

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）

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：雪崩・地すべり研究センター

研究担当者：石田孝司、丸山清輝、桂真也

【要旨】

地すべり土塊が流動化した場合、被害は通常想定されているものよりも広範囲に及ぶことが予想されるが、その発生・移送機構や到達範囲に関する知見は少ない。そこで、地すべりチーム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を目的とする研究を行った。雪崩・地すべり研究センターでは主に融雪および降雨により発生した地すべりを対象としての統計的な分析、並びに地すべり土塊の地震波載荷試験等を行った。その結果、融雪による地すべりの発生箇所や降雨による地すべりの到達範囲、地震動の周期と地すべり斜面の特性との関係などが明らかとなった。

キーワード：流動化地すべり、発生箇所、到達範囲、発生機構

1. はじめに

地すべり土塊が流動化した場合、被害が通常想定されているものよりも広範囲に及ぶことが予想されるため、行政の関心も高まっている。しかし、その発生・移送機構や到達範囲に関する知見は少なく、どのような条件下で発生する地すべりが流動化し、到達範囲が大きくなるのかは明らかになっていないものではない。

そこで、地すべりチーム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 年度より実施した。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と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、発生箇所の地質・地形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、これらの地すべりの発生機構並びに移送・堆積機構を分析することにより、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の提案を行う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「融雪地すべり」、「豪雨地すべり」、「地震地すべり」とし、雪崩・地すべり研究センターでは主に「融雪地すべり」と「豪雨地すべり」を対象とした解析を行うとともに、地震波載荷試験による地震動周期と移動土塊の性状の関係等について検討した。

平成 23 年度は、東北地方太平洋沖地震で発生した地すべりの地形解析、並びに地すべり土塊の地震波載荷試験

を行った。平成 24 年度は、平成 24 年 3 月 7 日に融雪を主たる誘因として発生した国川地すべり（新潟県上越市）を対象事例とし、地すべりの発生および移送・堆積機構に関する調査を行った。平成 25 年度は、到達距離の長い融雪地すべりの発生箇所の特性について検討を行うとともに、国川地すべりの運動特性に関する詳細な解析、および地震波載荷試験による地震動と過剰間隙水圧の変化等に関する解析を行った。平成 26 年度は過去の災害事例に基づく融雪地すべりの到達距離の検討、及び地震を誘因とする地すべり発生機構の検討を行った。平成 27 年度は、降雨に起因する地すべりの到達範囲と地形に関する統計的分析を行った。

2. 国川地すべりの運動特性

2012 年 3 月 7 日に新潟県上越市板倉区国川地区で発生した地すべり（以下、国川地すべりとする）は、平野部の水田上を約 250m 移動し、家屋 11 棟を全半壊するとともに、県道、町道、水田、農業用水などに大きな被害を及ぼした。このような長距離かつ長期間の運動中における土塊の移動方向や移動速度、運動機構の変化などを明らかにすることは、緊急時における被災想定範囲や被災時期の予測に役立つ。そこで、ここでは現地調査、航空レーザ測量データと空中写真画像の解析をもとに国川地すべりの運動特性を分析した。また、地すべり発生時に現地にあった積雪量の推定、運動停止後の土塊と積雪の堆積構造の観察をもとに、土塊の運動に対する積雪の影響について考察を加えた。

2.2 地すべりの概要

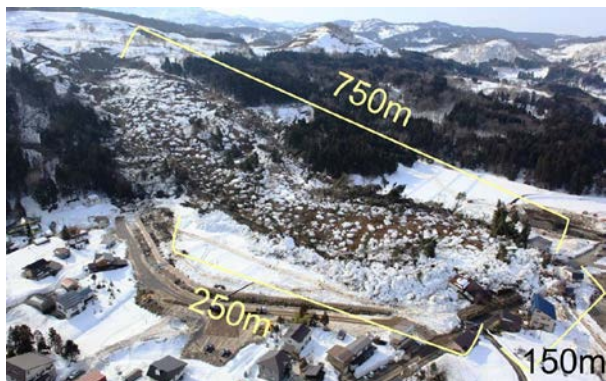


写真-1 国川地すべりの全景 (新潟県撮影)



図-1 国川地すべり周辺の地質

国川地すべりの全景を写真-1に示す。その規模は、幅約150m、長さ約500m、移動土塊量約750,000m³と推定され、地すべり末端部の移動量は約250mに達した。国川地すべり周辺の地質を図-1に示す。地すべり発生斜面の地質は、新第三紀の黒色泥岩(須川層、後期中新世～前期鮮新世)と第四紀の礫岩(猿橋層、前期更新世)であり、猿橋層は須川層を不整合に覆う。地すべり頭部付近では、北東マイナス南西走向の木成断層があり、猿橋層と須川層が木成断層で接している¹⁾。

地すべりは比高差約130m、斜面勾配約12～13°の斜面中腹部(滑落崖頂部の標高175m)で発生したものであり、その場所は山地斜面が扇状地と接する領域である。地すべりが移動した扇状地の水田は、完新世以降に発達した関川支川の扇状地の堆積物上にあり、被災した家屋のある地点までの区間の勾配は約3～4°である。

2.3 方法

2.3.1 地すべりによる地形変化と土塊の運動の解析

2007年8月26日と2012年4月19日に実施された航空レーザ測量データより地すべり発生前後の数値標高モデル(DEM)を作成した。2つのDEMをもとに地すべり発生前後の地形図と標高差分図(図-2)を作成し、地すべりによる地形変化の判読と地形変化量の計算を行った。

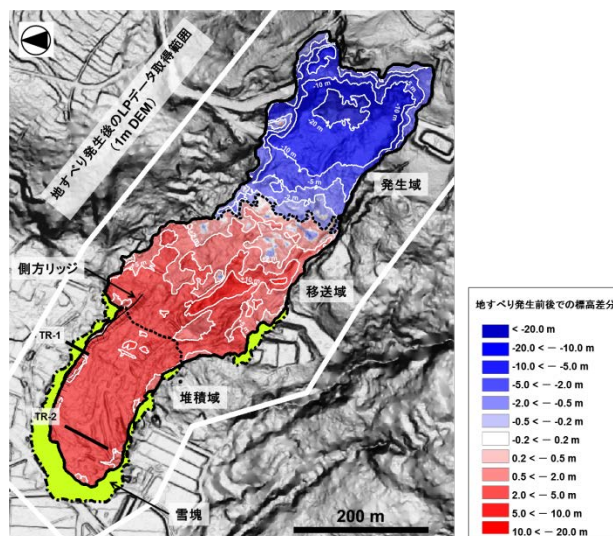


図-2 国川地すべりの発生に伴う斜面の地形変化

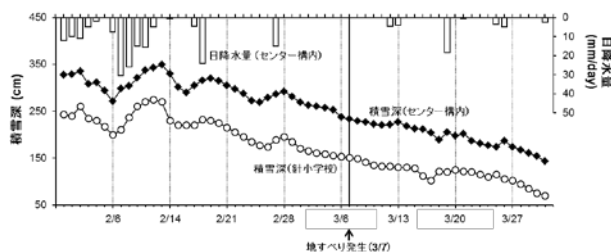


図-3 近傍の観測所における2012年2-3月の積雪深と日降水量

2012年3月14日11時と3月16日11時に地すべり斜面の垂直写真が撮影されており、地すべり土塊の運動に伴った積雪の変状や立木の移動が判読可能であった。そこで、ArcGISの画像分類ツール(対話的な教師付き分類)を用いて、両日のオルソ画像を「積雪」、「立木」、「地表面」の3領域に分類し、「積雪」と「立木」の領域をポリゴン化した。全ポリゴンの中から大きさや形状で周囲のポリゴンとの区別が容易なものを29個(A1～A29)選び、14日から16日のポリゴン重心位置の変化から土塊の移動方向と移動量を計測した。この画像解析の結果に、新潟県が3月9日以降に実施した現地観測データ(移動杭P1, P4～P9およびGPS観測点G1～G4の計11箇所)を加えて、地すべりが停止するまでの日平均移動速度の変化を解析した。

2.3.2 積雪量の推定

現地より1.8km離れた上越市立針小学校における毎日午前9時の積雪深記録と、7.0km離れた土木研究所雪崩・地すべり研究センター構内における10分毎の積雪深と降水量の記録を収集し、2012年2-3月の日最大積雪深と日降水量を計算した結果を図-3に示す。現地の水田上には3月16日時点で157cmの積雪があったことが確認されている²⁾。そこで、2観測所の3月7日から3月16日ま

での積雪深低下量より地すべり発生時の積雪深を逆算した。地すべり土塊の周囲に形成された雪塊の積雪量を推定するため、上述した垂直写真オルソ画像上で雪塊の外周縁を判読し、雪塊の底面積を計測した。

2.3.3 地すべり土塊と積雪の堆積構造調査

運動停止後の2012年4月16日に土塊側部のトレンチ断面(TR-1:図-2)で土塊と積雪の堆積構造を観察した。また、同年11月16日に土塊末端部を掘削した工事法面(TR-2:図-2)で移動土塊による元地表面の攪乱状況を観察した。

2.4 結果と考察

2.4.1 国川地すべりの運動特性

地すべり本体は、斜面中腹に形成された遷急線と斜面脚部の遷緩線から、発生域、移送域、堆積域の3つに区分された(図-4)。移送域から堆積域にかけて連続した側方リッジが形成されており、この区間では運動形態の変化がなかったことを示していると考えられる。

3月14日から3月16日までの期間、移送域(A8~A18)から堆積域中央部(A19~A24)では、斜面の傾斜方向と同じ北西方向への運動が卓越していた(図-4)。3月10

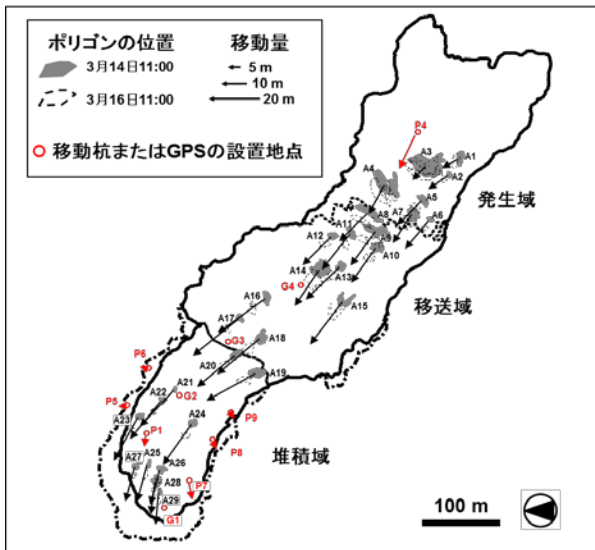


図-4 3月14日11時~3月16日11時の土塊移動ベクトル

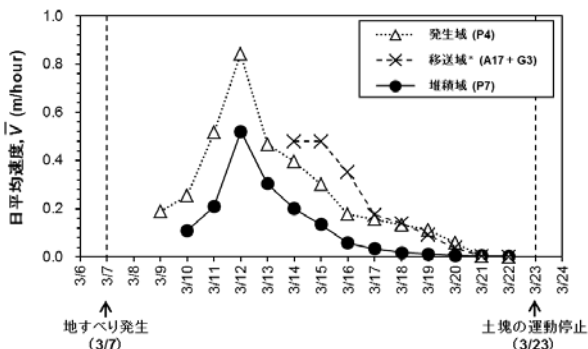


図-5 地すべり移動土塊各部における日平均移動速度の変化

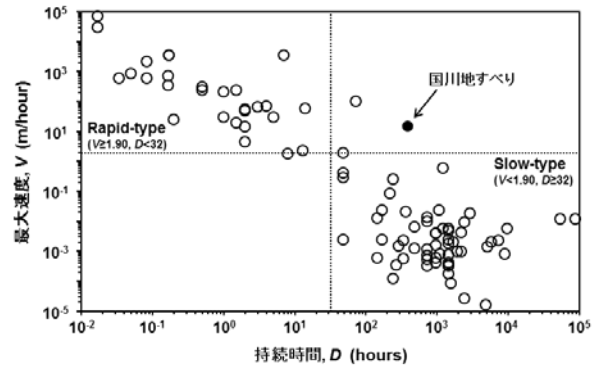


図-6 地すべり運動の最大速度と持続時間との関係(水野³⁾の第2表に速度と持続時間が記載された88事例と国川地すべりをプロットした。

なお、最大速度は時速に換算した値を示している。

日に家屋に衝突した堆積域末端部(A25~A29, P1, P7)では移動方向の偏向と減速が認められたものの、土塊は堆積域に達した後も斜面の傾斜方向に直進していたと考えられる。

土塊の移動観測を開始した3月9日から運動が停止した3月23日までの約14日間、土塊全体で日平均速度1.0m/h未満の運動が続いていた(図-5)。その一方で、水田上に滑り出した土塊は3月8日夕刻から3月9日早朝にかけて10~15m/hの速度で家屋に接近していたため²⁾、土塊末端部の移動速度は3月9日から3月10日の間に大きく減速したと考えられる。国内の地すべり120事例を分析した既往研究³⁾では、地すべり運動が最大速度10~1.5m/min(1.90m/h)と持続時間32時間を境界に2タイプに区分できるとしている。この結果と比較すると、国川地すべりは最大15m/hで移動したにもかかわらず、運動持続時間が約16日間(384時間)に及んだ点で特徴的な地すべりであったことがわかる(図-6)。3月10日から3月12日に発生域(P4)で移動速度が増加したのに並行して、堆積域(P7)の移動速度も増加していたことから(図-5)、土塊末端部では高速運動が減速した後も、発生域での地すべり運動が推力となって緩慢な運動を続けたと考えられる。

2.4.2 積雪が移動土塊の運動に及ぼした影響

3月7日から3月16日までに21~39cmの積雪深低下があったこと(図-3)から逆算すると、3月7日時点の積雪深は178~196cmとなった。これより、堆積域と雪塊が形成された範囲(底面積37,100m²)の積雪量は66,000~72,700m³と推定された。一方、雪塊(底面積9,600m²)は土塊(堆積域の平均土層厚7.2m)とほぼ同じ高さまで隆起していたため、雪塊の堆積は69,100m³と推定され、堆積域と雪塊が形成された範囲にあった積雪量とほぼ同等になった。土塊側部(TR-1)では土砂と積雪が混合せ

ずに堆積していたが、土塊は雪塊を除去するとすぐに崩落するほど不安定な状態であった。土塊末端部 (TR-2) では、元地表面下 1m 程度の範囲の沖積粘土層が土塊の移動によって削剥されていた。以上より、堆積域にあった積雪は土塊内部や底面に巻き込まれることなく周囲に押し出されたことが示された。その結果、雪塊が形成されたことによって融雪水や降雨水の土塊の側方への拡散が妨げられ、移動土塊内に水分が貯留されたことが、移動土塊が長距離移動するひとつの要因と考えられた。

3. 流動化する融雪地すべりの発生箇所と到達範囲

地すべりの誘因のひとつに融雪水の浸透があり、積雪の多い日本海側を中心に融雪地すべりが多発している。地すべりの中には、地すべり土塊が長距離を移動して甚大な被害をもたらすものがある。このような到達距離の長い地すべりの被害を軽減するためには、そのような地すべりが発生する恐れのある箇所を事前に抽出することが有効であり、その地形条件等について検討を行った。

3.1 方法

3.1.1 融雪地すべり事例の収集

災害関連緊急地すべり対策事業が申請された事例を中心に、災害報告資料や文献から、地すべりの発生年月日と発生位置が確認できる地すべり事例を収集した。収集した事例のうち、積雪地域である北海道・東北・信越・北陸地方の 12 道県で 12 月および 1~6 月にかけて発生し、積雪以外の誘因 (地震、降雨、人為的な攪乱など) を伴っていない 77 事例を「融雪地すべり」として解析対象とした。この 77 事例の地すべり発生源斜面長は 30~3,600m、地すべり土塊到達距離は 0~6,500m にわたっている。そのため、移動距離の比較のみでは、移動体の移動距離の大きさを判断できない。そこで、移動距離の大きさのより単純な尺度として、次式に表す移動係数 (Tr, mm⁻¹: 臼杵ほか⁴⁾) を用いることとした。

$$Tr=L2/L1 \dots \dots \dots (1)$$

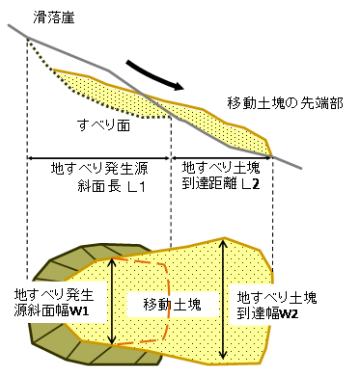


図-7 L1、W1、L2、W2の定義

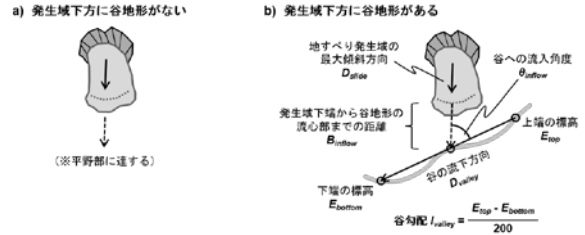


図-8 谷地形の抽出と地すべり移動体の谷への流入角度、および谷勾配の測定方法

なお、地すべり発生源斜面長 (L1)、斜面幅 (W1)、地すべり土塊の到達距離 (L2)、到達幅 (W2) の測定方法を図-7に示す。

また、移送堆積域の地形解析に際し、谷地形の抽出と地すべり移動体の谷への流入角度および谷勾配の測定方法を図-8に示す。

3.1.2 解析方法

収集した事例を見ると、長距離移動した融雪地すべり事例の大半は土塊が直下の溪流に流入し、泥石流や土石流といった流動的な運動形態に移行していた。このように、地形に規制された土塊の流動化が融雪地すべりの長距離移動の主因と考え、土塊の移動経路の違いを反映した推定結果が得られるように、解析対象範囲全域を以下の手順で「谷」、「平野」、「斜面」の3つの地形型に区分した。

まず、国土数値情報の河川データ⁵⁾から主要な河川の流路線を特定した。この流路線をGISソフトの水文解析ツールで得られる流路線と比較すると、集水面積の最小単位を0.1km²に設定した場合の結果と最も対応が良いことから、概ね0.1km²以上の規模の集水面積をもつ流路を表しているものとみなせる。

次に、10mメッシュDEMをもとに算出した平面曲率の値を基準に、河川の流路線で表されていない小規模な谷地形を抽出した。流路線の抽出には水文解析を用いるのが一般的であるが、これは集水面積を基準とするため、平坦地形や散水地形を含み流域界が不明瞭な斜面上の谷地形を抽出するには不正確さを伴う。むしろ、集水面積の大小によらずに谷地形を抽出する場合には、平面曲率が適している。平面曲率は斜面の水平断面の凹凸形状を表す地形量であり、谷地形であれば負の値をとる。算出された平面曲率が-0.01以下の明瞭な谷地形のセルのうち、100m以上連続して分布しているものを「谷」に区分した。河川の流路線が重複する場合も「谷」とした。

「谷」に区分されなかったセルについては、10mメッシュDEMから算出した斜面勾配と重ね合わせて、流路線沿いで勾配10°以下の平坦地が広がる範囲を「平野」とした。また、「谷」、「平野」のいずれにも該当しなかった

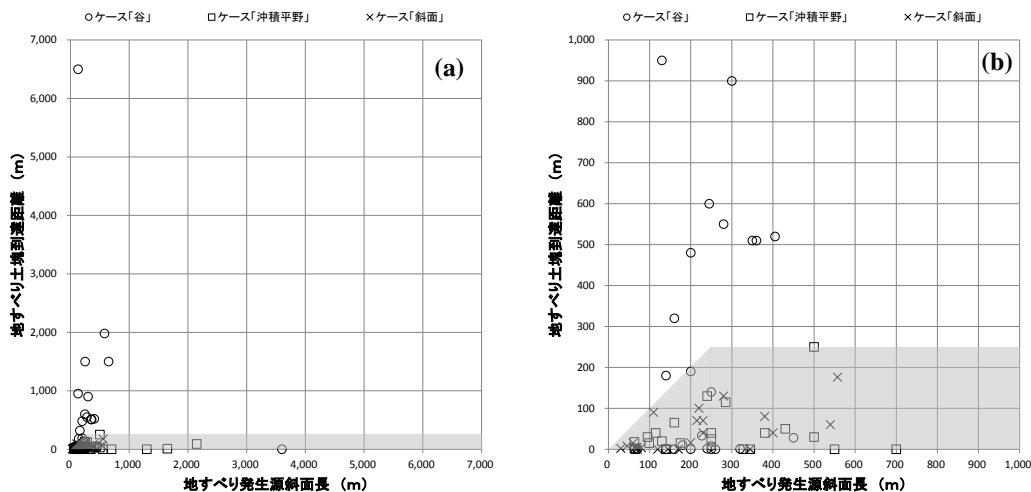


図-9 地すべり発生源斜面長と地すべり土塊到達距離の関係
 (網掛けは、土砂災害警戒区域の指定基準に相当する範囲を示す)
 (a) 全プロット、(b) 原点付近を拡大

セルは全て「斜面」に区分した。

以上の地形区分をもとに、地すべり土塊の移送堆積域がどの地形型に該当するかを判別し、77 事例を 3 グループに分けた。土塊末端部の移動がほとんどなかった事例については、発生域の末端が接するセルの地形型によって決定した。

3.2 解析結果

3.2.1 地すべり土塊到達距離と移送堆積域の地形

地すべり発生源斜面長と地すべり土塊到達距離との関係を移送堆積域の地形型別に分けて図-9 に示す。図中の網掛けの部分、土砂災害防止法に基づいて指定される土砂災害警戒区域のうち、地すべり土塊の移動範囲に相当する部分の指定基準（すなわち、地すべり区域下端から地すべり近いの長さに相当する距離(250m)を超える場合は、250m)の範囲内の区域)を満たす範囲である。土砂災害警戒区域は、技術的に予知・予測が可能な土砂災害が発生するおそれがある土地の区域として指定されるものであることから、網掛けの範囲を逸脱している場合は、地すべり土塊が想定外に長距離移動したと判断できる。図-9 から、移送堆積域の地形型が「平野」および「斜面」に区分された 48 事例は、いずれも到達距離が指定基準内であった。一方、「谷」に区分された 29 事例のうち、14 事例は到達距離が指定基準以上の地すべりであった。すなわち、到達距離が指定基準以上となる可能性があるのは、土塊の移送堆積域が「谷」である場合であった。これら 14 事例は、地すべり土塊が流動化（場合によっては土石流化）して谷を流下し到達範囲が大きくなった、いわゆる狭義の地すべりで定義される現象の範疇を超える事象

と言え、技術的に予知・予測が困難であることから、土砂災害警戒区域の指定の対象外となっているものと理解できる。

3.2.2 谷への流入角度

移送堆積域が「谷」と分類された事象について、流入角度の頻度分布を図-10 に示す。到達距離が指定基準以上であった事例は、流入角度がいずれも 70° 以下であった。地震によって発生した崩壊が土石流化した事例は、本研究と同様に流入角度が 70° 以下であったという既往研究(6)もあり、本研究の結果は地震により発生する地すべりにも適用できる可能性があると言える。

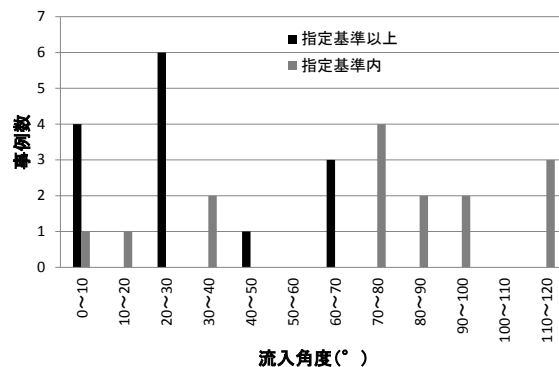


図-10 谷への流入角度の頻度分布

3.2.3 移動係数と地すべり移動体の運動形態との関係

77 事例の移動係数 Tr の頻度分布を図-11(a) に示す。 Tr 値は 0~55 の範囲にあったが、そのうち 63 事例 (82%) が $Tr \leq 1$ 、14 事例 (18%) が $Tr > 1$ であった。資料・文献中の写真や記述をもとに、臼杵ほか(4)の区分に従って移動体の運動形態を整理した結果を図-5(b) に示す。22 事

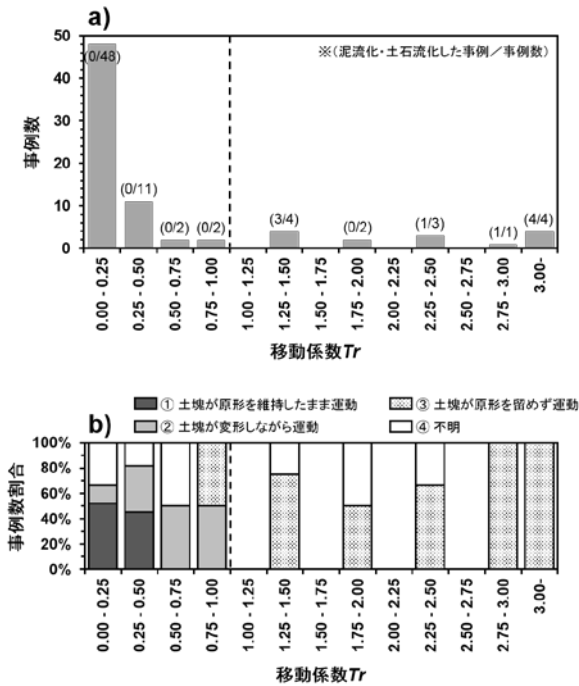


図-11 (a) 移動係数の頻度分布、(b) 移動体の運動形態の区分別 (全体の 28%) については十分な情報がなく、運動形態の区分ができなかったが、残りの 55 事例については、30 事例 (39%) が「①移動体が原形を維持したまま運動」、13 事例 (17%) が「②移動体の変形しながら運動」、12 事例 (16%) が「③移動体が原形をとどめず運動 (完全流動)」に区分された。①に区分された事例の Tr は 0.5 未満の階級にあったのに対し、②に区分された事例の Tr は 1.0 未満までの階級に、③に区分された事例の Tr 値は 0.75 以上の階級にあった。このうち、文献中に詳細な記述があり、移動体が泥流化または土石流化したことが明らかであった 9 事例についてみると、Tr は 1.3~50 の範囲にあった。このように、移動体の運動形態と Tr 値には対応関係があり、 $Tr > 1$ の事例は、移動過程で地すべり (slide) から泥流・土石流 (flow) へ運動形態が変化した事例に対応することが示された。

3.2.4 地すべり発生域の地形特性

77 事例の地すべり発生域の滑動履歴および斜面形状を表-1 に示す。 $Tr \leq 1$ の 63 事例のうち 49 事例 (78%)、 $Tr > 1$ の 14 事例のうち 13 事例 (93%) が「再活動」に区分された。そのため、移動体が長距離移動した融雪地すべりは、ほとんどが地すべり地形を呈する斜面で発生し

表-1 77 事例の地すべり発生域の地形特性

	滑動履歴		発生域の斜面形状	
	初生	再滑動	比高 ^{a)} [R_{slide} m]	平均傾斜 ^{a)} [S_{slide} degree]
$Tr \leq 1$	14 (22.2%)	49 (77.8%)	8~403 (82±72)	8.5~35.6 (17.7±6.5)
$Tr > 1$	1 (7.1%)	13 (92.9%)	34~205 (112±48)	14.5~37.9 (20.9±5.8)
Total	15 (19.5%)	62 (80.5%)	8~403 (88±70)	8.5~37.9 (18.3±6.4)

^{a)} 最小値から最大値までの範囲に加え、括弧内に平均値±標準偏差を示した。

た再活動型の地すべりであることが示された。

3.2.5 移動体の移送堆積域の地形特性

77 事例の発生域下方での谷地形の有無および移送堆積域の斜面形状を表-2 に示す。 $Tr \leq 1$ の 63 事例中 26 事例、 $Tr > 1$ の全 14 事例では、発生域下方に谷地形が認められたが、谷地形の流心部までの距離 B_{inflow} は $Tr \leq 1$ の 26 事例で 0~267m、 $Tr > 1$ の全 14 事例で 0~220m の範囲にあった。これらの 40 事例について、発生域下端から谷地形の流心部までの距離 B_{inflow} と地すべり移動体の移動距離 $L2$ の関係を比較した結果を図-12 に示す。 $Tr \leq 1$ の 26 事例のうち、発生域末端が谷地形と接していなかったもの ($B_{inflow} > 0m$) が 12 事例あった。このうち 3 事例は、移動体の末端部が谷地形まで達していたが ($B_{inflow} \leq L2$)、さらに流下することはなかった。一方で、 $Tr > 1$ の 14 事例のうち、 $B_{inflow} > 0m$ となったのは 1 事例のみであった。

地すべり移動体の谷への流入角度 θ_{inflow} と谷勾配 I_{valley} の関係を比較した結果を図-13 に示す。 $Tr > 1$ の 14 事例についてみると、 $\theta_{inflow} = 68^\circ$ を上限とし、 $I_{valley} = 0.15mm^{-1}$ を下限とする範囲に分布していた。この分布範囲は、石川 [6] が挙げた崩土が土石流化する可能性の高い地形条件である「崩壊部下流にある谷への流入角度が 70° 以下で谷勾配が 9° ($0.15mm^{-1}$) 以上」とほぼ一致していた。一方で、 $Tr \leq 1$ の 26 事例についてみると、 θ_{inflow} 値は $0 \sim 121^\circ$ 、 I_{valley} 値は $0.03 \sim 0.34mm^{-1}$ と広い範囲に分布しており $\theta_{inflow} \leq 70^\circ$ かつ $I_{valley} \geq 0.15mm^{-1}$

表-2 77 事例の移送堆積域の地形特性

	発生域下方での谷地形の有無		移送堆積域の斜面形状		
	あり	なし	谷地形の流心部までの距離 ^{a)} [B_{inflow} m]	谷勾配 ^{b)} [I_{valley} m^{-1}]	谷への流入角度 ^{b)} [θ_{inflow} degree]
$Tr \leq 1$	26 (41.3%)	37 (58.7%)	0~267	0.03~0.34 (0.14±0.08)	0~121 (53±36)
$Tr > 1$	14 (100%)	0 (0%)	0~220	0.15~0.45 (0.26±0.08)	7~68 (30±22)
Total	39 (50.6%)	38 (49.4%)	0~267	0.03~0.45 (0.18±0.10)	0~121 (45±33)

^{a)} 最小値から最大値までの範囲を示した。

^{b)} 最小値から最大値までの範囲に加え、括弧内に平均値±標準偏差を示した。

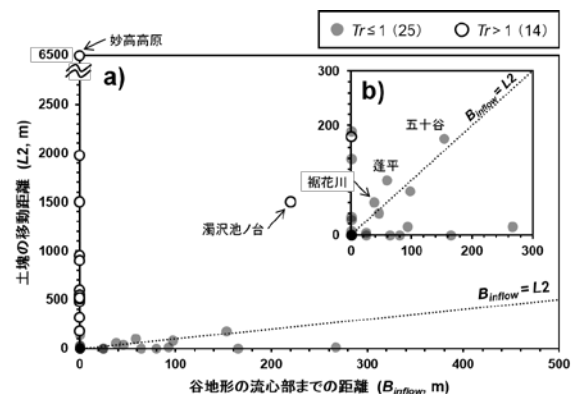


図-12 発生域下端から谷地形流心部までの距離と土塊移動距離との関係

(a) 39 事例の分布、(b) $B_{inflow} \leq 300$ 、 $L2 \leq 300$ の範囲の拡大

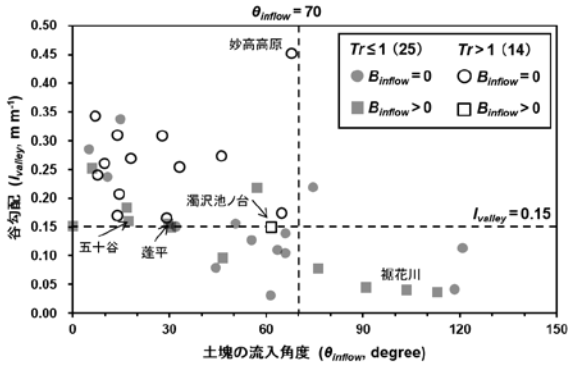


図-13 地すべり土塊の谷への交流角度と谷勾配の関係

を満たすものが12事例(うち、発生域下端が谷地形に接するものは5事例)、いずれかあるいは両方を満たさないものが14事例あった。

以上の結果より、融雪地すべりの地すべり移動体が長距離移動する場合の発生斜面は、(1)地すべり発生域下端が勾配0.15mm-1(約9°)以下の谷地形に接すること、(2)谷への流入角度が70°以下であることの2つを満たしていたことが示された。なおこれらの解析結果については、木村ら⁷⁾に詳述した。

4. 豪雨地すべりの到達範囲

3.では融雪に起因して発生した地すべりを対象とし、その地形的特性について検討を行った。ここでは降雨に起因して発生した地すべりの移送堆積域の地形や流動化状況、見通し角等に着目し、長距離移動するすべりの到達範囲を予測するための手法について検討を行った。

4.1 方法

4.1.1 豪雨地すべり事例の収集

1950年~2011年までの間に災害関連緊急地すべり対策事業が申請された事例を中心に、災害報告資料や文献から、地すべりの発生年月日と発生位置が確認できる地すべり事例を収集した。このうち、降雨に起因して発生した159事例を検討対象とした。

対象とした地すべりの発生源斜面長(L1)の範囲は15~1,400mであり、350m未満の事例が90%を占めている。また、移動係数(L2/L1)の頻度分布を図-14に、地すべ

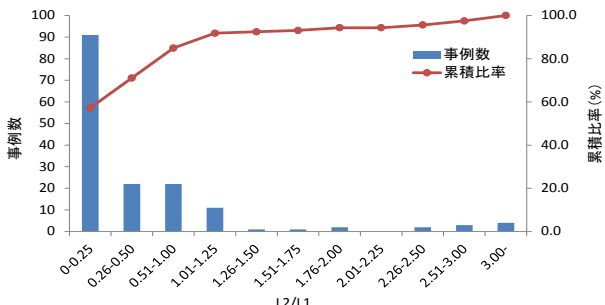


図-14 移動係数(L2/L1)の頻度分布

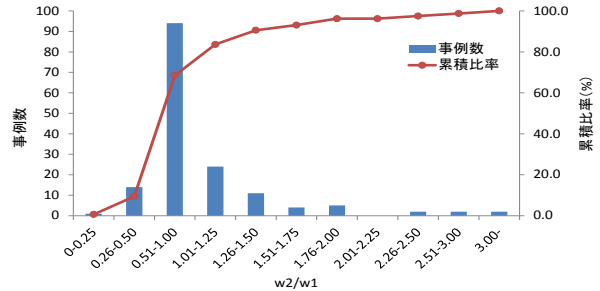


図-15 地すべり土塊の拡がり係数(W2/W1)の頻度分布

り土塊の拡がり係数(W2/W1)の頻度分布を図-15に示す。

4.1.2 解析方法

地すべり発生域と移送堆積域の地形と到達範囲との関係等を分析するため、3.1.2に記した手法と同様に、移送堆積域の地形を「谷」、「平野」、「斜面」の3つの地形型に分類した。また、地すべり斜面見通し角θは、地すべりの舌部(地すべり堆積域末端)から地すべり冠頂部を見通した角度であり、その測定方法を図-16に示す。

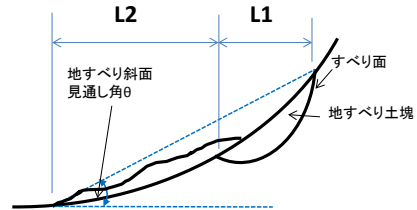


図-16 地すべり斜面見通し角θの算出方法

4.2 解析結果

4.2.1 移動係数と地すべり移動体の運動形態との関係

資料・文献中の写真や記述をもとに、臼杵(ほか⁴⁾)の区分に従って移動体の運動形態を整理した結果を図-17に示す。なお16事例(全体の10%)は運動形態の区分ができなかった。運動形態区分ができた事例だけを見ると、移動係数(Tr)が1を超えた事例のほとんどは融雪地すべりと同様に土塊が原形を留めず運動したものであった。

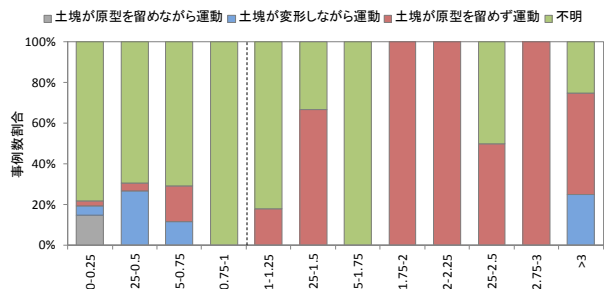


図-17 移動体の運動形態の区分

4.2.2 地すべり土塊到達距離と移送堆積域の地形

移動係数(Tr)が0.1以上の事例を対象とし、地すべり発生源斜面長と地すべり土塊到達距離との関係を移送堆積域の地形型別および流動化の有無別に分けて図-19に示す。なおここでは、“土塊の一部または全部が流体の

ように地形に沿って流れる現象が地形図、写真当で確認

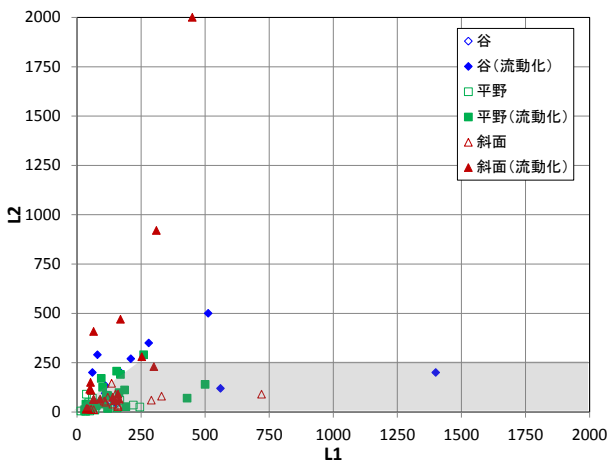


図-18 L1 と L2 の関係 (Tr ≥ 1 を抽出)

できる”事例を流動化した事例として判別した。

L2 ≥ L1、もしくは移動距離が 250m を超えた事例は、融雪地すべりと異なり、移送堆積域の地形型が「谷」、「平野」、「斜面」それぞれで見られた。また、これらの事例のほとんどは流動化した事例として判別されており、いわゆる狭義の地すべりで定義される現象の範疇を超えた現象と捉えることが妥当であると考えている。

4.2.3 地すべりの到達範囲

移動係数 0.1 以上の事例について、L1 と地すべり斜面見通し角 (θ) との関係を送送堆積域の地形別に整理して図-19 に、また、地すべり移動土塊拡がり係数と θ との関係を図-20 に示す。なお、流動化と判別された事例は、図中で着色したプロットで示した。

図-19 より地すべり斜面見通し角 θ の最小値は、「平野」が約 6° 、「谷」が約 8° 、「斜面」が約 10° であった。この θ は、対象とした事例の中で分類した移送堆積域の各地形における地すべり移動土塊の最大到達地点を示すものであり、地すべりによる変状を感知した直後において、L1 が不明であっても、最大到達範囲を予測する上で参考にできるものと考えている。また、図-20 より、拡がり係数は概ね 1.0 前後に集中するが、 θ が大きくなるに従って拡がり係数の下限値は大きくなる傾向がみられた。また、流動化した事例では拡がり係数が大きくなる傾向がみられた。

長距離移動した事例の特徴を見るために、図-19 の横軸を地すべり土塊の到達距離 (L2) に置き換えて図-21 に示す。移動距離が 250m を超える長距離移動した事例はいずれも流動化した事例であった。また、L2 と拡がり係数の関係を整理した図-22 より、移動距離が 250m 以上の事例は拡がり係数が 1.0 以上であった。

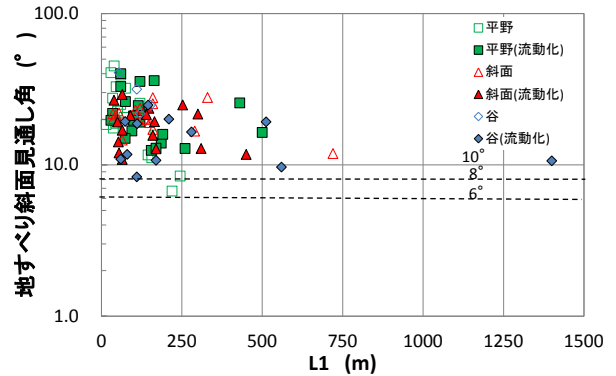


図-19 L1 と地すべり斜面見通し角 θ との関係

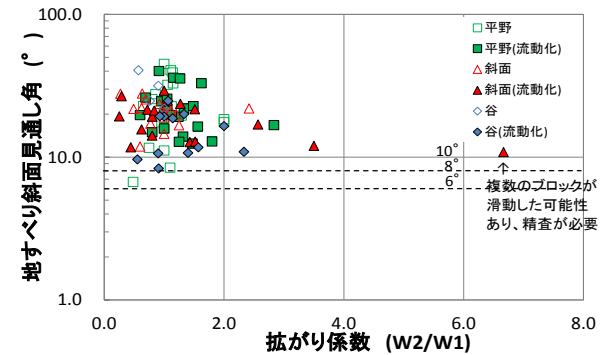


図-20 移動土塊拡がり係数と斜面見通し角 θ との関係

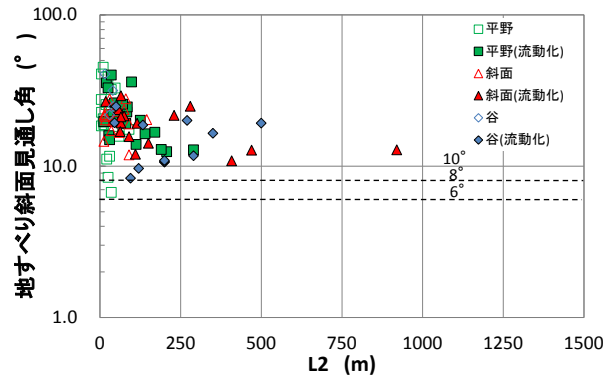


図-21 L2 と地すべり斜面見通し角 θ との関係

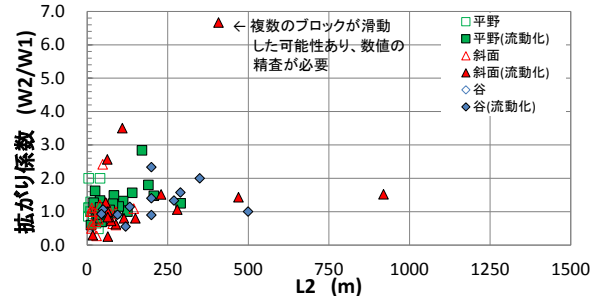


図-22 L2 と移動土塊拡がり係数との関係

豪雨地すべりが流動化し長距離移動する条件については今後の検討課題であり、発生域と移送堆積域の地形、集水条件、土質や運動メカニズムの面からの検討が必要であると考えている。

5. 地震を誘因とする地すべり発生機構の検討

近年、新潟県中越地震、岩手・宮城内陸地震、東北地方太平洋沖地震などの大きな地震が発生し、数多くの地すべり災害が引き起こされている。地震による地すべりの発生原因として、地震動による斜面内の過剰間隙水圧の上昇⁹⁾や、繰り返しせん断変位によるせん断強さの低下¹⁰⁾が指摘されている。また、地震による地すべりの発生には、地震動の周期特性が影響する¹¹⁾という指摘がある。そこで、これらの指摘を踏まえ、地震を誘因とする地すべりの発生機構を明らかにするために、地震時の地すべり土塊のせん断挙動解明のための地震動載荷試験及び斜面への入力地震動と斜面の振動との関係を検討した。

5.1 地すべり土塊の地震波載荷試験

地震時の地すべり斜面内における土塊のせん断挙動を明らかにするために、地震により地すべりが発生した斜面から試料を採取し、地震動を載荷した繰り返し三軸試験を実施した。

5.1.1 試料

試料は、平成23年東北地方太平洋沖地震で地すべりが発生した3箇所（栃木県那須烏山市藤田地区、福島県白河市北ノ入地区、同葉ノ木平地区）の各地すべりにおける斜面上部のすべり面付近から採取した攪乱試料である。表-3には、各試料の物理試験結果を示した。なお、繰り返し三軸試験では、礫分を取り除くために425 μ mのフルイを通過させスラリー化した試料を用いた。

表-3 試料の物理試験結果

地すべり名	藤田	北ノ入	葉ノ木平
土粒子の密度 (g/cm ³)	2.694	2.614	2.666
自然含水比 (%)	80.7	94.1	87.9
礫分 (2~75mm) (%)	0.0	0.0	0.0
砂分 (0.075~2mm) (%)	18.3	4.9	2.8
シルト分 (0.005~0.075mm) (%)	36.9	27.0	24.3
粘土分 (0.005mm未満) (%)	44.8	68.1	72.9
最大粒径 (mm)	0.850	0.850	0.425
50%粒径 (mm)	0.0070	0.0016	0.0016
液性限界 (%)	118.6	88.4	97.3
塑性限界 (%)	51.1	49.2	40.9
塑性指数	67.5	39.2	56.4
地盤材料分類名	砂質火山灰質粘性土	火山灰質粘性土	火山灰質粘性土

5.1.2 試験方法

供試体は、予備圧密した試料を整形して作成した。また、試験では、二酸化炭素と脱気水により供試体の飽和化を行い、間隙水圧係数 $B \geq 0.95$ を示す飽和状態を確認した。

表-3に示した藤田、北ノ入、葉ノ木平地区の地すべり発生斜面は、現地調査等により地すべり履歴がない斜面であると推定された。このため、採取した試料が不攪乱の状態に近づくように、供試体の過圧密比を2.0に設定

した。また、せん断試験では、地すべり発生斜面における地震による土塊内の応力状態について検討するため、滑動力が作用している状態での地震波載荷試験を行った。

表-4は、せん断開始時の各応力条件を示したものである。試験では、滑動力が作用している状態での圧密状態を再現するため、圧密条件は軸応力に初期せん断応力を加えた異方圧密とした。なお、圧密時には等方圧密後に初期せん断力を加えて異方圧密状態にし、せん断試験時は過圧密比2.0の状態にするため、圧密時の1/2の応力状態にしている。

表-4 せん断開始時の応力条件

地すべり名	鉛直応力 σ_{vc} (kPa)	水平応力 σ_{hc} (kPa)	せん断開始時平均有効主応力 $(\sigma_{vc} + 2\sigma_{hc})/3$ (kPa)	せん断開始時主応力比 σ_{vc}/σ_{hc}
藤田	150	75	100	2.0
北ノ入	150	75	100	2.0
葉ノ木平	166	67	100	2.5

図-23、24には、供試体に載荷した地震波を示した。供試体に載荷した地震波は、試料採取地最寄りの観測地のものを用いた。藤田地区の供試体には、図-23に示した東北地方太平洋沖地震波 TCGH13 N-S成分を、北ノ入地区と葉ノ木平地区の供試体には図-24に示したFKS016 N-S成分をそれぞれ載荷した。

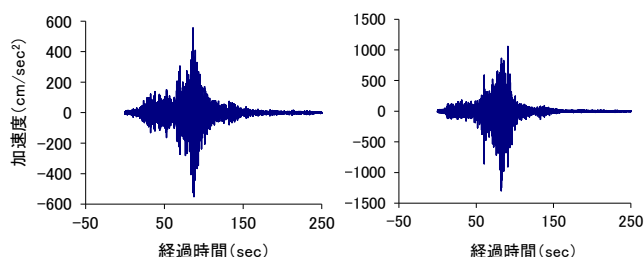


図-23 TCGH13 N-S成分 図-24 FKS016 N-S成分

5.1.3 試験結果

図-25~27は、各地区の試験結果を示したものである。過剰間隙水圧は繰り返し軸差応力の増大とともに増大し、繰り返し軸差応力が減少した後でも最大値付近で推移している。繰り返し軸差応力が最大となった付近から軸ひずみは急激に増大しており、この時点で供試体が破壊された。

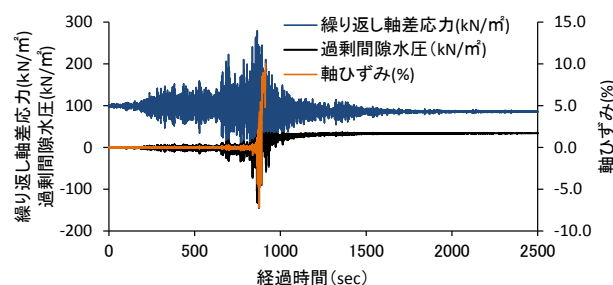


図-25 地震波載荷試験結果 (藤田地区)

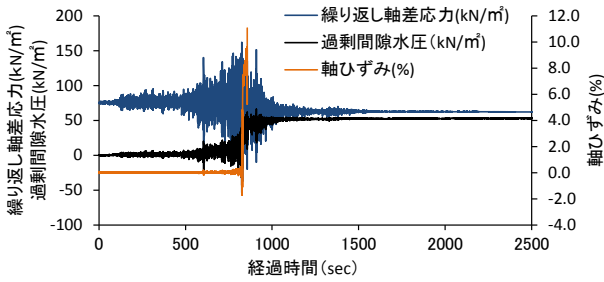


図-26 地震波載荷試験結果 (北ノ入地区)

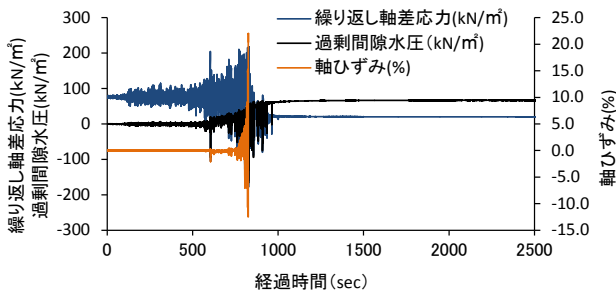


図-27 地震波載荷試験結果 (葉ノ木平地区)

図-28～30 には、各地区の供試体内における平均有効主応力経路を示した。図中の直線は破壊線を表している。平均有効主応力経路は平均有効主応力の低下に伴って破壊線に近づき接触した後、破壊線上に沿わず、それから離れている。この一連の挙動は、繰り返し軸差応力がピークに達した後に、供試体の破壊後のひずみの進行により破壊線の勾配 (ϕ') が低下していることを示すものである。

図-31～33 には、平均有効主応力減少比の経時変化を示した。平均有効主応力減少比とは、初期平均有効主応力から現在の平均有効主応力までの減少量を初期平均有効主応力で無次元化した指標であり、1 に近づくほど有効主応力はゼロに近く液状化していることを示す。平均有効主応力減少比の上昇は供試体の破壊前から生じており (せん断強さの低下が生じている)、破壊後に急激な増加を示し、大きな状態 (せん断強さが低下した状態) は地震波が停止した後も続いていることが分かる。このことにより、藤田、北ノ入、葉ノ木平の各現場では、地震が収束した後も斜面の不安定化した状態 (せん断強さが低下した状態) が続いたため、地すべりが発生したと考えられる。

5.2 地震動の周期特性

斜面への入力地震動と斜面の振動との関係を検討するために、地震動を最も特徴づけるといわれている周期特性について地すべり多発地での地震動をもとに検討した。

5.2.1 研究方法

地すべり多発地での地震動として、新潟県上越市安塚での国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網

(K-NET 安塚) における観測データを用いた。安塚は新潟県東頸城地域に位置しており、新第三紀の泥質岩が分

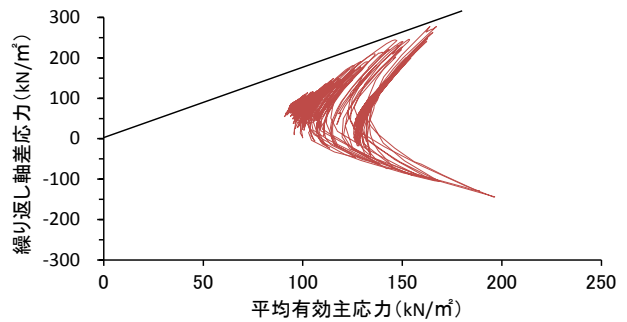


図-28 平均有効主応力経路 (藤田地区)

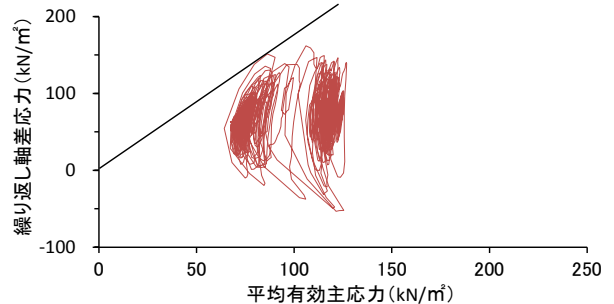


図-29 平均有効主応力経路 (北ノ入地区)

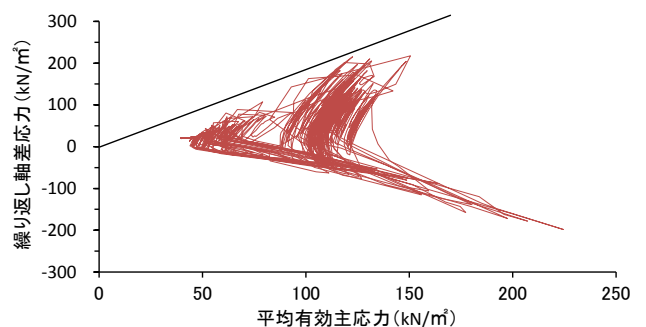


図-30 平均有効主応力経路 (葉ノ木平地区)

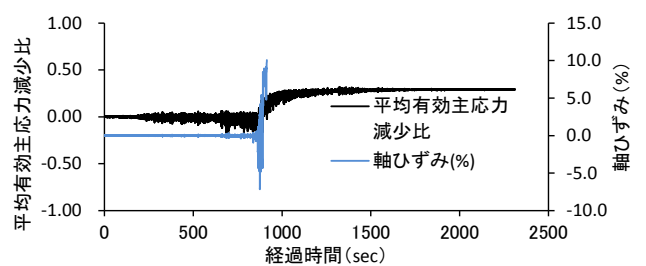


図-31 平均有効主応力減少比の経時変化 (藤田地区)

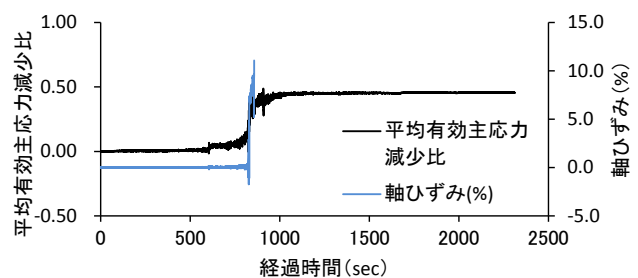


図-32 平均有効主応力減少比の経時変化 (北ノ入地区)

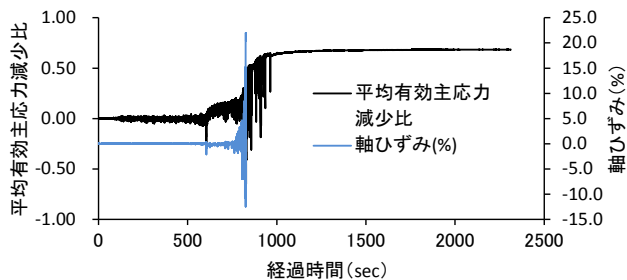


図-33 平均有効主応力減少比の経時変化
(葉ノ木平地区)

布する第三紀層地すべりの多発地である。

表-5は、検討に用いた地震について示したものである。地震は、2004～2011年に発生した計測震度3.1～5.5の7事例である。地震波は、国立研究開発法人防災科学技術研究所の解析プログラムSMDA2を用いて、地震動の主要部分を含む観測時間100秒のデータを抽出し、フーリエ・スペクトルを計算した。なお、フーリエ・スペクトルの平滑化は、Hanningにより行った。また、水平動フーリエ・スペクトルは、NS成分とEW成分の二乗和の平方根とした。

表-5 検討に用いた地震 (K-NET 安塚)

No.	地震名	発生日年月日	発生時刻	計測震度
1	中越地震本震	2004.10.23	17:56	4.9
2	中越地震余震 I	2004.10.23	18:01	3.7
3	中越地震余震 II	2004.10.23	18:32	5.5
4	能登半島地震	2007. 3.25	9:42	3.5
5	中越沖地震	2007. 7.16	10:13	4.8
6	東北地方太平洋沖地震	2011. 3.11	14:47	3.1
7	長野県北部地震	2011. 3.12	3:59	4.7

5.2.2 研究結果

5.2.2.1 地震動の周期特性

表-5に示した地震の周期特性を検討するために、水平動、上下動の各フーリエ・スペクトル、H/Vスペクトル比をそれぞれ求めた。

図-34～36は、地震動の水平動、上下動の各フーリエ・スペクトル、H/Vスペクトル比をそれぞれ示したものである。なお、H/Vは水平動と上下動のフーリエ・スペクトル比 (以後、H/Vとする) であり、地盤の硬軟や地震波の増幅倍率との間に強い相関があるといわれている¹¹⁾。地震動の水平動及び上下動のフーリエ・スペクトル (以後、水平動値、上下動値とする) は、地震毎に形状や振幅が異なっている。これは、地震波の周期特性が地盤の応力の増大に伴う非線形挙動や地震の規模により異なるためと考えられている¹²⁾。それに対してH/Vスペクトル比は、他の観測地点と同様に形状、振幅とも地震によらず変動幅が水平動や上下動に比べて小さくなっている¹³⁾。これは、地震動の水平動、上下動の各フーリエ・スペクトルよりH/Vスペクトル比の周期特性の方が、観

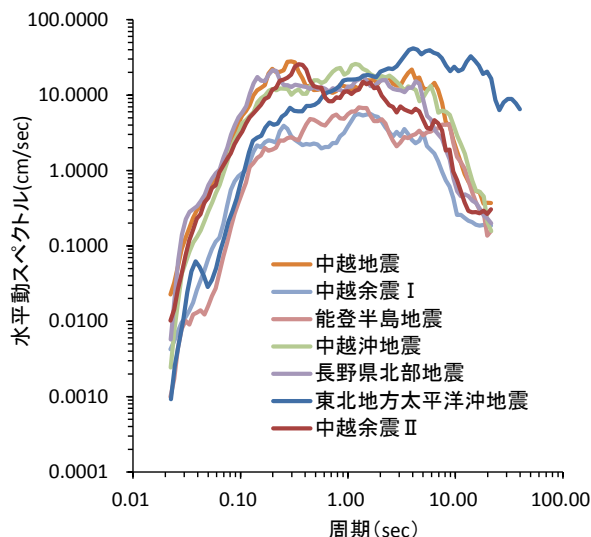


図-34 地震動の水平動フーリエ・スペクトル

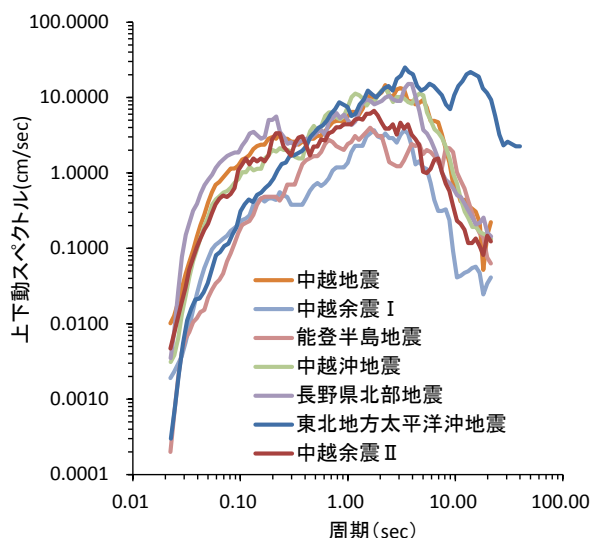


図-35 地震動の上下動各フーリエ・スペクトル

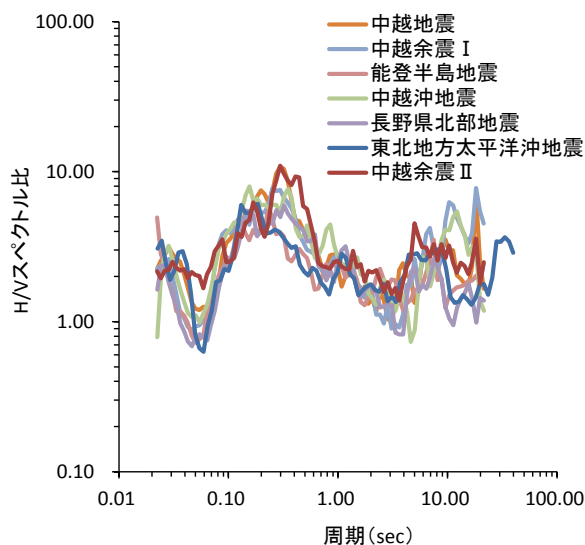


図-36 地震動のH/Vスペクトル比

測

地点の地盤特性をより強く反映するためと考えられている¹²⁾。

図-37には、水平動最大値と水平動最大値が発生した周期、その地震の計測震度との関係を示した。周期が約4秒に位置する地震は東北地方太平洋沖地震であり、この地震は他の6事例が内陸型であるのに対して海溝型であるために、他の地震とは異なった周期を示したものと考える。東北地方太平洋沖地震のデータを除いた場合、水平動の最大値は、計測震度の増大とともに大きくなる傾向がある。また、水平動最大値が発生した周期は、水平動最大値の増大とともに小さくなる傾向がある。

図-38は、上下動最大値と上下動最大値が発生した周期、その地震の計測震度との関係を示したものである。上下動最大値は、その発生した周期、その地震の計測震度との明瞭な関係は認められない。また、図-37、38からは、水平動や上下動の最大値は、その発生した周期が同じ観測地点であっても地震毎に異なっていることが分

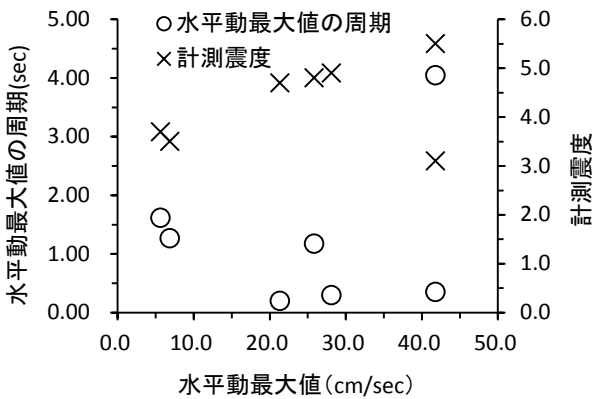


図-37 水平動最大値とその最大値及び

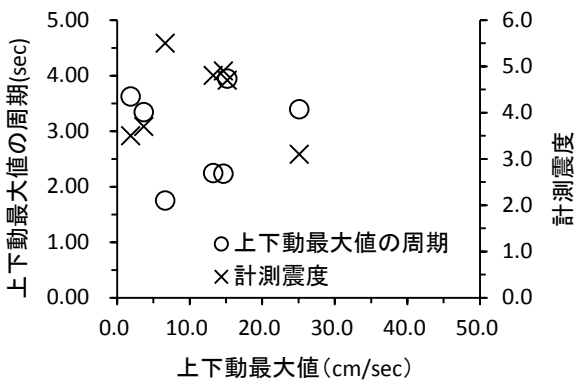
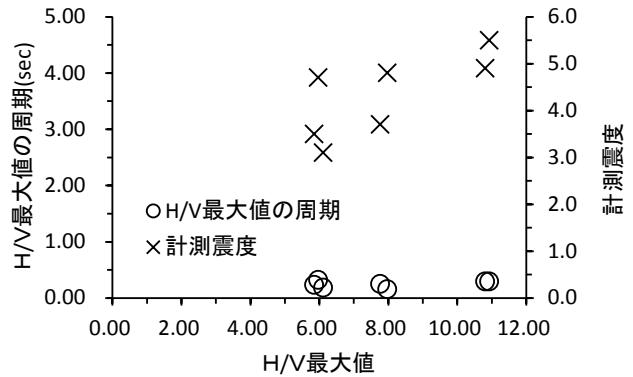


図-38 上下動最大値とその最大値及び

地震の計測震度との関係

図-39には、H/V最大値とH/V最大値が発生した周期（以後、固有周期とする）、その地震の計測震度との

関係を示した。H/V最大値は、計測震度の増大にともない大きくなる傾向がある。H/V最大値はほぼ0.1~0.3秒の範囲の周期で発生しており、固有周期の変動範囲は水平動や上下動の最大値が発生したものに比べて狭い。また、固有周期は、各地震に関係なくほぼ一定の範囲内に収まっていることが分かる。固有周期は地盤毎にほぼ決まっており、地盤の固有周期がそこに入力される地震動の卓越周期と一致した場合、共振が起こり、地盤の振

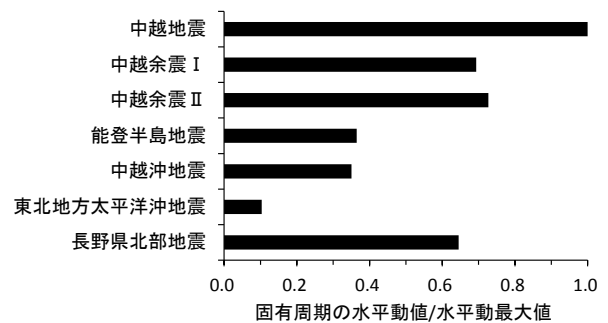


動が大きくなると考えられている¹¹⁾。

図-39 H/V最大値とその最大値及び

地震の計測震度との関係

図-40は、各地震の固有周期における水平動値/水平動最大値の値を示したものである。この値は0.1~1.0を示しており、約1.0となった中越地震では固有周期と水平動の最大値の発生周期がほぼ同じであり、上下動に比べて水平動が特に大きくなったことが分かる。それに対して、東北地方太平洋沖地震ではこの値が0.1となっており、固有周期での水平動より他の周期で発生した水平動の方が大きかったことが分かる。この他、水平動最大値は、固有周期以外で発生している場合が多いことが分か



る。

図-40 各地震の固有周期における

水平動/水平動最大の値

5.2.2.2 地震動の周期と地すべりの変動

地震動が地すべりの変動に及ぼす影響を調べるために、地震動の固有周期と地すべり斜面に設置されたパイプひずみ計の変動量との関係について検討した。

5.2.2.2.1 検討に用いた地すべりの概要

検討に用いた柳原地すべりは、新潟県上越市安塚区に設置されている国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網K-NET 安塚の位置から南東方向に約5.8km離れた山間部に位置している。また、柳原地すべりの周辺には、地すべり地形が数多く分布している。

本地すべりの規模は、長さ約450m、幅約70m、斜面勾配約10~20°、移動層の厚さ約4~7mであり、粘性土の地すべりである。また、基盤岩の地質は、新第三紀の黒色泥岩である。

図-41には、柳原地すべりの主側線縦断面におけるパイプひずみ計の設置位置を示した。パイプひずみ計の変動量は、降雨時に斜面上部では推定すべり面より浅い軟質な地層で、斜面中間部と下部ではすべり面付近で、それぞれ観測されている。なお、検討に用いたパイプひずみ計は、斜面上部に位置している。

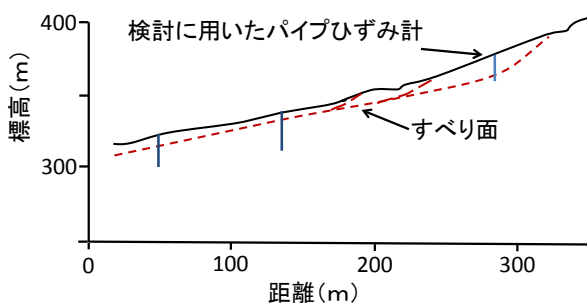


図-41 柳原地すべり主側線縦断面におけるパイプひずみ計の設置位置

5.2.2.2.2 地震動の周期と地すべりの変動

表-6は、地すべり斜面に表-5で示した地震波が入射した時の水平動値と、柳原地すべりの斜面上部におけるすべり面でのパイプひずみ計の変動量（以後、ひずみ変動量とする）との関係を示したものである。なお、ひずみ変動は柴崎ほか¹⁴⁾であり、中越地震と中越余震I、IIの後、中越沖地震、東北地方太平洋沖地震と長野県北部地震の後の観測値である。また、地すべり移動層の固有周期は、川邊が由比地すべり（静岡県の泥質岩

表-6 地すべり地における地震と地すべり変動との関係

地震名	水平動最大値 (cm/sec)	水平動最大値発生周期 (sec)	固有周期 (0.09sec) での水平動値 (cm/sec)	すべり面でのパイプひずみ計変動量 (μ)
中越地震	28.1	0.3	3.1	324
中越余震 I	5.6	1.6	0.7	
中越余震 II	25.7	0.3	2.2	
能登半島地震	6.9	1.3	0.3	-
中越沖地震	25.8	1.2	2.6	847
東北地方太平洋沖地震	41.8	4.0	0.4	-
長野県北部地震	21.3	0.2	4.0	2530

を起源とする風化岩すべり)で求めたデータ¹⁴⁾を参考にして0.09秒とした。

ひずみ変動が示されている地震の水平動最大値は、大きい方から中越地震、中越沖地震、中越地震余震II、長野県北部地震の順になっている。また、ひずみ変動量は固有周期での水平動値が最も大きい長野県北部地震が一番大きくなっている。なお、柳原地すべり周辺では3月11日の東北地方太平洋沖地震時には地すべりが多発していないのに対して、3月12日の長野県北部地震時には地すべりが多発している⁸⁾。このことから、長野県北部地震後に観測されたひずみ変動量は、東北地方太平洋沖地震の影響によるものではなく、長野県北部地震の影響によるものと考えた。

以上のことから、地すべり斜面の変動には、柴崎ほか¹⁴⁾が示したように¹⁴⁾移動層の固有周期と同じ地すべり斜面に入射する周期の水平動値が関係することが考えられる。

5.2.3 まとめ

地震を誘因とする地すべりの発生機構を明らかにするために、地すべり土塊の地震波載荷試験と地震動の周期特性についての検討を行った。その結果、地すべり土塊の地震波載荷試験結果からは、平均有効主応力減少比の増加が供試体の破壊前から生じており（せん断強さの低下が生じている）、破壊後に急激な増加を示し、平均有効主応力減少比の大きな状態（せん断強さが低下した状態）は地震波が停止した後も続いていることが分かった。また、地震動の周期と地すべりの変動の検討結果からは、地すべり斜面の変動には、移動層の固有周期と同じ地すべり斜面に入射する周期の水平動値が関係することが考えられた。

これらのことから、地震による地すべりの発生機構として、以下のことが考えられる。すなわち、地すべり斜面内に入射してくる地震動の最大値発生周期と地すべり斜面の固有周期が一致した場合に、斜面に大きな揺れが生じる。この大きな揺れは、滑動力の増大と斜面内に高い過剰間隙水圧を発生させる（土塊のせん断強さを低下させる）。この状態（せん断強さが低下した状態）は地震波が停止した後も続くことから、斜面が不安定化し、地すべりが発生すると考えられる。

今後は、地震による地すべり発生機構を解明するために、地震動を含めた地すべり動態観測を実施し、さらに検討を進める必要がある。また、今回の検討では、国立研究開発法人防災科学技術研究所の震動観測

データ及びその解析プログラムを利用させていただいた。ここに、感謝の意を表す。

N. まとめ

地すべり土塊がその移動過程において泥流や土石流などに変化するなどして流動化した場合には、その到達範囲や被害は通常想定している現象よりも広範囲に及ぶ。しかし、その発生場所・発生条件や到達範囲に関する知見は少なく、これらについて明らかにすることを目的として、本研究では移動距離が長い地すべり発生後の移動体の詳細な観察、過去の事例を元にした地すべり誘因別の統計的な解析・検討、そして地震周期と斜面特性の関係検討などを行った。

その結果、限られた事例ではあるが、長距離移動した地すべりの移送堆積機構や移動土塊内部の水分状況を推察することができた。

融雪地すべりについて統計的に検討した結果、地すべり発生減斜面長を超えて長距離移動した地すべり 14 事例の移送堆積域には共通した地形的特徴があることを明らかにした。豪雨地すべりについては、移送堆積域の地形型別に地すべり斜面見通し角の最小値をもって地すべり移動土塊の最大到達地点を示すことができる可能性があることを示した。これらの結果は、地すべりの変状が覚知された後の応急緊急対応時などの場面において地すべり移動土塊の最大到達範囲を予測する上での参考にできるものと考えている。

さらに、地震波荷重試験の結果、地すべり斜面への入射地震動の最大値発生周期と地すべり斜面の固有周期が一致した場合に斜面に大きな揺れが生じ、過剰間隙水圧が発生し斜面の不安定化に繋がる可能性があることなどを示した。

地すべりが流動化し長距離移動する条件については今後の検討課題であり、発生域と移送堆積域の地形のほか、集水条件、土質や運動機構等の面からの検討が必要である。

参考文献

1) 丸山清輝・野呂智之・木村諱・畠田和弘：平成 24 年 3 月 7 日新潟県上越市国川で発生した地すべり、新潟応用地質研

- 究会誌、第 78 号、pp.7~14
- 2) 香月智・桜井正明：上越地すべり災害調査報告、http://www.jsce.or.jp/branch/kanto/index_topics/20120328_jishin_jouetsu.pdf (土木学会関東支部ホームページ)
- 3) 水野恵司：速度と持続時間の頻度分布にもとづいたランドスライドの分類、地理学評論、Vol.62、No.A-4、320-331、1989
- 4) 臼杵伸浩・田中義成・水山高久：移動距離の長い地すべりの実態、砂防学会誌、Vol.57、No.5、pp.47-52、2005
- 5) 国土交通省国土政策局：国土数値情報河川データ、<http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/jpgis/datalist/KsjTmplt-w05.htm>、2007
- 6) 石川芳治：地震による土石流の発生に係わる地形・地質条件、砂防学会誌、Vol.49、No.5、pp.24-29、1999
- 7) 木村諱・桂真也・丸山清輝・石田孝司：長距離移動した融雪地すべりの発生域・移送堆積域の地形特性、日本地すべり学会誌、Vol.53、No.2、pp.31-42、2016
- 8) 丸山清輝・中村 明・野呂智之・ハスパートル：平成 23 年 3 月 12 日 長野県北部を震源とする地震により発生した斜面災害、砂防学会誌、Vol.64、No.2、pp.39-44、2011.
- 9) 佐々恭二・福岡 浩・汪 発武・王功輝：平成 16 年新潟県中越地震により発生した再滑動地すべり地における高速地すべり発生・運動機構、第 44 回日本地すべり学会研究発表会講演集、pp.59-62、(社)日本地すべり学会、2005 年 8 月。
- 10) 熊崎直樹・鳥羽瀬孝臣・柏柳正之・秦野輝儀・水橋勇太郎：地震時の地すべり面強度低下とこれを考慮した斜面安定性評価、第 37 回岩盤力学に関するシンポジウム講演集、pp.193-198、(社)土木学会、2008 年 1 月。
- 11) 川邊 博：斜面表層の振動特性と不安定化、日本地すべり学会誌、第 42 巻第 2 号、pp.10-12、2005.
- 12) 大熊祐輝・松岡昌志・山崎文雄・原田隆典：宮崎県における常時微動 H/V を用いた地震動の推定、土木学会論文集、No.696/I-58、pp.261-272、2002.
- 13) 中村 豊：H/V スペクトル比の基本構造、物理探査学会地震防災シンポジウム、pp.1-6、2008/1/25.
- 14) 柴崎宣之・石井靖雄・阿部大志・片岡正次郎：地震動の加速度・卓越周期が地すべり変動に与える影響、第 53 回日本地すべり学会研究発表会講演集、pp.17-18、平成 26 年 8 月。

RESEARCH ON PREDICTION OF OCCURRENCE SITES AND RUNOUT RANGES OF LANDSLIDES WITH HIGH MOBILITY

Budget : Grants for operating expenses
General account

Research Period : FY2011-2015

Research Team : Erosion and Sediment Control
Research Group (Snow Avalanche
and Landslide Research Center)

Author : ISHIDA Koji
MARUYAMA Kiyoteru
KATSURA Shin'ya

Abstract :

Key words : landslide with high mobility, occurrence location, runout range, occurrence mechanism