

R-05-2024

MFRI Research Report

# 山梨県富士山科学研究所研究報告書

第57号

成長戦略研究

「火山防災マップの信頼性向上に資する  
数値シミュレーション技術の高度化」

令和5年度

山梨県富士山科学研究所



R-05-2024

MFRI Research Report

# 山梨県富士山科学研究所研究報告書

第57号

成長戦略研究

「火山防災マップの信頼性向上に資する  
数値シミュレーション技術の高度化」

令和5年度

山梨県富士山科学研究所



## はじめに

富士山は世界有数の活火山であり、今後もいつ噴火してもおかしくないとも言われています。このため、山梨県富士山科学研究所においても近年、火山防災に関する研究を拡充させ、民官学一体となった火山防災対策に貢献すべく活動に取り組んでいます。

富士山では2023年3月に新しい避難基本計画が公表されました。この基本計画は、2021年3月に公表された火山噴火に関するハザードマップの改定版に対応するものです。ハザードマップの改定に当たっては溶岩流等に関するコンピュータ・シミュレーションの結果が数多く利用されています。実施されたシミュレーションは、行政の施策等に利用できる実用的なものの中では、現時点で最善のものと判断していますが、それでもまだ改善すべき余地があることも事実です。シミュレーションには計算機の性能や計算時間の制約等を勘案して、いくつかの仮定を組み込んで単純化している部分があります。噴火の条件によっては、シミュレーションでは十分な信頼度で現象の推移を予測できないというような課題も残されています。本研究は、これらの課題の中から防災上優先度の高いものについて再検討し、いくつかの改善策を提示することを目的として実施されたものです。

本研究の成果が、富士山における火山防災対策の一助になることを期待しています。

山梨県富士山科学研究所

所長 藤井敏嗣



# 目 次

はじめに

概要編

## I 研究の概要

|                                |   |
|--------------------------------|---|
| I-1 研究テーマおよび研究期間 .....         | 1 |
| I-2 研究体制 .....                 | 1 |
| I-3 研究目的 .....                 | 1 |
| I-4 研究成果の概要 .....              | 1 |
| I-4-1 溶岩流シミュレーション .....        | 1 |
| I-4-2 放出岩塊シミュレーション .....       | 3 |
| I-4-3 火山噴火に伴う津波のシミュレーション ..... | 3 |
| I-5 研究成果の発表 .....              | 4 |
| I-5-1 誌上发表 .....               | 4 |
| I-5-2 口頭発表 .....               | 4 |
| I-6 謝辞 .....                   | 4 |
| I-7 引用文献 .....                 | 4 |

本編

## II 研究成果報告

|                                       |    |
|---------------------------------------|----|
| II-1 溶岩流シミュレーション .....                | 6  |
| II-1-1 研究の背景と目的 .....                 | 6  |
| II-1-2 溶岩流シミュレーションへの水冷効果の組み込み .....   | 7  |
| II-1-3 溶岩流シミュレーションの高速化 .....          | 11 |
| II-1-4 高分解能地形データを用いた溶岩流の降伏応力の推定 ..... | 12 |

|        |                          |    |
|--------|--------------------------|----|
| II-2   | 放出岩塊シミュレーション             | 14 |
| II-2-1 | 研究の背景と目的                 | 14 |
| II-2-2 | 計算モデルの開発と性能検証            | 15 |
| II-2-3 | 草津本白根山 2018 年噴火への応用      | 17 |
| II-3   | 火山噴火に伴う津波のシミュレーション       | 19 |
| II-3-1 | 研究の背景と目的                 | 19 |
| II-3-2 | トンガ王国・フンガ火山 2022 年噴火への応用 | 19 |
| II-4   | まとめ                      | 22 |
| II-5   | 引用文献                     | 22 |



# 概 要 編



# I 研究の概要

## I-1 研究テーマおよび研究期間

研究テーマ：

火山防災マップの信頼性向上に資する数値シミュレーション技術の高度化

研究期間

令和2年度 ～ 4年度（3年間）

## I-2 研究体制

研究代表者：石峯 康浩（研究部富士山火山防災研究センター）

研究分担者：吉本 充宏・本多 亮・久保 智弘・馬場 章・亀谷 伸子（研究部富士山火山防災研究センター）

研究協力者：宮本 英昭（東京大学）

横田 崇（愛知工業大学）

戎崎 俊一（理化学研究所）

馬場 俊孝（徳島大学）

村田 一城（港湾空港技術研究所）

## I-3 研究目的

富士山は数多くの噴火を繰り返してきた活火山であり、今後も噴火によって被害を発生させることが懸念されている。噴火災害を軽減するには、具体的な想定に基づいて実践的な備えを進めておくことが極めて重要である。その際、現実的な被害を想定するには、コンピュータ・シミュレーションを利用して溶岩流や火砕流、放出岩塊等の影響範囲や到達時刻を推定する作業が必須となる。精緻なシミュレーションを実施するには高分解能の地形データを利用して大量の計算をする必要があり、最近ではそれらの大規模高速計算はグラフィックス・プロセッシング・ユニット（Graphics Processing Unit；以降、GPUと記す）で実施することが標準化されつつある。火山学の分野でも、このような最近の計算機環境に適応してシミュレーションができる体制を整備する必要がある。以上のような背景の下、本研究では、溶岩流ならびに放出岩塊の挙動に関するシミュレーションの信頼性向上に資することを目的に、火山防災マップに活用しうる実用的な計算モデルの開発ならびに改良に取り組んだ。

## I-4 研究成果の概要

### I-4-1 溶岩流シミュレーション

溶岩流シミュレーションについては、水域に浸入した溶岩流が水で冷却される効果（水冷効果）を中心に改善策を検討した。なぜなら、富士山火山防災対策協議会において2018年度から実施された富士山ハザードマップの改定作業において、この点が大きな課題として指摘されたためである。地表を流れ下る溶岩流が海洋や湖沼等の水域に浸入すると流れにくくなり、水際を埋め立てて陸域を拡大するような挙動を示す。これは、冷却効率が高い水に接した溶岩の表面温度は大気中より急速に低下し、粘性等の物性値が大きく変化することが大きな影響を与えているものと考えられる。しかし、従来の溶岩流のシミュレーション研究で

は、水域に達した後の水冷による流れの変化はあまり考慮されてこなかった。なぜなら、溶岩流シミュレーションの多くは、陸域の居住地域やインフラへの影響を評価することを目的に実施されるためである。実際には、島嶼等の火山で溶岩流が海域に到達する事例は多いが、溶岩が海中をどのように流れ広がるかは観測することが困難な上、防災上の意義も乏しく、研究課題としても優先順位が低い現象とみなされてきた。

2018年度から2020年度にかけて実施された富士山の火山噴火に関するハザードマップの改定作業でも溶岩流シミュレーションが利用されたが、その際も水冷効果は考慮されていない。そのため、富士山周辺の湖に到達した溶岩流のシミュレーション結果は、溶岩流の一般的な振る舞いを熟知した専門家には違和感があるものになっており、ハザードマップの検討委員会で議論となった。特に、大量の溶岩が流出して湖を埋め尽くした場合、溶岩流が湖のどこからあふれ出すかを適切に評価しておくことは住民の避難やインフラの安全確保の上で非常に重要となるため、水中での溶岩の挙動をより現実的にシミュレーションする計算手法の必要性が今後の課題として指摘された。このような背景の下、本研究において、水域に浸入した溶岩のより現実的な流れ方を再現できる計算手法の検討を行った。

実際の水の沸騰過程等を含む溶岩と水の相互作用を可能な限り忠実に再現しようとする、水の相変化を組み込んだ極めて複雑な計算をすることが必要となる。しかし、現在の計算機性能では、そのような微細な物理過程を実用的なスケールの溶岩流のシミュレーションに組み込んだ上で、溶岩の流れを精度良く予測することは極めて困難である。そのため、本研究では、現状の手法で計算される溶岩流と比較して、少しでも現実の状況に近いと考えられる結果が得られる計算を実施し、簡便な改良で効率的に予測性能を向上させる手法を模索する方針で検討を進めた。具体的には、溶岩の粘性係数と降伏応力という、ともに溶岩流の流れやすさに大きな影響を与える物性の値が溶岩の温度によって大きく変化することに着目し、水冷効果によって溶岩の温度が急速に低下した際に生じる挙動の変化をなるべく簡潔に数値モデルに組み込む方策を検討した。これによって、溶岩流が水域に入った際に流れにくくなり、水際を埋め立てるといった一般的な挙動を再現することを目指した。

検討には Ishihara *et al.* (1990) の溶岩流モデルを利用した。同モデルは厚さ方向の物理プロファイルを仮定して水平方向への拡大を予測する 2次元の運動学的モデルである。同様のアプローチを採用した計算モデルの中でも比較的、簡便なタイプであるが、非常に実用性が高いことで知られている。

具体的には次の 4 種類の計算手法を用いて計算を実施し、どの手法が湖に到達した際の水冷効果をより適切に表現しうるかを検討した。4 手法とは次の通りである；(a) 水冷効果は一切、作用せず、大気中と同様の冷却過程を仮定したまま、湖底の地形に沿って流れ広がる。(b) 水冷により粘性だけが陸域の 100 倍に増加する。(c) 水冷効果で溶岩流の平均温度が瞬時に 600 K (327 °C) に低下し、粘性と降伏応力の両方が大きくなる。(d) 水域に到達した部分の溶岩流は瞬時に停止して、元の地形（湖底）の標高を増加させる。

(a) の条件は富士山ハザードマップの改定作業で採用されたものと同様の方針に基づく手法である。(b)-(d) は、Ishihara *et al.* (1990) の仮定を踏襲し、温度 300 K (27 °C) の大量の水に接した際に生じる状況として設定した。その上で、(b)-(d) による計算を (a) と比較して、どのような差異が生じるかを検討した。結果の概要は次の通りである。水冷効果で粘性のみが大きくなると仮定した (b) では溶岩流の拡大速度は遅くなったが、最終的な溶岩流の分布は水冷効果を考慮しない (a) と同様の傾向となった。水冷効果で温度が急速に低下し、粘性と降伏応力の両方が同時に大きくなると仮定した (c) では、溶岩は湖岸に沿って回り込む傾向を示した。水中に到達した溶岩が逐次、停止すると仮定した (d) では流入した溶岩流が湖岸側から厚みを増す傾向が見られた。今後、定量的な評価が必要となるものの、定性的に富士五湖の湖岸地形や島嶼火山の海岸線の特徴と比較すると、(d) が実際の溶岩地形の特徴を最も良く再現しているものと考えられる。

本研究で用いた溶岩流シミュレーションの計算モデルは、比較的、簡便なタイプであると上に記したが、それでも典型的な計算条件で高分解能な計算をシングルプロセッサの計算機で実施すると 2 か月分の計算

に約 200 時間を要する。そのため、様々な想定でのシミュレーションを効率的に繰り返すには、計算を高速化させることが必要となる。そこで、GPU を用いて溶岩流の高速計算を実現させた。さらには、溶岩流のモデル化において重要な物理パラメータの一つである降伏応力を富士山の地形データから直接、推定する試みにも取り組んだ結果、既存研究と整合的な範囲の値を得た。

#### I-4-2 放出岩塊シミュレーション

火山噴火に伴って火口から高速で放出される岩塊の飛跡を計算するシミュレーションモデルの開発も行った。すなわち、火山岩塊が重力加速度と空気抵抗の影響を受けながら運動する剛体粒子であると仮定した定式化に沿って、計算プログラムを作成した。プログラムには常微分方程式の数値解法として広く利用されている 4 次ルンゲクッタ法を利用し、C 言語を用いて全く新しい独自のプログラムを作成した。空気抵抗の計算で用いる抵抗係数の近似表現は、Clift *et al.* (1978)、Schiller and Naumann(1933)、Bird *et al.* (2002) がそれぞれ提唱した 3 種類を選択可能とした。最初に空気抵抗を無視できる場合等、いくつかの単純な条件で検証計算を実施し、十分な精度が得られることを確認した。その上で、より現実に近い条件での計算を実施し、Mastin(2001)の計算モデルと同程度以上の信頼できる計算結果が得られることを確認した。そこで、草津本白根山 2018 年噴火で発生した放出岩塊の飛散条件を推定するための計算も実施した。

草津本白根山では、2018 年 1 月 23 日に小規模な水蒸気噴火が突発的に発生した。この噴火の火口直近で営業中だったスキー場にいたスキー客ならびに訓練中の自衛隊員らが被災し、死者 1 人、負傷者 11 人が発生した。そのため、東京工業大学や産業技術総合研究所、気象庁、富士山科学研究所等が合同で現地調査を実施し、同噴火で飛散した放出岩塊の分布状況を詳細に記録した。本研究では、この現地調査のデータを利用してシミュレーションを実施し、同噴火における岩塊の噴出条件を推定した。具体的には、現地調査で得られたデータのうち、落下位置やサイズのデータがそろっている岩塊 187 試料について、空気抵抗と地形の影響を考慮した計算条件でシミュレーションを実施し、火口から落下地点まで飛散可能な最小の噴出速度を見積もった。その結果、187 試料中で噴出速度が最大となったのは火口から 740m の距離まで飛散した岩塊であり、その放出角度は仰角  $44^\circ$ 、速度は約 88m/秒と見積もられた。その速度ですべての岩塊が放出されたと仮定して放出角度を見積もると、187 試料中 174 試料 (約 93%) で仰角  $70^\circ$  以上となった。すなわち、ほとんどの岩塊は、火口の真上に近い高角度で放出されていたことが示唆された。

#### I-4-3 火山噴火に伴う津波のシミュレーション

2022 年にトンガ王国のフンガ火山で発生した大規模噴火に伴って観測された津波のシミュレーションも実施した。当初の研究計画にはなかったが、日本でも一部地域で津波警報が発令されるなど社会的影響が大きな事象であった上、外部からの問い合わせが多かったため、急遽、検討することとした。分野横断的な現象を解明するため、理化学研究所の戎崎俊一主任研究員、徳島大学の馬場俊孝教授、港湾空港技術研究所の村田一城研究官と共同研究体制を構築し、それぞれの専門分野の知見を共有しつつ検証作業を進めた。

トンガ王国のフンガ火山では、2022 年 1 月 15 日に大規模な噴火が発生し、同国内では噴火に伴って発生した津波で大きな被害が発生した (IFRC, 2023; 石峯, 2024)。さらに、太平洋全域で海面変動が観測され、日本でも太平洋沿岸の広い地域で津波警報もしくは津波注意報が発令された。この海面変動の伝播速度は通常の津波よりも速く、大気擾乱に起因する特殊な現象を火山噴火が励起した可能性が指摘されて注目された (石峯, 2022; Lynett *et al.*, 2022; 馬場ほか, 2023)。

本研究では、通常の津波を記述する線形長波式に気圧変動による駆動力を表現する項を組み込んだ計算を実施し、観測された海面変動を再現しうるか検討を行った。太平洋全体の実地形を用いて有限差分法で計算した。この際、地形データについては太平洋全体を 3 分角で表現した上で、日本付近では少しずつ空間分解能を向上させ、潮位変動の観測点近くでは 20/9 秒角で計算した。津波波形の比較には国内 8 地点の検潮記

録を用いた。

気圧変動が波として大気中を伝播する気圧波は、波源から音波エネルギーの総量が保存されたまま円環状に広がると仮定して、日本で観測された気圧計データから推定したエネルギーの値を初期値として用いた。計算によって花咲、宮古の潮位記録はほぼ再現できた。その一方、鮎川、小名浜、御前崎、室戸、奄美、父島の潮位変動については津波到着後約 1 時間の波形は良く再現できたものの、その後は差異が大きくなった。特に、一部地域に被害をもたらした最大規模の潮位変動の振幅は再現することはできなかった。

## I-5 研究成果の発表

### I-5-1 誌上发表

- 1) 石峯康浩 (2022) フンガトンガ・フンガハアパイ火山の 2022 年噴火とそれに伴う津波の概要 (速報) . 国際津波防災学会論文誌, Vol. 3, pp36-44
- 2) 馬場俊孝・村田一城・石峯康浩・戎崎俊一 (2023) 2022 年トンガ噴火で発生した火山性津波. 国際津波防災学会論文誌, Vol. 4, pp4-13

### I-5-2 口頭発表

- 1) 石峯康浩、吉本充宏 (2020) 簡易型溶岩流計算モデルによる水域に進行する溶岩流の挙動に関するモデル化の試み. 日本火山学会 2020 年度秋季大会 (オンライン) .
- 2) 石峯康浩 (2021) 溶岩流 2 次元シミュレーションの OpenACC による高速化の試み. 日本地球惑星科学連合 2021 年大会 (オンライン) .
- 3) 桜田泰志、逸見良道、石峯康浩、宮本英昭 (2021) 富士山における落石現象の運動解析による岩塊崩落地点の推定. 日本地球惑星科学連合 2021 年大会 (オンライン) .
- 4) 石峯康浩 (2021) 高精度 DEM を利用した富士山のスコリア丘の地形解析. 日本火山学会 2021 年度秋季大会 (オンライン) .
- 5) 石峯康浩 (2022) フンガトンガ・フンガハアパイ火山の 2022 年噴火概要. 国際津波防災学会津波シミュレーション分科会第 5 回会合 (オンライン) .
- 6) 石峯康浩、坂井亮仁、横田崇 (2022) 軌跡シミュレーションを用いた草津白根山 2018 年噴火の放出岩塊の運動特性の検討. 日本地球惑星科学連合 2022 年大会 (千葉市) .
- 7) 馬場俊孝・村田一城・石峯康浩・戎崎俊一 (2022) 三角波で近似した気圧波による 2022 年トンガ噴火津波のシミュレーション. 日本地球惑星科学連合 2022 年大会 (千葉市) .

## I-6 謝辞

本研究では、理化学研究所スーパーコンピュータ利用プロジェクト「火山噴火に伴う津波等の流体现象の数値解析」(プロジェクト番号 Q20431-22431) の一部として、同研究所の HOKUSAI BigWaterfall (HBW) システムを利用させていただきました。

## I-7 引用文献

- 馬場俊孝・村田一城・石峯康浩・戎崎俊一 (2023) 2022 年トンガ噴火で発生した火山性津波, 国際津波防災学会論文誌, 4, 4-13.
- Bird, R.B., Stewart, W.E., and Lightfoot, E.N. (2002) Transport Phenomena, 2nd Ed., John Wiley

- and Sons, 912p.
- Clift, R., Grace, J.R. and Weber, M.E. (1978) *Bubbles, Drops, and Particles*, Dover, 404p.
- IFRC (International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies) (2023) *Operation Update #4, Tonga-Volcano and Tsunami*.
- Ishihara, K., Iguchi, M. and Kamo, K. (1990) Numerical Simulation of Lava Flows on Some Volcanoes in Japan, In *Lava Flows and Domes* (Fink, J.K. eds), Springer, 174-207.
- 石峯康浩 (2022) フンガトンガ・フンガハアパイ火山の2022年噴火とそれに伴う津波の概要 (速報), 国際津波防災学会論文誌, 3, 36-44.
- 石峯康浩 (2024) 現地聞き取り調査に基づくトンガ王国における2022年津波災害への対応, 国際津波防災学会論文誌, 5, 111-124.
- Lynett P., McCann M., Zhou Z., Renteria W., Borrero J., Greer D., Fa'anunu O., Bosserelle C., Jaffe B., La Selle S., Ritchie A., Snyder A., Nasr B., Bott J., Graehl N., Synolakis C., Ebrahimi B. and Cinar G.E. (2022) Diverse Tsunamigenesis Triggered by the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Eruption, *Nature*, 609, 728-733.
- Mastin, L. G. (2001). *A Simple Calculator of Ballistic Trajectories for Blocks Ejected during Volcanic Eruptions*, USGS Technical Report.
- Schiller, L. and Naumann, A. (1933) *Über die Grundlegenden Berechnungen bei der SchwerKraftaufbereitung*, *Verein Deutscher Ingenieure*, 77, 318-320.





# 本 編



## II 研究成果報告

### II-1 溶岩流シミュレーション

#### II-1-1 研究の背景と目的

火山噴火対策を推進するには、起こりうる災害事象とその影響範囲を可能な限り現実的に想定したハザードマップを整備することが重要な基本作業となる。このため、近年では、地質調査等に基づく噴火履歴に基づいて噴火シナリオを作成し、そのシナリオに沿った溶岩流や火砕流、放出岩塊等のシミュレーションを実施した結果をハザードマップに活用することが一般的になっている。特に、溶岩流については、シミュレーションの有用性が広く認識されている。なぜなら、Ishihara *et al.* (1990)が世界に先駆けて溶岩流のシミュレーションモデルを提案し、三宅島や伊豆大島等で実際に発生した溶岩流の分布を適切に再現することに成功したからである。その後、同様の取り組みが世界各国で進められ、現在では溶岩流をシミュレーションする多くの計算モデルが提案されている (Costa and Macedonio, 2005)。

ただし、溶岩流シミュレーションは陸域を運動する場合に限られているものが多く、海や湖等の水域に浸入する際の挙動を解析した事例はほとんど見られない。これには、下のようないくつかの要因が関係している。主な要因の一つは、水深が浅い水域に溶岩流が浸入した場合、マグマ水蒸気爆発と呼ばれる非常に危険な現象が発生することである。この現象では、高温の溶岩に接して加熱された水が沸騰して急激に体積を増加させ、周囲の水や溶岩の岩片を爆発的に飛散させる。危険で近づけない上、沸騰した水蒸気が雲となって周囲を覆うため、遠方から定量的な観測を実施することも難しい。その結果、マグマ水蒸気爆発が発生した際、水中でどのような現象が進展しているのかは、ほとんど理解されていない。また、どの程度の水が沸騰するのかは溶岩と水の間の熱交換効率に大きく依存する上、水蒸気が水中を上昇する間に再冷却されて水に戻ることも考えられる。そのため、マグマ水蒸気爆発のプロセスに関しては、現状では理論的にも経験的にも定量的に記述するモデルは得られていない。

溶岩流の挙動を予測する大きな目的の一つが陸域の居住地域やインフラへの影響を評価することであることも、水中の溶岩流の挙動研究が少ない要因の一つである。水域に到達した溶岩流が水中をどのように流れ広がるとしても人的・物的被害が発生する可能性が低い。そのため、水中での溶岩流の運動を的確に予測することには防災上の意義が乏しく、一般市民の関心も薄い。以上のような背景があり、島嶼や沿岸部にある火山で発生した溶岩流が海域に到達し、陸域の面積を拡大する現象は実際には数多く観測されてはいるものの、その物理過程をシミュレーションによって精緻にモデル化しようという試みはなされてこなかった。

2018年度から2020年度にかけて実施された富士山噴火に関するハザードマップの改定作業においても、溶岩流シミュレーションが利用されたが、水冷効果は考慮されていない。富士山周辺には本栖湖や河口湖等の湖が散在し、改定作業で実施されたシミュレーションでも溶岩流が湖に到達する結果が数多く示された。しかし、改定作業における溶岩流計算では、水中でも大気中と同様の冷却メカニズムが仮定されている。その結果、水中でも陸上と同様の挙動を示す。すなわち、湖底の斜面に沿って流れ下り、湖底の最深部から順次、埋め立てる結果となっている。改定版ハザードマップ (2021年3月公表) に示された一例として、本栖湖に流れ込む溶岩流の計算結果を図2-1に示す。このような計算結果は、溶岩流の一般的な挙動を熟知する専門家には違和感があるものだったため、ハザードマップ検討委員会でも議論となった。結果的には、現状では水中での溶岩流の挙動を適切に計算する手法が存在しないという結論に至り、従来通り、水による冷却効果を無視した計算結果が改定版ハザードマップでも採用されることとなった。

しかし、富士山周辺で湖を埋め尽くす大量の溶岩が流出した場合、湖のどの部分から溶岩があふれ出すかによって防災対応の方針を大きく変更せざるを得ない。そのため、より現実的な水中での溶岩の振る舞いをシミュレーションでも再現することが強く求められる。そこで、本研究において検討することとした。

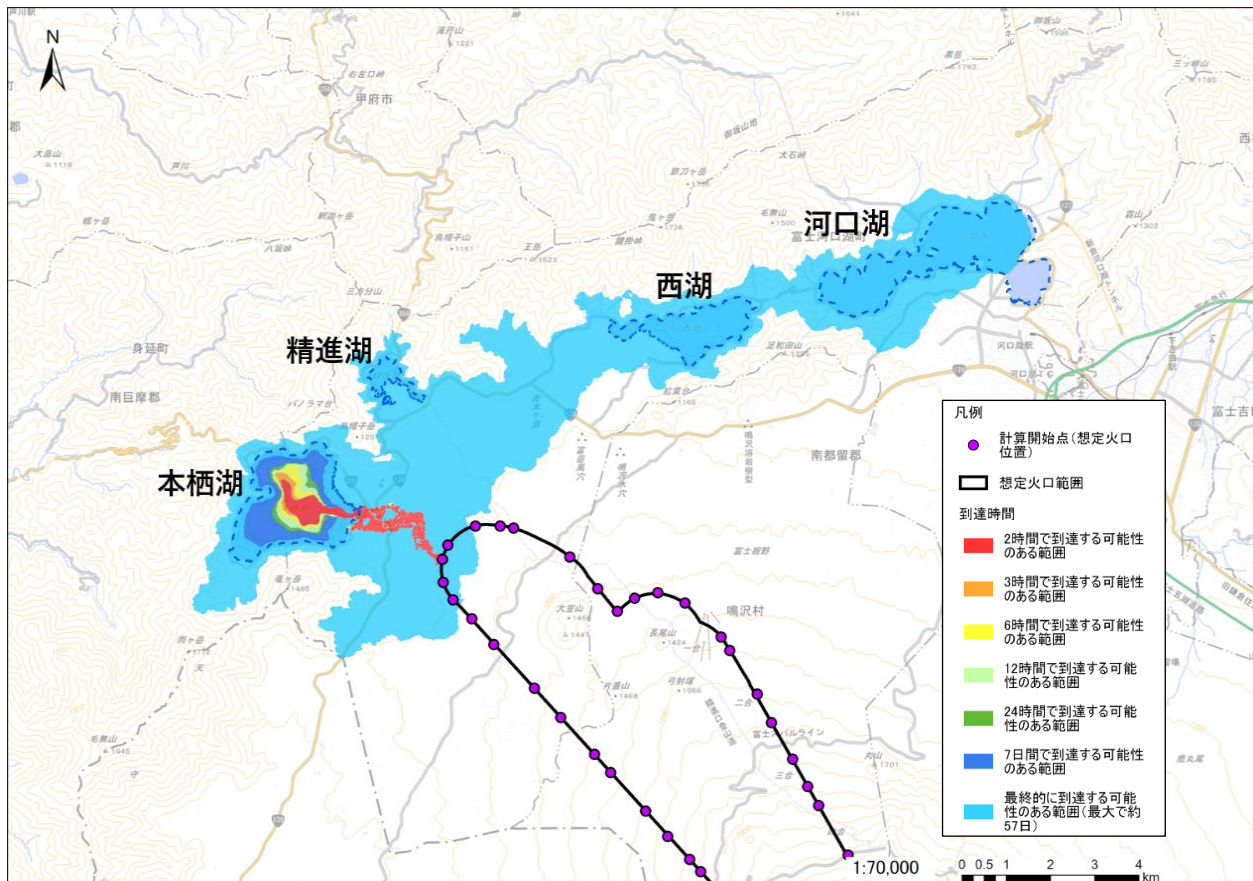


図 2-1 富士山の改定版ハザードマップで示された溶岩流シミュレーションの一例（大規模計算のL1）

図中左端の点線で囲まれた部分が本栖湖である。本栖湖に浸入した溶岩は湖底の最深部から順次、埋め立てていく結果となっている。

実際の溶岩と水の熱交換を忠実に再現しようとする、水の沸騰現象を組み込んだ極めて複雑な計算をすることが必要となるが、現在の計算機性能では、そのような複雑な計算を実用的なスケールの溶岩流のシミュレーションに組み込んだ上で、多くの噴火パターンを想定して大量に計算することは極めて困難である。そのため、本研究では、現状の手法で計算される溶岩流と比較して、少しでも現実の状況に近いと考えられる結果が得られる計算を実施し、簡便な改良で効率的に予測性能を向上させる手法を模索する方針で検討を進めることとした。

また、シミュレーションの信頼性を向上させるためには、空間分解能を上げて、より詳細な微地形の影響を反映させることが望まれる。一方で、空間分解能を上げるために計算格子数を増加させれば、計算時間は飛躍的に増大してしまう。そのジレンマを解決するため、本研究では OpenACC と呼ばれるプログラミングインターフェースを利用して GPU で高速計算を実施させる計算コードの改良にも取り組んだ。さらには、溶岩流シミュレーションにおいて重要な物理パラメータである降伏応力を、富士山の地形データから直接、推定する試みにも取り組んだ。

## II-1-2 溶岩流シミュレーションへの水冷効果の組み込み

### 1) 計算手法

溶岩流シミュレーションに水冷効果を組み込む作業は、Ishihara *et al.* (1990)の溶岩流モデルを改良する方針で実施した。Ishihara *et al.* (1990)の溶岩流モデルは、ビンガム流体近似を用いて厚さ方向の物理

プロファイルを仮定し、実際の地形データを組み合わせて溶岩流の空間分布の時間発展を計算する 2 次元モデルである。計算領域を矩形の計算格子で分割して、一定の空間ステップで計算を実施する有限差分法でプログラムが構築されている。

各計算格子における速度の水平成分は、その計算格子における地形の傾斜に応じて作用する重力と粘性によって生じる応力（粘性応力）が局所的に釣り合うことを仮定して指定する。すなわち、溶岩の流下速度を次の式から求める：

$$g\nabla H = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \quad (1)$$

ここで、 $g$ は重力加速度、 $\nabla$ は微分演算子、 $H$ は溶岩の厚さ、 $\rho$ は密度、 $\sigma$ は粘性応力、 $z$ は鉛直方向の座標を表している。溶岩流シミュレーションでは一定以上の応力が作用しなければ運動が生じないという仮定を導入したビンガム流体近似と呼ばれる定式化が用いられることが多い。すなわち、

$$\begin{cases} \frac{\partial v}{\partial z} = 0 & \text{if } \sigma \leq \sigma_Y \\ \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\sigma - \sigma_Y}{\eta} & \text{if } \sigma > \sigma_Y \end{cases} \quad (2)$$

という式を用いる。ここで、 $v$ は溶岩流の水平方向の速度、 $\eta$ は粘性係数である。 $\sigma_Y$ が閾値となる応力であり、一般的に降伏応力と呼ばれている。

本研究でも、Ishihara *et al.* (1990)に従ってビンガム流体近似を用いる。ただし、Ishihara *et al.* (1990)では、平面空間を表現する 2 次元計算格子において直行する 2 成分それぞれに作用する応力と降伏応力を比較しているため、計算結果が計算格子の方向に依存する好ましくない傾向が強くなる。本研究ではその傾向を軽減するため、各計算格子中心での地形勾配の法線方向を特定し、その方向について (2) 式の評価を行う Ishimine (2013) が提案した手法を利用した。このとき、溶岩流の厚さが

$$H_Y = \frac{\sigma_Y}{\rho g \sin \alpha} \quad (3)$$

より薄いときには流れが発生しない。すなわち、厚さを薄くさせながら流れ広がる溶岩流は、厚さが  $H_Y$  以下になった時点で停止する。ここで、 $\alpha$ は計算地点における地形の法線方向の傾斜角である。

溶岩流の厚さが (3) 式よりも厚い間の溶岩流の上端の速度  $v_s$  は

$$v_s = \frac{\rho g H_Y^2 \sin \alpha}{2\eta} \left( \frac{H}{H_Y} - 1 \right)^2 \quad (4)$$

となり、厚さ方向に積分した溶岩流の質量フラックス  $q$  は

$$q = \frac{\rho^2 g H_Y^3 \sin \alpha}{3\eta} \left[ \left( \frac{H}{H_Y} \right)^3 - \frac{3}{2} \left( \frac{H}{H_Y} \right)^2 + \frac{1}{2} \right] \quad (5)$$

となる。上の定式化に示されている通り、本研究で用いた計算モデルは、速度の時間変化を計算する運動方程式を利用しない運動学的モデルである。この際、溶岩流の厚さの時間変化に関しては、時間ステップごとの質量フラックスを計算する有限体積法的なアプローチを導入することで質量保存を保証し、安定に長時間計算を実施することを可能にしている。

最近では、ナビエ・ストークス方程式もしくはそれを厚さ方向に平均化して得られる浅水波方程式を用いて大規模計算を実施する溶岩流モデルも増えており、Ishihara *et al.* (1990) の溶岩流モデルは比較的、簡便なタイプに分類される。それでも他の計算モデルと同程度に実現象を予測することができ、実用性が高いモデルであると評価されている。富士山ハザードマップの改定作業では、浅水波方程式を用いて速度の時間発展式を解く動力学的モデルを採用している。このモデルは砂防分野で利用されることが多いが、本研究のように物理的な背景に基づいて改良を試みる場合のテスト計算としては、計算負荷が不必要に過大になる懸念がある。そのため、本研究では、Ishihara *et al.* (1990) の溶岩流モデルを採用した。

溶岩の粘性と降伏応力には大きな温度依存性があることが知られており、冷却に伴って溶岩流は流れにくくなる。国内の溶岩流シミュレーションでは、溶岩表面からの黒体放射で温度が低下するものの、溶岩流内部では厚さ方向の温度は一定という定式化で冷却過程をモデル化することが多い。その上で、多くの計算で、粘性の温度依存性は Minakami (1951) が伊豆大島火山で実施した溶岩流の観測に基づく次の式が用いられている：

$$\log_{10}\eta = 28.55 - 1.810 \times 10^{-2}T \quad (6)$$

ここで、 $T$ は絶対温度である。(6)式は Minakami (1951)と少し表現が異なっているが、温度を摂氏温度から絶対温度に変換した上で、cgs 単位系から MKS 単位系に変換して整理したためである。さらに、Minakami (1951)では溶岩を降伏応力がゼロの粘性流体と仮定したが、Ishihara *et al.* (1990)は溶岩の降伏応力が有限の値を持つ場合に拡張して、その温度依存性を

$$\log_{10}\sigma_Y = 15.10 - 8.90 \times 10^{-3}T \quad (7)$$

と求めた。本報告書でも上の計算式を用いてシミュレーションを実施した（富士山のハザードマップでは、(6)式よりも2桁程度、大きな粘性係数を採用してシミュレーションを実施している。改定前の2004年公開版の時点から同数値を採用しているが、このような変更を行った経緯が記録された資料を見つけることができていない。科学的な根拠が不明確であるので本研究では採用しなかった）。

冷却効果については、次の4通りの手法で計算した。(a)水域に達した場合にも従来と同様に大気中と同じ手法で計算する。すなわち、溶岩の温度低下は黒体放射によってのみ生じると仮定し、水冷効果を考慮しないモデルである。(b)水冷効果で粘性だけが陸域の100倍に増加する。(c)水冷効果で溶岩流表面が300 K (27 °C)に冷却されることで溶岩流内部の平均温度が600 K (327 °C)になる結果、粘性と降伏応力の両方の値が大きくなる。(d)水域に達した溶岩流が瞬時に固化して停止し、元の地形である湖底の標高を増加させ、その結果、水深が浅くなる。この状況をシミュレーション内で表現するため、水域に流入した溶岩と同じ体積分、地形データに標高を上乗せするという計算を行った。

上の4パターンの計算を実施し、溶岩流の流れ方を比較した。これらの計算条件では、水による冷却過程を厳密に再現できないことは明らかではあるが、本研究ではハザードマップに適用可能な簡便かつ実用的な改良で、一定程度の蓋然性が得られれば十分という方針で、これらの検討を試みている。

上述の方針に基づき、溶岩と水が接触したと判定する条件についても可能な限りシンプルな条件を採用した。すなわち、計算開始前の地形データで湖の位置を特定し、その領域に含まれる計算格子において常に水と接触すると仮定した。すなわち、溶岩の熱で水が沸騰して水位が変動するような2次的な作用は一切、考慮していない。ただし、(d)の計算手法では、溶岩が湖底を埋め立てて、その地点の標高が湖の水面標高を超えた場合には水とは接触しないとしてある。これらの計算手法から明らかなように、本研究での検討は、溶岩流の基本的な物理過程を詳細に理解しようとする試みではなく、今後、観測事実と比較しながらパラメータチューニング等を通して予測性能を向上させることを志向した極めて実学的な取り組みである。

## 2) 計算結果

計算結果の一例を図2-2に示す。同図に掲載した計算では、20 m間隔の計算格子の本栖湖周辺の地形データを用いた。この地形データは国土交通省富士砂防事務所ならびに山梨県によって整備された水平分解能1mの地形データ（土屋他, 2010）から切り出したものである。溶岩の噴出条件としては、東西100 m、南北100mの正方形の火口から100 m<sup>3</sup>/sで144時間、溶岩が流出し続けると仮定した。溶岩の初期温度は1473 K (1200 °C)、時間ステップは $2.0 \times 10^{-2}$  sに設定した。

ここでは、(a)の手法と比較して、他の手法でどのような差異が生じるかという点について着目して結果

を概観する。冷却で粘性のみが大きくなると仮定した (b) では、溶岩流の拡大速度は遅くなったものの、溶岩流の分布傾向は (a) とほぼ同様となった。(c) では溶岩は湖岸に沿って回り込む傾向を示した。この計算は冷却で溶岩の表面温度が水温に相当する 300 K (27 °C) まで低下し、粘性と降伏応力の両方が同時に極端に大きくなると仮定しているため、水域では速度がゼロとなる。すなわち、水域には入り込めないという条件を付与したこととほぼ等価だったということが確認できる。水中に到達した溶岩が逐次、停止すると仮定した (d) では流入した湖岸側から溶岩流が厚みを増す結果となった。

上の 4 つの計算手法のうち、どれが現実の溶岩流の挙動を最も適切に表現しているかについては、今後、実際に湖岸もしくは海岸に到達した溶岩流の厚さ分布のデータを入手して、実現象をどの程度、適切に再現できているか系統的に検討することが必要である。しかし、溶岩流は流入した湖岸もしくは海岸周辺を埋め立てながら陸域を拡大していくという挙動を示すことが多くの噴火事例で観測されているため、(d) の結果が、最も現実に近いと予想している。本研究課題の実施期間には、実地形と定量的な比較をする段階まで到達することができなかったが、近年のリモートセンシング技術の発展を考慮すると良質な水中地形データを入手できる可能性は高い。次期以降の研究課題として取り組みたいと考えている。

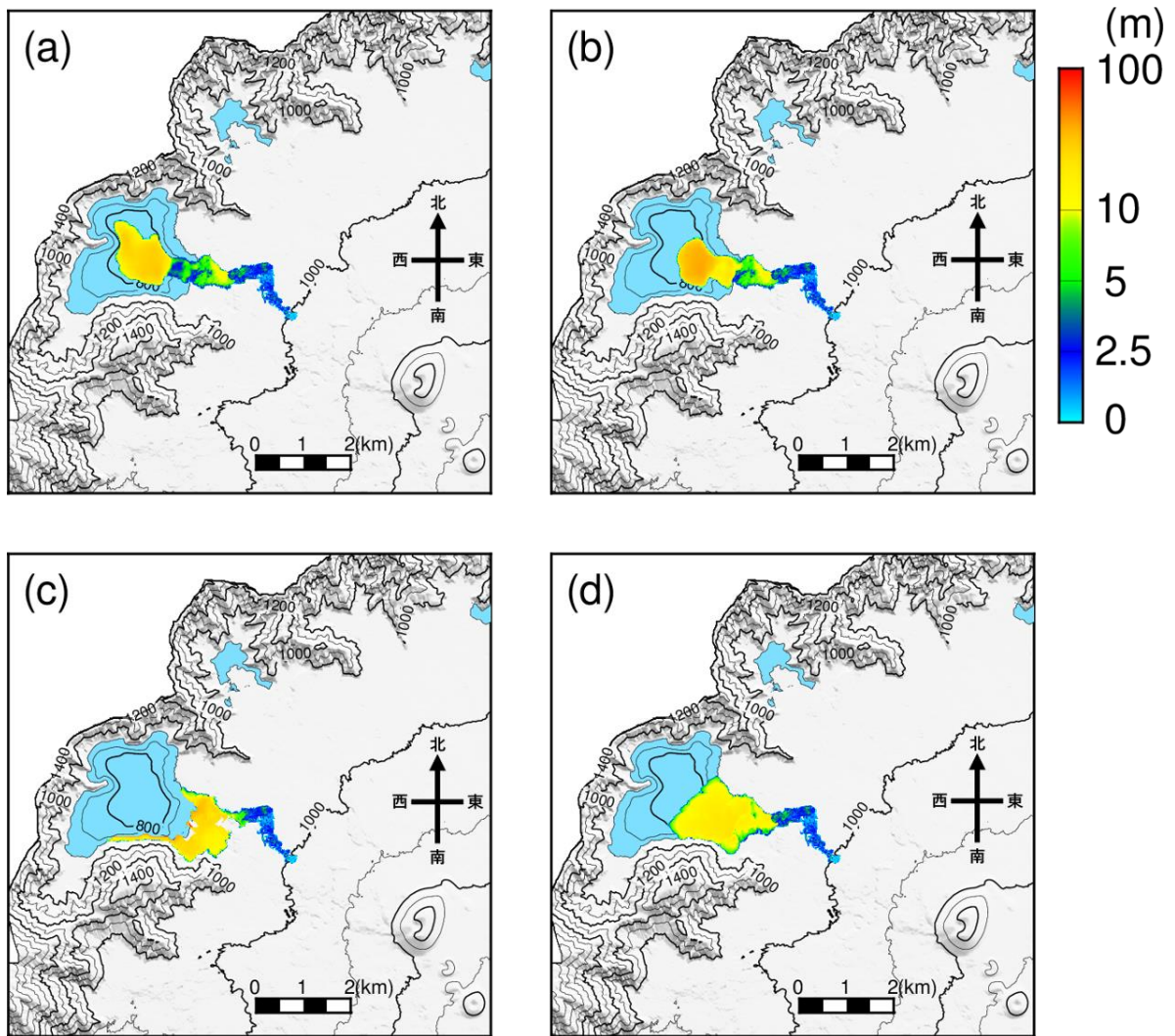


図 2-2 4 通りの手法で計算した本栖湖に浸入する溶岩流の厚さ分布：(a) 従来モデル同様、水による冷却効果を見ない、(b) 水域で溶岩の粘性だけが增加、(c) 水域で溶岩の温度が瞬時に低下、(d) 水中で溶岩流が即座に停止し、水深を減少させる手法で計算した場合

### II-1-3 溶岩流シミュレーションの高速化

溶岩流計算に関しては、GPU を用いた高速計算を可能にするため OpenACC によるチューニング作業も進めた。GPU は本来、大量のデータ処理を必要とする画像生成に特化したデバイスである。バーチャルリアリティー動画やコンピューターゲームで利用されることが多いが、特定の形式に合致する配列計算であれば同様に高速計算が可能となる。従来は整数計算しかできない設計だったが、浮動小数点計算にも適用可能な機種が開発され、急速に普及が進んでいる。低価格で計算速度を著しく向上させることができるため、現在では多くの大型計算機にも組み込まれている。

OpenACC は、C/C++ または Fortran と呼ばれるプログラミング言語で書かれたソースコードを GPU 等の高速計算用のデバイスを利用して計算するために開発されたプログラミング規格であり、一般的にはプログラミングインターフェースと呼ばれるツールの一種である。元のコードに `#pragma acc` (C 言語の場合) もしくは `!$acc` (Fortran 言語の場合) で始まる指示文をいくつか挿入する簡便な変更を追加するだけで、GPU で計算することができるようになる。従来、GPU で計算するには `cuda` や `OpenCL` と呼ばれる専用のプログラミング言語を使ってソースコードを大幅に修正する必要があったが、OpenACC を利用することでコードの修正作業が著しく簡略化された。2011 年に発表された比較的、新しい規格であるものの、導入の容易さから急速に普及が進んでいる。

前章で示した溶岩流モデルは Ishihara *et al.* (1990) を参考に Fortran を用いて独自開発したものである。そこで、同モデルに OpenACC の規約に沿った修正を加え、テスト計算を実施した。実際の計算には、本研究のために導入した TitanV12GB と呼ばれる nVIDIA 社製のグラフィックボードを利用した。このグラフィックボードは最大理論性能 13.8 Tflops の単精度浮動小数点計算ができる GPU が搭載されたものである。比較に用いた CPU (Central Processing Unit: 中央演算装置) は、Intel Xeon W-2123 (3.60GHz, 4core) である。

テスト結果の結果を表 2-1 に示す。実時間で 10 日間の溶岩流の計算の速度を 5 倍以上、高速化できることを確認した。なお、Ishihara *et al.* (1990) は、計算時間を節約するために溶岩流の厚さがゼロでない領域を事前に検索して、その領域のみを計算する機能が備わっている。そのため、溶岩流の分布域が小さい計算初期には、GPU を用いた高速計算の加速が効果的に作用しない。むしろ、CPU と GPU のデータ通信に要する時間が上乗せされる分、計算速度は低下する。表 2-1 の最初の 1 時間の加速率が 0.16 倍となっているのはそのためである。逆に、240 時間までの 1 時間 (すなわち、噴火開始後 239 時間から 240 時間まで) ではデータ通信速度を加味しても 8.05 倍の加速となっており、溶岩流の分布範囲が広がるほど高速計算が可能になっていることが分かる。そのため、より高分解能の計算を実施する場合には、今回のケースよりもさらに加速率が向上できるものと考えられる。

表 2-1 CPU における計算と OpenACC を利用した GPU 計算の計算時間と加速率

|         | 総計算時間         | 最初の<br>1 時間   | 12 時間後まで<br>の 1 時間 | 120 時間後ま<br>での 1 時間 | 240 時間後ま<br>での 1 時間 |
|---------|---------------|---------------|--------------------|---------------------|---------------------|
| 1 CPU   | 15269.4s      | 1.54s         | 10.61s             | 69.85s              | 106.19s             |
| OpenACC | 2877.0s       | 9.91s         | 10.34s             | 12.29s              | 13.19s              |
| 加速率     | <b>5.31 倍</b> | <b>0.16 倍</b> | <b>1.03 倍</b>      | <b>5.68 倍</b>       | <b>8.05 倍</b>       |



#### II-1-4 高分解能地形データを用いた溶岩流の降伏応力の推定

(3)式に示したように、本研究で用いる溶岩流モデルでは、降伏応力と斜面勾配で規定される閾値よりも溶岩流の厚さが薄くなったときに流れが停止するという定式化を行っている。そのため、降伏応力は、シミュレーションによる溶岩流の到達範囲推定に大きな影響を与えるパラメータである。

その一方、国内で実施されているのほとんどの溶岩流シミュレーションでは、Minakami (1951)が1951年の伊豆大島噴火時に観測した結果に基づいてIshihara *et al.* (1990)が推定した降伏応力の関係式(本報告所の(7)式)を利用している。Minakami (1951)は、溶岩の温度が1311 K(1038 °C)から1398 K(1125 °C)という狭い範囲において4点のみ計測した報告である半面、それから導かれる降伏応力の推定値は1375 N/m<sup>2</sup>から15658 N/m<sup>2</sup>まで一桁以上も変化しており、その信頼性はあまり高くない可能性がある。しかも、富士山火山防災対策協議会で作成した富士山のハザードマップでは、溶岩流が火口から流出する際の初期温度を1473 K (1200 °C)と仮定しており、Minakami (1951)が測定した温度範囲から外れている。すなわち、外挿による不確実性も付加されている。そのため、降伏応力の推定値そのものについて観測等から情報を追加し、信頼性を向上させることが望まれる。

そこで、本研究では富士山周辺の高分解能の地形データを利用して、Ishihara *et al.* (1990)とは全く異なるデータセットから降伏応力を推定する手法を検討した。具体的には、富士山周辺の地形データから溶岩地形の流下方向と平均傾斜角ならびに溶岩流の厚さを特定し、(3)式に代入することで降伏応力の値を推定することを試みた。

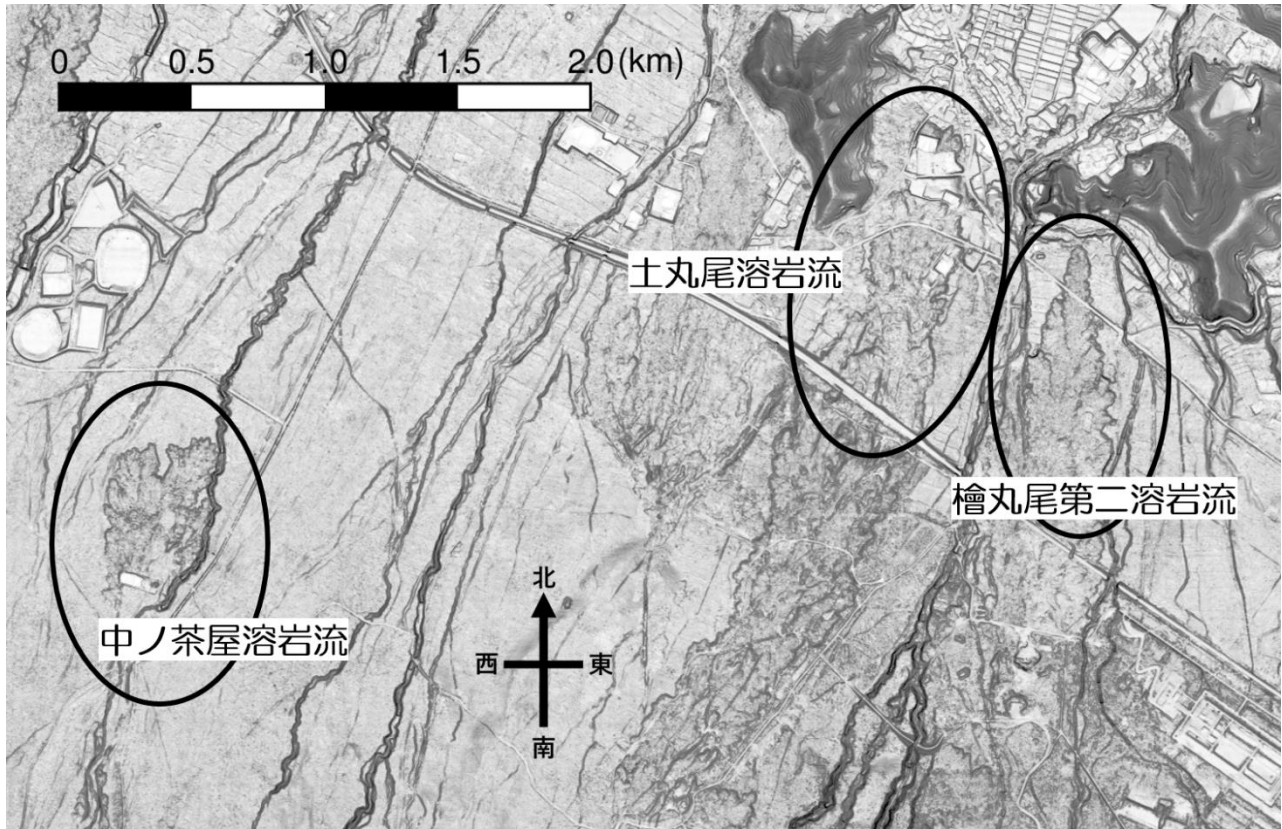


図 2-3 水平分解能 1 m の地形データを利用して作成した富士山北東山麓地域の陰影図

近年、航空機を利用したレーザー測量によって高分解能かつ高精度の地形データを作成することが可能になっている。本研究では、国土交通省富士砂防事務所ならびに山梨県によって整備された水平分解能 1m の地形データ（土屋他, 2010）を用いた。

本研究では、予察的な試みとして、図 2-3 に示す富士北麓地域の檜丸尾第二溶岩流、中ノ茶屋溶岩流、土丸尾溶岩流を対象に検討した。用いたデータは現在の地形に関するものであるが、溶岩流およびその周辺の形状が噴火当時の状態を十分な精度で維持していると仮定した。その上で、図 2-4 に示すように溶岩流の地形から流下方向を推定し、その方向沿いに溶岩流の末端部分から溶岩流の上流に相当する方向 100 m 地点の標高を読み取り、溶岩流の流下した地形の傾斜角を求めた。さらに、溶岩流の流下方向に平行なラインに沿って溶岩流に隣接する両脇の地点の標高を読み取り溶岩流の厚さを推定した。

上の手順で降伏応力を推定した結果、檜丸尾第二溶岩流では約  $4043\text{N/m}^2$ 、中ノ茶屋溶岩流では約  $8085\text{N/m}^2$  という値を得た。なお、土丸尾溶岩流では周辺地形の人工改変が進んでいて溶岩流の厚さを適切に推定することが困難だったため、降伏応力の推定も断念した。ここで、溶岩の密度は  $2500\text{ kg/m}^3$ 、重力加速度は  $9.8\text{m/s}^2$  と仮定した。これらの推定値は、Ishihara *et al.* (1990) が求めた降伏応力の値の範囲内だった。

檜丸尾第二溶岩流と中ノ茶屋溶岩流の降伏応力の推定値の違いは流れが停止した時点での溶岩流の温度の違いを反映している可能性が考えられる。ただし、檜丸尾第二溶岩流は末端部分に近づくに従って舌状に幅が狭くなる形状をしている半面、中ノ茶屋溶岩流では末端部分に近づくに従ってへラ状に幅が広がっており、この顕著な形状の差異が降伏応力の推定に影響している可能性も検討する必要がある。なぜなら、中ノ茶屋溶岩流の地形的特徴は、緩斜面で停止した後に後続流で追加された溶岩で厚みが増すインフレーションと呼ばれる現象が発生した可能性が高いことを示唆しているからである（例えば、Hon *et al.*, 1994）。この現象は停止時の厚さの見積もりに大きな誤差を引き起こす。今後、これらの点を考慮しつつ、適用事例を増やして信頼性が高い降伏応力の推定値を提示したい。

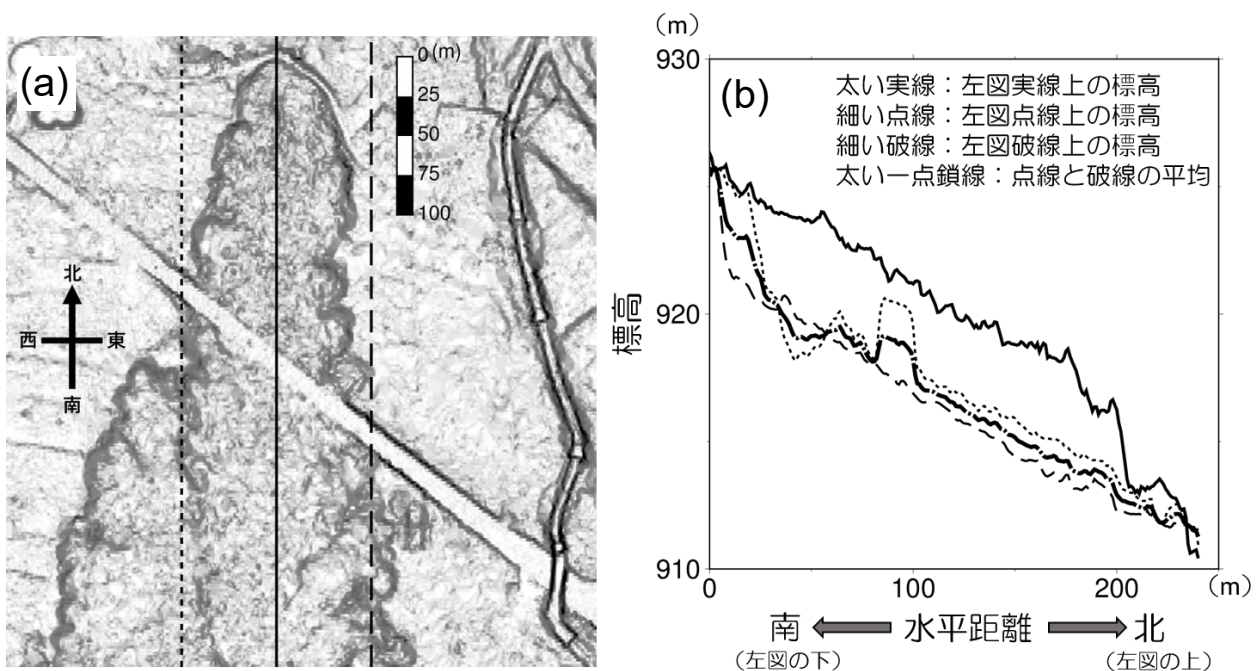


図 2-4 (a) 檜丸尾第二溶岩流周辺の陰影図、(b) 図 (a) の各線上の標高を南北につないだ断面図

## II-2 放出岩塊シミュレーション

### II-2-1 研究の背景と目的

爆発的な火山噴火では、火山灰や火山ガスとともに弾道的な軌跡を描いて飛散する岩塊が火口から放出される。これらの放出岩塊が火口周辺に高速で降り注ぎ、人的・物的被害が生じる事例が、近年、日本国内で相次いで発生している (Maeno *et al.*, 2013; Tsunematsu *et al.*, 2016; 久保・吉本, 2020)。特に、2014年の御嶽山噴火では死者・行方不明者数が63人に上り、活動火山対策特別措置法が改正されるなど火山噴火対策全般の抜本的な見直しが進められる契機となった (藤井, 2015; 石原, 2016)。

放出岩塊の運動は、有限の大きさを持つ剛体が重力と空気抵抗を受けながら運動する現象の一種とみなすことができる。この運動は様々な分野で幅広く議論されてきた極めて古典的な問題である。火山噴火に関連する研究に限っても歴史は古く、Matuzawa (1933) や Minakami (1942) 等まで遡ることができる。近年では、簡便に計算が可能なシミュレーションコードの開発を組み合わせた Mastin (2001) や Tsunematsu *et al.* (2016) 等の研究も発表されている。

しかし、実際の火山噴火に関する野外調査で得られた多数の岩塊に関するデータを用いてシミュレーションを実施し、岩塊の放出条件を詳細に推定した研究は知られていない。例えば、Mastin (2001) がインターネットで公開している計算モデルは1回に5粒子の計算しかできず、大量の実測データを解析するには不

表 2-2 数値モデルで採用した抵抗係数 ( $C_d$ ) の近似表現

表中の  $Re$  はレイノルズ数である。

| モデル                        | 適用範囲                         | 近似表現  |
|----------------------------|------------------------------|---|
| Clift <i>et al.</i> (1978) | $Re < 0.01$                  | $C_d = 3/16 + \frac{24}{Re}$  |
|                            | $0.01 < Re \leq 20$          | $C_d = \frac{24}{Re} \{1 + 0.1315 Re^{(0.82 - 0.05 \log_{10} Re)}\}$                                |
|                            | $20 \leq Re \leq 260$        | $C_d = \frac{24}{Re} \{1 + 0.1935 Re^{0.6305}\}$  |
|                            | $260 \leq Re \leq 1500$      | $\log_{10} C_d = 1.6435 - 1.1242 \log_{10} Re + 0.1558 (\log_{10} Re)^2$                            |
|                            | $1500 \leq Re \leq 12000$    | $\log_{10} C_d = -2.4571 + 2.5558 \log_{10} Re - 0.9295 (\log_{10} Re)^2 + 0.1049 (\log_{10} Re)^3$ |
|                            | $12000 \leq Re \leq 44000$   | $\log_{10} C_d = -1.9181 + 0.6370 \log_{10} Re - 0.0636 (\log_{10} Re)^2$                           |
|                            | $44000 \leq Re \leq 338000$  | $\log_{10} C_d = -4.3390 + 1.5809 \log_{10} Re - 0.1546 (\log_{10} Re)^2$                           |
|                            | $338000 < Re \leq 400000$    | $C_d = 29.78 - 5.3 \log_{10} Re$  |
|                            | $400000 < Re \leq 1000000$   | $C_d = 0.1 \log_{10} Re - 0.49$   |
|                            | $1000000 < Re$               | $C_d = 0.19 - 80000/Re$   |
| Schiller & Naumann (1933)  | $Re < 800$                   | $C_d = \frac{24}{Re} (1.0 + 0.15 Re^{0.687})$   |
|                            | $800 \leq Re < 200000$       | $C_d = 0.5$   |
|                            | $200000 \leq Re$             | $C_d = 0.2$   |
| Bird <i>et al.</i> (2002)  | $Re \leq 1596.1$             | $C_d = \left\{ \left( \frac{24}{Re} \right)^{1/2} + 0.5407 \right\}^2$                              |
|                            | $1596.1 \leq Re \leq 200000$ | $C_d = 0.44$  |
|                            | $200000 \leq Re$             | $C_d = 0.2$   |

向きである。しかも、実地形データを計算に組み込めないため、火口と落下地点の標高差の影響を検討するには試行錯誤的に計算を繰り返す必要がある。さらには、風の影響を評価する計算プログラムに不具合がある可能性があり、不用意に使うと混乱を招く恐れがあるという難点もある。このため、本研究では、放出岩塊の挙動解析をするための汎用性の高い計算モデルを開発することを目指す。さらに、開発した計算モデルを利用して、草津本白根山 2018 年噴火の現地調査のデータから岩塊の放出条件を推定する。

## II-2-2 計算モデルの開発と性能検証

### 1) 計算モデルの概要

大気中で重力と空気抵抗を受けながら飛散する放出岩塊の運動を、次の方程式で計算する計算モデルを開発した：

$$\frac{D}{Dt}(m\mathbf{v}) = -m\mathbf{g} - \frac{1}{2}\rho_a C_d A \mathbf{v}|\mathbf{v}| \quad (8)$$

ここで、 $m$ は物体の質量、 $\mathbf{v}$ は速度ベクトル、 $\mathbf{g}$ は重力加速度ベクトルである。 $\rho_a$ は周囲大気密度、 $A$ は速度に直交する方向の物体の断面積である。 $C_d$ は抵抗係数と呼ばれる無次元の比例係数であり、周囲の大気が十分に発達した乱流である場合には定数となることが知られている。ただし、一般的には、乱流状態の強さを表すレイノルズ数と呼ばれる無次元数の関数として表される。

(8)式を 4 次精度ルンゲクッタ法と呼ばれる常微分方程式の初期値問題を解く標準的な数値手法を用いて計算コードを作成した。また、本研究では岩塊を完全な球形と仮定して、理論解等との比較を行った。

抵抗係数 $C_d$ のレイノルズ数依存性を実験結果に基づいて記述する近似式は、数多く提案されている。本研究では比較的、利用されることが多い Clift *et al.* (1978)ならびに Schiller and Naumann(1933)、Bird *et al.* (2002)の 3 種類の近似式を選択可能なモデルとした。それぞれの近似式を表 2-2 に示す。

### 2) 計算モデルの性能検証

初めに、理論的に解が得られる空気抵抗が無視できる場合において、計算コードで適切な解が得られるか確認するための計算を実施した。その結果を表 2-3 ならびに図 2-5 に示す。表 2-3 の理論解は (8) 式の右辺第 2 項を無視できるとした場合の解であり、

$$x = \frac{v_0^2}{g} \quad (9)$$

で表される。ここで、 $v_0$ は岩塊の初期速度である。時間刻みを細かくするほど理論解との誤差が小さくなっており、十分な精度で計算できていることが確認できた。なお、重力加速度の値には  $9.80665 \text{ m/s}^2$  を用いた。

表 2-3 空気抵抗が無視できる条件で初期速度 100m/s、角度 45° で放出された岩塊の到達距離について時間刻みを変えて計算した結果と、その計算誤差

| 時間刻み (s) | 到達距離 (m)          | 誤差 (%)         |
|----------|-------------------|----------------|
| 1.0      | 1018.533969239295 | 1.182243738638 |
| 0.1      | 1019.708120911691 | 0.008092066238 |
| 0.01     | 1019.716170251572 | 0.000042726358 |
| 0.001    | 1019.716212811969 | 0.000000165968 |
| 0.0001   | 1019.716212970540 | 0.000000007388 |
| 理論解      | 1019.716212977930 | -              |

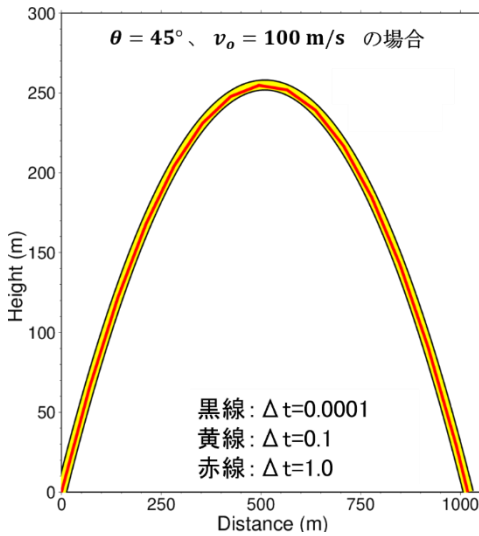


図 2-5 空気抵抗が無視できる条件で計算した放出岩塊の軌跡  
初期速度 100m/s、角度 45° で放出された岩塊について、時間ステップを 1.0 s (赤細線)、0.1 s (黄線)、0.0001 s (黒太線) で計算した結果。時間刻みが大きい赤線は滑らかさに欠けた折れ線状になっている。黄色と黒の線はほぼ一致しているため、両者が表示されるように太さを変えて上書きしている (図 2-6, 7 で黒線が 2 本に見えるのも、同様の理由である)。

次に、空気抵抗はあるが、重力がない場合の計算を実施した。この際、抵抗係数はレイノルズ数によらず一定であると仮定すると、その解は、(8) 式より

$$v = v_0 \left( 1 - \frac{1}{v_0 \sqrt{\frac{3C_d \rho_a}{4D\rho_p} t + 1}} \right) \quad (10)$$

と表される。ここで、 $\rho_a$  と  $\rho_p$  はそれぞれ大気と岩塊の密度であり、 $D$  は岩塊の直径である。図 2-6 に岩塊が停止している状態で岩塊の周りに 10m/s の風が吹いている条件で計算した場合の (10) 式から得られる理論解と、数値計算の結果を重ねて示す。図からはその差異が判別できないほど重なっており、空気抵抗を考慮した場合でも適切に計算できていることが確認できた。さらに、空気抵抗も重力も考慮しつつ、鉛直方向にのみ岩塊が運動する場合で検証計算を行った。すなわち、停止した初期状態から自由落下させた場合の計算を実施した。その結果を図 2-7 に示す。ただし、この場合の理論解は

$$v = -\sqrt{\frac{4D\rho_p g}{3C_d \rho_a}} \tanh \sqrt{\frac{3C_d \rho_a g}{4D\rho_p}} t \quad (11)$$

である。この場合についても、適切に計算できていることが確かめられた。

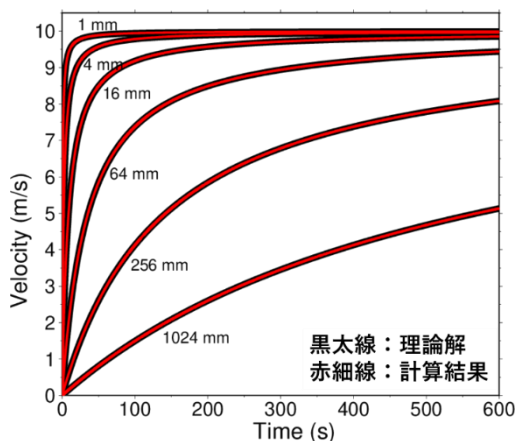


図 2-6 重力が作用しない条件で岩塊の初期速度ゼロ、抵抗係数一定で周囲大気に 10 m/s の風が吹いている場合の 1 mm、4 mm、16 mm、64 mm、256 mm、1024 mm の大きさの岩塊の速度変化

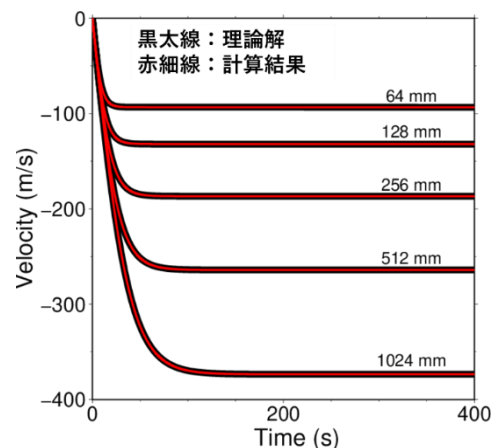


図 2-7 重力が作用する条件で周囲大気は停止、抵抗係数一定で自由落下させた場合の 64 mm、128 mm、256 mm、512 mm、1024 mm の大きさの岩塊の速度変化

次に、先行モデルとして広く知られている Mastin(2001)との比較を行った。この際、抵抗係数は、Clift *et al.* (1978)によって提唱されている近似式を用いた。なお、Mastin(2001)でも同じ近似式を用いており、他のパラメータも同じ値に設定した。周囲に風が吹いていない条件で初期速度 100m/s、放出角度 45° で計算した結果を表 2-4 に示す。Mastin(2001)とは完全に一致させることができず、最大で 0.49%のずれが生じた。この原因を究明するには至っていないが、Mastin(2001)のモデルでは水平方向の飛散距離がゼロとなるべきである初期速度 100m/s、放出角度 90° の計算でも粒子直径が 1024 mm の場合で 0.003 m という水平方向の飛散距離を示すため、Mastin(2001)の計算プログラムに問題がある可能性も含め検討する必要がある。

表 2-4 空気抵抗がある場合の到達距離の計算結果と Mastin (2001) からのずれ  
異なる大きさの岩塊を初期速度 100m/s、放出角度 45° の条件で、本研究で開発したモデルで  
計算した結果と Mastin (2001) で計算した結果、ならびに両者のずれを示している。

| 岩塊の大きさ<br>(mm) | 本研究による<br>計算結果 (m) | Mastin (2001)に<br>よる計算結果 (m) | Mastin (2001)<br>からのずれ (%) |
|----------------|--------------------|------------------------------|----------------------------|
| 4              | 57.8557            | 57.597                       | 0.45                       |
| 16             | 151.406            | 151.212                      | 0.13                       |
| 64             | 451.651            | 453.845                      | 0.49                       |
| 256            | 891.0516           | 891.155                      | 0.01                       |
| 1024           | 971.985            | 972.286                      | 0.03                       |

### II-2-3 草津本白根山 2018 年噴火への応用

実際の火山噴火に関する野外調査で得られた多数の岩塊に関するデータを用いた解析のテストケースとして、2018 年の草津本白根山噴火で得られた放出岩塊の分布データを利用した計算を実施した。すなわち、放出岩塊の落下地点の火口からの距離と標高を説明しうる岩塊の放出速度の最小値を、開発した計算プログラムを用いて見積もった。この計算においても、抵抗係数には Clift *et al.* (1978)の近似式を用いた。また、野外調査で見つかっている岩塊の多くは 256 mm 以上であり風の影響は大きくないと予想されたため、風速はゼロと仮定した。岩石の密度はすべて 2500 kg/m<sup>3</sup> と仮定し、大気密度は標準大気の近似式に基づき計算ステップ毎に空中を飛散する岩塊の高度データを参照して算出した。

野外調査において草津本白根山 2018 年噴火で放出されたと特定された岩塊は図 2-8(a)に落下位置を示した 187 試料である。これらの試料の落下位置の火口からの距離と標高をプロットしたのが図 2-8(b)である。実際の噴火では 3 か所の火口から岩塊が放出されたと考えられているが、どの岩塊がどの火口から放出されたかを判別することは困難であるため、本研究では、すべての岩塊が最も噴火が激しく、噴火後に残された噴出孔のサイズも大きかった主火口の中心から放出されたと仮定した。この結果、最も初速度が大きくなければ到達できないのは主火口の北北西側約 740 m に落下した差し渡しが 240 mm ある岩塊であることが示唆された。このときの火口からの放出速度が最小となるのは放出角度が 44° のときであり、速度は約 88 m/s と見積もられた。他の 186 試料についても、すべて同じ速度で放出されたと仮定すると、187 試料中 174 試料 (約 93 %) の放出角度は仰角 70° 以上となった。すなわち、ほとんどの岩塊は、火口の真上に近い高角度で放出されていたことが示唆された。図 2-9 は、この計算の結果を鳥観図として可視化したものである。

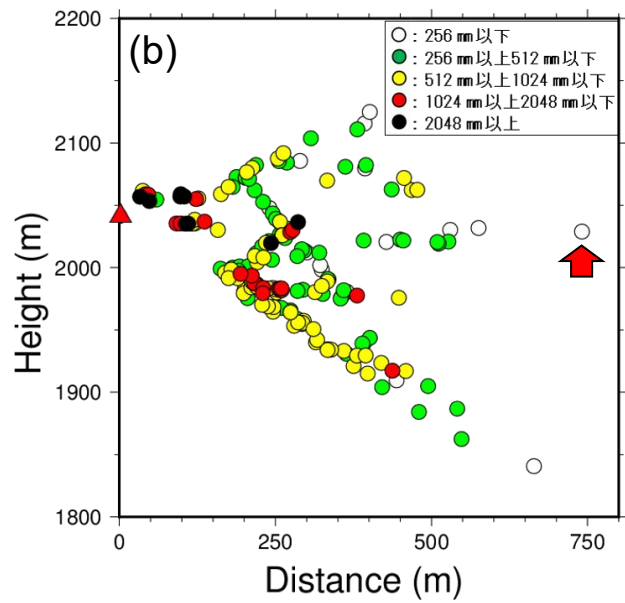
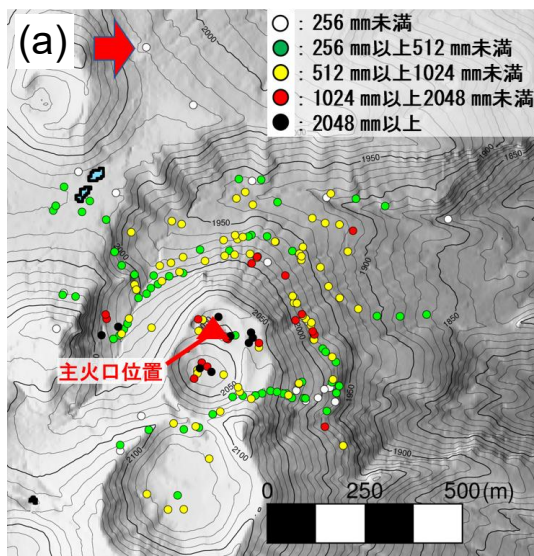


図 2-8 草津白根山 2018 年噴火で放出された岩塊の空間分布

(a) 地形図状にプロットした空間分布。赤三角は全ての岩塊が放出されたと仮定した主火口の位置。矢印は最も遠くに落下した岩塊である。(b) 放出岩塊の火口からの距離と標高の関係。

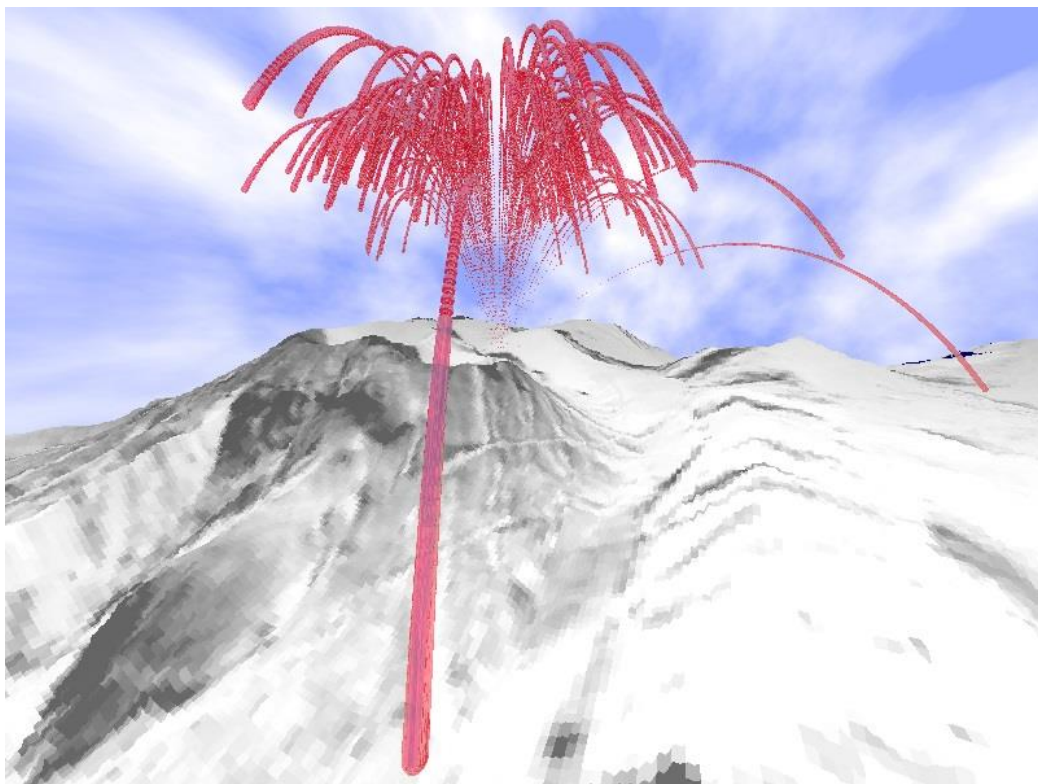


図 2-9 草津本白根山 2018 年噴火の再現を試みた放出岩塊シミュレーションの可視化例

本白根山を北東側斜面から見た鳥観図に噴火開始 12 秒後までの放出岩塊の飛跡を重ねて表示している。

画像の作成には POV-Ray と呼ばれる描画ソフトを利用した。

## II-3 火山噴火に伴う津波のシミュレーション

### II-3-1 研究の背景と目的

トンガ王国のフンガ火山において、2022年1月15日の現地時間午後5時ごろ、大規模な噴火が発生した。この噴火に伴って発生した津波の影響で、同国内では大規模な被害が発生した（IFRC, 2023; 石峯, 2024）。さらに、太平洋全域で海面変動が観測され、フンガ火山から 7,000 km 以上も離れた日本でも太平洋沿岸の広い地域で津波警報もしくは津波注意報が発令された。その結果、岩手県や鹿児島県等、8 県で約 23 万人を対象に避難指示が出されたほか、漁船等が転覆する被害も発生した。この海面変動の伝播速度は通常の津波よりも速く、しかも、日本で観測された振幅はフンガ火山近くのキリバスやナウル等の南太平洋の島々で観測されたものよりも顕著に大きかった。その上、海面変動と前後して気圧変動も広く観測されていた。そのため、大気擾乱に起因する特殊な現象が、火山噴火によって励起された可能性が指摘されて注目された（石峯, 2022; Lynett *et al.*, 2022; 馬場ほか, 2023）。

本研究課題の当初計画では、火山噴火に起因する津波に関するシミュレーションは組み込んでいなかったが、突発的に発生した重要な事案であったため、急遽、理化学研究所の戎崎俊一主任研究員、徳島大学の馬場俊孝教授、港湾空港技術研究所の村田一城研究官と分野横断的な共同研究体制を構築した。そして、それぞれの専門分野の知見を共有しつつ、シミュレーションを実施し、実際にどのような現象が起きたのか検証作業を行った。なお、実際の津波のシミュレーションは馬場教授に実施していただいた。

### II-3-2 トンガ王国・フンガ火山 2022 年噴火への応用

#### 1) 計算方法

本研究では、通常の津波を表現する線形長波式に気圧変動による駆動項を組み込み、有限差分法を用いてフンガ火山の噴火の際に日本付近で観測された海面変動を再現しうるか検討を行った。具体的には、下の方程式系の数値計算を実行した：

$$\begin{aligned}\frac{\partial h}{\partial t} &= -\left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y}\right), \\ \frac{DM}{Dt} &= -gH_w \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{H_w}{\rho_w} \frac{\partial P_{atm}}{\partial x}, \\ \frac{DN}{Dt} &= -gH_w \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{H_w}{\rho_w} \frac{\partial P_{atm}}{\partial y}.\end{aligned}\quad (12)$$

ここで、 $h$ は津波の波高、 $M, N$ はそれぞれ $x$ 方向、 $y$ 方向の体積フラックス、 $H_w$ は静止状態での海の深さ、 $P_{atm}$ は気圧変動を含む大気圧、 $\rho_w$ は海水の密度である。地形は GEBCO ならびに GtTM(Chikasada, 2021)のデータを利用して太平洋全体の実地形を 3 分角で表現した上で、日本付近では少しずつ空間分解能を向上させ、潮位変動の観測点近くでは 20/9 秒角で計算した。津波波形の比較には国内 8 地点の検潮記録を用いた。

気圧変動が波として大気中を伝播する気圧波は波源から音波エネルギーの総量が保存されたまま円環状に広がると仮定して、日本で観測された気圧計データから推定した初期値を用いた。すなわち、気圧変動の振幅が火口の位置から  $1/\sqrt{\sin(R/A)}$  で減衰すると仮定した。ここで、 $R$ は気圧波の波源から任意の点までの大円距離、 $A$ は地球の半径である。図 2-10 に示すように日本で観測した気圧計データから気圧変動のピーク値と変動時間を読み取り三角形の波で近似した。その上で、この気圧変動のエネルギーが保存されると仮定して計算すると  $1.1 \sim 2.2 \times 10^{16}$  J が得られた。本解析では、大船渡で観測されたピーク値が約 2 hPa の気圧変動をよく説明する  $2.16 \times 10^{16}$  J、三角波の時間幅 1620 秒、伝播速度 315 m/s を用いてシミュレーションを実施した。



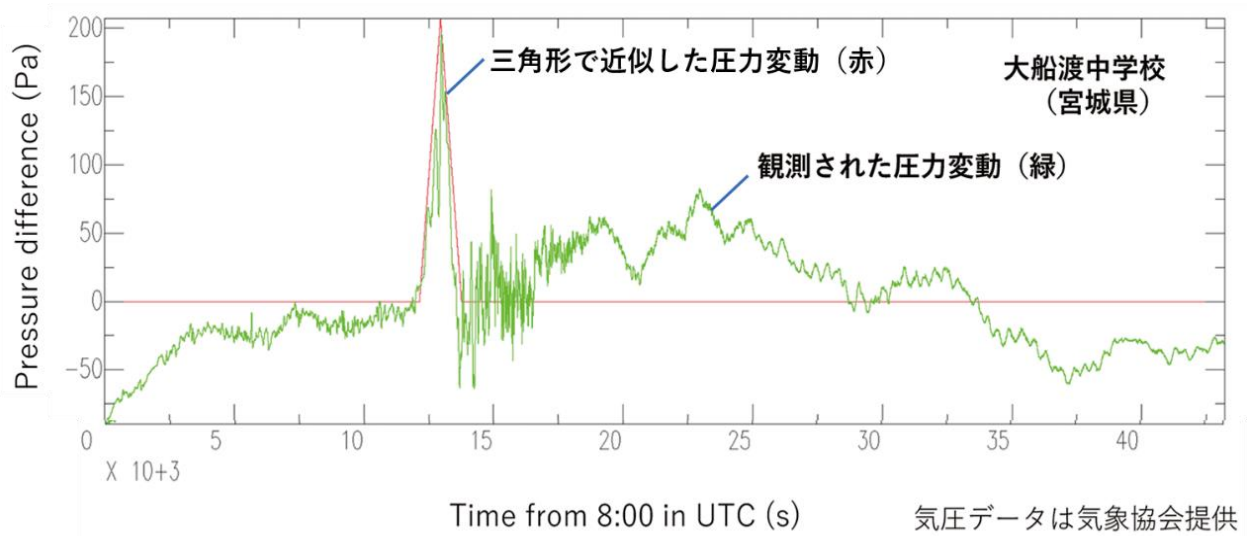


図 2-10 2022 年 1 月 15 日に大船渡中学校で観測されたフンガ火山 2022 年噴火に伴う気圧変動 (緑線) と観測値を三角形で近似して、シミュレーションの入力データとして利用した値 (赤線)

## 2) 計算結果

計算結果の一例として、太平洋広域における気圧変動と海面変動の空間分布の時間変化を図 2-11 に示す。計算で得られた潮位変動と国内 8 検潮所で観測された潮位変動の比較を図 2-12 に示す。計算によって花咲、宮古の潮位記録はほぼ再現できた。その一方、鮎川、小名浜、御前崎、室戸、奄美、父島の潮位変動については津波到着後約 1 時間の波形は良く再現できたものの、その後は差異が大きくなった。特に、一部地域に被害をもたらした最大規模の潮位変動の振幅は再現することができなかった。火山噴火等による大気擾乱が発生すると、今回の計算で入力条件に用いた最初に到達した大気変動以外にも、多様な波が発生することが知られている(例えば、Press and Harkrider, 1966)。シミュレーションで大振幅の潮位変動を再現できなかったのは、これらの波を計算に組み込んでいないことが原因である可能性が考えられる。

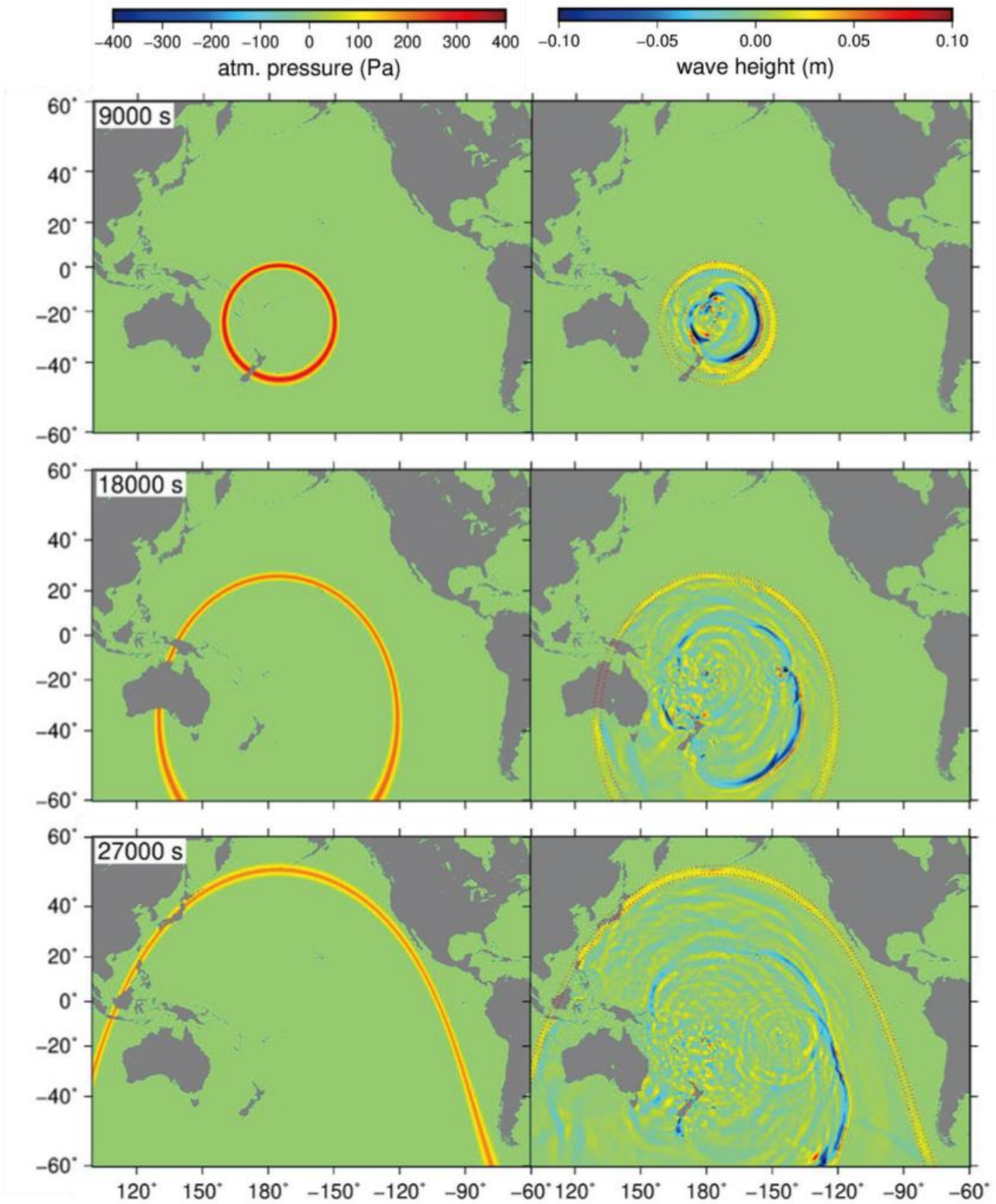


図 2-11 フンガ火山 2022 年噴火による気圧変動（左列）と、それに伴い発生した津波の再現計算（右列）  
 右列中の赤点線は海面変動の駆動項として用いた気圧変動を示している。

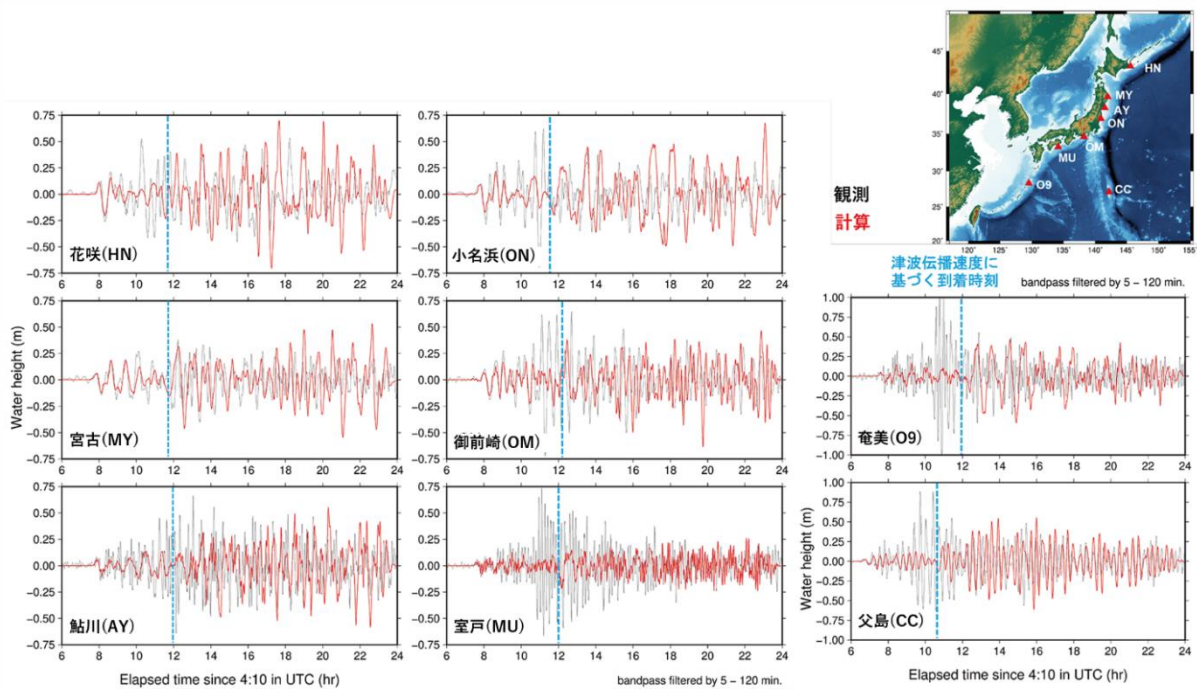


図 2-12 フンガ火山 2022 年噴火時に観測された潮位変動とシミュレーションの結果  
 青線は通常の津波と仮定した場合に想定される潮位変動の開始時刻。図中の地名が、それぞれの観測点。  
 括弧内のアルファベットは、それぞれの位置を表すため右上地図中に示したものと対応している。

## II-4 まとめ

本研究課題では、火山防災マップの信頼性向上に資することを目指し、溶岩流、放出岩塊ならびに火山噴火に伴う津波のシミュレーション研究を実施した。放出岩塊のシミュレーションに関しては当初、目指していた機能を持つ計算モデルを構築することができたが、溶岩流シミュレーションに関しては、ごく初歩的なテスト計算をするだけに留まり、定量的な検証をするに至らなかった。研究代表者が富士山科学研究所に着任して初めての研究課題だったこともあり、研究が緒に就いたばかりという段階で研究期間が終了してしまった観が否めない。引き続き計算モデルの精緻化と計算結果の妥当性検証に取り組みたい。

## II-5 引用文献

- 馬場俊孝・村田一城・石峯康浩・戒崎俊一 (2023) 2022 年トンガ噴火で発生した火山性津波, 国際津波防災学会論文誌, 4, 4-13.
- Bird, R.B., Stewart, W.E., and Lightfoot, E.N. (2002) Transport Phenomena, 2nd Ed., John Wiley and Sons, 912p.
- Chikasada, N. (2021) Global Tsunami Terrain Model, <https://kiyuu.bosai.go.jp/GtTM/>.
- Clift, R., Grace, J.R. and Weber, M.E. (1978) Bubbles, Drops, and Particles, Dover, 404p.
- Costa, A., and Macedonio, G. (2005) Computational Modeling of Lava Flows: A review. Special papers-Geological Society of America, 396, 209-218.

- 藤井敏嗣 (2015) 御嶽山の噴火災害と我が国の火山防災対策について, 消防科学と情報, 121, 24-27.
- Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R. and Mackay, K. (1994) Emplacement and Inflation of Pahoehoe Sheet Flows: Observations and Measurements of Active Lava Flows on Kilauea Volcano, Hawaii. GSA Bulletin, 106 (3), 351-370.
- IFRC (International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies) (2023) Operation Update #4, Tonga-Volcano and Tsunami.
- Ishihara, K., Iguchi, M. and Kamo, K. (1990) Numerical Simulation of Lava Flows on Some Volcanoes in Japan, In Lava Flows and Domes (Fink, J.K. eds), Springer, 174-207.
- 石原和弘 (2016) 御嶽山噴火と改正活火山法について, 砂防と治水, 48(6), 4-6.
- Ishimine, Y. (2013) Improvement of a Two-dimensional Numerical Model of Lava Flows, American Geophysical Union Annual Meeting 2013, V51D-2713.
- 石峯康浩 (2022) フンガトンガ・フンガハアパイ火山の2022年噴火とそれに伴う津波の概要 (速報), 国際津波防災学会論文誌, 3, 36-44.
- 石峯康浩 (2024) 現地聞き取り調査に基づくトンガ王国における2022年津波災害への対応, 国際津波防災学会論文誌, 5, 111-124.
- 久保智弘・吉本充宏 (2020) 火山岩塊による火口近傍建物被害と即時被害調査用シートの開発, 日本建築学会技術報告集, 26(64), 1282-1287.
- Lynett P., McCann M., Zhou Z., Renteria W., Borrero J., Greer D., Fa'anunu O., Bosserelle C., Jaffe B., La Selle S., Ritchie A., Snyder A., Nasr B., Bott J., Graehl N., Synolakis C., Ebrahimi B. and Cinar G.E. (2022) Diverse Tsunamigenesis Triggered by the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Eruption, Nature, 609, 728-733.
- Maeno, F., Nakada, S., Nagai, M., & Kozono, T. (2013) Ballistic Ejecta and Eruption Condition of the Vulcanian Explosion of Shinmoedake Volcano, Kyushu, Japan on 1 February, 2011. Earth Planet Sp, 65, 609-621.
- Mastin, L. G. (2001) A Simple Calculator of Ballistic Trajectories for Blocks Ejected during Volcanic Eruptions, USGS Technical Report.
- Matuzawa, T. (1933) Fluggeschwindigkeit einiger vulkanischen Bomben, Bull Earthq Res Inst, 11(2), 329-346.
- Minakami, T. (1942) On the Distribution of Volcanic Ejecta (Part I.): The Distributions of Volcanic Bombs Ejected by the Recent Explosions of Asama. Bull Earthq Res Inst, 20(1), 65-92.
- Minakami, T. (1951) On the Temperature and Viscosity of the Fresh Lava Extruded in the 1951 Oosima Eruption. Bull Earthq Res Inst, 29, 487-498.
- Press, F. and Harkrider, D. (1966) Air-Sea Waves from the Explosion of Krakatoa, Science, 154(3754), 1325-1327.
- Schiller, L., Naumann, A. (1933) Über die Grundlegenden Berechnungen bei der Schwerkraftaufbereitung, Verein Deutscher Ingenieure, 77, 318-320.
- Tsunematsu, K., Ishimine, Y., Kaneko, T., Yoshimoto, M., Fujii, T., Yamaoka, K. (2016) Estimation of Ballistic Block Landing Energy during 2014 Mount Ontake Eruption, Earth Planet Sp, 68(88), 1-11.
- 土屋郁夫・永井健二・三輪賢志・岸本博志・鈴木雄介・千葉達朗・小川紀一郎 (2010) 富士山における航空レーザー計測データを活用した火山防災のための地形分析, 平成22年度砂防学会研究発表会概要集, P-108.



R-05-2024

令和5年度  
山梨県富士山科学研究所研究報告書  
第57号

MFRI Research Report

---

---

2024年発行

編集・発行  
山梨県富士山科学研究所

〒403-0005 山梨県富士吉田市上吉田剣丸尾 5597-1

電話：0555-72-6211

FAX：0555-72-6204

<https://www.mfri.pref.yamanashi.jp/>

---

---



