

有珠火山2000年噴火での マグマ水蒸気爆発と火砕流到達域予測

山元 孝広¹

Takahiro YAMAMOTO (2001) The 2000 eruption of Usu Volcano, Japan: characteristics of phreatomagmatic explosions and hazard evaluation for pyroclastic density currents. Bull. Geol. Surv. Japan, vol.52 (4/5). p.231 - 239, 5 figs.

Abstract: The Usu 2000 eruption began with phreatomagmatic explosions on March 31. The first explosion occurred at the northwestern foot of the volcano, sent a buoyant dark gray plume 3,200 m in the maximum height, and ejected about 130 thousands tons tephra containing dacite pumice. A phreatomagmatic explosion is caused by dynamic mixing of fragmented magma and groundwater. It is necessary for ascending of a buoyant plume that magma interact with water less than 0.2 in water/magma mass ratio. The March 31st explosions presumably originated in a volatile-rich head of the ascending magma. Degassing of the head promoted the magma fragmentation and effective mixing with groundwater in a low mass ratio. Since April 1, the eruptions have been getting mild, and the northwestern foot of the volcano has upheaved due to the intrusion of dacite magma. Cock's tail jets and black plumes less than 1,000 m in height frequently occurred in migrating vents on early April. Their ejecta seldom contain essential materials. The stable surfaces of the intruding magma inhibited the dynamic mixing between magma and groundwater. The cock's tail jets activities seem to represent weak phreatomagmatic explosions more than 0.4 in water/magma mass ratio or phreatic explosions in low water/host rocks mass ratio.

During the eruptions, hazard maps were prepared for a pyroclastic density current that could be expected from a phreatomagmatic explosion at the new vents on the northwestern foot, using an energy cone method. When a water/magma mixing mass ratio is 0.2 to 0.4, a resulting plume will be unstable due to heat loss of ejecta. It is assumed that the Heim coefficient is 0.25; this value is the mean of small volume pyroclastic flows. The height of column collapse is varied as a function of magma mass interacting with groundwater. The March 31st explosion could generate a pyroclastic density current traveling 1 to 2 km from the vent, if its plume collapsed.

要 旨

有珠火山2000年噴火は、3月31日に北西山麓で起きたマグマ水蒸気爆発で始まった。この最初の噴火では高度が3200mに達する暗灰色の噴煙が上昇し、デイサイト軽石を含んだ約13万トンの火砕物が放出されている。一般にマグマ水蒸気爆発は破碎されたマグマと地下水とのダイナミックな混合により発生する現象で、その混合物が噴煙として浮力を得て安定に上昇するためには、水/マグマ混合質量比が0.2以下でなければならない。3月31日噴火はガス成分に富むマグマ頭部からもたらされたもので、減圧によるマグマの発泡破碎が混合比0.2以下の効果的なマグマ-水接触反応を起こした可能性が大きい。4月1日以降は次第に噴火が穏やかになるとともに、デイサイトマグ

マの貫入による北西山麓の隆起が顕著になってきた。4月上旬では噴煙高度が1,000m以下の黒色のプルーム状の噴煙やコックスティールジェットの活動を火口位置を移動させながら間欠的に繰り返していた。また、この時期の噴出物には本質物がほとんど含まれていない。地下浅所に貫入してきたマグマの表面は安定化しており、効果的なマグマと水との混合が起きにくくなっていた。湿った火砕物が弾道放出されるコックスティールジェット噴火は、マグマ水蒸気爆発なら水/マグマの混合比が0.4よりも大きい領域、水蒸気爆発なら水/母岩の混合比が小さい領域での噴火に相当する。

今回の噴火が始まると北西山麓に新たに形成された火口群でのマグマ水蒸気爆発に伴う火砕流の発生が懸念され、その到達範囲予測図をエネルギーコーンモデルを用

¹ 深部地質環境研究センター
(Research Center for Deep Geological Environments, GSJ)

Keywords: Usu Volcano, 2000 eruption, phreatomagmatic explosion, phreatic explosion, pyroclastic density current, hazard map.

いて作成した。マグマ水蒸気爆発では水/マグマ混合質量比が0.2~0.4の領域では、混合物の温度が低く不安定な噴煙がつくられやすい。モデルでは火砕流の動摩擦係数を小規模火砕流の平均値である0.25に固定している。一方、噴煙柱崩壊高度については地下水と反応したマグマの質量の関数として別に求めた。3月31日噴火の噴出量では、もしこの噴煙が崩壊したとすると火口から1~2km流走する火砕流を生じた可能性があった。

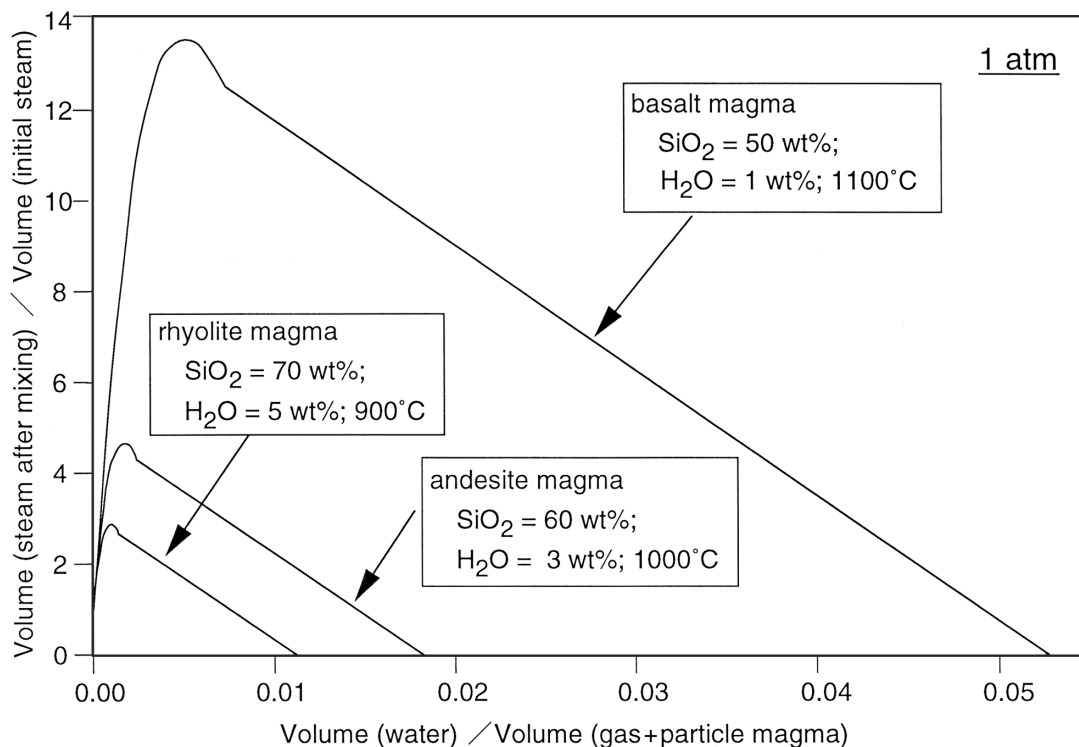
1. はじめに

2000年3月27日から火山性地震が増した北海道の有珠火山では、3月31日午後北西山麓から噴煙を上げ、前回の噴火(1977 - 1978年噴火)から22年ぶりに噴火を開始した。前回の噴火は山頂からのプリニー式噴火で始まったのに対し、今回の噴火は山麓部でのマグマ水蒸気爆発・水蒸気爆発から潜在溶岩ドームの形成へと推移しており、その活動様式は昭和新山を形成した1943 - 1945年噴火や明治新山を形成した1910年噴火(曾屋ほか, 1981など)と類似している。また、3月31日噴火で放出された本質デイサイト軽石の岩石学的な特徴は、2000年噴火のマグマも1663年噴火から始まった一連のマグマ活動の中で起きたものであることを示唆している(東宮ほか, 2001)。

噴火災害としてみたとき今回の噴火を特徴づけるもの

は、死傷者なしに示される初期避難活動の成功にある。これには地元自治体が「有珠火山防災マップ」(伊達市ほか, 1995)を整備していたこと、北海道大学有珠火山観測所が中心となって地元への啓蒙活動を行っていたこと、そして住人の多くが前回の噴火を経験していたことがその理由として挙げられよう。一方、噴火が長期化するにつれ、現地災害対策本部では火山活動の状況に合わせた避難指示区域の見直しも随時進められてきた。これは「有珠火山防災マップ」が文政(1822年)の山頂噴火で発生した火砕流被災域を想定して危険域を設定していたため、山頂噴火の可能性が低いと判断された時点で避難指示区域の縮小が始められた。逆に北西山麓を噴出中心とする被災範囲予測は事前に行われておらず、当時の噴火予知連絡会有珠山部会では北西山麓での噴火活動をどのように評価するのかが問題となっていた。特に北西山麓のマグマ水蒸気爆発・水蒸気爆発で火砕流は発生するのか? 発生した火砕流の被災域はどの程度か?といったことが、部会では盛んに議論されていた。

本報告では、マグマ水蒸気爆発・水蒸気爆発の基本的な特性をまず整理し、そこから有珠火山2000年噴火の特徴を明らかにする。また、噴火中に作成し予知連絡有珠山部会に提出した北西山麓での火砕流被災域予測図についても本報告で解説する。



第1図 発泡破碎したマグマと水との混合による1気圧での水蒸気量の変化

Fig. 1 Expansion ratio of steam volume after mixing of gas + particle magma and water at 1 atm.

2. マグマ水蒸気爆発の特徴

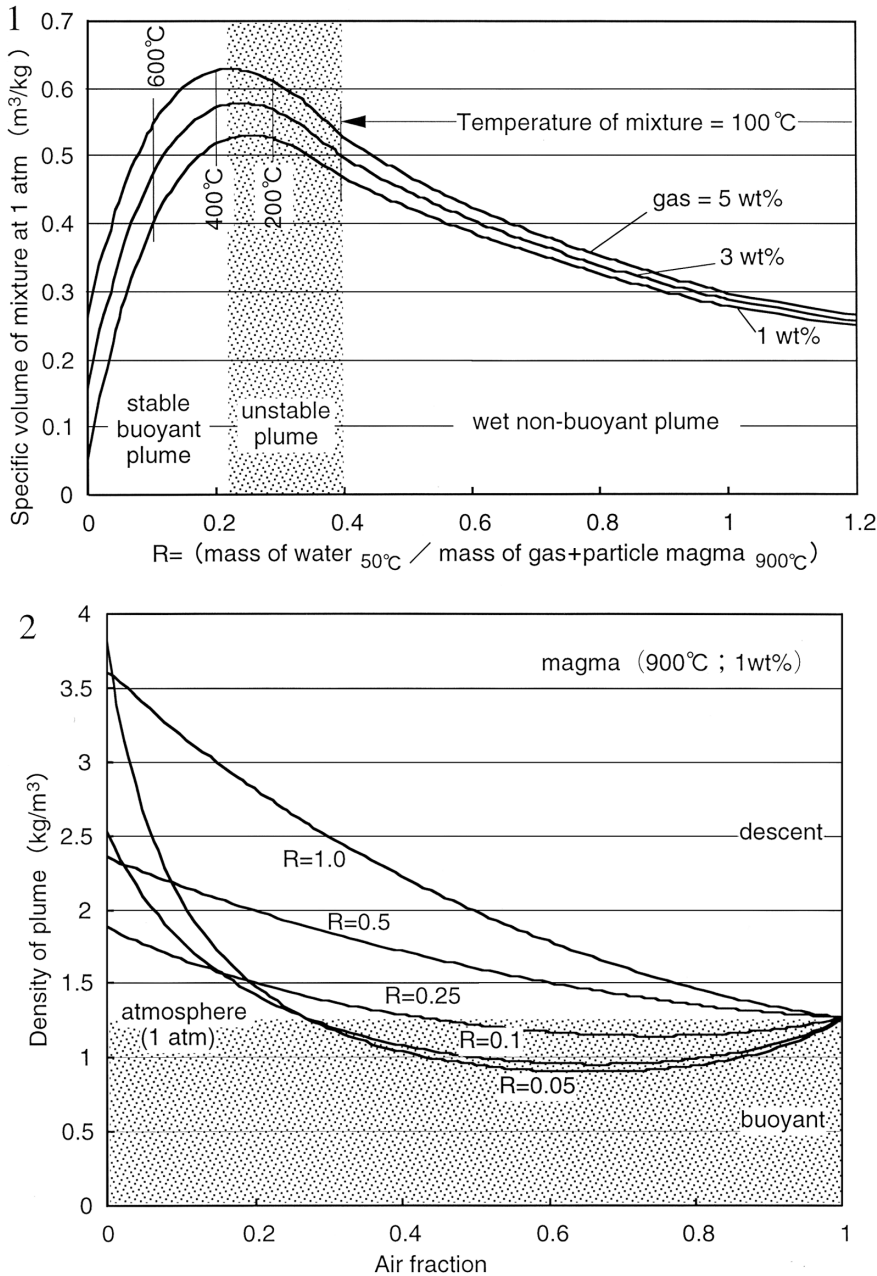
浅海底や低地帯のように豊富な地下水が存在する湿润地にマグマが上昇してきた場合、地下水とマグマとの接触反応により大量の高圧水蒸気が発生して爆発的な噴火をもたらすことがあり、マグマ水蒸気爆発と呼ばれている。固体噴出物には急冷破碎された本質マグマが含まれ、この点で後述する水蒸気爆発と区別される。マグマ水蒸気爆発で短時間に大量の水蒸気が生産されるためにはマグマから水へ急速に熱が移動することが必要で、噴火の過程でどのようにして高速の伝熱が起きるのがこの現象を理解する鍵となる(山元, 1994)。マグマと水の温度差を ΔT (K)、熱伝達率を h (W/m^2K)、接触面積を A

(m^2)とすると、両者間の伝熱速度 Q (J/s)は次式で表される。

$$Q = hA \Delta T$$

Q が大きくなるためには、 ΔT か h か A が増大することが必要である。しかし、噴出するマグマの温度は組成によりある程度決まっており、 ΔT が大きく変化することはない。また、両者の接触温度は水の自発核生成温度 ($312.5^\circ C$)を大きく越えているので、両者の間には安定な蒸気膜が形成され、 h が極端に大きくなることも期待できない。従って、 Q が飛躍的に増大してマグマ水蒸気爆発が起きるためには、火道内でマグマと水の接触面積 A が急増する必要があると考えられている。

今回の有珠火山のような粘性の高いデイサイト質マグ



第2図 1気圧でのマグマ水蒸気爆発における水-マグマ混合物の比体積(1)と噴煙の密度(2)。マグマは900°Cのデイサイト、地下水温度は50°C、大気温度は4°C。

Fig. 2 Specific volume of the ejected mixture of groundwater and gas + particle magma(1) and density of the plume(2) from phreatomagmatic explosions at 1 atm. The magma is 900°C dacite with the gas-content at 1, 3, and 5 wt%. The temperatures of the groundwater and the ambient air are 50 and 4°C, respectively.

マの場合, マグマが減圧過程で自発的に微粒化し表面積の爆発的増加をもたらすことは, 混合した地下水への急速伝熱を可能にする点で, マグマ水蒸気爆発のトリガーとして有望なプロセスに見える。ここでは, マグマの発泡破碎で生じたマグマ粒子と水蒸気からなる混相流に火道へ流れ込んだ液体の水が取り込まれる場合を考えよう。混相流中のマグマ粒子は十分に微粒化しており, 水蒸気と熱平衡にあるものとする。また, 混相流の速度は通常, 数10~数100 m/sあるので, 取り込まれた水はそのウェーバー数(液滴の表面に働く慣性力と表面張力の比)から径数mm以下に微粒化すると見られ, 直ちに混相流と熱平衡になる。水と混合した混相流は断熱的に膨張するとすると, 大気圧下での混合前と混合後の水蒸気の体積比(膨張比)は, 混合体積比を横軸に第1図のようになる。取り込まれる水の温度は10°Cで, 比熱を $4.2 \times 10^3 \text{ J/kg K}$, 気化熱を $2.3 \times 10^6 \text{ J/kg K}$, 水蒸気の比熱を $2.0 \times 10^3 \text{ J/kg K}$ として計算した。玄武岩・安山岩・流紋岩質マグマの温度と水蒸気量はそれぞれ常識的な値とし, マグマ中の揮発性成分は水蒸気だけからなるとしている。第1図を見て直ちに理解できることは, 含水量の少ない玄武岩質マグマほど, 外来水と混合することによって混合物の体積が大きく膨張することであろう。逆に, 含水量が多い流紋岩質マグマの場合, 水との混合による冷却の効果が大きく, 混合物の大幅な体積増加が期待できない。このことは本来穏やかな噴火活動をする玄武岩質マグマほど外来水と接触混合することで噴火様式が急変し, より爆発的な噴火を起こし易いことを意味している。一方, 元々爆発的な噴火を起こし易い流紋岩質マグマの場合, 発泡破碎後に外来水と混合しても玄武岩質マグマほどには爆発力が増すわけではない。

第2-1図はマグマ水蒸気爆発の噴出物(発泡破碎したマグマと地下水の混合物)の1気圧での比体積を, マグマと水の混合質量比を横軸に示したものである。また, 第2-2図はその噴出物が同じく1気圧で大気を取り込んでできた噴煙の密度を示している。今回の有珠2000年噴火に近い条件にするため, マグマの温度は900°C(東宮, 私信), 地下水温を50°C, 大気温を4°Cにしている。噴出物の比体積は水/マグマ混合比が0.2前後の時にもっとも大きく, このときに噴出物の減圧膨張による仕事量が最大になる。また, 噴出物の温度は混合比が約0.4よりも大きくなると100°Cで, 液相の水が含まれるようになる。逆に混合比が0.4よりも小さくなるとその分, 噴出物の温度は高くなる。次に, 火口からの噴出物が安定した噴煙柱として上昇するためには, 噴出物に取り込まれた大気が噴出物の熱により膨張して噴煙の密度が大気よりも小さくなり浮力を獲得する必要がある。図2-2において噴出物と大気の混合が阻害されている状況(空気フラックスが小さい領域)を除けば, 混合比が約0.2よりも小さい(噴出物の温度が400°C程度よりも大きい)場合に, 噴煙は浮力を得て安定な上昇が可能に

なる。逆に, 混合比が約0.4よりも大きいと噴煙は浮力をまったく得られず, 液相の水を含む湿った噴煙が火口周辺に落下する。一方, 混合比が0.2~0.4の場合は形成される噴煙と大気の密度差は少なく, 僅かの空気フラックスの低下が噴煙の重力不安定をもたらさう。落下してくる噴煙の温度は100°Cを超えており, 落下した噴煙が火砕流となった際には, かなりの人的被害をもたらすようなものとなる。

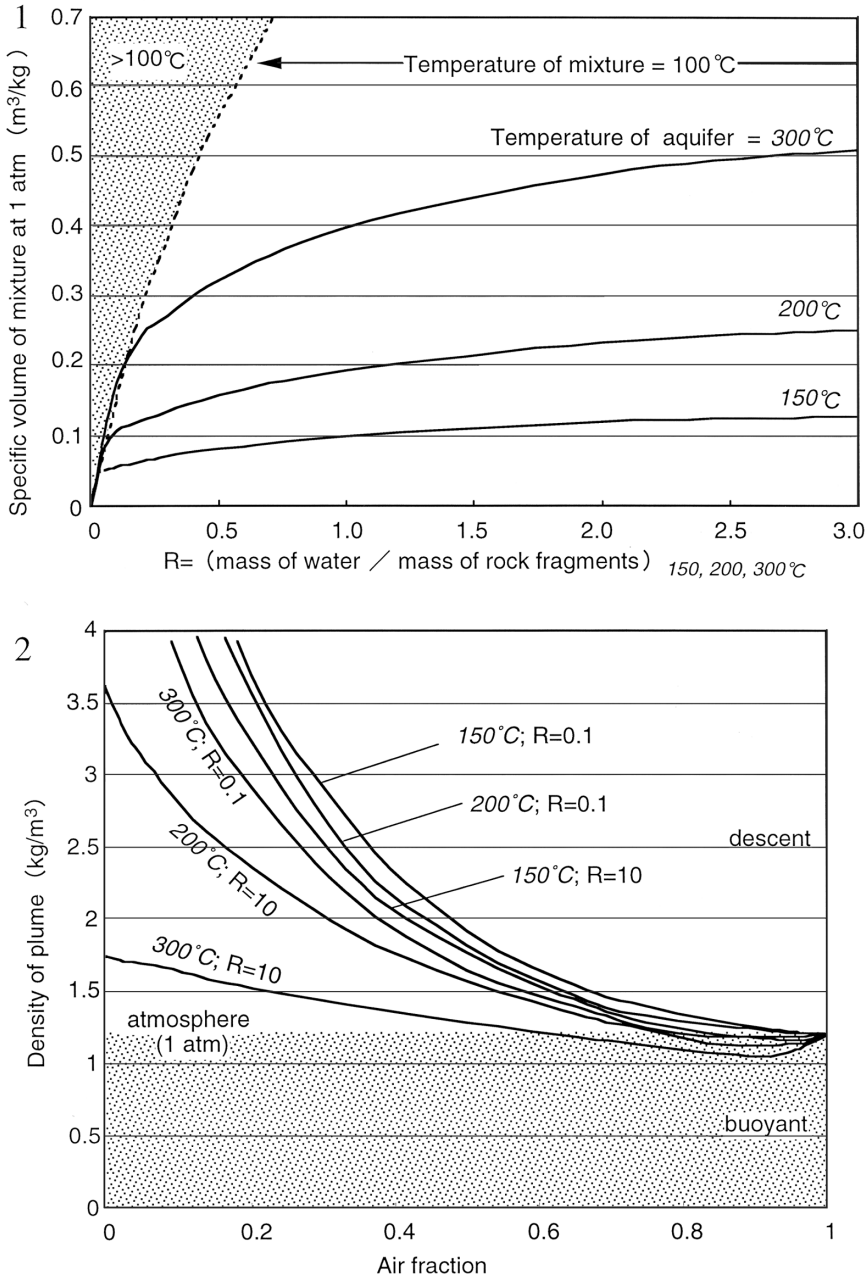
3. 水蒸気爆発

水蒸気爆発はマグマからの熱により過熱・加圧された状態で閉塞していた地下水が, 減圧に伴い爆発的に気化して地表に噴出す噴火現象である。固体噴出物は過熱水溜り周辺や火道壁を構成する既存の岩石からなり, 高温のマグマ自体は爆発によって破碎・放出されることはない。過熱水と周辺母岩は平衡状態にあるものの, 過熱水の圧力が静岩圧を大きく超えたり, マグマの貫入によって母岩の変形が起きたりした場合に, 新たな開口割れ目が形成され加熱水の平衡が一気に破綻して水蒸気爆発にいたるものと考えられている(Hedenquist and Henley, 1985; 谷口, 1996など)。減圧に伴い過熱水が水蒸気に転移するフラッシュ率 X は, 過熱水は H_2O のみからなること, 系のなかの過熱水と母岩は熱平衡にあること, 減圧過程で熱の損失がないものとして以下のように示される。

$$X = (C_w + C_r / R) (T_w - T_v) / L$$

ただし, C_w は水の定圧比熱(= $4.2 \times 10^3 \text{ J / kg K}$), C_r は火山灰の定圧比熱(= $1.2 \times 10^3 \text{ J / kg K}$), L は気化熱(= $2.3 \times 10^6 \text{ J / kg K}$), R は水/破碎した母岩の質量比, T_w は自己閉塞した過熱水の温度, T_v は大気圧下での水の沸点である。マグマの貫入による加熱で周辺母岩中の地下水に生じる最大増加圧力は母岩の空隙率と浸透率に大きく依存し, 浸透率が大きいほど圧力は容易に緩和され圧力の増加量も小さくなる。実際の岩石では浸透率で $10^{-6} \sim 10^0 \text{ Darcy}$ と大きな多様性があるものの, 地下浅所(<100m)で含水母岩へのマグマ貫入が起きた場合, 母岩の岩種によっては静岩圧を超えるような圧力が貫入マグマ近傍の地下水で容易に発生しえる(Delaney, 1982)。また, マグマ貫入等の急激な温度上昇がなくとも, 熱水対流系が形成されている場合には循環する熱水の沸騰が熱水鉱物(石英や方解石など)の晶出をもたらすため, 通路である割れ目や孔隙の浸透率が著しく低下する自己閉塞作用(selfsealing)が絶えず進行している(Hedenquist and Henley, 1985)。自己閉塞した熱水通路内の圧力は徐々に上昇し, 何らかのトリガーによりこれが急激に開放された際には水蒸気爆発となる可能性が大きい。

第3-1図は水蒸気爆発の噴出物(熱水と破碎した母岩の混合物)の1気圧での比体積を, 過熱水とその母岩の混



第3図 1気圧での水蒸気爆発における水-母岩混合物の比体積(1)と噴煙の密度(2). 熱水及び母岩の温度は150, 200, 300°C. 大気温度は4°C.
Fig. 3 Specific volume of the ejected mixture of groundwater and rock fragments(1) and density of the plume(2) from phreatic explosions at 1 atm. The temperature of aquifer is 150, 200, and 300°C. The temperatures of the ambient air is 4°C.

合質量比を横軸に示したものである。また、第3-2図はその噴出物が同じく1気圧で大気を取り込んでできた噴煙の密度を示している。過熱水と母岩の温度は、150, 200, 300°Cを想定している。噴出物の比体積は、過熱水の温度が大きいほど大きく、かつ過熱水/母岩混合比にも正の相関がある。噴出物の温度は混合比がごく小さい領域で100°C以上となるほかは100°Cの領域が広く、比体積が大きいほど(混合比が大きいほど)フラッシュ率が低くなり、噴煙に含まれる液相の水の量が増加する。一方、噴煙の密度については過熱水の温度が高いほど、かつ混合比が大きいほど、小さくなる。結局、水蒸気爆発で安定な噴煙柱が形成されるときは、噴煙の温度は100°C以下で、混合比が大きいほど噴煙柱は安定化する。この特徴はマグマ水蒸

気爆発で形成される安定な噴煙柱の物理条件(温度は数百度で、混合比が小さい)とは大きく異なっている。水蒸気爆発で不安定な噴煙から火砕流が発生するためには、過熱水と熱平衡にある母岩が大量に破壊・放出され、混合比が極端に小さくなる必要がある(Yamamoto *et al.*, 1999)。

4. 有珠火山2000年噴火の特徴

3月31日から始まった今回の噴火活動は、もともと地下水の豊富な北西の山麓で起きたため、マグマ水蒸気爆発・水蒸気爆発に特徴的な大量の水蒸気を含む噴煙や間欠的なコックステイルジェットの活動が頻発した。また、噴火地点は3月31日の西山西麓での噴火開始に引き続

き、翌4月1日には北東に約1.5km離れた金比羅山山腹でも火口が開いた。4月上旬の時期は噴火地点の移動が著しかったものの、4月の中旬以降は西山西・金比羅火口群とも噴火場所が特定の場所に固定され、現在にいたっている。噴火に伴う地殻変動(隆起運動)の中心はほぼ西山西火口群と重なり(斎藤ほか, 2001), この地下にマグマが貫入したものと見られる。これに対し金比羅火口群は地殻変動の中心から外れ、その縁辺部に位置している。

噴火の規模に注目すると、今回の噴火では3月31日の噴火開始時の噴火が噴煙高度や噴出量で最も大きく、これ以降の噴火とは性格が異なっていた。3月31日噴火の噴煙は上昇力のある灰~暗灰色のプルームで、約2時間弱継続し、その噴煙高度は3200mに達した(川辺, 2000)。噴煙は西北西の風に流され、洞爺湖南東岸からオロフレ峠周辺をへて札幌の南方にかけての地域で降灰が確認されている(浦井ほか, 2001)。また、噴出した火砕物の量は、約13万トンと見積もられている(宝田ほか, 2001)。噴出物には発砲した白色の本質物(軽石)が含まれ、火砕物が降下した洞爺湖南東部の湖面には径2cm以下の軽石が浮遊していた(東宮ほか, 2001)。

4月1日以降、北西山麓の噴火は様式を変化させながらその規模を徐々に小さくしていった(高田ほか, 2001)。4月1日~3日にかけては比較的大きな黒色火山灰プルーム噴火が突発的に起きたが、その噴出量は3月31日の最初の噴火よりも一桁小さい(宝田ほか, 2001)。噴出物には僅かに本質物が含まれるものもあるが、大部分の噴出物は類質・異質物で構成されている。4月10日頃までは噴煙高度が500m以下の泥水プルームやコックスティルジェット活動を間欠的に繰り返し、浮力を得ることなく火口近傍に落下した噴出物からはたびたび泥流が発生した。4月11日頃に火口位置が固定化してからは、火口からほぼ連続的に白色噴煙が上昇し、その基部では火砕物が破裂音を伴いながら高さ100m程度まで吹き上げられる活動が顕著になった。白色噴煙からは微量の降灰がある程度で、噴煙に占める火砕物の割合は極端に小さくなった。

3月31日の軽石を噴出した最初のマグマ水蒸気爆発が最も激しかった理由としては、この噴火が上昇してきたマグマ頭部のガス成分に富んだ部分からの噴火であったことがもっとも考え易い。減圧によって発泡破碎をしたマグマは効果的に地下水と混合し、かつ水/マグマの混合比が0.2以下と低かったため、その噴出物は安定な噴煙柱を形成した。一方、4月1日以降は軽石を大量に放出する噴火は起きていない。これは地下水と接触するマグマの界面が安定化したため、効果的なマグマと水との混合が起きにくくなったものと解釈できよう。湿った火砕物が弾道放出されるコックスティルジェット噴火は、マグマ水蒸気爆発なら水/マグマの混合比が0.4よりも大きい領域(第2図)、水蒸気爆発なら水/母岩の混合比が小さい領域(第3図)での噴火に相当する。反対に水/母岩の混合比が大きく

なると水蒸気爆発の噴出物は噴煙柱として安定に上昇するようになり、コックスティルジェット噴火は起きにくくなる。4月中旬以降は白色噴煙がほぼ連続的に上昇する活動が続いたが、これは地下水とマグマの界面がさらに安定化したことを反映したものであろう。同時に火砕物の放出量も激減し、水蒸気爆発の水/母岩の混合比もさらに大きくなった。貫入したマグマと周辺母岩中の地下水はもはや直接反応することなく、マグマの熱で過熱されてた地下水のみが固定化した西山西・金比羅火口からほぼ連続的に噴出しているものと解釈される。

5. 有珠火山2000年噴火での想定火砕流

今回の活動では、火口からある程度はなれた場所にまで到達するような明瞭な火砕流は発生していない。しかし、弱いマグマ水蒸気爆発や水蒸気爆発が頻発した4月上旬の段階では、これらの噴火に伴い小規模な火砕流が発生するのではないかと危惧されていた。特にマグマ水蒸気爆発ではマグマの熱が地下水の気化に消費されるため、水/マグマ混合比が0.2~0.4の場合は浮力の小さい不安定な噴煙柱が形成されこれが崩壊して火砕流を生じやすい。一方、水蒸気爆発では山体崩壊等による熱水系の大規模破壊で水/母岩混合比が極端に小さくなり火砕流を生じた例はあるが(Yamamoto *et al.*, 1999), そのようなケースは極めて稀である(Barberi *et al.*, 1992)。

今回と活動が類似した1943 - 1945年の噴火では、溶岩ドーム形成過程の初期に水蒸気爆発やマグマ水蒸気爆発が頻発し、特に1944年7月11日の噴火では小型の火砕流が発生している。三松(1962)の「昭和南山生成日記」を要約すると、この噴火は以下のように発生したようである。7月11日の噴火は、まず上空約2kmまで噴煙を垂直に上昇させる爆発的活動から始まり、周辺に降灰をもたらした。その後、噴煙は南からの強風に流されると伴に、地表へと下降し、火砕流となって火口から北の湖岸まで距離約2km、幅1.5kmの範囲に被害を与えている。被災域では保安林や一部の小屋が倒されたが、家屋の多くは無事であった。また、火砕流は樹木の半面を焼いたが、その温度は60℃前後で、被災域にいた農民に軽い熱傷を受けたことが記録されている。三松氏のスケッチや写真から、火砕流となった噴煙は上空1km前後まで上昇したものの浮力が獲得できず、噴煙柱崩壊を起こしたものと判断できる。さらに、発生した火砕流の粒子密度は低く、含まれる火砕物のほとんどは火砕サージとして運搬されたことが、三松氏の記述からはうかがえる。今回の4月1日以降の一連の噴火でも1944年7月11日の事例のような希薄な火砕流の発生が最も考えやすい。

一方、プリニー式噴火に伴う軽石流や溶岩ドームの崩落で発生する小規模火砕流は4月上旬の段階では可能性が低いものと考えられた。有珠火山では過去7回の噴火のう

ち1769, 1822, 1853年の噴火時に火砕流が発生し山麓の広い範囲がこれにより破壊されている(勝井ほか, 1988). そのため今回の噴火でも3月末に火山性地震が急増した時点で最も危惧されたのは火砕流災害で, 1822年の火砕流被災域を想定した「有珠火山防災マップ」をもとに住民避難がおこなわれた. 勝井ほか(1988)によると, 過去の3回の火砕流はいずれも山頂から始まったプリニー式噴火の最中(～後期)に, 噴煙柱から多量の重い軽石が短時間に山頂付近に降下して発生したものと考えられている. これに対し今回の噴火は山麓で始まった噴火であり, 3月31日の噴火開始時に軽石を放出した後はマグマの発泡による爆発的噴火を起こしていない. 北西山麓の浅所に貫入し潜在溶岩ドームを形成し始めたマグマがこの種の噴火をさらに起こすことは考えにくく, 新にプリニー式噴火が起こるならば深部からの地震の急増や山頂部の膨張など第2波の上昇を示すような変動が再度観測されると判断されていた. また, 溶岩ドームの出現も事前予測が可能な現象であり, たとえ溶岩ドームが出現した後でも西山西・金比羅火口群周辺の地形が緩やかでドーム崩壊型火砕流の可能性も低いと考えられていた.

6. エネルギーコーンモデルによる火砕流到達範囲の予測

火砕流による被災域を簡便に予測する手法として, エネルギーコーンモデルがよく用いられる(Sheridan and Malin, 1983). このモデルは火砕流を質点として扱い斜面との動摩擦係数 μ のみを与え到達範囲を計算する方法で, 火砕流の出発点と到達点の比高をH, 火砕流の水平流走距離をLとすると,

$$H/L = \mu$$

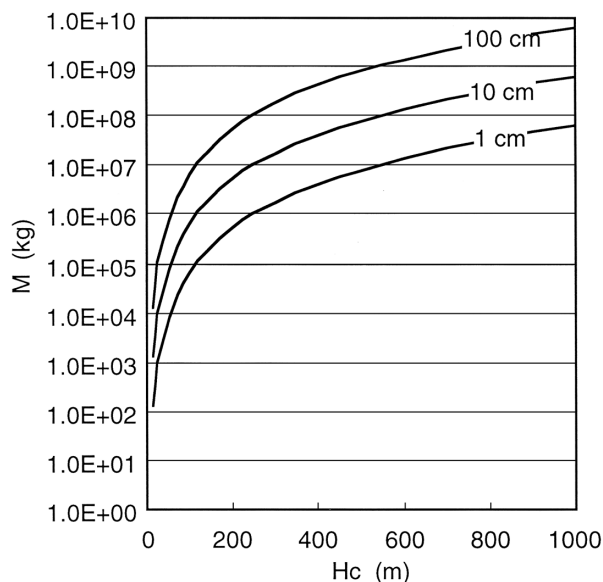
の関係が常に成り立つ. 実際の計算では火口上のHcだけ高い位置に底辺と高さの比が μ である直角三角形の頂点(火砕流出発点)を置き, この直角三角形を360°回転させて出来る円錐の斜面と地表面との交線(火砕流停止線)を見つけ, この線の内側を火砕流到達可能範囲とする. ただしこの計算を単純に行うと地形的障害の影の部分にも火砕流が到達するような結果が得られることがあるので, 影の部分を消す何らかの操作が必要となる. ただし, 今回の有珠火山の場合はその必要はない. 火砕流の出発地点を決めるHcについては, 1991年から相次いだ雲仙普賢岳の火砕流では崩壊する溶岩ドームの高さに, 噴煙柱崩壊で発生する火砕流では崩壊地点の火口からの高度に対応している.

一方, エネルギーコーンによる火砕流のモデル化では, 単純すぎるが故に実際の火砕流の様々な特徴が記述できない場合が多い. 例えば雲仙普賢岳の溶岩ドームの崩壊で生じた火砕流では, エネルギーコーンによるモデル速度が実測値よりも明らかに大きくなるのが指摘され, 火砕流

底部にある粗粒岩塊の濃集相での粒子相互作用により抵抗が大きくなったものと解釈されている(宝田ほか, 1993). また, 高温・高速で厚さの薄い火砕流ほど, 大気との混合による浮力の効果が大きく, その到達距離はエネルギーコーンモデルが予測するものとかげ離れてくる(Bursik and Woods, 1996). しかしながら, これらの現象を記述しようとすればするほど, モデル化に必要な変数の数も増えていくのも事実である. 変数の数が増えるほど, 事前予測のための噴火条件の設定が複雑になり, 結局は過去の噴火実績に合わせた条件が採用されることになる. エネルギーコーンモデルが利便性において優れている点はまさにここにあり, 過去の事例から簡単に火砕流到達範囲が決められる. 爆発的な軽石噴火によるものを除いた, いわゆる小規模火砕流のH/Lはおおよそ0.1～0.5の範囲にあり(例えばFisher and Schmincke, 1984, p.227), 雲仙普賢岳の火砕流もその例外ではない(Yamamoto et al., 1993). Bursik and Woods(1996)が主張するように, 大規模火砕流の到達範囲予測にエネルギーコーンモデルを適用することは現実的ではない. しかし, 今回の噴火では規模の小さい希薄な火砕流を想定していること, 温度の低い火砕流であるため流走時の浮力の効果は小さいことから, このモデルを用いても大きな問題はない.

7. 火砕流到達範囲の計算結果

今回行った火砕流到達範囲の予測では動摩擦係数を

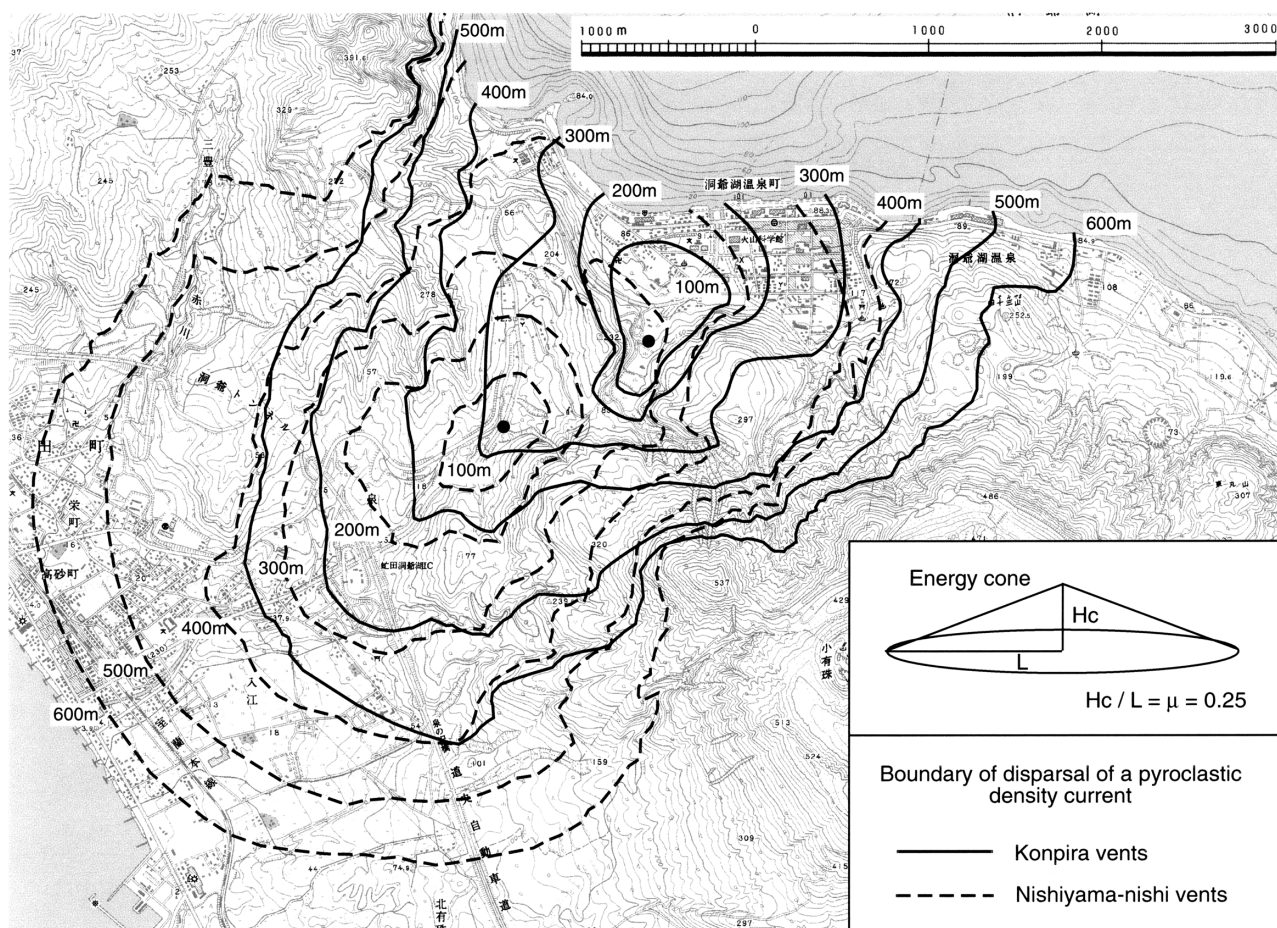


第4図 水と反応したマグマの質量と噴煙柱崩壊高度の関係
Fig. 4 Relationship between the mass of magma interacting with water (M) and the height of column collapse (Hc) with the mean thickness of pyroclastic density current deposits at 1, 10, and 100 cm.

0.25に固定し, 噴煙柱崩壊の起こる高度Hcを変化させた. 単純にHcはある運動エネルギーをもって火口から垂直に放出された質点とその運動エネルギーを失った地点の高度とし, 浮力は働かないものとする. また, 火口と同高度の水平面内での火砕流到達範囲(火口から半径L = Hc / 0.25の円内)に平均層厚1, 10, 100 cmの火砕物(密度 = 1250 kg/m³)が堆積するものとし, これが質点の質量と等しいものとする. 次に質点の運動エネルギーはマグマ-水間の蒸気爆発(マグマ水蒸気爆発)で熱エネルギーから全て変換され, かつ運動エネルギー/熱エネルギー比はWohletz and McQueen (1984)の一連の蒸気爆発実験での最大値0.1とし, 必要な熱エネルギーの量から地下水と反応するマグマの量 (M) を見積もった. 質点の質量はこのマグマの質量よりも大きい必要があり, 火砕物は本質物以外のものを含むことになる. そのため, 質点の質量と反応したマグマの質量が等しくなるHc=9,800m (L=39.2km)が崩壊高度の上限となるが, 今回の噴火ではこ

のような高高度での噴煙柱崩壊を想定していない.

第4図は地下水と反応したマグマの質量Mと噴煙柱崩壊高度Hcの関係を示している. 3月31日噴火では約10⁷kgの本質マグマが噴出し安定な噴煙柱が形成されたが, もし仮に水/マグマ混合質量比が0.2よりも大きく不安定な噴煙となった場合には, Hc=250~500mで崩壊が起こり火口から1~2kmの範囲に火砕流が到達した可能性が指摘できる. 今回の一連のマグマ水蒸気爆発ではこの噴火が最大規模であり, 4月上旬のような噴火が続く限りはこれを越えるものが起こる可能性は低いと当時の現場では考えられていた. また, 白色噴煙が卓越するようになった4月下旬の西山西火口からの放熱量は約10⁹ Wと見積もられている(松島, 未公表資料). これを水と反応したマグマ質量に換算すると10³ kg/sとなり, 毎秒あたり放出されるこの程度の熱では防災上注意しなければならないような火砕流は発生しない. 3月31日噴火の反応マグマ量に匹敵するかこれを越えるような噴火が起こるために



第5図 2000年噴火口(西山西火口・金比羅火口)からの火砕流到達範囲予測図. 火砕流の動摩擦係数を0.25, 噴煙柱崩壊高度を100~600mとした.

Fig. 5 Hazard map for a pyroclastic density current that could be expected from the Nishiyama-nishi and Konpira vents. The contour lines show the boundary of the dispersal of the deposits with the height of column collapse (Hc) at 100, 200, 300, 400, 500, and 600 m. The Heim coefficient is 0.25.

は,新たなガス成分に富むマグマの上昇,山体の崩壊による貫入したマグマの急減圧など,何らかの別の要因が働く必要があろう。

第5図は4月下旬に作成した火砕流到達範囲の予測図である。当時既に西山西・金比羅両火口の噴火位置は固定化しており,この2点からの火砕流の発生を想定している。到達範囲は噴煙柱崩壊高度Hc毎に示したが,地形データは噴火前のものを使用している。特に隆起の大きかった西山西火口では隆起分をHcから差し引く必要がある。到達範囲予測図で指摘できることは,虻田町の洞爺湖温泉と入江地区で特に火砕流の危険性が大きいことである。想定される3月31日噴火よりもやや規模の小さな噴火でも,両地区には火砕流が容易に到達しよう。このような地区では立ち入りが最後まで規制されていたが,火砕流災害を考えれば当然のことである。

謝辞 北海道大学有珠火山観測所,気象庁,合同観測班,有珠噴火の防災関係者の皆さんには現地で大変お世話になった。また,所内の有珠対策チームの皆さん,特に当時企画室で調整役を務められた伊藤順一さんには様々な支援を頂いた。感謝いたします。

文 献

- Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P. and Principe, C. (1992) A review on phreatic eruptions and their precursors. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 52, 231 - 246.
- Bursik, M.I. and Woods, A.W. (1996) The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bull. Volcanol.*, 58, 175 - 193.
- 伊達市・虻田町・壮瞥町・豊浦町・洞爺村(1995)有珠山火山防災マップ。
- Delaney, P.T. (1982) Rapid intrusion of magma into wet rock: groundwater flow due to pore pressure increases. *Jour. Geophys. Res.*, 87(B9), 7739 - 7756.
- Fisher, R.V. and Schminke, H.-U. (1984) *Pyroclastic rocks*. Springer - Verlag, 472p.
- Hedenquist, J.W. and Henley, R.W. (1985) Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Econ. Geol.*, 80, 1640 - 1668.
- 勝井義雄・河内晋平・新井田清信(1988)有珠山の噴火・災害予測および防災の問題。西南北海道における火山災害予測と防災に関する基礎的研究,昭和62年度科学研究費補助金(重点領域2)研究成果報告書, 1 - 22.
- 川辺禎久(2000)速報:2000年3月31日有珠山噴火。地質学雑誌, 106, VII - VIII.
- 三松正夫(1962)昭和火山生成日記。復刻増補版(1993)。三松正夫記念館, 225p.
- 斎藤英二・西村裕一・渡辺和明・宝田晋治・宇都浩三・風早康平・高橋裕平・羽坂俊一(2001) 2000年有珠火山噴火に伴う山体変動観測結果(速報)。地調研報, 52, 207 - 214。(本特集号)
- Sheridan, M.F. and Malin, M.C. (1983) Application of computer-assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari, and Vesuvius. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 187 - 202.
- 曾屋龍典・勝井義雄・新井田清信・堺幾久子(1981)有珠火山地質図。火山地質図2,地質調査所。
- 高田 亮・宝田晋治・山元孝広・松島喜雄・西 祐司・廣瀬 亘・垣原康之・田近 淳・遠藤祐司・野呂田 晋・北海道大学理学部(2001)有珠火山2000年噴火の噴煙高度変化速報(4月6日-13日)。地調研報, 52, 199 - 206。(本特集号)
- 宝田晋治・山元孝広・中野 司・村田泰章・風早康平・川辺禎久・阪口圭一・曾屋龍典(1992)雲仙岳1991年火砕流のシミュレーション。地調月報, 44, 25 - 54.
- 宝田晋治・吉本充宏・北川淳一・平賀正人・山元孝広・川辺禎久・高田 亮・中野 俊・星住英夫・宮城磯治・西村裕一・三浦大助・廣瀬 亘・石丸 聡・垣原康之・遠藤祐司・八幡正弘・野呂田 晋・新井田清信・石塚吉浩・工藤 崇・相沢幸治・本間宏樹・江草匡倫・石井英一・高橋 良(2001)有珠火山2000年噴火の降灰と火口近傍の状況。地調研報, 52, 167 - 179。(本特集号)
- 谷口宏充(1996)高温流紋岩質溶岩流-水接触型マグマ水蒸気爆発の発生機構。地質学論集, no.46, 149 - 162.
- 東宮昭彦・宮城磯治・星住英夫・山元孝広・川辺禎久・佐藤久夫(2001)有珠火山2000年3月31日噴火とその本質物。地調研報, 52, 215 - 229。(本特集号)
- 浦井 稔・川辺禎久・伊藤順一・高田 亮・加藤雅胤(2001)ASTERによる有珠山2000年噴火に伴う降灰域の観測。地調研報, 52, 189 - 197。(本特集号)
- Wohletz, K.H. and McQueen, R.G. (1984) Experimental studies of hydromagmatic volcanism. In *Geophysics Study Committee, ed, Explosive Volcanism*. National Academy Press, Washington, D.C., 158 - 169.
- 山元孝広(1994)マグマ水蒸気爆発のメカニズム。地質学論集, no.43, 63 - 72.
- Yamamoto, T., Takarada, S. and Suto, S. (1993) Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, 55, 166 - 175.
- Yamamoto, T., Nakamura, Y., and Glicken, H. (1999) Pyroclastic density current from the 1888 phreatic eruption of Bandai volcano, NE Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 90, 191 - 207.

(受付:2001年1月10日; 受理:2001年1月10日)