

噴煙柱崩壊型火砕流により発生する融雪型火山泥流の数値計算に基づくシナリオ検討： 浅間山を対象として

宇都宮大学農学部 ○酒井 佑一

(一財) 砂防・地すべり技術センター 志水 宏行

東京大学大学院農学生命科学研究科 堀田 紀文

1. はじめに

積雪期の噴火では、融雪型火山泥流の発生が懸念される。積雪層が高温の火山噴出物により融かされて大量の融雪水が発生することで、堆積物を巻き込みながら泥流に発達するからである。融雪型火山泥流は大規模化する可能性があり、構造物の整備に加えて、数値計算によるハザードマップの設定が重要である。

数値計算の精度向上には、火山泥流の発生・流動過程の適切な反映が重要となる。火山泥流は基本的に土石流と同一の流動機構をもつと考えられるが、従来の計算手法¹⁾では掃流砂量式を用いた河床変動計算が適用されており、高濃度な土砂を含む流れの流動機構を反映できていない可能性がある。また、泥流発生源としての火砕流が火口から方向性をもって流れる場合を想定し、その到達範囲の末端付近を境界条件として泥流計算を行われているが、噴煙柱崩壊型の火砕流では火口から同心円状に広がる場合も多く、従来の手法では境界条件の設定が困難になる。

そこで本研究では、噴煙柱崩壊型火砕流により発生する融雪型火山泥流について、土石流の数値計算モデルを用いた計算手法を新たに提案し、浅間山を対象としたシナリオ検討をもとに土石流計算の感度分析を行う。

2. 融雪型火山泥流の計算手法

新たに開発した融雪型火山泥流の計算手法は、火砕流計算、融雪計算、泥流計算の3つの計算過程からなる。その際、対象火山の地形データ、想定噴火規模、想定積雪深分布が必要となる。まず、火砕流計算については、想定噴火規模をもとに噴煙柱崩壊により発生する火砕流の数値計算を行い、火砕流堆積物の厚さの空間分布を求める。次に、融雪計算については、想定した積雪深分布に対して、地形データ上の各セルにおいて積雪層と火砕流堆積物との熱平衡を仮定して融雪水量を計算し、融雪水の水深の空間分布を求める。最後に、泥流計算では、石礫型から泥流型までの流れを統一的に表現できる土石流の数値計算モデル²⁾を使用する。この際、従来手法のように発達した泥流を境界条件として与えるのではなく、土石流計算の初期条件として融雪水の水深分布を速度0で与え（土石流計算の都合上、土砂濃度を0.05とする）、融雪水が堆積物を侵食して泥流に発達するように計算を行う。

3. 浅間山における融雪型火山泥流のシナリオ検討

上述の手法を用いて融雪型火山泥流のシナリオ検討を行う。ここでは、冬季に積雪があり、過去に融雪型火山泥流の発生が報告されている浅間山を対象とした。地形データには国土地理院・基盤地図情報の数値標高モデル（10mメッシュ）を用いて、浅間山の火口を中心とした東西南北方向に15kmの正方形領域を計算対象とした。噴火規模は、中規模噴火として噴出率 2×10^8 kg/s で継続時間 200 秒と想定した。積雪深分布は、標高に応じた線形変化を仮定し、浅間山山頂付近の標高 2500 m で積雪深が 1 m、山麓の標高 500 m で積雪深が 0 m となるように与えた（図1）。

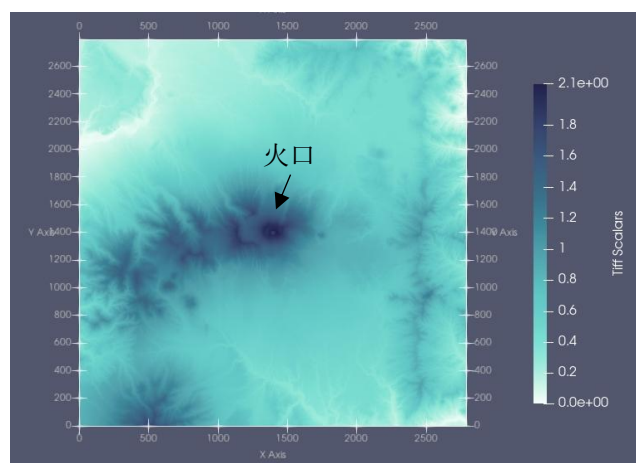


図1 想定した積雪深分布

火砕流計算では、噴煙柱崩壊型火砕流の二層浅水流モデルを使用した³⁾。このモデルは火砕流の成層構造を反映し、上層の低濃度部と下層の高濃度部それぞれの流れを浅水流方程式に基づいて計算する。大規模火砕流の場合、低濃度部は流れの地形に対する依存性が低いため、火口を中心とした1次元軸対称流として計算し、高濃度部については地形データに基づく2次元計算とした。供給条件として噴煙柱端において火砕物の噴出率を与えた。火砕流

の代表粒径は、浅間山における過去の火砕流堆積物調査結果から 1 mm とした。計算では、まず噴煙柱端からの火砕物の供給により、上層の低濃度部が形成されて火口を中心に同心円状に流下する。このとき、低濃度部からの粒子の沈降により、下層の高濃度部が形成される。高濃度部は地形に沿って流下し、粒子の沈降により堆積層を形成する。火砕流堆積物の最終層厚分布を図 2 に示す。堆積層厚は火口から離れるほど薄くなる傾向を示した。

次に融雪計算では、積雪深分布に対して火砕流の最終堆積物層厚分布を与えることにより、融雪水の水深分布を求めた。融雪計算の結果、融雪水の水深は 1 m 以下で、積雪深が大きく火砕流堆積物の層厚も大きい山頂付近で大きくなる傾向にあった。

最後に泥流計算では、融雪水の水深分布を初期条件として与えて、土石流の数値計算モデルにより計算を行った。代表粒径は火砕流と同じ 1 mm とした。感度分析のため、代表粒径がそれより大きい 30 mm のケースでも計算し、比較検討した（火砕流の堆積物分布は同一）。また、火砕流堆積物のみが泥流の土砂のソースとなることを想定し、侵食可能深に火砕流の最終堆積層厚分布を与え、火砕流堆積物が存在しない場所では 0 m とした。泥流計算の結果、代表粒径がいずれのケースでも初期の融雪水が地形にそって集水され、火砕流堆積物を侵食しながら発達した。その後、主に蛇掘川などの沢沿いに流下し、地形勾配が低くなるに従い土砂を堆積させた。泥流計算開始から 1200 秒後の泥流の到達範囲と土砂濃度分布を図 3 に示す。同時刻における泥流の到達範囲は、代表粒径が 1 mm のケースの方が広がる傾向にあった。また、土砂濃度についても、代表粒径が 30 mm のケースでは山麓まで流下すると土砂濃度が 0.1 を下回る低濃度な流れになったのに対し、1 mm のケースでは比較的高い濃度のまま流下した。

従来手法では掃流砂量式を用いた河床変動計算を行っているため、泥流自体の挙動は洪水流と変わらず、含まれる土砂の性質は流れにほとんど影響しない。一方、本研究の手法では、泥流の挙動に土砂の粒径が大きな影響を与えた。これは、本研究で用いた土石流の数値計算モデルにおいて、粒径に応じて粒子骨格を生じる層の厚さが変化し、侵食速度式における平衡勾配を通して大きな影響を与えるためである。このことは、融雪型火山泥流の数値計算において、代表粒径の設定が重要となることを示唆する。

なお、本研究は国土交通省河川砂防技術研究開発公募と砂防学会公募研究会の助成を受けて実施された。

参考文献：1) 宮本邦明ら（1989），第 33 回水理講演会論文集，pp.361-366. 2) Sakai, Y. (2024), JpGU Meeting 2024, MIS15-03. 3) Shimizu, H.A. & Koyaguchi, T. (2024), JpGU Meeting 2024, MIS15-P01.

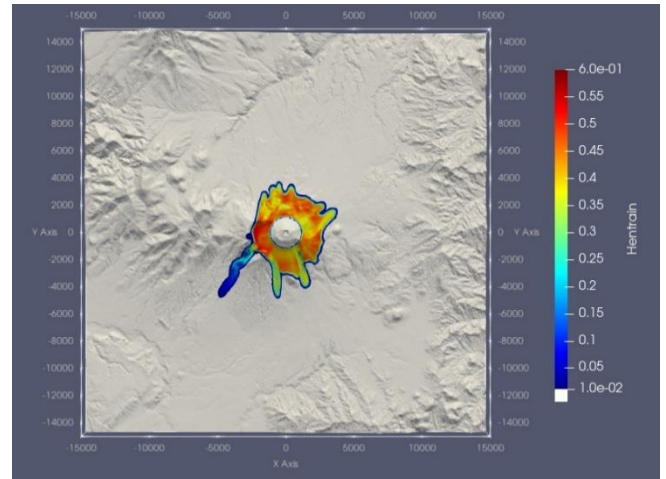


図 2 火砕流堆積物の最終層厚分布

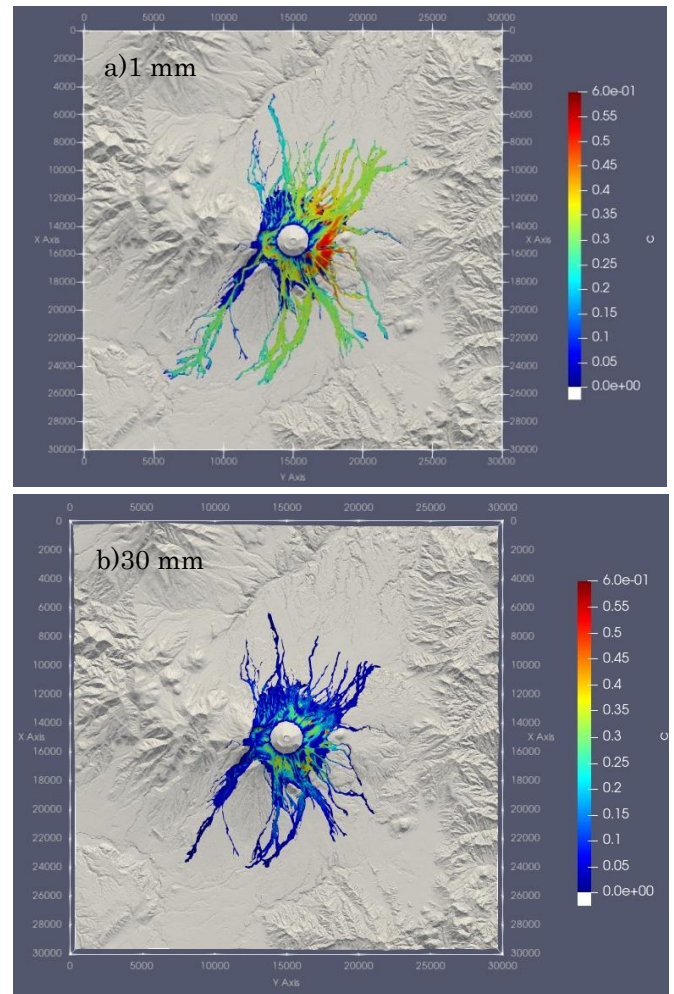


図 3 計算開始 1200 秒後の泥流の到達範囲と土砂濃度分布：代表粒径 a) 1 mm、b) 30 mm