

融雪期に発生した雪崩-土砂流動現象とその評価

Analyses of avalanche and debris flow phenomena in snow-melt season and its evaluation

室蘭工業大学大学院 ○正 員 川村 志麻 (Shima Kawamura)

室蘭工業大学工学部 山田 真嘉 (Naoyoshi Yamada)

国土交通省関東地方整備局 岩間 結 (Yui Iwama)

1. はじめに

平成 30 年 3 月 9 日、一般国道 236 号広尾町野塚トンネル付近において、雪崩が発生し、道路施設や交通網に影響を与えた（図-1 参照）。この融雪期災害の被災状況を確認すると、雪崩に加え、土砂が広範囲に堆積していることが確認される（図-2 参照）。当時の連続雨量が 293mm であることを考えると、同時に土砂流動の発生も視野に入れた検討が必要であろう。気候変動の影響の顕在化にも指摘されており、このような融雪期の雪崩・土砂流動（土石流）被害が多発する可能性も指摘される。本研究では、土石流解析ソフト iRIC Morpho2DH を用いて、雪崩と土砂流動（土石流）現象の再現を試みた。次いで、それらの流動特性に及ぼす諸要因の影響を把握し、融雪期に発生する雪崩・土砂災害に対する解析手法の基礎的検討を行った。

2. 災害概要

被災地の野塚峠は、急峻な日高山脈の西側に位置し、雪崩が発生しやすい地形にある。災害発生時は、平成 30 年 3 月 9 日に接近した前線と低気圧の影響により暖かく湿った空気がその周辺に流れ込み、気温が上昇し、災害直前までの連続雨量が 293mm、最大時間雨量が 37mm を記録した。また、積雪深が 22cm 減少したことも確認されている。これにより、大雨と融雪が急激に進んだ結果、雪崩が発生したとされている。雪崩の規模は総量：約 60,000m³、うち道路上：約 7,000m³（高さ 2m、幅 60m、延長 60m）である²⁾。ここでは、写真からも土砂堆積が確認されるように、雪崩と同時に土砂流動（土石流）が発生したと仮定して、以下の検討を進める。

3. 解析の概要

本研究で使用した iRIC は水工学に関わる数値シミュレーションツールである。ここでは、その中の一つである土石流・泥流モデルを主体とした解析ソルバ Morpho2DH を用いた解析を行った。解析モデルでは、掃流力・抵抗係数・河床位が求められるようになっている。支配方程式は以下のとおりである。

水及び土砂の混合物の質量保存則は、以下の式によって表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} = \frac{E}{c_s} \dots (1)$$

ここに、 t :時間、 h :土石流・泥流の流動深、 u, v : x と y 方向における速度成分、 c_s :静止堆積層の砂礫の堆積濃

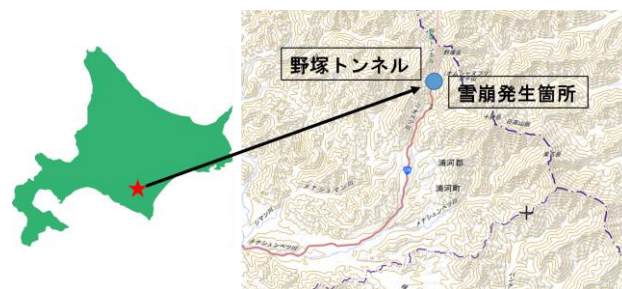


図-1 野塚トンネルと雪崩発生箇所
(国土地理院地図に加筆)



図-2 被災地の様子
(北海道開発局室蘭開発建設部 提供)

度、 E :河床の侵食速度である。

また、各速度成分と流動方向の河床勾配の関係は、式(2)と(3)のように表現される。

$$\frac{E}{\sqrt{u^2 + v^2}} = C_s \tan(\theta - \theta_e) \dots (2)$$

$$\sin \theta = \frac{u \sin \theta_x + v \sin \theta_y}{\sqrt{u^2 + v^2}} \dots (3)$$

ここで、 θ は流動方向の河床勾配、 θ_x は x 方向の河床勾配、 θ_y は y 方向の河床勾配、 θ_e は水及び土砂の混合物の鉛直平均土砂濃度 $\bar{c}$ に関する流動方向の平衡河床勾配である。

図-3 に示すように、水と土砂の混合物を、河床近傍に層流域、その上に乱流域を有する二層流を考え、 $\bar{c}$ を一定と仮定することで、以下の関係が得られる。

$$\tan\theta_e = \frac{(\sigma/\rho - 1)\bar{c}}{(\sigma/\rho - 1)\bar{c} + 1} \frac{h_s}{h} \tan\phi_s \dots (4)$$

ここで、 ϕ_s は土砂の内部摩擦角（せん断抵抗角）、 h_s/h は層流層厚比である。また、液体中の土砂の質量保存則は以下の式で表される。

$$\frac{\partial \bar{c}h}{\partial t} + \frac{\partial \bar{c}hU}{\partial x} + \frac{\partial \bar{c}hV}{\partial y} = E \dots (5)$$

結果として、運動量保存則より、以下の関係が得られる。

$$\frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{\partial huU}{\partial x} + \frac{\partial huV}{\partial y} = -gh \frac{\partial z_b}{\partial x} - \frac{1}{\rho_m} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_m} \dots (6)$$

$$\frac{\partial hv}{\partial t} + \frac{\partial hvU}{\partial x} + \frac{\partial hvV}{\partial y} = -gh \frac{\partial z_b}{\partial y} - \frac{1}{\rho_m} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho_m} \dots (7)$$

ここに、 g は重力、 z_b は河床位、 P は圧力である。静水圧近似を用いると、

$$\rho_m = (\sigma - \rho)\bar{c} + \rho \dots (8)$$

ここで、 ρ_m は土砂等の密度、 ρ は水の密度、 σ は土砂の密度である。また、 τ_{bx} 、 τ_{by} は x 、 y 方向における掃流成分であり、以下ようになる。

$$\tau_{bx} = \{\tau_x + \rho f_b(u^2 + v^2)\} \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \dots (9)$$

$$\tau_{by} = \{\tau_y + \rho f_b(u^2 + v^2)\} \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \dots (10)$$

f_b は抵抗係数であり、乱流域では式(11)、層流域では式(12)によって表わされる。

(乱流域)

$$f_b = \frac{C_{mu}}{8} \alpha^2 \quad \alpha = \kappa/6 \dots (11)$$

(層流域)

$$f_b = \frac{4}{25} \left\{ k_f \frac{(1 - \bar{c})^{\frac{5}{3}}}{\bar{c}^{\frac{2}{3}}} + k_d \frac{\sigma}{\rho} (1 - e^2) \bar{c}^{\frac{1}{3}} \right\} \left(\frac{h_s}{d} \right)^{-2} \dots (12)$$

ここに、 C_{mu} は泥流の抵抗に関する係数である。なお、解析では $k_f=0.16$ 、 $k_d=0.0828$ を用いた。 e は粒子の反発係数、 d は土砂の平均粒径である。一方、河床位方程式は以下の式で表される。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -\frac{E}{C_s} \dots (13)$$

以上の基礎方程式を用いて、本解析では雪崩・土砂流動の流動深、流速、堆積・侵食量を求めた。

4. 実施した解析手順

国土地理院から入手可能な緯度・経度・標高の地形データをインポートし、解析範囲や土砂流動の規模をはじめに規定した。

本解析では、今回発生した雪崩・土砂流動による実際の堆積量（デブリ量=60,000m³、表面積 250m×60m、平均深さ 4m と仮定）になるように、iRIC を用いて逆解析を行い、斜面崩壊体積と侵食深さを算出した。得られた結果を表-1に示す。

次に、この値を基準に、雪崩を土砂流動（土石流）と同様の現象と仮定し、iRIC Morpho2DH での雪崩解析を行った。雪と土質特性を変化させることによって、流動特性の変化を調査し、解析手法の妥当性を検討した。

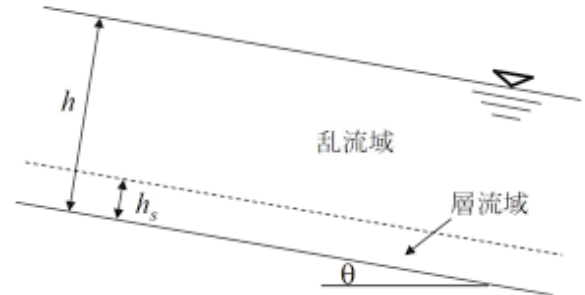


図-3 二相流モデルの概念図

表-1 逆解析による斜面崩壊堆積と侵食深さ

斜面崩壊体積 (m ³)		最大侵食深さ (m)
表面積 (m ²)	深さ (m)	
10×10	0.3	0.1

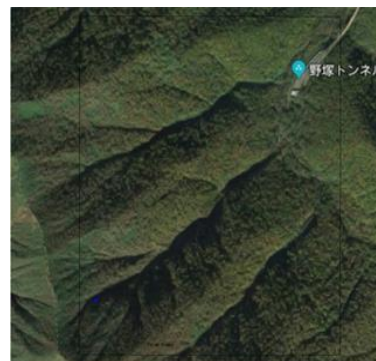


図-4 逆解析に用いた斜面崩壊範囲と土砂の堆積範囲

今回の野塚峠の雪崩は、積雪が湿雪に変化したことで発生した全層雪崩と言われている。ここでは、雪の(a)内部摩擦角（せん断抵抗角）、(b)平均粒径、(c)液体として振る舞う土砂割合の3つのパラメータを変化させて解析を行っている。既往の研究³⁾では、水を多量に含んだ雪内にあるザラメ雪（図-5 参照）の重量含水率(%)と内部摩擦角の関係が報告されており（図-6 参照）、それらのパラメータを参考にした。解析に用いた値を表-2に示す。なお、雪崩と土砂流動の流動特性を比較するために、土砂流動の内部摩擦角（せん断抵抗角）は図-6に示すザラメ雪の摩擦角と同値を用いた（表-3 参照）。また、ザラメ雪の平均粒径は 2mm、液体として振る舞う土砂の割合は 0 として解析を行った。

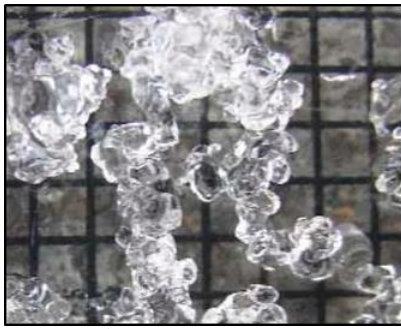


図-5 ザラメ雪(メッシュ 2mm 間隔)
(上石ら³⁾より引用)

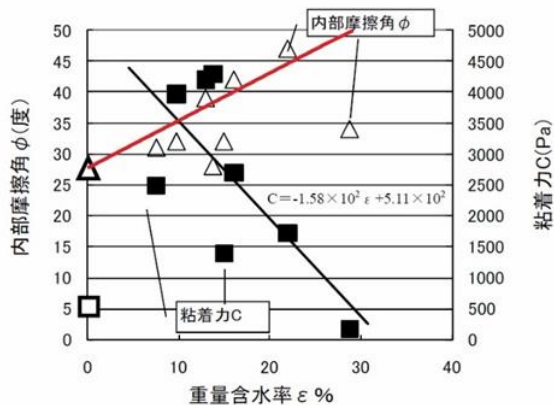


図-6 ザラメ雪の重量含水率と内部摩擦角の関係³⁾

表-2 雪崩解析に用いた重量含水率及び内部摩擦角(せん断抵抗角)

ケース	重量含水率(%)	積雪の内部摩擦角(°)
①	0	28
②	15	39
③	30	50

表-3 土砂流動解析に用いた内部摩擦角(せん断抵抗角)

ケース	内部摩擦角(°)
①	28
②	39
③	50

4. 1 疑似的に再現した雪崩と土砂流動の解析結果

以下では、斜面崩壊発生から 240 秒間の流動特性を比較することにする(表-4 と図-8 と図-9 参照)。

内部摩擦角(せん断抵抗角)の違いによる比較では、内部摩擦角が大きくなるほど、雪崩の流下速度が大きくなっていることがわかる(表-4 参照)。このことを考察してみた。次式は、斜面の雪または土の抵抗力(左辺)と滑動力(右辺)の関係式を示したものである。

$$(W \cos \theta - U) \tan \theta + c \geq W \sin \theta \dots (14)$$

ここで、 W ：雪または土の重量、 θ ：傾斜角、 U ：間隙水圧、 ϕ ：内部摩擦角(せん断抵抗角)、 c ：粘着力である。

上式より、内部摩擦角(せん断抵抗角)が傾斜角より大きい場合(被災地の傾斜角は約 30°)は、安定限界に余裕があるために、その余裕分間隙水圧が高くなっても安定性を維持できることになる。その結果、雪または土が含有できる水量が増えることから、内部摩擦角が大き

くなったとしても雪崩の流下速度は大きくなると考えられる。また、図-7 に示す内部摩擦角と層厚に対する極限水頭高比の関係⁴⁾からもそのことは明らかである。加えて、内部摩擦角が大きくなるほど、下流での雪崩の停滞が顕著になっている(図-8 参照、青色で示された部分が堆積域である)。

次に、雪崩と土砂流の流動特性を比較してみた(図-8、図-9 参照)。その結果、雪崩は土砂流動より被害範囲が狭く、雪崩・土砂流動ともに内部摩擦角が小さいほど長距離流動し、堆積することがわかる。しかし、その傾向は雪崩の方が顕著である。また、解析で得られた結果と実際の堆積範囲⁶⁾の写真による比較では、内部摩擦角(せん断抵抗角)による違いはあるものの、実測値は雪崩と土砂流動の中間的な堆積範囲を示していた(図-10 参照)。このことから、今回発生した災害事例では、雪崩と土砂流動が同時に発生した可能性がある。

表-4 雪崩の内部摩擦角(せん断抵抗角)の違いによる平均流下速度の変化

内部摩擦角(°)	28	39	50
平均流下速度(km/h)	49	52	54

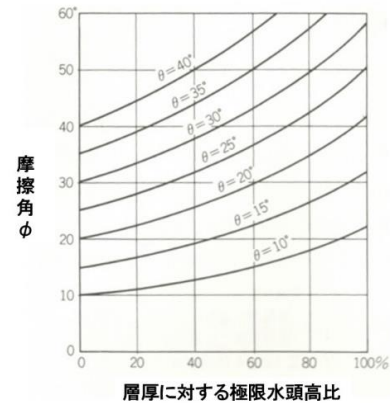


図-7 傾斜角・摩擦角と極限水頭高比の関係⁴⁾

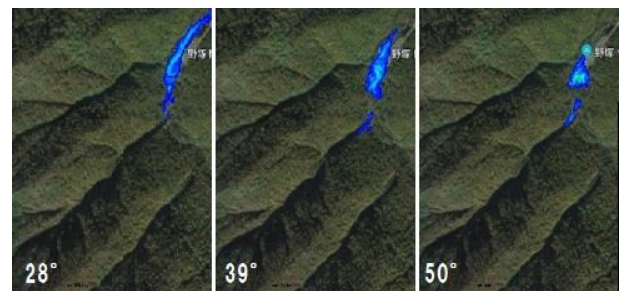


図-8 雪崩発生から 240 秒後の堆積範囲

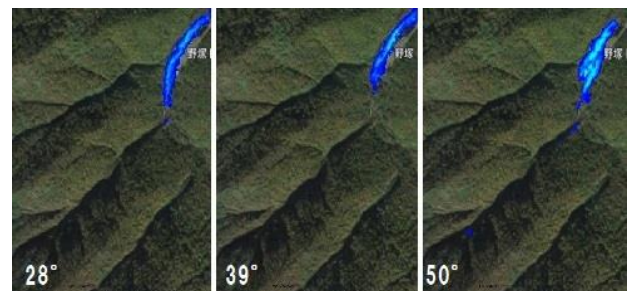


図-9 土砂流発生から 240 秒後の堆積範囲

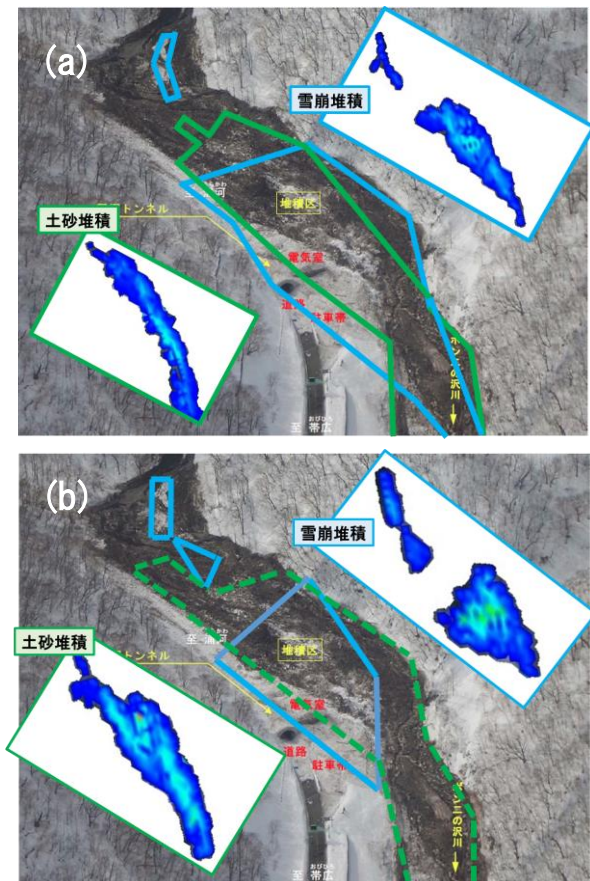


図-10 実際の堆積範囲と解析結果の比較：(a) 内部摩擦角（せん断抵抗角） $\phi=39^\circ$ ，(b) 内部摩擦角（せん断抵抗角） $\phi=50^\circ$

このことについて、さらなる考察を行った。ここでは、既往の報告^{5),7)}にある2つの類似の流下現象（①融雪型火山泥流現象と②雪泥流現象）に着目し、本現象との関係について議論する。

融雪型火山泥流とは、積雪や氷河が存在する活火山で噴火が起きた場合、高温の火山噴出物が斜面上の雪や氷を融解させ、その際に発生した大量の融解水がテフラや雪氷を取り込み、泥流となって火山斜面上を流下する現象のことを言う。沖田ら⁵⁾は融雪型火山泥流現象の基礎的な力学的特性を調べるため、模型斜面を用いた流下実験を行った。その結果、融雪型火山泥流では、テフラ・水・雪から成る凝集体が生成されることを報告している。この凝集体の生成は、融雪型火山泥流の流下特性に強く影響を及ぼし、特に、この凝集体の存在が周りの水を吸収し、含水比を低下させるのに加え、せん断変形に対して抵抗する働きを示すことを実験的に明らかにしている。

一方、雪泥流とは、冬期に土壤が凍結することで不凍水層が形成され、春先に発生する融雪水や雨が地面に浸透せず積雪の中に地下水を形成する。その結果、水を含んだ雪は強度が急に減少して流動化を起し、雪泥流となる。また、雪泥流には不透水層の存在が無い場合においても発生することが確認されている。その場合、斜面下部まで融雪水や降雨は浸透するため、土砂流動（土石流）とともに発生する可能性が指摘されているものの、その発生機構は未解明である。

本現象は、災害発生直前まで降り続いた雨や急激な気

温の上昇があったことから、積雪が雨や融雪水の大量の水を含んで流動する雪と水の混合流体である雪泥流に類似の現象である可能性が高いと考えられる。一方、実測値が雪崩と土砂流動の解析結果の中間的な堆積範囲を示したことから（図-10 参照）、その流下過程で、多量の凝集体が形成し、流下土砂の含水比が低下し、せん断変形に対する抵抗が働いていることも考えられる。

いずれにしても、融雪期に発生する雪崩・土砂流動（土石流）の解析については、入力パラメータの妥当性、凝集体の生成・確認やそれが流動特性にどのような影響を及ぼしているかなど、明確にしなければならない点が多い。今後、詳細な検討が必要である。

5. まとめ

一連の解析結果と考察により、以下の結論を得た。

- (1) 土石流解析を対象とした iRIC Morpho2DH では、擬似的に雪崩の解析も可能である。
- (2) 雪崩現象と土砂流動現象の解析結果の比較では、雪崩現象は、土砂流動現象と比べ、その被害範囲は小さく、その到達距離は短い。また、両現象ともに、内部摩擦角（せん断抵抗角）の大小によって流下範囲は変化する。
- (3) 雪崩-土砂流動の実際の堆積範囲の比較では、その値は雪崩現象と土砂流動現象の解析結果の中間的な範囲を示した。このことから、実際の現象では、その流下過程で、雪・土の凝集体が生成されていた可能性がある。

今後は、凝集体の生成が斜面の流動特性に及ぼす影響について検討を行う予定である。

謝辞：本研究の実施に当たり、室蘭開発建設部から情報の提供を頂いた。また、本研究は JSPS 科研費 JP17H03318 の助成で行われた。記して、深甚なる感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 工藤啓介，長谷川裕史，中津川誠：気候変動が積雪寒冷地の汽水湖水質に及ぼす影響の評価，土木学会論文集 B1（水工学），Vol.74, No.4, pp.205-210, 2017.
- 2) 国道 236 号野塚峠にて雪崩発生 - 国土交通省 北海道開発局帯広開発建設部 HP
<https://www.hkd.mlit.go.jp/ob/release/rfqnf000000008wk-att/fns6al000000j130.pdf>
- 3) 上石勲，町田敬，小田憲一，山口悟，佐藤篤司：雪粒同士の結合が弱い湿雪の粘着力と内部摩擦角の測定，雪氷研究大会，2009.
- 4) 高野秀夫著，斜面と防災，築地書館出版.
- 5) 沖田竜馬，河島克久，松元高峰，片岡香子，渡部俊：融雪型火山泥流の流動性に与える雪の影響，寒地技術論文・報告集，34, I-007, 2018.
- 6) 岩間結：融雪期に発生する雪崩・土石流現象の解析的検討，室蘭工業大学 平成 30 年度卒業論文
- 7) 上石勲，和泉薫，小林俊一：雪泥流災害と雪泥の力学的性質，自然災害科学，JJSNDS 13-2 205~215, 1994.