

# 1. 2004年新潟県中越地震で発生した横渡地すべり (No.101) の素因と運動像

Basic cause and moving picture of Yokowatashi landslide (No.101) caused by the 2004 Niigataken -Chuetsu earthquake

齋藤華苗 (高知大学)・横山俊治 (高知大学)・大八木規夫 (深田地質研究所)・井口 隆 (防災科学技術研究所)・藤田勝代 (深田地質研究所)

Kanae SAITOH (Kochi Univ.), Shunji YOKOYAMA (Kochi Univ.), Norio OYAGI (Fukada Geological Inst.), Takashi INOKUCHI (NIED), Masayo FUJITA (Fukada Geological Inst.)

## まえがき

2004年新潟県中越地震によって発生した横渡地すべり (No.101)<sup>1)</sup>は信濃川支流である野辺川下流沿いの小千谷市横渡に位置し、本震の余震分布域から外れている。しかし、近傍の小千谷市街地の最大震度は6強で、k-net 小千谷の水平加速度はE-W方向に1300galを記録した<sup>2)</sup>。

横渡地すべり (No.101)は典型的な並進性岩すべりとして注目を集めたが、その地すべり構造や運動像、素因については不明な点が残っている。

本発表では、横渡地すべり (No.101)発生前後の地形図・空中写真の判読や現地計測によって、地すべり移動体 (ブロック群)を地震発生前の状態に復元し、針貫入試験による岩石強度の推定を加えて、上記の課題を検討した。

## 1. 横渡地すべり (No.101)近傍の地形

横渡地すべり (No.101)はほぼ南北に約500m延びる非対称山稜 (ケスタ地形)のケスタの背面にあたる西側斜面で発生した (写真-1)。

ケスタの背面は、標高80mの尾根から野辺川が流れる標高40mの斜面尻まで、斜面長約120m、平均勾配20°である。この斜面の標高50m付近には一般国道291号が通り、この国道から斜面上方の標高60mまでの区間は平均層厚3mで掘削されていた。このことについては後で詳しく述べる。一方、階崖にあたる東側斜面は平均勾配50°である。

横渡地すべり (No.101)は、斜面上部の自然斜面で発生した浅層並進性岩すべりと斜面下部の切土斜面で発生した浅層並進性土すべり<sup>つち</sup>とからなる複合型地すべりで、全体としてひとつの地すべり地形を形成している (大八木の地すべり分類名<sup>1)</sup>による)。

## 2. 横渡地すべり (No.101)近傍の地質

### 2-1. 地質構成



写真 - 1 横渡地すべり 101 全景

地すべり発生斜面の地質は新第三紀白岩層に属する。ここでは層厚 4m以上に達する砂質シルト岩からなり、凝灰岩の薄層を複数枚挟在している。層理面の走向・傾斜はほぼ N25E・22W で自然斜面とほぼ平行である。

浅層並進性岩すべりの地すべり移動体となった砂質シルト岩は最大層厚 4mで、下位のものから Tuff-1~Tuff-4 と命名した 4 枚の凝灰岩層が挟在する。Tuff-1 凝灰岩層より下位の砂質シルト岩は不動岩盤である。Tuff-1 凝灰岩層を境に上部のものを上部砂質シルト岩層、下部のものを下部砂質シルト岩層と命名した。一方、浅層並進性土すべりはほぼ上部砂質シルト岩の上部に堆積した平均層厚 0.5mの岩屑堆積物が滑落したものである。

## 2-2. 岩相記載

浅層並進性岩すべりの地すべり移動体の層厚が最大になる部位の地質柱状図を図 - 1 に示す。砂質シルト岩については新鮮部と酸化部に分けて記載する。

### 1) 砂質シルト岩層

砂質シルト岩層の大部分は新鮮で青灰色を呈するが、Tuff-1 の凝灰岩層の上下では酸化している。地質柱状図では、 と の部位が新鮮部に、それ以外( の部位)は酸化部に相当する。酸化部はさらに色によって 2 区分している。 と は黄灰色を呈し、それぞれ層厚約 3cm である。 の部位は緑灰色を呈し、層厚約 7cm である。

### 2) 凝灰岩層

4 層準の凝灰岩層は岩相的には最下位の Tuff-1 とそれより上位の Tuff-2 ~Tuff-4 とで岩相が異なる。

Tuff-1 の凝灰岩層は下部層である中粒砂サイズの中粒凝灰岩層(地質柱状図の )と上部層である極細粒砂~シルトサイズの極細粒凝灰岩層( )からなる。中粒凝灰岩層は灰白色~黄灰色を呈し、層厚が 0.5~3cm の範囲で変化する。中粒凝灰岩層の下底面(下部砂質シルト岩の上面に沿って褐鉄鉱が沈着し、層厚 0.1cm 程度の赤褐色板状層を形成している。赤褐色板状層に沿って、中粒凝灰岩層中には奥行き 15cm 以上の空隙が形成されているところがある。極細粒凝灰岩層は生物擾乱の跡が激しく、灰白色~緑灰色の色が混じっている。層厚は 7cm 程度である。

Tuff-2~Tuff-4 の凝灰岩層は径 1mm のパミスを含む細粒砂サイズの凝灰質シルト岩で、灰白色を呈する。また砂質シルト岩に充填された巣穴が多数発達しているのが特徴である。層厚は約 6cm である。

## 2-3. 岩石強度

針貫入試験を行って各地層の岩石強度を調べた(図 - 1)。砂質シルト岩の一軸圧縮強度(平均値)は新鮮部と酸化部では  $35 \times 10^2 \sim 40 \times 10^2$  (kN/m<sup>2</sup>) であり、強度の差はほとんどない。Tuff-2 ~Tuff-4 の凝灰岩層の一軸圧縮強度は  $40 \times 10^2$  (kN/m<sup>2</sup>) 以上で、砂質シルト岩のそれよりも大きい。しかし、Tuff-1 の凝灰岩層の一軸圧縮強度は中粒凝灰岩・極細粒凝灰岩のいずれも砂質シルト岩のそれよりも著しく小さく、特に中粒凝灰岩の一軸圧縮強度は砂質シルト岩のその 40% しかない。

## 2-4. 節理

砂質シルト岩には節理が発達している。節理は Tuff-2~Tuff-4 の凝灰岩層を横切って延びてい

地質柱状図	岩相番号	岩相名	層厚	岩石記載	岩石強度 〔針貫入試験勾配〕 一軸圧縮強度
		岩屑堆積物	100cm	泥砂によって構成される。	
		上部砂質シルト岩層	50cm	非常に新鮮な青灰色を呈する。	
		Tuff-4	6cm	灰白色を呈す。 径 1mm 程度のパミスを含む凝灰質シルトである。 砂質シルト岩に充填された巣穴が多数発達している。	12 (N/mm) 40×10 <sup>2</sup> (kN/m <sup>2</sup> )
		上部砂質シルト岩層	100cm	非常に新鮮な青灰色を呈する。	
		Tuff-3	6cm	灰白色を呈す。 径 1mm 程度のパミスを含む凝灰質シルトである。 砂質シルト岩に充填された巣穴が多数発達している。	16 (N/mm) 55×10 <sup>2</sup> (kN/m <sup>2</sup> )
		上部砂質シルト岩層	200cm	非常に新鮮な青灰色を呈する。	12 (N/mm) 40×10 <sup>2</sup> (kN/m <sup>2</sup> )
		Tuff-2	6cm	灰白色を呈す。 径 1mm 程度のパミスを含む凝灰質シルトである。 砂質シルト岩に充填された巣穴が多数発達している。	11 (N/mm) 40×10 <sup>2</sup> (kN/m <sup>2</sup> )
	⑦	上部砂質シルト岩層	50cm	非常に新鮮な青灰色を呈する。	10 (N/mm) 40×10 <sup>2</sup> (kN/m <sup>2</sup> )
	⑥		3cm	酸化により、黄灰色を呈す。	8 (N/mm) 30×10 <sup>2</sup> (kN/m <sup>2</sup> )
	⑤	極細粒凝灰岩層	Tuff-1	7cm	生痕化石を若干含む。下位には、厚さ約 0.1cm の板状の赤褐色層が分布し、これとの間が一部空隙化している。
④	中粒凝灰岩	0.5 ~ 3cm		白灰色～黄灰色を呈す。	10 (N/mm) 40×10 <sup>2</sup> (kN/m <sup>2</sup> )
③	下部砂質シルト岩層	7cm	酸化して緑灰色を呈す。 生痕化石を若干含む。	12 (N/mm) 40×10 <sup>2</sup> (kN/m <sup>2</sup> )	
②		3cm	酸化により黄灰色を呈す。	9 (N/mm) 35×10 <sup>2</sup> (kN/m <sup>2</sup> )	
①		400cm 以上	非常に新鮮な青灰色を呈す。		

図 - 1 地すべり周辺の地質層序を示す模式柱状図と針貫入試験から求めた針貫入勾配と一軸圧縮強度

るが、Tuff-1 凝灰岩層の境では停止している。すなわち、上部砂質シルト岩中の節理が下部砂質シルト岩中にまで延びることはない。節理の方向はばらつくが、N50W ~ N80W・N40E ~ N80E の 2 方向に分かれる。傾斜は層理面に対して高角である。連続性に乏しく、多くは 3 ~ 6m で、10m を越えるものは稀である。節理が互いにアバットしたり交差したりしている箇所は少ない。節理面に沿って幅約 5cm の範囲の砂質シルト岩は赤褐色に酸化している。節理面には引張破壊を示唆する羽毛状構造（破断模様）がしばしば発達している。

### 3. 地すべり構造

横渡地すべり (No. 101) は上述したように斜面上半部の浅層並進性岩すべりと下半部の浅層並進性土すべりからなる複合型である。

#### 3-1. 浅層並進性岩すべり

浅層並進性岩すべりの発生域は斜面下方ほどやや広くなり、頭部の幅が 20m で、最大の幅は 50m である (図 - 2)。階崖側から滑落しているために、頭部滑落崖は存在しない。左側方崖は N40E 方向と N70W 方向の節理に規制されている。左側方崖の長さ (図 - 2 の J1 と J3 の長さの合計) は 40m で、高さは 5m でほぼ一定である。右側方崖は基本的には節理に規制されていると思われる。

が、砂質シルト岩が劣化しているために、明瞭ではない。右側方崖の長さは 10m で、高さは斜面下方に向かって低くなり、平均 1m しかない。左側方崖の節理面には条線（擦痕）が刻まれていないが、右側方崖では条線が観察されている（永田，2006<sup>3</sup>）。また、右側方崖の最上部の岩盤は少し移動していて厳密な意味での不動岩盤ではない。

地すべり移動体は大小のブロックに分離し、小ブロック群は斜面の左半部に、巨大ブロック群は右半部分に分かれて定置している（図 - 2）。ブロック群の末端は標高 50m のところまで達している。小ブロック群の大部分は浅層並進性土すべりの露出したすべり面上から地すべり移動体の頭部付近にかけて定置している。小ブロック群は転がり落ちたものが多い。巨大ブロック群（A~G）は転倒することなくかつ一体として滑落し、階崖を形成していた巨大ブロック H は巨大ブロック D にもたれかかっている（写真 - 2）。これらの巨大ブロック群は浅層並進性土すべりの露出したすべり面上に定置している。一方、斜面頂部付近に残されたブロックの多くはその場で斜面下方に転倒して定置している。

地すべり移動体が滑落した後の下部砂質シルト岩の上面には多数の条線（削痕）が形成されていたことが多くの研究者によって確認されている。筆者らは、中粒凝灰岩起源の“砂”が砂質シルト岩の節理面に沿って貫入している現象を観察した（写真 - 3）。これは中粒凝灰岩層が液状化した証拠であると考えている。以上のことから、浅層並進岩すべりでは中粒凝灰岩を含む Tuff-1 凝灰岩層がすべり層になったものと判断した。

### 3-2. 浅層並進性土すべり

浅層並進性土すべりは岩屑層が樹木を載せたまま一体として滑落している。すべり面が露出している発生域の幅は 50~65m であるが、地すべり移動体の幅は 70m とやや横に広がり、地すべり移動体の末端は国道を越え、野辺川沿いに達している。発生域の長さ（国道まで）は 40m であるのに対して、地すべり移動体の長さは 30m となって 25% 短縮している。定置直前に地すべり移動体が短縮される過程で最終的に移動した樹木の多くは前方に転倒したものと想像している。

### 4. 浅層並進性岩すべり移動体の復元

上述したように巨大ブロック群 A~G は一体となって滑落している。このうち巨大ブロック A の東側の面は、左側方崖を構成している節理 J2 と破断面の大きさ・形状、破断模様、岩屑層の形状と厚さ Tuff-2~Tuff-4 凝灰岩層の位置が類似していること（写真 - 4, 5）から、節理 J2 の位置に戻すと、これらの巨大ブロック群は図 - 2 の巨大ブロック群 A~G の位置にすっぽりと収まる。そうであるならば、小ブロック群は巨大ブロック群の前面及び背後に存在していた砂質シルト岩が起源になっているものと考えられる。

### 5. 浅層並進性岩すべりの運動像

次に述べるいくつかの証拠から地すべり移動体は始め左側方崖 J1・J3 よりも右側に移動したと推定している。その証拠は、擦痕が左側方崖につかず、右側方崖についていること（永田 2006）、

右側方崖を構成する岩盤の一部が移動していること、すべり面に刻まれた条線は NW75° 方向で、左側方崖 J1・J3 とは時計回りで 5° 斜交した方向であること、巨大ブロック群の前面に位置していたと推定された小ブロック群が斜面の右側に定置していることである。一方、K-net 小千谷の解析から得られた本震の最大加速度方位 315° は左側方崖 J1・J3 方向とは 25° 斜交してお

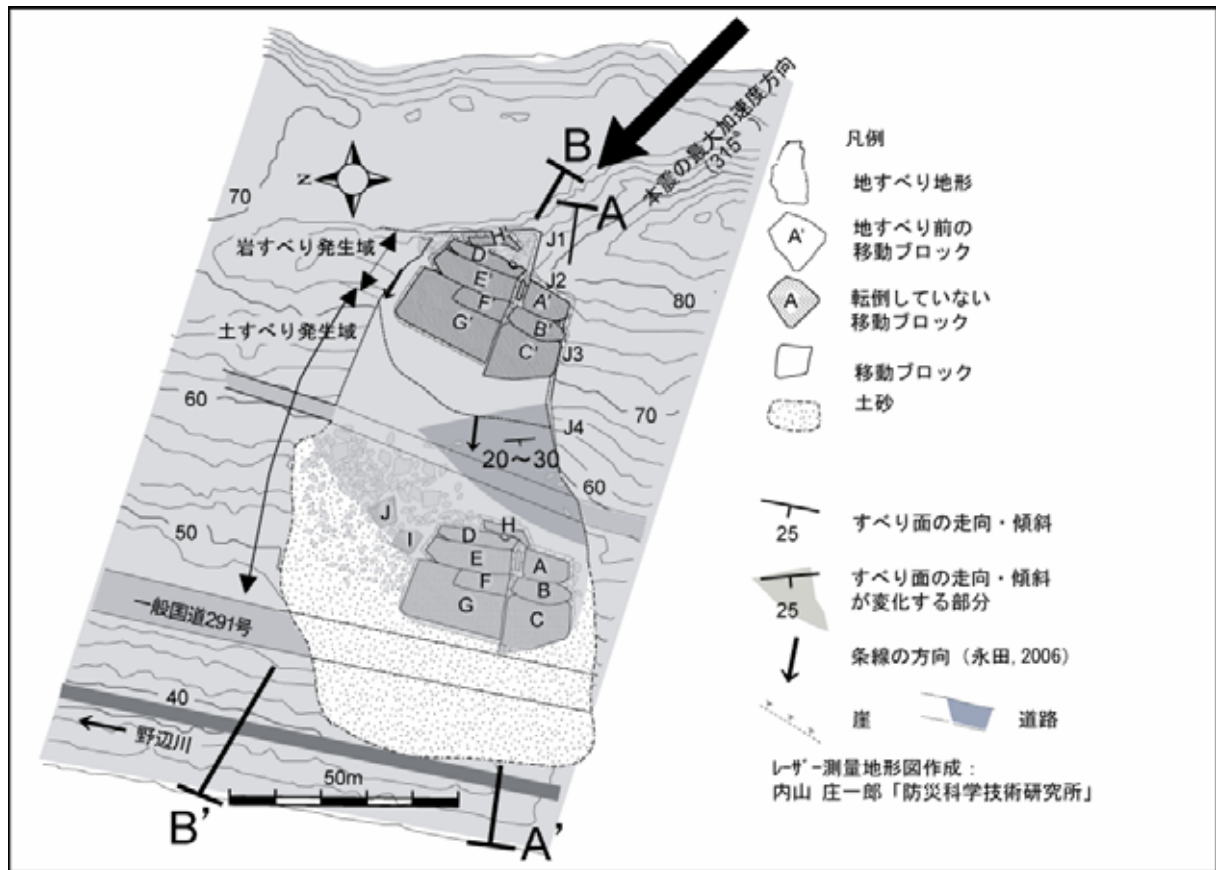


図 - 2 地すべり構造と復元された岩すべり移動体 (A ~ G )



写真 - 2 Hブロックの様子

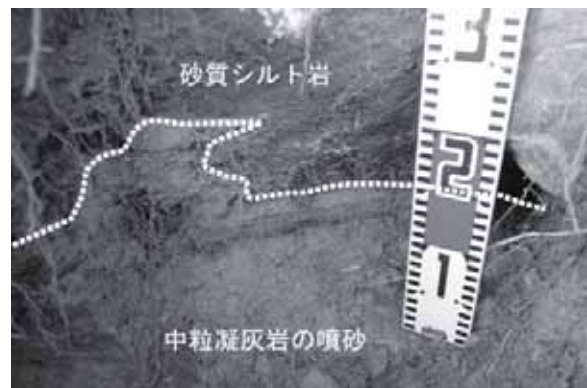


写真 - 3 中粒凝灰岩の噴砂の痕跡



写真 - 4 左側方崖 J2面と J3面

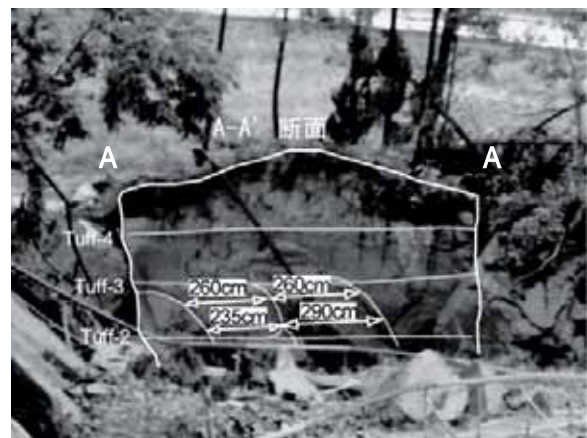


写真 - 5 巨大ブロック A の東側面

り、すべり面の最大傾斜方向とは時計回りで 30° 斜交した方位である。このことから、浅層並進性岩すべり移動体は地震動の最大加速度の方位に規制されたと結論した。なお、浅層並進性土すべりも地すべり移動体が右側に膨れて定置していることから、地震動の最大加速度方位に規制された可能性がある。

ところが、巨大ブロック群は発生位置よりもさらに左側の位置で定置している。しかし、その発生も地震動の最大加速度方位に規制されたとすれば、滑落の過程で方向を反時計回りに（左の方向に）回転しなければならない。その原因としては、浅層並進性土すべりが滑動した後の下位砂質シルト層の上面のなかで走向が反時計回りに変化する場所（図 - 2）を通過するとき滑落方向が変化したと解釈している。

## 6. 浅層並進性岩すべりの地形・地質要因

浅層並進性岩すべりが発生した砂質シルト岩の岩盤は、斜面下部が掘削されていたために、誘因が地震でなく雨であっても不安定な状態にあったといえる。これに加えて、階崖と掘削斜面が作る地形は凸型であることから、地形効果によって地震が増幅された可能性がある。階崖側から滑落したのは階崖とケスタの背面とがなす尾根が特にとがっていて地震動が増幅されたためと考えられる。

地すべり移動体の形状が右側方崖に向かって低くなり、かつ岩盤が劣化していたことが最大加速度の方向に規制された地すべり移動体の移動を容易にし、結果的には左側方崖 J1・J3 の方向よりも時計回りで 5° 斜交した方向への滑落を可能にした。

地すべりの側方崖は節理に規制されているが、節理面に沿って分離・開口していたために、地震時には容易に分離面となった。ただし、多くの節理は連続性に乏しく、例外的に連続性の良い節理が存在したために、それに沿って地すべり移動体の右側方は分離した。

すべり面となった Tuff-1 を構成する中粒凝灰岩は強度が小さいだけでなく、これよりも  $20 \times 10^2$  (kN/m<sup>2</sup>) 以上強度が高い砂質シルト岩にその上下を挟まれていたことと、掘削斜面の法尻に分布していたことで応力の集中が起こり、地震時の破壊を容易にした。さらに実際には中粒凝灰岩は液状化して破壊された。

## 引用文献

- 1) 大八木規夫(2005)：財団法人深田地質研究所年報，Vol.6，pp.167-190.
- 2) 防災科学技術研究所(2004)：K-NET 地震速報  
<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/news/20041023175600/>
- 3) 永田秀尚(2006)：日本地質学会 113 年学術大会講演要旨，224p.