏)が実施しており、実際の噴出物について再現実験がおこなわれている。一方、噴出物の組織解析等からも検討が進められている。例えば、噴出物中のガラスの含水量分析により火道上昇流中でのマグマの破碎後もマグマからの脱ガスが平衡に生じるかどうかについて検討されている。火砕噴出物ガラスはやや過剰な量の含水量(0.5-1wt%)を示しており、マグマの火道上昇最後の段階では非平衡脱ガスであったことが示される。また、大規模火砕噴火では火砕物の粒径により気泡数密度が異なることが指摘されており、同じ噴火で異なる発泡過程を経た噴出物が同時に生成されたことが示されている。

このような火山噴火モデルの精度が高まれば、実際の火山噴火に対して予測をおこなうことが可能となる。例えば、日本にはいくつかの火山が爆発的噴火をする可能性が指摘されているが(例えば、駒ヶ岳, 浅間山, 富士山, 三瓶山, 阿蘇山, 霧島山, 桜島等), これらについて、火山性地震や山体変動が観測された場合、それらからマグマ溜りの深さと移動規模・速度が知れば、噴火が爆発的か非爆発的か、規模はどの程度か、火砕流は発生するか、被災範囲の推定、等がおこなわれるようになり、災害の軽減に役立つことが期待される。もちろん、火山噴火はマグマ上昇途中の環境により多様な現象を含むので、実際には全てを予測することはできないが、火山学の進歩により確率的な予測は可能である。

<文献>

Jaupart, C. & Tait, S(1990) Dynamics of eruptive phenomena. Rev. in Mineral., 24, 213-238

小屋口剛博(1998)火山と噴火のダイナミクス. 岩波講座地球惑星科学, 第8巻, 121-182.

Mastin, L., & Ghiorso, M. (2000) Conflow program obtained from: <http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Mastin/>

Papale, P. (1998) Volcanic conduit dynamics. In Freundt & Rosi edit., From Magma to Tephra, Elsevier, 55-89.

Sahagian, D. (2005) Volcanic eruption mechanisms: insights from intercomparison of models of conduit processes. J. Volcanol. Geotherm. Res., 143, 1-15.

Wilson, L., Sparks, RSJ, Walker, GPL (1980) Explosive volcanic eruptions – IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 63, 117-148.