

融雪型火山泥流発生過程に関する融雪実験と数値解析シミュレーション

○山口翔大（京都大学大学院工学研究科）・宮田秀介（京都大学防災研究所）
堤 大三（三重大学生物資源学部）・藤田正治（京都大学防災研究所）

1. はじめに

融雪型火山泥流とは、火山噴出物が山腹斜面の積雪層に供給され雪を融かして大量の水を発生させ、水が土砂などを巻き込みながら泥流となり、下流域に高速で流下する現象である。融雪型火山泥流の現象解明に向け、これまでも数値解析シミュレーションが多く行われてきた。例えば、宮本ら¹は大正15年に北海道十勝岳で発生した融雪型火山泥流の再現計算を行った。また、村重ら²は融雪・鉛直浸透現象を、宮田ら³は谷地形への融雪水集水・流下現象をモデル化した。ただし、泥流発生過程において、積雪層が均一に堆積するという仮定をしており、実際には積雪深分布を考慮する必要がある。そこで、本研究では積雪深分布を考慮した融雪型火山泥流解析を行い、その影響について検討を行う。

2. 融雪型火山泥流モデル

対象領域を泥流の発生・発達領域である上流部と流下・堆積領域である下流部に分割してモデルを構築した。上流部における泥流発生・発達モデルの概要は以下のとおりである。山腹斜面の基岩上に土層と積雪層が2層構造になっていると考え、土層厚は全域で1m均一を仮定した。斜面を2次元メッシュ(10m)で分割し、メッシュ毎に計算を行う。最急勾配法により流下方向を決定した。火砕物は積雪層上に均一に散布させた。また、村重ら²を参考に、融雪型火山泥流を4つのプロセス（融雪・鉛直浸透、側方浸透、斜面崩壊・泥流化、土層侵食・泥流発達）に分割した。

まず、融雪・鉛直浸透過程では、高温砂礫・積雪上面間に関して Fourier の熱伝導法則と熱収支式を解くことで、時刻 t における融雪速度 $v(t)$ を求めた後、積雪層内浸透流出量 $Q(t)$ を求め、その値を用いて飽和帯水位 $Z(t)$ を求めた。

$$v(t) = \frac{k_s T_0}{\rho_{sn} \{E(1 - r_{sl}) + Gr_{sl}\} R} t^{-\frac{1}{2}} \quad (1)$$

$$R = \left(\frac{4k_s}{\phi_{sed} \rho_{sed} c} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

$$Q(t) = \frac{\rho_{sn} A v(t) (1 - r_{sl})}{\rho_w \left(1 - \frac{v(t)}{v_{kA}(t)}\right)} \quad (3)$$

$$Z(t) = Z(t - dt) + \frac{\frac{Q(t-dt) + Q(t)}{2} dt}{A \phi_{sn}} \quad (4)$$

ここに、 $v(t)$: 融雪速度[m/s], k_s : 砂礫の熱伝導率[W/m/K], T_0 : 火砕物の初期温度[°C], ρ_{sn} : 積雪密度[kg/m³], E, G : 氷の融解潜熱, 昇華潜熱[J/kg], r_{sl} : 雪の水蒸気化率, ϕ_{sed} : 土砂容積濃度, ρ_{sed} : 土砂密度[kg/m³], c : 土砂比熱[J/kg/K], $Q(t)$: 浸透流出量[m³/s], A : メッシュ面積[m²], ρ_w : 水の密度[kg/m³], $v_{kA}(t)$: 時刻 t の不飽和浸透速度[m/s], $Z(t)$: 飽和帯水位[m], ϕ_{sn} : 雪の空隙率である。

次に、飽和側方浸透過程についてダルシー則を用いて側方浸透流出量を求めた。

$$Q = Whk \sin i \approx Whk \sin \omega \quad (5)$$

ここで、 h : 飽和帯高さ[m], W : 流幅[m], k : 飽和透水係数[m], i : 動水勾配, ω : 斜面勾配である。

斜面崩壊・泥流化過程では、無限長斜面安定解析により斜面の安全率を計算、1.0を下回るとその斜面上の火砕物・積雪層・土層が全て混合されて泥流化するとした。

土層侵食・発達過程では、土層上に表面流が流れてきた際に、土層の侵食・堆積を考える。侵食深さには、江頭らの侵食速度式を用いた。

$$\frac{\partial H_{so}}{\partial t} = -s_t \quad (6)$$

$$s_t = |v_{OF}| (\tan \theta - \tan \theta_e) \quad (7)$$

ここで、 s_t [m/s]: 侵食速度, H_{so} [m]: 土層高さ, v_{OF} [m/s]: 流動速, θ_e : 平衡勾配である。

泥流の流下・堆積領域である下流部については、二次元浅水流方程式と流砂量式を基礎とする宮本ら¹のモデルを用いた。

3. 対象領域と解析条件

焼岳の北西山麓足洗谷流域～蒲田川流域を計算対象領域とし、泥流発生、発達、流下のシミュレーションを行った。宮本ら¹を参考に、勾配10度地点で十分に泥流が発達し終えると考え、その地点を上流部（足洗谷流域）と下流部（蒲田川）の境界点とした。境界点において、上流部からの泥

表1 解析条件

	Case 1	Case 2
火砕物体積 [10 ⁶ m ³]	2.1	2.1
火砕物温度 [degreeC]	1000	1000
積雪密度 [kg/m ³]	270	270
積雪深 [m]	1.0	分布

流ハイドログラフを下流部の入力データとして用いた。

本研究では、積雪深分布が融雪型火山泥流に与える影響について検討を行うため、足洗谷全域で積雪深均一 1mの Case1 と積雪深分布を考慮した Case2 の解析を実施した。積雪期(2008.2.25~3.9)レーザー計測標高⁴⁾と、DEM 標高の差分から積雪深分布を与えた。なお、平均積雪深は約 2m である。

4. 結果と考察

図1に Case1, 2の境界点における泥流ハイドログラフを示す。Case1に比べて、Case2の泥流総量が多い。これは Case2の平均積雪深が約 2m と Case1よりも積雪の総量が多いためと考えられる。また、ピーク流量も Case2の方が大きい。これは、図2に示す各 Caseの積雪深分布を見ると、境界点付近の積雪深に関して、Case1は1mしかないが、Case2は2m以上の積雪深が多く存在しており、融雪量も多かったためと考えられる。また、図3に示す各 Caseの900秒時点の表面流水深分布を見ると、Case1に比べて Case2の方が、下流部境界点付近の水深が高くなっており、短時間で多くの泥流流出が進行したことがわかった。

そして、境界点の泥流ハイドログラフを蒲田川流域のインプットとして、解析を行った。Case1, 2で土砂の堆積・侵食傾向は概ね同じであった。ただし、泥流の氾濫範囲に関しては、Case1より Case2の方が広がった。これは境界点からの泥流総量が多いことが原因と考えられる。また、境界点から川沿い 5km程離れた栃尾集落において、流動深・堆積厚のピークが約2倍になった。これは Case1に比べ、Case2のピーク流量が非常に大きかったためと考えられる。

5. おわりに

発生頻度が非常に低いが大規模な被害をもたらす可能性のある融雪型火山泥流に対して上流域の

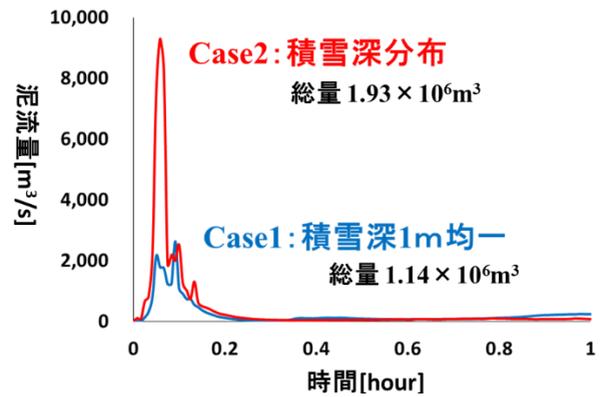


図1 境界点における泥流ハイドログラフ

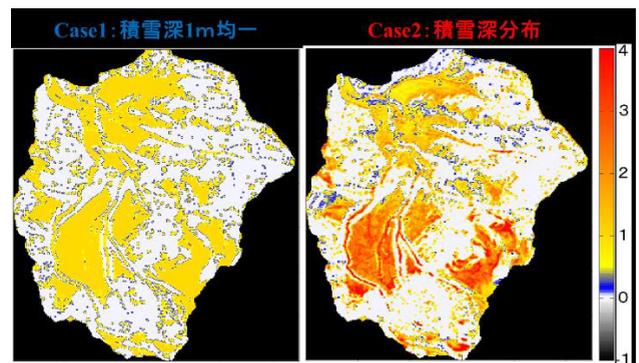


図2 足洗谷流域の積雪深分布

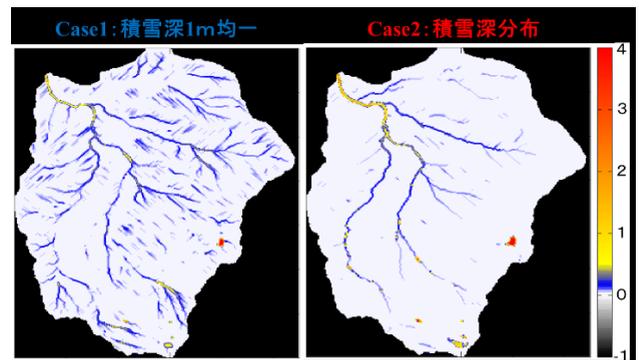


図3 足洗谷流域の表面流水深分布 (900秒時点)

積雪条件が泥流規模に及ぼす影響をシミュレーションにより検討した。本研究では融雪実験をもとに泥流の発生・発達モデルを構築したが、火砕流による積雪層の直接の侵食など考慮されていない素過程も残されている。起こりうる素過程の導入と妥当性の検討は今後の課題である。

参考文献

- 1) 宮本ら：水工論文集第33巻, p361-366,1989
- 2) 村重ら：砂防学会誌, 第67巻,6号,p.3-10,2015
- 3) 宮田ら：土木学会論文集 B1 (水工学), 2014
- 4) 社団法人雪センター：焼岳報告書, 2010