

火砕噴出物の含水量と岩石組織

- 始良・支笏・十和田八戸・池田・有珠 1977 等 -

佐藤博明^a・上野龍之^b・中村敬介^b・藤原誠^b・安達裕介^b・石田篤史^b・田川亜紀子^b・鎌田桂子^a・

^a 神戸大学理学部

^b 神戸大学大学院自然科学研究科

Water content and textural features of pyroclasts of explosive eruptions

Hiroaki Sato, Tatsuyuki Ueno, Keisuke Nakamura, Makoto Fujiwara,
Yusuke Adachi, Atsushi Ishida, Akiko Tagawa, Keiko Suzuki-Kamata (Kobe Univ.)

(1) はじめに

マグマの発泡・脱ガス過程は噴火機構を理解する上で重要であるが、これまで、天然の火砕噴出物について、マグマの脱ガスの不完全さが指摘されている。雲仙岳 1991 年噴火ではブルカノ式噴火の噴石の急冷周縁部では含水量が 0.51wt% に達し (Kusakabe et al, 1999), これは平衡溶解圧力にして 1.5MPa に相当する。1991 年ピナツボ噴火について Hammer et al. (1999) は FTIR 測定により火砕物石基ガラスの総 H₂O 量として、1-2wt% を含んでいたことを示し、また、Villemant & Boudon (1998) は Mt. Pelee P1 (650yrbp, VEI=4) について水素同位体組成から、火砕物の初生的な含水量として 1.4- 1.8wt% を推定している。これらの噴火のマグマはマグマ溜まりではもともと約 6 wt% 程度の水を含んでいたことがメルト包有物の分析から示されているので、マグマが 70-80% の発泡度に達し破碎した時のメルトの含水量がほぼ凍結されていることになる。これらの分析結果は、爆発的噴火において火砕物の発泡・脱ガスが不完全で過剰圧を有していたことになり、その発生機構、および噴火モデルにおける脱ガス量の見積りに影響するという意味でも興味を持たれる。

一方、火山爆発の一つの特徴として、同じ組成のマグマでもその噴火規模は 8 桁に渡る多様な規模でおこなわれることが挙げられる。噴火規模が異なった場合、マグマの上昇速度が異なるかどうかは面白い問題であろう。巨大噴火の方が噴出率は高いことが考えられるが (e.g. Carey & Sparks, 1989), 上昇速度が大きいかどうかは検討された例を見ない。噴火規模の異

なる噴出物について噴出物の含水量や、岩石組織を比較検討すれば、マグマの上昇速度について何らかの手掛かりが得られる可能性がある。今回は、多様な規模の珪長質火砕噴火噴出物の含水量と岩石組織を検討することとし、支笏、始良、十和田八戸、池田、樽前 1667 年、駒ヶ岳 1929 年、桜島 1914 年、有珠 1977 年噴出物の試料について、含水量測定、気泡組織観察、結晶組織観察をおこなった。また、気泡壁をなすガラス中の塩素のプロファイル測定をおこなった。

(2) 火砕物の含水量

火砕物の含水量は本特定領域研究科研費で購入したカール・フィッシャー滴定装置を用いた。試料として 5~30mm 径の軽石を用い、同じ軽石粒から水分測定と、組織観察用試料、密度測定試料をとりわけた。水分測定には 0.05-0.3gr の軽石片を用いた。まず、100~1000 の間を 100 ステップで段階加熱して、各温度での放出水分量を測定した。各温度での脱水速度の時間変化は試料により異なるが、一般にはシグモイダルに変化する。段階加熱積算脱水量は、図 1 に示すように、いずれの試料でも 200-300 の間の脱水量が最も多い。これは水和の影響を受けていないと考えられる有珠 1977 軽石 (当時、勝井義雄北大教授により噴火翌日に採取されたもの) でも同様である。図 1 を注意してみると、比較的小規模噴火で生じ含水量の低い試料がより低温での脱水が多く、大規模噴火で生じた含水量の多い火砕物の方がより高温での脱水量の割合が多い。

多くの軽石の含水量は、秤量した試料を 150 の乾

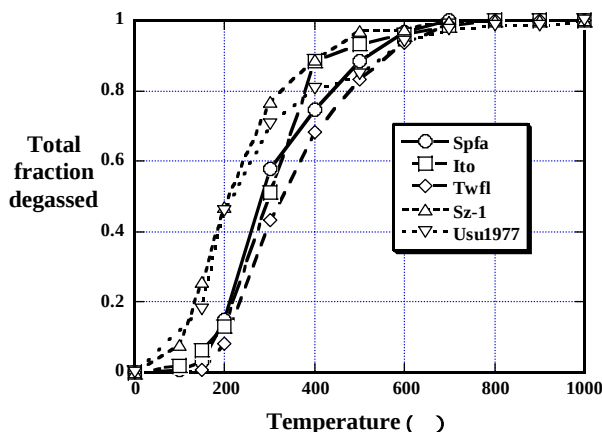


図1 火砕物の段階加熱積算脱水量：Usu1977 試料は噴火翌日に採取されたものであるが、脱水挙動は他の古い火砕物とほぼ同じであった。

燥器で2時間以上置いた後に、KF滴定装置に連結した電気炉に入れ1000℃で加熱・脱水させ、その水分量を求めた。各噴出物について4～10個を分析したが、概ね同じ試料（露頭で、1m²以内の部分採取）では一定の含水量を示した。図2では左からより規模の大きな噴火の順に並べてあり、VEI（火山爆発指数）では支笏Spfaの7から、有珠1977の3まで、噴出物量で4桁におよぶ範囲の爆発的噴火の産物を扱っている。左側4試料は、カルデラを形成した噴火のもので、いずれも含水量は2wt%余りであるが、右側4試料はカルデラを形成せず、最大の樽前1667年噴火で直径約1kmの火口を形成したものである。これら小規模な爆発的噴火の火砕物の含水量は0.4～0.8wt%とかなり少ない。このように火砕物の含水量は一見、噴火規模に強い相関を有するよう見えるが、一方、低温でのガラス中の水の拡散による水和を見ている可能性もある。図2の下側に各噴火の堆積後の経過時間を記してあるが、数1000年以上古いもので含水量は大きな値になっており、若い火砕物は含水量が低い。後で述べるようにこれら発泡した火砕物のガラスの厚さは通常10ミクロン以下であり、低温でも拡散によって水和が生じる可能性が考えられる。図3には常温（20℃）での平均拡散距離（ $=\sqrt{Dt}$ ）の計算結果を示すが、Zhang他（91）のデータを用いると、1万年でようやく、0.2ミクロン程度であり、1000年以下では

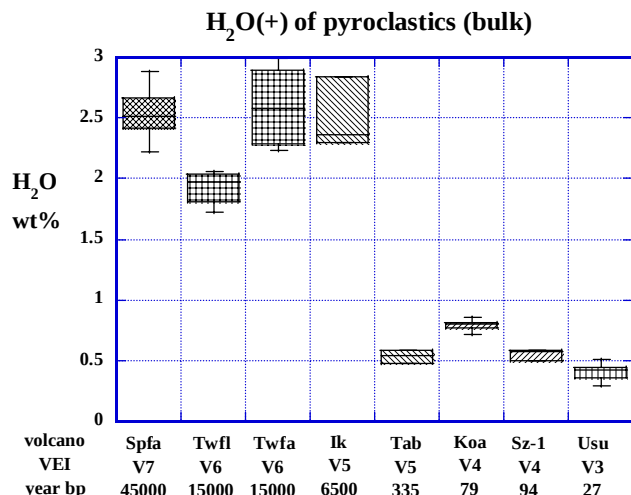


図2：火砕物の含水量：Spfa：支笏降下軽石，Twfl：十和田八戸火砕流，Twfa：十和田八戸降下軽石，Ik：池田湖降下軽石，Tab：樽前1667年噴火，Koa：渡島駒ヶ岳1929年噴火，Sz-1：桜島1914年降下軽石，Usu：有珠1977年降下軽石。

水和の影響は少ないといえる。温度の効果は10度高いと拡散距離が2倍大きくなる程度である。Shaw（1974）のデータでは、比較的容易に水和が生じ、観察された含水量は噴火直後のものを除き水和の影響が大きいということになる。現時点では図2に示す含水量（バルクなのでガラスの含水量はさらに多くなる）が火砕物が生成した直後の初生的なものを記録しているかどうか判断は微妙なところである。火砕噴火

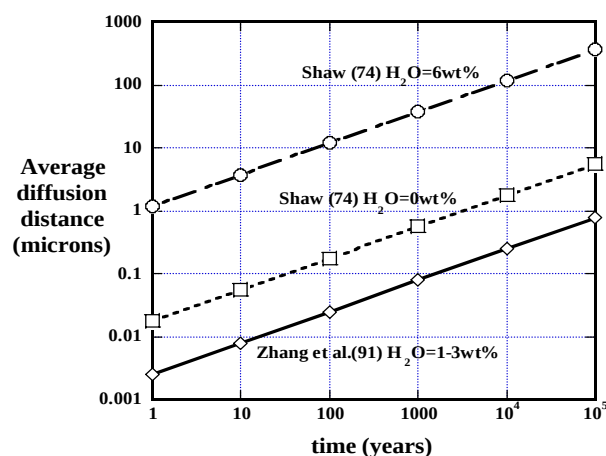


図3：常温（20℃）でのガラス中の水の平均拡散距離（ $=\sqrt{Dt}$ ）

の際、気泡流の状態ではほぼ系は閉じて発泡が平衡溶解度を保って進行すると考えられており(e.g. Martel et al.1999)発泡度が70-80%に達し破碎が生じる時点で1.5-2.5wt%程度の含水量があることが予想される。しかし、破碎が生じた後に火道を上昇する時間(10^{-3} 秒程度)やその後の噴煙柱でさらに発泡が継続する可能性が指摘されている(Gardner et al.1996)。高温で含水量が多いとメルト(ガラス)の粘性係数が低くなり容易に発泡・膨張が生じる可能性が考えられるので、初生的に1%以上の含水量を持つ火砕物が存在したかどうかさらに検討を要する。

(3) 火砕物の組織

含水量を測定した同じ軽石の一部を樹脂に埋め込み研磨薄片にして電子顕微鏡観察をおこなった。図4にBSE像の例を示す。気泡は多くの場合様々な程度に合体しており気泡の壁が破れている。Heガス置換型体積測定装置(Micrometrics社製 Accupyc1330)で計測をおこなうと、気泡の約97%は繋がっていることが確かめられた。これはWhitham & Sparks(1986)も密度・表面積測定結果から定性的に指摘している。このような発泡が進み気泡が連結した試料では、気泡径の計測は誤差が大きいので、ここでは気泡を隔てるガラスの壁の見掛け厚さの計測をおこなった。気泡壁の厚さは、図4のような後方散乱電子線像から、ノギスを用いて各セプタについて計測した。各試料について50個以上測定してその分布を図5に示した。全般に大規模な噴火の火砕物ほどセプタの厚さが大きい傾向がある。特に、始良噴火についてみると上野(1999)が指摘したように、火山灰(この場合はco-ignimbrite ash)のセプタの方が、軽石のセプタよりも厚く、同じ噴火でも最終的に粗粒な火砕物になったものと、細粒な火砕物になったものとは発泡・破碎様式が異なることが考えられる。

結晶組織についてみると、小規模な噴火の火砕物に微晶が多く、大規模噴火では殆ど認められない傾向がある。Toramaru(2001)の計算や、Hammer et al.(2003)の実験結果によると、過冷却度が大きくなるほど結晶核密度が大きくなるが、さらに大きな過冷

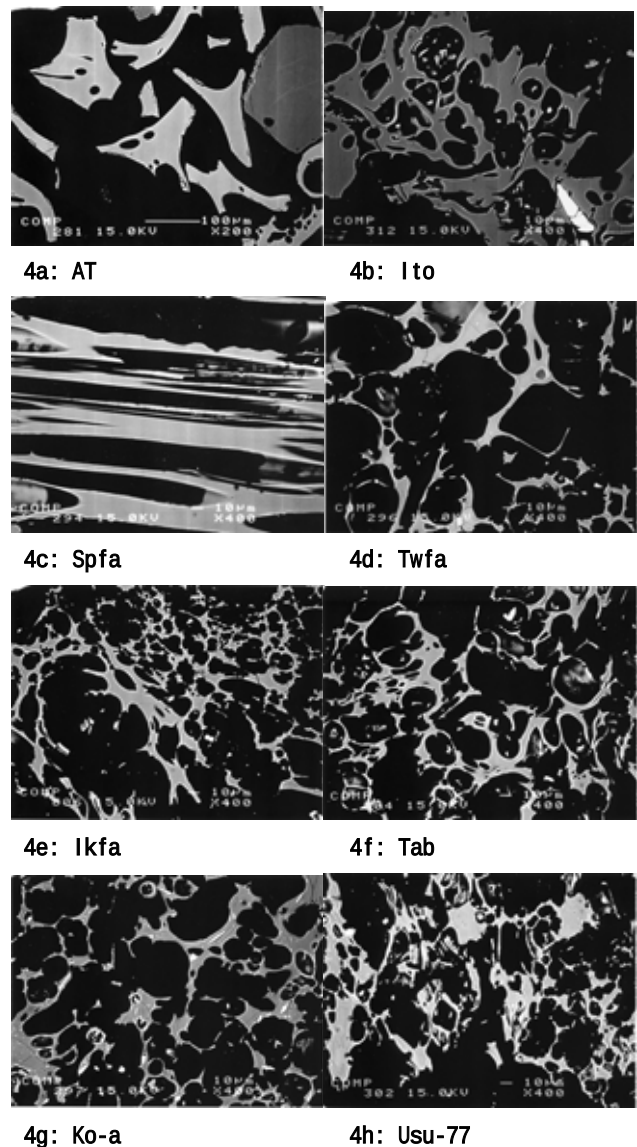


図4 火砕物の後方散乱電子像の例。スケールは4aのみ 横幅570 μ m, 4b~4hは横幅285 μ m。

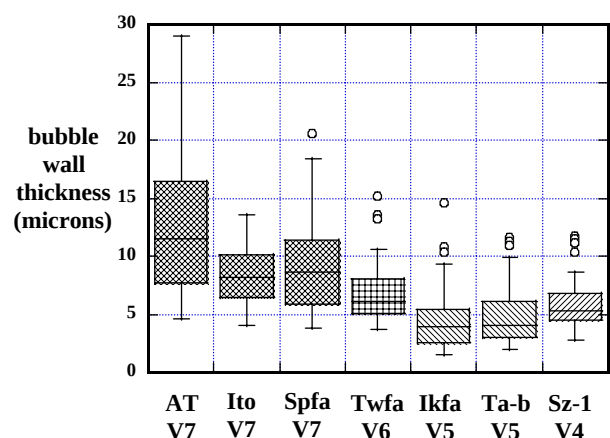


図5：火砕物の見掛けのガラス壁の厚さ(μ m)。AT: 始良丹沢火山灰, Ito: 入戸軽石, 他は図2と同じ。

却条件では結晶化自体が抑制される。ただ、結晶作用については、マグマの脱ガスによるリキダス温度上昇による効果の外に、マグマ溜まり内でのマグマ混合によっても微晶が生じる場合が考えられる。また、マグマ溜まり内での冷却・脱ガスの履歴によっても結晶核生成が左右されることが考えられる。結晶組織の形成にはこれらの多様な要素が関係するために、個々の噴火について詳細な検討が必要である。

(4) 火砕物ガラスでの塩素のプロファイル

マグマの発泡の際には、減圧に応じて気泡近傍のメルト中の水が脱ガスしてその部分に濃度勾配が生じ、水の拡散により脱ガスが制御されることが考えられる (Toramaru, 1995)。気泡壁のガラスについて、含水量の分布を高空間分解能で計測することは容易でない。またガラス中の水の拡散速度はかなり速いことが予想される。一方、水と同時に気相に分配されより拡散速度の遅い揮発性元素について濃度勾配が残る可能性が考えられる。今回は塩素について、ガラス壁の組成プロファイルを計測した。EPMAは15KV, 12nAで塩素の計測は100秒でおこなった。2 μ ステップでガラスをトラバースするように分析をおこなった。図6に示すように、今回の計測で気泡壁での塩素の濃度勾配は明瞭には認められなかった。この原因として考えられるのは、一つは、低圧では塩素の気相への分配係数が小さくなり液中の平衡濃度がそれほど減少しないこと (Shinohara, 1994)、2つ目として、塩素のメルト中の拡散係数が水と比べてそれほど変わらずかなり早いこと (Bai & von Gross, 1994) 火道内を上昇するマグマの減圧速度と比べて狭い幅内での元素拡散が十分に達成された、という可能性が考えられる。Hort & Gardner (2000) は噴火の際の高温状態での軽石ガラス中の水・塩素の拡散について検討しており、かなり強い濃度勾配が生じる可能性を指摘しているが、今回の測定結果で濃度勾配が観測されなかったのは上記のような条件が火道内で生じていた可能性を示唆している。

(5) おわりに

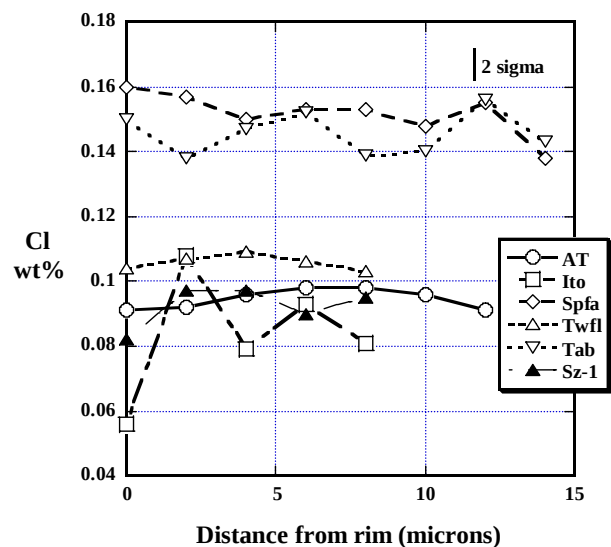


図6： 軽石ガラスセプタの横断方向の塩素濃度分布

今年度は諸般の事情から予備実験的な段階で終わった。近年、火砕物に関する種々の計測や発泡・破砕実験、モデル計算が進展しており、我々のアプローチが意味のある結果を出せるかどうか心もとないが、天然試料の観察及び室内実験からの制約条件は物理モデル構築に重要であり、またこの特定領域研究でそのような観点からの研究が必要であると思い、今後さらに系統的な検討を継続する。

<参考文献>

- Gardner, JE et al (1996) BV., 58, 144-162.
- Hammer, JE et al (1999) BV., 60, 355-380.
- Hammer, JE & Rutherford, MJ (2002) JGR, 107, 8-1-24
- Hort, M. & Gardner, J. (2000) JGR, 105, 25981-26001.
- Kusakabe, M. (1999) JVGR, 89, 231-242.
- Martel, C et al. (2000) JVGR, 96, 191-206.
- Martel, C & Schmidt, BC. (2003) CMP, 144, 397-415.
- Massol, H. & Jaupart, C. (1999) EPSL, 166, 57-70.
- Shinohara, H. (1994) GCA, 58, 5215-
- Toramaru, A. (1995) JGR., 100, 1913-1931
- Toramaru, A. (2001) JGR., 106, 4037-4060.
- 上野龍之 (1999) 火山学会 1999 年秋講演予稿集, p.137.
- Villemant, B. & Boudon, G (1998) Nature, 392, 65-67.
- Whitham, AG & Sparks RSJ (1986) BV, 48, 209-223.