

## 2.3 流動化する地すべりの発生箇所・到達範囲の予測に関する研究 (2)

研究予算：運営費交付金（一般勘定）

研究期間：平 23～平 27

担当チーム：土砂管理研究グループ（地すべり）

研究担当者：石井靖雄、藤平 大

### 【要旨】

地すべり土塊が流動化した場合、被害が通常よりも広範囲に及ぶことが予想される。そこで、雪崩・地すべり研究センターとの共同プロジェクトとして、流動化する地すべりの発生箇所と到達範囲の予測に関する研究を平成 23 年度から 5 カ年計画で開始した。本研究により、厚くテフラが堆積している火山付近の丘陵地斜面の中には、地震によって崩壊性地すべりを生じるものがあることが明らかになり、このような崩壊性地すべりの発生箇所を予測するためには、地形判読によって火山灰に厚く覆われた不安定な斜面を抽出し、斜面内に面的に連続する軟弱な粘土層の存在や硬軟の土質境界の存在の有無を把握することが重要であることが明らかになった。また、既往の地すべり事例から流動化する地すべり土塊の到達距離について検討した。

キーワード：流動化地すべり、地震、到達距離、地下水、地震応答解析

### 1. はじめに

地すべり土塊が流動化(\*ここでは、地すべり長  $L1$  よりも流下長  $L2$  が長距離に及ぶもの、 $L2 > L1$  の場合を「流動化」と呼ぶ。)した場合、被害が通常よりも広範囲に及ぶことが予想される。しかしながら、その要因や発生機構に未だ不明な点が多いため、どのような条件が発生する地すべりが流動化し、到達範囲が大きくなるかは明確にされていない。

そこで、雪崩・地すべり研究センターとの共同プロジェクトとして、流動化する地すべりの発生箇所と到達範囲の予測に関する研究を平成 23 年度から 5 カ年計画で開始した。本研究の達成目標は、①流動化する地すべりの発生要因の解明、②流動化する地すべりの発生箇所の傾向解明③到達範囲の予測手法の提案である。本研究では、まず過去に発生した地すべり事例から、流動化した地すべりの事例を誘因（融雪、豪雨、地震）ごとに抽出する。抽出された事例について、発生箇所の地形・地質的特徴から地すべり土塊の流動化の要因を明らかにする。さらに、地すべりの発生機構を分析することで、流動化する地すべりの発生箇所および地すべり土塊の到達範囲の予測手法を提案することを目的としている。本稿では、地すべりの主たる誘因によって「融雪に起因する地すべり」「豪雨に起因する地すべり」及び「地震に起因する地すべり」に分類し、地すべりチームでは、「地震に起因する地すべり」の分析を主に担当した。

研究の流れは、まず、平成 23 年度東北地方・太平洋沖地震で発生した地すべりなどの実態調査に努め、発生箇所の地形・地質的特徴とメカニズムについて調査を行い、これらを踏まえて崩壊性地すべりの恐れのある斜面の抽出手法を取りまとめ、その後、既往の地すべり事例から流動化する地すべり土塊の到達距離の予測について検討した。

### 2. 研究目的

本研究の目的は、大規模な土砂災害の被害軽減と警戒及び避難体制の拡充を図るために、流動化する地すべりの発生箇所と到達範囲の予測手法を提案することである。

### 3. 地震に起因する火山灰被覆丘陵における地すべり調査

#### 3.1. 平成 23 年度東北・太平洋沖地震による地すべり地調査

##### 3.1.1. 調査方法

平成 23 年東北地方・太平洋沖地震で震度 6 強の揺れを観測した白河周辺では図-1 に示すとおり地すべりが集中して発生した<sup>1)</sup>。これら 6 地区について、発生箇所の地形・地質的特徴と発生メカニズムについて調査を行った。

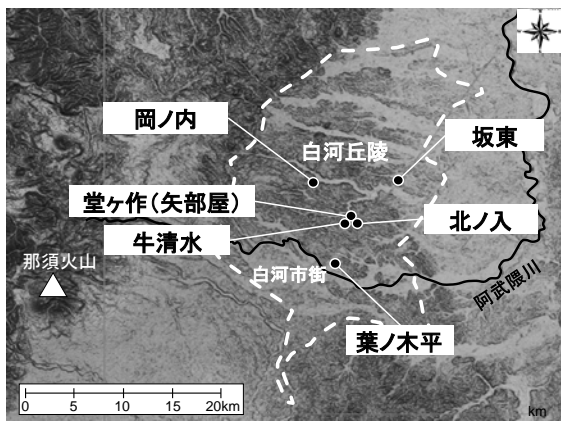


図1 地すべり発生箇所

地震発生前の空中写真の実体視判読および地震発生前（2006年12月～2007年1月）と後（2011年11月）のレーザープロファイラー（LP）によるDEMから作成した地形図、標高差分図の判読によって斜面微地形分類図を作成した。作成に当たっては田村<sup>2)</sup>の丘陵地の微地形分類手法を参考にした。

地すべり地の滑落崖・側方崖・すべり面において、すべり面となった付近を中心に地質の観察を行った（写真-1）。また、地質を観察した断面において山中式土壌硬度計による硬度の測定を行った。一部ではサンプリングを行い、物理試験を実施した。



写真-1 すべり面調査状況

### 3.1.2 調査結果

#### 3.1.2.1 地すべり発生箇所の地形的特徴

葉ノ木平地区を例として、斜め写真（写真-2）、地すべり発生前の斜面微地形分類をおこなったLP地形図（図-2）、地すべり発生後のLP地形図（図-3）、地すべり発生前後のLPの標高差分図（図-4）を示す。



写真-2 葉ノ木平地区斜め写真

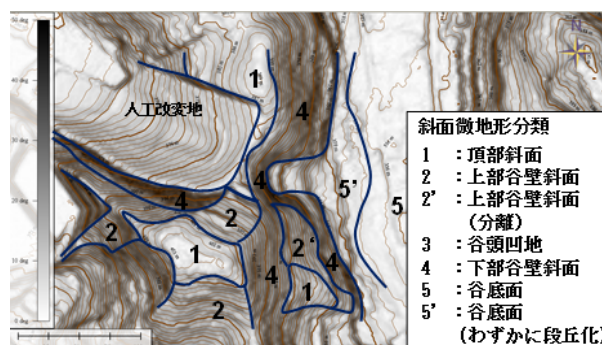


図2 地すべり発生前のLP地形図及び微地形分類

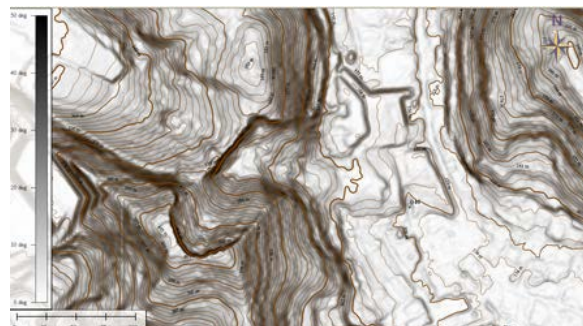


図3 地すべり発生後のLP地形図

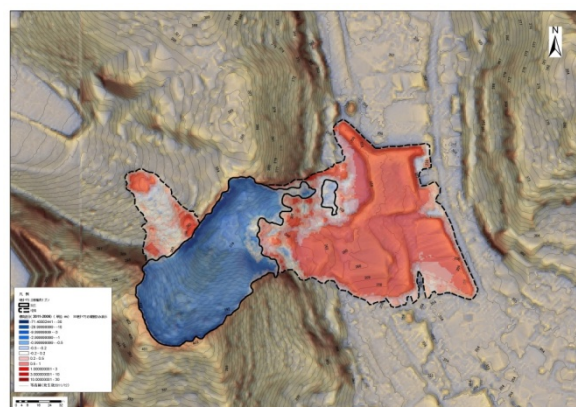


図4 LPの標高差分図

各地区共通して、尾根筋に近い上位の遷急線と谷筋に近い下位の遷急線の2つの遷急線が認められた。坂東地

表1 調査対象地すべりの地形的特徴

		葉ノ木平	岡ノ内	堂ヶ作	北ノ入	牛清水	坂東
被害状況		死者13名、全壊10戸	死者1名、全壊1戸				
発生規模	斜面長(最大)L1	115m	70m	145m	75m	55m	55m
	移動距離(末端)L2	140m	105m	265m	205m	105m	60m
	L2/L1	1.2	1.5	1.8	2.7	1.9	1.1
	斜面幅(最大)W1	65m	50m	95m	45m	50m	70m
	堆積幅(最大)W2	115m	80m	55m	70m	40m	90m
	W2/W1	1.8	1.6	0.6	1.6	0.8	1.3
	深さ(最大)	約10m	約10m	約10m	約10m	約10m	約5m
発生位置	元地形	地すべり地形を呈さない(初生的)					
	発生域	頂部斜面 ～上部谷壁斜面	上部谷壁斜面 ～下部谷壁斜面	頂部斜面 ～上部谷壁斜面	頂部斜面 ～上部谷壁斜面	頂部斜面 ～上部谷壁斜面	頂部斜面 ～上部谷壁斜面
	末端位置	下部谷壁斜面 途中	下部谷壁斜面 途中	上部谷壁斜面 末端付近	上部谷壁斜面 末端付近	下部谷壁斜面 途中	上部谷壁斜面 末端付近
移動形態	移動域の地形	谷地形	斜面	谷地形	谷地形	谷地形	斜面
	堆積域の地形	広い谷底面	広い谷底面	谷中の谷底面	広い谷底面	谷中の谷底面	平地(改変地)

葉ノ木平地区

牛清水地区

堂ヶ作地区

北ノ入地区

坂東地区

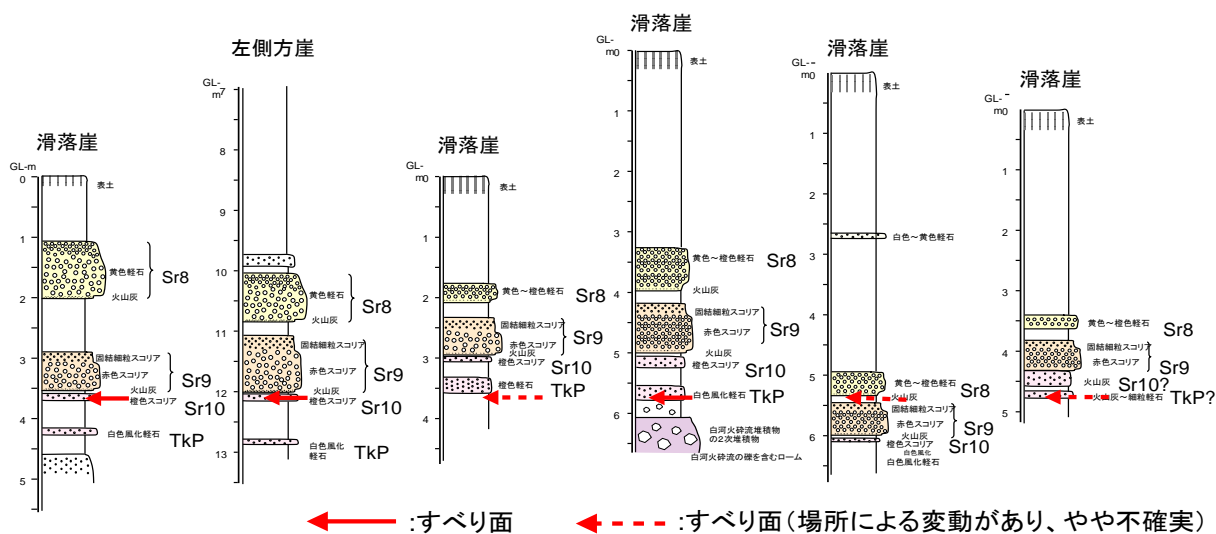


図5 地すべり発生斜面の地質とすべり面

区と岡ノ内地区を除く4地区の地すべりは頂部斜面から上部谷壁斜面にかけて、上位の遷急線を挟んで発生している。坂東地区と岡ノ内地区は斜面の途中で発生しているが、緩斜面から急斜面にかけての遷急線を挟んで発生している点は共通しており、全箇所とも遷急線を挟んだ凸型斜面(縦断形状)で地すべりが発生している。(表-1)

3.1.2.2 すべり面となった層準

地すべりが発生した頂部斜面と上部谷壁斜面では褐色火山灰土層が厚く堆積しており、スコリアや軽石等からなる複数のテフラ層を確認することができた(図-5)。これらは構成物及び層相、層序から鈴木<sup>3)</sup>のSr8～Sr11やTkPに対比されると考えられる。ただし、岡ノ内地区においては、すべり面との位置関係が明瞭なテフラ層が確



認できなかった。

葉ノ木平地区において、すべり面となった層準は、滑落崖、左側方崖をはじめとして多くの箇所ではSr10付近である。ただし、局所的にはTkPの付近がすべり面となっている箇所もあり、必ずしも一定の層準がすべり面となっているわけではない。堂ヶ作(矢部屋)地区(滑落崖)と坂東地区(滑落崖)はTkP付近であり、牛清水地区(滑落崖)ではTkPの下位の褐色火山灰土がすべり面となっている。北ノ入地区(滑落崖)でもすべり面はSr8付近となっているようである。調査対象地すべりでは、概ねSr10からTkP間での間の層準がすべり面となっている。

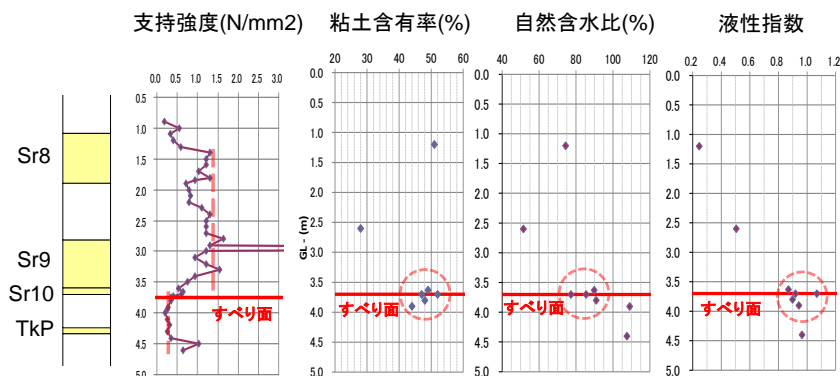


図-6 すべり面付近の土質強度プロファイル(葉ノ木平 滑落崖)

### 3.1.2.3 すべり面付近の土質特性

すべり面付近の土質硬度計による硬度プロファイル(図-6に葉ノ木平の例を示す)は、Sr8からSr9付近で高い硬度を示し、その直下から急激に硬度が低下するという特徴がほぼ共通している。すべり面付近に硬軟が急激に変化する境界が存在していたことになる。

Sr9より上位のテフラは風化の程度が弱く、堆積状態や層相が良好に観察できるが、Sr10より下位の軽石やスコリアは手でつぶせるほどに風化が進行し、粘土化している場合が多い。葉ノ木平地区の試験結果でも、すべり面となった風化テフラや褐色火山灰土の物理的性質は、上部の褐色火山灰土と比較して粘土含有率、自然含水比、液性指数が高いという特徴がみられ、軟弱な粘土となっていた。現地調査においてもすべり面となったSr10付近で水分が滲み出てくる様子がしばしば観察された。

### 3.1.2.4 すべり面付近のテフラの堆積面の形状

葉ノ木平地区において横断方向にSr10やTkPを追跡すると横断的に谷形状のすべり面に沿って堆積していたことが分かった。また、左側方崖ではSr10などのテフラ層が30度程度傾斜して堆積している。これらのことから、Sr10などのテフラの堆積当時は、現在露出しているすべ

り面と同様の形状の谷地形であり、そこをテフラ層や褐色火山灰土が埋積して緩斜面を形成したものと考えられる。同様の堆積構造は牛清水地区、堂ヶ作(矢部屋)地区、北ノ入地区でもみられた。

### 3.1.3 地形地質的特徴の考察

以下に地すべりの発生箇所の特徴をまとめる。

①全ての調査対象地すべりは遷急線を挟んで発生していた。そのうち4カ所は斜面微地形分類における頂部斜面から上部谷壁斜面にかけて発生していた。遷急線では斜面縦断形が凸型となるため、地震動が大きくなったことが影響していると考えられる。

②調査対象地すべりが発生した頂部斜面と上部谷壁斜面では火山灰層が厚く堆積しており、すべり面はSr10からTkPの層準が多かった。すべり面となった層準は風化によって粘土化していた。すべり面となった部分の強度が低かったため、地震によってSr9とSr10の硬軟境界部において

せん断破壊を生じたと考えられる。

③葉ノ木平地区においては、Sr10やTkPが古い谷地形に沿って堆積していた。古い谷地形をテフラ等が覆い(埋積谷)、緩斜面を形成したものと考えられる。また、すべり面となった弱層が面的に広がっていたことが、一連の斜面が地すべりを起こした要因と考えられる。

### 3.1.4 地形地質的特徴のまとめ

火山付近の丘陵地には、厚くテフラが堆積している斜面が存在している可能性がある。それらの中には、地震によって崩壊性地すべりを発生させるものがあると考えられる。地震によって発生する葉ノ木平地区と同様なタイプの崩壊性地すべりの発生箇所を予測するためには、①地形判読によって遷急線の位置と火山灰に厚く覆われた斜面を抽出し、②それらの斜面において、面的に連続する軟弱な粘土層の存在、硬軟の土質境界の存在を把握することが重要であると考えられる。

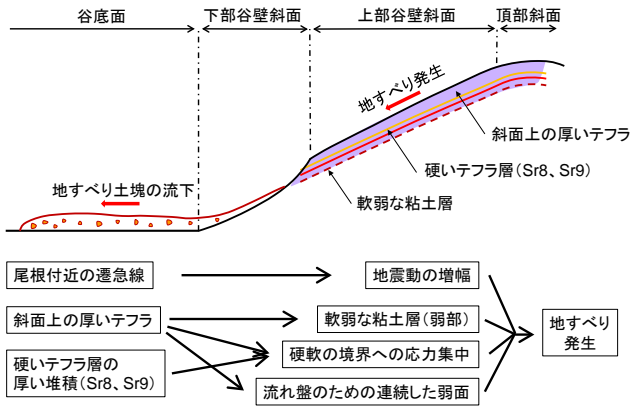


図-7 地すべり発生要因の模式図

### 3.2 その他の地震に起因する地すべりとの比較

平成 23 年東北地方・太平洋沖地震で発生した火山灰被覆丘陵における地すべりと比較するため、1978 年の伊豆大島近海地震<sup>4)</sup>、1984 年の長野県西部地震<sup>5,6)</sup>について、代表的な崩壊性地すべりについて現地調査を行い、発生箇所の地形・地質的特徴を整理した結果、類似の地形地質的特徴を有することを確認した。具体的には、火山灰被覆丘陵（見高入谷地区、御岳高原地区）の調査結果から、白河丘陵で発生した崩壊性地すべりと共通した地質的特徴があり、すべり面となりうる弱層が連続性をもって流れ盤である。火山灰被覆丘陵において、この地質的特徴を有しているかどうかを調査することで、地震による崩壊性地すべりの発生危険度を評価することができると思われる。

### 3.3 流動化する地すべりの発生箇所の抽出方法

これまでの調査結果から、崩壊性地すべりの発生箇所における地形・地質的特徴について比較を行った(表-2)。これらは発生地域が異なるものの、発生規模、すべり面深度は類似しており、テフラ・火山灰土が厚く堆積している緩斜面にて発生している。また、弱層がすべり面となり、弱層を含む地層が連続して流れ盤であるという地質的特徴が共通していた。硬軟コントラストについては御岳高原地区では認められなかった。これらのことから、火山灰被覆丘陵における地震による崩壊性地すべりの発生には、弱層の存在、弱層の連続性、流れ盤構造が、深くかかわっているものと考えられる。

表-2 崩壊性地すべり発生に関わる地形・地質的特徴の比較

	2011年 東北地方太平洋沖地震	1984年 長野県西部地震	1978年 伊豆大島近海地震
地域名	福島県白河市周辺	長野県王滝村御岳高原地区	静岡県河津町見高入谷地区
震度	震度6強(白河)	推定震度6(王滝村)	推定震度5~6
発生規模	面積	10 <sup>3</sup> ~10 <sup>4</sup> m <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> m <sup>2</sup>
	深さ	約5~10m	約10m
緩斜面	○	○	○
テフラ・火山灰土が厚く堆積	○	○	○
弱層(すべり面)の有無	○	○	○
弱層(地層)の連続性	○	○	○
流れ盤構造	○	○	○
硬軟コントラスト	○	×	○

そこで、崩壊性地すべりの発生危険度を評価する方法について、弱層の存在、弱層の連続性、流れ盤構造の3つを評価要素として崩壊性地すべり恐れのある斜面の抽出方法(案)を考案した(図-8)。

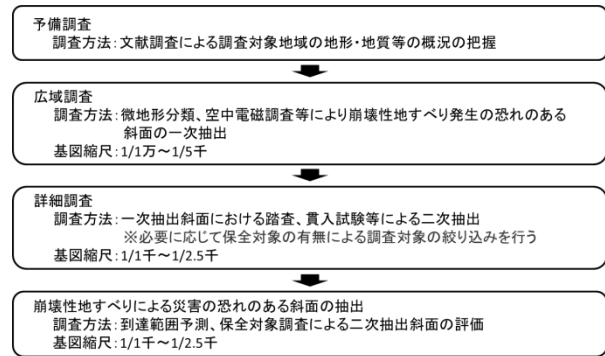


図-8 抽出の手順と概要

調査の効率性を考慮すると、1) 予備調査、2) 広域調査、3) 詳細調査、4) 崩壊性地すべりによる災害の恐れのある斜面の抽出の4段階に分けて行うことが望ましいと考えられる。

#### 1) 予備調査

予備調査は、調査対象地域における地形、地質等の概況を把握することを目的として、主として文献調査によって行う。予備調査では、調査対象地域周辺における地形及び地質に関する基礎的情報を既往の文献等によって把握しておくことが重要である。

#### 2) 広域調査

広域調査は、脚部が下部谷壁斜面<sup>2)</sup>に切られる一定規模以上の頂部斜面<sup>2)</sup>と上部谷壁斜面<sup>2)</sup>のうち、テフラや火山灰土に厚く覆われた斜面を崩壊性地すべりの発生恐れのある斜面として一次抽出する。

広域調査においては、(1) 頂部斜面と上部谷壁斜面が広い、(2) 脚部が下部谷壁斜面に切られる、(3) テフラや火山灰土が厚い、という3項目に着目して抽出を行う。

2.3 流動化する地すべりの発生箇所・到達範囲の予測に関する研究

(1)、(2)については、レーザープロファイラー (LP) による詳細な地形データ (1~2m メッシュ) を元にして地形分類図を作成し、(1)、(2)に該当する斜面を抽出する。

(3) については、火山灰層が厚い箇所を面的に抽出する方法として、空中電磁調査の活用が考えられる<sup>7)</sup>。その場合は、現地踏査やボーリング調査等によって、テフラや火山灰土の層厚を計測するためのパラメータ設定を行うことと、計測精度を確認することが重要である。

3) 詳細調査

詳細調査は、広域調査によって抽出された斜面を対象として、すべり面となりうる弱層の有無等を踏査・サウンディング等の現地調査によって確認し、崩壊性地すべりの発生の恐れのある斜面の二次抽出を行う。詳細調査においては、以下の項目について現地調査を行う。

- (1) 広域調査による地形分類調査結果の確認
- (2) 広域調査によるテフラや火山灰土層の調査結果の確認
- (3) すべり面となりうる弱層の有無及び連続性
- (4) 弱層に強い応力を作用させる可能性のある硬軟層の境界の有無及び連続性

(1)については、現地踏査によって、「頂部斜面と上部谷壁斜面が広い」、「脚部が下部谷壁斜面に切られている」という条件を確認する。

(2)、(3)については、対象斜面における簡易貫入試験およびハンドオーガーによって、斜面表層地質の調査を行い、火山灰層の厚さ、弱層の有無及び連続性、硬軟層の境界の有無及び連続性を確認する

3.3.1 地層の硬度不均質性が崩壊性地すべりの発生に及ぼす影響を定量的に評価する手法の検討

3.3.1.1 調査概要

崩壊性地すべりが発生した斜面には、軽石層や火山灰層、風化火山灰土等が成層構造をなして堆積している。白河丘陵地区と見高入谷地区では、すべり面の付近は、硬軟の異なる地盤材料が成層している状態であった。図-9に、白河地区葉ノ木平の滑落崖において、土壌硬度計で計測した支持強度を例として示す。硬度が不均質な地盤においては、局所的に地震動による応力が大きくなる可能性が指摘されているが<sup>1,3)</sup>、その詳細については明らかになっていなかった。崩壊性地すべりの発生機構における硬軟の不均質の影響を明らかにすることは、発生危険度の評価をする上で重要と考えられる。

今年度は、崩壊性地すべりの発生機構における硬軟の

不均質の影響について検討するため、白河丘陵地区における標準的な地質層序を参考にして複数の検討モデルを作成し、次元等価線形化法による地震応答解析を行った。解析プログラムはSHAKE と同等のLIQUEUR ver. 14. 1B (富士通エフ・アイ・ピー) を使用した。

3.3.1.2 調査方法

白河丘陵地区における標準的な地質層序を参考にして、地震応答解析のための地盤モデルを設定した。白河丘陵で発生した崩壊性地すべりの地質柱状図を図-10 に示す。これらの柱状図によれば、各地すべりにより若干の土層構成や層厚の違いはあるものの、それらは概ね共通している。そこで、解析地盤標準モデルの土層構成は、上から①ローム層 (上) (褐色砂質火山灰土：試料①)、②硬質テフラ層 (赤色スコリア：試料③)、③軟質粘土層 (褐色粘土質火山灰土：試料④)、④ローム層 (下) (褐色粘

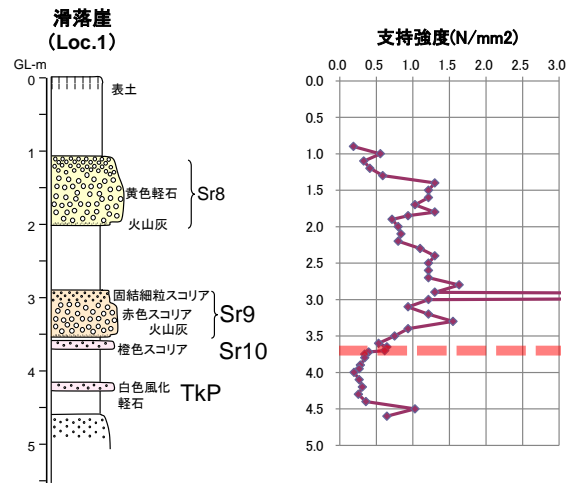


図-9 葉ノ木平地区の滑落崖で観察された地質柱状図及び支持強度

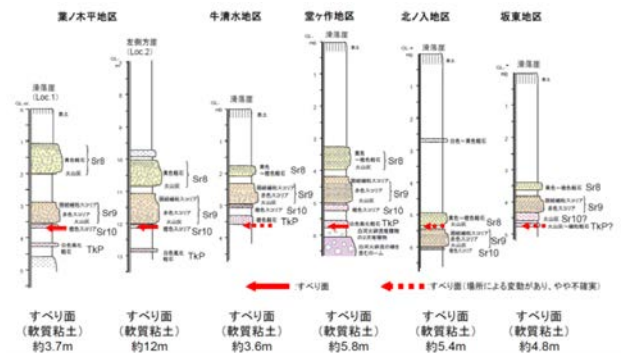


図-10 白河丘陵地区の各箇所地質柱状図



2.3 流動化する地すべりの発生箇所・到達範囲の予測に関する研究

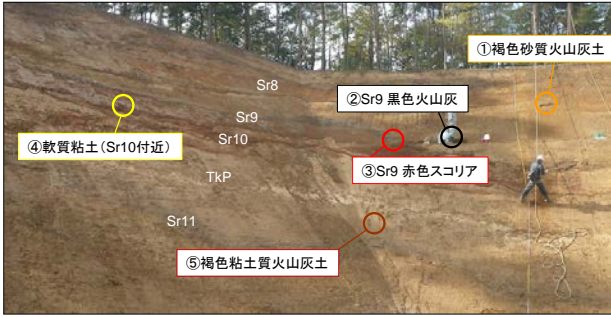


写真-3

表-3 室内土質試験結果

試料番号	①	②	③	④	⑤		
試料名	褐色砂質火山灰土	黒色砂質火山灰	赤色スコリア	褐色粘土質火山灰土	褐色粘土質火山灰土		
土粒子の密度	$\rho_s$ g/cm <sup>3</sup>	2.704	2.706	2.736	2.747	2.787	
含水比	w %	66.0	36.0	98.5	98.0	86.3	
湿潤密度	$\rho_t$ g/cm <sup>3</sup>	1.351	1.455	1.114	1.437	1.445	
乾燥密度	$\rho_d$ g/cm <sup>3</sup>	0.816	1.076	0.572	0.728	0.759	
間隙比	e	2.315	1.514	3.783	2.775	2.672	
飽和度	Sr %	76.7	62.9	68.6	96.5	94.2	
粒度	繰分 %	3.6	0.9	53.9	0.2	0.2	
	砂分 %	43.0	83.0	37.2	8.0	8.7	
	シルト分 %	26.8	9.4	4.2	27.0	30.3	
	粘土分 %	26.6	6.7	4.7	64.8	60.8	
	細粒分含有率	Fc %	53.4	16.1	8.9	91.8	91.1
	最大粒径	D <sub>max</sub> mm	4.75	4.75	26.5	4.75	4.75
	60%粒度	D <sub>60</sub> mm	0.119	0.471	2.88	0.00385	0.005
	50%粒度	D <sub>50</sub> mm	0.0513	0.391	2.24	0.00232	0.0024
	30%粒度	D <sub>30</sub> mm	0.00744	0.231	1.06	-	-
	20%粒度	D <sub>20</sub> mm	0.00241	0.119	0.610	-	-
	10%粒度	D <sub>10</sub> mm	-	0.0133	0.119	-	-
	均等径数	Uc	-	35.4	24.3	-	-
曲率径数	Uc	-	8.52	3.28	-	-	
コンシステンシー	液性限界	w <sub>L</sub> %	72.5	NP	93.1	83.1	92.4
	塑性限界	w <sub>p</sub> %	47.9	NP	79.1	36.7	39.2
	塑性指数	I <sub>p</sub>	24.6	NP	14.0	46.4	53.2
	液性指数	I <sub>L</sub>	0.7	NP	1.4	1.3	0.9
地盤材料の分類名		砂質火山灰質粘性土 (I型)	火山灰質砂	火山灰質土まじり砂質礫	砂まじり火山灰質粘性土 (II型)	砂まじり火山灰質粘性土 (II型)	
動的変形特性	初期せん断剛性 <sup>20)</sup> G <sub>0</sub> MN/m <sup>2</sup>	21.0	165.0	77.0	17.0	21.0	
透水特性	透水係数 k m/s	4.45E-06	1.09E-08	1.74E-04	3.94E-08	1.15E-07	

※1 本表に示した初期せん断剛性は、1回目の繰返しサイクルの等価せん断剛性率である。

土質火山灰土：試料⑤)、⑤基盤の5層構成とした。条件を単純化することを考慮して、地下水位は基盤中にあるものとした。

地層区分は、砂質ローム層、硬質テフラ層、軟弱粘土層、粘土質ローム層、基盤の5層を標準とした。

解析パラメータは、葉ノ木平Bブロック (写真-3) で採取した試料の室内土質試験値 (表-3) をもとに設定した。また、変形特性を求めため、地盤工学会基準 (JGS0542) に準拠して地盤材料の繰返し三軸試験を実施した (図-11)。

入力地震波形は、K-NET 白河観測点の平成23年東北地方太平洋沖地震のデータ (図-12) を斜面方向 (北東-南西方向) の水平成分に変換して設定した。但し、K-NET 白河観測点の地震データは地表に設置された地震計により得られたものであるため、観測点の地盤モデルを用いて、一次元の線形計算により、地震動を入力する工学的基盤相当の位置まで引戻した上で、入力地震波形として用いた (図-13)。

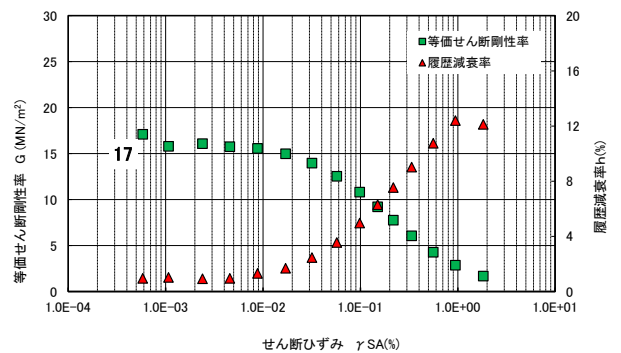
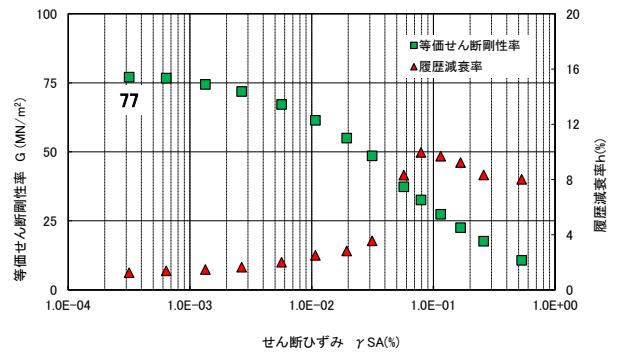
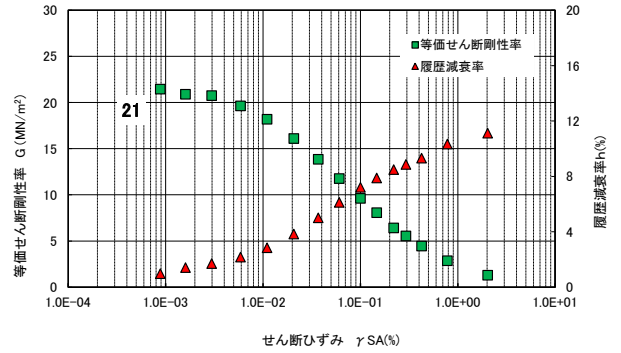


図-11 変形特性を求めため繰返し三軸試験結果 (上：試料①、中：試料③、下：試料④)

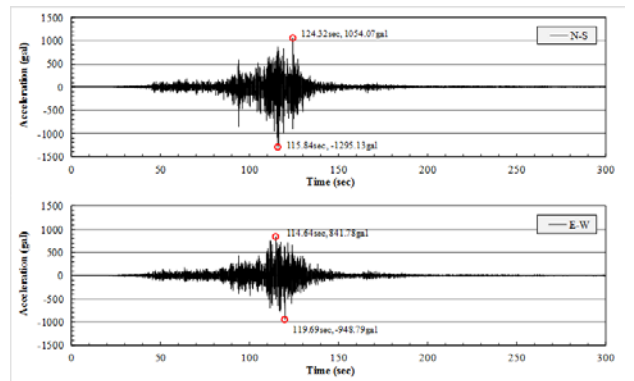


図-12 K-NET 白河観測点における平成23年東北地方太平洋沖地震の加速度時刻歴

2.3 流動化する地すべりの発生箇所・到達範囲の予測に関する研究

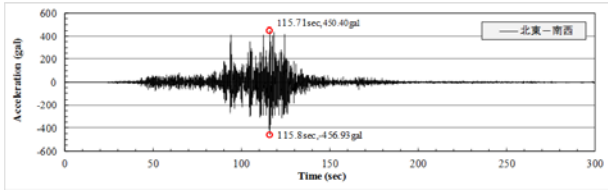


図-13 地震応答解析入力地震動（工学的基盤、2E、方向変換後）

3.3.1.3 調査結果

図-14 に最大応答値深度分布の比較図を示す。まず、ケース1とケース2の比較によって、硬質層の有無の影響について確認する。

地表における絶対加速度、速度は、両ケースともほぼ同等である。相対変位については、深度10.0m～14.0mの区間でケース1の方が大きく、深度9.0mより浅い区間でケース1の方が小さい。せん断応力及びせん断ひずみについては、硬質層の上下の深度5.0m～9.0m区間と深度10.0mより深い区間でケース1の方が大きい。これは硬質層が存在することにより、その上下において、応力とひずみが増加することを示している。

つぎに、図-14のケース1とケース3の比較によって、硬質層の層数の影響について確認する。

地表における絶対加速度、速度は、両ケースともほぼ同等である。深度8.0mより深い区間の相対変位は、両ケースともほぼ一致し、深度8.0mより浅い区間でケース3の方が小さくなる。せん断応力については、深度8.0m

より浅い区間では両ケースともほぼ一致するが、深度8.0m～10.0mではケース3が大きくなり、深度10.3m～14.0mでケース1が大きくなる。せん断ひずみについては、深度3.0m～7.0m区間と深度8.0m～9.0m区間でケース3の方が大きく、深度10.0m～13.0mでケース1が大きくなる。これも硬質層の上下で応力とひずみが増加した結果と考えられる。特に、硬質層に挟まれた深度8.0m～9.0m区間は、上下それぞれの硬質層の影響を受け、応力とひずみの増加が大きい。

白河丘陵地区における標準的な地質層序を参考にして複数の検討モデルを作成し、次元等価線形化法による地震応答解析を行った結果、次のことが明らかになった。  
 ①地盤中に硬質層が存在すると、その上下において、応力とひずみが増加する。  
 ②複数の硬質層が存在する場合、それら硬質層に挟まれる区間は、上下それぞれの硬質層の影響を受けて、応力とひずみが、より増加する。これらの解析結果から、このような条件を有する斜面では地震動による応力やひずみが大きくなる可能性があり、崩壊性地すべりの発生しやすさを評価するにあたっては、重要な要素であると考えられる。

3.3.2 流動化する地すべり発生個所の抽出手法のまとめ

火山灰被覆丘陵における地震による崩壊性地すべりの発生には、弱層の存在、弱層の連続性、流れ盤構造が、深くかかわっていることから、これらを評価要素とする

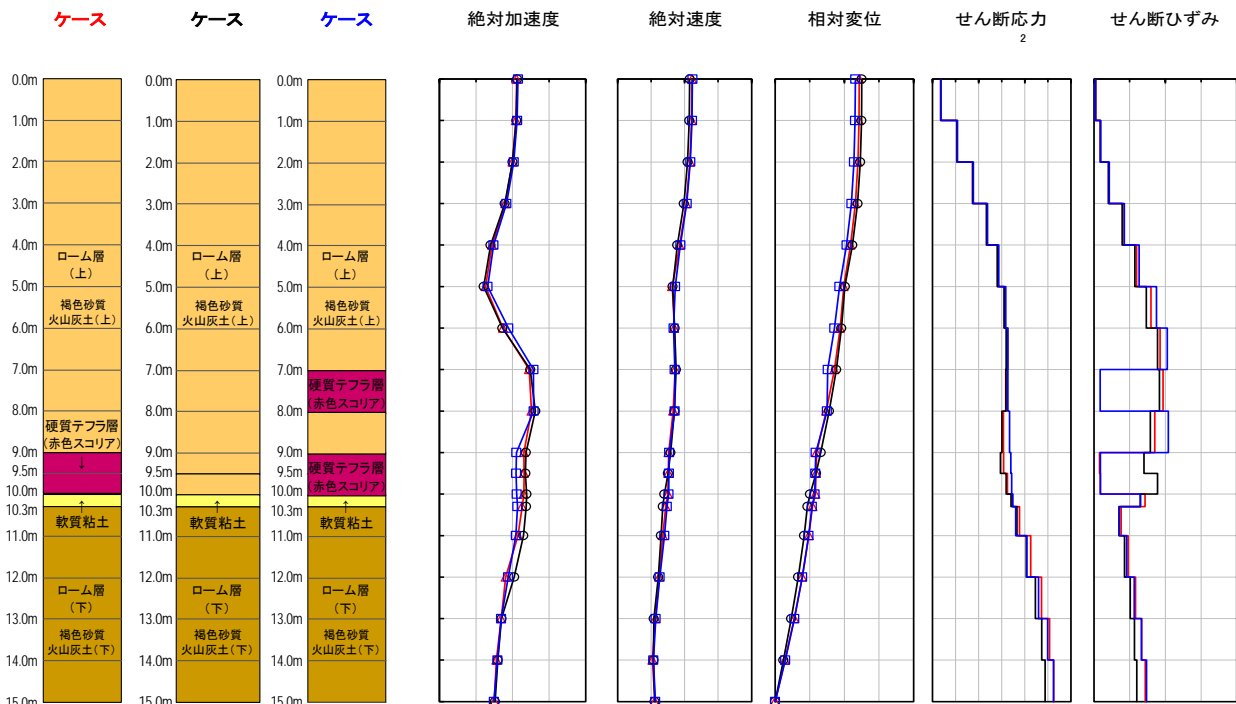


図-14 最大応答値の深度分布



崩壊性地すべり恐れのある斜面の抽出方法（案）を考案した。また抽出に必要な詳細調査手法として(1)崩壊性地すべりの発生に及ぼす地下水の影響、(2)地層の硬度不均質性が崩壊性地すべりの発生に及ぼす影響評価についての検討を行った。以下に結果をまとめる。

崩壊性地すべりが発生しやすい斜面の水文地質的特徴として、①地下水帯となる透水性境界（風化の進行、地震時の過剰間隙水圧発生）、②地下水をためやすい形状透水性境界（凹型縦/横断形状）ということが重要な要素として考えられる。

①地盤中に硬質層が存在すると、その上下において、応力とひずみが増加する。②複数の硬質層が存在する場合、それら硬質層に挟まれる区間は、上下それぞれの硬質層の影響を受けて、応力とひずみが、より増加する。

崩壊性地すべりの発生しやすさを評価するにあたっては、これらは重要な要素であると考えられる。

#### 4. 融雪に起因する地すべり

平成23年5月22日に最上川水系立谷沢川左支流濁沢川流域内の池ノ台地区において大規模崩壊が発生し、崩壊土砂が濁沢川本川河道を約1.5km流下した。長距離流動した崩壊土砂の移動形態を解明するため、崩壊土砂を切る工事法面等に露出した崩壊土砂底面において試料を採取し、大型樹脂固定標本を作成して堆積構造の分析を行った。

##### 4.1 調査方法

図-15に示すとおり工事法面の3箇所では標本作製のための試料採取を行った。A及びC地点ではブロックサンプリングを行い、B地点ではシンウォールサンプリングを行った。各地点の地質断面図を図-16に示す。

採取範囲は崩壊土砂と河床砂礫の境界を含む範囲（高さ20～30cm）とした。ブロック試料は砂礫や礫混じり粘土からなり、そのままでは脆く観察に適さない。そのため、乾燥させた後に透明樹脂で固定し、切断及び研磨して観察面とした。試料のサイズは大きいですが、基本的にはボーリングコアで作製する樹脂固定すべり面標本<sup>17)</sup>と同じものである。分析にあたっては、標本観察面の堆積構造等を観察し、その結果を樹脂固定標本観察柱状図<sup>18)</sup>として整理した（試料Aのみ示し、BとCは写真のみ示す）。観察項目は礫の特徴、礫配列等、破碎・変形構造等である。観察結果に基づき、土塊の移動形態について考察を行った。

#### 4.2 大型樹脂固定標本の観察結果

##### A地点 濁沢第7砂防堰堤下流トレンチ試料(試料A)

観察断面の底部に近い位置から採取したブロック試料（観察面25cm×15cm）である。樹脂固定標本観察柱状図を図-17に示す。標本の底部は河床砂礫層であり、その上位は礫混じり茶褐色粘土層で、漸移区間を経て淡緑灰色変質凝灰角礫岩層となる。河床砂礫層は多様な礫種の亜角～亜円礫で構成される。

河床砂礫層と上位の礫混じり茶褐色粘土層の境界はシャープである。礫混じり茶褐色粘土層はマトリクスの比率が高く、礫が均等に散らばって含まれている。明瞭な変形構造や配列構造は認められない。含まれる礫は多様な亜角～亜円礫であり、河床砂礫層の礫と類似する。礫混じり茶褐色粘土層と淡緑灰色変質凝灰角礫岩層の漸移区間では、淡緑灰色変質凝灰角礫岩層起源の粘土・礫が引き延ばされて、礫混じり茶褐色粘土層に溶け込んでいくような構造が認められる。淡緑灰色変質凝灰角礫岩層

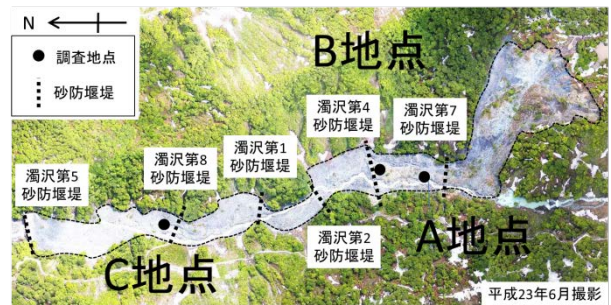


図-15 調査位置図

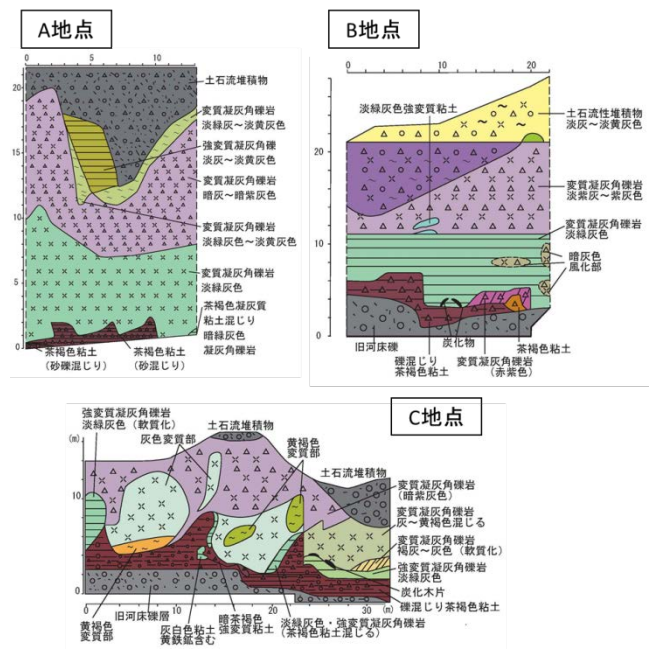


図-16 各地点の地質断面

2.3 流動化する地すべりの発生箇所・到達範囲の予測に関する研究

においては、礫の破碎、粘土の引き延ばし等による明瞭な縞状構造が認められる。この縞状構造は、地すべりのすべり面付近で観察されるような明瞭なものである。

B地点) 濁沢第4砂防堰堤上流法面試料(試料B)

法面で確認された河床礫と崩壊土砂の境界でシンウォールサンプリングした試料(観察面30cm×7cm)である。樹脂固定標本の写真と地質区分を図-18(左)に示す。標本の底部は腐植層が載った河床砂礫層であり、その上位は礫混じり茶褐色粘土層、赤紫色変質凝灰角礫岩層(上部は礫が混じる)となる。腐植層は一部がめくれ上がり、上位の茶褐色粘土が入り込んでいる。礫がマトリクス中に均等に散らばって含まれており、明瞭な変形構造や配列構造は認められない。赤紫色変質凝灰角礫岩層の上部には、茶褐色粘土層と同様に、多様な礫種の亜角～亜円礫が混じり込んでいる。

凝灰角礫岩層は小片状の塊として礫混じり茶褐色粘土層中に取り込まれたものとみられる。

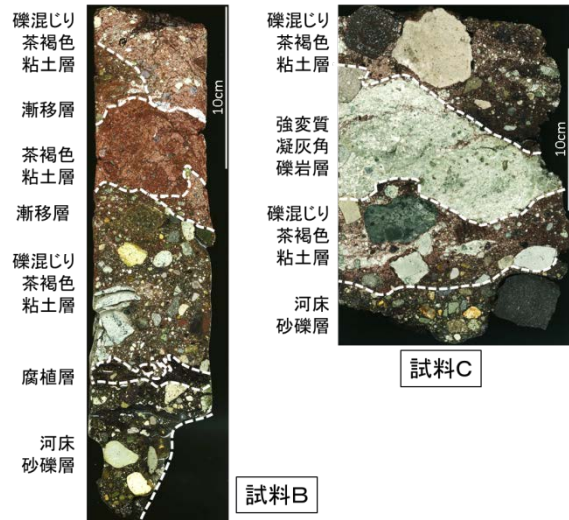


図-18 試料B、Cの樹脂固定標本

C地点) 濁沢第8砂防堰堤付近トレンチ試料(試料C)

トレンチの観察断面の底部に近い位置から採取したブロック試料(観察面20cm×15cm)である。樹脂固定標本の写真と地質区分を図-18(右)に示す。標本の底部は河床砂礫層であり、その上位は礫混じり茶褐色粘土層、強変質凝灰角礫岩層、再び礫混じり茶褐色粘土層となる。礫混じり茶褐色粘土層はマトリクスの比率が高く、礫が均等に散らばって含まれている。また、強変質凝灰角礫岩起源の粘土が引き延ばされつつ、溶け込んでいく様子が観察される。礫混じり茶褐色粘土層に挟まれた強変質

4.3 考察

4.3.1 すべり面周辺の状況

A～C地点の全ての試料において、崩壊土砂の底部は礫混じり茶褐色粘土層であった。礫混じり茶褐色粘土層は、①上位層の粘土が引き延ばされつつ溶け込んでいる、②マトリクスの比率が高く、その中に河床砂礫起源の礫が均等に散らばって含まれているという特徴を有することから、崩壊土砂の移動時にはスラリー状(流体状)であったと推定される。また、礫が沈降した様子が認められないことから、ある程度の濃度と粘性を有していたと考えられる。

長さ(m)	樹脂固定標本	地質名	地質記載	細粒率	礫径粒度	礫円磨度	礫配列・縞状構造	色調	破碎・変形構造	
0.00		崩壊土砂	淡緑灰色変質凝灰角礫岩	礫の破碎、粘土の引き伸ばし等による明瞭な縞状構造が認められる。	60	やや粗粒	0.5	礫が配列し、縞状構造を呈する	淡緑灰	礫の破碎、粘土の引き伸ばし。
0.05		(土砂部)	淡緑灰色変質凝灰角礫岩と茶褐色粘土層混在	茶褐色粘土層と淡緑灰色変質凝灰角礫岩との漸移区間。淡緑灰色変質凝灰角礫岩起源の粘土・礫が引き伸ばされて、茶褐色粘土層に溶け込む。	70		0.7	淡緑灰色凝灰岩起源の粘土が縞状構造を呈す	淡緑灰～茶褐	
0.10			茶褐色粘土層	マトリクスの比率が高く、礫が均等に散らばる。明瞭な変形構造や配列等は認められない。礫は亜角～亜角礫で、河床砂礫と類似する。下位の河床砂礫との境界はシャープである。	80	やや細粒	0.8	礫は均等に散らばる。	茶褐	破碎変形構造は不明瞭
0.15		河床砂礫		礫径が数mm～数cm大の多様な礫種の亜角から亜円礫の河床砂礫からなる。	50	粗粒	0.8		暗褐	
0.20										
0.25										

図17 資料Aの樹脂固定標本の観察柱状図



### 4.3.2 流体的な移動形態への移行

崩壊土砂底面と河床砂礫との境界部分はスラリー状になっており、A地点よりも下流側のB地点及びC地点では土塊底面のスラリー状の領域が、厚くなっていたことが法面で観察されている。最下流のC地点では崩壊土砂の全面がスラリー化し、より攪乱された状態になっていた。大規模崩壊が発生した5月は融雪出水の時期であり、濁沢川本川の流量は多かったと推定される。大規模崩壊発生後、崩壊土砂が濁沢川本川に流入し、当初は地すべり的な移動形態であったが、移動とともに崩壊土砂と水の混合（スラリー化）が底面から生じ、下流に行くほどスラリー化が全体に進行して流体的な移動形態に移行したと推定される。

### 4.4 融雪に起因する地すべりのまとめ

流動土塊が長距離移動する要因を解明するため、平成23年に発生した山形県池ノ台地区の大規模崩壊を対象として、流動土塊のすべり面構造の調査を実施した。池ノ台地区の大規模崩壊においては、崩壊土砂の底部は移動時にはスラリー状（流体状）であったと推定される。大規模崩壊が発生した5月は融雪出水の時期であり、濁沢川本川の流量は多かったと推定される。大規模崩壊発生後、崩壊土砂が濁沢川本川に流入し、当初は地すべり的な移動形態であったが、移動とともに崩壊土砂と水の混合（スラリー化）が底面から生じ、下流に行くほどスラリー化が全体に進行して流体的な移動形態に移行したと

推定される。

## 5. 等価摩擦係数（見通し角）を用いた流動化する地すべりの到達距離に関する手法の検討

既往の研究<sup>19)</sup>などから、地すべり斜面勾配と、等価摩擦係数（地すべり斜面の地すべり頂部から移動土塊の先端までの水平距離Lと比高Hとの正接  $H/L$ 、または見通し角  $\theta_2$  の  $\tan$  で表される値）には、正の相関がみられることが知られている。そこで、災害事例を中心に、災害報告や文献から、地すべりの発生年月、発生位置、地すべり斜面勾配及び等価摩擦係数が確認できる資料を収集（地すべり298件のうち  $L_2 > L_1$  の事例は46件）し、地すべり斜面の平均勾配と等価摩擦係数の関係等について検討した。検討に当たっては、地すべり下方斜面の形状を谷形状、斜面形状、平野形状の3分類しそれぞれの最大到達距離を検討した。特に流動化する地すべりについ

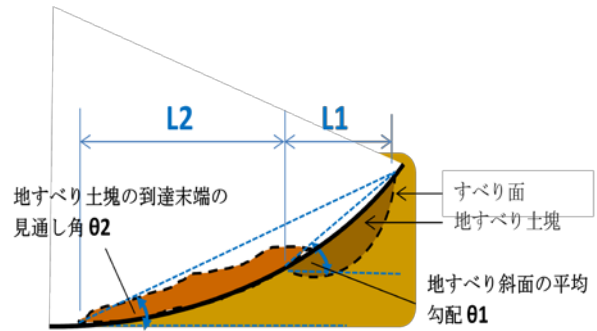


図-19 等価摩擦係数（見通し角  $\theta_2$ ）の模式図

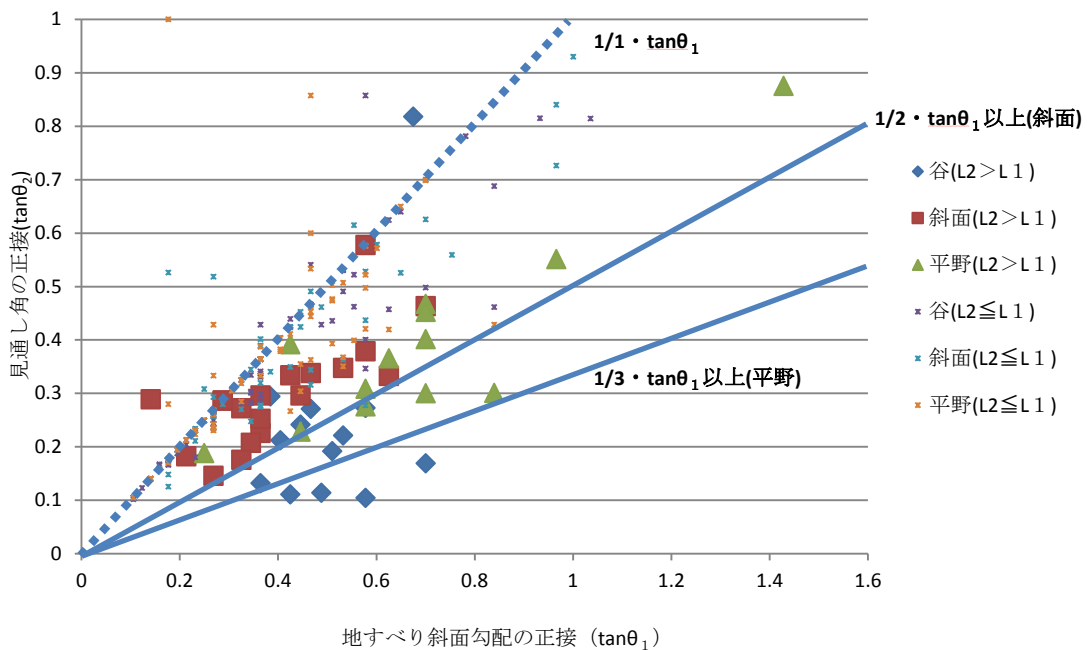


図-20 地すべり斜面勾配の静移設と見通し角の正接の関係



ては、堆積物により末端部境界が不明瞭であり発生源の地すべりの末端を確認することは難しい場合もあり、便宜的な分類であることに留意が必要である。

## 5.1 検討結果

検討の結果、最大到達距離が  $L2 \leq L1$  の非流動化地すべりは、見通し角の正接  $\tan \theta_2$  が地すべり勾配の正接  $\tan \theta_1$  と同等もしくはやや下回るのに対し、最大到達距離が  $L2 > L1$  となる流動化する地すべりは、それよりも低い  $\tan \theta_2$  となる傾向がみられた。 $\tan \theta_2$  の下限値は、地すべり下地の地形が、谷形状の場合には 0.1 (勾配換算約  $5.7^\circ$ )、斜面の場合には  $\tan \theta_1$  の 1/2、平野の場合には 1/3 の値を示した(図-20)。

## 5.2 等価摩擦係数(見通し角)を用いた手法のまとめ

地すべり下方の地形が谷地形の場合には、土石流化に至る給水の供給が可能な場合もあると考えられる。このような場合には、見通し角の正接  $\tan \theta_2$  の下限値は発生源である地すべり斜面勾配  $\theta_1$  とは無関係に一定の下限値 0.1 (勾配換算  $5.7^\circ$ ) を示した。

一方、地すべり下方の地形が 斜面や平野地形の場合には、見通し角の正接  $\tan \theta_2$  の下限値は地すべり斜面勾配と比例関係(斜面の場合には、地すべり斜面勾配の正接  $\tan \theta_1$  の 1/2、平野の場合には 1/3)にある傾向を示した。

## 6. まとめ

地すべり土塊が流動化した場合、被害が通常よりも広範囲に及ぶことが予想される。しかしながら、その要因や発生機構に未だ不明な点が多いため、これらを明らかにすることを目的として、平成 23 年度東北・太平洋沖地震をはじめとする地震に起因する地すべりの調査分析をおこなった。その結果限られた事例であるが、長距離移動した地すべりの発生要因や移動土塊内部の状況を推察することができた。

その結果、地震に起因する火山灰被覆丘陵における地すべりの抽出方法及び、地層の硬度不均一性が崩壊性地すべりの発生に及ぼす影響の定量的に評価する具体的な手法を提案することができた。融雪に起因する地すべりについては事例調査を通じて基礎資料を得たほか、統計的検討により誘因によらず見通し角と地すべり斜面勾配から流動化する地すべりの到達距離を予測する可能を示した。今後は、災害事例の収集を図り今回の成果の検証や精度の向上を図る必要がある。

## 参考文献

- 1) 武士俊也・石田孝司・杉本宏之・阿部大志・宇都忠和・坂野弘太郎・本間宏樹：平成 23 年東北太平洋沖地震によって福島県白河市で発生した地すべりの地形・地質的特徴、地すべり学会講演集、pp.185-186、2011
- 2) 田村俊和 (1987) 湿潤温帯丘陵地の地形と土壌. ペドロジスト、Vol.31、No.2、pp.135~146
- 3) 鈴木毅彦 (1992) 那須火山のテフロクロノロジー、火山、Vol.37、No.5、pp.251~263
- 4) M. CHIGIRA (1982) Dry debris flow of pyroclastic fall deposits triggered by the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake the collapsing landslide at Nanamawari, Mitaka-Iriya. Natural disaster science 4(2), 1-32, 1982
- 5) 田中耕平、国土防災科学技術センター(1985)昭和 59 年(1984 年)長野県西部地質調査報告書、pp67-69
- 6) 植原ら (1985) 昭和 59 年 (1984 年) 長野県西部地震調査報告書、pp67-69
- 7) 大平知秀、手代木裕司、相馬邦彦、杉本宏之、中野英樹、樽角晃、武士俊也、千田敬二、河戸克志、馬場敬之 (2013) 葉ノ木平地区周辺の斜面構造について-地すべり性崩壊発生危険と評価の試み-、平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集、pp.10-11.
- 8) 吉田昌弘、千木良雅弘 (2012) 1968 年十勝沖地震によって降下火砕物層に発生した崩壊と風化の関連について、応用地質、Vol.52、No.6、pp.213-221.
- 9) 公益社団法人日本地すべり学会 (2013) 類型化に基づく地震による斜面変動発生危険箇所評価手法の開発報告書概要版 ([http://japan.landslide-soc.org/news/2013/kasen\\_02.pdf](http://japan.landslide-soc.org/news/2013/kasen_02.pdf)) (参照日 2015 年 3 月 28 日)
- 10) 吉松弘行、川満一史、瀬尾克美、長谷川秀三、村中重仁 (2002) 斜面の表層構造調査用の簡易貫入試験機について、平成 14 年度砂防学会研究発表会概要集、pp.392-393.
- 11) 杉本宏之、宇都忠和、本間宏樹、武士俊也 (2012) 東北地方太平洋沖地震により白河丘陵で発生した地すべりの発生斜面の地形・地質的特徴、土木技術資料、Vol.54、No.10、pp.18-22.
- 12) Sugimoto, H., Uto, T., Honma, H., Takeshi, T. (2012): Geomorphologic and Geologic Features of Landslides Induced by the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, in Shirakawa Hills, Fukushima Prefecture., Earthquake Induced Landslides (Ugai, K., Yagi, H. and Wakai, A., eds.), Springer, 189-201.
- 13) 杉本宏之 (2014) 地震によって火山灰被覆丘陵で発生する崩壊性地すべりの危険斜面の抽出、平成 26 年度日本地すべ

### 2.3 流動化する地すべりの発生箇所・到達範囲の予測に関する研究

- り学会シンポジウム「大規模地震に備えた地すべり技術の展望」、日本地すべり学会、pp. 18-21
- 14) 堀田報誠、三浦修、田村俊和 (1968) 十勝沖地震による青森県南東部の斜面崩壊、東北地理、Vol. 20、No. 4、pp. 195-201.
- 15) 東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査グループ (1969) 地震に伴う自然現象と災害青森県東北部における1968年十勝沖地震の実例について、東北大地質古生物研報、No. 67、pp. 1-98.
- 16) 網木亮介、小嶋伸一、中村浩之 (1990) 地すべり土塊の到達危険範囲の推定、シンポジウム「地すべり災害発生危険箇所の把握に関する諸問題」論文集、地すべり学会.
- 17) 武士ほか：樹脂固定法によるすべり面標本作製マニュアル(案)、土木研究所資料 4227 号、2012.
- 18) 土木研究所ほか(2012) すべり層のサンプリングと認定方法に関する研究 共同研究報告書 449 号
- 19) 森脇寛(1987) 崩度の到達距離予測、地すべり、Vol.24、No.2、pp.10~16
- 20) Scheidegger, A. E.(1973) On the Prediction of the Reach and Velocity of Catastrophic Landslides. Rock Mechanics 5, 231-236.
- 21) Hsü,,K.,J.(1975)Catastrophic Debris Streams Generated by Rockfalls. Geological Society of America Bulletin 86. 129-140.

## Research on prediction of occurrence sites and runout ranges of landslides with high mobility

**Budgeted** : Grants for operating expenses General  
account

**Research Period** : FY2011-2015

**Research Team** : Erosion and Sediment Control  
Research Group (landslide)

**Author** : ISHII Yasuo

MASARU Touhei

**Abstract** : Because of impacts of landslides which become liquefied or moved long distance threaten to reach further than generally expected, the government concerns about risk of such landslides disaster. Through the concern, 5-years collaborative research with the Snow Avalanche and Landslide Research Center started in 2011. In the last year (FY2015), we conducted study about prediction method of travel distance of earthquake-induced landslides. We also examined an influence of groundwater and a hardness gap between the layers on earthquake-induced landslides.

**Key words** : landslide with high mobility, earthquake, travel distance, groundwater, earthquake response analysis