融雪に起因した表層崩壊発生予測モデルの構築と再現計算

Proposing a Model for Predicting Surface Failure Caused
by Snow Melt and Application to The Mountain Slope

植村 昌一* 平松 晋也**

Shoichi UEMURA Shinya HIRAMATSU

井良沢 道也***

Michiya IRASAWA

Abstract

Surface failure caused by snow melt occurred in April, 1997, on the Kohirasawa, Yunotani village, Niigata prefecture. In this study, a model for predicting surface failure caused by snow melt are proposed using the heat balance method, saturated unsaturated infiltration analysis method and infinite slope stability analysis method. And then this model is applied to the mountain slope in Kohirasawa to consider the process and mechanism of surface failure caused by snow melt. The results obtained are as follows (1) Snow and safety factor distribution obtained by numerical computation are consistent with actual distribution. (2) The effect of snow melt to the surface failure is that the water is supplied to the surface layer constantly and it gets ground water level high easily by rainfall.

キーワード：表層崩壊，融雪*，熱収支法*，飽和不飽和浸透流解析*

1. はじめに

1997年4月上旬，新潟県湯ノ谷村の小平沢上流域において融雪に起因したとみられる表層崩壊が発生した¹⁾。融雪による土砂災害は，1996年12月に新潟県と長野県の県境の蒲原沢で14名もの犠牲者を出した土石流災害²⁾や，幸いにも人的被害は発生しなかったものの16棟の温泉宿を流出させる大災害となった1997年5月に秋田県鹿角市で発生した土石流災害³⁾など，近年相次いで発生している。こうした融雪に起因した土砂災害に関する研究としては，青山ら⁴⁾や相浦⁵⁾による統計的手法を用いた現象論的研究や，小川ら^{6),7)}や松浦ら⁸⁾による現地観測を主体とした地すべり地における融雪量，間隙水圧，地下水位の変動特性に関する研究がある程度であり，研究事例は少なく，かつ定性的な認識にとどまっており，積雪地域での融雪に起因した土砂災害の予知及び対策は現在の砂防分野における重要なテーマとなっている⁹⁾。

以上の背景を踏まえ，本研究では融雪に起因して発生する表層崩壊現象に着目し，崩壊に至るまでの全過程，

すなわち降雨・降雪→積雪→融雪→土層内部への浸透といった「融雪過程」や「浸透過程」並びにこれらの浸透水による地下水深の上昇→崩壊の発生といった「山腹斜面の不安定化過程」を忠実に再現した「融雪崩壊モデル」を構築した。なお，本モデルは融雪現象を支配する日射量や風速と密接な係わりがある¹⁰⁾ことが指摘されている森林の影響を評価することが可能なモデルとした。そして湯ノ谷村で発生した崩壊の再現計算を実施し，モデルの適用性について検討を行うとともに，融雪に起因した崩壊の発生機構について考察を行った。

2. 調査対象流域

調査対象流域は図-1に示すように，新潟県内の魚野川流域右支佐梨川左支小平沢流域内に位置する1.61haの小流域である。流域の地形は図-2に示すとおりであり，流域を東西に貫く本川の右岸には1997年4月に融雪に起因して発生した崩壊地が存在する。図中， で示す範囲は崩壊による滑落部，その下部の■■■で示す範囲は崩土の堆積範囲である。崩壊の規模は，最大崩壊幅：60m，崩壊長：60m，崩壊面積：2,570m²であり，崩壊前の斜面の平均傾斜は36°である¹⁾。崩壊斜面を含む小平沢の構成地質は風化の進んだ斑れい岩であり，流

* バシフィックコンサルタンツ(株)

** 高知大学農学部

*** 建設省北陸地方建設局北陸技術事務所
(前建設省北陸地方建設局湯沢砂防工事事務所)

域全体が崩壊に対して脆弱な状況にある。調査対象流域の植生は、崩壊地を含む流域右岸の中・下流部斜面ではミズナラやアカイタヤ（樹高：10～15 m）等の高木類が優勢であるのに対し、流域の中・上流部斜面や左岸斜面ではオオバクロモジやタニウツギ等の低木類が優勢である。対象流域の北方約 3 km の位置に大湯観測所があり、降水量が観測されている。また北東約 12 km に位置する小出観測所と南東約 33 km に位置する湯沢観測所では、降水量の他、気温、積雪深、風速、湿度の観測が行われている。また南方約 15 km に位置する三国川

図-1 調査対象流域

Fig. 1 Location of the studied area, Kohirasawa basin

表-1 調査対象流域近傍の気象観測所

Table 1 The meteorological observatory near the study area

観測所名	所管	標高(m)	観測項目
大湯	気象庁	240	降水量
小出	気象庁	98	降水量, 気温, 積雪深, 風速, 湿度
湯沢	気象庁	340	"
三国川	建設省	400	日射量

図-2 調査対象流域の地形

Fig. 2 Topographic map of the study area

ダムでは日射量の観測が行われている。これらの気象観測所の位置を図-1に、また観測所諸元の一覧を表-1にそれぞれ示す。

3. 融雪崩壊モデル

3.1 モデルの基本構成

融雪期における表層崩壊は、融雪水や降雨が一体となって斜面内部に浸透し、その結果、間隙水圧の上昇や土質強度の低下が生じることによって表土層が滑動する現象と理解される。本研究で提示した「融雪崩壊モデル」は、対象流域を平面二次元的にメッシュ分割（2.5 m × 2.5 m）して基本要素を作成し、それぞれの基本要素に対して熱収支を考慮することにより融雪量を推定し、これに降雨を加えた水分量の土層内部への浸透・流下過程を追跡することによって得られる地下水位や土壤水分状態を基に斜面の安定性を評価するモデルである。本モデルは図-3に示すとおり、斜面への給水条件の推定に関する「雪モデル」、供給水の浸透流下過程の追跡と斜面の安定性を判断する「崩壊モデル」により構成される。

「雪モデル」は、図-3に示すように「気象モデル」、「融雪モデル」、「積雪分布モデル」により構成される。「気象モデル」では、各基本要素に対し、熱収支式による融雪量の計算や積雪水量（積雪深）の算定に必要な日射量、風速、気温、湿度、降雨量、降雪量などの気象要素を周辺の気象観測データを基に推定する。なお、降雨量、降雪量は、降水量の雨と雪への分離により設定する。「融雪モデル」では「気象モデル」から得られた各気象要素を用いた熱収支計算と積雪水量（積雪深）から各基本要素の融雪量を設定する。「積雪分布モデル」では、降雪量や融雪量だけでなく、各基本要素間のグライドによる積雪移動量をも考慮して、連続条件式から各基本要素の積雪水量（積雪深）を推定する。

「崩壊モデル」は、平松ら^{11), 12)}により提示された山腹表層崩壊発生予測モデルを適用した。

図-3 融雪崩壊モデルの基本構成

Fig. 3 The system of snow melt surface failure simulation model

3.2 雪モデル

3.2.1 気象モデル

(1) 気温

図-4は、小出観測所と湯沢観測所における1996年12月から1997年4月までの期間内の月平均気温と標高との関係を示したものである。これによると、対象地域周辺においても標高の増加に対する気温の減少傾向が明瞭であり、また気温減少率は $0.0001 \sim 0.003 (^{\circ}\text{C}/\text{m})$ の範囲である。ここでは、小出観測所と湯沢観測所の標高に対する気温減少率の5ヶ月間の平均値($=0.0017$)を用いた(1)式により調査対象斜面における各基本要素の気温を推定した。

$$T = -a \cdot \Delta h_k + T_k \quad \dots\dots\dots(1)$$

ここに、 T ：基本要素の気温($^{\circ}\text{C}$)、 a ：標高に対する気温減率($=0.0017$)、 Δh_k ：基本要素と小出観測所の標高差(m)、 T_k ：小出観測所気温($^{\circ}\text{C}$)である。

(2) 降雨量・降雪量

1) 降水量

山地での冬季降水量の推定にあたっては、降水量の標高による変化を把握する必要がある。図-5は、小出、大湯両観測所の1996年12月から1997年4月までの期間内の月降水量と標高との関係を示したものである。1月から3月の期間は標高の増加による降水量の増加傾向が認められる。これは降水形態が雪の場合、降水量は標高に依存して変化する¹³⁾特性を反映したものと考えられる。一方、12月と4月の降水量は標高によらずほぼ一定値を示している。基本要素の時間降水量は、まず大湯と小出の標高に対する月降水量の関係から基本要素の月降水量を各月毎に(2)式を用いて推定し、この値と大湯観測所の月降水量との比として求められる引き延ばし(縮小)率(3)式)を大湯観測所の時間降水量に乘じることにより(4)式を用いて推定した。

$$P_M = b \cdot \Delta h_o + P_{MO} \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$C = P_M / P_{MO} \quad \dots\dots\dots(3)$$

図-4 月平均気温と標高との関係
(湯沢, 小出: 1996年12月~1997年4月)

Fig. 4 Relationship between monthly temperature and height
(Yuzawa, Koide: December, 1996~April, 1997)

$$P = C \cdot P_{HO} \quad \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 P_M ：基本要素の月降水量(mm)、 b ：標高に対する降水量変化率(12月: -0.056 , 1月: 0.268 , 2月: 0.324 , 3月: 0.324 , 4月: -0.021)、 Δh_o ：基本要素と大湯観測所の標高差(m)、 P_{MO} ：大湯観測所の月降水量(mm)、 C ：引き延ばし率、 P ：基本要素の時間降水量(mm/hr)、 P_{HO} ：大湯観測所の時間降水量(mm/hr)である。

2) 降水の雨と雪への分離

降水形態すなわち固相(雪)、液層(雨)の違いによって、降水が直接斜面に浸透するか、あるいは積雪として斜面上に貯留されることになるかが異なってくる。図-6は小出観測所における1996年12月から1997年4月までの期間内に時間降水量を記録した706時間分のデータについて地上気温と降水形態の比率を示したものである。なお、降水形態は、積雪深が増加を示した場合を降雪、それ以外を降雨と判断した。図-6によれば $0.4 \sim 0.7^{\circ}\text{C}$ で降水形態が固相となる確率が約50%となっていることがわかる。このため、本研究では、 0.4°C 以上のとき降雨、 0.4°C 以下のとき降雪と判断した。さらに、降雪と判断された場合には、小出観測所の上記期間の観測値を基に降水量と積雪差として求めた降雪量の関係を最小

図-5 月降水量と標高の関係
(小出, 大湯: 1996年12月~1997年4月)

Fig. 5 Relationship between monthly precipitation and height
(Koide, Ohyu: December, 1996~April, 1997)

図-6 地上気温と降水形態の関係
(小出: 1996年12月~1997年4月)

Fig. 6 Relationship between temperature and precipitation type
(Koide: December, 1996~April, 1997)

自乗法によって特定した(6)式によって基本要素の降雪量を推定した。

$$R = P \quad (T \geq 0.4) \quad \cdots \cdots (5)$$

$$S = 15.1P \quad (T < 0.4) \quad \cdots \cdots (6)$$

ここに、 R ：基本要素の降雨量(mm/hr)、 S ：基本要素の降雪量(mm/hr)である。

(3) 全日日射量・湿度・風速

全日日射量(林外値)は、対象流域近傍の三国川ダムの観測値を、また湿度、風速(林外値)は小出観測所の観測値を各基本要素に対して一律に適用した。

3.2.2 融雪モデル

融雪熱量は、積雪表層部での熱量と比較して小さい値をとる積雪層底面での地中伝熱を無視すると、(7)式で表される¹⁴⁾。

$$Q_M = R_N + H + \lambda E + Q_c + Q_r \quad \cdots \cdots (7)$$

ここに、 Q_M ：融雪熱量、 R_N ：純放射量(短波放射量(日射量)と長波放射量により得られる)、 H ：雪面と大気との温度差による顕熱交換量(大気と雪面の温度勾配により求められる)、 λE ：雪の蒸発または大気中水蒸気の雪面への凝結による潜熱交換量(大気と雪面の水蒸気圧勾配により求められる)、 Q_c ：積雪表層での積雪層中伝導熱量(積雪層の全層で融雪が生じている場合は $Q_c = 0.0$)、 Q_r ：降雨伝熱(雨により雪面にもたらされる熱量であり降雨量に比例する)である。なお、各熱量の算定式については、参考文献14)を参照されたい。当該基本要素に積雪水量(積雪深)が存在し、かつ大気のが0°以上のとき、融雪量は(8)式により算定する。

$$M = Q_M / L_M \times 10 \quad \cdots \cdots (8)$$

ここに、 M ：融雪量(mm/hr)、 L_M ：融解の潜熱(=335 J/g)である。ただし、(8)式より得られた融雪量が積雪水量を上回ることにはないこと言うまでもない。

3.2.3 積雪分布モデル

(1) グライド速度予測式

グライド現象は、斜面積雪が1日数ミリから数メートルの移動速度をもって緩慢に地表をすべり下る現象である¹⁵⁾。グライドによる2次元的な積雪変位や応力は、積雪を積雪深と積雪密度が一定の層とみなし、積雪を粘性体に近似して導かれる(9)~(11)式及び粘性係数、ポアソン比と積雪密度との関係式である(12)式、(13)式を用いた有限要素解析により追跡することができる(塑性変形モデル¹⁶⁾)。

$$\dot{\epsilon}_{xx} = \frac{(\sigma_{xx} - \nu \sigma_{yy})}{2\mu(1+\nu)} \quad \cdots \cdots (9)$$

$$\dot{\epsilon}_{yy} = \frac{(\sigma_{yy} - \nu \sigma_{xx})}{2\mu(1+\nu)} \quad \cdots \cdots (10)$$

$$\dot{\gamma}_{xy} = \frac{\tau_{xy}}{\mu} \quad \cdots \cdots (11)$$

$$\mu = 0.828 \exp(a\rho) \quad \cdots \cdots (12)^{17), 18)}$$

$$\nu = 0.014 \exp(b\rho) \quad \cdots \cdots (13)^{19), 20)}$$

ここに、 σ ：応力、 $\dot{\epsilon}$ ：歪速度、 τ ：せん断応力、 $\dot{\gamma}$ ：

せん断歪速度、 μ ：粘性係数、 ν ：ポアソン比、 ρ ：密度(g/cm³)、 a ：23.2 cm³/g、 b ：6.75 cm³/gであり、添字 xx 、 yy 、 xy はX-Y座標系における面と方向を示す。しかしながら、このモデルを流域内の全ての斜面に適用するには多大な時間を要し、パラメータの設定にも莫大な労力を必要とするため、必ずしも実用的な手法であるとは言いがたい。したがって本モデルでは、積雪の応力や粘性係数、ポアソン比に影響を及ぼすことになる立木直径、立木間距離、斜面傾斜、積雪深、積雪密度を説明変数とした多重回帰式(グライド予測式)によりグライド速度を推定した。具体的には、図-7に示すモデル斜面に対し、塑性変形モデルを用いてそれぞれの要因を種々変化した場合のグライド速度を計算し、各要因のグライド速度への影響度を評価することによりグライド移動速度予測式を誘導した。塑性変形モデルによる計算での各要因の設定条件は表-2に示すとおりであり、ある要因の影響度は、他の要因を中央値で固定したままの状態、現在着目している要因のみの変化によるグライド速度の変化度合いを求めることにより評価した。したがって、今回、グライド予測式の設定のために実施した計算ケースは合計18ケース(グライド要因のパターン数の総和(=22)-要因の種類の数(=5)+1)である。

図-7 モデル斜面のメッシュパターン

Fig. 7 Grid for element of a snow cover for Finite Element Method analysis

表-2 検討ケース

Table 2 Condition of the FEM analysis

要因	パターン数	設定値					
斜面傾斜角(°)	3	30	40	50			
積雪深(cm)	3	100	200	300			
積雪密度(kg/m ³)	5	200	250	300	400	450	
樹木立木径(cm)	5	2	5	7.5	15	45	
立木間距離(m)	6	1	2	5	10	15	20

下線：中央値

塑性変形モデルによる各影響要因とグライド平均速度（モデル斜面の各節点のグライド速度の平均値）の関係を図-8に示す。また以上により設定したグライド速度予測式は、(14)式に示すとおりである。

図-8 影響要因とグライド平均速度の関係
Fig. 8 Relationship between the glide element and glide velocity

$$V = -0.0001492D + 0.00026L^{2.0596} + 0.00156\theta + 0.0001475H + 74.25e^{-0.01968\rho} - 0.11793 \dots (14)$$

ここに、 V :グライド速度(cm/hr)、 D :立木直径(cm)、 L :立木間距離(m)、 θ :斜面傾斜($^{\circ}$)、 H :積雪深(cm)、 ρ :積雪密度(kg/m 3)である。また、図-9は塑性変形モデルによるグライド平均速度（モデル斜面の各節点のグライド速度の平均値）と(14)式によるグライド速度との比較であり、両手法による値はほとんど一致し、本論文で提示したグライド速度予測式の適合性の高さが確認された。

(2) 積雪分布の計算

積雪深の分布状況は(15)式に示す降雪量、融雪量及び基本要素間の積雪移動の連続条件により各計算ステップ毎に算定した。

$$(S-M')/10 + \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial HV_x}{\partial x} + \frac{\partial HV_y}{\partial y} \dots (15)$$

ここに、 M' :融雪量の深度換算量(mm/hr)、 H :積雪深(cm)、 V_x :x方向のグライド速度(cm/hr)、 V_y :y方向のグライド速度(cm/hr)、 t :時間(時間刻み:1hr)、 x, y :x軸及びy軸方向の距離(基本要素間隔:2.5 m)である。

3.3 崩壊モデル

ここで採用した「崩壊モデル」は、「浸透流解析モデル」と「斜面安定解析モデル」により構成される。「浸透流解析モデル」では、斜面への供給水は土層中を不飽和状態で浸透し基岩面へと到達した後に飽和側方流として平面二次元的に各要素間を移動するとして、土層中における一次元鉛直浸透過程は不飽和領域に拡張されたダルシー則を、飽和側方流過程は飽和ダルシー則をそれぞれ数値的に解くことによって追跡を行う。そして、この結果得られる地下水深や土壌水分状態を「斜面安定解析モデル」に適用し、無限長斜面安定解析により斜面の安定性を各基本要素に対して時系列的に判断しようとする

図-9 塑性変形モデルとグライド速度予測式の比較
Fig. 9 Comparison of glide velocity between plastic analysis model and regression model

ものである。ここでは、斜面を構成する表土層（不安定土層）と難透水層（基岩）との境界面をすべり面と考えている。飽和・不飽和浸透流解析や斜面安定解析に関する基礎式については平松らによる既往研究成果^{11), 12)}に詳述されており、ここでの説明は省略した。

4. 雪モデルによる融雪量の再現

4.1 解析条件

4.1.1 計算対象期間

雪モデルの解析対象期間としては、降雪が開始してから積雪が消滅して融雪がほぼ終了するまでの期間として平成8年12月1日から平成9年4月30日までの期間とした。3月～4月の融雪が卓越する時期のみならず12～2月の積雪が卓越する時期をも計算対象に含めたのは、崩壊発生直前の積雪水量（積雪深）分布を精度良く再現するためである。

4.1.2 樹木条件

(4)式によるグライド速度の計算で必要となる立木直径(D)及び立木間距離(L)については、図-10に示す調査対象地内のA～Eの5地点において設定した10m×10mのコドラート内における測定値の平均値を樹木条件入力区分毎に $D=5.2\sim 9.3$ mm, $L=1.5\sim 4.8$ mの範囲内で設定した。

4.1.3 森林内外の気象要素の相対比

森林の存在により林内と林外とは日射量と風速が大きく異なり、融雪量にも影響を与える。森林内外の日射量、風速の相対比は、太田らの検討結果¹⁰⁾を参考に、それぞれ0.65, 0.25を採用し、(7)式による融雪熱量の推

定に使用する日射量、風速の林内値を推定した。

$$X_f = \alpha X \quad \dots\dots\dots (16)$$

ここに X_f ：林内値、 X ：林外値（気象観測値）、 α ：相対比（日射量：0.65, 風速：0.25）である。

4.1.4 積雪密度

積雪密度とは積雪を一定の体積で採取して、その質量を体積で除したものをいう。積雪密度は雪質や時期により異なってくる。ここでは、表-3に示すように各月に応じた一般的な積雪密度²¹⁾を採用した。

4.2 計算結果

4.2.1 積雪分布の再現性

対象地域である小平沢流域に対しては、再現計算対象期間内の平成9年4月17日に空中写真撮影が行われている。空中写真から判読した実際の積雪分布と再現計算から得られた積雪分布の比較を図-10に示す。これによると、計算結果は本川上流付近の不規則に残存する積雪までは再現し得なかったものの、流域上流端の尾根部に沿って流域をとり囲む形で残雪が存在するといった実際の積雪分布の傾向を比較的良好に再現していることがわかる。

4.2.2 融雪量及び土層内部への供給水量

崩壊地の上、下部及び崩土の堆積範囲から代表斜面としてそれぞれ894斜面、2,454斜面、3,275斜面（図-2参照）を抽出し、崩壊発生の誘因となる融雪量や土層内部への供給水量（降雨量+融雪量）の時系列変化の特徴や崩壊発生当時の状況について検討を行った。

代表斜面（894, 2,454, 3,275斜面）における1996年12月から1997年4月までの日融雪量、積雪深の経時変化をそれぞれ図-11、図-12に示す。3月以降、融雪量はほぼ毎日にわたって土層内部に供給され、またその値は徐々に増加していく傾向にある。斜面の相違による融

図-10 樹木調査位置図・樹木条件入力区分及び積雪分布の実績と計算結果との比較（平成9年4月17日）

Fig. 10 The location of tree research, Division of the basin for input data for the calculation and Comparison between the actual and calculated snow depth distribution (April 17, 1997)

表-3 積雪密度¹²⁾

Table 3 Snow Density

単位:kg/m ³				
12月	1月	2月	3月	4月
200	300	300	400	500

図-11 融雪量の経時変化（1996年12月～1997年4月）

Fig 11 Change with the time of snow melt (December, 1996～April, 1997)

雪量の相違は最大でも 0.2 mm/日程度と図上ではほとんど認めることができない程度であった。3 月下旬から 4 月上旬にかけては融雪の最盛期となっており、連日 10 mm/日前後の高い値で推移している。図-12 より、融雪の進行に伴い積雪深は低下し、消雪日(=融雪終了日)は代表斜面中最も標高の高い 894 斜面で 4 月 14 日、最も標高の低い 3,275 斜面で 4 月 12 日となっていることがわかる。このように、斜面位置によって消雪日ひいては融雪期間が異なってくるのは、(1)~(6)式に示したように標高に応じて降雪量や融雪現象の支配要因である気温が異なることによるものである。

図-13 は、2,454 斜面における土層内部への供給水量(降雨量+融雪量)の経時変化について、降雨量と融雪量を分離して表したものである。4 月 2 日から 11 日にかけては、連続雨量 164.5 mm と比較的規模の大きい降雨イベントが生じており、また融雪の最盛期と重なる時期でもあり、今回の崩壊はこの期間内の降雨と融雪が引き金となって発生したと推定される。降雨イベント期間内の土層内部への供給水量は 256 mm(水高換算値)であり、このうち降雨量は 164.5 mm、融雪量は 91.5 mm である。すなわち、この期間内の土層内部への供給水量は、融雪に降雨が加わることによって約 3 倍に増加したことになる。

図-12 積雪深・グライド速度の経時変化
(1996 年 12 月~1997 年 4 月)

Fig. 12 Change with the time of snow depth and glide velocity (December, 1996~April, 1997)

図-13 土層内部への供給水量(降雨量+融雪量)の経時変化
(1996 年 12 月~1997 年 4 月)

Fig. 13 Change with the time of water supply to the surface soil (December, 1996~April, 1997)

4.2.3 グライドによる積雪の挙動

代表斜面として抽出した 2,454 斜面におけるグライド速度の経時変化を図-12 に示す。グライドによる積雪移動は 12 月が最も活発で、最大で 5.7 cm/hr となっている。時間の経過とともにグライド速度は減少し、1~2 月ではグライド速度は 0.5 cm/hr 以下で推移し、3 月中旬以降はグライドはほとんど生じていない。グライド速度が時間の経過とともに減少する原因としては、積雪密度の増大が第一に挙げられるが、2 月下旬以降においては積雪深の減少も影響していると考えられる。計算対象期間内のグライド移動の総量(=Σ(V×Δt))は 20.42 m であり、グライドの積雪分布に与える影響は大きいと予想され、今後、今回の結果とグライドを考慮しない条件下でのシミュレーション結果との比較検討によりグライドの積雪分布への影響度評価を行う必要がある。なお、グライド速度の 2,454 斜面と他の代表斜面(894 斜面, 3,275 斜面)との相違は最大でも 0.02 cm/hr 程度であり、またグライド移動の総量の相違は最大でも 10 cm 程度と、顕著な相違は認められなかった。

5. 崩壊モデルによる崩壊の再現

5.1 解析条件

5.1.1 計算対象期間

崩壊モデルの計算対象期間としては、融雪による斜面への水分の供給が行われる平成 9 年 3 月 1 日から 4 月中旬までの期間とした。

5.1.2 表土層厚

表土層厚は、対象域内の 30 地点に対して実施した土研式簡易貫入試験結果を用いて作成した等表土層厚線図を基に各基本要素毎に 20 cm~380 cm の範囲内で 10 cm 間隔で設定した。等表土層厚線図は、既往報告¹⁾において提示されている。

5.1.3 土質定数

斜面安定解析に適用する粘着力(C)、内部摩擦角(ϕ)は、対象流域内の 3 地点(図-2 参照)の表土層と基岩の境界付近で採取した試料に対して実施した飽和含水状態下での一面せん断試験結果の平均値である $C = 0.9 \text{ t/m}^2$, $\phi = 35^\circ$ を採用した。また、土粒子の比重は、土質試験結果を基に $G_s = 2.65$ を採用した。

5.1.4 土壌水分特性

不飽和浸透流解析で必要となる $K-\psi$ 曲線ならびに $\psi-\theta$ 曲線は、対象斜面と同様に斑れい岩により構成される土沢流域(魚野川右支三国川流域中流部)で得られた試験結果¹⁾を採用した。また、飽和側方流解析で必要となる飽和透水係数は、崩壊地近傍より採取した土壌に対する土質試験結果である $K_s = 0.36 \text{ (m/hr)}$ を用いた。

5.2 計算結果

5.2.1 地下水深, 安全率の挙動

先に抽出した代表斜面 (894, 2,454, 3,275 斜面: 図-2 参照) における地下水深, 安全率の挙動を図-14 に示した。なお代表斜面の地形特性は, 表-4 に示すようにすべて谷型斜面であり, 斜面勾配 (ノルム) は $33.7^{\circ} \sim 37.0^{\circ}$, 表土層厚は 240~340 cm の範囲内である。融雪が活発になる 3 月においては, 斜面上部に位置する 894 斜面では地下水深は最大でも 3 cm 程度とさほど上昇しないが, 2,454 斜面では 3~30 cm, 標高の最も低い 3,275 斜面においては 20~50 cm と斜面下部ほど高い値で推移している。斜面に浸透した融雪水は飽和側方流となって下流斜面に移動することになるため, 斜面下部ほど集水性は増し, これにともなって融雪水の継続的な供給に対する地下水深の上昇度合いも増していくものと考えられる。このような状況のもと, 連続雨量 164.5 mm を記録した 4 月 2 日から 11 日にかけての降雨イベントに対しては, 2,454 斜面と 3,275 斜面の地下水深は敏感に応答し, 最大地下水深はそれぞれ 154.8 cm, 207.1 cm を記録した。このような地下水深の早い応答は, 3 月の融雪水の恒常的な供給による土層の湿潤化により地表面へと与えられた降雨や融雪水が土壌の土湿不足を補うことなく地下水深の上昇に直接的に寄与したことによるものと考えられる。地下水深の増加に伴い, 斜面の安全率は急激に低下し, 2,454 斜面では 4 月 8 日 17:00 に, また 3,275 斜面では 4 月 9 日の 11:00 にそれぞれ安全率が 1.0 を下回り, 崩壊に至る結果となった。

図-14 地下水深, 最小安全率の挙動
(1997 年 3 月~1997 年 4 月)

Fig 14 Change with the time of groundwater level and safety factor (March, 1997~April, 1997)

表-4 代表斜面の地形特性

Table 4 The geomorphological factors of selected grid

斜面No	標高 (m)	斜面形状	勾配(ノルム) (°)	表土層厚 (cm)
894	530	谷型斜面	35.2	340
2454	494	谷型斜面	37.0	350
3275	471	谷型斜面	33.7	240

5.2.2 崩壊出現状況, 発生場所

図-15 は, 崩壊発生斜面の出現 (累加) 状況を示したものであり, 計算対象期間中の崩壊発生斜面 (安全率: F_s が 1.0 を下回る斜面) の総数は 59 斜面である。崩壊が頻発するのは 4 月 8 日から 4 月 9 日にかけての期間であり, この間に 51 斜面が崩壊発生斜面となっている。なお, 3 月中にも 30~40 mm/日程度の降雨により 8 斜面で崩壊が発生している。これらのメッシュの多くは本川の溪岸に位置する土層厚が 20 cm 程度と極めて薄い斜面であり, 実際にはすべり面にまで根茎が発達していたと推定される。このように, 計算上 3 月中に崩壊が発生した原因としては, 根茎によるせん断抵抗力の増大を評価しなかったことが考えられる。

図-16 は, 再現計算の結果得られた各基本要素における最小安全率の分布状況を取りまとめたものである。図中に赤色で示された斜面 (基本要素) は, シミュレーションの結果, 崩壊が発生すると判断された斜面を示し, 印は実際に崩壊によって滑落した範囲を, また, ■印は崩土の堆積範囲を示している。実績と再現による崩壊位置が一致するメッシュは必ずしも多いとはい

図-15 崩壊発生斜面の出現状況 (1997 年 3 月~1997 年 4 月)

Fig 15 Change with the time of number of surface failure (March, 1997~April, 1997)

図-16 最小安全率の分布状況

Fig. 16 Distribution of minimum safety factor

えないが、実際に崩壊が発生した領域における最小安全率は $F_s = 1.0 \sim 1.2$ あるいは $1.2 \sim 1.4$ と全般的に低く、計算過程においては崩壊の発生には至らないまでもかなり不安定な状態になっていたことがわかる。再現計算では実際の崩壊地の下部斜面において最小安全率が 1.0 を下回るメッシュが多数認められ、この区域で実際に崩壊が発生したかどうかは定かではないものの、今回の崩壊の発生原因を推定すると、下部斜面が崩壊することにより不安定状態となった上流斜面の崩壊を誘発した可能性も十分考えられる。今後、崩壊発生位置の再現精度の向上にむけては、応力解放による既崩壊地周辺斜面部の不安定化をも考慮した斜面安定解析を本研究で提示した融雪崩壊モデルに組みこむことが必要となろう。

なお、実際の崩壊地の南側に隣接した斜面において、再現計算では安全率が 1.0 を下回ったにもかかわらず、実際には崩壊が発生していない斜面が認められる。この理由としては、

- i) 表土層厚や土質強度定数 (C , ϕ) などの設定精度の問題
 - ii) 森林土壌内での水分の挙動を支配する土壌水分曲線 ($\psi \sim \theta$ 曲線, $K \sim \psi$ 曲線) を他流域 (土沢流域) より採取した大型不攪乱土壌に対する雨水の浸透実験結果より得られた関係¹³⁾を採用している
- 等が考えられる。

6. まとめ

降雨量と熱収支解析から得られる融雪量を山腹土層内部への給水条件とし、斜面の安定性を追跡するいわゆる融雪崩壊モデルを構築し、再現計算を行った。その結果は、積雪分布に関しては実績分布との整合は良く、また崩壊場所に関しては、実績崩壊地内の安定性の低下を再現しており、融雪期の崩壊発生予測に対して本手法は有用であると判断された。融雪の崩壊に及ぼす影響としては、降雨イベント時の斜面への供給水量を増大させることはもちろんであるが、この他、3月以降の土層内部への恒常的な水分の供給により土層がかなり湿潤化することにより地下水深は降雨に対して敏感に応答しやすい状態となることが挙げられる。融雪期の崩壊や土石流を予測する場合、融雪ひいては積雪深に対しても先行降雨と同様の評価を行うことが必要であろう。

なお、今回提示した融雪崩壊モデルは、冒頭にも述べたように森林の融雪への影響を評価することが可能なモデルである。森林状況は、融雪時期、融雪量といった融雪特性に影響を与えることは従来の研究⁽¹⁰⁾⁽²²⁾⁽²³⁾において明らかにされているが、さらには融雪期に発生する崩壊もその影響を受けることが予想される。この点に関しては、種々の森林状態を想定したシミュレーション計算に

より物理的に検討を加える予定である。

最後に、本研究の遂行にあたり、有益なご助言を頂いた名古屋大学農学部服部重昭助教授、資料提供をはじめと様々な御便宜を払っていただいた建設省湯沢砂防工事事務所調査課の関係各位に対して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 平松晋也・井良沢道也・本郷國男：融雪に起因した山腹崩壊の発生に関する一考察，砂防学会，Vol. 51, No. 3, p. 27~34, 1998.
- 2) 丸井英明・佐藤修・渡部直善：平成 8 年 12 月 6 日新潟・長野県境蒲原沢土石流災害 (速報)，砂防学会，Vol. 49, No. 5, p. 60~62, 1997.
- 3) 南哲行・網木亮介・小山内信智・藤沢和範・萬徳昌昭・杉淵清徳：平成 9 年 5 月秋田県鹿角市八幡平で発生した土砂災害調査報告 (速報)，砂防学会誌，Vol. 50, No. 2, p. 68~73, 1997.
- 4) 青山清道・中俣三郎・小川正二：新潟県における地すべりと雪との相関性に関する検討，地すべり，Vol. 21, No. 3, p. 11~16, 1984.
- 5) 相浦英春：ブナ林の皆伐および針葉樹の造林が行われた多雪山地に発生した表層崩壊地の分布と地形要因の関係，日林誌，Vol. 75, No. 3, p. 208~215, 1993.
- 6) 小川正二・亀井健史・和田正・橋本正樹：融雪期における地すべり地における融雪水・地下水位・地温の変動特性，地すべり，Vol. 23, No. 3, p. 21~27, 1986.
- 7) 小川正二・池田俊雄・亀井健史・和田正・平松俊英：濁沢地すべり地における融雪水・間隙水圧・地下水位・地温の変動特性，地すべり，Vol. 25, No. 1, p. 21~26, 1988.
- 8) 松浦純生・竹内美次・落合博貴・梁瀬秀雄：豪雪地帯の地すべり地における融雪水量の変動特性，地すべり，Vol. 31, No. 1, p. 37~44, 1994.
- 9) 社団法人砂防学会：12.6 蒲原沢土石流災害調査報告書，1997.
- 10) 太田岳史・橋本哲・石橋秀弘：表層融雪量に及ぼす森林の影響に関する基礎的検討，雪氷，Vol. 52, No. 4, p. 289~296, 1990.
- 11) 井良沢道也・平松晋也・遠藤治郎：表層崩壊発生予測モデルの土砂生産予防対策施設配置計画への適用性に関する研究，砂防学会誌，Vol. 49, No. 5, p. 26~35, 1997.
- 12) 平松晋也・水山高久・石川芳治：雨水の浸透・流下過程を考慮した表層崩壊発生予測手法に関する研究，砂防学会誌，Vol. 43, No. 1, p. 5~15, 1990.
- 13) 太田岳史：気温および降水量による山地積水量の経時変化の推定，雪氷，Vol. 51, No. 1, p. 37~48, 1989.
- 14) 塚本良則編：森林水文学，文永堂出版，p. 195~212, 1992.
- 15) 下川和男：積雪の作用に関する諸研究，駿台史学，50, p. 296~318, 1980.
- 16) 島村誠・鈴木博人・西村寛：なだれ防止林の雪崩防止機能について，土木学会第 50 回年次学術講演会，p. 226~227, 1995.
- 17) 小島賢治：積雪層の粘性圧縮Ⅲ，低温科学物理編，Vol. 16, p. 167~196, 1957.
- 18) Shinojima, K.: Study on the visco-elastic deformation of deposited snow. In Physics of Snow and Ice Inst. of Low Temp. Sci. Part I, p. 875~907, 1967.
- 19) Mellor, M.: A review of basic snow mechanics. Snow Mechanics, Proceedings of the Grindelwald Symposium, IAHS-AISH Publ. No. 114, p. 251~291, 1974.
- 20) Ohizumi Mitsuo: Determination of Stresses in the Snow Cover on a Mountain Slope by Snow Pressure Gauge, Low Temp. Sci. Ser. A, p. 55~97, 1986.
- 21) 沼知福三郎：水工学便覧，森北出版，1966.
- 22) 四手井綱英：森林による積雪の変化，雪氷の研究，No. 2, p. 195~201, 1955.
- 23) 志水俊夫：森林伐採が融雪流出に及ぼす影響，雪氷，Vol. 52, No. 1, p. 29~34, 1990.

(原稿受理日 平成 11 年 4 月 7 日)

融雪に起因した表層崩壊発生予測モデルの構築と再現計算

「地すべり」Vol. 36, No. 3 (通巻第 139 号) pp. 76~84, 1999 年 (平成 11 年) 12 月

植村昌一, 平松晋也, 井良沢道也

融雪に起因して発生する表層崩壊現象に着目し, 崩壊に至るまでの全過程 (融雪, 浸透, 斜面の不安定化) を忠実に再現した「融雪崩壊モデル」を構築した。本モデルを 1997 年の融雪期に新潟県湯ノ谷村で発生した表層崩壊に適用した結果, 当時の積雪分布や斜面の不安定化の状況を良好に再現していることが確認された。

鹿児島県出水市針原川地域における扇状地災害の発生プロセス

「地すべり」Vol. 36, No. 3 (通巻第 139 号) pp. 85~90, 1999 年 (平成 11 年) 12 月

岩尾雄四郎, 玉田文吾, 山崎孝成

鹿児島県出水市で発生した土石流災害の発生プロセスを検証した。素因としての断層の存在, 被災後に行われた測量, ボーリング結果やマスコミで報じられた時間的経過を基にして, 流出解析や土石流の予測式での検討を行った。崩壊が一挙に土石流化したとは考えにくい状況的証拠の存在する中, 被災までのプロセスを最も合理的に解釈する研究である。斜面崩壊は断層の存在が素因であり, 斜面崩壊が堰き止め湖を形成した可能性, 段階的な土石流への発展, フラッシュウォーターの発生, 深夜の被災から夜明けまでの降雨による樹木や土砂流出が発生プロセスであるとの結論に到達した。

大阪層群砂質土の液状化挙動

「地すべり」Vol. 36, No. 3 (通巻第 139 号) pp. 91~98, 1999 年 (平成 11 年) 12 月

岡田康彦, 佐々恭二, 福岡 浩

大阪層群砂質土に対して, 100~630 kPa の応力範囲で非排水条件において, 歪み制御三軸圧縮試験および, 速度制御リングせん断試験を行った。正規圧密試料に対するリングせん断試験の有効応力経路は構造破壊挙動を示し, 構造破壊時の応力点は応力平面上で原点を通る直線 (構造破壊線) に乗った。また, リングせん断試験から得られた Steady state line は, 三軸圧縮試験よりも低応力側に位置したが, これを粒子破砕が完全に終了した状態で現れる Ultimate steady state line であるとした。

崩壊型土石流の流下に伴う地盤の振動特性—小谷村蒲原沢土石流—

「地すべり」Vol. 36, No. 3 (通巻第 139 号) pp. 99~107, 1999 年 (平成 11 年) 12 月

森脇 寛

1996 年 12 月 6 日, 長野県小谷村の蒲原沢上流で発生した山腹崩壊の土砂が土石流化して流下した。そのため, 下流域で前年度の災害復旧工事に従事していた人々が被災し, 多数の死者をだした。同じ時刻ころに約 5.7 km 南南東に設置していた地震計に震動波形が記録されていた。本論文ではその波形を種々の面から検討した結果, 崩壊土砂が渓流を流下する際に生じた地盤の震動と推定した。今回の地盤震動は地震エネルギーに換算するとマグニチュード M 0.05 に匹敵する値である。さらに FFT 解析により震動記録の立ち上がり前から減少するまでのパワースペクトルの変化を時系列的に検討した。その卓越周波数は 1~2 Hz 付近に見られ, 過去に観測された土石流による震動に比べて低周波数であることがわかった。また, 既往の崩壊事例調査から崩壊土量とその流下が引き起こす振動エネルギー (マグニチュード M) の間には一定の比例関係が存在し, 今回の土石流もその関係式上にはほぼ位置する事を示した。

中央ネパールにおける地形及び地質, 地質構造と斜面変動

「地すべり」Vol. 36, No. 3 (通巻第 139 号) pp. 108~116, 1999 年 (平成 11 年) 12 月

阿部真郎, 檜垣大助, Vishnu DANGOL

ネパールでは, 崩壊, 地すべりなどの斜面災害が多発している。中央ネパールの低ヒマラヤ帯におけるロシ川, スンコシ川, タマコシ川沿岸の斜面変動を調査した結果, これらの斜面災害が, ヒマラヤ山脈形成に伴う主中央衝上断層 (MCT) や岩盤特性など地質, 地質構造と, 更には第四紀以降の激しい地盤の隆起と河川の下刻作用などの地形要因, また風化作用などと密接に関連して発生していることが明らかになった。