

積雪荷重が作用した地すべり運動の  
長期動態観測に基づく研究

岡 本 隆

2 0 1 9

# 目次

|                                    |           |
|------------------------------------|-----------|
| <b>第1章 序論</b>                      | <b>1</b>  |
| 1.1 研究の背景                          | 1         |
| 1.1.1 日本列島の地質と気候                   | 1         |
| 1.1.2 防災学としての地すべり研究の必要性            | 1         |
| 1.1.3 地すべりの定義と分類                   | 2         |
| 1.2 雪と地すべりに関する既往研究                 | 5         |
| 1.2.1 雪を起因とする地すべりの実態               | 5         |
| 1.2.2 融雪浸透による地すべり                  | 5         |
| 1.2.3 積雪荷重による地すべり                  | 8         |
| 1.3 地すべりに対する観測研究の意義                | 8         |
| 1.3.1 地すべり観測の位置付け                  | 9         |
| 1.3.2 地すべり観測技術の変遷                  | 10        |
| 1.4 本研究の目的と構成                      | 11        |
| <b>第2章 地すべり試験地および自動観測システム</b>      | <b>15</b> |
| 2.1 概説                             | 15        |
| 2.2 伏野地すべり試験地                      | 15        |
| 2.2.1 新潟県に分布する第三紀層地すべりの特徴          | 15        |
| 2.2.2 伏野地すべりの概要                    | 16        |
| 2.2.3 観測体制                         | 21        |
| 2.3 Roesgrenda 地すべり試験地             | 30        |
| 2.3.1 クイッククレイ地すべり                  | 30        |
| 2.3.2 Roesgrenda 地すべりの概要           | 31        |
| 2.3.3 観測体制                         | 37        |
| <b>第3章 伏野地すべり試験地における積雪分布</b>       | <b>42</b> |
| 3.1 本章の目的                          | 42        |
| 3.2 航空レーザ測量による積雪深分布の計測             | 42        |
| 3.2.1 積雪深分布の計測に関する既往研究             | 42        |
| 3.2.2 計測方法                         | 43        |
| 3.3 積雪深の分布特性                       | 45        |
| 3.3.1 航空レーザ測量結果に基づく積雪深分布図の作成と精度の検証 | 45        |
| 3.3.2 積雪深の分布に及ぼす地形効果               | 49        |
| 3.3.3 気象露場で観測される積雪深の代表性に関する検証      | 51        |

|   |           |
|---|-----------|
| 3.4 結論 .....                            | 53        |
| <b>第4章 積雪荷重による地すべり活動の抑制 .....</b>       | <b>54</b> |
| 4.1 本章の目的 .....                         | 54        |
| 4.2 伏野地すべりの動態に関する観測結果 .....             | 54        |
| 4.2.1 地表面到達水量 ( <i>MR</i> ) 概念の導入 ..... | 54        |
| 4.2.2 移動量および間隙水圧 .....                  | 54        |
| 4.3 地すべり土塊の移動・変形過程 .....                | 61        |
| 4.3.1 地すべりの移動と変形 .....                  | 61        |
| 4.3.2 一次元変形解析 .....                     | 61        |
| 4.3.3 累積変位量の軌跡解析 .....                  | 64        |
| 4.3.4 土塊の変形に寄与する誘因の考察 .....             | 67        |
| 4.4 積雪荷重による地すべり活動の抑制効果 .....            | 72        |
| 4.4.1 積雪荷重による有効応力とせん断応力の増加 .....        | 73        |
| 4.4.2 積雪層による地表面の間接的連結作用 .....           | 77        |
| 4.4.3 積雪荷重の継続作用によるすべり層の圧密 .....         | 78        |
| 4.5 結論 .....                            | 80        |
| <b>第5章 積雪荷重による地すべり土層の鉛直圧縮 .....</b>     | <b>81</b> |
| 5.1 本章の目的 .....                         | 81        |
| 5.2 鉛直変位計の開発 .....                      | 81        |
| 5.2.1 鉛直変位計の構造と計測原理 .....               | 81        |
| 5.2.2 計器の設置 .....                       | 85        |
| 5.3 積雪期の鉛直変位過程とその要因 .....               | 85        |
| 5.3.1 鉛直変位量の経時変化 .....                  | 85        |
| 5.3.2 積雪荷重と鉛直変位量 .....                  | 88        |
| 5.3.3 鉛直圧縮と地すべり活動 .....                 | 89        |
| 5.3.4 地震時の急速な鉛直圧縮 .....                 | 90        |
| 5.4 結論 .....                            | 92        |
| <b>第6章 積雪荷重に起因して発生する過剰間隙水圧 .....</b>    | <b>93</b> |
| 6.1 本章の目的 .....                         | 93        |
| 6.2 Roesgrenda 地すべり試験地における間隙水圧変動 .....  | 93        |
| 6.2.1 気象環境 .....                        | 93        |
| 6.2.2 積雪期における間隙水圧の変動 .....              | 98        |
| 6.2.3 地すべり土層の圧縮による過剰間隙水圧の発生理論 .....     | 101       |

|  |            |
|--|------------|
| 6.2.4 積雪深および積雪荷重と間隙水圧の関係 .....               | 102        |
| 6.3 土層の透水性と間隙水圧変動 .....                      | 106        |
| 6.4 結論 .....                                 | 111        |
| <b>第 7 章 積雪期の急勾配斜面で発生した地すべりの移動特性 .....</b>   | <b>113</b> |
| 7.1 本章の目的 .....                              | 113        |
| 7.2 地すべりおよび斜面崩落の概要 .....                     | 113        |
| 7.3 崩落に至るまでの地すべり移動特性 .....                   | 116        |
| 7.3.1 地すべり移動の開始 .....                        | 116        |
| 7.3.2 第 2 次クリープ領域における地すべりの移動特性 .....         | 118        |
| 7.4 地すべり移動および斜面崩落に寄与する気象・水文要素 .....          | 121        |
| 7.4.1 斜面崩落と降水の関係 .....                       | 121        |
| 7.4.2 第 2 次クリープ領域の地すべり移動に対する気象・水文要素の影響 ..... | 124        |
| 7.5 結論 .....                                 | 128        |
| <b>第 8 章 総括 .....</b>                        | <b>130</b> |
| <b>謝辞 .....</b>                              | <b>137</b> |
| <b>要旨 .....</b>                              | <b>139</b> |
| <b>参考文献 .....</b>                            | <b>146</b> |
| <b>論文目録 .....</b>                            | <b>158</b> |



# 第1章 序論

## 1.1 研究の背景

### 1.1.1 日本列島の地質と気候

東アジア大陸の東縁にある日本列島は、太平洋・フィリピン海の海洋プレートとユーラシア・北米の大陸プレートに挟まれており、世界有数の地殻変動帯となっている。このため、国土の 75 %が山地もしくは丘陵で構成される山岳国であるが、山体の基盤岩体は激しい褶曲作用や火山活動、地震活動によってしばしば破碎が進み、地質は脆弱になっている。また日本列島はモンスーン気候に属し、梅雨前線の影響による長期降雨や台風による短期間の多量降雨がもたらされる。また日本列島は世界的に見ても屈指の豪雪地帯である。国土面積の約 51 %が豪雪地帯に指定され、そこに人口の約 15 %が居住している（国土交通省ほか, 2012）。日本海側の山間地では冬期にシベリア高気圧から吹き出す北西風によって軒並み数 m を超える積雪が観測され、春期にはそれが大量の融雪水となって地盤へ供給される。

こうした降雨や地震、融雪を誘因として山地では風化・侵食が旺盛に発生し、結果として斜面構成物質が主として重力作用により、多様な規模、運動様式、速度で斜面下方へ移動する。これらの現象は一般にマスマーブメント（Mass movement）と呼ばれ（Penck, 1894；Sharpe, 1938），地形学的には地形変化の一環として生じる純然たる自然現象として認識されてきた。一方、近年の土地利用の変化にともなって山間地における開発が進み、人々の活動域が平野から山間地へと移行するようになり、この自然現象であるマスマーブメントが、人々の生命、財産を脅かす場で発生するようになると、それは土砂災害という名の社会現象に転化し、人間社会の中における解決目標として認識されるようになった。

### 1.1.2 防災学としての地すべり研究の必要性

土砂災害のなかでも地すべり（**図 1.1**）は、大規模に発生し生産土砂量も多いので、社会へ与えるインパクトが大きく、十分な対策を講じる必要がある。しかしながら、我が国の公共投資のあり方に対する国民の意識はここ数年で急激に変化し、安心・安全な暮らしに対する希求は大きいにもかかわらず、土木工事などのいわゆるハード対策に投資可能な

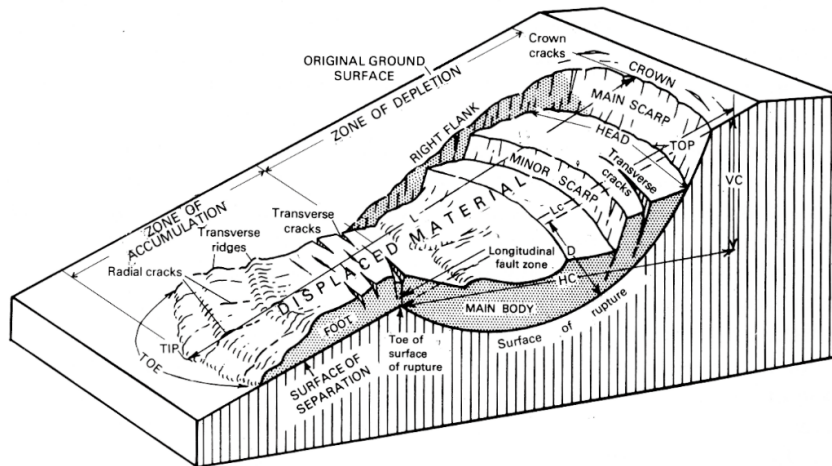


図 1.1 地すべりの模式図 (Varnes, 1978)

Fig. 1.1 Schematic diagram of a landslide

財政資源は低落せざるを得ない。このような社会状況の中では、防災の中にも効率やコストパフォーマンスの思考を取り込む必要がある（東畑，2007）。この解決策のひとつとして、地すべりの発生位置，規模，時間，そして発生土砂の到達距離を予測し，事前に警戒避難体制を確立して被害の軽減を図るソフト対策に焦点が当てられてきたことは必然の結果と言えよう。ソフト対策の技術的な進展を図るためには，地すべり活動に対する予測精度を向上させることが肝要であり，そのためには地すべりの発生および運動機構に対する正確な理解が求められている。

### 1.1.3 地すべりの定義と分類

我が国において「地すべり」という言葉は，海外から日本に入ってきた Landslides の直訳としてから明治時代になって使われ出した（佐々，2002）。これに明治以前から日本で使われてきた‘山崩れ’を用いて，緩勾配斜面で生じ規模が大きく緩慢な運動を起こすものを地すべり，急斜面で生じ規模は小さく速い運動を示すものを山崩れあるいは崩壊と使い分けてきた（例えば，中村，1974；駒村，1992）。このような歴史的経緯があるため，地すべりと崩壊の境界は曖昧となっていた。現在でも防災行政上はこの区分に準じる傾向があり，両者の性質を併せ持つ現象を，崩壊性地すべりや地すべり性崩壊と呼んでいる。一方，国際的な地すべりの区分としては，マスマーブメントを基準として提唱した Varnes（1958，1978）による定義が広く用いられてきた。山地斜面の構成物質の移動によって生

じるマスマーブメントは、匍行（Creep）、流動（Flow）、滑動（Slide）、落下（Fall）の運動形式に分類される（Sharp, 1938）。匍行は表層クリープ、流動は土石流や泥流、滑動は狭義の意味での地すべりと崩壊、落下は落石および崩壊の一部がそれぞれ典型的な現象として知られる。Varnes は、このうち匍行の一部を除く全てのマスマーブメントを地すべり（Landslide）と定義し、崩壊や土石流、落石についても全て地すべりの範疇に含めた（**図 1.2**）。そのため、国内で主に用いられてきた前者の地すべりを「狭義の地すべり」、後者を「広義の地すべり」と呼ぶことが多い。このように、地すべりの定義に関して国内外で調和しない状態が長く続いてきたが、1990 年代に地すべり関連の国際会議（IAEG, ISSMGE, ISRM）の研究者が組織した世界地すべり目録委員会（Working Party on World Landslide Inventory；WP/WLI）において、地すべりを次のように定義する統一見解が下された。

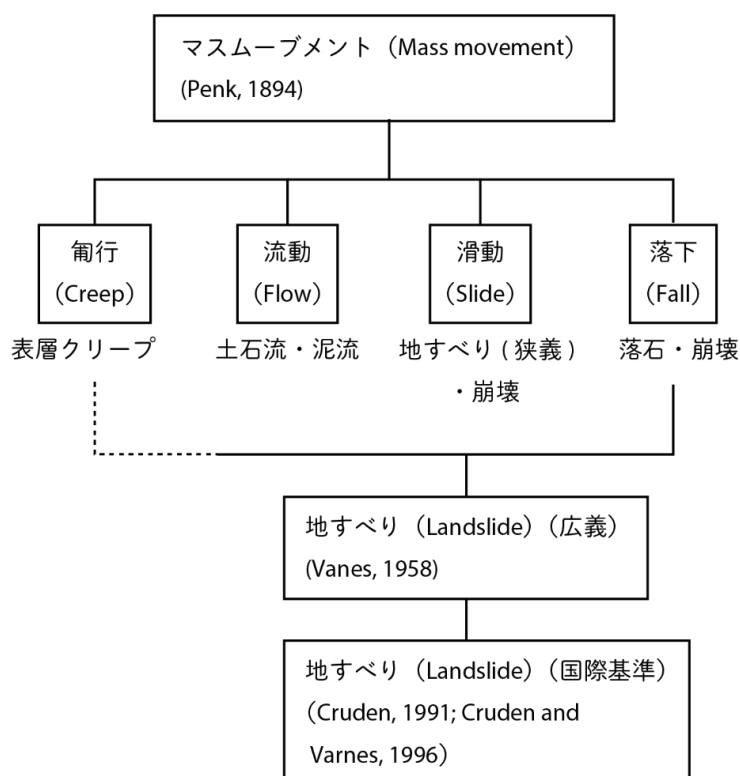


図 1.2 マスマーブメントの分類と地すべりの位置付け

Fig. 1.2 Classification of mass movements and landslide in perspective

The term of Landslide denotes "the movement of a mass of rock, debris or earth down a slope" (Cruden, 1991 ; Cruden and Varnes, 1996)

すなわち、地すべりとは「岩石、岩屑、または土の塊（やその混合物）が斜面を降下する運動」を意味し、 Varnes による広義の地すべりとほぼ同義である。これより学術的に使用する地すべりという言葉はこの国際定義に沿うことになった。本論で扱う地すべりの定義もこの定義に従うこととする。

これら広義の地すべりは多岐にわたる斜面降下運動を包括的に示すため、その分類につ

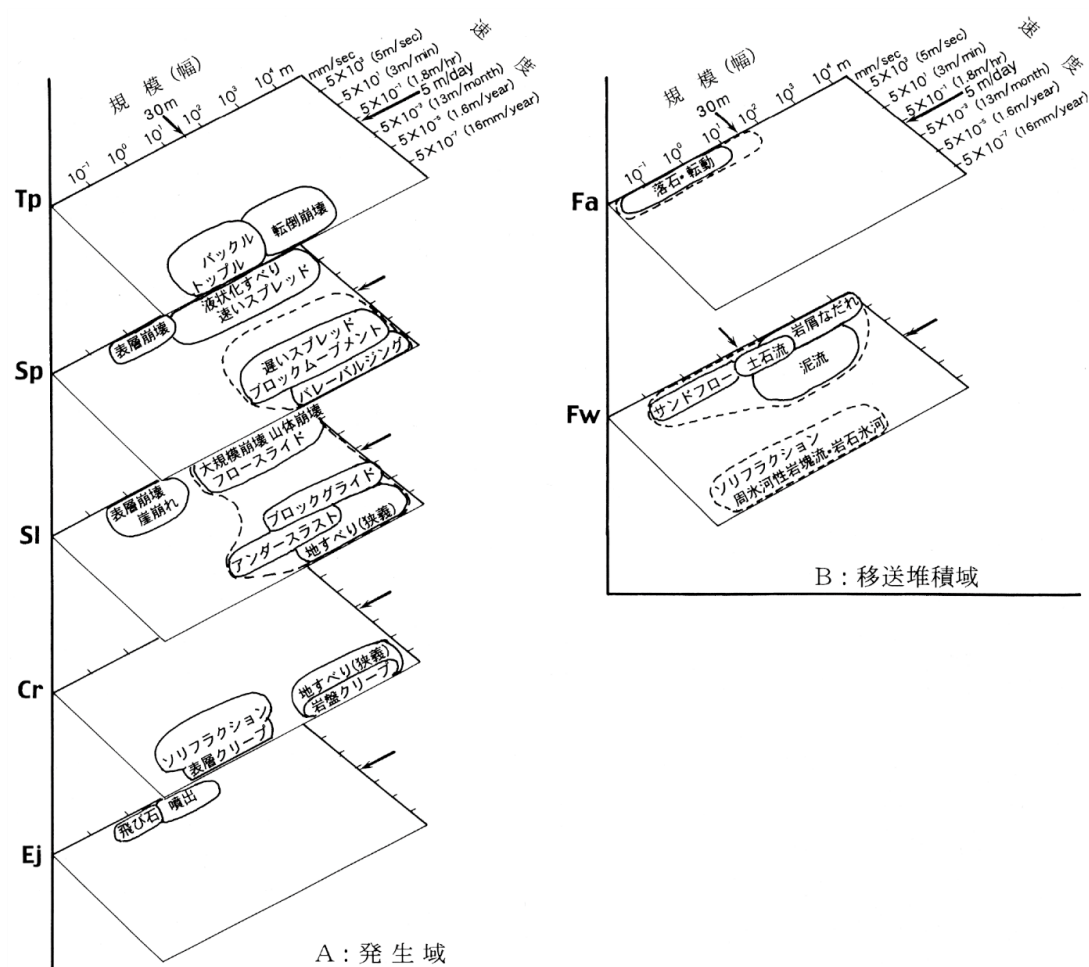


図 1.3 地すべり現象の分類 (地すべりに関する地形・地質用語委員会, 2004)

Fig. 1.3 Classification of landslide phenomena (Committee on geological and geomorphological terminology in landslide, 2004)

いては様々な試行がおこなわれてきた。古くは Varnes (1958) が斜面材料と移動形式を縦横軸にとって分類した例がある。近年の試みとして、日本地すべり学会の地すべりに関する地形・地質用語委員会編 (1992) は地すべりを発生域と移送堆積域のふたつの場に分け、規模、速度、運動様式を軸として分類をおこなった (図 1.3)。この分類の特徴は、縦軸に運動様式としてトップル (Topple ; Tp) , スプレッド (Spread ; Sp) , スライド (Slide ; Sl) , クリープ (Creep ; Cr) , エジェクト (Eject ; Ej) , フォール (Fall ; Fa) , フロー (Flow ; Fw) の 7 様式を取り上げたことにある。本研究では、上述の国際的な地すべりの定義および地形・地質用語委員会による分類基準にしたがい議論を進める。

## 1.2 雪と地すべりに関する既往研究

### 1.2.1 雪を起因とする地すべりの実態

日本における地すべりの主誘因は降雨である。その一方で、東北地方の日本海側や北陸地方の山間地域では雪に起因した地すべりも数多く発生する。青山ほか (1984) は融雪地すべりの多発地域である新潟県では、1949 年から 1981 年までに発生した 2264 件の地すべりの約 46% が 3 月から 5 月の融雪期に占められると報告している。その一方で佐藤ほか (2004) は新潟県内 21 カ所の第三紀層地すべりで冬期に観測したひずみ量や移動量を取りまとめ、積雪期の地すべり活動形式は多様であり積雪初期や厳冬期にも多く発生する (移動する) ことを示した (図 1.4, 図 1.5)。そのうえで積雪期の地すべりが融雪後に発見された場合は融雪期の地すべりに見なされるという統計処理の課題も指摘した。このように積雪期の地すべりは発生地域の限定や対象斜面が厚い積雪層下に隠れることから実態把握の難しい側面がある。

### 1.2.2 融雪浸透による地すべり

積雪地域では、気温が上昇する融雪期になると大量の融雪水が積雪層底面から継続的に土層内部へ浸透して間隙水圧の上昇をもたらす (Horton, 1938) , すべり面で発揮されていた有効応力とせん断強度が減少して地すべりが引き起こされる。このようなメカニズムで発生する地すべりが融雪地すべりである。融雪地すべりの典型的な事例として、新潟県赤崎地すべりに関する観測例 (丸山, 1995) を図 1.6 に示す。赤崎地すべりでは、3 月以降の融雪にともなう地下水位の上昇によって地すべり活動が活発化し、消雪

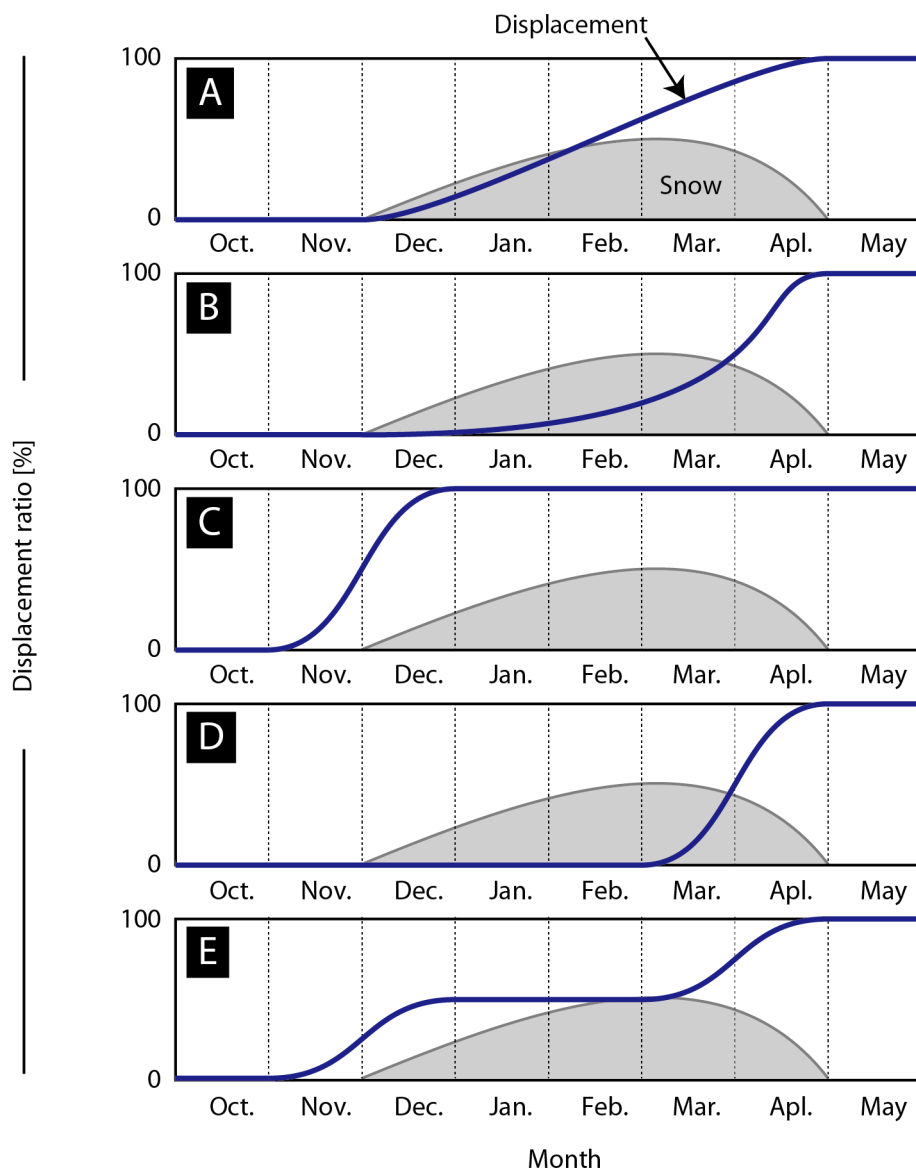


図 1.4 積雪期における地すべり移動形式（佐藤ほかに一部加筆，2004）．A: 積雪期一定速度型，B: 積雪期加速型，C: 積雪初期活動型，D: 融雪期活動型，E: 積雪期 2 段階活動型

Fig. 1.4 Movement types of landslide in snow-covered period (After Sato et al., 2004). A: Type of steady change in snowy period, B: Type of accelerate change in snowy period, C: Type of activity in the early days of snowy period, D: Type of activity in the spring snowmelt period, E: Type of two-stage activities in snowy period.

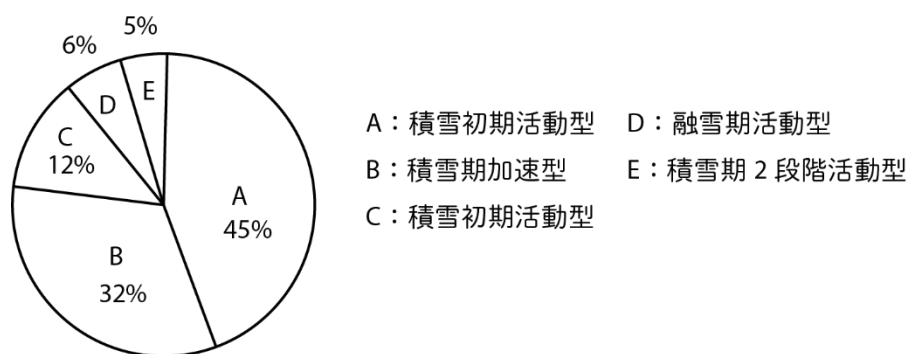


図 1.5 新潟県の地すべり地における積雪期の移動形式の割合（佐藤ほか，2004）

Fig. 1.5 The percentage of each behavior patterns of behavior in snowy period

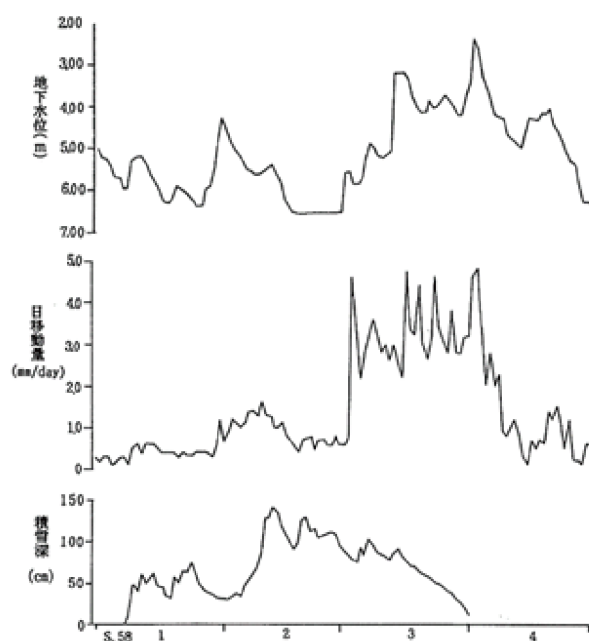


図 1.6 新潟県赤崎地すべりにおける積雪期の観測例（丸山，1995）

Fig. 1.6 Example of landslide monitoring in snow-covered period at the Akasaki landslide

期の地すべり災害を列挙すると，1996 年の山形県銅山川地すべり（浅野ほか，1997）や 1997 年の秋田県澄川地すべり（大八木・池田，1998），2007 年の福島県金山地すべり（岡本・松浦，2010）などがある。

融雪地すべりの研究については，まず積雪層内の融雪水の浸透機構について観測や解析が進められ，積雪底面からの融雪水の供給は日周期で変化し（松浦ほか，1994a），その量は気温以外に日射量の増大，アルベドの低下が大きな役割を果たす（松浦ほか，

1994b) ことが明らかにされた。また積雪底面から供給された融雪水と間隙水圧の応答に関する研究では、地盤に供給された融雪水による間隙水圧の上昇はとくに深層地下水で顕著になることや(稲葉, 1988), 地すべり地頭部から下部に向かって浸透のタイムラグがあること(小川, 1988)が示され、融雪地すべりに関する機構解明が進んだ。

### 1.2.3 積雪荷重による地すべり

積雪層が発達する厳冬期に地すべりが発生した事例としては、1981年新潟県上馬場地すべり(藤田ほか, 1981)や2017年富山県利賀地すべり(古谷ほか, 2017)などが挙げられる。厳冬期に活発化する地すべりの誘因については融雪のほかに積雪荷重の可能性が指摘されている(中村・白石, 1973; 丸山・近藤, 1988; 綱木・白石, 1993; 丸山, 1993; 松浦, 1998; Matsuura et al., 2003)。しかし積雪荷重による地すべりの発生メカニズムについては未解明な点が多く残されている。中村・白石(1973)は、新潟県猿供養寺地すべりでの観測から積雪深の増加とともに最も活発化し、融雪期に沈静化する例を示した。同地すべりについては丸山・近藤(1988), 綱木・白石(1993), 丸山(1993)も同様の地すべり現象を報告している。積雪深の増加によって地すべりの移動速度が上昇する要因として積雪荷重による地すべり推力の増加と過剰間隙水圧の発生によるすべり面でのせん断応力の低下を推論しているが、定量的な解析には至っていない。また融雪期に地すべり移動が沈静化する理由についても不明である。松浦(1998), Matsuura et al. (2003)は新潟県伏野地すべり地での観測から積雪深の増加とともに急激に沈静化する例を示した。同様の移動特性は新潟県宇津俣地すべり(伊藤ほか, 2003)でも確認されている。この要因は、積雪層の増大による地表面供給水量の低下と積雪荷重によるすべり面の有効応力の増加としているが、定量的な解析には至っていない。

このように積雪荷重に規制される地すべりは、融雪地すべりと異なり多様な変動を示す。その理由は、素因である地すべり地の地形地質と、誘因である積雪の堆積・融雪過程が複合的に作用した結果と想定されるが、積雪荷重は地すべりの安定側に寄与する意見と不安定側に寄与する意見に分かれるなど、その機構の統一解釈は未だ得られていない。このように積雪荷重に関する既往研究は、降雨や融雪と比較して機構解明が遅れている。

## 1.3 地すべりに対する観測研究の意義



### 1.3.1 地すべり観測の位置付け

地すべりの運動機構を解明する手法には、現地観測、数値モデル解析および土質力学試験などがある。それぞれの手法の特徴を整理すると以下のようになる。土質力学試験は、地すべりを構成するすべり面や移動土塊の一部を採取し、三軸圧縮試験やリングせん断試験によって求められた力学特性等から地すべりの運動を解明する手法である（例えば、Wang et al., 2002；Sassa, 2005）。地すべりは主に土塊のせん断強度や粘着力といった土質力学性に支配されて運動するので、これらを求めることで地すべり運動を理論的な面から解釈を導くことができる。ただし土質力学試験はあくまで要素試験であり、採取、試験を実施したごく一部の土質サンプルが地すべり全体を構成していると仮定したうえでの議論になる。ところが実際の地すべりは、亀裂や変形にともなう間隙の変化によって不均一な地質状態にあり、これらを考慮できない土質力学試験にはその適用性に一定の限界がある。次に数値モデル解析は、従来の極限平衡法に代わる手法として近年主流になってきた近似解法で、有限要素法（Finite element method；FEM）や有限差分法（Finite difference method；FDM）などがある（吉松，1983；Laouafa and Darve, 2002；國眼ほか，2005）。FEM，FDM は、地すべり地盤の二次元断面あるいは三次元構造を有限数の要素（メッシュ）で区切った数値モデルを構築し、その微分方程式を計算機で近似的に解いて地すべり挙動を予測する手法である。地すべり斜面のモデルに、降雨や地震等の誘因や対策工を模擬した構造を数値的に与え、計算された地下水挙動や応力分布から斜面の挙動を検証することで、地すべり現象の理解に大きな進展をもたらした（例えば、Fredlund and Scoular, 1999；Crosta et al., 2005；浅野ほか，2006）。しかし、数値モデル解析は、計算量の制約から地すべり地盤の構造を単純化する必要があり、様々な構造と要因が絡み合った複雑な地すべり運動を厳密に再現することは困難である。そのため解析結果と実際の地すべり現象がしばしば大きく乖離する問題をはらんでいる。

これらに対し、現地観測は地すべり地内の単一あるいは複数箇所において地すべりの移動の経時変化や、地下水挙動などの誘因を計測によって直接的に評価する手法である。そのため、地すべり運動を規制する素因や誘因が複雑かつ多岐にわたっていても、結果として現れる地すべりの運動そのものを正しく把握することができる。はじめに地すべり運動の正確な評価に立脚し、そこから様々な手法を用いて地すべり運動機構の解明へアプローチする観測研究は、地すべり現象を理解するための最も基本的かつ重要な研究手法として位置付けられている（Angeli et al., 2000）。

### 1.3.2 地すべり観測技術の変遷

地すべりの観測研究の進展は、観測技術の向上と比例してきたといっても過言ではない。近年は観測機器の精度や解像度、計測範囲といった機器の基本性能のほか、データ転送など通信技術の向上が、これまでは観測困難とされた厳しい環境下での連続観測や微小な地すべり変動の検出を可能にした。図 1.7 に地すべり観測技術の変遷を示す（安曇・南雲，1991）。1950–1960 年代の観測方法の多くは手ばかり式であり、現地に設置した移動杭の位置や機械式計測機器の観測値を 1 週間から 1 ヶ月おきに現地に出向いた観測者が読み取り記録していた（第 1，第 2 世代）。1980 年代になると一定期間の観測データを記録する電気式の収録装置であるデータロガーが普及し、1 時間間隔程度の連続的な観測値を得ることが可能になった（第 3 世代）。第 3 世代の手法はコストパフォーマンスが高く、現在も多くの地すべり観測で普及している（例えば，Angeli et al., 1998；Corominas et al., 2000；岡本ほか，2006 など）。1980 年代後半には、データロガーに商用電源と公衆回線を組み合わせて、遠隔地から地すべりの観測値を得る自動観測システムが開発され、大規模地すべり地の集中観測等に用いられるようになった（第 4 世代）。第 4 世代手法の例として、林野庁と森林総合研究所が共同で構築した静岡県由比地すべり地における地すべり自動観測システムがある（岡本ほか，2000；2002）。由比地すべり地は、直下に東名高速道路や国道 1 号線，JR 東海道本線などの重要なインフラを抱えるため、地すべり防止工事の概成後も長期にわたって地すべり変動を監視する目的があり、大規模な自動観測システムが構築された。システムでは、地すべり地内に数十の観測センサーが投入され、10 分間隔の観測値が ISDN 回線を通じて行政担当局のサーバへ送られて集積されつつ、異常な観測値をシステムが感知すると、サーバが関係者に対し警戒情報を電話，FAX，メールで配信する仕組みになっている。当システムは監視目的であり研究観測への直接の適用はできないが、今後の観測コンセプトの方向性を示すものと言えよう。さらに、近年は商用電源や有線回線の使用が困難な山間奥地での自動観測を可能にするため、無線や携帯電話が用いられるようになった（第 5 世代）。第 5 世代の例として長野県蒲原沢観測試験地において（独）森林総合研究所が構築した

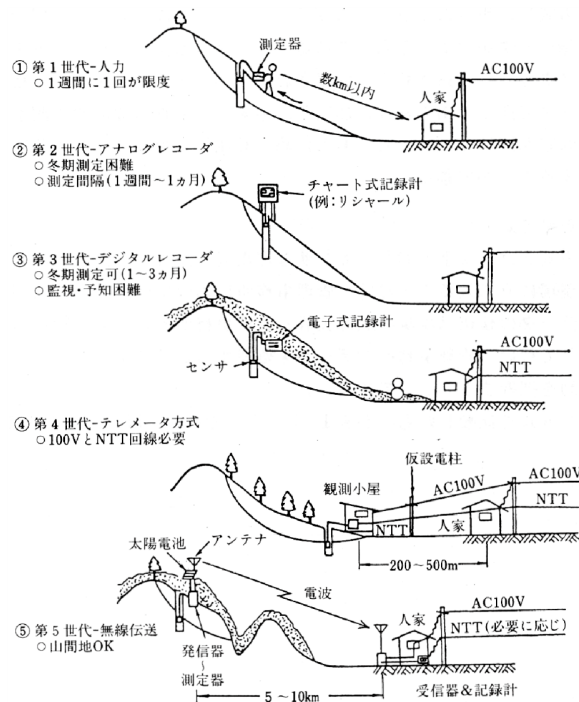


図 1.7 地すべり観測技術の変遷（安積ほか，1991）

Fig. 1.7 Transition of landslide monitoring techniques (Azumi et al., 1991)

自動観測システムがある（松浦ほか，2002）。蒲原沢試験地は標高 1300 m を超える高地にあるため，商用電源と有線公衆回線の確保が不可能な環境にあった。そこでセンサーおよびデータロガーへの電源供給を太陽電池パネルで賄い，NTT ドコモの携帯電話を用いて観測データの自動回収をおこなっている。このように，今後の IT 技術等の発展によって，地すべり観測の適用範囲はさらに拡大していくものと期待される。

#### 1.4 本研究の目的と構成

地すべり運動に影響を与える雪の要素には大きく分けて融雪と積雪荷重のふたつがある。本研究ではこのうち解明の遅れている積雪荷重に焦点を絞り，地すべりに与える役割を明らかにすることを目的とする。本論では，積雪環境および地形・地質環境の異なる 2 カ所の地すべり地において地すべり動態の長期連続観測をおこない，地すべり移動量のほか，地すべりの誘因となる土層内の間隙水圧などの水文要素，積雪環境を中心とした気象要素を収集する。得られた観測結果に基づき，積雪荷重と地すべり運動との関係性を統計解析により解釈するとともに，その背景にある物理則を理解するための力学解析をおこなう。本研究の流れを図 1.8 に示し，各章の構成について以下に述べる。

第 2 章では、本研究で観測する国内外 2 カ所の地すべり試験地について、地すべり地形の特徴、地質堆積特性、気象特性、地すべりタイプと既往の地すべり履歴を概説した。そして積雪寒冷地域の厳しい環境下に耐えうる観測体制の設計コンセプトを示したのち、地すべり移動量、水文環境、気象環境に関する具体的な観測方法やセンサーの仕様、自動観測システムの仕組みについて詳細に述べる。

第 3 章から第 5 章までは、多雪地域に属し移動速度の増減を繰り返しながら緩慢な移動を継続する新潟県伏野（ぶすの）地すべりを対象とした研究結果を述べる。

第 3 章では、研究対象地すべりのひとつである伏野地すべり試験地の積雪特性を明らかにするため、航空レーザ測量を積雪期と無積雪期に実施し両者の標高差分から試験地の積雪深分布を求める。作成した積雪深分布図を用いて尾根や谷、遷急・線緩線などの地形的特徴が積雪深の分布に及ぼす影響を考察するほか、地すべり地の積雪分布に対する気象露場の計測積雪深の代表性について検証をおこなう。

第 4 章では、伏野地すべりにおける約 3 年間の移動量、間隙水圧、気象要素の観測結果を述べる。積雪層が発達すると地すべり活動が抑制される観測事実を議論の中心に据え、地すべり土層の変位と変形の視点からその動態を詳細に考察する。そして積雪深の増加によって地すべり移動速度が低下する機構を明らかにするため積雪項を考慮した斜面安定解析を実施して積雪荷重による地すべりの活動抑制機構を議論する。

第 5 章では、積雪荷重による地すべり土層の鉛直圧縮現象について議論する。土層の圧縮・膨張過程を観測するために開発した鉛直変位計の概要を説明したのち、伏野地すべり試験地における約 3 年間の観測結果を述べ、積雪荷重による地すべり土層の鉛直圧縮特性を議論する。さらに積雪期に発生した地震動による急速な土層の鉛直圧縮現象と圧縮によって励起された過剰間隙水圧についても触れ、そのメカニズムについて考察をおこなう。

続く第 6 章と第 7 章は、練り返しによる著しい強度低下により高い流動性を示し、かつ透水性の極めて低い粘性土であるクイッククレイが堆積するノルウェーの Roesgrenda（ロエスグレンダ）地すべりを対象とした研究成果を述べる。

第 6 章では、Roesgrenda 地すべり試験地における気象要素および間隙水圧の観測結果について述べる。積雪量の増加・減少過程と間隙水圧の上昇・下降過程が調和する観測事実を踏まえ、積雪荷重を起因とした過剰間隙水圧の発生機構について議論を進める。とくに過剰間隙水圧の発生に及ぼす土層の透水性を議論するため、透水性が相対的に高

い伏野地すべりにおける積雪期の間隙水圧変動を示し、Roesgrenda 地すべりの間隙水圧変動との比較をおこなう。

第 7 章では、観測期間中の積雪期に生じた地すべり活動について、斜面が前駆的な移動から加速度的な移動に転じて崩落に至るまでの観測結果を述べる。考察では移動速度の段階的变化から斜面の 1 次から 3 次までのクリープ領域の遷移を求め、地すべり移動特性を議論する。さらに最終的な崩落および前駆的移動時の移動速度に影響を与えた気象・水文要素の考察を踏まえて、地すべりの移動メカニズムを議論する。

第 8 章では、第 3 章から第 7 章までに得られた結果を総括し、地すべりに及ぼす積雪荷重の役割を体系的に取りまとめる。さらに積雪と地すべりに関して今後取り組むべき課題について述べる。

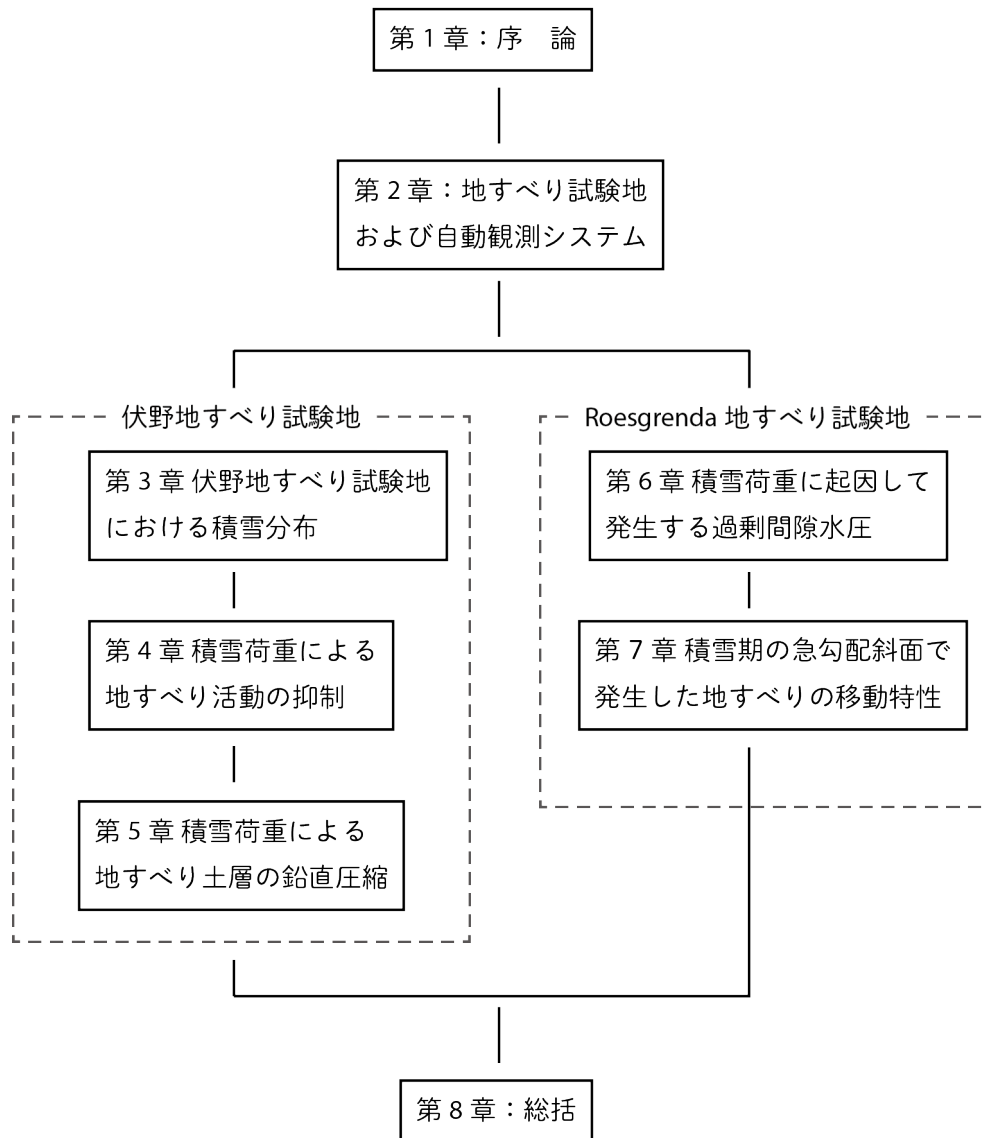


図 1.8 本研究の流れ

Fig. 1.8 Flow of this study

## 第2章 地すべり試験地および自動観測システム

### 2.1 概説

本研究では、運動形式が対照的なふたつの地すべりを対象として長期動態観測をおこなう。観測対象のひとつは、過去の大規模地すべりによって発生した崖錐堆積物が二次的に移動する伏野（ぶすの）地すべりで、年間を通して速度の増減を繰り返しながら緩慢な移動が継続する特徴を有する。もうひとつは、ノルウェー国の Roesgrenda（ロエスグレンダ）地すべりで、滑落崖に面した複数の斜面が速度を次第に上げながら移動し、最終的には崩落へ至る特徴を有する。本章では、これらの地すべり試験地の地形、地質、地すべり活動履歴などを概観するとともに、各試験地における移動、水文、気象の各要素に関する自動観測システムの概要について述べる。

### 2.2 伏野地すべり試験地

#### 2.2.1 新潟県に分布する第三紀層地すべりの特徴

伏野地すべりの存在する新潟県は、全国でも地すべりが最も多発する地域として知られている。同県下で発生した歴史的な地すべりを挙げると、崩落土塊によって部落が海中に沈み 428 名の犠牲者が出た宝暦元年（1751）の名立地すべりが筆頭に挙げられるが、昭和以降でも昭和 22 年（1947）棚口地すべり（被害面積 200ha、倒壊家屋 80 戸）や昭和 32 年（1957）樽田地すべり（死者 18 名）、同年地獄谷地すべり（死者 2 名）、昭和 37 年（1962）東中野俣地すべり（死者 6 名）、昭和 37 年（1962）松之山地すべり（被害面積 600ha、倒壊・破損家屋 296 戸）、昭和 38 年（1963）能生小泊地すべり（列車転覆により死傷者 23 名）、昭和 44 年（1969）水沢新田地すべり（死者 8 名）、昭和 53 年（1978）妙高赤倉山地すべり（死者 13 名）等がある（福本，1980）。地すべりの発生要因は地質構造と関係が深いことが一般的に知られている。新潟県下では糸魚川－静岡構造線の東側と新発田－小出構造線の西側に挟まれた地域に泥岩質が優勢な新第三系の堆積岩が多く分布し、この区域でいわゆる第三紀層地すべりが頻発している（日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会，1988）。新第三系は複数の地層から構成されるが、山野井ほか（1974）や植村（1982）によれば、各層における地すべり地の面積占有率は、椎谷・寺泊層で最も高く

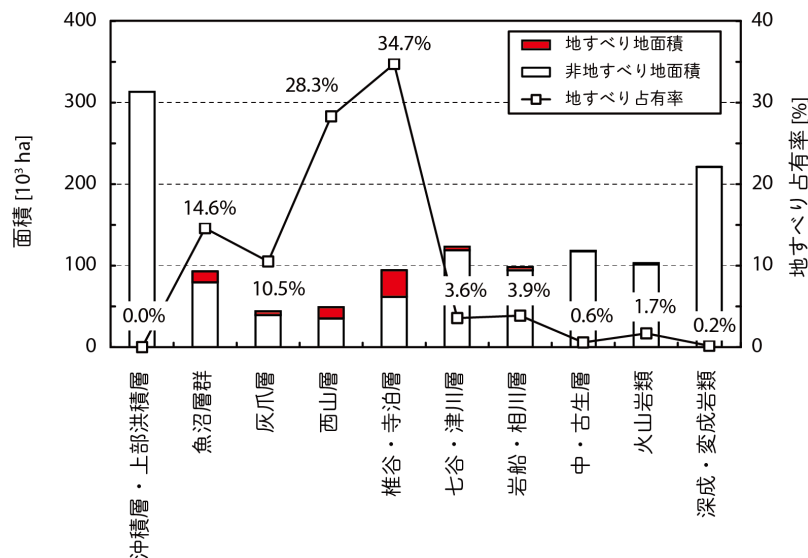


図 2.1 新潟県における地質系統別地すべり占有率

Fig. 2.1 Occupancy of the landslide area by geological system in Niigata Prefecture

34.7%，次いで西山層の 28.3%，灰爪層の 10.5% となり，この 3 層が新潟県の地すべり全体の 70% 以上を占めている（[図 2.1](#)）。これらの層は堆積時の時間経過が短く十分な膠結作用を受けていないことから，岩が容易に風化，粘土化しやすい傾向があり，層全体としての強度が低下しているために，地すべりが頻発する。また同区域では褶曲構造が密であり一部は過褶曲となる。多くはその背斜軸に沿って発生する流れ盤すべりの傾向が高いが，岩が著しく風化・破碎されている区域では向斜軸に沿った受け盤すべりが発生することもある。

## 2.2.2 伏野地すべりの概要

調査対象地である伏野（ぶすの）地すべりは，標高 300–700 m 程度の緩やかな地形が広がる新潟県東頸城丘陵内の東斜面に位置する（37° 03' N，138° 27' E）。周辺地域は固結度の低い新第三紀層の泥岩や砂岩が広く分布し，北東–南西方向へ 2–3 km 間隔で並ぶ密な褶曲構造に支配されている。そのため岩石の風化が容易に進む環境にあり，いわゆる第三紀層地すべりが多数発生している。周囲には袖牧地すべりをはじめ，桑の木，内牧地すべりなど大規模な地すべり地が点在する。伏野地すべり地の周辺集落でも地すべりにともなう田畑の亀裂，家屋の傾き，道路の陥没などがいたるところでみられ，対策工事が継続的に実施されている。



伏野地すべり地の地形は標高 550–630 m の範囲に幅 30–60 m, 長さ 350 m, 斜面勾配 5–15°の緩やかで細長い形状をなしており（図 2.2, 写真 2.1）, 過去に地すべり地上部の尾根から崩落した大規模地すべりによる崖錐堆積物が再び移動するような典型的な再活動型地すべりの様相を示す。地すべりブロックは, その運動的特徴から上部・中部・下部・末端の 4 つに区分される。既往の観測（林野庁ほか, 1991）によれば最も活動的なのは下部ブロックで年間移動量は最大で約 3000 mm に達する。次いで中部ブロック（写真 2.2）も年間移動量が 200–2000 mm と活動的である。その一方で上部ブロックは移動量が観測されず安定状態にあると判断される。末端ブロックは上流からの崩土の流下堆積域に相当し, その実態はよく分かっていない。本ブロックの運動を図 1.3の地すべり分類図に当てはめるとスライド（SI）に相当する。

伏野地すべり地の鉛直断面図を図 2.3に示す。すべり面の位置は深度 3–7 m の風化泥岩あるいは風化凝灰岩中にある。地質は第三系の椎谷・寺泊層および西山層に属する黒色泥岩を中心として一部に凝灰岩を挟在するが, いずれの層も浅層域は強い風化を受けて構造が脆弱化している。伏野地すべり試験地で実施された調査ボーリング（E3）の地質柱状図を図 2.3 内に示す。ここでは高含水率の非常に軟弱な粘土層が GL–1.5 m まで堆積し, 以深も含水率の高い軟弱な強風化泥岩が存在する。GL –5.50 m 以深は含水率が低下し比較的固結した風化泥岩層が見いだされるが, 亀裂の発達が著しい特徴を持つ。

伏野地すべり試験地が位置する新潟県東頸城丘陵は, 日本海からの季節風の影響により冬期に大量の降雪があるため全国有数の豪雪地域となっている。本試験地における 1989 年から 1999 年までの年平均降水量は約 3000 mm で, 伏野地すべり地から北東へ 7 km 離れた気象庁安塚アメダス（標高 126 m）での年平均降水量 2515 mm（図 2.4）に比べて約 20 %多い。既往の観測によれば全降水量の 47 %を降雪が占め, 1989 から 1999 年までの 11 年間における当地すべり地の最大積雪深は最大で 464 cm, 平均で 357 cm である（松山ほか, 2004）。

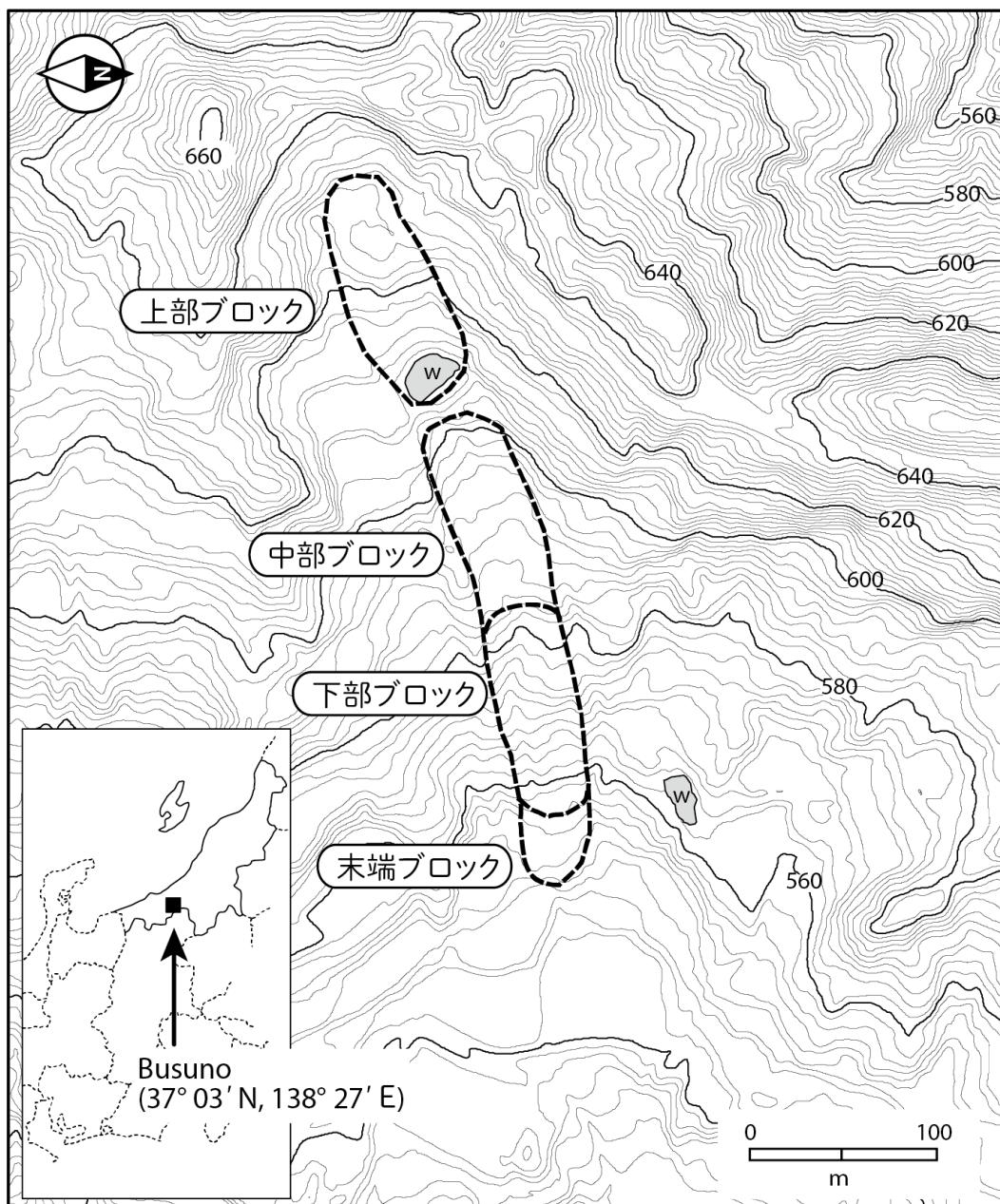


図 2.2 伏野地すべり試験地の地形図とブロック区分

Fig. 2.2 Topographical map of the Busuno landslide research site and landslide blocks



写真 2.1 伏野地すべり試験地の全景

Photo 2.1 A bird's-eye view of the Busuno landslide research site



写真 2.2 伏野地すべり試験地中部ブロック

Photo 2.2 The middle block at the Busuno landslide research site

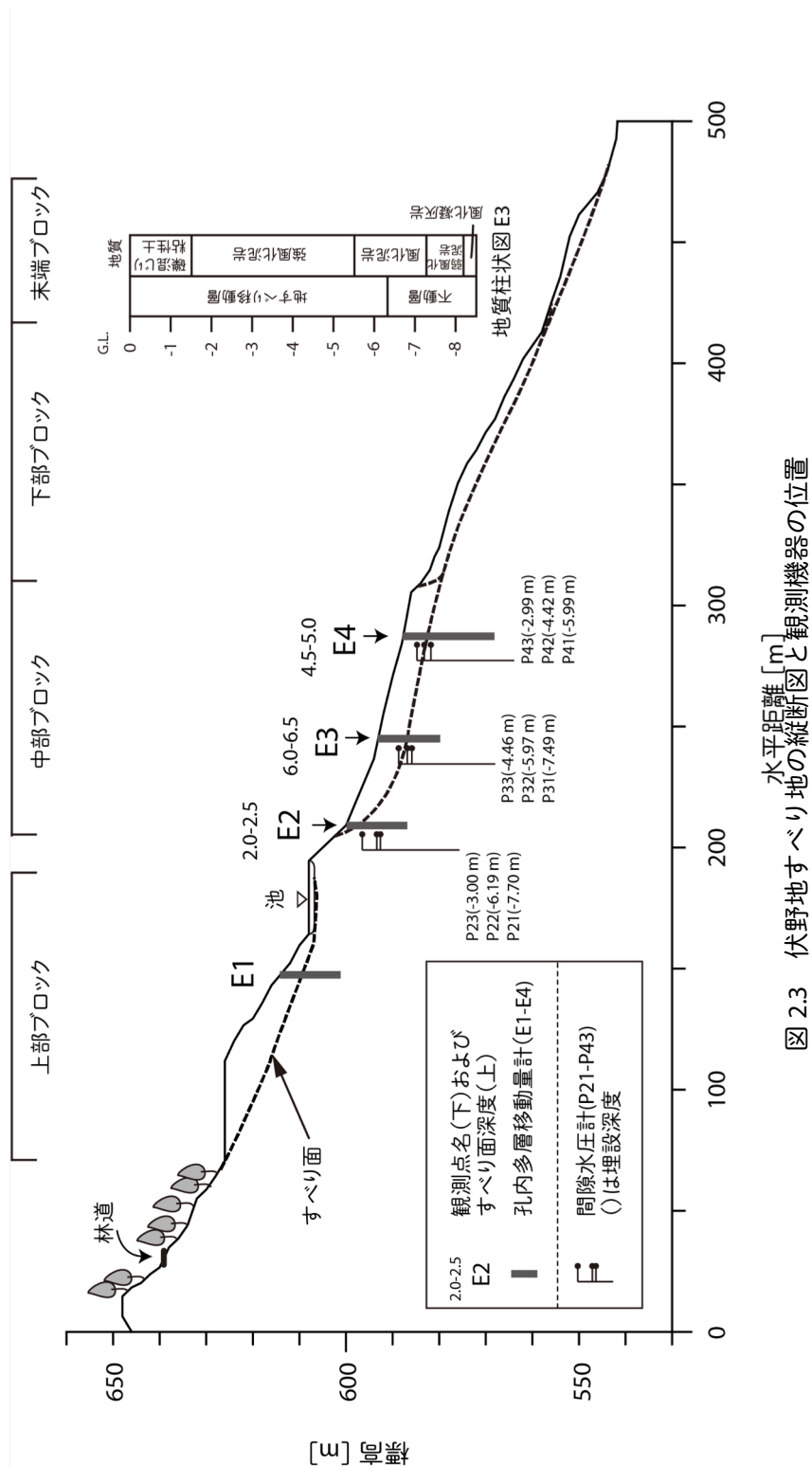


図 2.3 伏野地すべり地の縦断面図と観測機器の位置

Fig. 2.3 Schematic cross-section of the Busuno landslide and the locations of the sensors

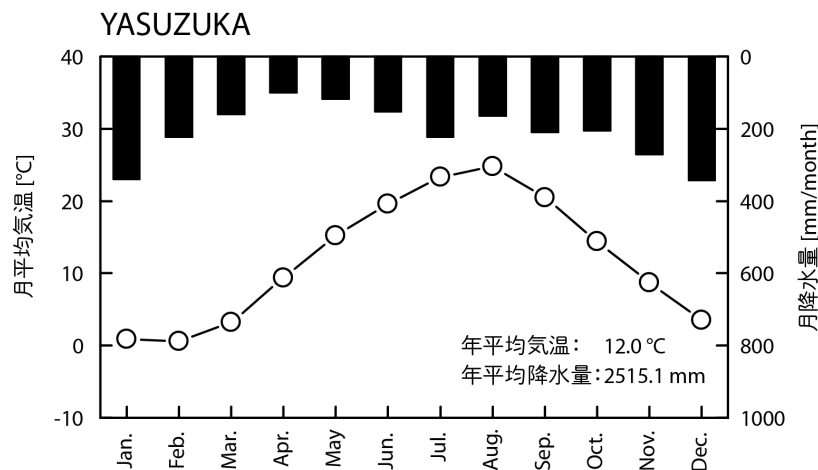


図 2.4 アメダス安塚（上越市）の気象

Fig. 2.4 Air temperature and precipitation at Yasuzuka in Joetsu city (AMeDAS Yasuzuka)

### 2.2.3 観測体制

伏野地すべり地において自動観測システムを構築し、地すべり変動やその誘因要素に関する長期動態観測をおこなった。観測項目は地すべり移動量のほか、すべり面を挟む各層の間隙水圧および気象要素である（表 2.1）。とくに気象要素は、降水量や気温などの基本項目に加え、積雪深、積雪荷重、融雪水量などの積雪要素を重点的に観測した。伏野地すべり地は冬期の最大積雪深が 3–5 m に達し、年間 1 m 以上の活発な移動を生じる過酷な環境にある。このような環境下でも安定稼働するためセンサーやシステムに様々な工夫を施した。観測機器の配置は図 2.5 に示すとおりで、地すべり地の主測線に沿って複数の孔内多層移動量計と間隙水圧計を縦断方向に並べて設置し、近傍の比較的平坦な不動地に気象観測露場を整備した。以下に具体的な観測方法について述べる。

#### （1）地すべり移動量観測

伏野地すべりの年間移動量は最大 1000 mm 以上に達するため、この大移動を追従可能な測定範囲をもつ計測機器が必要である。また、伏野地すべり地は冬季に厚い積雪に覆われるため、ワイヤー部が積雪の圧縮沈降やクリープ、グライドの影響を受けない設計とする必要がある。これらの諸条件を満たすため、松浦ほか（1992）が開発した孔内多層移動量計を地すべり上・中部ブロックの 4 カ所に設置し E1–E4 とした。同移動量計の地上部端子



表 2.1 伏野地すべり試験地における観測項目

Table 2.1 Instruments installed at the Busuno landslide research site

|        | 観測項目       | 点数 | 記号      | メーカー・形式                 | 出力形式    | 出力特性                                 | 換算単位              | 測定範囲                     | 測定精度                                | 備考                                    |
|--------|------------|----|---------|-------------------------|---------|--------------------------------------|-------------------|--------------------------|-------------------------------------|---------------------------------------|
| 気 象    | 1 降水量      | 1  |         | YOKOGAWA B-011-20       | パルス     | 0.5 mm/pulse                         | mm                | —                        | 20 mm 以下：±0.5 mm<br>100 mm/h 連続：±3% | ナイファ・上下ヒータ付                           |
|        | 2 気温       | 1  |         | YOKOGAWA E7050-Y03      | 抵抗      | —                                    | °C                | -40→+50 °C               | ±(0.1±0.0017t) °C                   | 強制通風式                                 |
|        | 3 融雪水量     | 1  |         | 池田計器 TQX-500            | パルス     | 0.125 mm / pulse                     | mm                | 0.0125-0.75 mm/min       | ±3 % 以内                             | ライシメータ寸法2.0×2.0 m<br>1 pulse = 500 cc |
|        | 4 積雪重量     | 1  |         | 新潟電機 MN-103 (S)         | 電流 (電圧) | 1.875 kg / m <sup>2</sup> / mV       | kg/m <sup>2</sup> | 0-3000 kg/m <sup>2</sup> |                                     | メタルウェファ-4枚<br>(1.6×0.85 m)            |
|        | 5 地温 (補正用) | 1  |         | チノー R-900               | 抵抗      | —                                    | °C                | -40→+100 °C              | A級 4線                               | 積雪重量の補正                               |
|        | 6 積雪深      | 1  |         | カイジョー<br>ソニック<br>SL-340 | 電圧      | 0.6 cm / mV                          | cm                | 0-600 cm                 | ±1 cm                               | 音波周波数40 kHz                           |
|        | 7 気温 (補正用) | 1  |         |                         |         | 0.08 °C / mV                         | °C                | -50→+50 °C               | ±0.4 °C                             | 強制通風式                                 |
| 水 文    | 8 間隙水圧     | 9  | P21-P41 | Druck PTX-1730          | 電圧      | 3.13(6.25)×10 <sup>-2</sup> kPa / mV | kPa               | 0-50 (100) kPa           | ±0.1 % F.S.                         | P41は観測開始直後に地すべり移動によって断線、欠測            |
|        | 9 地下水温     | 9  |         | —                       | 抵抗      |                                      | °C                | -40→+100 °C              |                                     |                                       |
| 地すべり変位 | 10 孔内多層移動量 | 4  | E1-E4   | 森林総合研究所製                | 電圧      | 0.628 mm / mV                        | mm                | 0-7500 mm                | 0.38 mm                             |                                       |

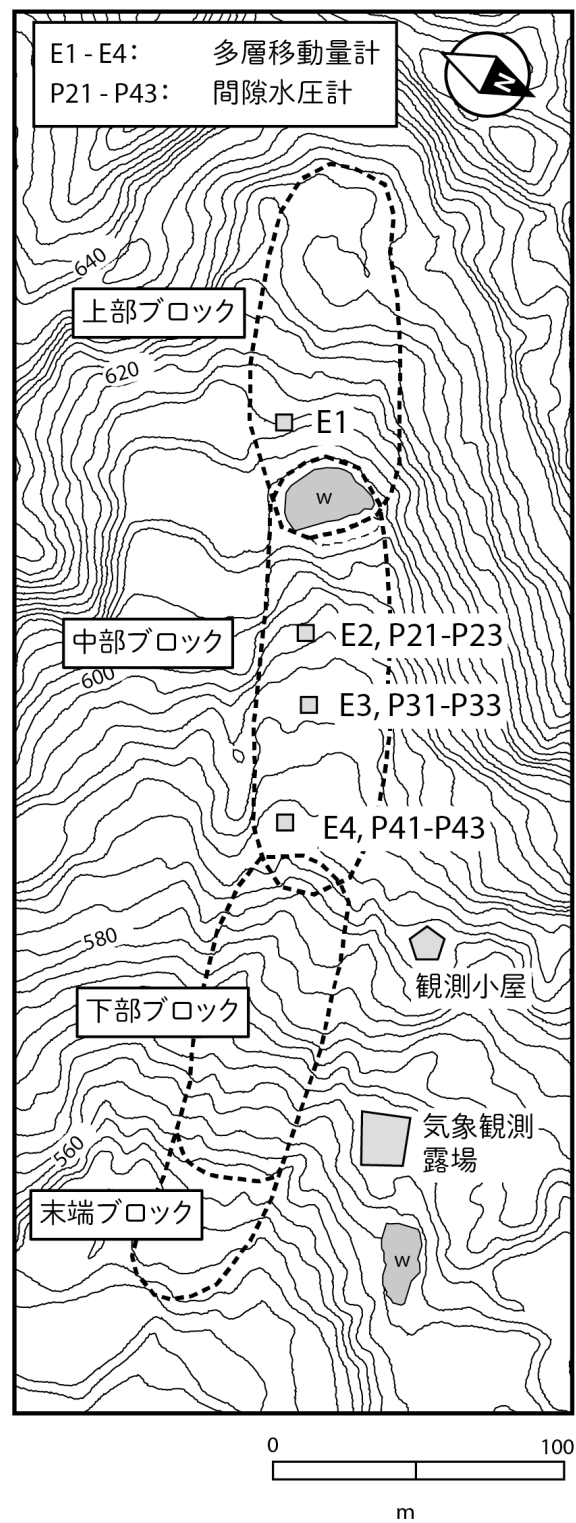


図 2.5 伏野地すべり試験地における観測機器の位置

Fig 2.5 Locations of the sensors at the Busuno Landslide research site

ボックスの内部は 1 カ所あたり 15-18 個のプーリー（滑車）とその中心軸に組み込まれたポテンシオメータで構成される（**図 2.6**、**写真 2.3**）。地上部ボックス地中内部の複数深度からボックス内部に導かれた複数のステンレスワイヤーはプーリーに巻き取られている。地すべりが生じるとワイヤーが地中へ引き込まれ、プーリーに同調してポテンシオメータも回転する。このときポテンシオメータの回転にともなう電圧変化量を計測、換算すれば地すべりの移動量が得られる。さらに深度別の移動量が異なれば、そこから移動土塊内部での地すべり変形量も把握できる。ワイヤーの総延長は約 7500 mm、このうちポテンシオメータのリセットをともしない連続観測移動量は約 3140 mm であり、計測精度は 0.3 mm である。孔内多層移動量計のワイヤーの固定アンカーは、**図 2.7** のとおり、原則として地表付近からすべり面を挟んで不動層に相当する最大深度 10.0 m までの区間で 0.5-1.0 m の間隔で設け、一部は最大深度 20.0 m まで延伸した。多層移動量計の計測部である地上部ボックスは防水耐圧構造のため積雪による影響を受けず、ワイヤーは全て土塊内に埋ま

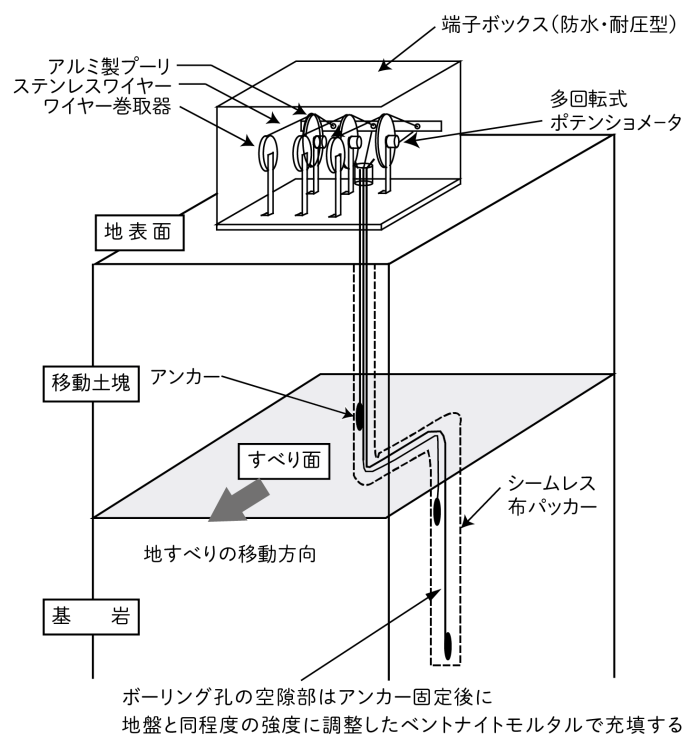


図 2.6 孔内多層移動量計の構造模式図（松浦ほかに加筆，1992）

Fig. 2.6 Schematic diagram of the multipoint borehole extensometer (After Matsuura et al., 1992)



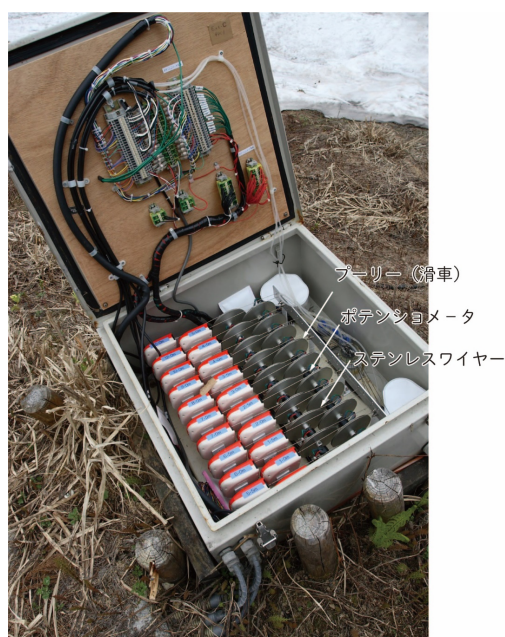


写真 2.3 孔内多層移動量計

Photo 2.3 Multipoint borehole  
extensometer

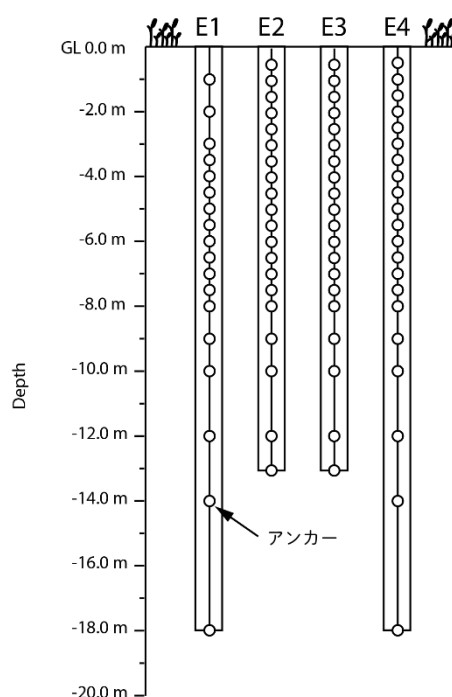


図 2.7 多層移動量計のアンカー設置深度

Fig. 2.7 Vertical locations of anchors for the  
multipoint borehole extensometers

るため動物による囓害の心配もない利点を有する。

## (2) 水文観測

地下水位や間隙水圧などの水文学動は地すべり変動に最も強く関わる誘因要素である。本研究では、中部ブロックの移動量観測点（E2, E3, E4）付近に計測精度 $\pm 0.25\%$  F.S.（0.13–0.25 kPa）を有する 9 基の間隙水圧計（P21–P43；Druck；PTX-1730）を設置した（[図 2.8](#)）。観測対象層は移動土塊内部、すべり面直上部、および不動層の 3 層である（[図 2.9](#)）。埋設にあたっては対象層に作用する間隙水圧を正確に観測するため水圧計の周囲を硅砂で充填し、その上下層をペレット状のベントナイトで止水して対象層以外からの間隙水の流出入を防いだ。間隙水圧計には地下水流動計測の補助的手段として水温計を合わせて埋設した。

## (3) 気象観測

地すべり地近傍にある不動域の平坦地に約 300 m<sup>2</sup> の面積を持つ気象観測露場を整備し、降雨、積雪環境を中心に各種の気象観測をおこなった（[図 2.10](#), [写真 2.4](#)）。観測項目は、降水量、気温、融雪水量、積雪重量、積雪深である。各項目について以下に簡潔に記述す

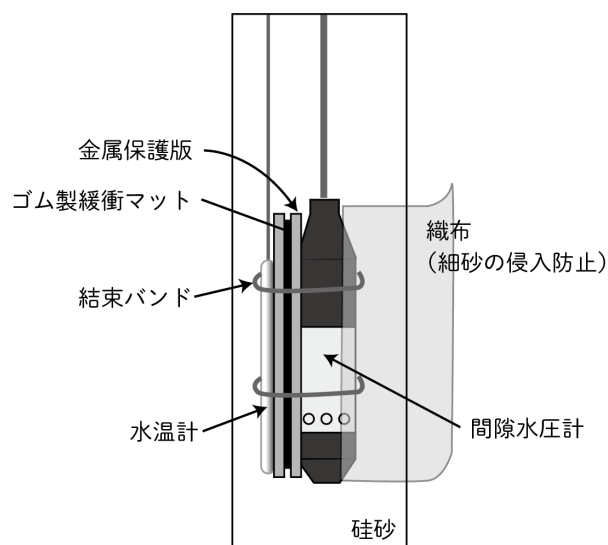


図 2.8 間隙水圧計（水温計）の設置模式図

Fig. 2.8 Schematic diagram of the piezometer and water temperature gauge

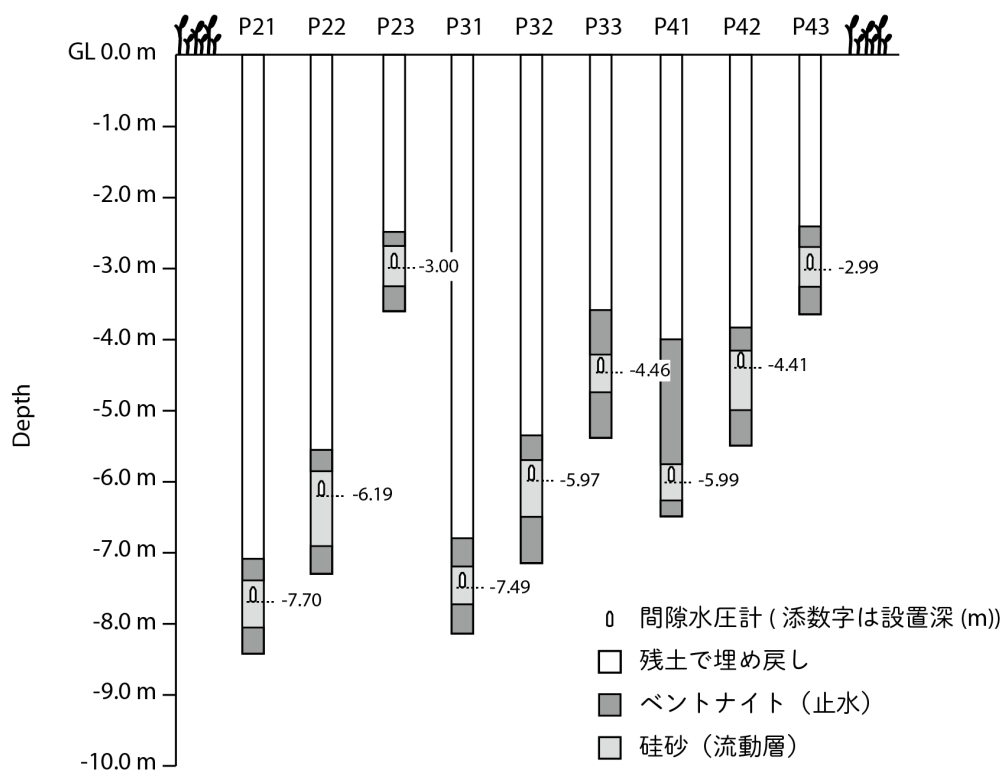


図 2.9 間隙水圧計（水温計）の設置深度

Fig. 2.7 Vertical locations of the piezometers and water temperature gauges

る。

a) 降水量計

積雪による埋没を避けるため露場内のコンクリート柱上（地上高約8.3 m）に転倒マス式降水量計（Yokogawa；B-011-20）を設置した。高所に設置すると風の影響によって降雨捕捉率が低下する恐れがあるため，風防を取り付けた。また受水口部と内部転倒マス部にサーモスタット付きのヒータを付設することで降雪当水量の計測も可能としている。

b) 融雪水量

地すべり地内部へ供給される融雪水量を把握するため，気象露場の地表面に融雪水量計を設置した。同計は珪砂を充填したステンレス製ライシメータとその底面から導水路で結ばれた 500 cc の転倒マス式流量計（池田計器；TQX-500）から構成される。受水部であるライシメータは  $2.0 \times 2.0$  m の正方形の形状をなす。

c) 積雪深および積雪荷重

超音波式積雪深計（カイジョーソニック；SL-340）をコンクリート柱上 7 m の高さに据え付けて積雪深を計測した。計測フルスケールは 6 m，測定誤差は $\pm 1$  cm である。同セン

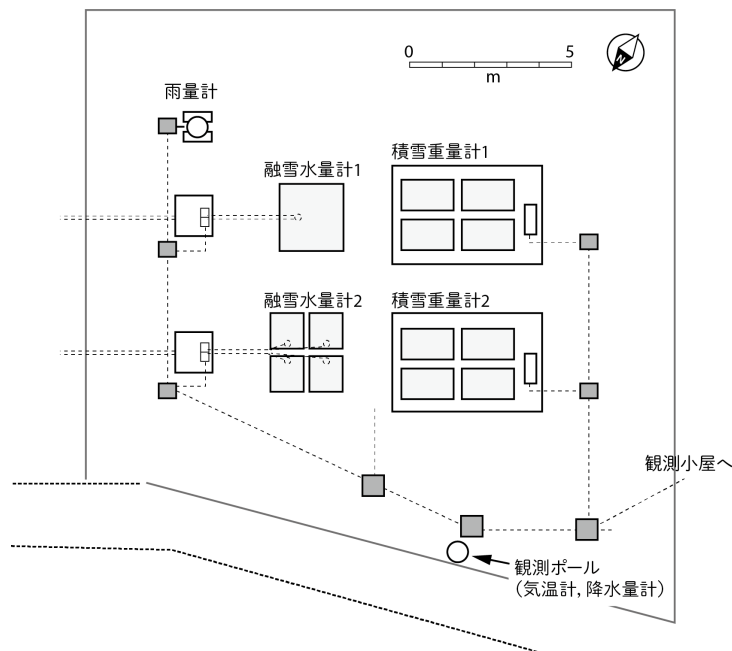


図 2.10 伏野地すべり試験地気象観測露場平面図

Fig. 2.10 plan view of the meteorological observation field at the Busuno landslide research site

サーは温度特性が大きいいため付設の補正用気温計を用いて温度補正した。気象露場の地表面にメタルウェファース式の積雪重量計（新潟電機；MN-103(S)）を設置し積雪荷重を計測した。同センサーは温度特性を有するため補正用地温計を併設した。

#### （4）自動観測システム

伏野地すべり地では、多雪地帯における地すべり発生機構の解明や動態予測を目的として 1987 年 12 月から自動観測システムを用いた長期観測が始められた。このシステムは気象、水文、地すべり移動の各センサーからの信号を専用データロガーで収集し、それらを PC で集中制御して観測データ回収、管理をおこなうものである。しかしこのシステムは信号受信やデータ処理に総じて 10 数個のプログラムが必要な点や、PC のハングアップによるデータ欠測を最小限にするため PC の強制リセットをお

こなう必要がある点などの複雑化が問題となった（松浦ほか，1992）。近年，パーソナルコンピュータ（PC）やデータロガーの開発技術が進展し，従来のシステムと同等以上の計測環境をより単純なシステムで実行可能になったため，本研究では以上を踏まえて図 2.11 に示すような自動観測システムを構築した。観測システムの基本コンセプトは次のとおりである。

##### a) 障害の起こりにくい単純化されたシステム

従来の PC による集中管理体制を廃止し，ネットワーク対応型の新型データロガーによる集中管理に移行する。また，システム障害の大きな要因である誘導雷による電子機器の故



写真 2.4 伏野地すべり試験地気象観測露場の全景（上：無積雪期，下：積雪期）

Photo 2.4 Meteorological observation field of the Busuno landslide research site. The top photo was taken in Non-snow-covered period. The bottom photo was taken in snow-covered period.

障を防止するため、要所に耐雷トランスとアレスタを付設する。

b) 将来の観測点数増加に対応できる拡張性

スキャナの増設が可能で、処理能力の高いデータロガーを採用する。

c) 安定した通信環境の確立

茨城県つくば市の森林総合研究所に受信用PCを設置し、公衆回線を用いた地すべりテレメータシステムを構築する。さらに、データ収集プログラムを作成しデータの自動回収と蓄積をおこなう。

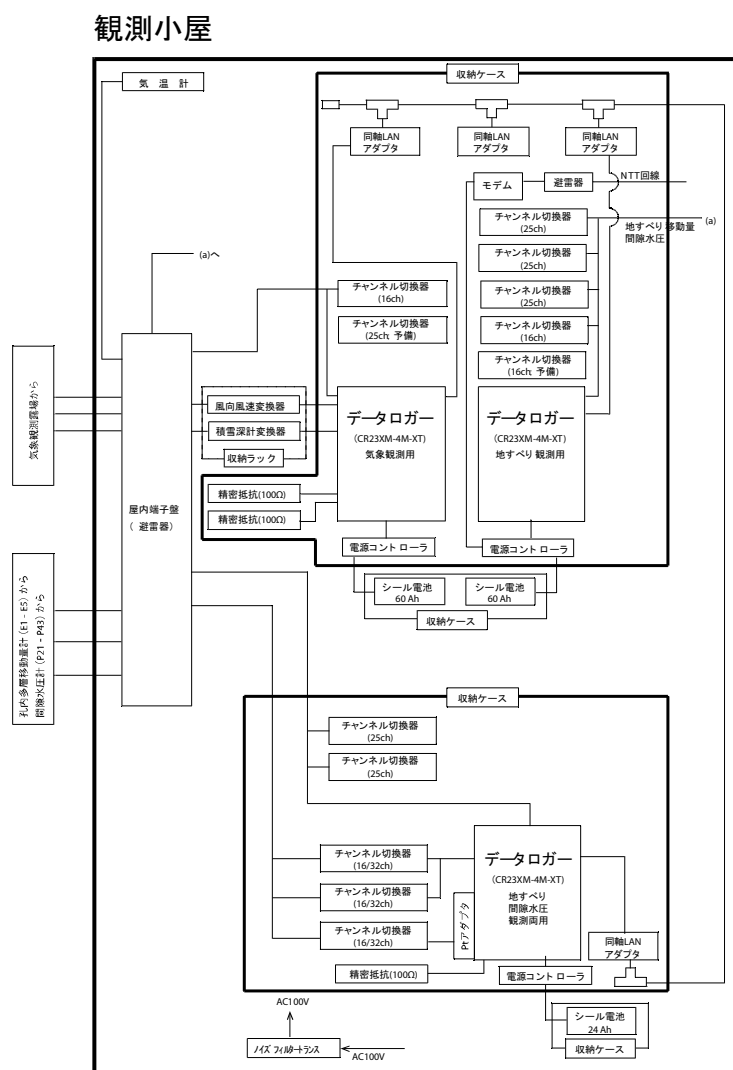


図 2.11 伏野地すべり自動観測システム接続図（観測小屋部）

Fig. 2.11 Electrical schematic diagram of the automated observation system in the station at the Busuno landslide research site

本研究の自動観測システムには、計測以外にも演算やデータ転送の機能を有するデータロガー（Campbell CR23XM-4M-XT × 3 基，CR10X × 1 基）を中心に据えたシステム開発をおこなった。本システムはデータロガーが 10 分間隔でのデータ収集と通信を制御するため、停電時にはデータロギングが中止されるが電源復帰時に自動的に計測が再開されるなど、PC に依存しない単純なシステムとなる。データロガーにはモデムが接続され、アナログ電話回線（2011 年から FOMA デジタルデータ通信）を用いて茨城県の森林総合研究所に設置された Microsoft Windows を OS とする端末 PC から観測データのモニタリングおよび回収が可能である。森林総合研究所の受信用 PC はデータロガーの専用アプリケーション（Campbell PC208W）のスケジュール機能を利用して定期的にデータロガーと接続し、観測データを回収、蓄積する。

## 2.3 Roesgrenda 地すべり試験地

### 2.3.1 クイッククレイ地すべり

クイッククレイ（Quick clay）とは、ノルウェーやスウェーデンなどのスカンジナビア半島やカナダなどに分布する鋭敏粘土（Sensitive clay）である（Torrance, 1983）。またその堆積域で発生する地すべりはクイッククレイ地すべりと呼ばれる。クイッククレイのサンプルを写真 2.5 に示す。クイッククレイの起源は綿毛構造による強い粒子間力と大きな間隙比をもつ海成粘土である。約 10000 年前に始まった後氷期隆起運動によって海成粘土が陸化すると、間隙水中の  $\text{Na}^+$  が地下水流動によって溶脱され、粒子間力の低下したクイッククレイが形成された（Rosenqvist, 1953）。Torrence（1996）はクイッククレイを“鋭敏比が 30 よりも大きく、かつフォールコーンテスト（Falling cone test ; Rajasekaran and Narasimha Rao, 2004）による練り返し時のせん断強度が 0.5 kPa 未満まで低下する粘土”と定義した。さらに Karlsrud et al.（1984）は非排水三軸試験によってクイッククレイの脆弱な構造を次のように述べている：“クイッククレイはわずか 0.3 %の軸ひずみでピーク強度に達し、3 %の軸ひずみで強度がピーク時の 50 %まで低下する”。またクイッククレイは高い圧縮性を併せもつ。Bjerrum（1967）は海成粘土の溶脱試験をおこない、溶脱により圧縮性が増加することを示し、Torrance（1974）はクイッククレイのような正規圧密粘土が溶脱される際に自発的に生じる圧密について説明した。

このような脆弱な構造を持つクイッククレイは、地形変化や土木工事などによる応力変



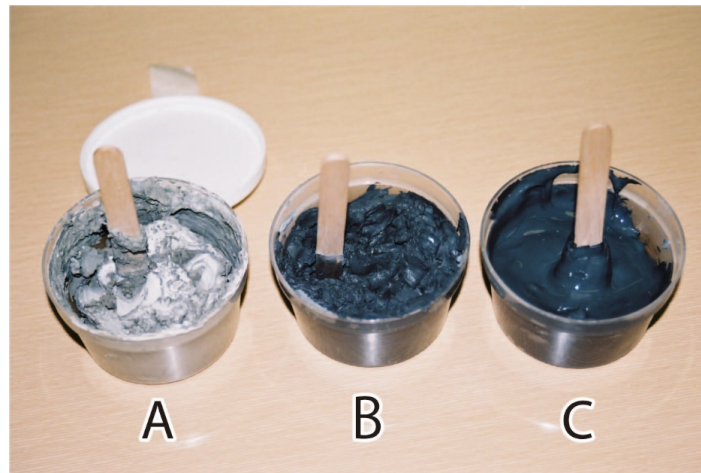


写真 2.5 クイッククレイ．自然状態（B）を乱すと容易に液状化（C）する．液状化した(C) に塩を混ぜると溶脱されていた  $\text{Na}^+$  が補完されて安定化（A）する．

Photo 2.5 Quick clay samples. Natural condition of the clay (B) is easily liquefied (C) by disturbing. The liquefied clay (C) is solidified (A) by adding salt ( $\text{Na}^+$ ).

化によって容易に骨格構造が壊れて液状化し、深刻な粘性土地すべりを引き起こす（Geertsema et al., 2006；L'Heureux et al., 2012）。また崩土は液状化して長距離を高速で流下するため、被害は距離の離れた下流域まで広く及ぶ。このためクイッククレイの分布域では地すべりからの人的・物的財産の保全が大きな課題となっている（Karlsrud et al., 1984）。ノルウェーにおける代表的なクイッククレイ地すべり災害として Verdalén 地すべりと Rissa 地すべりを挙げる（Gegersen and Sandersen, 1989）。前者の Verdalén 地すべりは 1893 年にノルウェー中部の都市 Trondheim から数 10 km 北東で発生した面積  $3.0 \times 10^6 \text{ m}^2$ 、土量  $5.5 \times 10^6 \text{ m}^3$  の過去最大規模のクイッククレイ地すべりであり、112 名が犠牲となった。発生原因は河川侵食による斜面末端の不安定化である。これほど大規模な地すべりにもかかわらず発生域の地表面勾配は  $10^\circ$ 未満と小さく、ほぼ平地に近い地盤でも発生しうる点がクイッククレイ地すべりの特徴を良く示している。一方 Rissa 地すべりは 1978 年に Botnen 湖岸で発生し、その規模は面積  $3.3 \times 10^5 \text{ m}^2$ 、土量  $5\text{--}6 \times 10^6 \text{ m}^3$  であり、1 名が犠牲となり 7 つの農場と 5 戸の家屋が被害を受けた。この地すべりの発生原因は付近の湖岸でおこなわれたわずか数  $\text{m}^3$  の盛土工事である。地すべりは盛土直上部の崩壊によって始まり、それによって不安定化した周辺斜面の崩壊が次々と上部へ波及して拡大した。

### 2.3.2 Roesgrenda 地すべりの概要

Roesgrenda 地すべりの位置と地形図を図 2.12 に示す。地すべりはノルウェー中部の都市 Trondheim の北東 60 km に位置する ( $63^{\circ} 48' N$ ,  $11^{\circ} 52' E$ )。現地はノルウェー海流の影響を受けるため高緯度な割には温暖な気候だが、厳寒期には  $-20^{\circ} C$  以下の最低気温を記録する。降雪は通常は 10 月前後から翌年 4 月前後まで認められ、冬期の最大積雪深は約 1 m である。Trondheim における気象は図 2.13 に示すように 1988 年から 2002 年までの年

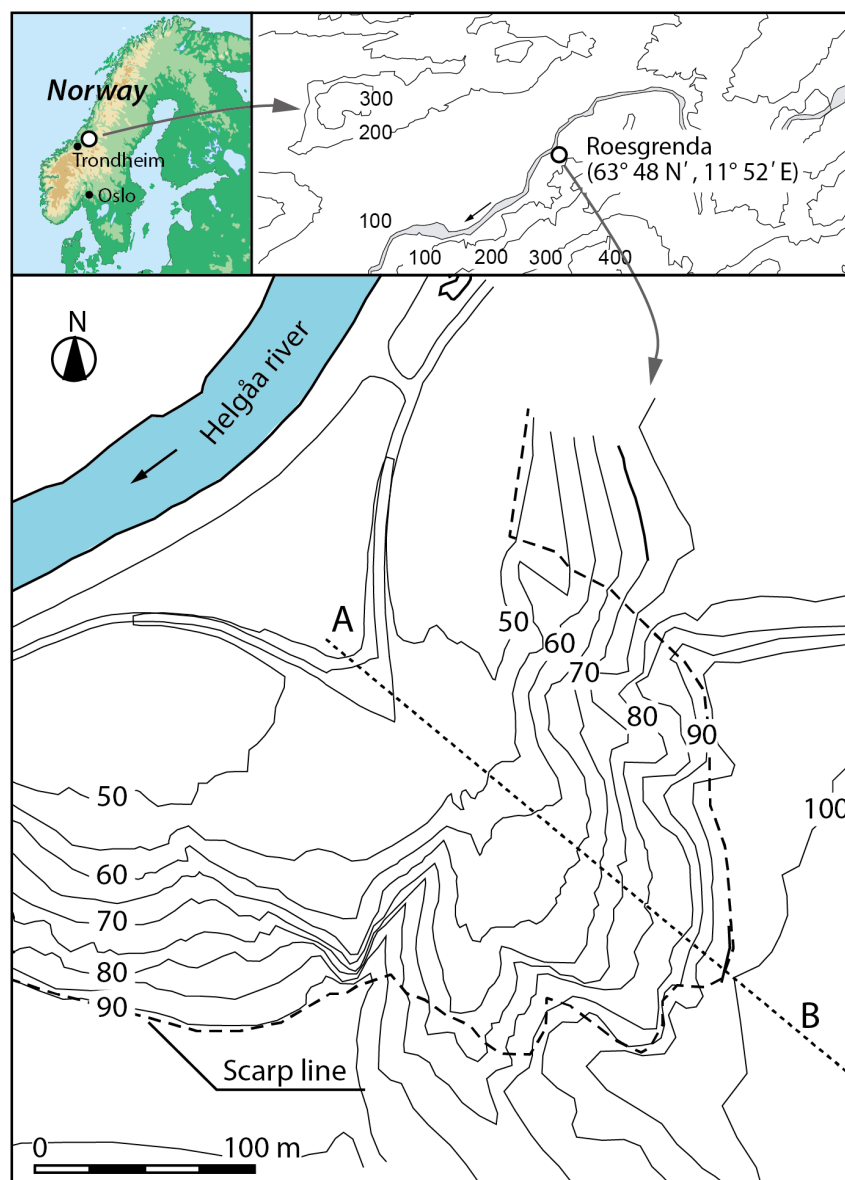


図 2.12 Roesgrenda 地すべり試験地の位置と地形図。図中の A – B 線は図 2.14 で描かれる断面図の側線位置

Fig. 2.12 Location and topographical map of the Roesgrenda landslide research site. Line A–B corresponds to the geological cross-section in Fig. 2.14.



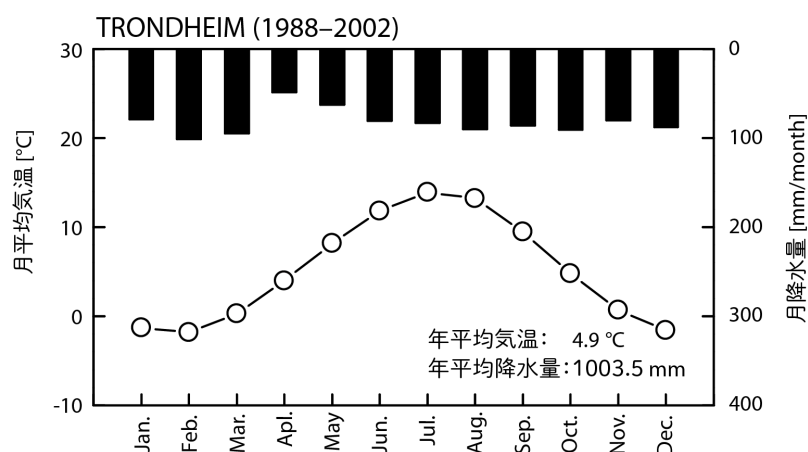


図 2.13 Trondheim の気象 (Thorolfsson, 2007)

Fig. 2.13 Air temperature and precipitation at Trondheim (Thorolfsson, 2007)

平均気温が  $4.9^{\circ}\text{C}$ 、年降水量が  $1003.5\text{ mm}$  である (Thorolfsson, 2007)。地すべりは Helgaa 川に沿った Verdal 溪谷沿いの標高  $50\text{--}100\text{ m}$  の斜面にあり (写真 2.6)。滑落崖は  $30\text{--}40^{\circ}$  の急勾配をもってボウル状に広がり、その下方には崩落土砂の堆積物からなる勾配  $10\text{--}20^{\circ}$  の棚部が形成されている (写真 2.7)。

Roesgrenda 地すべりの斜面発達は次のように説明される。Verdal 溪谷沿いの斜面は最終氷期終了後に海底から隆起して陸化し、地下水流動による溶脱作用によって海成粘土からクイックレイに変化した。複数の地下水流動層では粘土成分も流失して砂やシルトを主体とする厚さ  $1\text{ mm}$  から数十  $\text{mm}$  の薄層が形成され、この薄層から地下水が滲出している。当時の河川侵食基準面にあったクイックレイ層の上位では河川堆積物層が発達した。このような経



写真 2.6 Roesgrenda 地すべり試験地の空中写真

Photo 2.6 Aerial view of the Roesgrenda research site

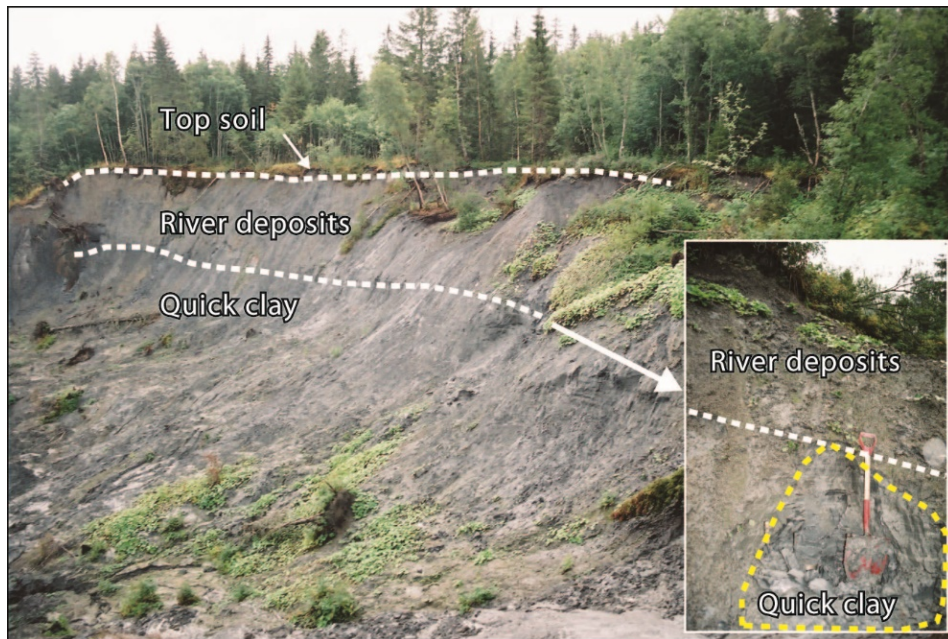


写真 2.7 Roesgrenda 地すべり滑落崖の全景

Photo 2.7 Landscape of the scarp at the Roesgrenda landslide research site

緯を経て現在の基本的な層序が形成された。侵食基準面は河川が何らかの原因によって谷部のモレーン堆積物を大きく破壊するたびに低下していった。最後の低下は 1893 年の洪水によるもので、その際に河川侵食基準面は海拔 80 m から 50 m になった。侵食基準面の低下によって作られた深さ 30 m ほどの溝は不安定なクイッククレイ層を露出させたため、河川に沿った斜面で多くの地すべりが発生した。これらの地すべりのほとんどは 1980 年代に築造された堤防によって安定化したが、Roesgrenda 地すべりでは 1995 年に地すべりの再活動が始まった。そこではクイッククレイ層および河川堆積物層を含む滑落崖の一部が次々と移動を開始しながら最後には崩落へ至る典型的なクイッククレイ地すべりが断続的に発生した (Larsen et al., 1999)。地すべりは 1995 年から 2001 年までの 6 年間にかけて多く発生し、そのいくつかは表 2.2 に示すように比較的大規模な斜面崩落（土量 10000 m<sup>3</sup> 以上）にまで発展している。この地すべりの発生域の運動形式を図 1.3 の地すべり分類図に当てはめると発生域ではスプレッド (Sp)，移送堆積域ではフロー (Fw) に該当する。

Roesgrenda 地すべり試験地の地質断面図を図 2.14 に示す。当試験地の基岩は古生代の堆積岩で、その上位にモレーン堆積物が 10 m，クイッククレイ層が 25-30 m，粘土，シルト，礫によって構成された河川堆積物層が 10 m の厚さでそれぞれ堆積している。滑落崖斜面に植生はほとんどないが冠頭部および上部平坦面にはトウヒなどを中心とした樹高 15 m

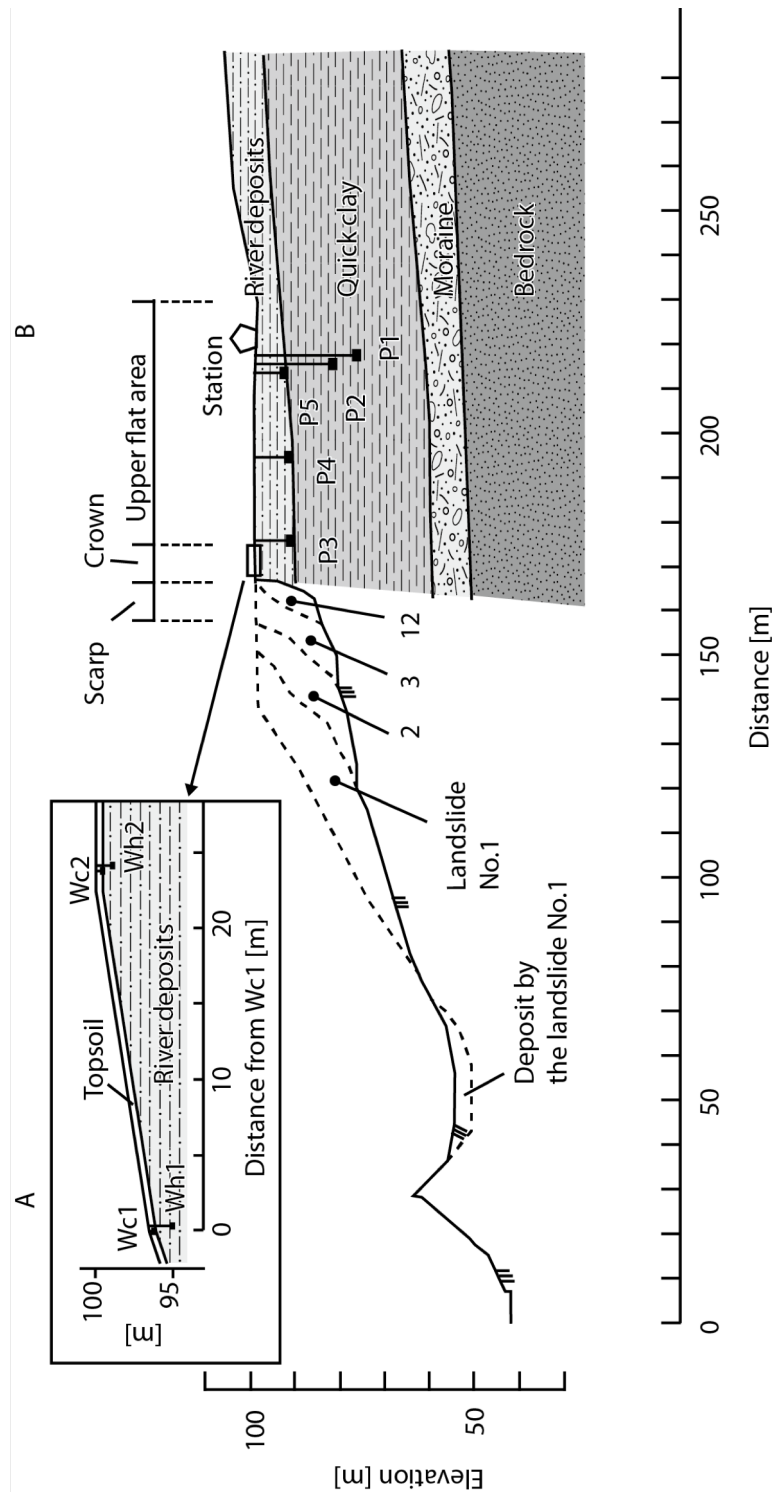
表 2.2 Roesgrenda 地すべり試験地において 1995 年から 2001 年までに発生した地すべり

Table 2.2 Landslides occurred from 1995 to 2001 at the Roesgrenda research site

| No. | Date (m/d/y) | Volume [m <sup>3</sup> ] | Remarks  |
|-----|--------------|--------------------------|--|
| 1   | 03/05/1995   | 20,000                   | The largest landslide observed since 1995                  |
| 2   | 10/18/1995   | 10,000                   |  |
| 3   | 07/05/1996   | 10,000                   |  |
| 4   | 02/ ?/ 1998  | ---                      | Minor failure (less than 20 m <sup>3</sup> )               |
| 5   | 03/30/1998   | ---                      | Minor failure (less than 20 m <sup>3</sup> ) destroyed St1 |
| 6   | 05/11/1998   | 1,000                    |  |
| 7   | 07/ ?/ 1998  | 150                      | Occurred at beginning of July                              |
| 8   | 08/17/1998   | 3,000                    |  |
| 9   | 01/20/2000   | ---                      | Minor failure destroyed soil temp. sensor of St1-St4       |
| 10  | 01/24/2000   | ---                      | Minor failure  |
| 11  | 02/10/2000   | ---                      | Minor failure  |
| 12  | 03/02/2000   | 2,000                    |  |
| 13  | 03/04/2000   | 300                      |  |
| 14  | 04/20/2001   | ---                      | Minor failure  |

前後の常緑針葉樹林が成立しており地表面は 0.5 m 未満の茶褐色森林土壌で被覆されている。土層の物理性を表 2.3 に示す。クイッククレイの自然含水率 ( $w$ ) は液性限界 ( $w_L$ ) の一般値である約 16 % (Kristoffersen, 1999) を上回り、容易に液状化するその性質を良く示している。推定される飽和透水係数 ( $K_{sat}$ ) は  $10^{-9}$ – $10^{-12}$  m/s (Larsen, 2002 ; Long, 2005) と極めて低く JIS A 1218 では実質的な不透水層と定義されている。河川堆積物層の飽和透水係数は未計測だが、同層に挟在する砂質層からわずかな水の滲出が認められることからクイッククレイ層よりもやや大きいと推定される。表土層の飽和透水係数も未計測だが、森林土壌では基盤地質とは無関係におおよそ  $10^{-3}$ – $10^{-5}$  m/s であることが室内試験から分かっており (例えば Hayashi et al., 2006 ; Noguchi et al., 1997) , 試験地の  $K_{sat}$  もこれに準ずる値と考えられる。

当地すべりの保全対象は地すべり地下部を走る車道と河川である。1995 年に発生した地すべりでは崩落した土塊が流動化し道路や河川まで達したため、1996 年に V 字型の土堰堤が斜面末端部に建設された。この堰堤は下流域まで流下した崩落土砂を側方の安全域へ分割・誘導し、車道と河川への直接的被害を軽減する機能を持つ。また、不安定と想定され



P1-P5: Piezometers; Wc1-Wc2: TDR soil volumetric water content sensors; Wh1-Wh2: Tensiometers  
 図 2.14 Roesgrenda 地すべりの断面模式図と水文センサーの設置深度。

Landslide の番号は表 2.2 で示した番号の地すべりに該当する。

Fig. 2.14 Schematic geological cross-section of the Roesgrenda research site

and locations of the hydrological sensors. Landslide Nos. 1, 2, 3, and 12 correspond to the numbers in Table 2.2.



た滑落崖上部に複数のワイヤーセンサーが設置された。基準値以上の移動量が計測された場合には、警戒ランプが点灯し車道を通行止めにする機能を有している。

表 2.3 Roesgrenda 地すべり土層の物理性

Table 2.3 Physical properties of soil at the Roesgrenda landslide research site

| Layer          | Water content <sup>1)</sup><br>w [%] | Hydraulic conductivity <sup>1),2)</sup><br>Ksat [m/s] | Porosity <sup>3)</sup><br>n [%] | Internal friction angle <sup>3)</sup><br>$\phi'$ [°] | Sensitivity <sup>1)</sup><br>St | Wet unit weight <sup>3)</sup><br>$\gamma_t$ [kN/m <sup>3</sup> ] |
|----------------|--------------------------------------|---|---------------------------------|--|---------------------------------|--|
| River deposits | 28.2                                 | N/A   | 41–44                           | 28   | 2–26                            | 19.7   |
| Quick clay     | 25.1                                 | $10^{-9}$ – $10^{-12}$                                | 42                              | 26   | 73–186                          | 20.2   |

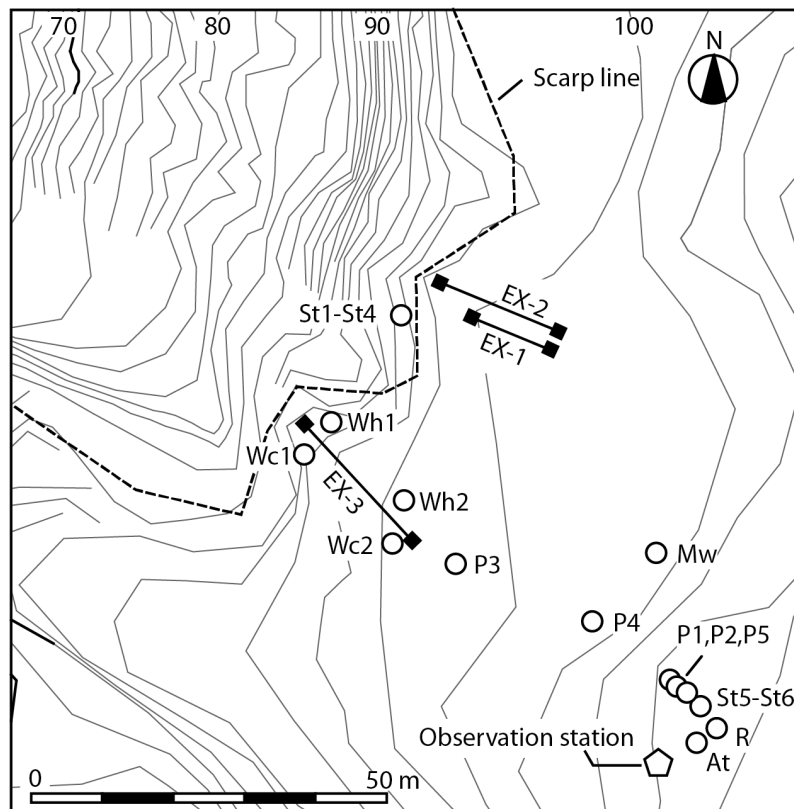
1) Larsen (2002), 2) Long (2005), 3) Larsen et al. (1999)

### 2.3.3 観測体制

Roesgrenda 地すべりの初生時の発生原因は河川侵食である。しかし河川に縦工対策がなされて侵食が抑制された現在は地すべりの誘因としては考えにくく、また河川沿いの車道は通行車両が少ないため交通振動が誘因とも考えにくい。現在の地すべり活動の原因としては、まず素因として過去の地すべりによって形成された急傾斜の滑落崖の存在が挙げられ、誘因としては降雨、融雪による間隙水圧の上昇、そしてそれにとまなう土の有効応力の減少、せん断抵抗力の低下が考えられる。本研究では、これら地すべりの誘因を踏まえ、(1) 滑落崖付近における地表の移動量、(2) クイッククレイ層内における間隙水圧の変動、(3) 地下水の供給源となる降雨、融雪量等の気象特性を対象とする観測環境を構築した。観測機器の平面位置、断面図、一覧表をそれぞれ図 2.15、図 2.14、表 2.4 に示し、それらの観測手法を以下に述べる。

#### (1) 地すべり変位観測

3 基の地表移動量計 (EX-1–EX-3) を滑落崖直上の冠頭部に設置した。地すべりの可能性が高いと思われる尾根状地形の冠頭部へ EX-1, EX-2 を、現在は安定しているが将来に大規模地すべりの発生が予想される冠頭部へ EX-3 を設置した。EX-1, EX-2 と EX-3 間の距離は約 30 m である。滑落崖線と垂直方向計測用ワイヤーを張り、滑落崖側をスチールロッドで固定してアンカーとし、反対側には計測ボックス (写真 2.8) を据え付けた。計測ボックスに引き込まれたワイヤーは、ボックス内の 10 回転式ポテンショメータ付きプーリーに巻



|            |                         |            |              |
|------------|-------------------------|------------|--------------|
| At:        | Air temperature sensor  | P1 - P5:   | Piezometer   |
| R:         | Rainfall gauge          | Wc1 - Wc2: | TDR sensor   |
| St1 - St6: | Soil temperature sensor | Wh1 - Wh2: | Tensiometer  |
| MW:        | Meltwater gauge         | Ex1 - Ex3: | Extensometer |

図 2.15 Roesgrenda 地すべり試験地における観測機器の位置

Fig. 2.15 Arrangement of the instrumentations and locations of the landslides at the Roesgrenda landslide research site

き取られている。地すべりが移動するとブーリー中心部に組み込まれたポテンショメータが回転して電気抵抗が変化するため、これを計測することで変位量が求められる。ワイヤー長は EX-1 が 10.0 m, EX-2 が 15.0 m, EX-3 が 22.0 m である。計測範囲は EX-1, EX-2 では 3140 mm であるが、EX-3 では土塊の長距離移動を追従観測できるように計測用ボックス内にギア比 1:5 の変換器を取り付け、最大 15700 mm の計測を可能としている。ただし、圧縮方向への計測に備えワイヤーをあらかじめ逆方向へ多少引き延ばしているため、実際の計測長はやや小さい。計測精度は EX-1, EX-2 で 0.3 mm, EX-3 で 1.9 mm である

## (2) 水文観測

表土層付近の水文環境を観測するため、テンシオメータ (Wh1, Wh2; サンケイ理化

表 2.4 Roesgrenda 地すべり試験地における観測項目一覧

Table 2.4 Instruments installed at the Roesgrenda landslide research site

| Symbol    | Sensor type              | Location  | Depth (m)<br>Length (m) | Layer                    | Unit               | Accuracy         | Start of<br>monitoring |
|-----------|--------------------------|-----------|-------------------------|--------------------------|--------------------|------------------|------------------------|
| P1        | Piezometer               | Flat area | 22.0                    | Quick clay               | kPa                | ± 0.25% F.S.     | Nov. 1997              |
| P2        | Piezometer               | Flat area | 18.8                    | Quick clay               | kPa                | ± 0.25% F.S.     | Nov. 1997              |
| P3        | Piezometer               | Crown     | 10.0                    | Bottom of river deposits | kPa                | ± 0.25% F.S.     | Sep. 1999              |
| P4        | Piezometer               | Flat area | 9.5                     | Bottom of river deposits | kPa                | ± 0.25% F.S.     | Sep. 1999              |
| P5        | Piezometer               | Flat area | 9.0                     | Bottom of river deposits | kPa                | ± 0.25% F.S.     | Sep. 1999              |
| Wc1       | TDR water content sensor | Crown     | 0.4                     | Topsoil                  | mmH <sub>2</sub> O | ± 2%             | Sep. 1999              |
| Wc2       | TDR water content sensor | Crown     | 0.4                     | Topsoil                  | mmH <sub>2</sub> O | ± 2%             | Sep. 1999              |
| Wh1       | Tensiometer              | Crown     | 1.4                     | Top of river deposits    | % in volume        | ± 2%             | Sep. 1999              |
| Wh2       | Tensiometer              | Crown     | 1.0                     | Top of river deposits    | % in volume        | ± 2%             | Sep. 1999              |
| R         | Rainfall gauge           | Flat area | ---                     | Above the ground         | mm                 | ± 0.5 mm         | Nov. 1997              |
| Mw        | Meltwater gauge          | Flat area | ---                     | On the ground            | mm                 | ± 0.5 mm         | Nov. 1997              |
| At        | Air temperature sensor   | Crown     | ---                     | Above the ground         | °C                 | ±(0.15+0.002t)°C | Nov. 1997              |
| St1 - St4 | Soil temperature sensors | Scarp     | *1                      | Top soil, river deposits | °C                 | ±(0.15+0.002t)°C | Nov. 1997              |
| EX-1      | Extensometer             | Crown     | 10                      | Surface                  | mm                 | 0.3 mm           | Nov. 1997              |
| EX-2      | Extensometer             | Crown     | 15                      | Surface                  | mm                 | 0.3 mm           | Nov. 1997              |
| EX-3      | Extensometer             | Crown     | 22                      | Surface                  | mm                 | 1.9 mm           | Sep. 1999              |

\*1) Four sensors were installed at depths of 0.05, 0.50, 1.00 and 1.50 m, respectively.

SK-5500ET-C) および TDR 土壌水分計 (Wc1, Wc2 ; Campbell CS615) を地表移動量計 EX-3 のワイヤー両端部付近に埋設した。テンシオメータの埋設深は GL -1.0--1.4 m, TDR 土壌水分計の深度は GL -0.4 m である。試験地は冬期の凍結深が最大 GL -1.0 m 近くまで達することがあるが、TDR 土壌水分計は金属製プローブを材料とするため、感部が損傷する可能性は低い。



写真 2.8 地表移動量計 (EX-1, EX-2)

Photo 2.8 Extensometers of EX-1 and EX-2

河川堆積物層およびクイッククレイ層の間隙水圧を観測するため、5 基の間隙水圧計 (P1-P5 ; OYO Model-4585) を滑落崖と冠頭部を結ぶ測線に沿った上部平坦面に設置した。滑落崖からの距離は P1, P2, P5 が 46 m, P4 が 30 m, P3 が 13 m である。設置対象層は P1, P2 はクイッククレイ層の中央付近 (GL -18.8--22.0 m) , P3, P4, P5 は上位の河川堆積物層底面付近 (GL -9.0--9.5 m) である。間隙水圧計の測定範囲は 350 kPa で 0.25 % F.S.の精度をもつ。センサーとデータロガーを結ぶ信号ケーブルの線間抵抗は電氣的ノイズとなってデータの精度を低下させるが、本観測では信号を電流出力 (4-20 mA) にすることでノイズをキャンセルしている。地表から約 1 m 削孔したあと、先端にコーンを取り付けた間隙水圧計を重機の油圧を用いて直接押し込んだ。押し込み時に生じた孔隙は設置直後に周囲の押し出しによって自然に充填された。

### (3) 気象観測

滑落崖から 55 m 離れた上部平坦面に高さ 2.0 m の木柱を 2 本建て、それぞれの頂部に転倒マス式降水量計 (Yokogawa B-011-20) と自然通風式の気温計を設置した。降水量計には凍結防止と降雪量観測のため受水口上部と転倒マス周辺にサーモスタット付きヒータを装備し、雨量計側部には風防を取り付けて雨雪の捕捉率を高めた。滑落崖から 35 m 離れた上部平坦面に融雪水量計を設置した。これは地表面に据えた面積 1 m<sup>2</sup> のステンレス製ライシメータに硅砂を充填し、底面から流出する融雪水を近傍のハンドホールへ導き、転倒マス式流量計 (Yokogawa ; B-011-21) で融雪水量を計測する仕組みになっている。受水口上部と転倒マスには凍結防止用サーモスタット付きヒータを取り付けた。さらに滑落崖の 4



深度 (GL -0.05, -0.50, -1.00, -1.50 m) と上部平坦面の 2 深度 (GL -0.05, -1.00 m) に白金抵抗測温抵抗体式 (pt100Ω) の地温計を設置した。障害物による計測誤差を最小限にするため周辺立木を伐採して必要な開空度を確保した。積雪深は自動観測していないが、試験地から 8 km の位置にある Skjækerfossen 気象観測所 (標高 125 m) において日積雪深を観測している。なお上部平坦面において 1998 年から 2000 年にかけて積雪深 (14 回) と積雪荷重 (5 回) の手ばかり観測をおこなっている。

#### (4) 自動観測システム

本研究の観測試験地は海外に位置するため、現地に赴いて維持管理することは困難である。また観測システムに何らかの異常が発生した場合に即座に現地で対応することも難しい。そこで、次の (1) 観測の安定性と (2) 観測データのモニタリング、に重点を置いて構造を可能な限り単純化した自動観測システムを構築した (図 2.16)。

滑落崖から 55 m 離れた場所に観測小屋を建設し、用意されたデータロガー (Campbell CR10X) によって 15 分間隔の計測をおこなった。蓄積された計測データは RS232C インターフェースで結ばれた制御用 PC (MS-Windows) によって定期的に回収される。観測小屋には 220V の商用電源が用意されており、データロガーおよび PC へ電源を常時供給するほか、センサーへの電圧の印加、ヒータ電力の供給もおこなっている。またデータロガーは定格容量 7 Ah の予備バッテリーを備えており、停電等で商用電源が停止した際にも一部のセンサーを除いて数十分の計測が可能である。また避雷対策のため、屋内、屋外のターミナルボックスに避雷素子を取り付け、電源線にはノイズフィルタトランスを装備している。

制御用 PC には公衆回線が接続されており、テレメータシステムにより遠隔地のコンピュータから観測値のモニタリングやデータ回収、観測環境の変更が可能になっている。これらは観測の労力を軽減するだけでなく緊急的な対応、例えば地すべり移動量が増加した場合に即座に観測時間間隔を密に変更できる、といった利点を有する。

## 第3章 伏野地すべり試験地における積雪分布

### 3.1 本章の目的

研究対象のひとつである伏野地すべりは豪雪地域に位置し、冬期の積雪深は 3–5 m に達する。地すべり地は長さが約 350 m の長さで、約 80 m の標高差を有するため、地すべり地内に分布する積雪深と積雪荷重は凹凸や勾配などの地形条件に影響を受けて不均一になると考えられる。本章では航空レーザ測量技術を用いて伏野地すべり地の積雪深を面的に計測し、その分布特性を把握する。また気象露場と地すべり地内の双方で計測される定点の積雪深と積雪荷重を比較し、気象露場で観測される積雪深、積雪荷重を地すべり地の代表値とみなすことへの妥当性を検証する。

### 3.2 航空レーザ測量による積雪深分布の計測

#### 3.2.1 積雪深分布の計測に関する既往研究

山地における積雪分布の評価に関する研究は、これまで様々な手法でおこなわれてきた。基本的には、現地では測深棒、スノーサンプラーを用いて積雪深や積雪水量を複数点で測定する手法が用いられ、そこから積雪深や積雪水量の平面分布が求められている（小池ほか，1985；笹ほか，1989；藤原ほか，1994；Lapen and Martz, 1996；松山，1998）。この手法は、直接計測するためデータの信頼性は高いが、人力に依存するがゆえに平面分布を論じるには観測密度、精度ともに問題が残る。さらに、衛星画像を用いた積雪域抽出技術の発達にともない、Landsat や NOAA/AVHRR データから積雪域と非積雪域を分離して積雪量分布を推定する試みが盛んとなった（武田・高橋，1981；風間・澤本，1995；朝岡ほか，2002；島村ほか，2003）。この手法は、広範囲の積雪量分布を比較的容易に捉えられるが、積雪深を直接的に求めることが困難である。

近年、航空機搭載型のレーザスキャナを用いた地表測量（以下、航空レーザ測量、とする）がおこなわれる例が増えてきた（高橋，2000；八木ほか，2003）。さらにその応用として、都市域における三次元モデルの作成（Murakami et al., 1999；政春，2000）や森林域での樹高分布の測定（Magnussen and Boudewyn, 1998；瀬戸島ほか，2002）、立木体積の測定（Næsset, 1997）など、幅広い分野へも適用されつつある。

航空レーザ測量の応用として積雪分布計測への適用がある。すなわち、同じ区域（0.1–

10 km<sup>2</sup> 程度) において同測量による計測を積雪期と無積雪期にそれぞれおこない、両者の標高値の差分計算から、積雪深の面的分布を求める方法である。航空レーザ測量の持つ精度が十分発揮されれば、従来の現地計測や衛星データに比べて、解像度、精度ともに高い質の積雪分布が求められるものと考えられる。齊藤ほか(1999)、秋山ほか(2002)は航空レーザ測量の積雪面計測への適用例を示し、岩男ほか(2001)、小菅ほか(2003)はグラウンドトゥルース(現地での実測値)との比較によって計測精度についての検討も進められている。このように航空レーザ測量技術を用いた積雪深分布計測の適用範囲は広がりつつあるが、地すべり地に適用した事例はまだない。

### 3.2.2 計測方法

航空レーザ測量は図 3.1 に示すように、レーザスキャナ(走査式光波測距儀)、GPS、IMU(慣性計測装置)等搭載した航空機を用いて、上空から地表面に向けてスキャナの首を振りながらレーザをパルス状(25000Hz)で発射し、その反射時間から地表面形状を面的に計測する測量手法である。森林地帯においても、樹林密度が著しく密でなければレーザの一部が樹冠の間隙を通過して林床に達するため地表面形状を計測可能である特長を持つ。一般的な計測精度は平面座標で約±50cm、鉛直座標(標高)で約±

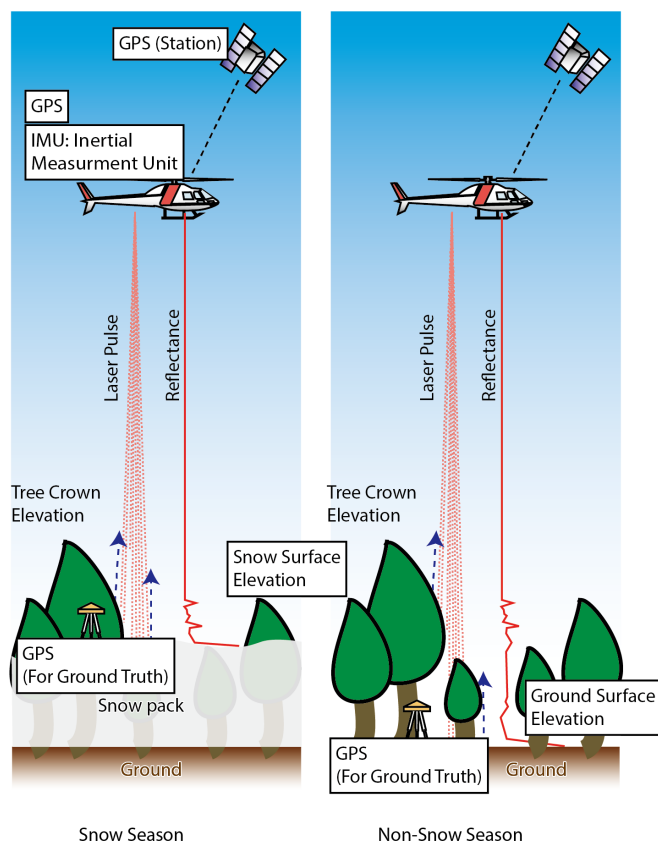


図 3.1 航空レーザ測量による積雪深の計測イメージ

Fig. 3.1 Schematic diagram of snow depth measurement by an airborne laser scanner

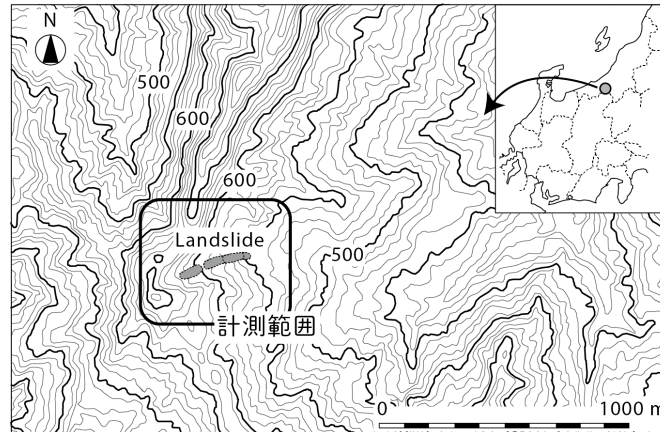


図 3.2 航空レーザ測量の計測範囲

Fig. 3.2 Measuring range of the airborne laser scanning

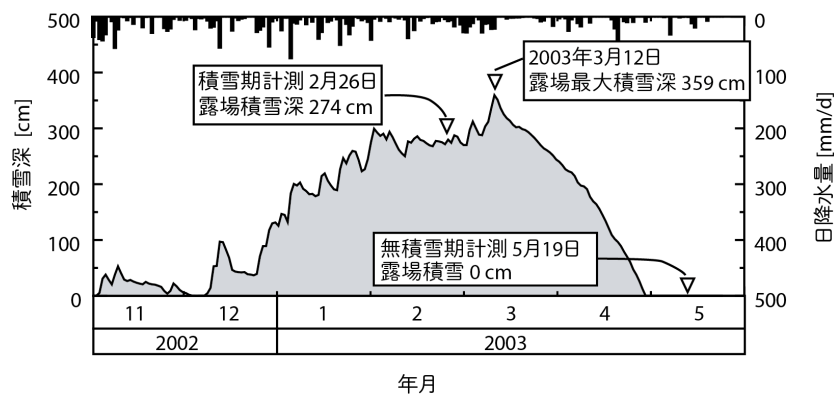


図 3.3 気象観測露場における 2002-2003 年寒候期の積雪深

Fig. 3.3 Time-series of snow depth in 2002–2003 cold season on the meteorological observation field at the Busuno landslide research site

15 cm である。平面座標の精度は計測密度に依存して変化するが、鉛直座標の精度はレーザ自身の精度に依存するため不変である。計測方法と計測精度の関係については仲野ほか(2001)が詳しい。

伏野地すべり試験地を中心とした東西 0.6 km × 南北 0.5 km、面積 0.3 km<sup>2</sup> の範囲 (図 3.2) を対象に、積雪期の 2003 年 2 月 26 日に航空レーザ測量を実施して雪面標高を計測した。航空レーザ測量の精度検証のため、あわせて計測範囲内の緩勾配疎林地における 6 点の積雪深をリアルタイムキネマティック GPS (RTK-GPS；計測精度±3 cm) で求めた。当日の気象露場での積雪深は 274 cm で同寒候年の最大積雪深 359 cm (2003 年 3 月 12 日)

表 3.1 航空レーザスキャナの計測仕様

Table 3.1 Specification of measurement of an airborne laser scanner

| 項 目      | 仕 様                |
|----------|--------------------|
| プラットフォーム | 回転翼(ヘリコプター: AS350) |
| レーザ発射回数  | 25000 Hz           |
| スキャン回数   | 25 Hz(可変)          |
| スキャン角度   | ± 20°(可変)          |
| ビーム拡散度   | 0.2 mrad           |
| 受信パルスモード | First / Last 同時    |
| レーザ波長    | 1064 nm            |
| 飛行高度     | 300 – 800 m        |
| 飛行速度     | 50 – 300 km/h      |
| コース間隔    | 200 m              |
| コース重複率   | 9 – 75 %           |
| 平均計測密度   | 1.0点 /m 以上         |
| 測距(鉛直)精度 | ± 0.15 m / shot    |
| 座標(水平)精度 | ± 0.5 m(高度 1000 m) |

に比べて 85 cm 少ない (図 3.3) が、1 月下旬から 3 月中旬までの平均的な積雪深範囲内 (約 250–350 cm) にあることから、当日は同寒候年の平均的な積雪状態にあったとみなした。次に消雪から 19 日後の 2003 年 5 月 19 日に無積雪期の航空レーザ測量を実施し地表面標高を計測した。この時期は植生繁茂が未発達で地表面計測に適した環境が得られた。計測仕様を表 3.1 に示す。

### 3.3 積雪深の分布特性

#### 3.3.1 航空レーザ測量結果に基づく積雪深分布図の作成と精度の検証

図 3.4 に示すフローに従い、積雪期と無積雪期の 2 時期の航空レーザ測量によって得られた積雪面と地表面のランダム三次元座標データ (1 m<sup>2</sup> あたり 1 点以上) に内挿処理を施し、計測範囲について 1 m 格子 (600 × 500, 格子点数 300000) の数値標高モデル (DEM) を作成した。格子点ごとに積雪面標高から地表面標高を差し引いた値を積雪深と見なして積雪深の平面分布を求めた。地表面等高線図上に表された積雪深分布図を図 3.5 に、全格子点についての積雪深ヒストグラムを図 3.6 に示す。対象範囲における平均積雪深は 229.1

cm, 最頻積雪深帯は 250–260 cm となった。

航空レーザスキャナによる積雪面の計測については、積雪の色や雪の結晶の凹凸がレーザ光線の反射率を高めるため通常の地形計測に比べてデータの取得が容易になるという報告（秋山ほか，2002）がある一方で、積雪のような白色体ではレーザ反射速度が過大になるため、計測値が真値に対し 10 cm 強から 20 cm 強ほど高くなるという報告（小菅ほか，2003）もあり、精度について一般的な解明は十分に進んでいない。そこで同測量の計測精度を検証するため、現地で求められた定点 6 点

（A–F）および気象露場 1 点（Me）の積雪深を航空レーザスキャナによる積雪深と比較した。その結果、両者の計測誤差は+26.5–13.6 cm，誤差平均は+1.8 cm，標準偏差は 15.4 cm となった（[図 3.7](#)）。誤差の分布は過大値が 3 点，過小値が 4 点と正負一様に広がった。航空レーザスキャナ自身の持つ標高の計測精度は $\pm 15$  cm であるから、任意の 1 点における積雪深の計測精度は 2 点の標高の差分から求められるため $\pm 30$  cm となる。本計測結果は全てその誤差範囲に収まっており、航空レーザ測量の性能とほぼ一致した。以上の精度検証から、航空レーザスキャナによって計測された積雪深は任意の 1 点での積雪深を議論する場合には誤差が $\pm 30$  cm となりその信頼性に問題が生じるが、積雪深が数 m にも及ぶような緩勾配疎林地において積雪深の平面分布を議論する場合には、十分な信頼性を持つと考えられた。

一方で、[図 3.5](#)において積雪深が 0 または負の異常領域（黒色域）が尾根部と急勾配斜面の一部で認められた。全格子点に対する負の格子点数の割合は 1.3 %（3914/300000 点）であった。尾根部において負の領域が現れた原因は、レーザが樹木を透過できず樹冠標高を地表面標高と見なしたためと考えられる。また、急勾配斜面で負の領域が現れた原因は、

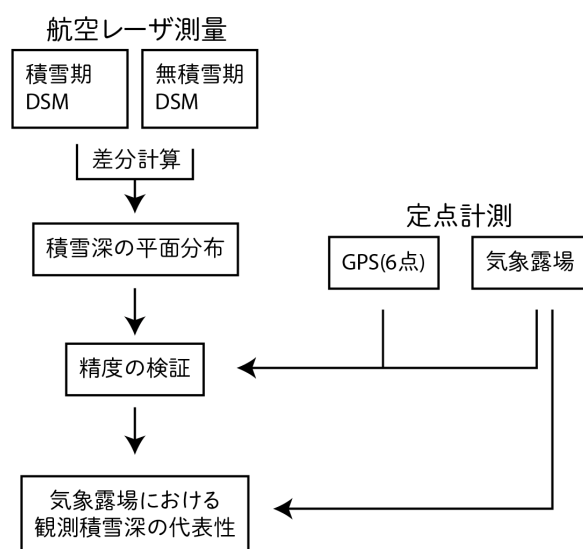


図 3.4 航空レーザ測量による積雪深分布計測と解析の流れ

Fig. 3.4 Flow of the measurement and analysis of the snow depth distribution by the airborne laser scanning



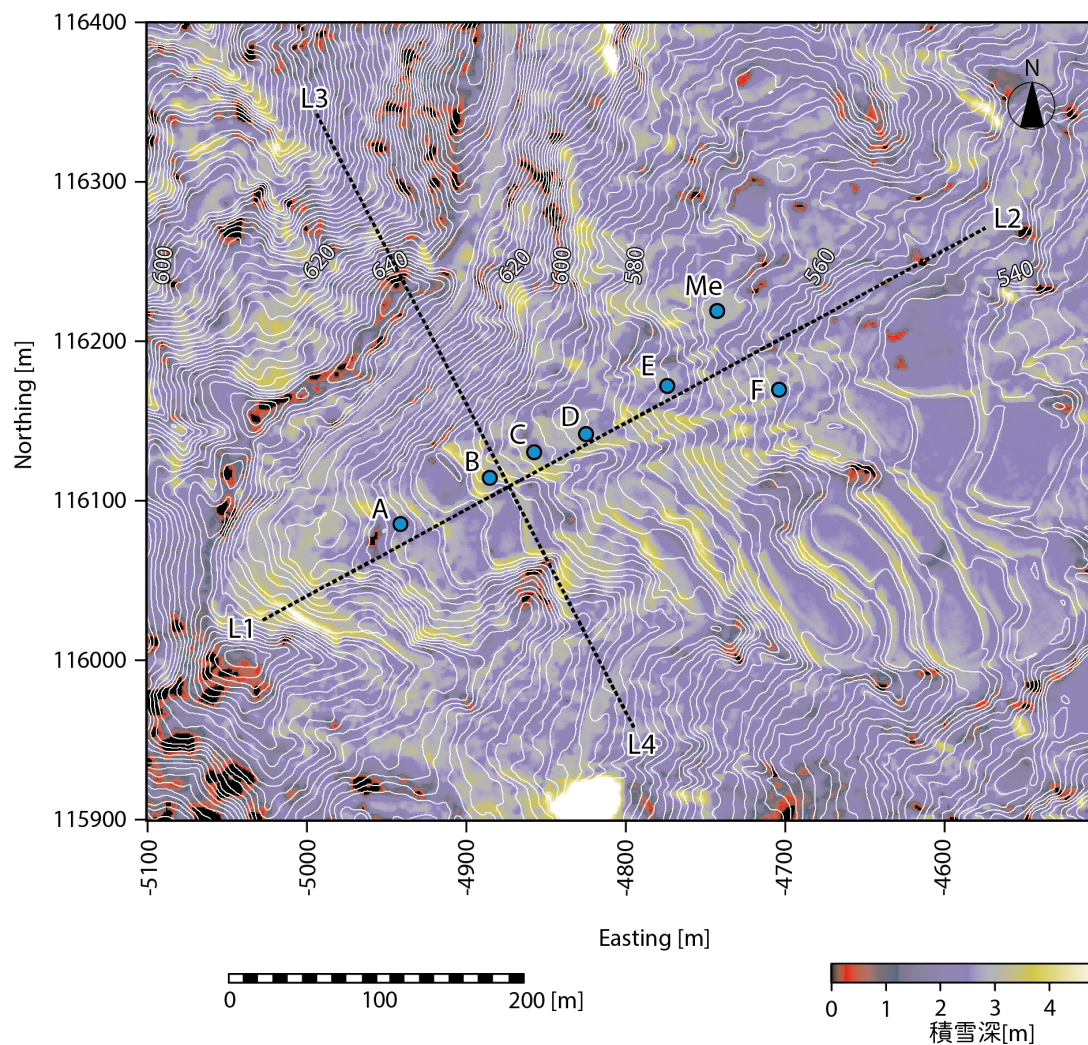


図 3.5 航空レーザスキャナ計測による積雪深の平面分布

Fig. 3.5 Planar distribution of snow depth by the airborne laser scanning at the Busuno landslide research site

その形状から見てまず雪崩の発生による積雪深の低下があり、そこへ急斜面ほど計測値の異常領域が増加する航空レーザスキャナの特徴（内山・井口，2003）の影響が重なりあったためと考えることができる。このような負の異常領域は積雪分布解析において値の過小評価を招く恐れがあるため、尾根部と急勾配斜面での計測値の取扱には留意する必要がある。対象区域南縁部（Northing 115910 m, Easting -4830 m）における楕円状の積雪増加域（東西 50 m, 南北 30 m, 最大積雪深 1110 cm）は 2003 年 4 月に発生した地すべりによる地表面標高の低下が原因であり、実際の積雪深は反映されていない。

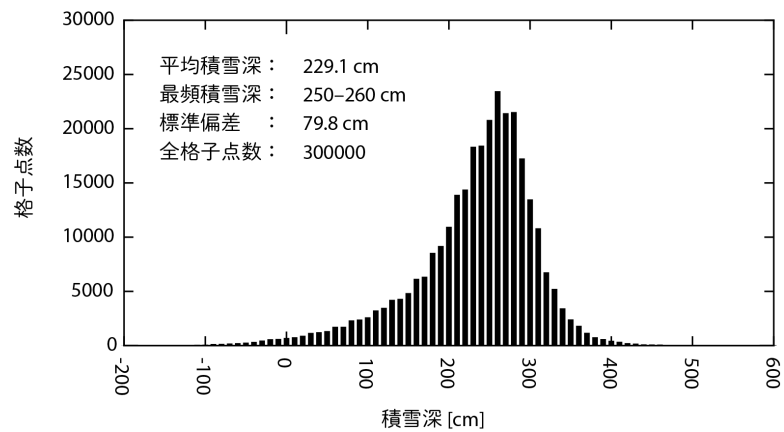


図 3.6 積雪深ヒストグラム

Fig. 3.6 Histogram of the obtained snow depth

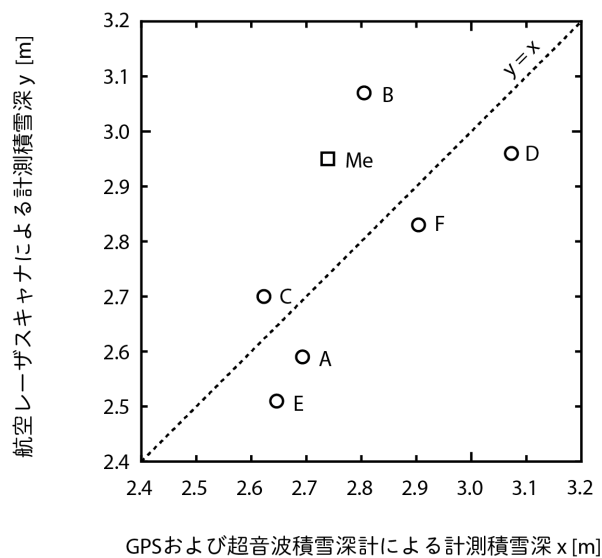


図 3.7 グラウンドトゥルス（A-F: GPS, Me: 積雪深計）と航空レーザーサスキャナによる計測積雪深の比較

Fig. 3.7 Comparison of measured snow depth by between the ground truth and the airborne laser scanning. Points from A to F is measured by GPS. Point of Me is measured by the snow depth gauge.



### 3.3.2 積雪深の分布に及ぼす地形効果

積雪分布図（[図 3.5](#)）上の測線 L1-L2 および L3-L4 の積雪断面を[図 3.8](#) のように作成し標高や方位、地形条件の違いによる積雪深分布の特徴を整理した。一般に積雪深は標高に比例して増加する（中島ほか，1993；野村ほか，1999）が L1-L2 測線の積雪深断面では標高の増大による積雪深の明瞭な増加は認められなかった。この理由として標高 300-500 m 程度の低山地では標高が積雪深に与える影響は小さい（藤原ほか，1994）ことと対象範囲の比高が 140 m と小さいことが考えられた。積雪深の増加領域（黄色）は北向きおよび北東向き斜面で多く南向き斜面では少なかった。これは単位面積あたりに受ける日射エネルギーの違いによるもので、日射エネルギーの最も大きい南向き斜面では融雪が促進されたことを裏付ける。積雪深は尾根部で減少し（赤色－黒色域）、谷部で増大する（黄色域）傾向があった。同様の傾向は L3-L4 測線の積雪深断面からも読み取ることができる。ただし大地形的なスケールによる影響は小さく、むしろ  $10^2 \text{ m}^2$  以下の小さな地形の凹凸に強く影響を受けた。笹ほか（1989）は現地観測に基づき尾根部では強風によって雪が飛ばされるため積雪深は減少し、風速の弱まる山腹斜面から谷部にかけて積雪深が増大することを指摘している。藤原ほか（1994）は低山地では積雪深は標高よりも  $10^0\text{-}10^1 \text{ m}^2$  スケールで

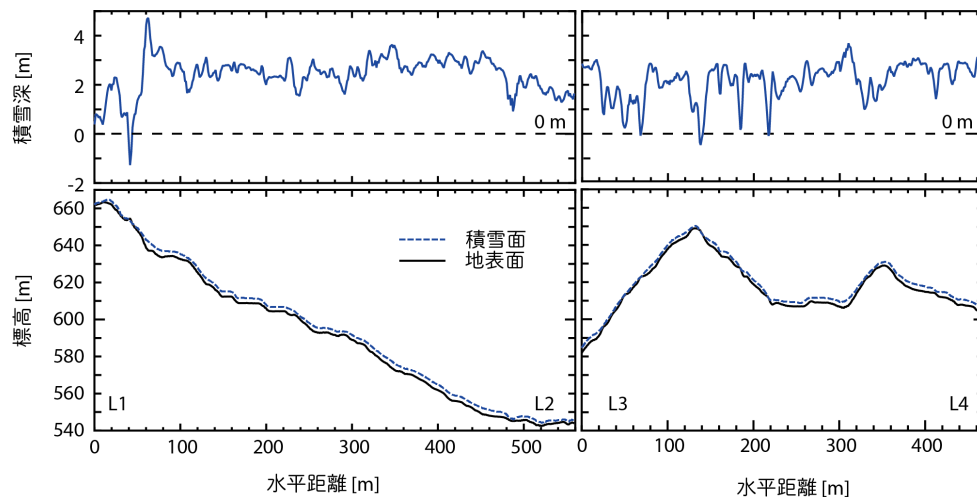


図 3.8 航空レーザスキャナによる計測積雪深の鉛直分布

（左：L1-L2 測線，右：L3-L4 測線）

Fig. 3.8 Vertical distribution of the snow depth obtained by the airborne laser scanning.

The above corresponds to the line connecting L1 with L2. The bottom corresponds to the line connecting L3 with L4.

の地形形状に影響を受けると報告している。本航空レーザ測量によって求められた積雪深分布は既往の現地調査と同様の結果が得られた。急斜面では雪崩の発生が原因と考えられる積雪深減少域が斑状に存在した。また、急斜面から緩斜面への傾斜変換点付近で積雪深の大きな領域（黄色）が筋状に分布した。これは雪崩、積雪のグライド、クリープによる積雪層の下方移動、堆積が原因と考えられた。

異常域の原因調査のため、2006年の積雪期（2006年3月7日；露場積雪深430 cm）に現地を踏査した。踏査は計測年の3年後に行われたが、両時期とも積雪最盛期に相当するため積雪分布特性は同等であると仮定した。2003年の航空レーザ計測では尾根と急斜面の一部に積雪深が負となる異常域が現れる一方、急－緩斜面境界の一部で積雪深の急増域、急減域が現れた。2006年の踏査から、異常域の発生理由はふたつ考えられた。ひとつは地形効果等に起因する実際の積雪深増減の反映であり、もうひとつは航空レーザ計測の技術的な問題に起因する計測誤差およびエラーである。前者は（1）－（3）が、後者は（4）－（5）がその要因と考えられた。

#### （1）雪崩による積雪深減少

2003年航空レーザ計測では、一部の急斜面で上下方向に細長い積雪深減少域が認められた。2006年踏査では同一斜面に積雪深の減少は認められなかったが、積雪の引っ張り破壊にともなうクラックが雪面に認められた。以上から当域は雪崩の頻発帯と考えられ、2003年航空レーザ計測前に雪崩が発生し、積雪深が減少していた可能性が考えられた。

#### （2）強風による積雪深減少

2003年航空レーザ計測では、尾根部に積雪深減少域（負域）が多く認められた。2006年踏査では尾根部の積雪深は0.1-0.2 m程度にまで減少していることが分かり、その原因として尾根部を通過する強風の影響が考えられた。

#### （3）積雪のクリープ、グライド、吹きだまりによる積雪深増大

2003年航空レーザ計測では、一部の急－緩斜面境界において積雪深の急増が認められた。2006年踏査では同域においても、上部急斜面から下部緩斜面へかけての積雪深増加を目視で確認した。再移動の原因として積雪のクリープ、グライド、風速差にともなう吹きだまりの形成が考えられた。

#### （4）落葉広葉樹林のレーザ遮断による地表面標高の過大評価

（2）で示した尾根部の積雪深減少（負）の他の要因として、落葉広葉樹林による計測エラーが考えられた。調査地はスギなどの針葉樹林が多く成立するが、尾根部では落葉広

葉樹が卓越する。落葉広葉樹帯では、冬期は落葉するためレーザが樹冠部を通過して積雪面標高の計測が容易となるが、葉が茂る春期から秋期はレーザが樹冠で反射するため地表面標高が過大に計測される。その結果、積雪面標高との差分すなわち積雪深が過小（負）となる可能性が考えられた。

#### (5) 急勾配斜面での誤差拡大

急斜面では反射レーザパルスの相対的減少により計測誤差が拡大する可能性が考えられた。

### 3.3.3 気象露場で観測される積雪深の代表性に関する検証

本研究では、伏野地すべり試験地近傍の気象観測露場で定点観測される積雪深を地すべり地の代表積雪深とみなして議論を進める。代表積雪深の妥当性を考察するため、地すべり地内の複数点における積雪深と積雪荷重を気象露場の観測値と比較した。最大積雪水量の発現時期に近い2002年3月8日に図3.9に示す4点でスノーサンプラー（内径4.0 cm，採雪断面積12.56 cm<sup>2</sup>，最大採雪長350 cm）を用いて積雪を採取した。採取地点は孔内多層移動量計（E1-E4）近傍の4カ所（S1-S4）である。各点で3-4回のスノーサンプリングをおこないその重量をフルスケール19.6 N（2 kgf）のバネばかりで計測した。

積雪深、積雪水量計測結果をおよび図3.10および図3.11示す。なおS4は計測数1回のため参考値である。気象露場で観測された積雪深は地すべり地で計測された積雪深と概

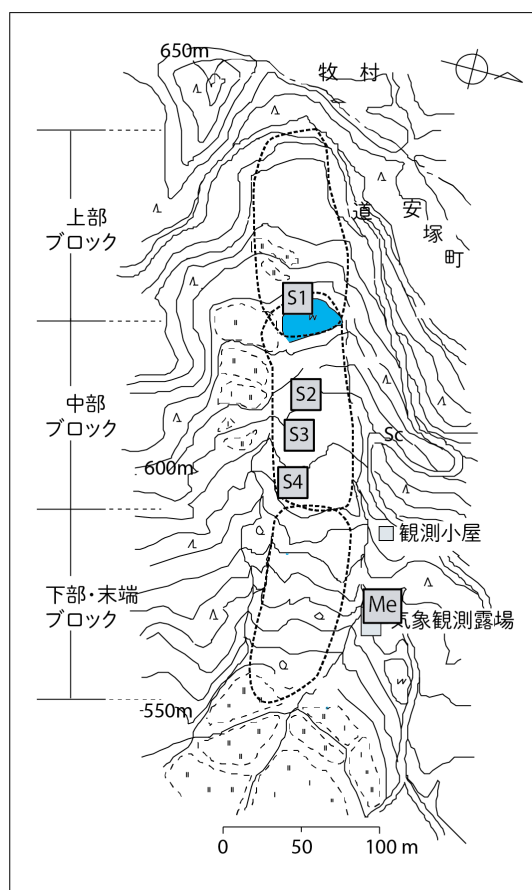


図 3.9 積雪密度の調査地点（S1-S4）

Fig. 3.9 Survey points for snow density at S1 to S4

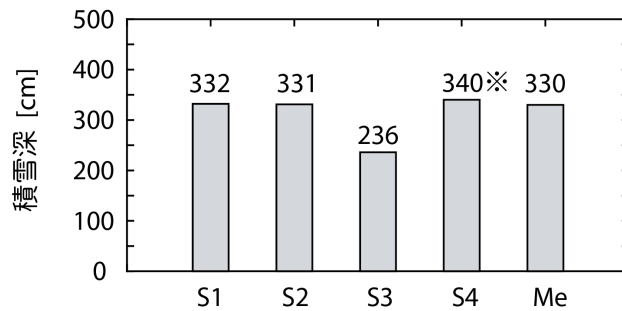


図 3.10 伏野地すべり地における積雪深の手ばかり計測結果

(S4 は計測回数 1 回のため参考値)

Fig. 3.10 Snow depths obtained by manual measurements at the Busuno landslide research site. Value measured at S4 is reference due to a lack of measurement number.

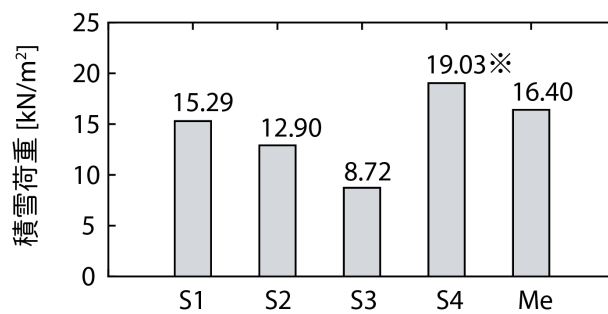


図 3.11 伏野地すべり地における積雪荷重の手ばかり計測結果

(S4 は計測回数 1 回のため参考値)

Fig. 3.11 Snow loads obtained by manual measurements at the Busuno landslide research site. Value measured at S4 is reference due to a lack of measurement number.

ね調和的であった。S3 のみ積雪深と積雪水量が相対的に小さくなったが、この理由は付近に出現した湛水池により積雪層の発達が阻害されたためと推論された。一方、積雪荷重は地すべり地内においてもバラツキが大きい傾向が認められた。これは積雪深が同じであってもその堆積、融雪環境の違いにより積雪密度 (図 3.12) が大きく異なることに起因する。以上から、気象露場の観測積雪深は地すべり地の実態と良く合うが、積雪荷重は地すべり地内での偏差が大きく、気象露場における観測値と必ずしも一致しない点が認められた。

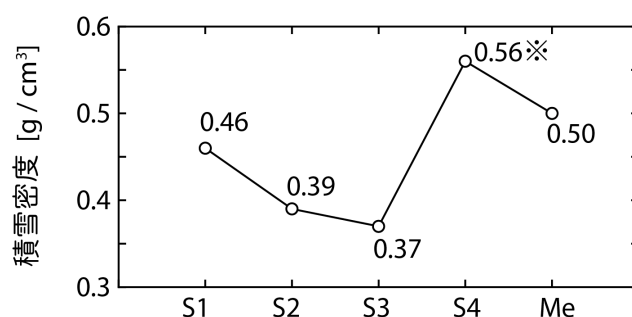


図 3.12 伏野地すべり地における積雪密度の手ばかり計測結果  
(S4 は計測回数 1 回のため参考値)

Fig. 3.12 Snow densities obtained by manual measurements at the Busuno landslide

### 3.4 結論

伏野地すべり地を含む  $0.3 \text{ km}^2$  ( $0.6 \times 0.5 \text{ km}$ ) の矩形範囲において、航空レーザ測量技術を用いて積雪期の雪面標高と無積雪期の地表面標高を計測し、両者の標高差分から積雪深分布図を作成した。計測範囲の平均積雪深は  $229.1 \text{ cm}$  で最頻積雪深帯は  $250\text{--}260 \text{ cm}$  となった。現地で手ばかり計測された積雪深との誤差は  $\pm 30 \text{ cm}$  以内に収まり、これは積雪深が数  $\text{m}$  にも達する斜面での積雪深平面分布を議論するために十分な精度を有した。

計測範囲内の比高は  $140 \text{ m}$  と小さいため標高と積雪深の間に明瞭な関係は認められなかったが、斜面方位や尾根－谷地形、遷急線・遷緩線などの地形的変化点では積雪深が明瞭に変化した。斜面の一部では雪崩、強風による積雪深の減少域、積雪層のクリープ、グライド、吹きだまりによる積雪深の増加域が生じた。

地すべり地内 4 点のスノーサンプリング調査との比較から、地すべり地の積雪深は近傍の気象露場で観測される積雪深と概ね調和的であった。このことから気象露場で連続観測された積雪環境は地すべり地の積雪環境と見なして問題ないことが示された。ただし地すべり地内の積雪・堆積環境の多様性に起因した積雪密度のバラツキにより積雪荷重の偏差はやや大きくなることが示された。

## 第4章 積雪荷重による地すべり活動の抑制

### 4.1 本章の目的

我が国に分布する地すべりの多くは、過去の大規模地すべりによって生じた崩積土が再び移動する再活動型地すべりに該当する。滑動によってすべり面の風化、破碎が進み、その強度は残留強度にまで低下しているため、再活動型地すべりは降雨や融雪によって速度の増減を繰り返しながら長期間にわたって緩慢に移動する特徴を持つ。

伏野地すべりは国内屈指の多雪地帯に位置する典型的なスライド（SI）型の再活動型地すべりである。積雪は冬期には降水が固体の形態をとって地表面に一時的に堆積するが、融雪期には大量の融雪水となって地盤内部へ連続的に供給され間隙水圧が上昇する。このため融雪期には地すべり活動が促進される環境が整う。ところが伏野地すべりでは活発な地すべり活動が積雪増加とともに急速に沈静化し、融雪期の活動も鈍い特徴がある。本章では地すべり活動が積雪期に沈静化する要因として積雪荷重に焦点を当て、長期の観測結果に基づき積雪荷重が地すべり活動を抑制する過程と機構を明らかにすることを目的とする。

### 4.2 伏野地すべりの動態に関する観測結果

#### 4.2.1 地表面到達水量（MR）概念の導入

地表面に供給される水分量は地すべりの誘因として重要な意味を持つが、本研究ではその水分量を通常使われる降水量ではなく、Matsuura（2000）が提唱する地表面到達水量 *MR*（Meltwater and/or Rain）を用いて議論する。*MR* は気象露場に設置された平面ライシメータ（融雪水量計）で捉えられた水分量に等しく、無積雪期間は降雨量、積雪期間は融雪水量と積雪層内を浸透した降雨量の合計値に相当する。積雪地域では降水があってもそれが積雪の形態をとれば地盤内部へ浸透せず、また融雪期には降水がなくとも融雪水が地盤内部へ供給されるために降水量と地盤内部への水分供給量と必ずしも一致しないが、*MR* は地表面から地盤内部へ供給される水分量を降水の形態によらず正しく評価できる。

#### 4.2.2 移動量および間隙水圧

伏野地すべり試験地に設置した孔内多層移動量計（E1-E4）のうち、全期間で移動量が観測されなかった上部ブロックの E1 を除いた中部ブロックの E2-E4 について、地表面移動量の観測結果を図 4.1、図 4.2 に示す。観測期間は 2002 年 6 月 15 日から 2005 年 5 月 31 日までの約 3 年間（1082 日間）だが一部に落雷、電源線の切断、機器の水没などによる欠測期間を含む。伏野地すべりは上・中・下・末端の 4 ブロックで構成される。このうち観測データの整った中部ブロックを本論の研究対象とする。観測期間における中部ブロックの総移動量は表 4.1 に示すように上部から 304 mm（E2）、719 mm（E3）、3536 mm（E4）となり、ブロック頭部で小さく末端部で大きくなった。ブロック末端部での大移動の要因は、二次滑落崖に接しており応力解放状態にあるため地すべりに対する抑え盛土的效果が働かないことが推論された。本論では、年降水量の標準偏差が最小となりかつ地すべりの不活発な 6 月 1 日を解析年の境界日として定め、2002 年 6 月 1 日から 2003 年 5 月 31 日までを 02/03 年、2003 年 6 月 1 日から 2004 年 5 月 31 日までを 03/04 年、2004 年 6 月 1 日から 2005 年 5 月 31 日までを 04/05 年として扱う。ただし 04/05 年について

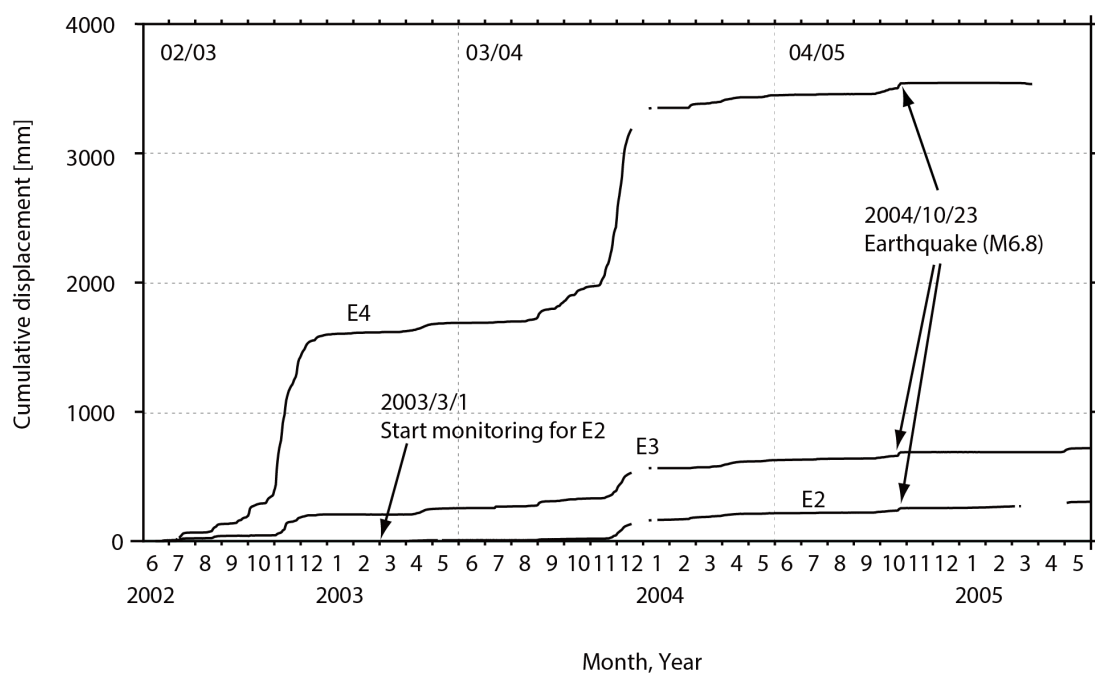


図 4.1 伏野地すべりににおける移動量の観測結果（同一軸上に表示：2002 年 6 月 1 日－2005 年 5 月 31 日）

Fig. 4.1 Landslide displacements monitored from June 15, 2002 to May 31, 2005 at the Busuno landslide (plotted on the same axis)

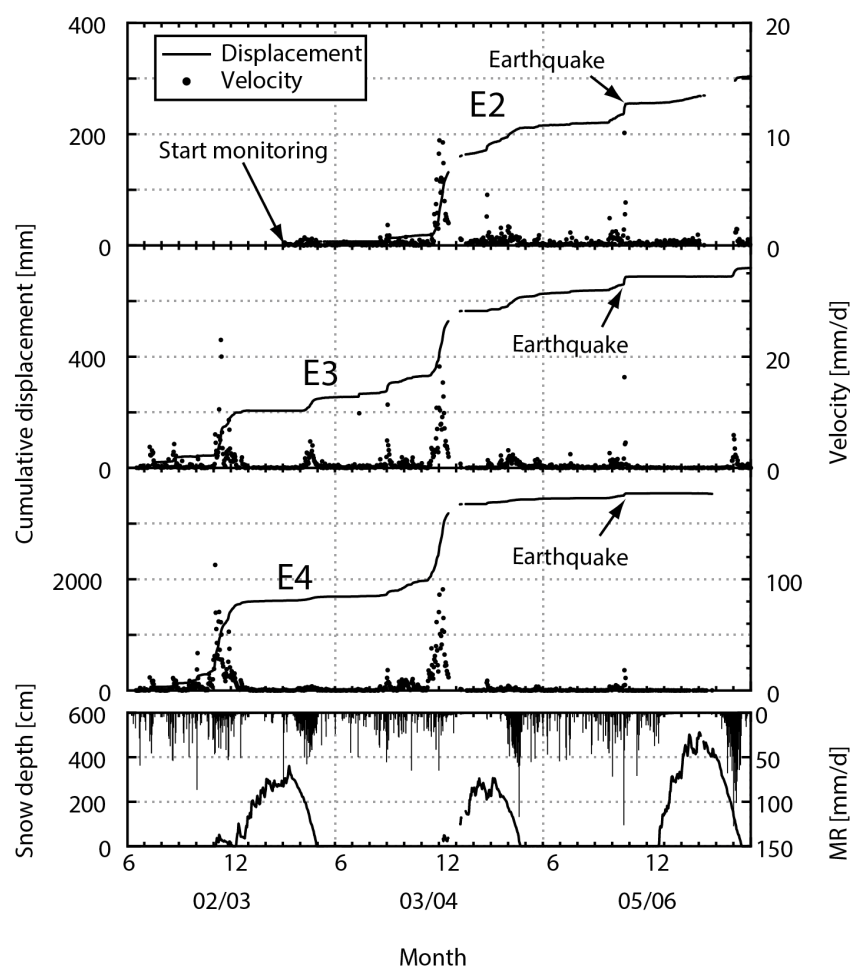


図 4.2 伏野地すべりにおける移動量の観測結果（独立軸上に表示  
：2002 年 6 月 1 日–2005 年 5 月 31 日）

Fig. 4.2 Landslide displacements monitored from June 15, 2002 to May  
31, 2005 at the Busuno landslide (plotted on the different axis)

は、2004 年 10 月 23 日に発生した平成 16 年新潟県中越地震を契機としてその後の地すべり活動が著しく沈静化したため、解析対象から除外した。

地すべり移動を概観すると次のような季節変動を繰り返した。5 月から 8 月の移動は総じて鈍い。9 月になると移動速度が漸増し 11 月から 12 月にかけてピークに達する。10 月から 12 月までの活動期（3 ヶ月間）における地すべり移動量は年間総移動量の 57–84 % を占め、この時期に地すべり移動の大部分が生じる。12 月を過ぎると移動速度は急減し、1 月から 2 月の厳冬期には移動がほとんど生じない。3 月から 4 月の融雪期には緩慢な移動



表 4.1 伏野地すべりの年間変位量

Table 4.1 Annual displacement of the Busuno landslide

|    | 02/03               | 03/04               | 04/05           | Total               |
|----|---------------------|---------------------|-----------------|---------------------|
| E1 | 0<br>0 (- %)        | 0<br>0 (- %)        | 2<br>0 (0 %)    | 2<br>0 (0 %)        |
| E2 | 7<br>- (- %)        | 209<br>144 (69 %)   | 88<br>30 (34 %) | 304<br>30 (57 %)    |
| E3 | 255<br>166 (65 %)   | 371<br>247 (67 %)   | 93<br>42 (45 %) | 719<br>455 (63 %)   |
| E4 | 1688<br>1402 (83 %) | 1761<br>1492 (85 %) | 87<br>72 (83 %) | 3536<br>2966 (84 %) |

※上：年間変位量， 下：活動期（10/1～12/31）の変位量，

（）内は年間変位量に対する活動期の変位量比

が生じるが量は秋期に比べると相対的に小さい。一連の季節変動は伏野地すべりの既往研究（Matsuura et al., 2003）でも言及され、佐藤ほか（2004）による分類によれば積雪期2段階活動型の地すべりに該当する。地すべり移動量の鉛直分布を図 4.3 に示す。すべり面は E2 で 2.0–2.5 m，E3 で深度 6.0–6.5 m，E4 で深度 4.5–5.0 m の区間に認められた。移動土塊内部にははらみだしや表層クリープなど二次的挙動は観測されず、地すべりは鉛直方向で見れば単一ブロック的に滑動すると考えられた。

間隙水圧の観測結果を、MR および積雪深とともに図 4.4 に示す。間隙水圧の年変動幅はブロック頭部（P21, P22, P23）で 20 kPa 以上と高く、中部（P31, P32, P33）で 10kPa 以下、末端部（P42, P43）では 5 kPa 以下と小さい。末端部は地下水位が恒常的に地表面付近まであり降雨・融雪時の水圧上昇の空間的余地が少ない。この箇所は降雨・融雪時に湛水池が形成されるときがあり、その際は設置深度から考えられる静水圧の最大値を超える間隙水圧（すなわち湛水池の水位）が観測される。間隙水圧の季節変動は末端部（P42, P43）では判然としないが、大局的には3月から5月の融雪期に高くなり、1月から2月の厳冬期と融雪後の6月に低くなった。

地すべり活動期（11 月）と融雪期（4 月）における間隙水圧と地すべり移動の応答性を比較した。抽出期間は地すべり活動期は 112.9 mm/d（E4）の観測期間中の最大日移動量を観測した 2002 年 11 月 2 日を挟む 4 日間，融雪期は 4 日間  $MR$  が 629 mm（時間最大  $MR = 17.6$  mm）を記録した 2003 年 4 月 11 日から 14 日までの 4 日間である。それぞれの期間の間隙水圧（P42）と地すべり移動量（E4）を図 4.5、図 4.6 に示す。まず 11 月は最大時間  $MR$  が 10.8 mm/h，総  $MR$  が 105.5 mm の降雨によって間隙水圧が 43 kPa から 46 kPa へ上昇し，移動速度が明瞭に増加して総移動量は 233 mm に達した。一方 4 月は優勢な融雪水によって間隙水圧は 46 kPa 以上が保たれたにもかかわらず総移動量はわずか 7.8 mm と小さかった。すなわち伏野試験地では秋期の降雨と間隙水圧上昇に鋭く応答して顕著な地すべりが移動したが，融雪期の融雪と間隙水圧上昇に対しては応答性が極めて低く，対照的な地すべり挙動を示した。

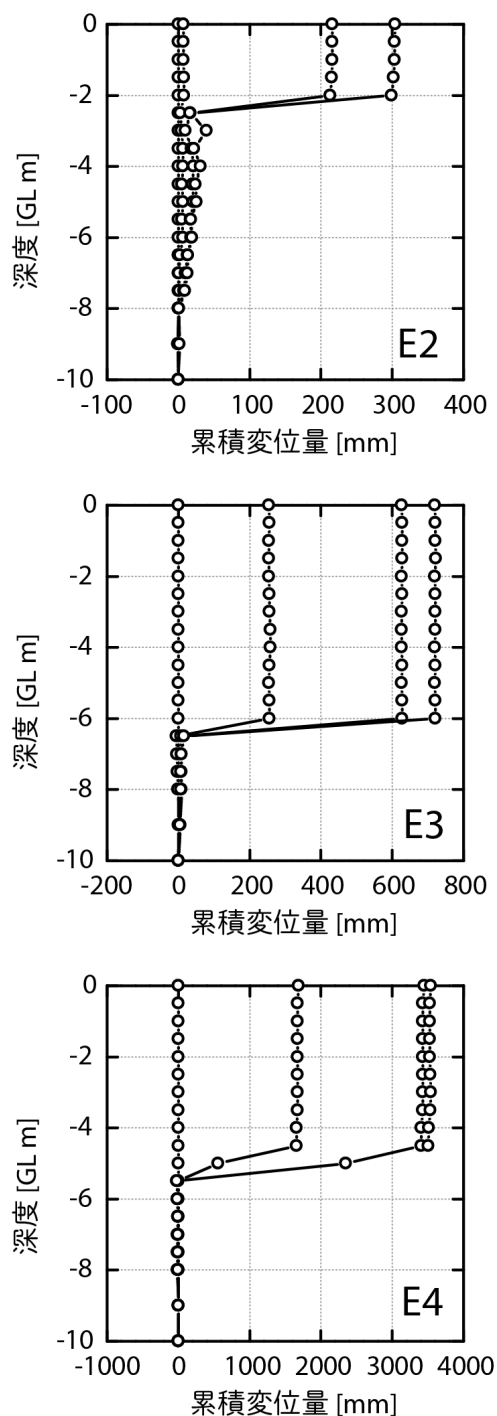


図 4.3 伏野地すべりにおける変位量の鉛直分布

Fig. 4.3 Vertical distribution of the landslide displacement at the Busuno landslide

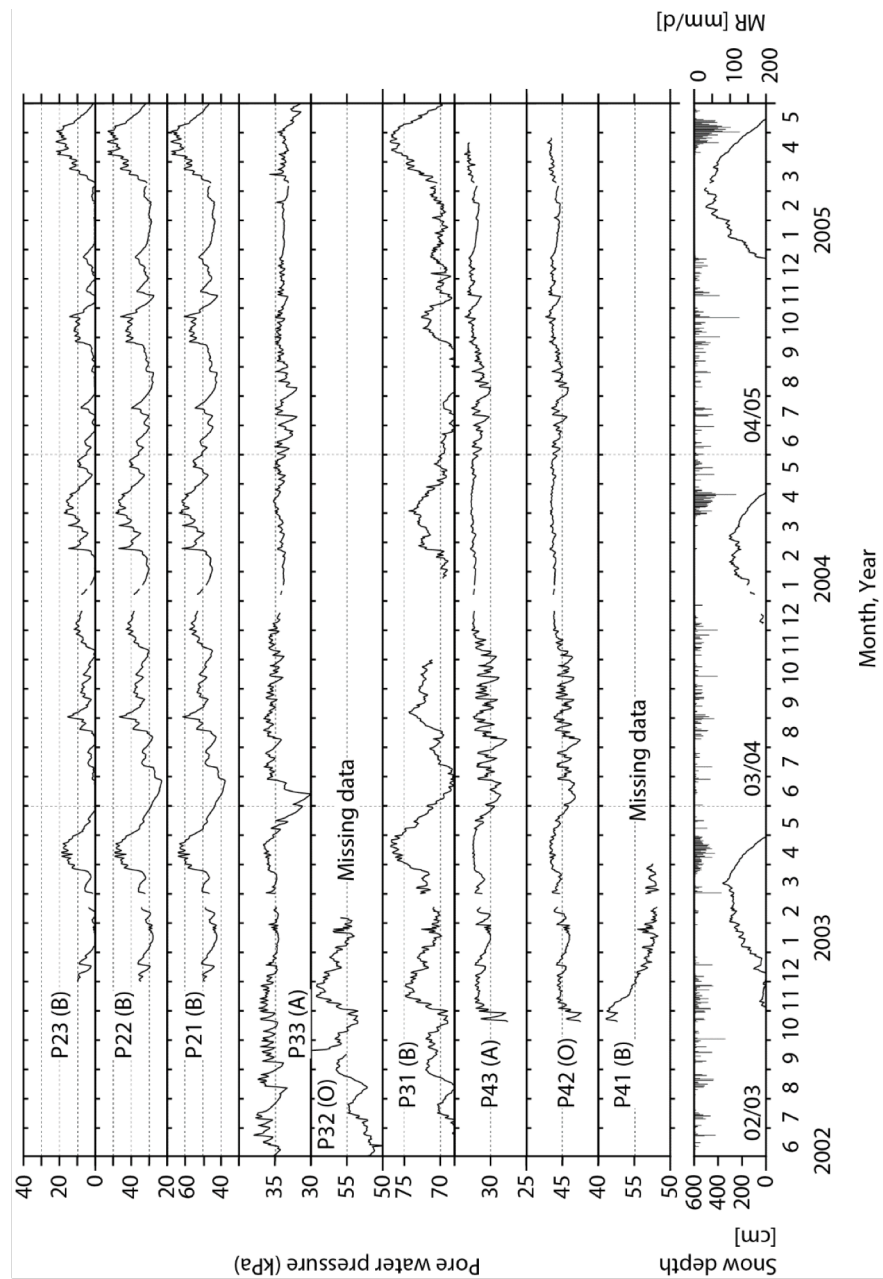


図 4.4 伏野地すべりにおける間隙水圧の観測結果 (独立軸上に表示 : 2002 年 6 月 15 日 - 2005 年 5 月 31 日)

Fig. 4.4 Pore water pressures monitored from June 15, 2002 to May 31, 2005 at the Busuno landslide (plotted on the different axis)

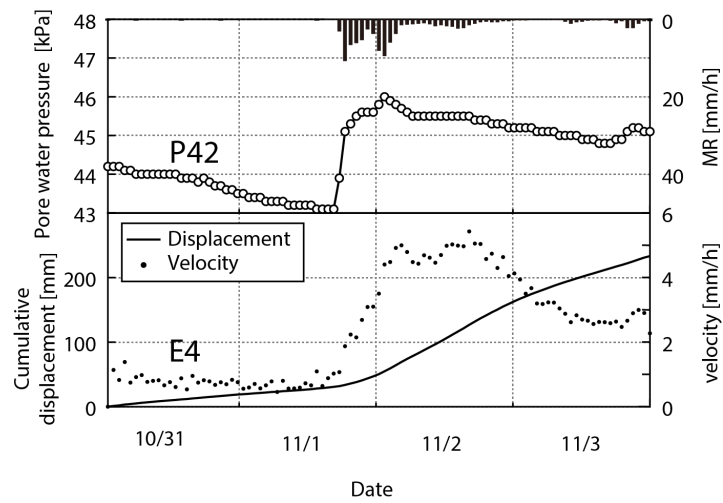


図 4.5 間隙水圧変動に対する地すべりの応答性 (E4, 秋期)

Fig. 4.5 Response of the landslide movement to the pore water pressure in fall at E4

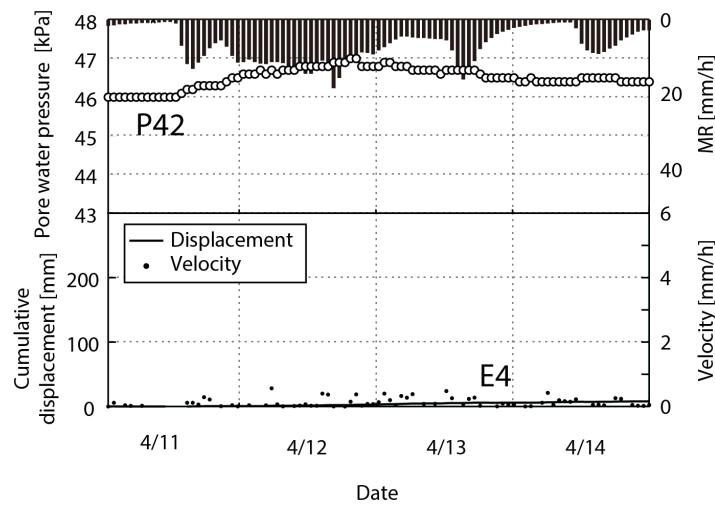


図 4.6 間隙水圧変動に対する地すべりの応答性 (E4, 融雪期)

Fig. 4.6 Response of the landslide movement to the pore water pressure in snowmelt season in E4

### 4.3 地すべり土塊の移動・変形過程

#### 4.3.1 地すべりの移動と変形

地すべりは大規模な一次地すべりからより小規模な二次地すべりに移行する進化系列や、個々の地すべりの進化過程にともなう斜面構成物質と運動形式が変化する（植村，1999）。例えば地すべりの初期形態に多い岩盤地すべりは構成物質の破碎が少ないため土塊は変形せず剛体的にすべり面上を滑動することが多いが、伏野試験地のように破碎・風化が進んだ二次地すべりでは脆弱化した土塊内部の応力差や力学的不均一性、異方性に起因して、移動とともに変形が生じる。変形をとまなう地すべりに対しては移動のみならず変形の観点から考察しないとその運動特性を正しく評価できない（中村，1972；1978）。本節では伏野試験地の地すべり運動を理解するため、一次元変形解析手法および新たに提案する軌跡解析手法を用いて、地すべり移動と土塊の変形過程を考察する。

#### 4.3.2 一次元変形解析

一般に再活動型地すべりの土塊は不均一な材料で構成される。また土塊に作用する応力は場所によって異なるため、移動にとまなう変形が進展すれば局所的な引張亀裂や圧縮リッジが形成され、移動方向や速度の偏差を受けてブロックが細分化される。本研究の主な観測対象である中部ブロックが細分化された土塊であれば、両者の移動量差は異なるブロックにおけるそれぞれの移動量差と位置づけられて変形とはみなせない。しかしながら本研究では以下の 3 つの理由により中部ブロックを細分化されていない単一の地すべり土塊とみなした。（1）地表踏査からはブロック内に断層や顕著な亀裂は存在せず、複数ブロックとしての挙動は認められない、（2）既往の測量結果から中部ブロックの移動土塊は頭部から末端までほぼ一様の幅を有し、地表面の移動方向は側壁部を除き概ね一様で、移動量も頭部から末端部へ向かって連続的に変化する（浅野ほか，1998；岡本ほか，2007）、（3）E2、E3、E4 における移動量の鉛直分布はほぼ等しく、特定深度での土塊のはらみだしや表層付近のクリープ変形が生じていない、点である。

このような土塊が一体となって移動する地すべりにおいて、我々が地表面計測によって得られる移動量は、地すべり土塊の移動と自身の変形の双方によって構成されと考えることができる。ここでは地すべりの移動と変形の関連性に注目し、地すべりの移動にとまなう土塊がどのように変形するのか、という点について議論する。具体的には、長期間

の観測値が得られている 2 基の孔内多層移動量計（E3，E4）に挟まれた地すべり土塊の一次元変形量を図 4.7 の一次元変形解析モデルによって求めた。地すべり土塊の上端が任意の期間に  $E_{up}$  から  $E_{up'}$  へ，下端が  $E_{low}$  から  $E_{low'}$  に移動したとき上端と下端に挟まれた土塊の一次元変形量  $\varepsilon_t$  は 4.1 式および 4.2 式で表される。

$$\varepsilon_t = \frac{L_t - L_0}{L_0} \quad (4.1)$$

$$L_t = d_{low(t)} - d_{up(t)} + L_0 \quad (4.2)$$

ここで， $L_0$  は解析開始時における上端－下端間の斜距離， $L_t$  は時間  $t$  経過後の上端－下端間の斜距離， $d_{up(t)}$ ， $d_{low(t)}$  は時間  $t$  経過後の上端および下端の地表面移動量である。 $\varepsilon_t$  が正のとき土塊は引張，負のときは圧縮の一次元変形が生じる。本論では便宜的に，上端と下端を結ぶ直線方向は地すべり移動方向と平行とみなし，移動ベクトルのずれに基づく移動量補正はおこなわない。解析期間は中越地震による特異活動が現れた 04/05 年を除き，E3-E4 間は 2002 年 6 月 1 日から 2004 年 5 年 31 月までの 731 日間，E2-E3 間は 2003 年 3 月 2 日から 2004 年 5 月 31 日までの 457 日間とする。年界は移動解析と同様に 6 月 1 日とする。

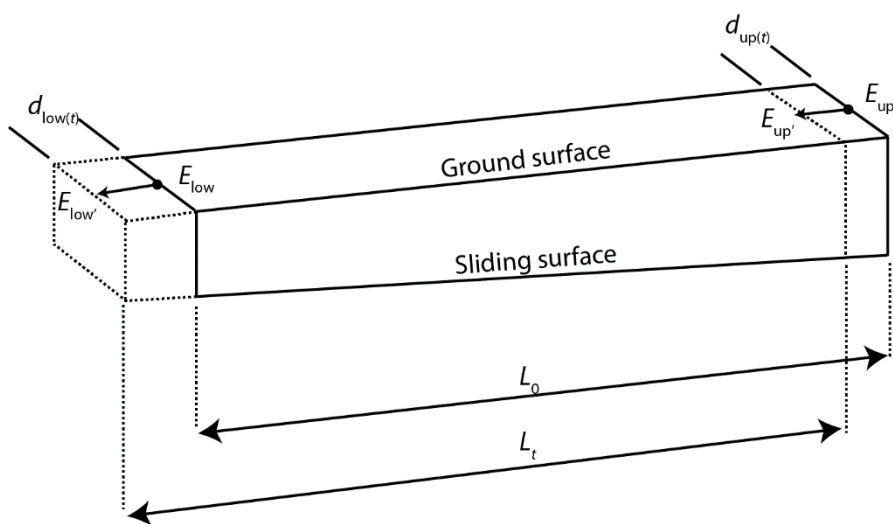


図 4.7 地すべり土塊の一次元変形解析モデル

Fig. 4.7 One dimensional analysis model for landslide deformation

**4.1 式**によって得られた E3-E4 間の一次元変形量の時系列変化を**図 4.8**に示す。変形量と変形速度は正值が引張、負値が圧縮を示す。観測期間中の総移動量は  $E3 > E4$  となるため、解析期間の変形量は引張方向に総量  $7.4 \times 10^{-2}$  の変形を示した。次に変形過程を時系列で詳細に見る。6 月から 8 月にかけては移動量、変形量ともに小さく地すべりは不活発な状態が続いた。9 月から 10 月にかけては強度の強い降雨をきっかけとして次第に引張変形が現れた。降雨量と融雪量が増加する 11 月から 12 月にかけて変位が急増し、これにともなって引張変形が最も卓越した。11 月と 12 月の 2 ヶ月間の変形量は 1 年間の総変形量の 72 % (02/03 年) および 73 % (03/04 年) で、年間変形量の大部分を占めた。12 月下旬になり積雪層が発達すると全ての観測点で変位が急減し、これにともない変形が沈静化した。融雪期になると大量の融雪水の発生とそれに呼応した間隙水圧の上昇が生じて地すべりは再び移動を始めるが、この期間の土塊変形はほとんど認められず、土塊は一体となってすべり面上を滑動した。

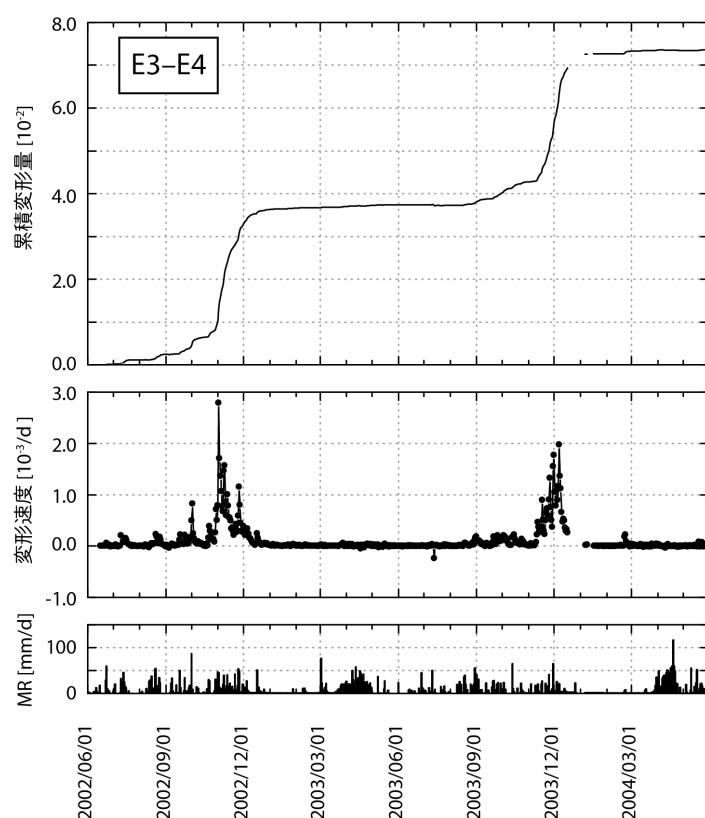


図 4.8 E3-E4 間における地すべりの長期変形過程

Fig. 4.8 Long-term deformation process between E3 and E4

#### 4.3.3 累積変位量の軌跡解析

前項で用いた一次元変形解析は変形過程を定量的に求めることができるが、一方で上端と下端の変位量に著しい差がある場合に微細な変形過程や変形の前駆的兆候を見いだすことが困難になる。本論ではこの問題を解決するために、**図 4.9** に示す軌跡解析を考案した。軌跡解析は地すべり土塊の上端と下端の累積変位量の時系列を XY グラフ上に連続的にプロットし、描かれた軌跡の傾きや点密度の変化を追跡して土塊の潜在的かつ詳細な変形過程を見いだす手法である。累積変位量の軌跡は、上端の日累積変位量を横軸 (X) に、下端の日累積変位量を縦軸 (Y) にとり両者の関係をプロットすることで描かれる。上端と下端の変位速度が等しければ軌跡の傾きは 1 となり、土塊に変形は生じない。下端の変位速度が相対的に大きければ傾きは 1 よりも大きくなり引張変形が進み、逆に上端の変位速度が相対的に大きくなれば傾きは 1 よりも小さくなり圧縮変形が進む。また点群間隔は変形速度を意味し、間隔が長いほど変位速度は大きく短いほど変位速度は小さい。

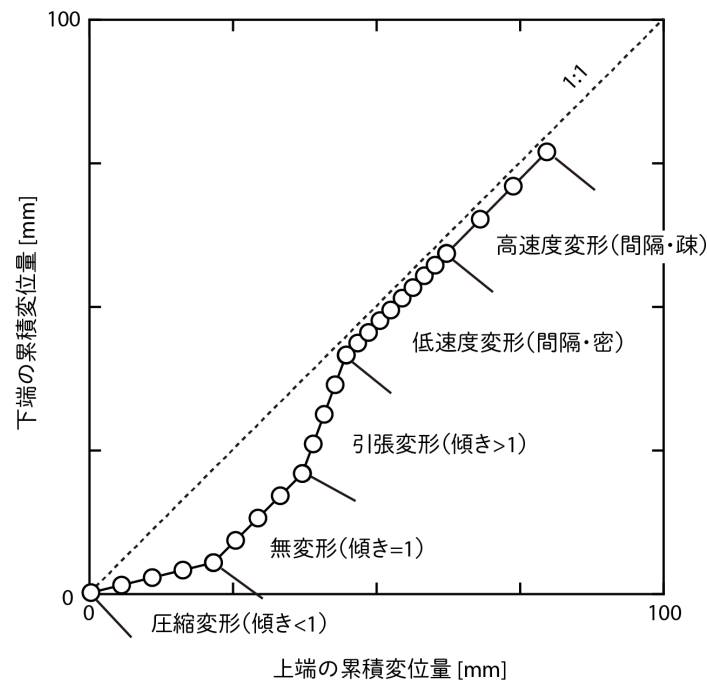


図 4.9 累積変位量の軌跡例

Fig. 4.9 Example of a trajectory of cumulative landslide displacements between the two points



伏野地すべり地における E3-E4 間の軌跡を図 4.10 に示す。軌跡は年界である 6 月 1 日から開始し、翌年の 5 月 31 日で終了する。1 年間の軌跡は共通した傾きと疎密度で描かれる一定期間（以下、ステージと呼称する）に分離できる。各ステージの境界では傾きや点群間隔が変化するため、上端－下端の移動速度比や土塊全体の変位速度が異なる段階に移

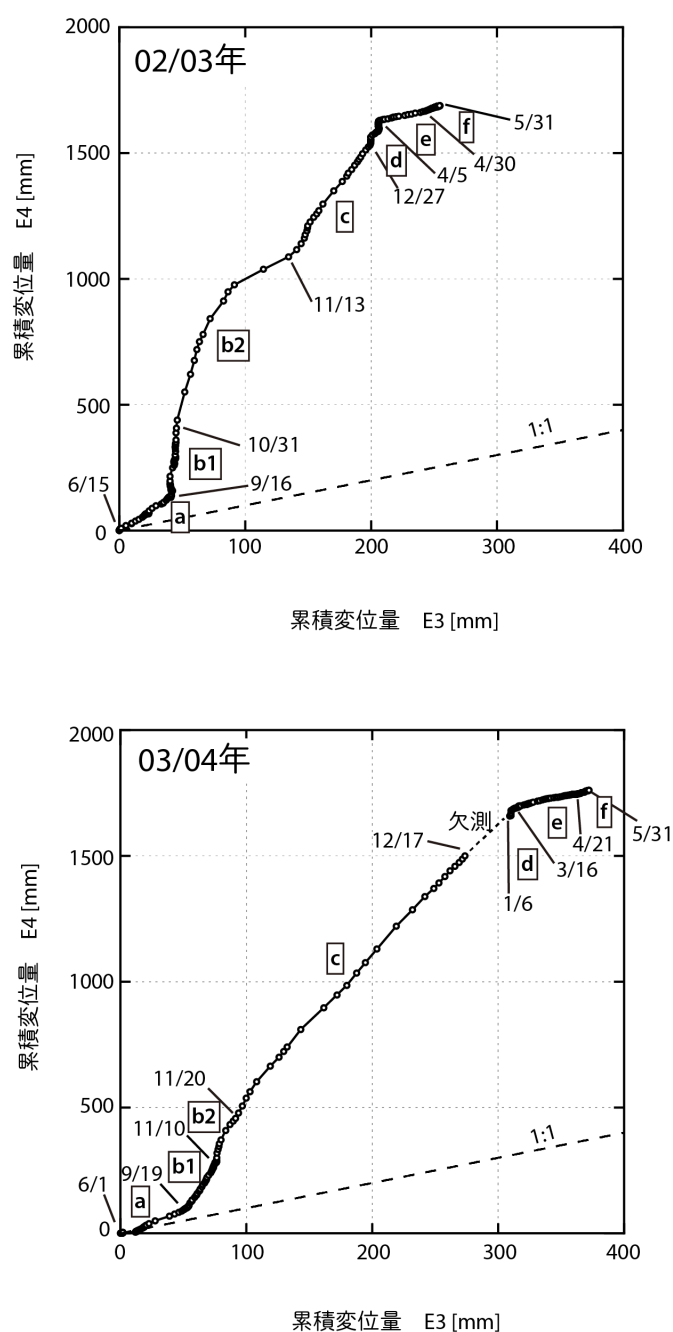


図 4.10 E3-E4 間における地すべり累積変位量の軌跡

Fig. 4.10 Trajectories of the cumulative landslide displacements between E3 and E4

行したと見なすことができる。そこで軌跡の勾配および点密度が急速に変化した境界を変形ステージの移行境界とみなし、1 年間の軌跡を複数の期間に分類した。その結果、軌跡は 02/03 年、03/04 年の両方で 7 つの変形ステージに区分された。各ステージにおける変位特性を表 4.2 に示す。1 年間における上端－下端間の変位速度比（下端／上端）は 4.7–6.6 倍であった。各ステージにおける変位軌跡の特性は以下のように説明される。

(a) 夏期：軌跡の傾きは 1 を超え、土塊に引っ張り変形が生じる。E4 の移動速度が E3 の速度を上回るためである。点間隔は密で変形量は小さい。

(b1) 秋期 (I)：軌跡の傾きが急になり引張変形が卓越する。降雨量の増大に対応して E4 の変位速度が増大する一方で E3 の変位速度は変わらないためである。速度的なピークにまだ達しない。

(b2) 秋期 (II)：軌跡の傾きが対数関数的になる。E4 で先行変位が次第に上部へ伝播し E3 の変位速度が遅延的に上昇したことによる。変位の伝播による時間遅れは後退性地すべりによく見られる典型的な現象である。02/03 年はこの期間に点間隔が最も疎となり引

表 4.2 伏野地すべりにおけるステージ別の変位特性

Table 4.2 Characteristics of the landslide displacement at each stage

### E3–E4

02/03年

| 期間<br>記号 | ステージ    | 開始日   | 終了日   | 期間<br>日数 | 期間変位量 [mm] |       | 変位速度 [mm/d] |      | 変位速度比<br>(E4/E3) |
|----------|---------|-------|-------|----------|------------|-------|-------------|------|------------------|
|          |         |       |       |          | E3         | E4    | E3          | E4   |                  |
| a        | 夏期      | 06/15 | 09/16 | 94       | 41.4       | 140.4 | 0.4         | 1.5  | 3.4              |
| b1       | 秋期 (I)  | 09/17 | 10/31 | 45       | 3.8        | 266.9 | 0.1         | 5.9  | 70.2             |
| b2       | 秋期 (II) | 11/01 | 11/13 | 13       | 89.3       | 681.0 | 6.9         | 52.4 | 7.6              |
| c        | 積雪初期    | 11/14 | 12/27 | 44       | 71.7       | 505.0 | 1.6         | 11.5 | 7.0              |
| d        | 積雪安定期   | 12/28 | 04/05 | 99       | -0.1       | 35.1  | 0.0         | 0.4  | —                |
| e        | 融雪期     | 04/06 | 04/30 | 25       | 42.2       | 49.5  | 1.7         | 2.0  | 1.2              |
| f        | 春期      | 05/01 | 05/31 | 31       | 6.2        | 10.2  | 0.2         | 0.3  | 1.6              |

03/04年

| 期間<br>記号 | ステージ    | 開始日   | 終了日   | 期間<br>日数 | 期間変位量 [mm] |        | 変位速度 [mm/d] |      | 変位速度比<br>(E4/E3) |
|----------|---------|-------|-------|----------|------------|--------|-------------|------|------------------|
|          |         |       |       |          | E3         | E4     | E3          | E4   |                  |
| a        | 夏期      | 06/01 | 09/19 | 111      | 54.2       | 109.4  | 0.5         | 1.0  | 2.0              |
| b1       | 秋期 (I)  | 09/20 | 11/10 | 52       | 22.2       | 182.2  | 0.4         | 3.5  | 8.2              |
| b2       | 秋期 (II) | 11/11 | 11/20 | 10       | 15.1       | 165.2  | 1.5         | 16.5 | 10.9             |
| c        | 積雪初期    | 11/21 | 12/17 | 27       | 182.2      | 1043.0 | 6.7         | 38.6 | 5.7              |
| d        | 積雪安定期   | 01/06 | 03/16 | 71       | 7.7        | 40.6   | 0.1         | 0.6  | 5.3              |
| e        | 融雪期     | 03/17 | 04/21 | 36       | 42.1       | 45.9   | 1.2         | 1.3  | 1.1              |
| f        | 春期      | 04/22 | 05/31 | 40       | 13.1       | 16.0   | 0.3         | 0.4  | 1.2              |

張変形速度がピークに達する。これは同期間に最も優勢な  $MR$  (総  $MR = 276.8$  [mm], 最大日  $MR = 21.3$  [mm/d]) が生じたことも一因である。

(c) 積雪初期：変位の伝播が収束し軌跡の傾きは再び一定となる。したがって変位速度比 ( $E4/E3$ ) は再び一定に保たれ引張変形が継続する。03/04 年はこの期間に点間隔が最も疎となり引張変形速度がピークに達する。これは同期間に最も優勢な  $MR$  (総  $MR = 307.0$  [mm], 最大日  $MR = 11.4$  [mm/d]) が生じたためである。

(d) 積雪安定期：積雪層が発達すると  $E3$  と  $E4$  の変位速度が急速に減少するため点間隔は極めて密となる。軌跡の傾きは急になり引張変形が生じているがその絶対量は小さい。

(e) 融雪期：大量の融雪水が生起するこの期間は軌跡の傾きがほぼ 1 に、間隔がやや疎になる。これは  $E3$  と  $E4$  がほぼ等速度で移動し始めたことを意味する。このため地すべり土塊はほぼ変形せずに一体となってすべり面上を滑動する。

(f) 春期：消雪すると点密度が再び密となり変形速度が低下する。軌跡の傾きは融雪期に引き続き 1-2 前後の低い値で推移するため土塊の変形も小さい。

以上の結果をまとめると、1 年間にわたる多雪地帯の伏野地すべり中部ブロックの変形過程は図 4.11 のように表せる。春期から夏期にかけて地すべりは引張変形を呈するが、移動量が小さいため変形量もわずかである。秋期から積雪初期になると  $E3$  と  $E4$  の両点で移動速度が急上昇し、かつ下部ほど移動速度が大きいため、全区間で引張変形が卓越する。積雪層が増大する（積雪堆積期）と移動速度が急減して変形は生じなくなり、地すべりはほぼ不動となる。融雪期になると地すべりが再び緩慢に移動し始めるが、このとき上端 ( $E3$ ) と下端 ( $E4$ ) の変位速度比は 1 に近いいため土塊は変形せずほぼ一体となってすべり面上を移動する。1 年間の最終的な総変形方向は引張変形となる。

#### 4.3.4 土塊の変形に寄与する誘因の考察

多雪地帯に属し緩慢に移動する伏野地すべりは、4.3.3 項で述べたように積雪環境と関連して複雑な変形過程を有することが明らかとなった。 $E3$ - $E4$  間は 1 年間の変形を 7 つのステージに分割して変形特性を特徴付けることができた。本節では、このような複雑な変形を規制する要因を考察する。

##### (1) 変形ステージの移行に寄与する誘因

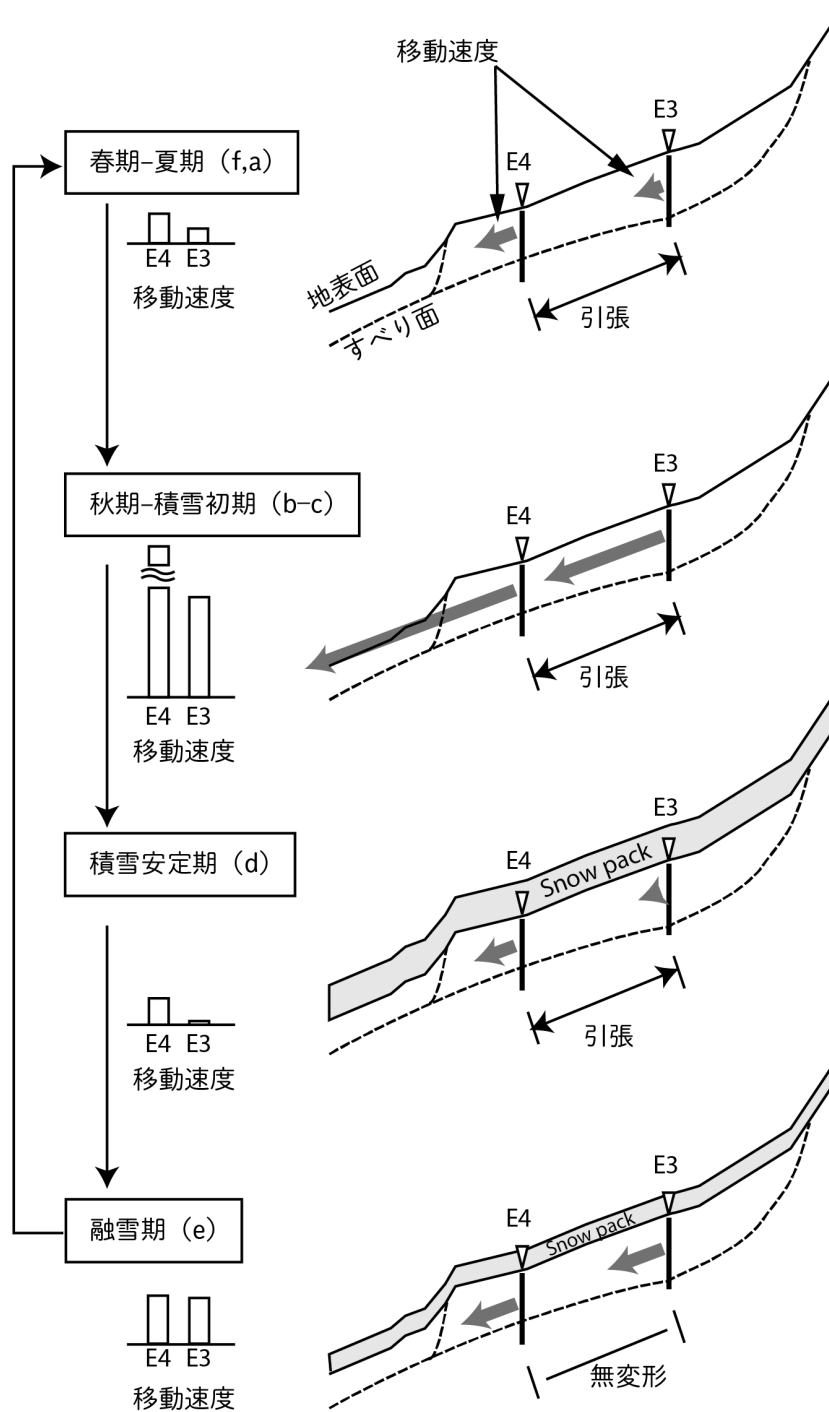
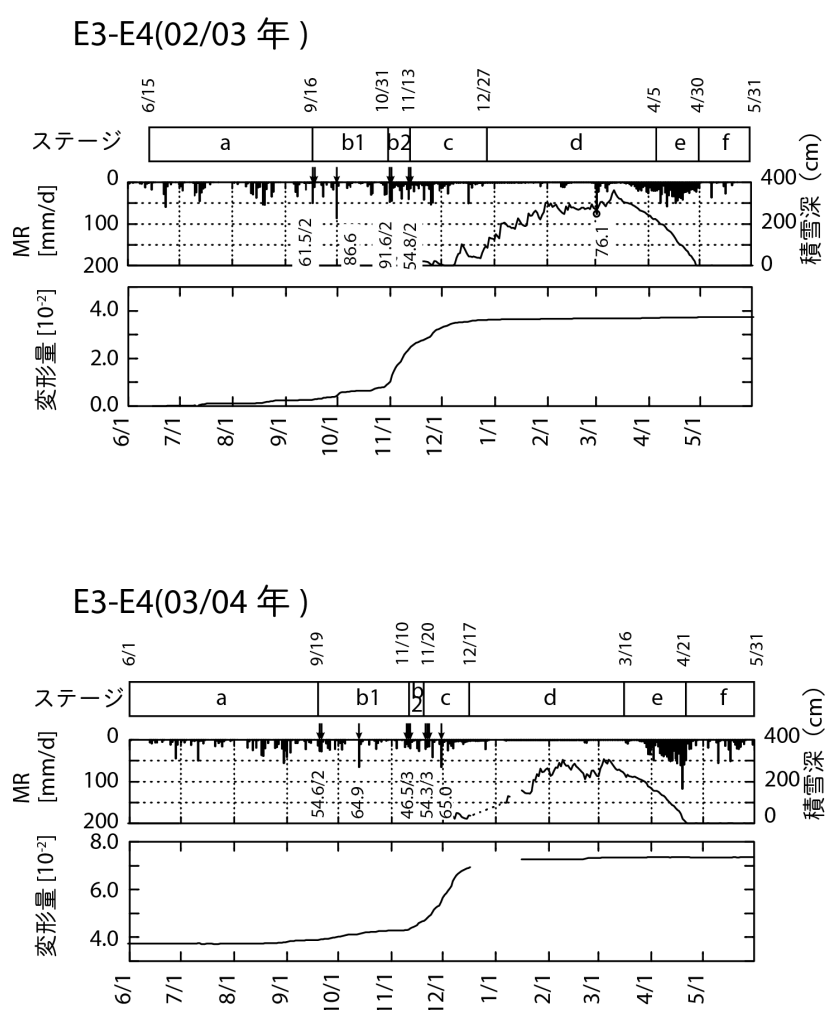


図 4.11 伏野地すべりにおける 1 年間の移動・変形過程の模式図

Fig. 4.11 Schematic diagram of the annual movement and deformation processes at the Busuno landslide

変形ステージが次の段階へ移行するときの誘因を明らかにするため、変形ステージの移行境界と  $MR$  および積雪深の経時変化を比較した。両者の時系列変化を図 4.12 に並べて示す。

地すべり変形が活発な (b1) 秋期 (I) から (c) 積雪初期までの 3 期間について議論する。秋期 (I) と秋期 (II) の移行境界日 (b1-b2), 秋期 (II) と積雪初期間の移行境界日 (b2-c) には、境界日の前後 2-3 日間にわたって 40-90 mm 程度の連続  $MR$  をともなうことが多かった。このことから変形ステージは一定量の降雨や融雪をトリガーとして移行すると考えられた。ただしトリガーは必ずしも期間の日最大  $MR$  が該当するわけではない。



a: 夏期、b1: 秋期 (I)、b2: 秋期 (II)、c: 積雪初期、d: 積雪安定期、e: 融雪期、f: 春期

図 4.12 伏野地すべり変形ステージの移行境界と誘因

Fig. 4.12 Factors occurring on the transitional boundary of the deformation stage of the Busuno landslide

例えば 02/03 年の 86.6 mm の日 *MR* (2002 年 10 月 1 日) や, 03/04 年の 64.9 mm の日 *MR* (2003 年 10 月 14 日) はステージ期間中の最大日 *MR* を記録したが, 変形ステージの移行とは無関係であった。

続いて, 地すべりが積雪に覆われる (d) 積雪安定期から (f) 春期にかけての 3 期間について議論する。積雪層の発達減衰過程と変形ステージの移行との間に明瞭な関係が認められた。(c) 積雪初期から (d) 積雪安定期への移行境界は積雪深の急増時期と一致し, (e) 融雪期から (f) 春期への移行境界は消雪時期と一致した。しかし (d) 積雪安定期から (e) 融雪期への移行境界に一致する誘因イベントは認められなかった。

## (2) 地すべりの移動に対する応答変形量

地すべり土塊の変形量の大小は絶対変位量に根本的な影響を受けるため, 絶対変形量の議論では変形特性を十分に説明できない。例えば,  $1.0 \times 10^{-2}$  (1 %) の引張変形が起きたとして, それは土塊が 10 m 移動しての変形なのか, それとも 100 m 移動した後の変形なのかによって変形の意味合いは異なってくる。土塊の変形のしやすさを統一的に評価, 議論するためには, 地すべりの単位移動量に対する一次元変形量比, すなわち一次元応答変形量を用いる必要がある。そこで, 地すべりの単位移動量 (1 mm) に対する一次元応答変形量を次式にて算出した。まず, 土塊の平均移動量  $d_{ave}$  は上端と下端の平均値として **4.3 式** で表す。

$$d_{ave} = \frac{d_{low} - d_{up}}{2} \quad (4.3)$$

ここで  $d_{low}$  は下端移動量,  $d_{up}$  は上端移動量である。土塊の平均的な単位移動量に対する応答変形量  $\epsilon_{unit}$  は **4.4 式** によって得られる。

$$\epsilon_{unit} = \frac{\epsilon}{d_{ave}} = \frac{(d_{low} - d_{up})/L_0}{(d_{low} + d_{up})/2} \quad (4.4)$$

ここで, 下端の上端に対する移動量比を  $r$  と置けば,

$$r = \frac{d_{\text{low}}}{d_{\text{up}}} \quad (4.5)$$

4.4 式に 4.5 式を代入して 4.6 式を得る。

$$\varepsilon_{\text{unit}} = \frac{(r \cdot d_{\text{up}} - d_{\text{up}})/L_0}{(r \cdot d_{\text{up}} + d_{\text{up}})/2} = \frac{(r - 1)d_{\text{up}}/L_0}{(r + 1)d_{\text{up}}/2} = \frac{2(r - 1)}{L_0(r + 1)} \quad (4.6)$$

4.6 式より，単位移動量に対する応答変形量  $\varepsilon$  は  $r$  と  $L_0$  で表すことができる。例として E3-E4 間の初期長 ( $L_0 = 38.35$  [m]) を代入して得られる単位移動量と一次元応答変形量の関係を 図 4.13 に示す。これはすなわち，図 4.10 の累積移動量の軌跡の傾きを土塊の初期長で除した値に等しい。4.6 式から求められた変形ステージごとの単位移動量に対する一次元応答変形量を 図 4.14 に示す。

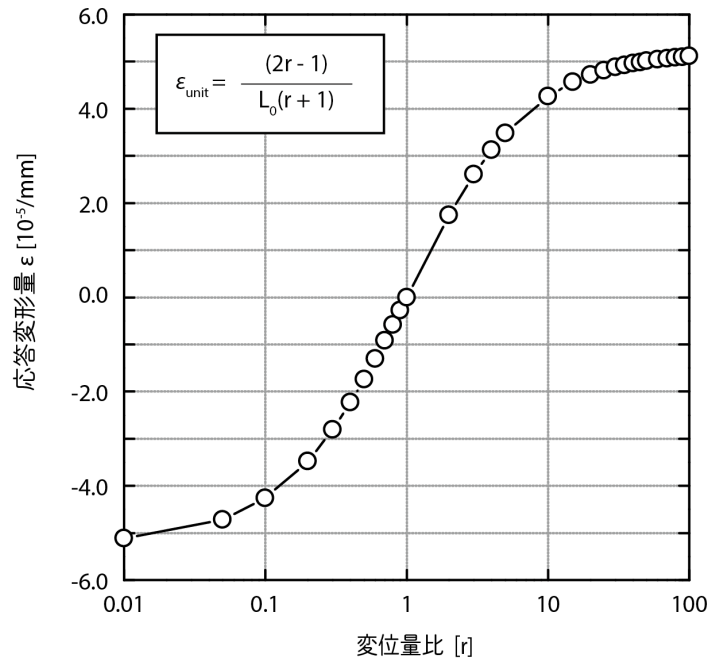


図 4.13 上端 (E3) - 下端 (E4) の変位量比 ( $r$ ) に対する応答変形量 (E3-E4 間の初期長( $L_0$ )は 38.35 m)

Fig. 4.13 Response deformation to the displacement ratio between top (E3) and bottom (E4) of the landslide block ( $r$ ). Initial displacement between E3 and E4 ( $L_0$ ) is 38.35 m.



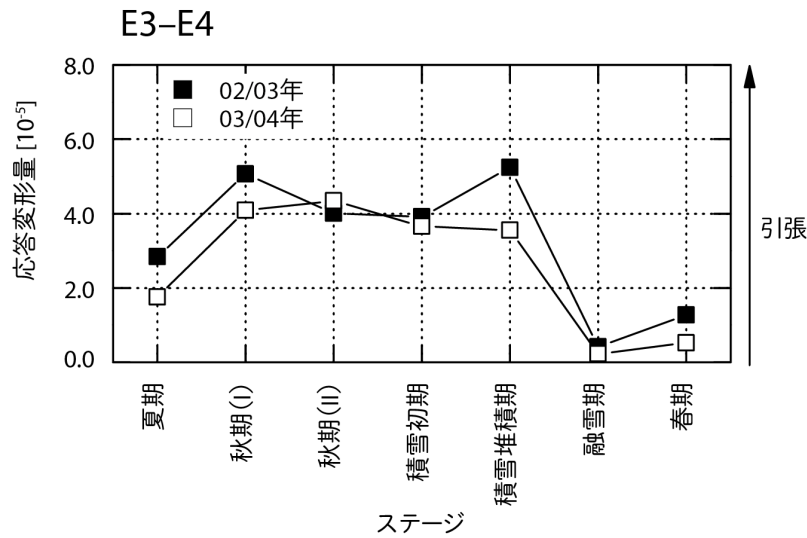


図 4.14 地すべり土塊の単位変位量（1 mm）に対する応答変形量

Fig.4.14 Response deformation of the landslide mass in terms of unit displacement (1 mm)

E3-E4 間の土塊の単位移動量に対する応答変形量は、秋期（I）から積雪堆積期にかけて  $4.0\text{--}5.5 \times 10^{-5} / \text{mm}$  とほぼ等しく推移する。このことは同期間の変形量は移動量に依存することを意味している。一方、融雪期から春期にかけての応答変形量は相対的に小さくなった。このことは地すべりが移動しても土塊の変形が生じないことを意味する。

### （3）基準 $MR$ に対する応答変形量

伏野地すべりでは秋期から積雪初期にかけて変形速度が高まる。変形速度の上昇が降雨量や融雪量の増大に依存するのであれば、同期間の大変形は誘因の強さに依存したためといえ、変形特性が変化したといえない。そこで単位降雨量、融雪量に対する応答変形量を議論するため、100 mm の  $MR$  に対する応答変形量を図 4.15 に示すとおり期間別に算出した。E3-E4 間の土塊は基準降雨量（融雪量）に対する応答変形量が秋期（II）から積雪初期の 2 ステージで大きくなった。このことは降雨や融雪に対して鋭敏に引張変形が生じたことを意味している。一方、融雪期と春期には応答変形量が小さくなり、大量の融雪水が発生しても変形が進まなかったことと調和した。以上から、秋期（I）から積雪初期にかけて引張り変形が卓越する要因として、単位降雨量や単位融雪量に対する応答変形量の拡大が示された。

## 4.4 積雪荷重による地すべり活動の抑制効果

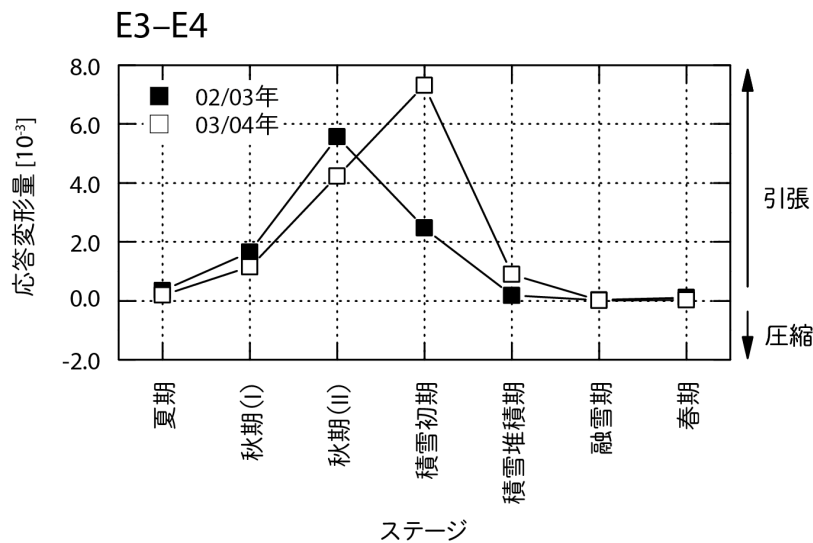


図 4.15 地すべり土塊の基準  $MR$  (100 mm) に対する地すべりの応答変形量

Fig. 4.15 Response deformation of the landslide mass in terms of standard  $MR$  (100mm)

豪雪地帯に位置する伏野地すべりは、積雪環境に規制された特異な移動、変形特性を呈した。その特徴を以下に改めて列挙する。

①秋期から積雪初期にかけて、地すべり土塊は降雨や融雪に対する応答が鋭敏化するため、卓越した引張変形を呈しながら移動速度が急増する。

②積雪層が十分に形成されると地すべり移動速度は急減する。厳冬の積雪安定期は地すべり移動は不活発である。

③融雪期になると大量の融雪水が供給されて地すべりは再び緩慢に移動するが、土塊はほとんど変形せず一体となってすべり面上を滑動する。

④消雪後は秋期まで地すべり活動の不活発な状態が継続する。

本節では積雪荷重が地すべり地に作用したときに生じる土塊内部の応力変化を考察し、特異な移動と変形をもたらす要因について議論する。

#### 4.4.1 積雪荷重による有効応力とせん断応力の増加

積雪荷重による地すべり安定性の変化を評価するため、積雪層を載荷した二次元無限長斜面の数値モデルを構築して安定解析をおこなった（[図 4.16](#)）。積雪層が載荷された場合の斜面安全率  $F_s$  は [4.7 式](#)で求められる。

$$F_s = \frac{(\sigma - u)\tan\phi' + c'}{\tau} \quad (4.7)$$

4.7 式の各変数は 4.8 式, 4.9 式, 4.10 式 で表される。

$$\sigma = [\gamma_t H_1 + \gamma_{\text{sat}}(H - H_1) + \gamma_{\text{snow}} H_{\text{snow}}] \cos^2 \beta \quad (4.8)$$

$$u = \gamma_w(H - H_1)\cos^2\beta \quad (4.9)$$

$$\tau = [\gamma_t H_1 + \gamma_{\text{sat}}(H - H_1) + \gamma_{\text{snow}} H_{\text{snow}}] \cos \beta \sin \beta \quad (4.10)$$

ここで、 $\sigma$  はすべり面に作用する垂直応力（全応力）（kPa）， $u$  はすべり面に作用する間隙水圧（kPa）， $\tau$  はすべり面に作用するせん断応力（kPa）， $\phi'$  はすべり面の内部摩擦角（°）， $C'$  はすべり面の粘着力（kPa）， $\gamma_t$  は土塊の湿潤単位体積重量（kN/m<sup>3</sup>）， $\gamma_{\text{sat}}$  は土塊の飽和単位体積重量（kN/m<sup>3</sup>）， $\gamma_{\text{snow}}$  は積雪層の単位体積重量（kN/m<sup>3</sup>）， $\gamma_w$  は水の

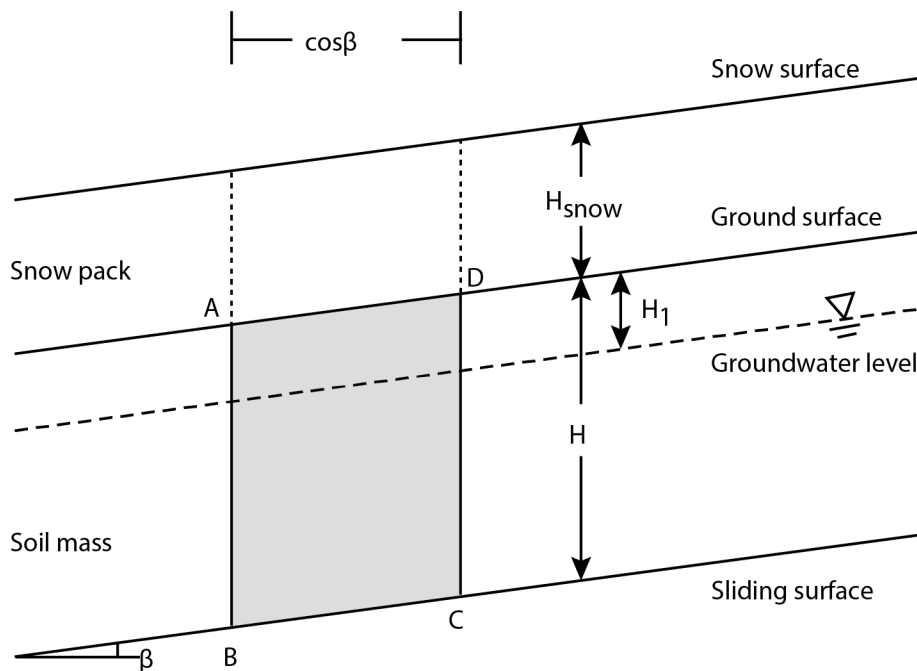


図 4.16 積雪荷重を考慮した無限長斜面の安定解析モデル

Fig. 4.16 Stability analysis model of infinite slope combined with soil and snow

表 4.3 安定解析に用いたパラメータ値

Table 4.3 Parameters for the stability analysis

| パラメータ       | 記号                     | 単位                | 数値   |
|-------------|------------------------|-------------------|------|
| 内部摩擦角       | $\varphi'$             | °                 | 8.0  |
| 粘着力         | $c'$                   | kPa               | 5.0  |
| 土塊の湿潤単位体積重量 | $\gamma_t$             | kN/m <sup>3</sup> | 19.5 |
| 土塊の飽和単位体積重量 | $\gamma_{\text{sat}}$  | kN/m <sup>3</sup> | 20.1 |
| 積雪層の単位体積重量  | $\gamma_{\text{snow}}$ | kN/m <sup>3</sup> | 3.92 |
| 水の単位体積重量    | $\gamma_w$             | kN/m <sup>3</sup> | 9.81 |
| すべり面深度      | $H$                    | m                 | 6.25 |
| 地下水面までの深度   | $H_1$                  | m                 | 0.50 |
| すべり面勾配      | $\beta$                | °                 | 7.0  |

単位体積重量 (kN/m<sup>3</sup>) ,  $H$  はすべり面深度 (m) ,  $H_1$  は地下水面までの深度 (m) ,  $H_{\text{snow}}$  は積雪深 (m) ,  $\beta$  はすべり面勾配 (°) である。既往の現地調査結果および土質試験結果を踏まえ、表 4.3 に示すパラメータを用いて解析をおこない、積雪深の変化にともなう斜面安全率の変化を求めた。なお伏野地すべり地では積雪期の間隙水圧上昇は認められなかったため、4.7 式において積雪荷重にともなう過剰間隙水圧の発生は考慮していない。また、4.7 式では、特定の条件下において積雪荷重が式の分子側により多く配分されるにもかかわらず得られる安全率が低下するという式の構造上の欠陥に由来する問題がまれに発生するが、本論では簡易的な手法による安定性の評価を目的としており、本式の構造に関する厳密な議論は避けた。

異なるすべり面勾配 (5, 20, 40°) における積雪深と安全率の関係を図 4.17に示す。勾配が 5°と小さければ積雪層が垂直応力の増分に強く寄与するため積雪深の増大によって安全率は上昇するが、勾配の増加にともなう垂直応力の寄与率は低下するため安全率の上昇率は鈍くなり、勾配が 40°に達すると積雪深の増加にともなう安全率はわずかに低下した。当地すべり地における E3-E4 間のすべり面勾配は 7°ある。したがって積雪深の増加にともなう安定度は高まると考えられ、これは積雪深が増えると移動速度が急減する観測結果と調和した。4.7 式はすべり面の内部摩擦角も積雪時の安全率変化に強く関わることを示している。そこで安定解析モデルのすべり面勾配を E3-E4 間と同じ 7°に固定し、異な

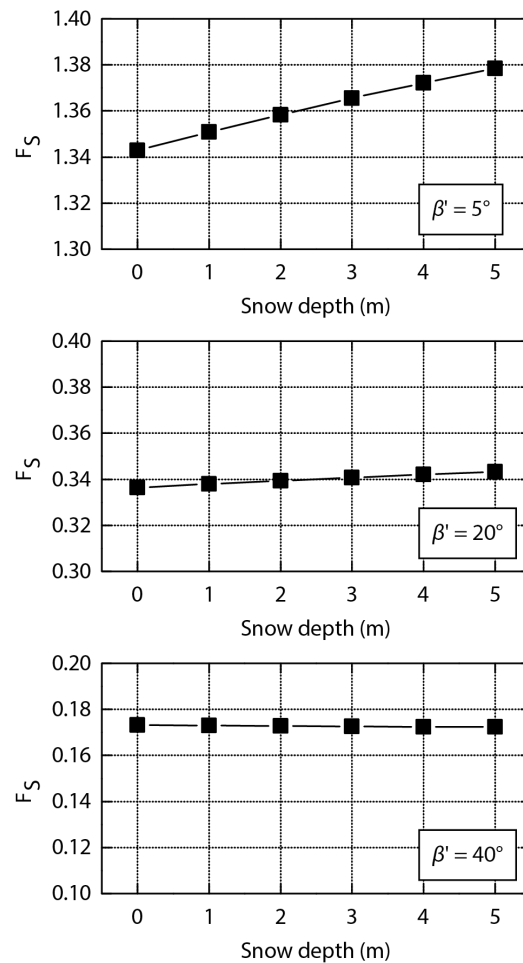


図 4.17 異なるすべり面勾配における積雪深と斜面安全率の関係

Fig. 4.17 Relationship between snow depth and slope stability at different gradients of the sliding surface

る内部摩擦角（3, 8, 15°）ごとに積雪深と安全率の関係を求めた。結果を図 4.18 に示す。内部摩擦角が 3°と小さければ、積雪荷重はせん断応力側へ大きく配分されるため、積雪深の増加にともない安全率は低下した。一方、内部摩擦角はすべり面が有する 8°や、さらに 15°と増加すれば、積雪荷重はせん断強度の増加側へより大きく分配されるため積雪深の増加にともなって安全率が上昇する結果が得られた。以上から、すべり面勾配が小さいほど、また内部摩擦角が大きいほど積雪層は斜面安定に対して正に、すなわち地すべり活動を抑制する方向に作用することが示された。

以上をまとめると、秋期から積雪初期にかけて活発な移動と変形を呈していた地すべり活動が積雪深の増加によって急速に減速した要因は、積雪層の形成によって  $MR$  の供給が

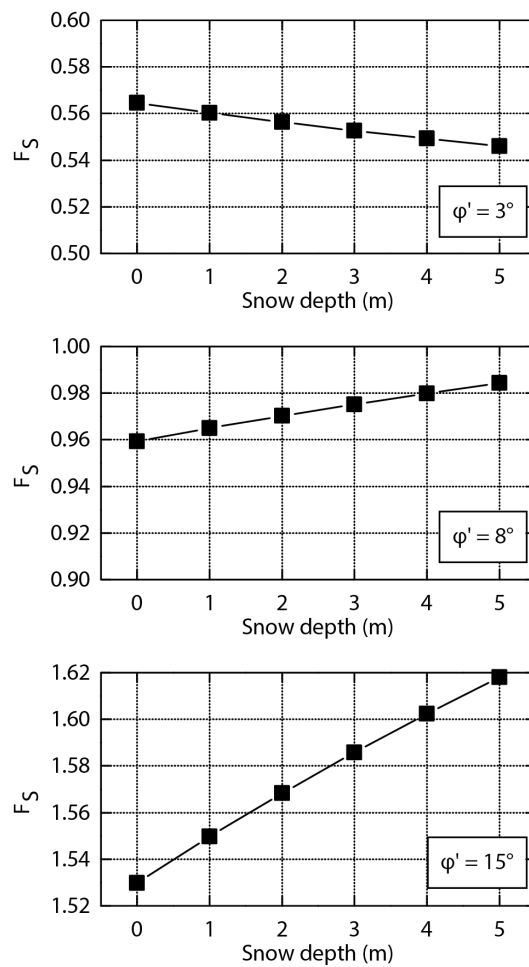


図 4.18 異なる内部摩擦角における積雪深と安全率の関係

Fig. 4.18 Relationship between snow depth and slope stability in the different internal friction angle of the sliding surface

減少したことに加え、積雪荷重の増大によってすべり面に作用する有効応力が増加し、せん断強度が増強されたためと考えることができる。

#### 4.4.2 積雪層による地表面の間接的連結作用

積雪安定期に安定していた地すべりは、融雪期になると緩慢な移動を再び始めたが各点の移動速度に大きな差は生じず、土塊の変形はほとんど生じなかった。移動速度が均等になる要因のひとつとして積雪層による間接的な連結作用が考えられた。積雪層は地すべり地内外の斜面に均一に堆積して地表面を覆う。地表面勾配が  $15^\circ$  以下であればグライドによる積雪の移動はほとんど生じないとされる（秋田谷・遠藤，1998）ため、積雪層は地す

べり地をネット状に覆い地表面を間接的に連結して変形を抑制すると考えられた。このネット効果は、地すべりの上下端がほぼ等速で移動し、変形量が小さいことに対する説明となる。

#### 4.4.3 積雪荷重の継続作用によるすべり層の圧密

消雪後の春期から夏期にかけては、消雪により積雪荷重が除荷されたにもかかわらず地すべりは不活発な状態が維持された（表 4.2）。この現象を説明し得る理由として冬期の積雪載荷によるすべり層の圧密とそれにとまなうせん断強度の継続的な増強を考えた。具体的な土質力学的プロセスは以下のとおりである（図 4.19）。

（a）秋期から積雪初期にかけての大移動によってすべり層の強度は残留強度まで低下する。

（b）冬期の積雪層の長期載荷によってすべり層が圧密される。圧密されたすべり層は間隙比が低下し（図 4.20），構造が再構成されるため，強度の回復が生じる（宜保ほか，1997；中村ほか，2000）。

（c）春期になると消雪により積雪荷重が除荷される。しかし，除荷によるすべり層の膨張はごく緩慢であるため，回復したせん断強度は暫く維持され，降雨時にも顕著な地すべり移動と変形を生じさせない。

（d）秋期（I）になるとすべり層の膨張により漸減したピークせん断強度に対し，それを上回るせん断応力を生起させる降雨イベントが発生し，すべり層がせん断破壊される。せん断によってすべり層の強度はピーク強度からひずみ軟化強度領域に達する。そのため以降は強度の小さい降雨によっても地すべり移動と変形が活発に進行する。地すべり移動によるせん断破壊の進行はすべり層の強度をさらに低下させる。そして再び（a）の段階へ移行する。

以上に示した（a）－（d）の機構によって，多雪地帯の伏野地すべりでは積雪環境に規制された独特な移動，変形現象を生じていると推定された。



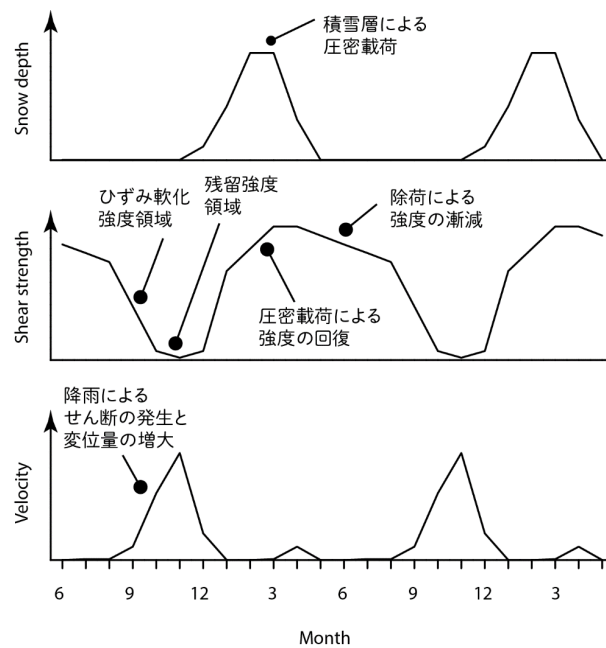


図 4.19 土質強度から見た伏野地すべりの変位機構の模式図

Fig. 4.19 Schematic diagram of the movement mechanism of the Busuno landslide from a point of view of a soil strength gram of the movement mechanism of the Busuno landslide from a point of view of a soil strength

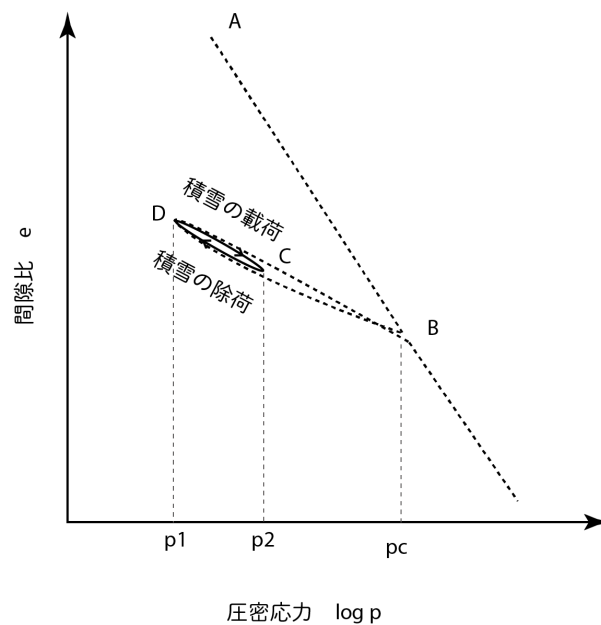


図 4.20 積雪の载荷－除荷サイクルによる間隙比の変化

Fig. 4.20 Change in a void ratio of the landslide mass by snow loading-unloading cycles

## 4.5 結論

冬期に 3–5 m の積雪に覆われる伏野地すべりの地すべり移動量、地下水文、気象に関する観測結果から、積雪が地すべり活動を抑制する機構を考察した。

伏野地すべりは、降雨量（融雪量）の増加する秋期から積雪初期にかけて土塊の引張変形をともないながら活発に移動した。地すべり地内の上端（E3）と下端（E4）のそれぞれの累積移動量の時系列値を X-Y 軸上にプロットして描かれる軌跡のパターン解析から、1 年間の地すべり活動は変形特性の共通性に基づき 7 期間（夏期・秋期（I）・秋期（II）・積雪初期・積雪安定期・融雪期・春期）に分類された。このうち地すべり活動が最も活発になるのは秋期（I）、秋期（II）および積雪初期であり、その誘因は降雨量（融雪量）の増大に加え、単位降雨量（融雪量）に対して応答変形量が増大するためであった。

冬期になり積雪深が増大すると地すべり活動は移動、変形ともに急速に沈静化した。続く融雪期には融雪浸透による間隙水圧の上昇の影響を受けて、地すべりは再び緩慢に移動を始めるが、このとき土塊はほとんど変形せず一体となってすべり面上を滑動した。積雪層の増大が地すべり活動を抑制する要因を議論するため、二次元無限長斜面の数値モデルに積雪項を導入し、積雪荷重の増大が斜面安定性に及ぼす影響を求めた。その結果、伏野地すべりのようにすべり面の勾配が緩く内部摩擦角の大きい地すべりでは、積雪荷重が斜面安定側に寄与して地すべり活動を抑制することが示された。このほかに、積雪層が地すべり活動を抑制する効果として、積雪層が地表面を間接的に連結するネット効果や長期的な積雪載荷によるすべり面の圧密とせん断強度の回復を挙げた。

## 第5章 積雪荷重による地すべり土層の鉛直圧縮

### 5.1 本章の目的

伏野地すべりは融雪期のみならず消雪後のしばらくの期間は降雨に対する応答移動量の鈍い期間が継続する。この要因として長期の積雪載荷作用が考えられる。Chandler (1977) は、地すべり移動によって残留強度状態に達したすべり面が静止時の土かぶり圧による再圧密によって強度が回復することを示した。この結果を積雪環境に置き換えれば、長期にわたる積雪載荷はすべり面を再圧密し強度回復をもたらす可能性があるといえる。また Matsuura (2000) は融雪水量に対する間隙水圧の応答率を期間ごとに比較し、融雪期を含む積雪後期の応答率は積雪前の 1/10 まで鈍化する結果を示し、間隙水圧応答の鈍化誘因として積雪荷重による表層の間隙率の低下による浸透能の低下を指摘している。Osawa et al. (2017) は積雪荷重による表土の浸透能や飽和透水係数を現地計測や室内土質試験から求め、それらは積雪荷重に対して指数関数的に低下することを明らかにし Matsuura (2000) の推論を実証した。

これらはいずれも地すべり土層が積雪荷重によって鉛直圧縮されたことを前提に議論しており、実際のすべり層や地すべり土層が積雪荷重によって鉛直圧縮が生じているのかを明らかにする必要がある。そこで地すべり土層の鉛直圧縮量（圧密量）を計測する鉛直移動計を開発し、3 年間にわたる現地観測をおこなった。

### 5.2 鉛直変位計の開発

#### 5.2.1 鉛直変位計の構造と計測原理

地すべりの移動量を計測する代表的な機器に地中伸縮計がある。すべり面以深まで掘削されたボーリング孔（地下部）の孔底から地表部まで立ち上がったインバー線が地すべり移動によって地中へ引き込まれるとき、その長さを地上部ポテンシオメータで計測して地すべり移動量に変換する。同計は水平方向の移動量に限らず地すべり土塊内部の変形にもなう鉛直方向の圧縮、膨張量を併せて捉えうることがある（平元ほか、2008）。本研究はこの点を利用し、地中伸縮計のインバー線を炭素繊維強化プラスチック製の棒、いわゆるカーボンロッドに置き換えて変位の追従性を強化し、さらにポテンシオメータの代わりに計測精度の高いひずみ式変位計を用いて土塊の鉛直変位量のみを高精度に計測可能な鉛

直変位計（**図 5.1**，**写真 5.1**）を開発した。

鉛直変位計の基本的な設置手順と計測の仕組みを**図 5.2**に示す。掘削したボーリング孔内にカーボンロッドを挿入し、下端を孔底に固定した。地表部に露出したカーボンロッド上端にひずみ式変位計 2 基（VE1，VE2）を据え付け、測定子を地上部の台座に接触させた。この状態でカーボンロッド挿入区間の土塊が沈下すると、地上部台座は地表に追従して沈下する。一方で孔底から自立したカーボンロッドは沈下しないため結果としてカーボンロッド上端と台座との相対距離が広がる。逆に土塊が膨張した場合は相対距離が縮まる。この距離変化を計測することで土塊の鉛直変位量が求められる。各部の具体的な構造と特徴は以下の通りである。

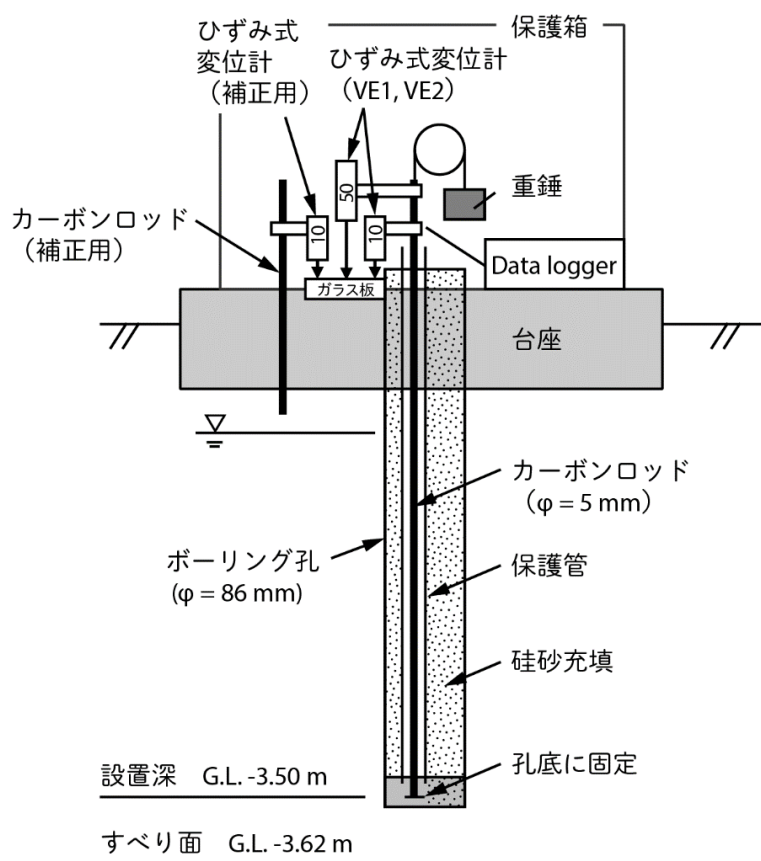


図 5.1 鉛直変位計の構造

Fig. 5.1 Structure of a vertical extensometer

### (1) 地下部（ボーリング孔）

内径 86 mm のボーリング孔内に直径 5 mm のカーボンロッド（炭素繊維プラスチック製の棒；CFRP）を挿入し、その下端をアンカー金具とセメントによって孔底に固定した。カーボンロッドの外側には保護管（有孔塩ビ管 VP40）を挿入し、ボーリング孔の空隙に珪砂を充填して孔の安定をはかった。カーボンロッドの温度特性は従来のインバー線と同等程度に小さく気温や水温の影響をほとんど受けない。またインバー線は土塊の膨張（隆起）時にワイヤーの緩みが生じて計測精度低下の恐れがあるのに対し、剛体であるカーボンロッドに緩みの恐れはなく土塊の圧縮，膨張の両変動に対して高い追従性を有している。

### (2) 地上部

孔の立ち上がり部に地表面となる台座（W 0.7 × D 0.7 × H 0.3 m；コンクリート製）を設置した。台座内の孔口から立ち上がるカーボンロッドの上端には重錘によるテンションを常時与えて自身の傾倒やたわみを抑制した。台座とカーボンロッドとの干渉を防ぐため、カーボンロッドの外周には2つの保護管（VP40 および VU50）を挿入した。

### (3) 計測機器

カーボンロッドの上端にひずみ式変位計 VE1（F.S. 10 mm）および VE2（F.S. 50 mm）（共和電業製 DTH-A-10, DTH-A-50）を取り付け、台座上に埋め込んだガラス板（180 mm × 130 mm）に測定子を接触させて地表面との距離を計測した。装置全体としての変位に関する計測精度，測定分解能等は表 5.1 のとおりであり，従来のポテンショメータ

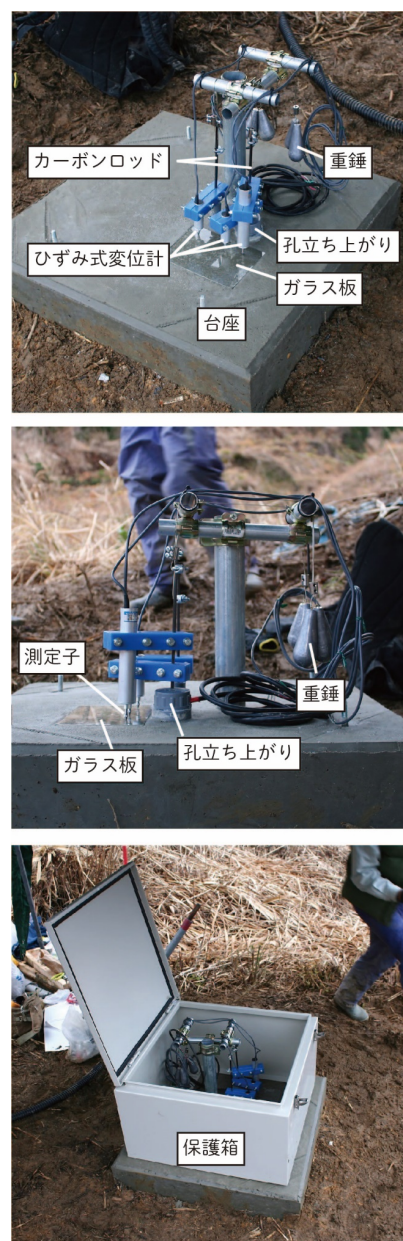


写真 5.1 鉛直変位計の外観（上：全体、中：側面、下：保護箱被覆後）

Photo 5.1 Apparatus of the vertical extensometer. The above is a whole view. The middle is a side view. The bottom is a view after covered by the protecting box.

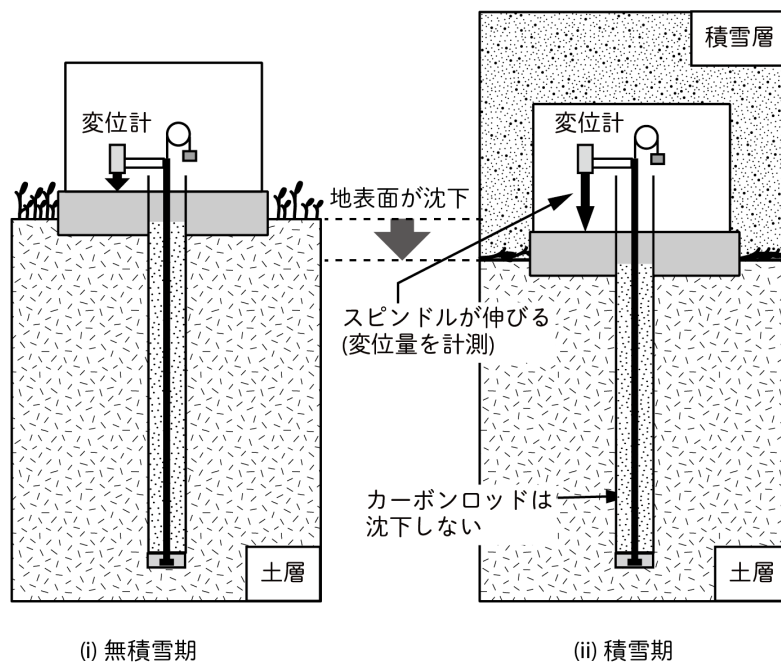


図 5.2 鉛直変位計による計測の仕組み

Fig. 5.2 Mechanism of measurement of a vertical extensometer

表 5.1 鉛直変位計の仕様

Table 5.1 Specifications of the vertical extensometer

|         |        |  |
|---------|--------|--|
| 本体（地上部） | 測定精度：  | $\pm 0.14\%$ F.S.（データロガーおよび変位計）  |
|         | 測定範囲：  | 50 mm (50 mm 計)、10 mm (10 mm 計)  |
|         | 測定分解能： | $5.0 \times 10^{-3}$ mm (50 mm 計)、 $1.0 \times 10^{-3}$ mm (10 mm 計)     |
|         | 測定間隔：  | 1 時間   |
|         | 外形：    | W600 × D600 × H350 mm（保護箱被覆時）  |
| カーボンロッド | 材質：    | 炭素繊維強化プラスチック（CFRP）、外径 5 mm、熱膨張率 $0.68 \times 10^{-6}$ $^{\circ}\text{C}$ |

型地中伸縮計に比べ高精度の計測が可能である。補正用カーボンロッドの変位は補正用ひずみ式変位計によって計測した。ひずみ式変位計 3 基（計測用 2 基，補正用 1 基）および気温計 1 基，水温計 1 基の各信号を記録するため，2 台のデータロガー（オサシテクノス，NetLG-401）を台座上に設置し，バッテリー駆動により 1 時間間隔で計測した。なお雨水・融雪水の浸入や雪圧による機器の破損を防ぐため，地上部台座には保護箱（保護等級 IP55）を被せた。

## 5.2.2 計器の設置

本研究で開発した鉛直変位計を伏野地すべり試験地の下部ブロック（図 5.3）に設置した。対象地点のすべり面深度は事前のチェックボーリングで GL -3.62 m と確認された。本研究の目的は地すべり土塊の圧密確認のため、厳密には地表面からすべり面深度（GL -3.62 m）までの全区間の鉛直変位量を計測すべきである。しかし、カーボンロッドをすべり面深度まで挿入するとロッドが破損する恐れがあるため、今回はすべり面深度よりやや浅い GL -3.50 m に設置し、計測の確実性を確保した。なお、同孔の地質は強風化の凝灰岩、泥岩の互層の上に礫混じり粘性土が堆積しており、指圧で変形するような軟質部を多く含んでいる。ロッド挿入に続いて上部台座を設置し、各種計測機器と保護箱を据え付けたのち、2009 年 12 月から 2012 年 10 月まで観測をおこなった。なお温度依存性が小さいとされるカーボンロッドではあるが、今回は試験的に温度依存性を確認するため、ボーリング孔内に水温計、地上部に気温計を設置した。またカーボンロッドの持つノイズ成分の確認と補正のため、補正用カーボンロッドを表層部（深さ約 0.5 m）に設置した。

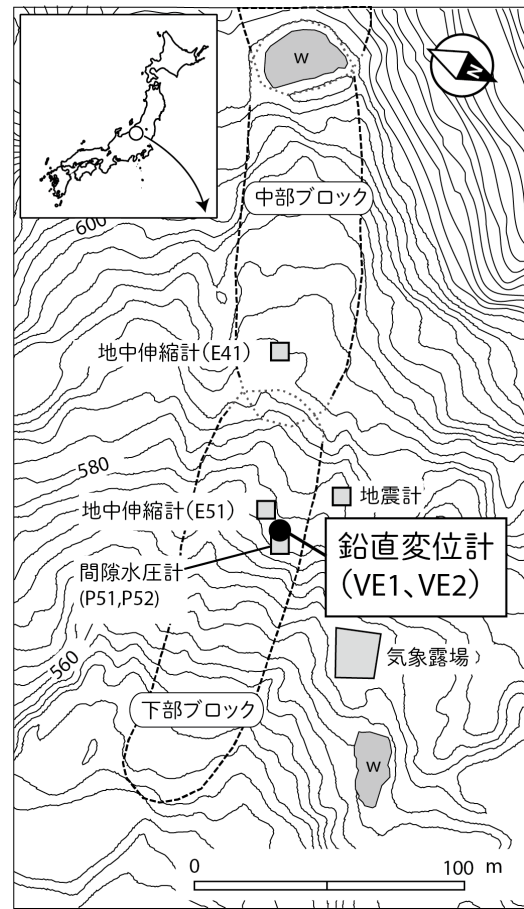


図 5.3 鉛直変位計の設置位置（新潟県上越市伏野地すべり試験地）

Fig. 5.3 Location of the vertical extensometer in the Busuno landslide research site

## 5.3 積雪期の鉛直変位過程とその要因

### 5.3.1 鉛直変位量の経時変化

2009 年 12 月から 2012 年 10 月までの約 3 年間に観測された鉛直変位量の時系列を図



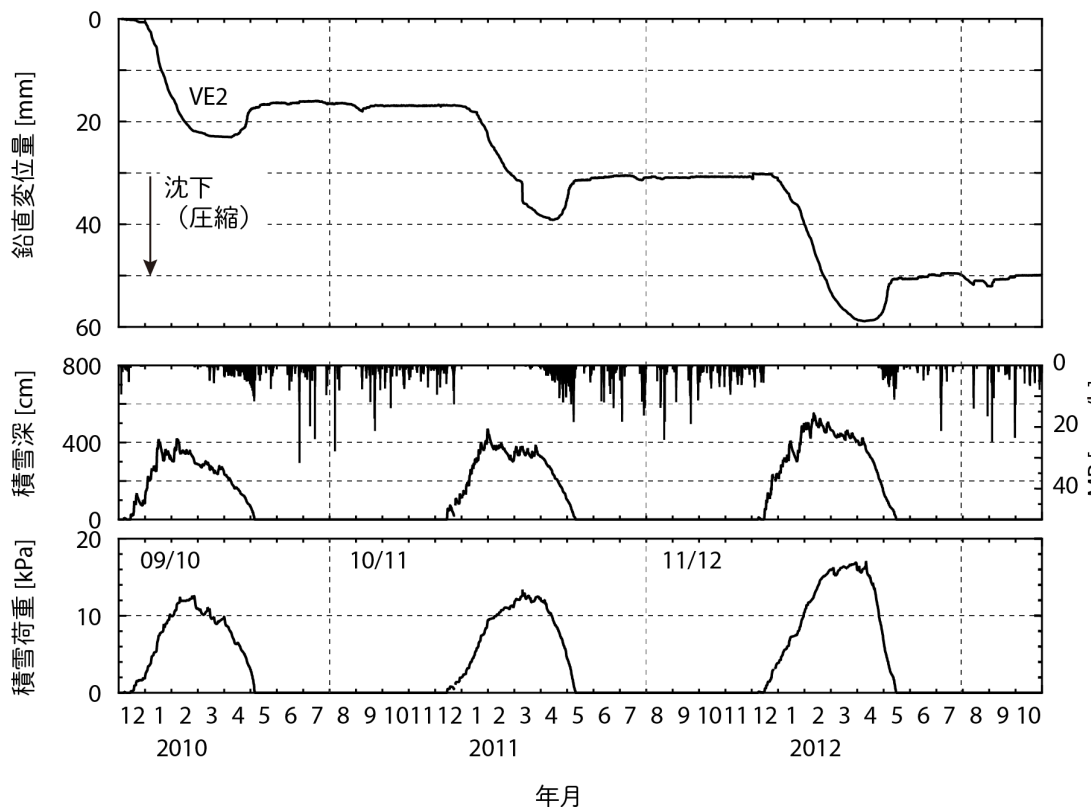


図 5.4 鉛直変位量の観測結果（2009 年 12 月–2012 年 10 月）

Fig. 5.4 Vertical displacement monitored by the vertical extensometer from December 2009 to October 2012

**5.4** に示す。観測は 2009–2010 年，2010–2011 年，2011–2012 年の 3 回の寒候年（寒候年とは前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間を指す（気象庁，2013））を含み，それぞれ 09/10 年，10/11 年，11/12 年とする。各寒候年の積雪環境は表 5.2 に示す通りいずれの寒候年も平年に比べて積雪量が多く，とくに 11/12 年は最大積雪深が 551 cm，最大積雪荷重は 17.05 kPa に達した。観測期間における孔内の水温は 6.5–13.5 °C，地上部の気温変化は –1.6–40.1 °C であった。同期間における補正用カーボンロッドの変位量（長さ方向）は全期間で概ね 0.2 mm 以内に収まった。これよりカーボンロッドの温度依存性は無視できるほど小さいことが確認された。2 基のひずみ式変位計（VE1，VE2）のうち，フルスケールが 10 mm の VE1 は計測開始直後にスケールオーバーしたため，図にはフルスケール 50mm の VE2 のみを示した。なお，図中に示した積雪深，積雪水量，地表面到達水量は，地すべり地近傍の気象露場の観測結果である。

地表面の沈下と隆起を示す鉛直変位は積雪期間に限って現れ，以下のような過程を経た。

表 5.2 寒候年の積雪環境

Table 5.2 Snow cover environment in each cold season

| 項目   |                  | 09/10     | 10/11      | 11/12     | 1989-1999 平均 *1 |
|------|------------------|-----------|------------|-----------|-----------------|
| 積雪期間 | 開始日              | 2009/12/7 | 2010/12/15 | 2011/12/9 | 11/13           |
|      | 終了日              | 2010/5/7  | 2011/5/12  | 2012/5/16 | 4/28            |
|      | 日数 (day)         | 152       | 149        | 160       | 166             |
| 根雪期間 | 日数 (day)         | 145       | 149        | 153       | 141             |
| 積雪深  | 最大 (cm)          | 420       | 471        | 551       | 357             |
|      | 生起日              | 2010/2/6  | 2011/1/30  | 2012/2/11 | 2/14            |
| 積雪荷重 | 最大 (kPa)         | 18.94     | 19.44      | 25.73     | 12.82           |
|      | 生起日              | 2010/2/25 | 2011/3/14  | 2012/4/11 | 3/6             |
|      | 積算積雪荷重 (kPa・day) | 1623.3    | 1762.6     | 2430.7    | —               |

\*1) 松山ほか (2004) による

1) 積雪開始とほぼ同時に地表面の沈下が始まる, 2) 積雪の増大とともに沈下が進行する, 3) 沈下速度は次第に緩やかとなる, 4) 積雪深が低下する融雪期に隆起に転じる, 5) 消雪後は鉛直変位が停止する。これら一連の鉛直変位変動は積雪量の増減に対応していることから, 土層の沈下, 隆起の

要因として積雪層の存在が考えられた。一般に軟らかい土層が载荷を受けて圧縮するとき, 圧縮成分はせん断変形と圧密変形に分けられる (土の圧密入門編集委員会編, 1998a)。第 4 章の図 4.3 で示したように地すべり土塊内部ではせん断変形を示す水平移動は認められなかった。このことから, 観測された圧縮は積雪荷重の作用による地すべり土層の圧密変形によってもたらされたと考えられた。寒

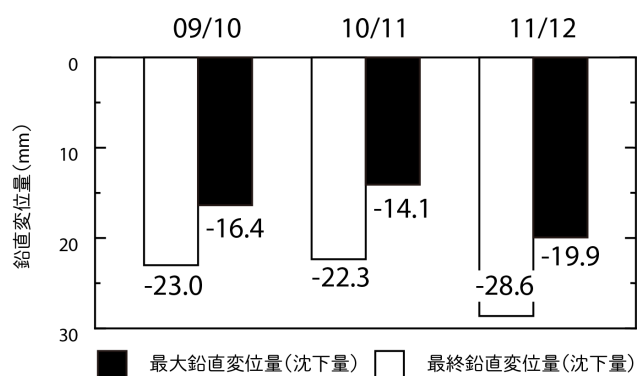


図 5.5 各寒候年における積雪期の鉛直変位量. 最終鉛直変位量は変動が安定する消雪後 30 日目の変位量.

Fig. 5.5 Vertical displacement in each snow-covered period. The conclusive displacement was observed 30 days after the snow disappearance date that the displacement became steady-state.

候年ごとの最大鉛直変位量は図 5.5 に示すように約 22.3–28.6 mm（圧縮方向を正とする）である。観測土層厚（3.50 m）から算定される一次元ひずみ量を求めると約 6370–8170  $\mu$  となる。このことから地すべり土層は積雪期において鉛直方向に最大で 0.64–0.82 %の圧縮変形が生じたといえる。一方、最大沈下後の隆起量は–6.6––8.7 mm であり、これは沈下量の 29–37 %に留まった。このことは消雪後に沈下成分が残留したことを意味する。沈下成分の卓越は毎年繰り返されるため、年を追うごとに斜面が沈下し続ける様相を示した。

### 5.3.2 積雪荷重と鉛直変位量

5.3.1 項において、積雪期に土層が圧縮される要因は積雪荷重であると推定した。それならば積雪荷重が大きいほどその圧縮量も大きいと考えられる。各寒候年の最大積雪荷重と鉛直変位量の関係を示した図 5.6 では、最大積雪荷重の最も大きい 11/12 年に最大の鉛直変位量（圧縮方向）が現れ、この推定を裏付ける結果となった。しかし観測期間が 3 寒候年と少ないため、積雪荷重と鉛直圧縮量の関係を論じるためにはさらなる観測結果の蓄積が必要である。なお補足として、09/10 年は機器設置時の表土かく乱や土台荷重の影響、10/11 年には後述する長野県北部地震の要因が含まれる。

積雪荷重と鉛直変位量の時系列関係を図 5.7 に示す。図中の軌跡は土層が積雪荷重の増加によって圧縮し、積雪荷重の減少によって膨張に転ずる時計回りのヒステリシスを描いた。最大積雪水量の観測日は 2 月 25 日（09/10 年）、3 月 14 日（10/11 年）、4 月 11 日（11/12 年）であるが、最大沈下量の観測日はそれぞれ 4 月 9 日、4 月 16 日、4 月 11 日となり、最大積雪水量の観測日から約 1 ヶ月遅れて現れた（11/12 年を除く）このことは、積雪荷重が減少に転じて土層の沈下は多くの場合すぐに停止せずに暫く継続しうることを示している。最大沈下量観測時の積雪荷重は 11.7–24.5 kPa となり、寒候年ごとにバ

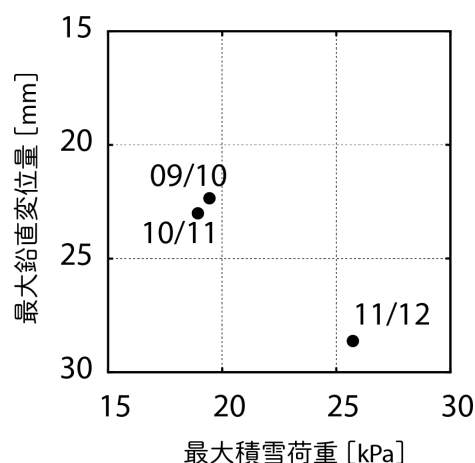


図 5.6 各寒候年における最大積雪荷重と最大鉛直変位量の関係

Fig. 5.6 Relationship between the maximum snow load and the maximum vertical displacement in each cold season

ラツキが見られた。

### 5.3.3 鉛直圧縮と地すべり活動

地すべり土塊で生じた鉛直圧縮と地すべり活動との関係を見るため、**図 5.8** に鉛直変位の観測期間における地すべり移動量および間隙水圧の変動を示す。なお、ここで示した地すべり移動量とは、従来型の地中伸縮計（E41, E51）によって計測されたすべり面以深の不動域と地表面移動域との相対移動量であり、主に地表面の純粋な移動量（方向は問わない）を表す。当初、積雪荷重による土層の圧縮に調和して地すべり活動も鈍化すると想定したが、観測期間中の地すべり累積移動量はいずれの期間も約 10 mm に留まり、積雪荷重との関係を考察するには情報不足であった。なお地中伸縮計（E51）では 11/12 年に鉛直変位計の動態と類似した約 5 mm のマイナス方向（圧縮方向）への移動量を観測した。平元ほか（2008）は地中伸縮計が捉えるマイナス方向の移動量は土層圧縮を捉えた可能性であることを示唆しており、本計測結果はその推論に調和したものとといえる。

鉛直変位計近傍に設置された間隙水圧計 P51（GL -2.85 m），P52（GL -1.36 m）によって観測された間隙水圧は、無積雪期には降雨へ良く応答し大きな変動幅を示したが、積雪期（融雪期を除く）には水分供給が極めて少ないにも関わらず間隙水圧は低下せず、その変動は一樣に鈍化した。積雪期に間隙水圧変動が鈍化する理由について、Matsuura（2000）は同地すべり地の 93/94，94/95 年の観測結果から、積雪荷重が浅層の地すべりに対して荷重として働き、地すべり移動体内部の水文定数が変化（透水性が低下）したためと説明した。Osawa ほか（2017）は伏野地すべりの表層の透水性が積雪期に著しく低下すること

を示し Matsuura（2000）の推論を水文学的に裏付けた。本論で示した積雪荷重による地

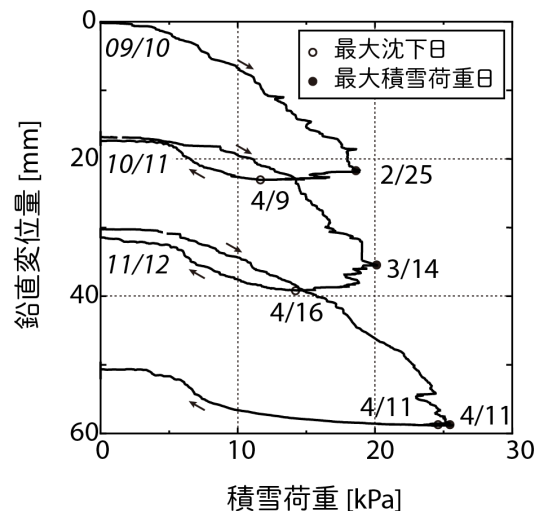


図 5.7 積雪荷重と鉛直変位量の時系列関係  
(2009 年 12 月–2012 年 5 月)

Fig. 5.7 Relationship of time-series values  
between the snow load and the vertical  
displacement from December 2009 to May  
2012.

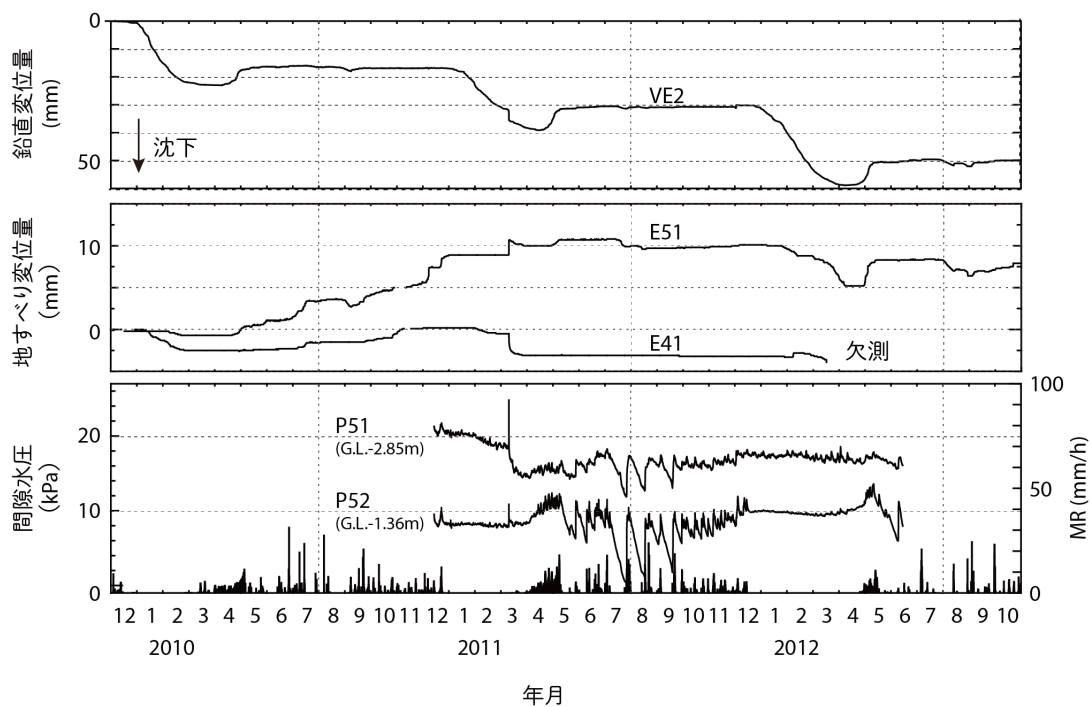


図 5.8 鉛直変位量と地すべり変位量および間隙水圧変動. 間隙水圧の観測期間は 2010 年 12 月–2012 年 6 月.

Fig. 5.8 Vertical displacement, landslide displacement and pore water pressure. The pore water pressure was monitored from December 2010 to June 2012.

すべり土塊の圧密現象は、この積雪期の水文定数の変化（透水性の低下）を土質工学的にも支持する根拠になる。さらに第 6 章で論ずるように、積雪荷重が地盤内部を圧密すると過剰間隙水圧が生じて継続的な間隙水圧の上昇が観測されることがあるが、本計測では認められなかった。これは地すべり土塊が積雪による緩速載荷に対して排水が間に合う程度の透水性を有していたためと考えられる。

#### 5.3.4 地震時の急速な鉛直圧縮

東北地方太平洋沖地震の発生翌日の 2011 年 3 月 12 日午前 3 時 59 分に長野県北部を震源とする  $M_j 6.7$  の長野県北部地震が発生し、さらに約 30 分後の 4 時 31 分に最大余震 ( $M_j 5.9$ ) が発生した。伏野地すべり地では現地に設置された地震計によって、本震時に最大加速度  $2.36 \text{ m/s}^2$  (236 Gal)，計測震度 5 強，最大余震時に同  $2.34 \text{ m/s}^2$  (234 Gal)，計測震度 5 弱の地震動を観測した。本項では、これら積雪期に生じた地震による鉛直および地すべり移動量，間隙水圧の観測結果について述べる。

地震時の観測結果を図 5.9 にまとめて示す。1 時間間隔で観測される鉛直変位計 VE1 では、地震発生（3 時 59 分）から 1 分後の 4 時 00 分に 2.7 mm、約 1 時間後の 5 時 00 分に 0.8 mm の計 3.5 mm の圧縮変位を記録した。同じく 1 時間間隔で観測される近傍の地中伸縮計 E51、E52 によれば、地すべり移動量は地震発生から約 1 時間後の 5 時 00 分までに +1.8 mm（E51）および -0.7 mm（E41）の地中変位を観測した。E41 の地すべり移動量が負値となった原因は地震振動によってボアホール内のワイヤー緩みが解消したため、もしくは鉛直圧縮変位が生じたためと考えられた。P51、P52 によって 10 分ごとに観測された間隙水圧は地震直後に最大で 15.6 kPa（P51）および 13.0 kPa（P52）の急激な上昇を示した。急激な間隙水圧の上昇は、土塊に作用した地震動の動的圧縮応力に対して地下水の排水が間に合わないために励起された過剰間隙水圧である。このことは、伏野地すべり地の土層が

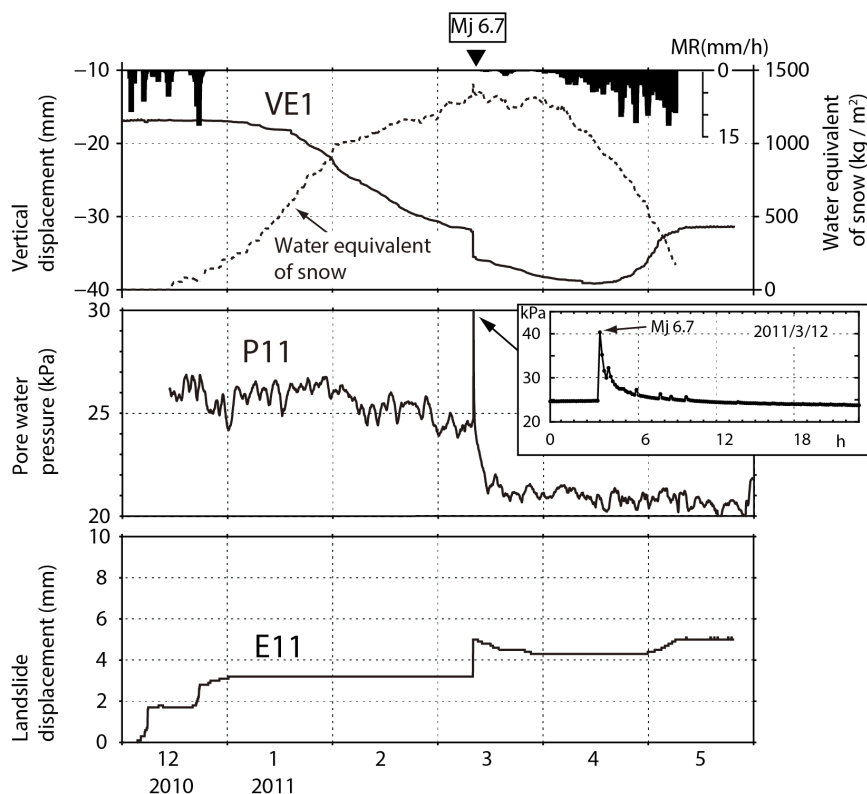


図 5.9 鉛直変位にともなう間隙水圧および地すべり変位量（2010 年 12 月 14 日–2011 年 5 月 31 日）

Fig. 5.9 The pore water pressure and the landslide displacement correspond to the vertical displacement from December 14, 2010 to May 31, 2011

有する透水性のもとでは地震力による急速载荷に対して排水が間に合わずに水圧上昇が起

きることを示唆している。

## 5.4 結論

本研究では、積雪荷重によって地すべり土層が鉛直圧縮（沈下）することの検証の一環として鉛直変位計を開発し、新潟県上越市の伏野地すべり地において 3 寒候年の観測をおこなった。

鉛直変位計が設置された 3.5 m の厚さを持つ地すべり土層では、積雪深（積雪荷重）の増大にともなって最大 22.3–28.6 mm（0.6–0.8 %）の鉛直圧縮が生じた。続く融雪期には積雪深（積雪荷重）の減少にしたがって土塊は鉛直膨張に転じたが、消雪後も鉛直圧縮成分の一部は残留した。地すべり土層の鉛直圧縮、膨張過程と積雪荷重の増減過程がよい調和を示すことから、地すべり土層の圧縮は積雪荷重による圧密現象による結果と考えられた。地中伸縮計による観測期間中の地すべり変位量は累積で 10 mm 程度と小さく、鉛直沈下との関係については不明瞭であった。積雪期間中の間隙水圧は、無積雪期に比べて変動が鈍化する特徴が現れた。これは地すべり土塊が積雪荷重によって圧密され、透水性が低下したためと考えられた。2011 年 3 月 12 日の長野県北部地震の発生時に地すべり土塊の鉛直圧縮と間隙水圧の急激な上昇が観測された。これは急速な土層圧縮に対する地下水の排水が間に合わないために過剰間隙水圧が発生したためと考えられた。



## 第6章 積雪荷重に起因して発生する過剰間隙水圧

### 6.1 本章の目的

積雪荷重は有効応力やせん断応力の増加としてすべり面に作用し、地すべりの斜面安定に強い影響を与える因子となる。一方、積雪荷重はすべり面だけではなく土層内の地下水（間隙水圧）にも作用する可能性が言及されている。例えば丸山（1993）は新潟県の猿供養寺地すべりでの観測により、冬期の積雪荷重の増加とともに間隙水圧が上昇する事例を報告しているが、その変動機構については十分な議論がなされていない。本研究の対象地すべりのひとつ、ノルウェー国 Roesgrenda 地すべりにおける3年間の観測では、冬期に降雨や融雪がない条件下でも間隙水圧が上昇する季節変動が捉えられた。本章では間隙水圧の変動過程を詳細に記述するとともに、その原因を積雪層の非排水載荷による過剰間隙水圧の発生に求め、積雪荷重を誘因とする間隙水圧の変動機構について議論する。

### 6.2 Roesgrenda 地すべり試験地における間隙水圧変動

#### 6.2.1 気象環境

Roesgrenda 地すべり試験地における1997年11月から2000年12月まで約3年間の気象観測結果を図 6.1 に示す。降雨と融雪によって地表面に供給される水分量は4章と同様に地表面到達水量（ $MR$ ）を用いる。1998年から2000年の年間  $MR$  は798 mm, 837 mm, 1003 mm である。ただし1998年と1999年の  $MR$  については融雪水量計の凍結等による欠測期間を一部に含むため過小値の可能性がある。寒候期の観測は1997/1998年, 1998/1999年, 1999/2000年の3回がなされており、以後それぞれの寒候年を97/98年, 98/99年, 99/00年として取り扱う。欠測のなかった99/00年の中の積雪堆積期（12月から3月）の日平均  $MR$  は1.9 mm/d であり、これは厚い積雪層の積雪底面から生じる一般的な日融雪水量0.4–1.5 mm/d（松浦ほか, 1994）とおおむね調和した値となった。一方、融雪期（4月）の日平均  $MR$  は積雪堆積期比で約4倍の8.0 mm/d となり卓越した融雪水の生起を示した。

融雪水量計近傍で実施された積雪深および積雪荷重の手ばかり計測結果を表 6.1 に示す。手ばかり計測による Roesgrenda 地すべり試験地の積雪深は、試験地から8 km 離れた

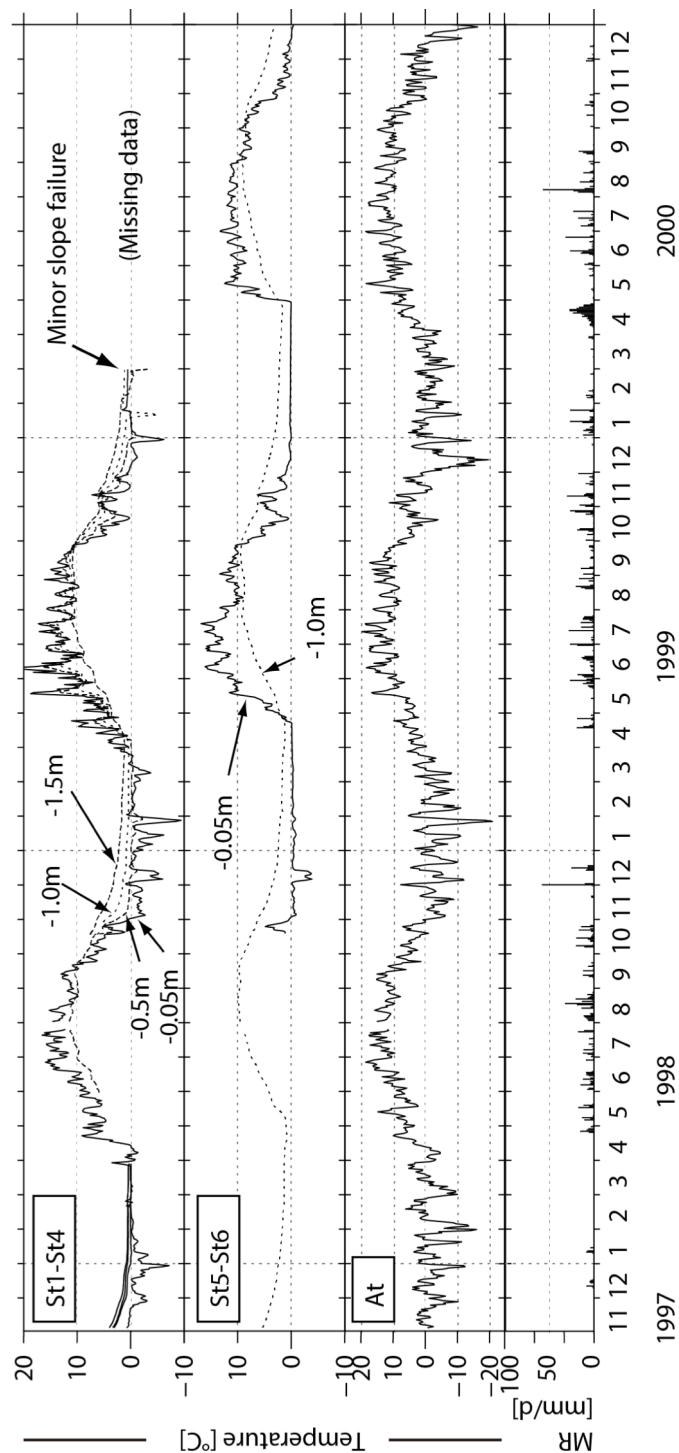


図 6.1 Roesgrenda 地すべり試験地における気温・地温・MR の観測結果 (1997 年 11 月 -2000 年 12 月)

Fig. 6.1 Air temperature, soil temperature, and MR monitored from November 1997 to December 2000 at the Roesgrenda landslide research site.

表 6.1 Roesgrenda 地すべり試験地における積雪深および積雪荷重の手ばかり計測値  
と同時期の Skjækerfossen 観測所における積雪深

Table 6.1 Snow factors measured manually at the Roesgrenda research site and snow  
depth for the same period at the Skjækerfossen station

| Date (m/d/y) | Roesgrenda<br>research site |                                      |   | Skjækerfossen<br>station |
|--------------|-----------------------------|--------------------------------------|---|--------------------------|
|              | Snow<br>depth<br>[m]        | Snow<br>load<br>[kN/m <sup>2</sup> ] | Snow<br>density<br>[10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup> ] | Snow<br>depth<br>[m]     |
| 03/10/1998   | 0.33                        |                                      |   | 0.54                     |
| 03/19/1998   | 0.53                        |                                      |   | 0.85                     |
| 03/30/1998   | 0.26                        |                                      |   | 0.52                     |
| 12/16/1998   | 0.08                        |                                      |   | 0.00                     |
| 01/26/1999   | 0.25                        |                                      |   | 0.28                     |
| 01/31/1999   | 0.25                        |                                      |   | 0.30                     |
| 02/20/1999   | 0.54                        |                                      |   | 0.76                     |
| 03/26/1999   | 0.51                        |                                      |   | 0.55                     |
| 04/12/1999   | 0.13                        |                                      |   | 0.20                     |
| 12/16/1999   | 0.25                        | 0.4                                  | 0.16  | 0.36                     |
| 01/09/2000   | 0.15                        | 0.5                                  | 0.33  | 0.20                     |
| 01/25/2000   | 0.30                        | 0.9                                  | 0.30  | 0.40                     |
| 02/11/2000   | 0.43                        | 1.7                                  | 0.38  | 0.51                     |
| 03/23/2000   | 0.97                        | 3.2                                  | 0.33  | 1.40                     |

Skjækerfossen 気象観測所（標高 125 m）の観測値と高い相関関係（ $R^2 = 0.937$ ；[図 6.2](#)）が認められたため、次の相関式を用いて Roesgrenda 地すべり試験地の日積雪深を推定した。

$$Sd_r = 0.644 Sd_s + 3.96 \quad (Sd_s > 0) \quad (6.1)$$

$$Sd_r = Sd_s \quad (Sd_s = 0) \quad (6.2)$$

ここで  $Sd_r$  は Roesgrenda 試験地における推定積雪深（m）， $Sd_s$  は Skjækerfossen 気象観測所における観測積雪深（m）である。[6.1 式](#)，[6.2 式](#)による推定積雪深の経時変化を[図 6.3](#)に，積雪深の推定値に基づいて寒候年ごとの積雪環境を[表 6.2](#)にまとめた。Roesgrenda 地すべり試験地の根雪開始日は 11 月から 1 月中旬までと多様だが消雪時期はどの寒候年も 4 月下旬ではほぼ一致した。観測期間における推定最大積雪深は 1.02 m（2000 年 3 月 16 日）である。寒候期（12 月から 3 月）の平均気温は 97/98 年から 99/00 年まで順に $-1.7$  °C，

-2.8℃, -2.5℃で、観測期間における最低気温は1999年1月27日に観測された-20.8℃である。地温計(St1-St6)で観測された地温を深度方向に内挿補間して作成された地温の深度プロファイルを図6.4に示す。樹木や下層植生に被覆されない滑落崖では気温の影響を強く受けるため最大凍結深は0.5m以深まで達するが、常緑針葉樹などの植生に覆われる冠頭部では凍結深が浅くなる傾向になり、年によっては凍結しない期間も生じた。

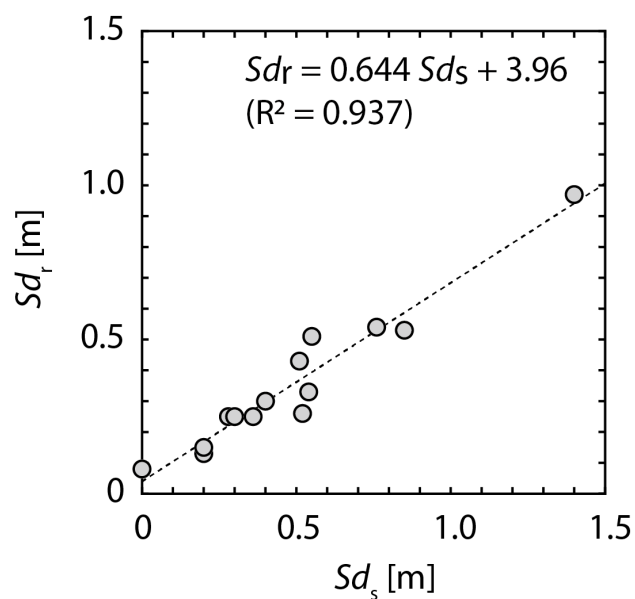


図 6.2 Skjækerfossen 気象観測所の積雪深 ( $Sd_s$ ) と Roesgrenda 地すべり試験地の計測積雪深 ( $Sd_r$ ) の関係

Fig. 6.2 Relationship between the snow depths at the Roesgrenda landslide research site ( $Sd_s$ ) and the Skjækerfossen meteorological station ( $Sd_r$ ) from 1998 to

2000

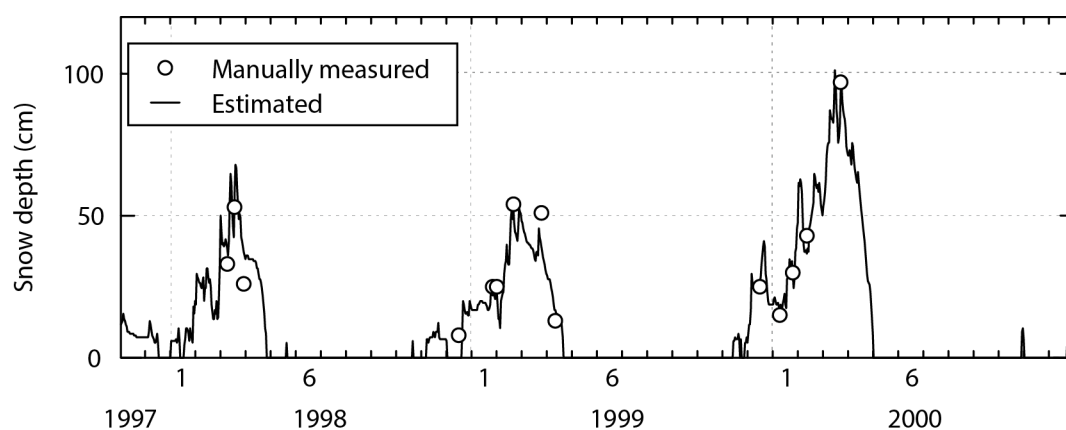


図 6.3 Roesgrenda 地すべり試験地における推定積雪深

Fig. 6.3 Estimated snow depth at the Roesgrenda landslide research site

表 6.2 Roesgrenda 地すべり試験地における 3 寒候年の推定積雪環境

Table 6.2 Estimated snow cover conditions for three cold seasons at the Roesgrenda landslide research site

| Snow-covered year                   | 1997–98    | 1998–99    | 1999–2000  |
|-------------------------------------|------------|------------|------------|
| First snow fall (m/d/y)             | 10/20/1997 | 11/07/1998 | 11/28/1999 |
| First continuous snow cover (m/d/y) | 01/17/1998 | 12/20/1998 | 11/28/1999 |
| Last snow cover (m/d/y)             | 04/27/1998 | 04/22/1999 | 05/02/2000 |
| Duration of snow cover [days]       | 101        | 124        | 157        |
| Maximum snow depth [m]              | 0.68       | 0.53       | 1.02       |

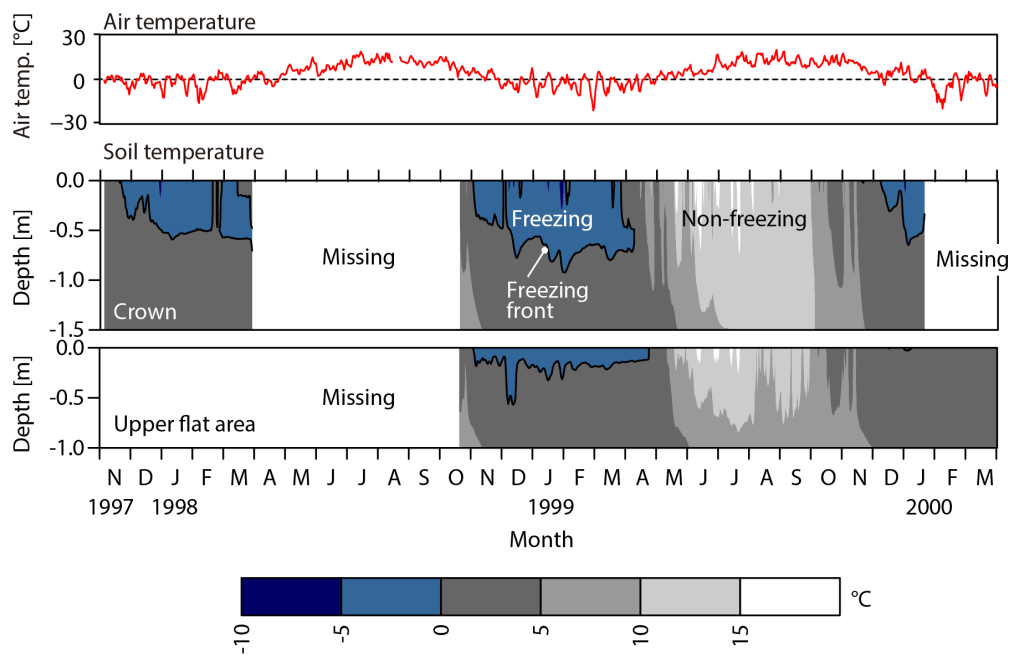


図 6.4 冠頭部および上部平坦面における地温の鉛直プロファイル。プロファイルは地温計 St1–St6 の内挿補間により作成。

Fig. 6.4 Time series depth profiles of soil temperature and air temperature at the Roesgrenda research site. Profiles are based on interpolations of the soil temperature recorded by St1 to St6.

## 6.2.2 積雪期における間隙水圧の変動

Roesgrenda 試験地の上部平坦面および冠頭部における水文観測結果を 図 6.5 および 図 6.6 に示す。図 6.5 に示した表土層の体積含水率と圧力水頭は *MR* に鋭敏に応答して降雨や融雪イベントのたびに大きく変動した。これとは対照的に 図 6.6 に示した相対的に深層の河川堆積物層とクイッククレイ層の間隙水圧は全期間を通して変動が鈍く、年間変動幅は 5 kPa 未満と小さかった。間隙水圧の変動を寒候期（11-5 月）に着目して 図 6.7 に示す。間隙水圧は積雪堆積期（12 月から 3 月）に緩慢に上昇したのち 4 月に急速に低下する季節変動を毎年繰り返した。図 6.7 を見ると間隙水圧は *MR* よりもむしろ推定積雪深と強い関連をもつように見える。両者が明瞭に調和する期間を抽出すると、次のように特徴を整理

することができる。1) 積雪深が増加すると間隙水圧も上昇する（図 6.7 の a），2) 最大積雪深に達すると間隙水圧も最大になる（同 b），3) 積雪深が減少すると間隙水圧も急速に低下する（同 c），4) 最後に消雪すると間隙水圧の低下も停止する（同 d）。ただし滑落崖に最も近い P3 では間隙水圧のピークが異なる時期に現れるなど、他の観測点とは異なる変動傾向を示した。

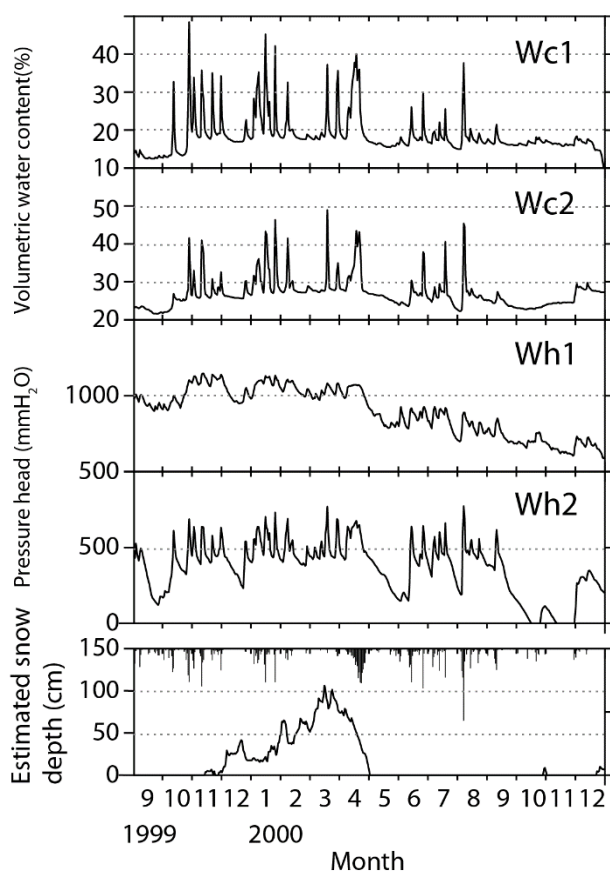


図 6.5 Roesgrenda 地すべり試験地における表土層の体積含水率および圧力水頭の時系列

Fig. 6.5 Time series of volumetric water contents and pressure heads in the topsoil

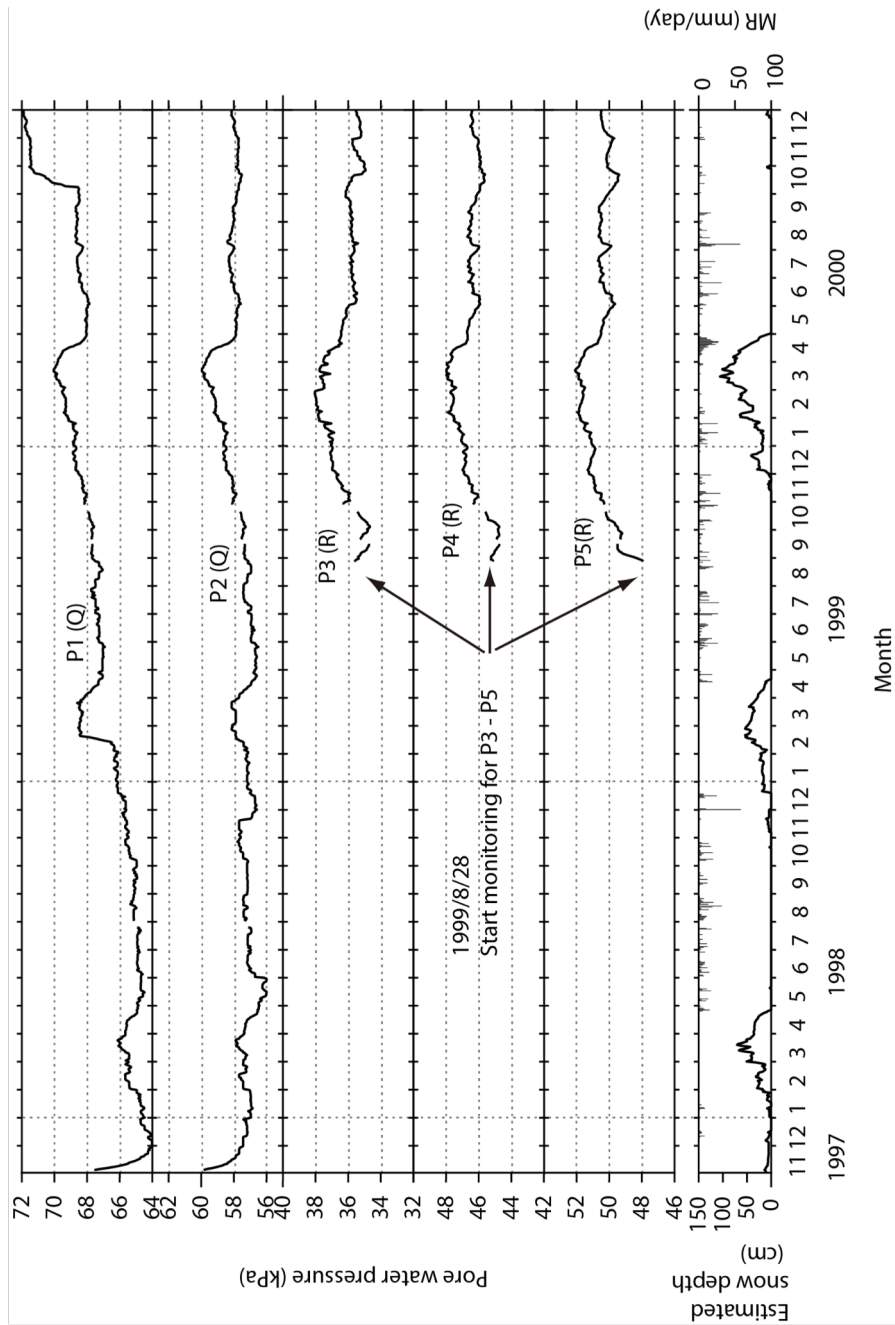


図 6.6 Roesgrenda 地すべり試験地における間隙水圧の観測結果 (1997 年 11 月 -2000 年 12 月)

Fig. 6.6 Pore water pressures monitored from November 1997 to December 2000 at the Roesgrenda landslide research site

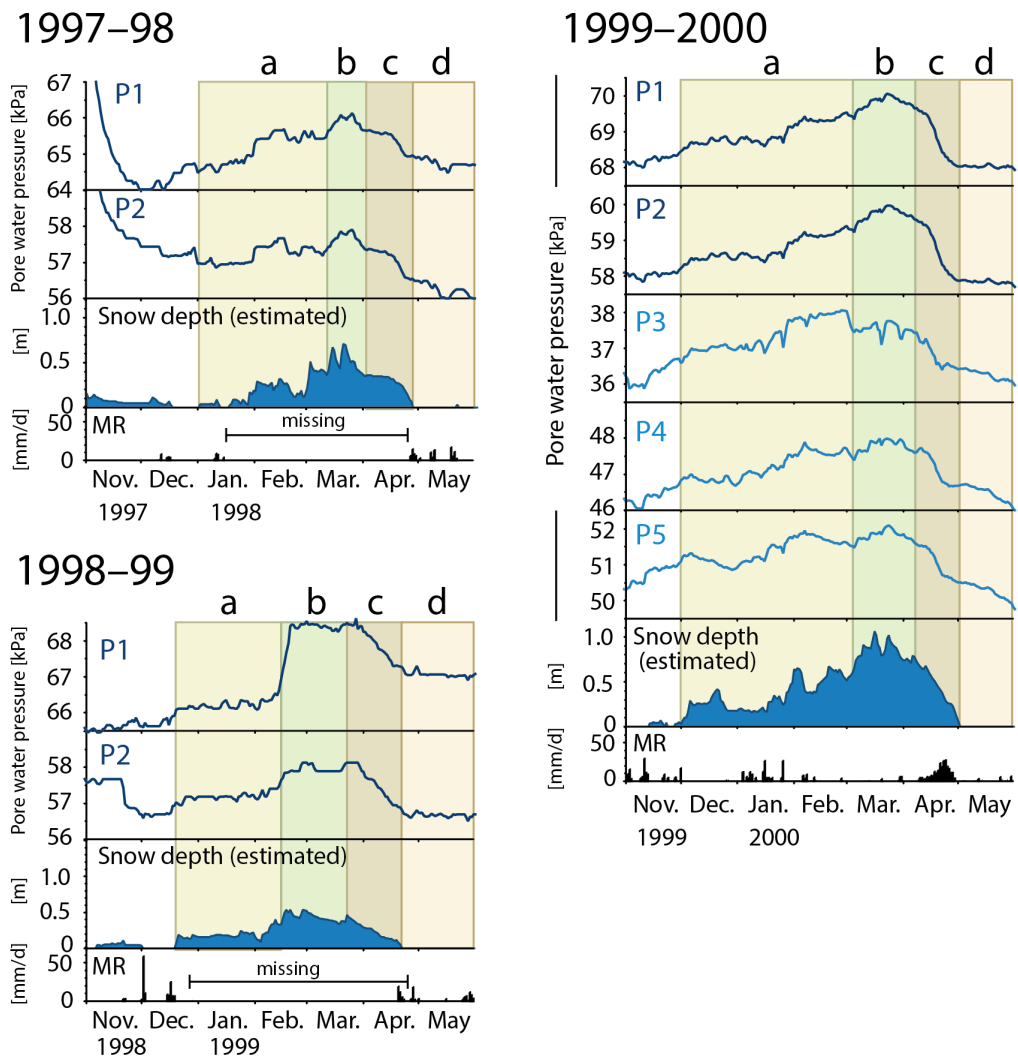


図 6.7 寒候期における間隙水圧変動. a:積雪深が増加すると間隙水圧が上昇する. b: 積雪深と間隙水圧が最大値になる. c:積雪深が減少すると間隙水圧が低下する（融雪期）. d:積雪層が消失すると間隙水圧の低下は止まり安定する.

Fig. 6.7 Fluctuations in pore water pressure during snow-covered periods. a: snow depth and pore water pressure increase; b: snow depth and pore water pressure at maximum; c: pore water pressure and snow depth decrease (snowmelt period); d: snow cover disappears and pore water pressure stabilizes.



### 6.2.3 地すべり土層の圧縮による過剰間隙水圧の発生理論

一般的に積雪地域の  $MR$  は積雪堆積期に少なく融雪期に多いため、間隙水圧は積雪堆積期に低く、融雪期に高い傾向がよく認められる（例えば、Coe et al., 2003；浅野ほか，2005）。Roesgrenda 地すべりでも同様に  $MR$  は積雪堆積期に少なく（1–3 月平均で 1.9 mm/d），融雪期に多い（4 月平均で 8.0 mm/d）観測結果が得られた。ところが 6.2.2 節で述べたように間隙水圧は積雪堆積期に高く融雪期に低くなり、 $MR$  の増減と間隙水圧の上昇、低下が調和しなかった。

さらに間隙水圧計が設置されている Roesgrenda 地すべり試験地上部平坦面の表土層は図 6.4 のように寒候期に約 0.2 m の深さまで凍結する。土層凍結は雨水、融雪水の土層への鉛直浸透を阻害し、結果として地表流の増加と地下水かん養量の低下をもたらすとされる（Bayard et al., 2005；Stadler et al., 1996）。日本の寒冷地における野外実験および数値実験によれば、水の浸透を妨げる土層の臨界凍結深は約 0.2–0.4 m と推定されている（Iwata et al., 2010）。この既往研究に従えば上部平坦面の凍結深が約 0.2 m に達する Roesgrenda 地すべりでは、たとえ寒候期に降雨や融雪が生じてもそれらは土層を鉛直浸透できず間隙水圧の上昇には寄与しないといえる。

難透水層を持つ地すべりでは地下水流動が緩慢なため供給された雨水、融雪水に対する間隙水圧の応答が長期化することがある。Iverson（2000）は飽和透水係数の低い（ $K_{\text{sat}} = 5 \times 10^{-8}$  [m/s]）地すべりのせん断ゾーンで間隙水圧を計測し、間隙水圧が長期の季節性降雨に強く応答して変動し、数ヶ月未満の降雨に対しては無視できることを示した。Schulz et al.（2009）は 3 月から 4 月にかけて生じた融雪の影響を受けて間隙水圧が 7 月まで緩慢かつ継続的に上昇することを示した。Asano et al.（2008）は大規模地すべりでの野外観測により深部の間隙水圧のピークは融雪のピークよりも約 1 ヶ月遅れることを示した。このように極めて緩慢な地下水の側方流動は寒候期の間隙水圧上昇の要因になり得る。しかしながら Roesgrenda 地すべり試験地では、無積雪期（おおむね 5 月から 11 月）の降雨パターンは不規則で積雪期に間隙水圧を上昇させるような事前の季節性降雨は生じていないことから、地下水の緩慢な側方流動が要因とは考えられない。以上から Roesgrenda 地すべりにおける寒候期の間隙水圧の上昇は  $MR$  の鉛直浸透や地下水の側方流動ではなく、他の要因で変動していると考えなければならない。

Hutchinson and Bhandari（1971）は地すべり土層へ間隙水圧計を押し込んで非排水載荷を模擬したところ過剰間隙水圧の発生を観測した。こうした飽和土層への非排水載荷によ

る過剰間隙水圧の励起は室内土質力学試験によっても実証されている (Sassa et al., 1996)。これらの過剰間隙水圧の励起現象は極めて短時間の非排水載荷によって生じているが、極めて透水性の低い土層であれば積雪層の発達のように数ヶ月をかけた継続的な緩速非排水載荷によっても同様の過剰間隙水圧は発生しうるといえる。Roesgrenda 地すべり試験地における積雪層と間隙水圧の調和的な変動を考慮すれば、積雪期における間隙水圧の上昇は難透水性のクイッククレイ層および河川堆積物層への積雪による非排水載荷によって過剰間隙水圧が発生したためと考えられた。加えて、深部凍結した滑落崖の表土層は地下水の流出を妨げてさらなる非排水条件に寄与するといえる。この可能性はふたつの事実によって強く裏付けられる。ひとつはクイッククレイ層の飽和透水係数が極めて低いことであり、もうひとつは降雨や融雪に対する間隙水圧の応答が極めて鈍いことである。またクイッククレイは正規圧密粘土のため、理論的には地すべり土塊が積雪荷重によってせん断されれば負のダイレイタンスに起因してさらなる過剰間隙水圧が生じるかも知れないが、Roesgrenda 地すべり試験地の上部はほぼ平坦で周囲の山頂からも十分に離れているため、幾何学特性から生じるせん断応力は無視できるほど小さい。なお、既往研究によっても積雪期に間隙水圧が同様に上昇する現地観測事例が報告されており (丸山, 1993; Matsuura, 2000), これらも積雪荷重に起因した過剰間隙水圧といえる。

#### 6.2.4 積雪深および積雪荷重と間隙水圧の関係

Roesgrenda 地すべり試験地における積雪荷重と間隙水圧の関係を定量的に考察する。積雪荷重の増減を表す指標として同試験地では図 6.3 に示す手ばかり計測の積雪荷重および推定積雪深の連続データを用いる。前者の積雪荷重はサンプル数に制限はあるが手ばかりによる真値のため定量的な解析が可能である。後者の推定積雪深の連続データは真値ではないが連続データのため長期トレンド解析が可能である。関係解析はこれら 2 指標を用いておこなった。

積雪荷重と間隙水圧の関係を解析するために間隙水圧増分 ( $\Delta u_t$ ) を算出した。間隙水圧増分とは図 6.8 に示す通り間隙水圧計で観測された任意日の間隙水圧 ( $u_t$ ) と積雪開始前日の間隙水圧 ( $u_{t0}$ ) の差分であり 6.3 式により求められる。

$$\Delta u_t = u_t - u_{t0} \quad (6.3)$$

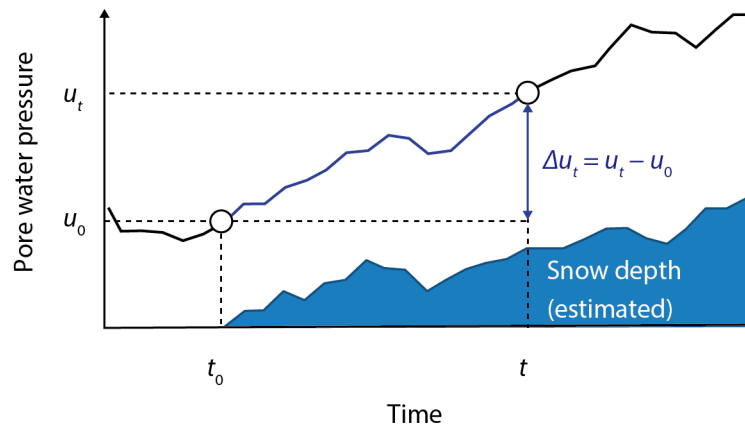


図 6.8 積雪期における間隙水圧増分 ( $\Delta u_t$ ) を求めるための計算模式図

Fig. 6.8 Graphic explanation of the equations used to calculate pore water pressure increase during the snow-covered period.

図 6.9 に Roesgrenda 地すべり地の積雪荷重 ( $\sigma_t$ ) と 6.3 式より得られた間隙水圧増分 ( $\Delta u_t$ ) の関係を示す。クイッククレイ層 (P1, P2) での両者は高い相関 ( $R^2 = 0.995\text{--}0.996$ ) を持ち 6.4 式の直線関係で表せる。

$$\Delta u_t = ru_{\text{snow}} \cdot \sigma_t + a \quad (6.4)$$

ここで直線の傾きである回帰係数  $ru_{\text{snow}}$  は土層に作用する積雪荷重における間隙水圧の負担割合に相当し、地表面形状や積雪層の不均一性を無視すれば  $ru_{\text{snow}}$  は理論的に完全排水条件の土層では 0、完全非排水条件の土層では 1 となる。観測結果に基づくクイッククレイ層の  $ru_{\text{snow}}$  は 0.49 (P1) および 0.53 (P2) となった。これは積雪荷重の約半分が過剰間隙水圧に寄与したことを意味する。Y 切片となる  $a$  は積雪荷重 ( $\Delta u_t$ ) と無関係に変動する間隙水圧成分であり、観測誤差が無いと仮定すれば地下水流動の寄与分と考えられる。 $a$  の値は P1 で 0.18 kPa, P2 で 0.25 kPa が得られ、統計的には全上昇量のうち 10 %程度は地下水流動の影響によると考えられた。一方で、クイッククレイ層上位に位置する河川堆積物層 (P3, P4, P5) では積雪荷重と間隙水圧増分の関係は対数で示され、 $ru_{\text{snow}}$  は算出できなかった。両者の相関はクイッククレイ層に比べてわずかに低下した ( $R^2=0.840\text{--}0.984$ )。河川堆積物層の間隙水圧増分を時間軸で見れば時間経過にともなって上昇の度合

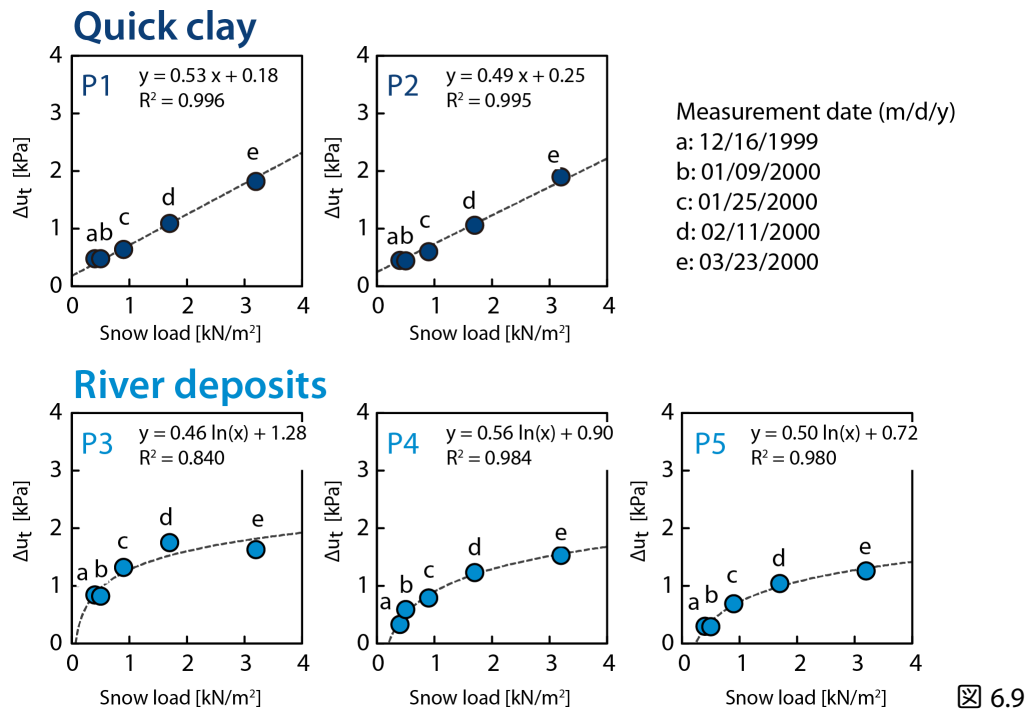


図 6.9 Roesgrenda 地すべりにおける積雪荷重と間隙水圧増分 ( $\Delta u_t$ ) の関係 (1999–2000 積雪期)

Fig. 6.9 Relationships between snow load and pore water pressure increase ( $\Delta u_t$ ) of the Roesgrenda landslide during the snow-covered period of 1999-2000

いは鈍くなっており、これは透水性がやや高い河川堆積物層において土層内の地下水が徐々に流出して過剰間隙水圧が消散し、積雪荷重の影響が次第に低下したためと考えられた。

次に推定積雪深と間隙水圧の関係に関する長期トレンドを図 6.10 に示す。関係経路の視認性を考慮し堆積期を白色 (○)、融雪期を黒色 (■) で示す。ここで堆積期と融雪期の境界日は最後に積雪深が増加した日とみなし、それぞれ 3 月 26 日 (97/98 年)、3 月 24 日 (98/99 年)、4 月 14 日 (99/00 年) に設定した。図からは推定積雪深と間隙水圧の間に正の相関関係が認められ、積雪深の増加・減少と間隙水圧の上昇・低下の過程が一致した。また根雪初日と消雪日の間隙水圧の差は 0.5 kPa 以下と小さいことから、Roesgrenda 地すべりにおける積雪期の間隙水圧は積雪荷重のみに影響を受けていることが強く示唆された。

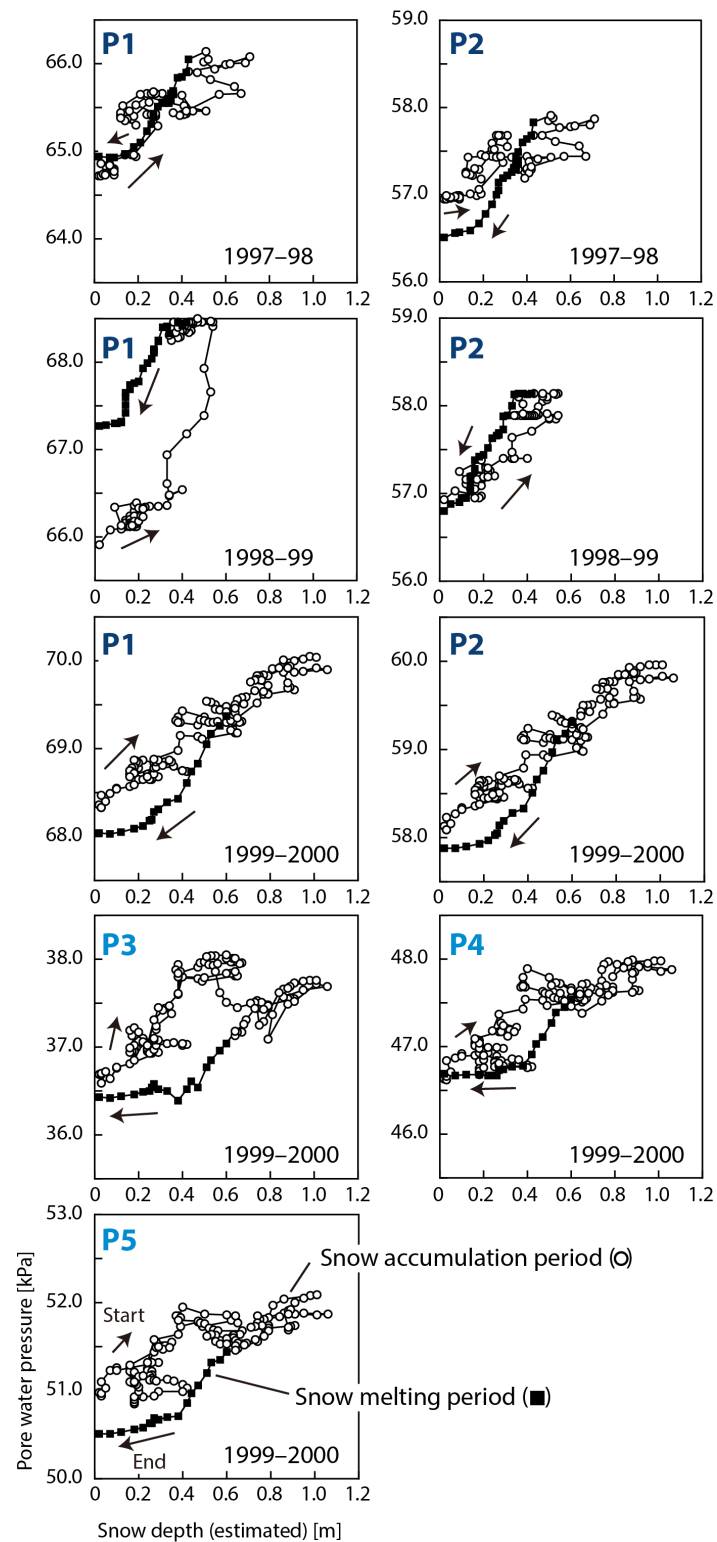


図 6.10 Roesgrenda 地すべりにおける積雪深と間隙水圧の関係（1997–2000 積雪期）

Fig. 6.10 Relationships between snow depth and pore water pressure of the Roesgrenda landslide during the snow-covered period from 1997 to 2000.

### 6.3 土層の透水性と間隙水圧変動

Roesgrenda 地すべりでは土層への非排水積雪荷重にともなう過剰間隙水圧の励起により間隙水圧が上昇した。この現象には地すべり土層の透水性が大きく関与する。本節では地すべり土層の透水性に着目し、相対的に透水性の高い伏野地すべりと透水性の低い Roesgrenda 地すべりで観測される間隙水圧変動を比較して、積雪荷重に起因する間隙水圧の変動機構について考察する。

伏野地すべりはすべり面がおおむね深度 3–7 m に存在し、その上を滑動する地すべり土層は主に軟弱な礫混じり粘土層と強風化泥岩で構成される。地すべり土層全体の飽和透水係数 ( $K_{sat}$ ) は  $2.7\text{--}3.9 \times 10^{-6}$  m/s (関東森林管理局, 2003), 表土層のみの飽和透水係数は  $5 \times 10^{-5}$  m/s (Osawa et al., 2017) が簡易揚水試験および室内透水試験により得られている。これらの値は Roesgrenda 地すべりのクイッククレイ層で推定される飽和透水係数  $K_{sat} = 10^{-9}\text{--}10^{-12}$  [m/s] (Larsen, 2002; Lang, 2005) に比べて 3900 倍以上高い。伏野地すべりの中部ブロックにおける 3 カ所 7 点の間隙水圧のうち 03/04 年の変動を [図 6.11](#) に示し、それらの積雪荷重 ( $\sigma_t$ ) と間隙水圧上昇量 ( $\Delta u_t$ ) の関係を [図 6.12](#) に示す。

伏野地すべりで観測される間隙水圧は積雪荷重の増加にともなう上昇せず、融雪水が供給される融雪期に大きく上昇してピークに達し、以後消雪まで高い水圧を継続する傾向を示す。この傾向は降雨融雪に対する応答の強いブロック上部 (P21–P23) で強く、地表面付近まで地下水位が達するブロック下部 (P42–P43) では弱い。このため寒候期の積雪水量と間隙水圧増分の関係は反時計回りのヒステリシスを描く。このことから伏野地すべりでは積雪荷重は間隙水圧を上昇させる機能を持たず、融雪水の供給のみが水圧上昇に寄与するといえる。伏野地すべりの間隙水圧は積雪荷重に依存せずに変動するため  $ru_{snow}$  は算出できない。

伏野地すべりの間隙水圧変動は Roesgrenda 地すべりの変動と比較して 2 点の差異が認められた。両者の違いを [図 6.13](#) に模式化して示す。1 点目の差異は積雪荷重に対する間隙水圧の応答特性である。Roesgrenda 地すべりでは積雪荷重の増加に比例して間隙水圧は上昇するが、伏野地すべりでは最大  $11 \text{ kN/m}^2$  の積雪荷重の作用に対して間隙水圧の上昇は認められず、横ばいか低下傾向を示す。2 点目の差異は融雪期の間隙水圧変動である。融雪期になり積雪荷重が低下すると Roesgrenda 地すべりの間隙水圧は低下するが、伏野地すべりの間隙水圧は対照的に明瞭な上昇を示してピークに達する。

上述した積雪荷重に対する間隙水圧応答の鋭敏性は地すべり土層の透水性と圧縮性に依存すると考えられる。クイッククレイは正規圧密状態の海成粘土からナトリウムイオンが溶脱されることによって生成される粘土である。Bjerrum (1967) は海成粘土の溶脱試験をおこない溶脱後の圧縮性の増加を示している。Torrance (1974) もまたクイッククレイのような正規圧密状態の海成粘土が溶脱された際、どのように自発的な圧密が引き起こされるのかを説明している。このような高圧縮性のクイッククレイ層をもつ Roesgrenda 地すべりで最大深さ約 1 m の積雪層が堆積するときに生じる地すべり土層中の応力変化を考察する。土層は土粒子骨格と間隙で構成されており、ここに力が加えられたときの応力分担のようすは Terzaghi の圧密モデルを用いて図 6.14 で示すことができる。ピストンに開いた小孔は土の透水係数 ( $K_{sat}$ ) を示し、ばねは

土の骨格を表している。ピストン内の空間は間隙に相当し、地下水面以下ではこの間隙は水で満たされている。この土層に積雪荷重が作用すると高圧縮性のクイッククレイはピストンが沈み込むように自身の間隙を埋めて圧縮しようとする。ところが間隙中に存在する間隙水は透水性が低いいため即座には排出されず土層も容易に圧縮されない状態となる。仮に Roesgrenda 地すべりが全層にわたり完全飽和、完全非排水の条件下であれば積雪荷重に

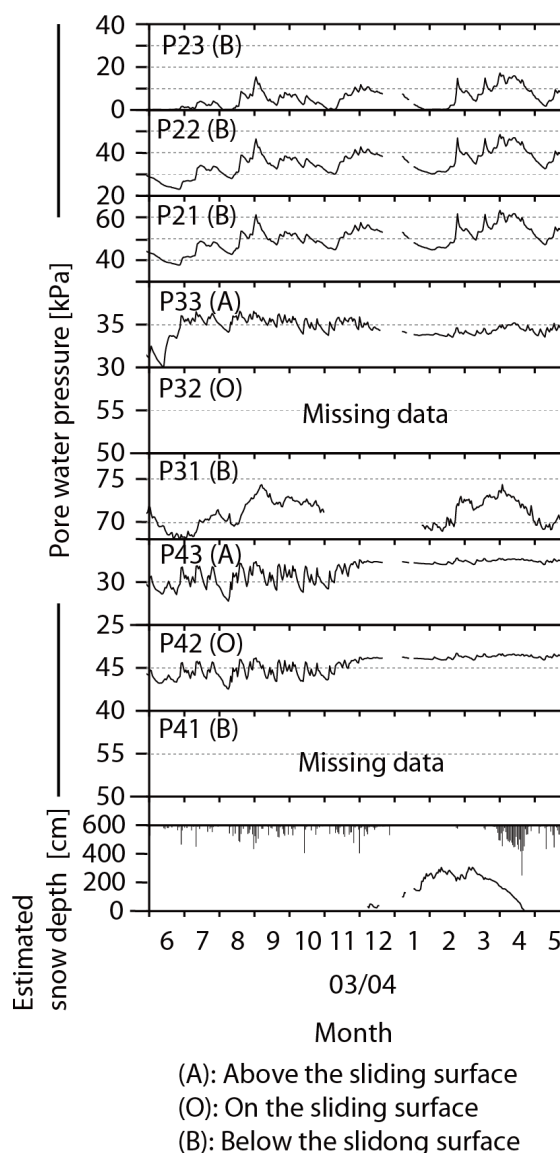


図 6.11 伏野地すべりにおける 2003–2004 年の間隙水圧変動

Fig. 6.11 Pore water pressure fluctuations of the Busuno landslide from June 2003 to May 2004.

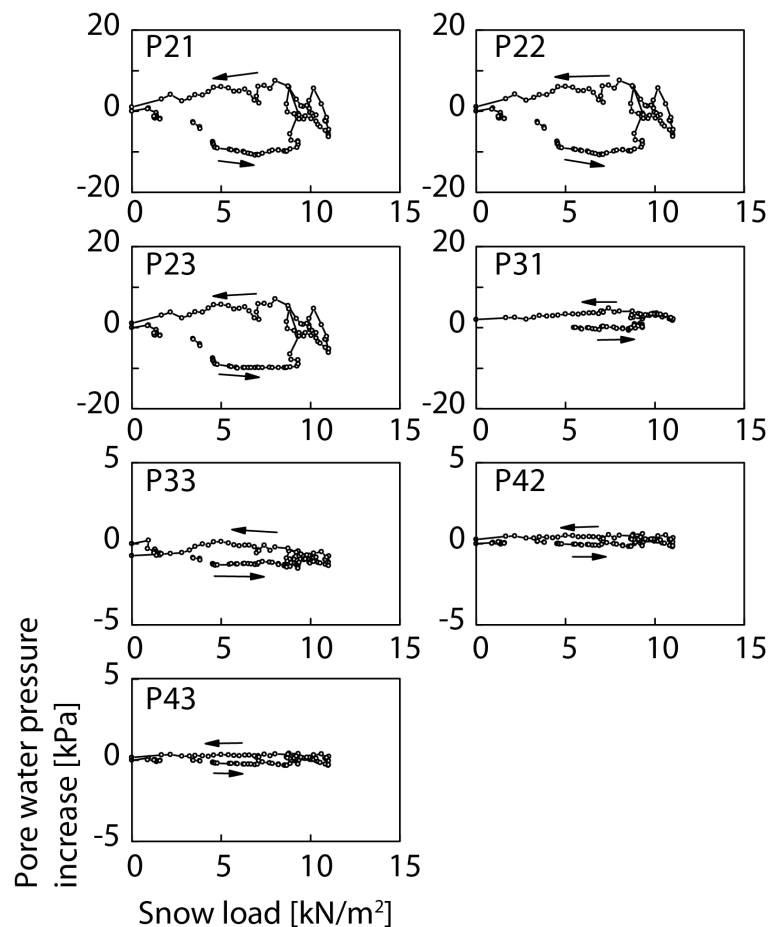


図 6.12 伏野地すべりにおける積雪荷重と間隙水圧増分の関係（2003 年 12 月 6 日–2004 年 4 月 22 日，P31 は一部期間で欠測のため 2004 年 1 月 23 日 を基準に間隙水圧増分を算出）。

Fig. 6.12 Relationships between snow load and pore water pressure increase ( $\Delta u_t$ ) of the Busuno landslide from December 6, 2003 to April 22, 2004. Pressure increase at P31 was calculated based on the pore water pressure on January 23, 2004.

よる全応力は全て間隙水に負担され，土粒子骨格は応力を受け持たない。このとき  $\text{rusnow}$  は 1.0 となり土層に作用する有効応力は増えないことになる。ところが実際の  $\text{rusnow}$  は 0.49–0.53 で積雪荷重を間隙水圧と土層でそれぞれ約半分を負担したことになる。 $\text{rusnow}$  が約 0.5 の過剰間隙水圧が発生する要因は次のように説明できる。5 点の間隙水圧計（P1–P5）および 2 点のテンシオメータ（Wh1, Wh2）によって観測される水理水頭は常に地表面よりも低いことから地すべり土層には不飽和層が存在する。不飽和層の存在する土層では，積雪荷重によって追加された全応力は間隙水圧に全て負担されるわけではなく，一部



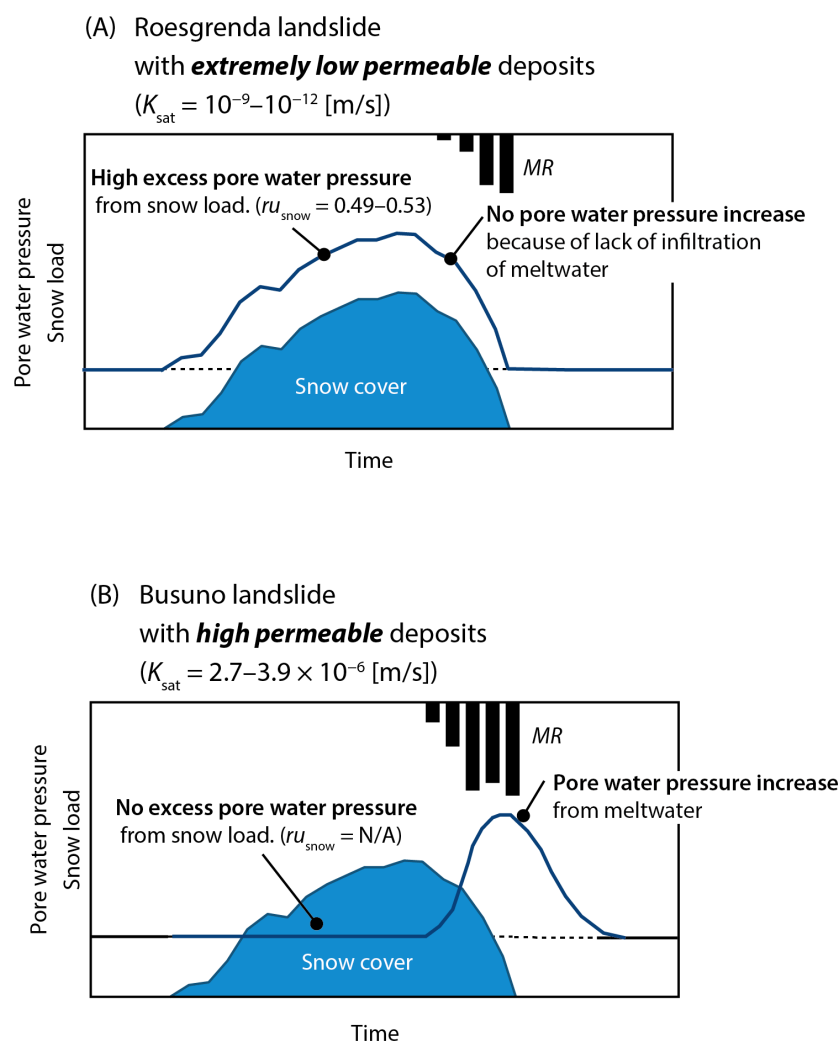


図 6.13 積雪期における間隙水圧変動の模式

Fig. 6.13 Schematic diagram of the fluctuation in pore water pressure in snow-covered period.

は土粒子骨格に負担される。このため  $ru_{\text{snow}}$  は 1 よりも小さくなる。さらに積雪は数ヶ月に及ぶ長期間の緩慢な載荷現象である。クイッククレイ層が極めて難透水性であったとしても地下水の一部は排出される。これら 2 点の要因が高い過剰間隙水圧の発生を抑制し、結果として  $ru_{\text{snow}} = 0.49-0.53$  の過剰間隙水圧をもたらしたと考えられる。融雪期になると積雪荷重が低下するため間隙水圧は低下する。このとき積雪底面から地表面に向けて融雪水が供給されるが、融雪水は難透水性の地盤を浸透できずに表土層や地表面を流下する。このため融雪水は地すべり土層の間隙水圧を上昇させる効果を与えない。

ところで Matsuura (2000) は、同じ伏野地すべり地における 1992 年から 1994 年の観

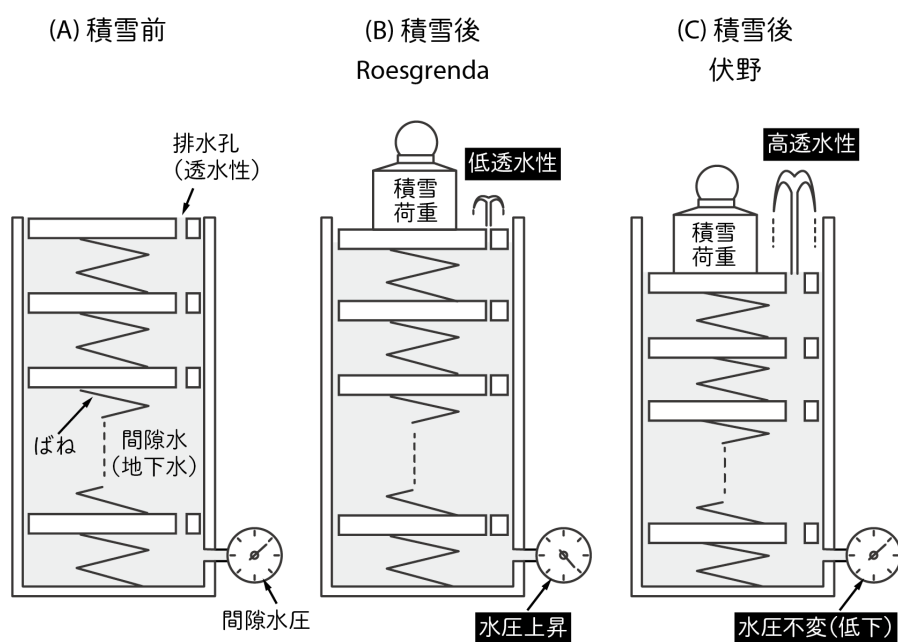


図 6.14 Terzaghi の圧密モデルに基づく積雪载荷時における間隙水圧の応答模式図

(土の圧密入門編集委員会編，1993 を一部改変)

Fig. 6.14 Schematic diagram of pore water pressure response by snow loading based on the Terzaghi's consolidation model (After Committee on a primer of soil consolidation, 1993)

測では図 6.15 に示すように積雪荷重にともなう間隙水圧の継続的上昇を報告している。伏野地すべり地では、積雪荷重によって間隙水圧が上昇する場合とそうでない場合に分かれることになる。この差異は、地すべりの長大変位にともなう地すべり土塊の透水性の変化に起因すると推論される。すなわち、伏野地すべり地において、以前は地すべり土塊の透水性が低いため、積雪载荷によって圧縮された土塊内部の間隙水が外部に排水されず水圧上昇を示した。しかし、その後の大変位によって土塊が攪乱されて間隙が増加し、透水性が上昇したために積雪载荷にともなう土塊の圧縮に対して間隙水が十分に速い速度で排水されるように変化した、と推論ができる。このように過剰間隙水圧の発生を含め積雪荷重による間隙水圧変動を規制している因子は地すべり土塊の透水性であると推定される。

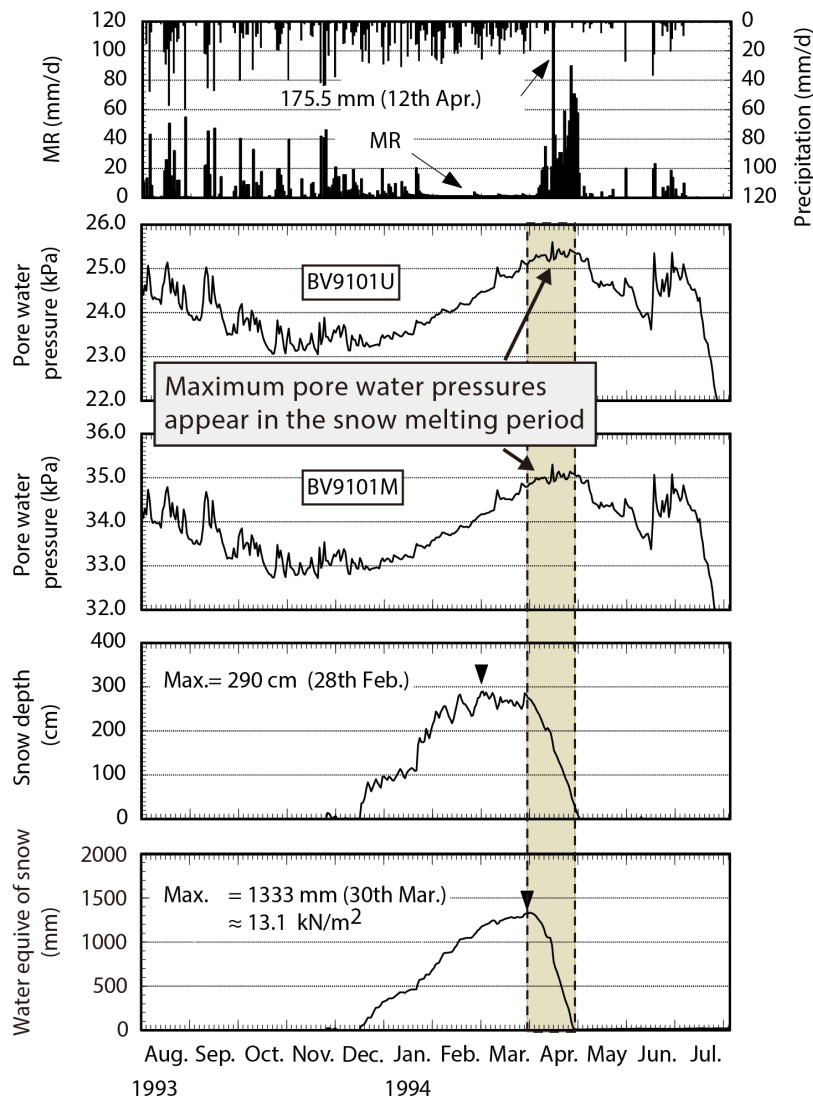


図 6.15 伏野地すべりにおける 1993/1994 年寒候期の間隙水圧変動(Matsuura, 2000) . 積雪荷重・積雪深の増大に応答した間隙水圧の上昇が認められる.

Fig. 6.15 Fluctuation in pore water pressure in the cold season of 1993/1994 of the Busuno landslide (Matsuura, 2000). Pore water pressure increases corresponds to snow accumulation.

## 6.4 結論

地すべり土層内における間隙水圧の積雪荷重への応答特性を明らかにするため、透水性の極めて低い ( $K_{\text{sat}} = 10^{-9} - 10^{-12}$  [m/s]) クイッククレイで構成されるノルウェー国

Roesgrenda 地すべりにおける 3 年間の観測結果を解析した。

地すべり土層を構成するクイッククレイ層と上位の河川堆積物層における間隙水圧は降雨や融雪と関連しない年間 5 kPa 未満の鈍い変動を示した。Roesgrenda 地すべりの表土層は厳冬期に凍結し水が鉛直浸透できないこと、積雪期前にまとまった降雨がないことを踏まえれば、積雪期における間隙水圧の上昇要因は降雨や融雪以外の要素であると考えられた。一方で間隙水圧は積雪期に上昇して融雪期に低下する季節変動を繰り返すことから、積雪期の間隙水圧上昇の原因は難透水性のクイッククレイ層と河川堆積物層の上に作用した積雪荷重の非排水載荷による過剰間隙水圧であると考えられた。

クイッククレイ層内の間隙水圧は積雪荷重に比例して上昇した。積雪荷重に対する間隙水圧の上昇割合 ( $ru_{\text{snow}}$ ) はクイッククレイ層で 0.49–0.53 であり、これは積雪荷重の約半分が過剰間隙水圧に寄与したことを意味する。一方で上位の河川堆積物層の間隙水圧の上昇量は積雪荷重に対して対数的な関係となった。透水性が相対的に高い河川堆積物層では一部の地下水が徐々に流出することによって時間経過とともに過剰間隙水圧が消散したためと考えられた。また間隙水圧の変動は積雪荷重を近似する日推定積雪深とも長期間の良い応答を示した。根雪の開始直前と消雪直後の間隙水圧差は 0.5 kPa 以内に収まり、積雪期の間隙水圧は積雪荷重にのみ影響を受けることを示唆した。

高い圧縮性と低い透水性を有する Roesgrenda に比べ、透水係数が相対的に高い伏野地すべり ( $K_{\text{sat}} = 2.7\text{--}3.9 \times 10^{-6} \text{ [m/s]}$ ) では冬期の積雪深の増加にともなう過剰間隙水圧の発生は認められなかった。また伏野地すべりでは大量の融雪水が発生する融雪期に間隙水圧のピークが現れた。このように積雪期の間隙水圧上昇をもたらす過剰間隙水圧の発生・非発生は地すべり土層の圧縮性と透水性を反映していると考えられた。

## 第7章 積雪期の急勾配斜面で発生した地すべりの移動特性

### 7.1 本章の目的

第 4 章では、降雨や融雪に応答して緩慢に移動するスライド (SI) 型の再活動型地すべりを対象に積雪荷重との関係を考察した。一方で広義の地すべりには急勾配斜面の一部が次第に速度を上昇させながら移動し、最終的には崩落へ至る形態も含まれる。このような形態の地すべりの移動プロセスに対して積雪環境がどのように寄与するのかは研究例が少ないことからまだ不明な点が多い。Roesgrenda 地すべりでは積雪期の 1999 年 11 月に急勾配をなす滑落崖の一部が移動を開始したのち次第に速度を上げ、2000 年 3 月に崩落、流下するスプレッド (Sp) - フロー (Fw) 型の地すべりが発生した。当該斜面の冠頭部には地表移動量計が設置されており、斜面の移動開始から最終的な斜面崩落に至るまでの地すべり移動量が詳細に記録された。本章ではこれら一連の移動プロセスを物体のクリープ特性に基づき解析し、積雪期における急勾配斜面の地すべり移動機構を議論する。さらに地すべり運動を規制する誘因について積雪環境や *MR* に着目して考察する。

### 7.2 地すべりおよび斜面崩落の概要

観測期間中の 1999 年 11 月に地表移動量計 EX-1 および EX-2 を設置した滑落崖斜面において地すべり移動が始まり、2000 年 3 月に斜面が崩落した (図 7.1, 写真 7.1)。1 度目の崩落は 2000 年 3 月 2 日に約 40°の滑落崖の一部がはがれ落ちるように発生した。崩落土層はクイッククレイ層と河川堆積物層で構成されており、その規模は概ね長さ 15 m、幅 30 m、土量 2000 m<sup>3</sup> で、当域の地すべり履歴からみて中規模であった。この崩落は地表移動量計 EX-2 によって観測されたため“SLIDE-2”とする。SLIDE-2 の発生から 2 日後の 2000 年 3 月 4 日に、SLIDE-2 の後背域が二次的に崩落した。この崩落は地表移動量計 EX-1 により観測されたため“SLIDE-1”とする。SLIDE-1 の崩土は河川堆積物で構成された SLIDE-2 に比べて小規模なもので、長さ約 10 m、幅約 15 m、土量約 300 m<sup>3</sup> であった。1 回目の SLIDE-2 の崩落土層は流動化して斜面下方へ流下し V 字状の導流堤で 2 方向へ分割され、さらに導流堤に沿って進んでから停止した (図 7.2)。2 回目の SLIDE-1 の崩落土層それほど流動化せず、滑落崖下位の棚部に堆積した。それぞれの水平流下距離と流下高は SLIDE-2 で 約

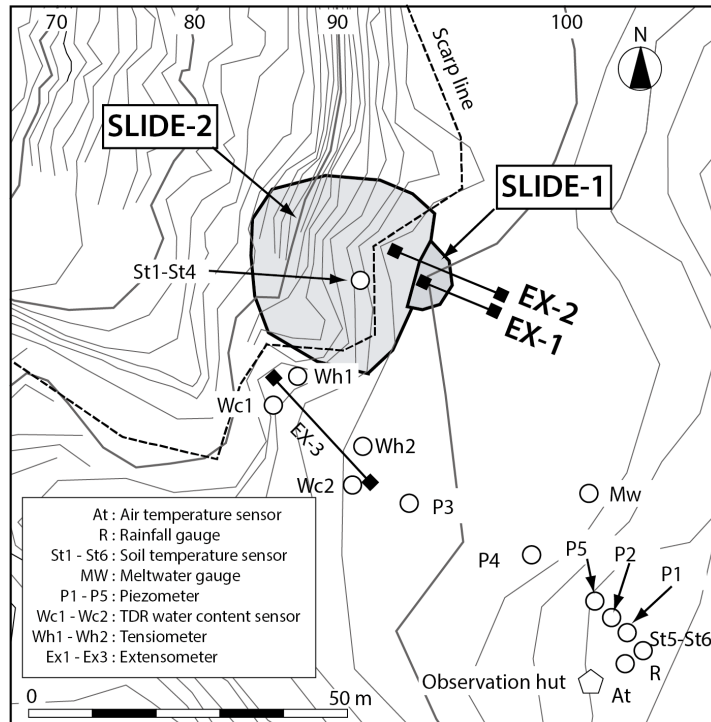


図 7.1 Roesgrenda 地すべり試験地で発生した斜面崩落（SLIDE-1，SLIDE-2）の位置

Fig. 7.1 Location of slope failures (SLIDE-1 and SLIDE-2) occurred in the Roesgrenda landslide research site



写真 7.1 発生した斜面崩壊（SLIDE-1，SLIDE-2）

Fig. 7.1 Slope failures (SLIDE-1 and SLIDE-2)

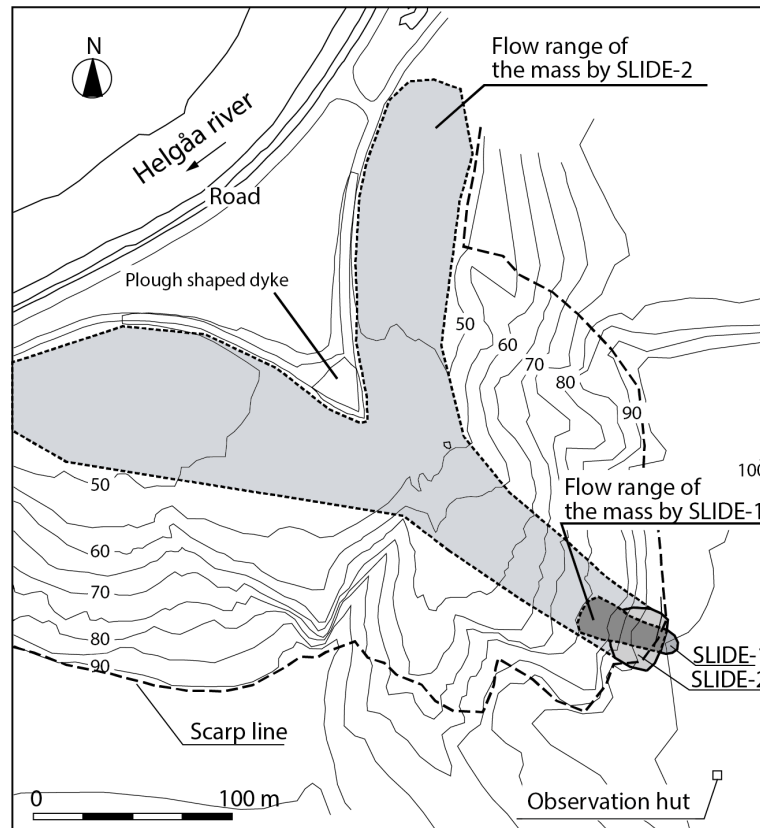


図 7.2 SLIDE-1, SLIDE-2 による崩壊土砂の流下範囲. SLIDE-2 の崩壊土砂は長距離を流下し、逆 V 字型の土堰堤によって 2 方向へ分割されたのちに停止した.

Fig. 7.2 Flow ranges of the mass by SLIDE-1 and SLIDE-2. The landside mass by SLIDE-2 traveled a long distance, which was divided into two ways and stopped by the inverted-V-shaped dyke

300 m, 約 50 m, SLIDE-1 で約 40 m, 約 20 m である。

Scheidegger (1973) および森脇 (1987) は多数の地すべりや斜面崩壊の規模を調べ、横軸に崩壊土量、縦軸に崩土の等価摩擦係数（流下高／水平流下距離；崩土の流動のしやすさ）をとって二次元平面図にプロットして両者の関係を視覚化した（[図 7.3](#)）。この図から崩土の等価摩擦係数は崩壊土量によって概ね規制され、土量が多いほど流動化しやすいことが分かる。Roesgrenda 地すべりで観測された斜面崩落の等価摩擦係数（H/L）は SLIDE-2 で  $50/300 = 0.167$ , SLIDE-1 で  $20/40 = 0.500$  となった。これをプロットすると SLIDE-1 は標準的な範囲に収まるものの SLIDE-2 の崩土は土量に対して流動性の高い状態にあったと推定された。この理由として SLIDE-2 はクイッククレイを含んでいたことが挙げられる。

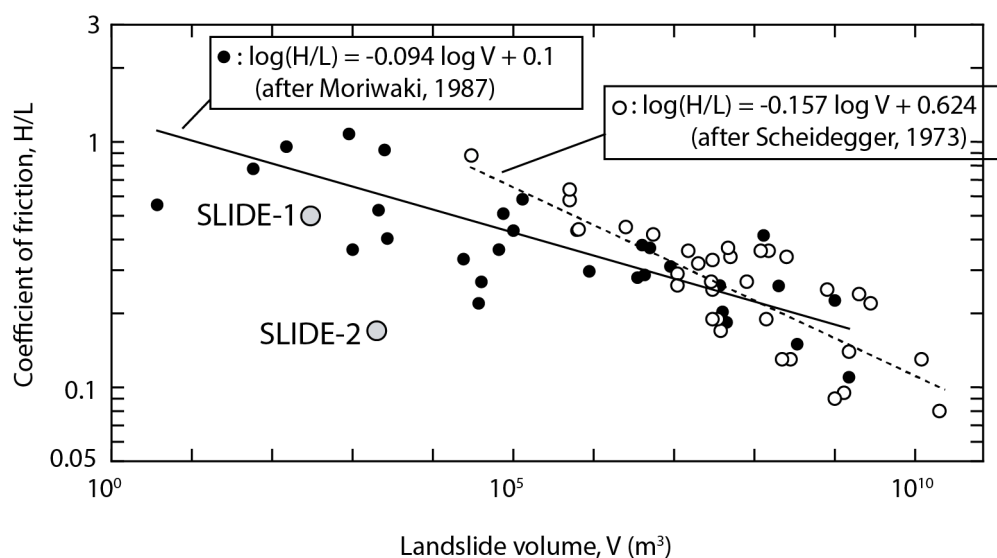


図 7.3 崩壊土量と等価摩擦係数（H/L）の関係（Scheidegger, 1973; Moriawaki, 1987 に加筆）

Fig. 7.3 Correlation between landslide volume and the coefficient of friction (H/L) and the positions of slope failures of SLIDE-1 and SLIDE-2 (After Scheidegger, 1973; Moriawaki, 1987)

### 7.3 崩落に至るまでの地すべり移動特性

#### 7.3.1 地すべり移動の開始

地すべりの移動開始から最終的な斜面崩落（SLIDE-1, SLIDE-2）に至るまでの移動量，気象，水文に関する全体の観測結果を図 7.4 に示す。さらに地表移動量計 EX-1, EX-2 による地すべり移動に関する詳細な観測結果を図 7.5 に示す。EX-1 は移動開始を 1999 年 11 月 30 日に検知し（1.0 mm/d），EX-2 は 2000 年 1 月 4 日に検知した（1.5 mm/d）が，平行に設置された EX-1, EX-2 の位置関係（図 2.15）を踏まえれば，EX-1 が移動を観測した時点（1999 年 11 月 30 日）で土塊全体が移動を開始したといえる。斜面はしだいに移動速度を上昇させながら 93 日後（2000 年 3 月 2 日）に SLIDE-2, 95 日後（同 3 月 4 日）に SLIDE-1 へ至った。斜面崩落にともない地表移動量計 EX-1, EX-2 は流失し移動量観測が終了した。



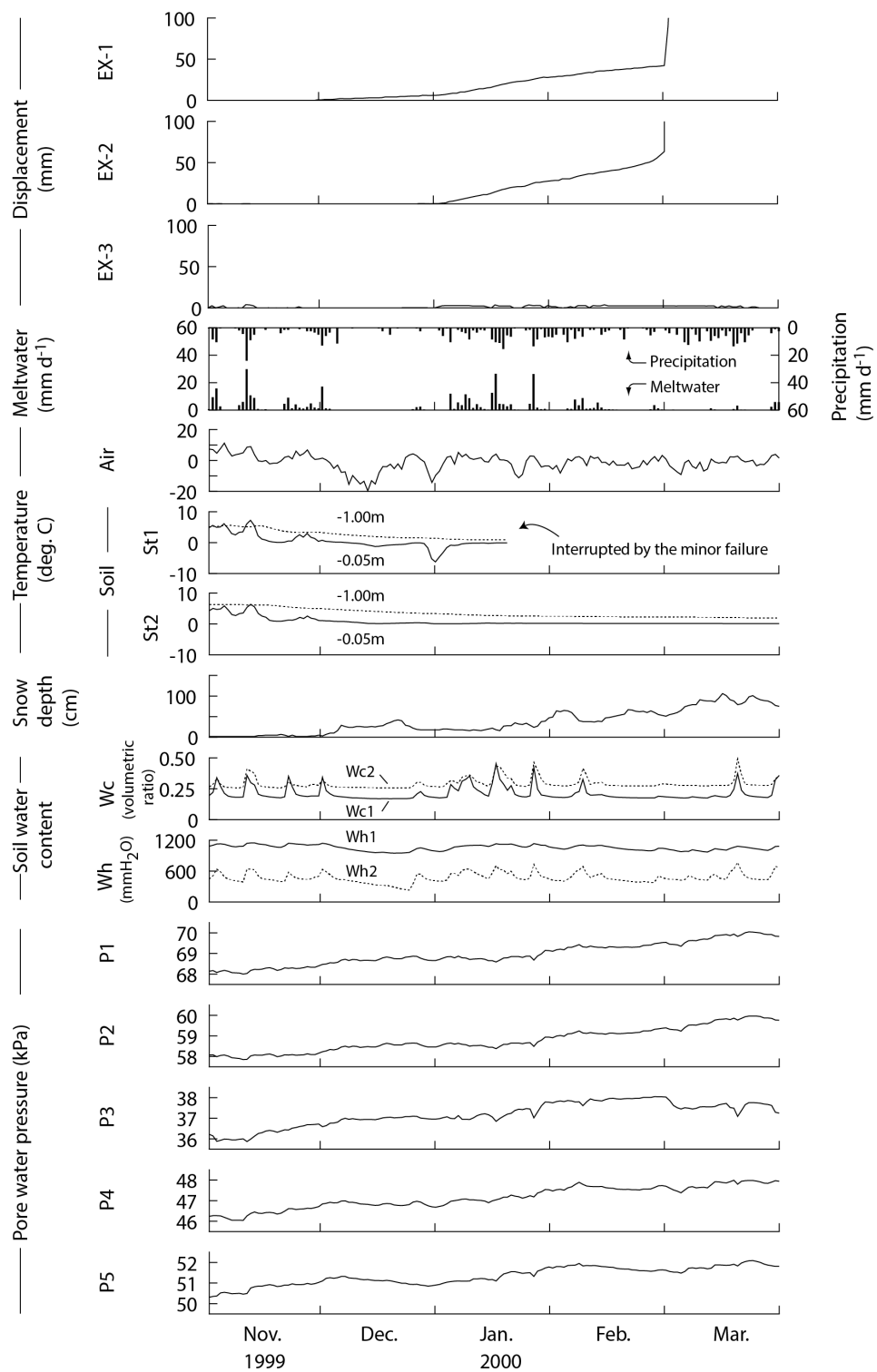


図 7.4 Roesgrenda 地すべり試験地における斜面崩壊発生前 4 ヶ月間の観測結果

Fig. 7.4 Observational results for 4 months before the slope failure at the Roesgrenda landslide research site

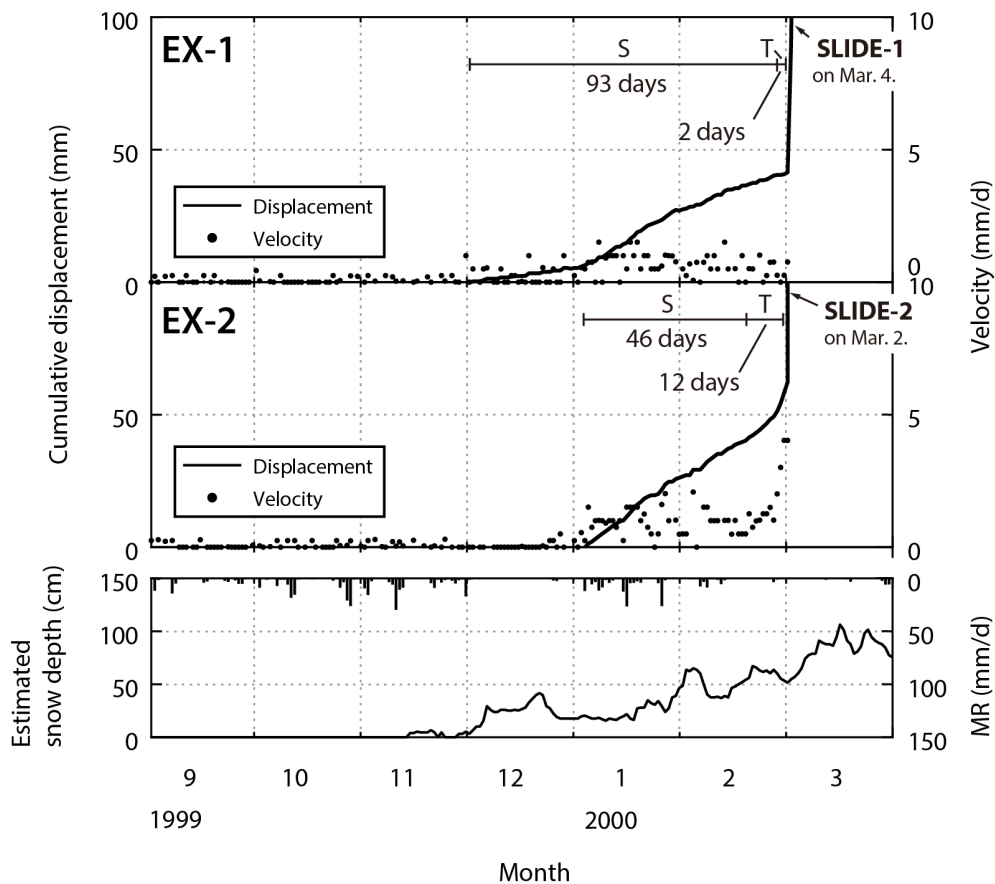


図 7.5 移動開始から最終的な崩壊までの地表面移動量（1999 年 9 月 1 日–2000 年 3 月 31 日）

Fig. 7.5 Ground displacement from the initiation of movement to the final slope failure  
(from September 1, 1999 to March 31, 2000)

### 7.3.2 第 2 次クリープ領域における地すべりの移動特性

斜面が移動を開始してから崩落へ至る過程を評価する手法としてクリープ（Creep）の概念がある。クリープとは一定応力のもとで物体のひずみ（変形）が時間とともに徐々に増大する現象をいう（地盤工学会，2006）。自然斜面が前兆的な移動を開始し速度を上げながら崩落に至るまでには地形や地質に関係なく 3 つのクリープ段階を経る。すなわち時間とともに速度が漸減する第 1 次クリープ領域（Primary creep stage），等速運動の第 2 次クリープ領域（Secondary creep stage），加速度運動の第 3 次クリープ領域（Tertiary creep stage）である。第 3 次クリープ領域がさらに進むと斜面は崩落に至る（齋藤，1966）。これらは時間軸上において図 7.6 のようなクリープ曲線として描かれる。いちど動き出した

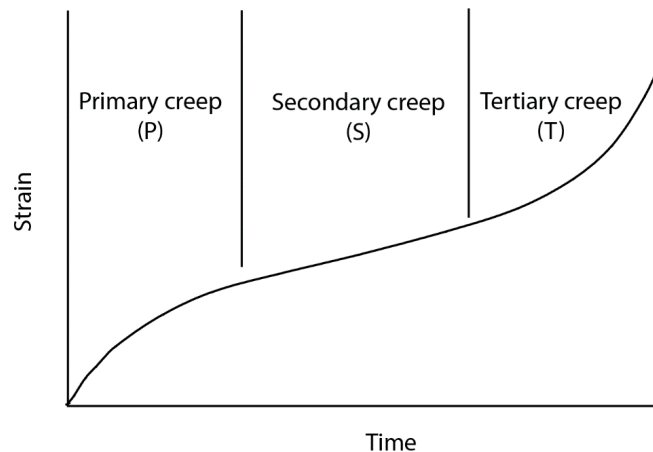


図 7.6 クリープ曲線

Fig. 7.6 Schematic diagram of the creep curve

斜面が崩落に至るのか、あるいは途中で停止するのかといった実際の斜面移動現象はこのクリープ特性に基づいて表現できることが多いため、これまで移動速度のクリープ特性に基づく地すべり運動の評価（例えば、丸山，1995；村上・水谷，2009）や崩落時刻の予測手法が提案されてきた（例えば、斉藤，1968；福園，1985；Hayashi and Yamamori，1991）。本節では EX-1，EX-2 によって観測された地すべり移動が最終的な斜面崩落 SLIDE-1，SLIDE-2 に至るまでの移動特性について、クリープ特性の点から考察した。

**図 7.5** において EX-1，EX-2 に第 1 次クリープ領域の減速運動は観測されず、はじめから第 2 次クリープ領域の等速運動が表れた。第 1 次クリープ領域が観測されなかった原因として、移動量計のワイヤーの緩みにより、移動初期の微小移動を捉えられなかった可能性が強く疑われる。第 2 次クリープ領域の継続時間は、EX-2 で 46 日間（2000 年 1 月 4 日–2000 年 2 月 19 日），EX-1 で 93 日間（1999 年 11 月 30 日–2000 年 3 月 2 日）である。定常速度区間である第 2 次クリープ領域の日移動速度は厳密には一定でなく、小刻みな増減をともなった。

EX-2 は第 2 次クリープ領域から次第に第 3 次クリープ領域へ移行し誘因とは無関係に加速的移動を 12 日間継続した（2000 年 2 月 19 日–2000 年 3 月 2 日）。第 3 次クリープ領域の移動過程の時間スケールを拡大した崩落発生前 4 日間の時間移動量を **図 7.7** に示す。

**図 7.5** で EX-2 は緩やかな加速を経て SLIDE-2 へ至ったように見えるが、**図 7.7** によれば実際の SLIDE-2 は 15 分間以内に突発的に発生したことが分かる。なお SLIDE-2 の発生直前ま

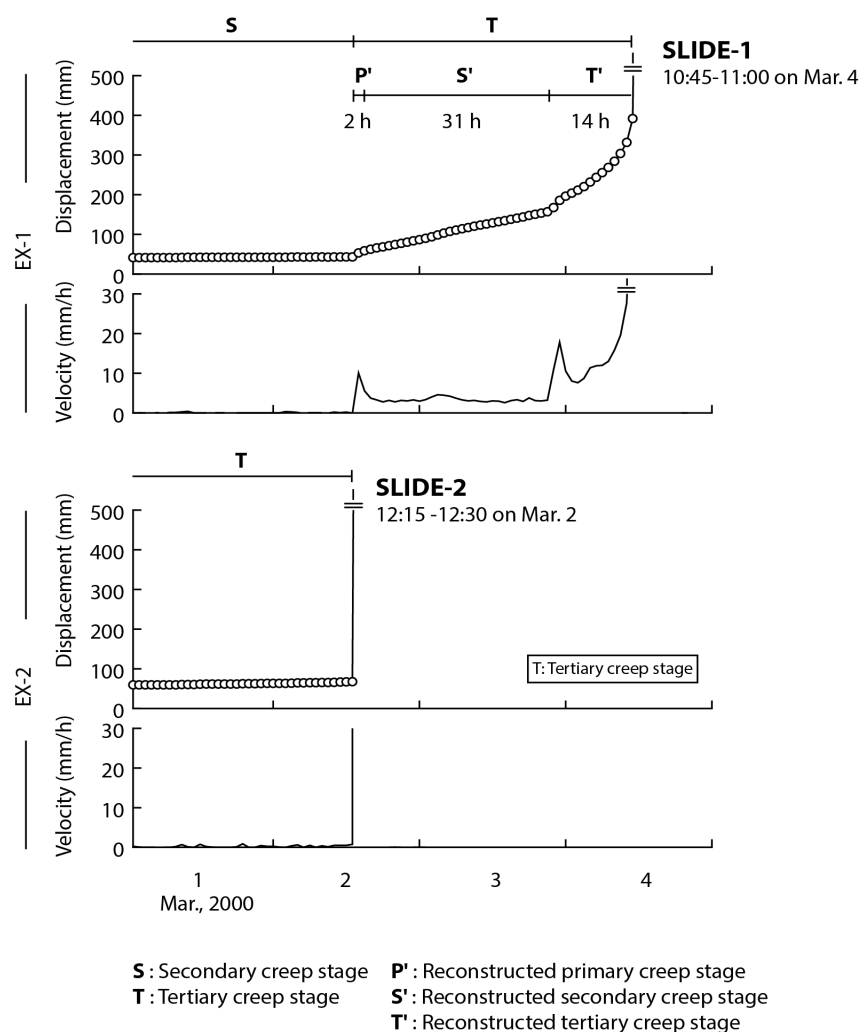


図 7.7 崩壊発生前 4 日間における地表面移動量の経時変化（2000 年 3 月 1 日-2000 年 3 月 4 日）

Fig. 7.7 Ground displacement and velocity of landslide mass monitored for 4 days before the slope failure (from March 1 to 4, 2000)

で（12：00）の累積移動量は 67.5 mm，移動速度は 0.5 mm/h であった。一方で EX-1 では 図 7.7 に示すように SLIDE-2 の崩落を契機に第 2 次クリープ領域から第 3 次クリープ領域へ移行した。第 3 次クリープ領域では大きな加速をともなった移動が誘因とは無関係に 47 時間継続し，2000 年 3 月 4 日 10：45 から 11：00 の間に斜面崩落へ至った。SLIDE-1 の臨界累積移動量は 399.3 mm，同移動速度は 63.7 mm/h であった。これは SLIDE-2 と比べて累積移動量で 5.9 倍大きく，崩落直前の移動速度で 127 倍大きかった。

SLIDE-1 と SLIDE-2 の間で斜面崩落に対する臨界移動量，移動速度に約 6-127 倍の差が

生じた要因として 3 点が挙げられる。1 点はクイッククレイ層の包含の有無である。クイッククレイはわずか 0.3 %の軸ひずみでピーク強度に達し、3 %の軸ひずみで強度がピーク時の 50 %まで低下するなど、わずかな変形量で構造破壊を呈するぜい弱な構造をもつ (Karlsrud et al., 1984)。このためクイッククレイ層を含む SLIDE-2 の土層はクイッククレイ層を含まない SLIDE-1 に比べて、崩落に対する臨界移動量が小さかったと考えられる。もう 1 点は SLIDE-2 の発生した斜面の地形条件である。SLIDE-2 の発生した斜面は勾配が大きいことから、緩斜面の SLIDE-1 に比べてより大きなせん断応力が働いたと考えられる。さらに最後の 1 点として樹木根系の抑止力が挙げられる。SLIDE-2 が発生した斜面には植生がほとんど見られない一方で、SLIDE-1 の斜面には針葉樹や下層植生が繁茂していた。植生の根系が土層を緊縛し、斜面の安定性をより高めた可能性が考えられる。

EX-1 では SLIDE-2 による末端部の解放によって斜面の応力状態が変化したため、第 3 次クリープ領域の内部がさらに短期的な第 1 次から第 3 次の各クリープ領域 (P', S', T') で再構成された。第 1 次クリープ領域 (P') は 2 時間、第 2 次クリープ領域 (S') は 31 時間継続し、その後短時間の大変位 (8.0 mm/15min) をトリガーとして第 3 次クリープ領域 (T') へ移行した。第 3 次クリープ領域では加速度的運動が 14 時間継続したのち、SLIDE-1 が発生し斜面は崩落した。このように近傍斜面の崩落によって応力状態が変化するとクリープ領域は再構成されることが明らかとなった。

## 7.4 地すべり移動および斜面崩落に寄与する気象・水文要素

### 7.4.1 斜面崩落と降水の関係

地すべりや斜面崩壊の発生は降雨や融雪と関係が深いことが良く知られている (例えば, Fannin and Jaakkola, 1999 ; Polemio and Sdao, 1999)。これは、水分の地下浸透は間隙水圧の上昇を促しすべり面に作用する有効応力を減少させたり、また土壌の飽和によって土のせん断強度を低下させたりする (例えば, Fredlund et al., 1978) ためである。Roesgrenda 地すべり試験地の地すべりも当然ながら降雨、融雪との関係が深いと考えられ、とくに急勾配斜面が崩落する当地すべりでは長期的な降雨よりも短期的な強雨をトリガーとすることが多いと考えられる。ところが観測結果によれば SLIDE-2 および SLIDE-1 の崩落に寄与したと思われる直前 3 日間の MR は、0.9 mm (SLIDE-2) および 0.7 mm (SLIDE-1) とわずかであった。また崩落発生前 10 日間の MR も 7.0 mm (SLIDE-2) および 7.2 mm (SLIDE-

1) と少量であり、SLIDE-1, SLIDE-2 に対して降雨、融雪が強く関与していない可能性が示された。そこで Roesgrenda 地すべりで過去に発生した崩落をとまなう地すべりを対象として崩落発生前 3 日間および 10 日間の降水量を求め、崩落との関係を考察した。

崩落をとまなった地すべりは、第 2 章の表 2.2 のように 1995 年から 2001 年までの 7 年間に数多く発生している。本論ではこのうち 1000 m<sup>3</sup> 以上の崩落土量をとまなった 6 回の地すべりを対象とした。地すべりの発生時期の内訳は 3 月に 2 回、5, 7, 8, 10 月に各 1 回である。なお Roesgrenda 地すべり地では降水量観測が 1997 年 11 月から開始されたため、1997 年 10 月以前の降水量データについては Roesgrenda 試験地から北東に 8 km 離れた Skjækerfossen 気象観測所（標高 125 m）で観測された降水量をもとに 1997 年 10 月以前の降水量を以下のように推定した。まず Roesgrenda と Skjækerfossen における約 3 年間（1997 年 11 月から 2000 年 12 月まで）の降水量の関係（図 7.8）をもとに 3 日間降水量単位で決定係数  $R^2 = 0.70$ 、10 日間降水量単位で  $R^2 = 0.83$  の相関が得られた。この関係を用いた 7.1 式、7.2 式により Roesgrenda における 1997 年 10 月以前の 3 日間および 10 日間降水量を推定した。

$$p_{r3} = 0.54 p_{s3} + 0.4 \quad (7.1)$$

$$p_{r10} = 0.60 p_{s10} - 0.8 \quad (7.2)$$

ここで、 $P_{r3}$  : Roesgrenda における推定 3 日間降水量、 $P_{s3}$  : Skjækerfossen における 3 日間降水量、 $P_{r10}$  : Roesgrenda における推定 10 日間降水量、 $P_{s10}$  : Skjækerfossen における 10 日間降水量である。なお、1997 年 11 月以降は Roesgrenda での観測値を用いた。なお本来は降水量ではなく  $MR$  が採用されるべきであるが、Skjækerfossen において  $MR$ （融雪水量）は未観測であるため代替して降水量を用いた。このため積雪期に相当する 2 つの崩落イベント（1995 年 3 月、2000 年 3 月）は参考値として計算した。

崩落前 3 日間降水量および 10 日間降水量を表 7.1 に示す。崩落前 3 日間の総降水量は 1.4–13.5 mm の範囲、平均 5.6 mm で 1994 年から 2000 年の平均値（6.6 mm）以下である。崩落 10 日前の総降水量も 15.2–35.5 mm の範囲、平均 20.1 mm で平均値（22.7 mm）を下回る。また 2000 年 8 月 6 日から 9 日にかけては最大日雨量 68.5 mm、連続雨量 121.0 mm の観測期間最大の降雨が発生しているが、このとき顕著な崩落は発生しなかった。以上の結果は、Roesgrenda 地すべり地で発生する土量 1000 m<sup>3</sup> を越える中規模以上の斜面崩落は

直前の短期的な降雨のみを直接的なトリガーとして発生していないことを示している。

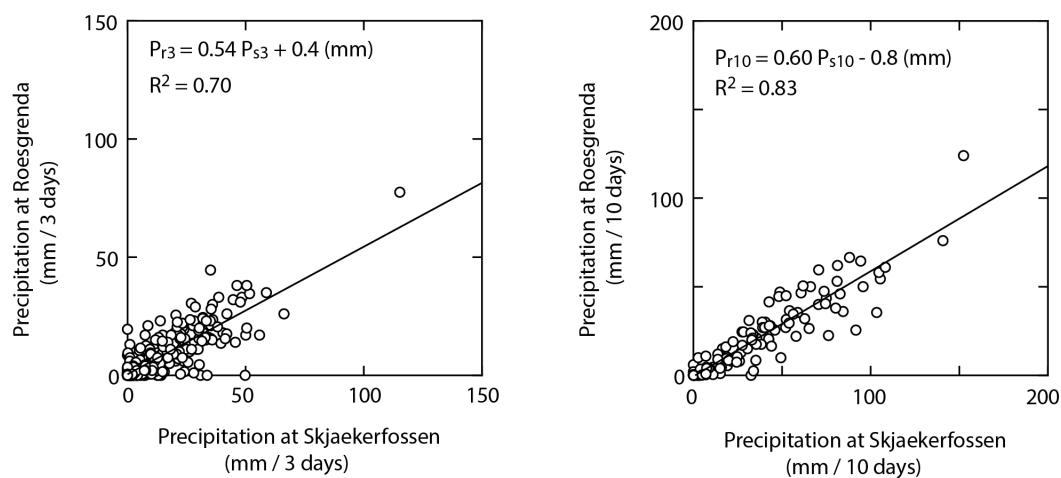


図 7.8 Skjaekkerfossen 気象観測所と Roesgrenda 地すべりにおける降水量の関係。

(左) 3 日間降水量, (右) 10 日間降水量

Fig. 7.8 Correlations of precipitation at Skjaekkerfossen and Roesgrenda. The left is precipitation in 3days. The right is precipitation in 10 days.

表 7.1 既往の崩壊発生事例に対する発生直前の推定降水量. 積雪期 (1995 年 3 月 6 日, 2000 年 3 月 2 日) の降水量は MR (地表面到達水分供給量) と異なるため参考値.

Table 7.1 Amount of estimated precipitation immediately before occurrence of the past slope failures. Precipitations in the snow-covered periods (March 6, 1995 and March 2, 2000) are references because they are not *MR*.

| Date of slope failure occurrence | Amount of precipitation before slope failure (mm) |         |
|----------------------------------|---|---------|
|                                  | 3 days  | 10 days |
| Mar. 06 1995                     | (0.4)   | (25.4)  |
| Oct. 18 1995                     | 10.4  | 24.9    |
| Jul. 05 1996                     | 1.4   | 15.2    |
| May 11 1998                      | 13.5  | 25.0    |
| Aug. 11 1998                     | 2.5   | 35.5    |
| Mar. 02 2000                     | (6.0)   | (16.5)  |
| Average before slope failure     | 5.6   | 20.1    |
| Average before non slope failure | 6.6   | 22.7    |

#### 7.4.2 第 2 次クリープ領域の地すべり移動に対する気象・水文要素の影響

7.4.1 項において、SLIDE-1、SLIDE-2 を含む Roesgrenda 地すべりの過程で生じる斜面崩落に対して降雨や融雪は直接的な影響を及ぼさないことが示された。そこで対象を崩落前の定常移動速度状態である第 2 次クリープ領域に移し、同領域の地すべり移動速度に対する気象・水文要素の影響を考察した。

考察は EX-1、EX-2 の移動速度と気象要素、水文要素の相関を調べる形でおこなった。相関を求めた項目は、MR、表土層の土壌水分および圧力水頭、クイッククレイ層および河川堆積物層の間隙水圧、地温、積雪深の 5 種類である。対象期間は EX-2 の第 2 次クリープ領域（45 日間）と EX-1 の第 2 次クリープ領域（93 日間）である。斜面はこの期間中おおむね等速度で移動した。ここで移動速度と気象要素、水文要素の相関を求める場合、日データを用いると計測誤差によるノイズが過大に評価されたり、誘因と移動の作用に要するタイムラグの影響を受けたりして相関評価に問題が生じる。一方 10 日間データを用いると、統計に供される母集団が 4（EX-2）、9（EX-1）で小さくなるため日データと同様に相関評価に問題が生じる。そこで両者の問題点が最小になると判断される 5 日間データを時間単位として採用した。以下に各項目の相関関係を述べる。

##### 1) 積雪深および間隙水圧の影響

Roesgrenda 地すべり地には冬期に最大約 1 m の積雪層が堆積する。第 6 章で求められた Roesgrenda 地すべり地の時系列推定積雪深（[図 6.3](#) 参照）と地すべり移動速度との関係を [図 7.9](#) に示す。EX-1、EX-2 とともに積雪深と地すべり移動速度との相関関係は小さく、積雪深（荷重）は地すべり移動に影響を与えないことが示された。次に Roesgrenda 地すべり地の 5 点の間隙水圧と地すべり移動速度との相関関係を [図 7.10](#) に示す。なお横軸には間隙水圧の横軸には EX-1 の移動開始日（1999 年 11 月 30 日）の間隙水圧からの上昇量を取った。Roesgrenda 地すべりでは第 6 章で結論づけられたように積雪荷重の非排水载荷による過剰間隙水圧によって冬期に間隙水圧が上昇するが、その上昇と移動速度の関係は EX-2、EX-1 とともに乏しく、間隙水圧の変動は地すべり移動に影響を与えないことが示された。

ここで理論的な観点から積雪荷重および間隙水圧の上昇が地すべりの安定に及ぼす影響を考察する。第 4 章で結論づけられたように、一般に積雪荷重はすべり面に作用する垂直応力およびせん断応力の双方を増加させて斜面の安定性に正負両面から影響を与える。



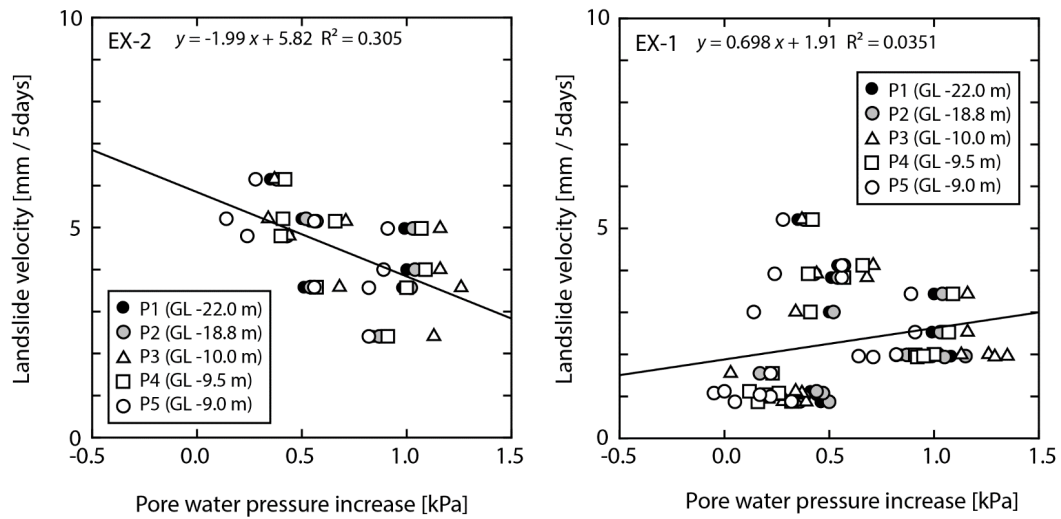


図 7.9 推定積雪深と移動速度の関係

Fig. 7.9 Correlation between snow depth and landslide velocity

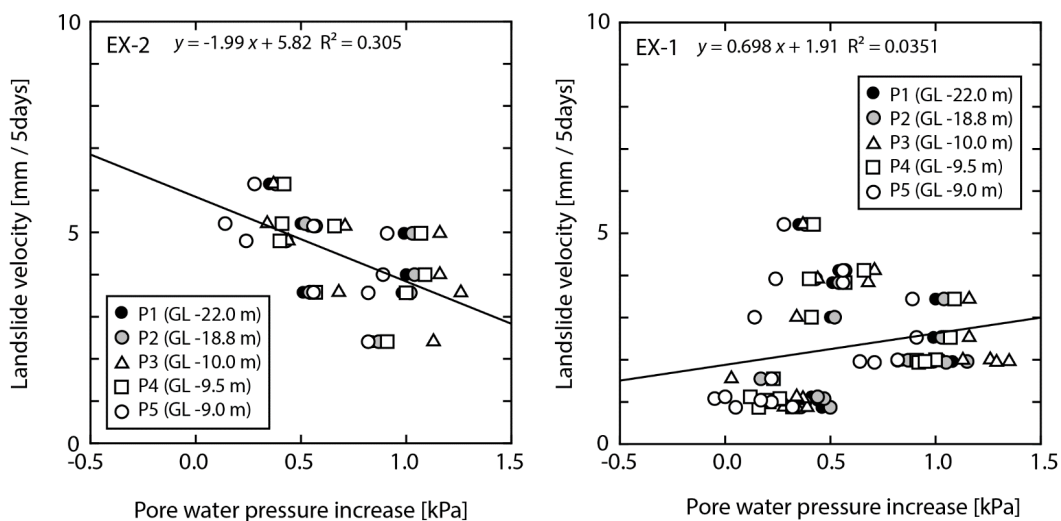


図 7.10 間隙水圧増分と移動速度の関係

Fig. 7.10 Correlation between pore-water pressure increase and landslide velocity

Matsuura et al. (2017) はさらに積雪荷重が作用する斜面の安定性を極限平衡法により解析し、すべり面の平均勾配 ( $\alpha$ ) と内部摩擦角 ( $\varphi'$ ) のバランスにより地すべりの安定性が決定づけられることを示した。すなわち、内部摩擦角がすべり面勾配よりも大きい ( $\varphi' > \alpha$ ) とし積雪荷重は地すべりを安定させる方向へ働き、逆にすべり面勾配が内部摩擦角よりも大きい ( $\alpha > \varphi'$ ) と積雪荷重は地すべりを不安定させる方向に働く。Roesgrenda 地すべりでは、1995 年から 1998 年に発生した地すべりの滑落崖の勾配をもとに潜在的なすべり面

勾配は  $\alpha = 27\text{--}37^\circ$  と推定され (Larsen et al., 1999) , これに対してすべり面の内部摩擦角は室内試験で求められたクイッククレイの強度定数から  $\varphi' = 26^\circ$  が得られている。したがって Roesgrenda 地すべりは  $\alpha > \varphi'$  の条件下にあり, 理論的に積雪は地すべりを不安定化させる方向に働くと考えられた。次に間隙水圧について考察すると, 積雪荷重に対応した過剰間隙水圧はすべり面に作用する有効応力, セン断強度を低下させて地すべりの安定性を低下させる方向に働く。とくに Roesgrenda 地すべりのように積雪荷重に対して大きな過剰間隙水圧 ( $ru_{\text{snow}} \approx 0.5$ ) が励起される場では地すべりの安定性低下への寄与度は大きいと考えられる。以上のように積雪層および励起される過剰間隙水圧は, , 理論的には地すべりを不安定化させると考えられた。これは観測事実と乖離する結果となった。

積雪荷重と地すべり移動速度との関係が観測事実と理論との間で乖離する要因として, 積雪荷重および間隙水圧の絶対量の問題がある。厚さ 1 m の積雪層がすべり面に作用する垂直応力は, 積雪密度を  $4 \text{ kN/m}^2$  とすれば  $4 \text{ kPa}$  と考えられる。また積雪荷重の非排水載荷によって励起される間隙水圧の上昇値は  $2 \text{ kPa}$  未満である。これに対し Roesgrenda 地すべりの潜在すべり面 (GL -20 m) に作用する土被り圧は地すべり土層の単位体積重量を  $20 \text{ kN/m}^2$  とすれば約  $400 \text{ kPa}$  と推算される。したがって積雪荷重や励起される間隙水圧の上昇量は土被り圧の 1-2 % に相当し, その絶対量は土被り圧に対して無視できるほど小さいといえる。このことにより積雪荷重の影響や間隙水圧の影響は観測結果に顕在化しなかったと考えられる。

## 2) MR および表土層の土壌水分

融雪水量計で観測された MR と移動速度との関係を図 7.11 に示す。両者は高い決定係数 ( $R^2 = 0.794, 0.653$ ) をもつ相関性を有した。すなわち MR は第 2 次クリープ領域における地すべり移動速度に強く寄与することを示す。次に 2 地点で観測されている表土層の体積含水率および圧力水頭と移動速度の関係を図 7.12 および図 7.13 に示す。サンプル数不足による一部を除き両者は高い相関があり, 表土層の水

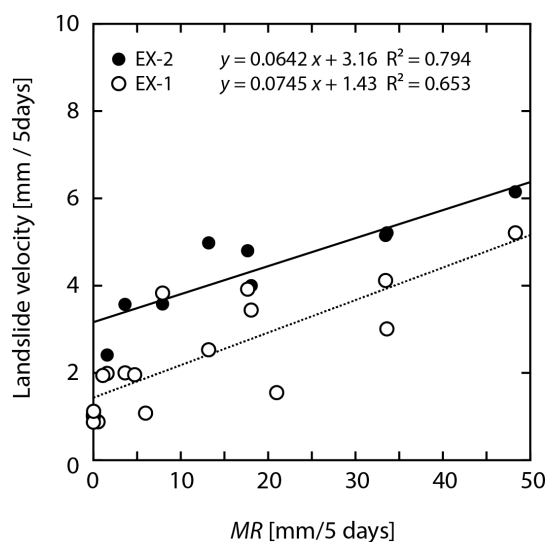


図 7.11 MR と移動速度の関係

Fig. 7.11 Correlation between MR and landslide velocity

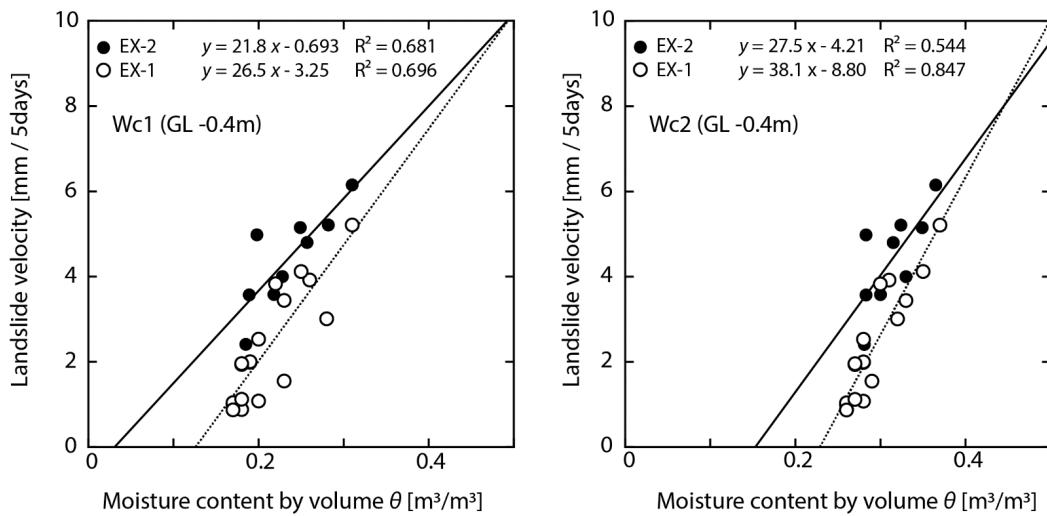


図 7.12 表層の体積含水率と移動速度の関係

Fig. 7.12 Correlation between soil water content in the topsoil and landslide velocity

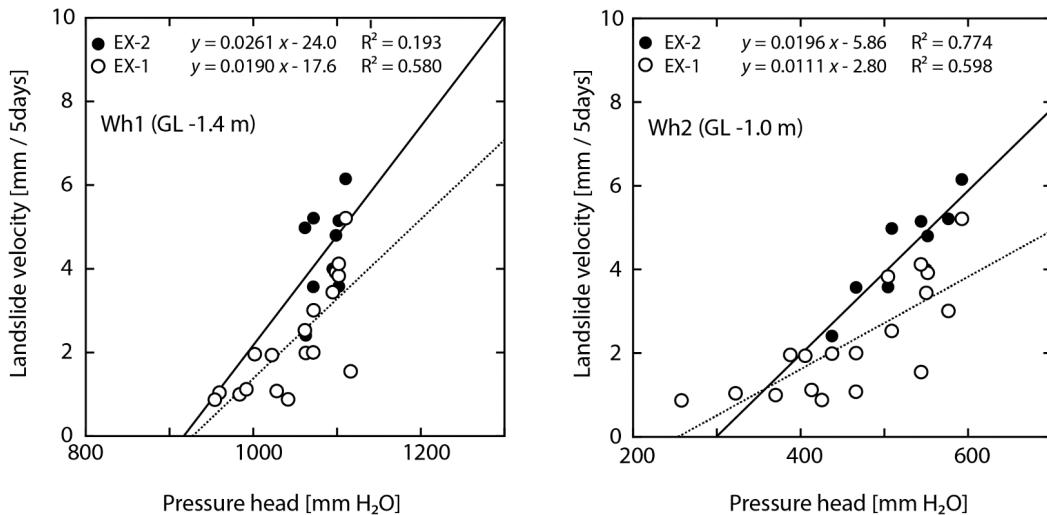


図 7.13 表層の圧力水頭と移動速度の関係

Fig. 7.13 Correlation between pressure head and landslide velocity

分増加によって地すべり移動速度が明瞭に上昇する傾向が認められた。土壌水分の増加は土層のサクション低下による土質強度の低下をもたらし、移動速度の上昇に寄与したと考えられる。これは土壌水分の上昇に直接的に関与する  $MR$  と移動速度の相関が高いこととも調和的である。以上から、第 2 次クリープ領域の地すべり移動速度は  $MR$  の浸透による浅層の水分条件に強く支配されるといえる。

以上の結果および 7.4.1 項の結果から、Roesgrenda 地すべりでは次のような機構で地す

べりが移動し崩落へ至ったと考えられる。要因は判然としないが何らかの応力バランスの変化によって滑落崖の一部が移動を始める。その後、定常速度で移動する第 2 次クリープ領域においては *MR* や土壌水分増加など主に浅層部の水分条件に規制されて移動速度が上昇する。ここで積雪荷重やクイッククレイ層の間隙水圧の変動は絶対量が小さいためほとんど影響を与えない。表土層は次第に加速度的運動の第 3 次クリープへ移行し、降雨や融雪とは無関係に移動速度が上昇する。表層部の大移動は下位クイッククレイ層に伝播し土層の変形をもたらす。構造のぜい弱なクイッククレイ層はわずかな変形を契機として降雨や融雪とは無関係に崩壊し、斜面全体の崩落に至る。このように Roesgrenda 地すべりの移動や崩落のキーとなる現象は表土層の移動と考えられ、これは観測された結果と調和するものである。

## 7.5 結論

Roesgrenda 地すべり試験地の滑落崖に面した急勾配斜面の一部が速度を上昇させながら移動し崩落に至った積雪期（2000 年 3 月）の地すべり事例を対象として、その移動プロセスおよび地すべり移動に影響を与えた要因について考察した。

Roesgrenda 地すべり試験地で発生した地すべりは 2 回の斜面崩落（SLIDE-1, SLIDE-2）をともなった。はじめにクイッククレイ層を含む中規模な崩落（SLIDE-2）が発生し、その 2 日後に後背斜面の一部の小規模な崩落（SLIDE-1）が二次的に発生した。SLIDE-1, SLIDE-2 へ至る地すべりの移動過程は地表移動量計 EX-1, EX-2 によって初期移動（1999 年 11 月 30 日）から崩落（2000 年 3 月 2 日, 4 日）まで 95 日間にわたり観測された。地すべり移動の評価指標として物体の変形が時間とともに進行する“クリープ”の概念を取り入れ観測結果を考察したところ、地すべり移動は明瞭な第 2 次, 3 次クリープ領域の異なる移動ステージを経て崩落へ至った。

SLIDE-1 および SLIDE-2 の誘因を考察したところ、崩落前 3 日間および 10 日間の期間に強い *MR* は観測されなかった。また過去の無積雪期に発生した土量 1000 m<sup>3</sup> 以上の 5 件の斜面崩落についても直前に強い降水は観測されないことから、Roesgrenda 地すべりで発生する斜面崩落は直前の短期的な降雨や融雪をトリガーとしないことが示された。一方、定常速度状態で移動する第 2 次クリープ領域では *MR* の供給にともなう土壌水分の増加による移動速度の上昇が認められた。また第 3 次クリープ領域では誘因に関係なく地すべり速

度は加速度的に上昇して崩落へ至った。以上のことから、Roesgrenda 地すべりの崩落をと  
もなう地すべり移動機構は、MR の増大による土壌水分の増大にともなう表土層が先行  
的に移動し、表土層の移動にともなう土塊の変形が下位のクイッククレイ層に伝播して構  
造破壊を起こすことにより斜面が崩落すると考えられた。

## 第8章 総括

日本列島は地すべりの多発地帯である。その背景として日本は世界有数の地殻変動帯であり地質のぜい弱化が進んでいること、地すべりの誘因となる豪雨や地震が多発することが挙げられる。日本列島はまた世界有数の豪雪地域を擁する。東北地方の日本海側や北陸地方などの豪雪地域では毎冬数メートルもの積雪に覆われる。この雪も地すべり誘因のひとつであり、とくに融雪を起因とする地すべり災害によって地域住民の生命や財産が脅威にさらされている。

地すべりに与える積雪の影響は大きく分けて融雪と積雪荷重のふたつがあり、双方の要素が斜面安定に正負両面から作用することによって複雑な地すべり活動が決定づけられる。既往研究によって前者の融雪による地すべりの発生・運動機構に関しては多くの知見が得られている一方で、後者の積雪荷重の影響については未解明な点が多く残されていた。本論は積雪荷重が地すべり運動に与える影響を明らかにすることを目的として、積雪地帯に位置する伏野地すべりおよび Roesgrenda 地すべりを対象に地すべり動態の長期連続観測をおこなった。そして、得られた観測的事実を踏まえて地すべり運動の統計解析および物理・力学解析をおこない、積雪荷重が地すべり活動に及ぼす作用の総合的な解明を試みた。

その結果、積雪荷重が地すべりに及ぼす役割は図 8.1 に示すように多様であることが明らかとなった。伏野地すべり地での観測によれば、積雪荷重はすべり面に作用する有効応力とせん断応力とともに増加させ、すべり面の持つ土質特性や幾何学性により地すべりの安定に正負両面の影響を及ぼした。また  $1 \text{ m}^2$  あたり  $10 \text{ kN}$  を超えるような積雪荷重は表層の透水性やすべり面の強度に影響を与えうる (Matsuura, 2000 ; Osawa et al., 2017) との指摘が従来からあったが、本論では新たに開発した鉛直変位計を用いた観測により、積雪荷重が地すべり土層を鉛直方向に圧密して透水性等に影響を与えうることを示し、上述の指摘を立証した。さらに Roesgrenda 地すべりでの観測により、土層の透水性が極めて低い地すべりでは、積雪荷重による土層への非排水載荷によって過剰間隙水圧が発生し、地すべりの安定性を低下させる可能性があることが明らかとなった。ただし、本研究で観測されたケースにおいて積雪荷重や励起される過剰間隙水圧は地すべりの主要因にはならず、融雪による表土層の水分増加がむしろ崩落に至る前駆的活動に大きな影響をもたらすことが示唆された。本章では各章で得られた主たる結論を取りまとめるとともに雪と地すべりに関する今後の研究展開についても触れ、研究の総括とする。

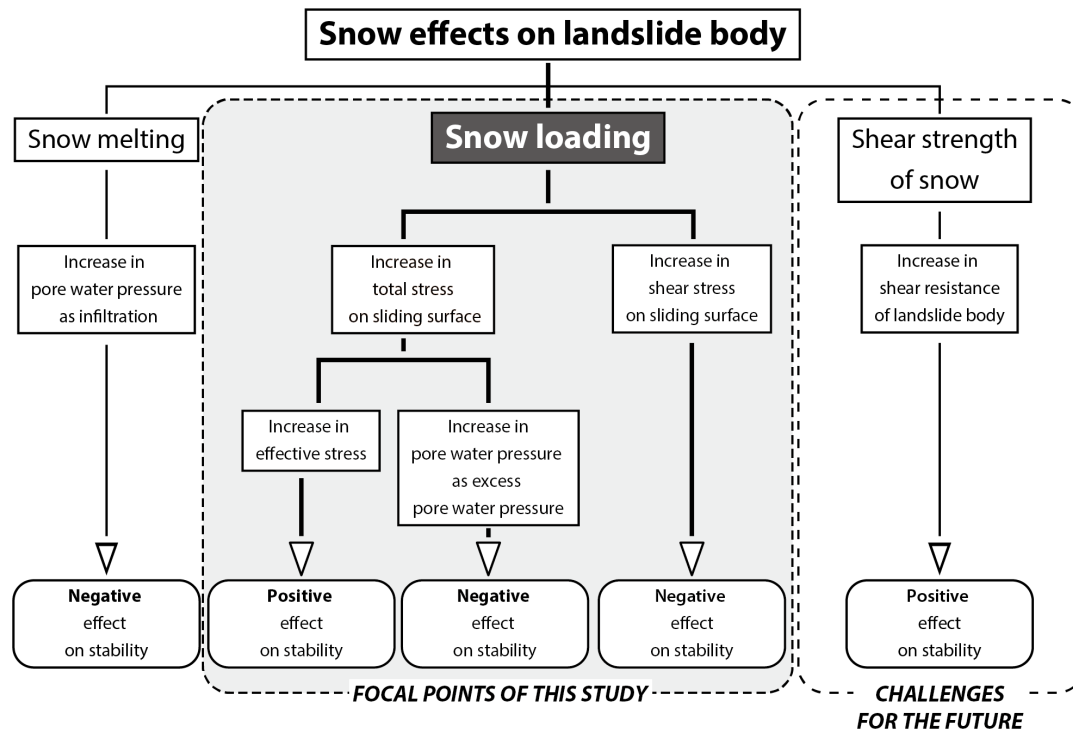


図 8.1 地すべり活動に対する積雪の多様な効果

Fig. 8.1 Various effects of snow cover on landslide activity

第 1 章では、地すべりの頻発する日本列島の地質的、気候的背景を示し、防災学としての地すべり研究の重要性を述べた。本研究で取り扱う地すべりの概念を定義し、雪を起因とする地すべりについて融雪と積雪荷重の両面から既往研究を示して現段階における理解の到達点を述べた。続いて地すべりの研究手法を列挙し、本研究で用いる観測学的研究の意義と特長を挙げた。最後に本研究の目的と論文の構成を示した。

第 2 章では、本研究の観測対象とする新潟県伏野地すべり試験地とノルウェー国 Roesgrenda 地すべり試験地について概説した。各地すべり地の地形、地質的側面を概観しつつ地すべり活動の特徴を挙げ、観測項目の内容とその意義、観測システム構築上の留意点について述べた。

第 3 章では、観測対象のひとつである伏野地すべり地の積雪分布特性を明らかにした。従来の測深棒やスノーサンプラーを用いた現地での直接計測では積雪深の平面分布を論じるために必要な数の計測データが得られない問題がある。そこで地すべり地を含む  $0.3 \text{ km}^2$  の範囲において、航空機搭載型のレーザスキャナによって積雪期と無積雪期にそれぞれレ

レーザ測量を実施し、得られた雪面と地表面の標高データの差分から地すべり地に堆積する積雪深の平面分布を 1 m メッシュで求めた。スノーサンプラーを用いて直接的に得られた地上 7 点の積雪深との比較により、航空レーザ測量による計測精度として $\pm 30$  cm が得られ、積雪深の面的分布を議論するために十分な精度のデータを得られることを確認した。

地すべり地を中心とする計測範囲の平均積雪深は 229.1 cm、最頻積雪深帯は 250–260 cm であった。標高や方位、地形条件が積雪深分布に与える影響について考察した。対象範囲の比高が 140 m と小さいため標高の影響は現れなかったが、北向きおよび北東向き斜面で積雪深の増加、南向き斜面で積雪深の減少が認められ、方位の影響が表れた。また積雪深は尾根部で減少し谷部で増大する、あるいは急斜面から緩斜面への傾斜変換点で増大するなどの地形の影響が強く認められた。これらの積雪深の偏差が生じる原因は主に雪崩や積雪層のクリープ、グライドによると考えられ、従来の指摘と調和的であった。

気象露場における積雪深および積雪荷重の定点観測値とスノーサンプラーによる現地 4 点の同計測値を比較したところ両者は概ね調和的であり、気象露場で観測された積雪深、積雪荷重の代表性が確認され、気象露場の観測値を地すべり地の平均的な値として用いる妥当性が示された。ただし積雪荷重は地すべり地内でバラツキが大きい側面が認められた。

第 4 章では、冬期の積雪深が 3–5 m に達する多雪地域に位置するスライド (SI) 型の再活動型地すべりである新潟県伏野地すべりにおける 3 年間の観測結果を解析し、積雪荷重が地すべり移動と変形を抑制する作用について議論した。

議論に先立ち、本論では降雨や融雪によって地表面に供給される水分量を、Matsuura (2000) に基づき地表面到達水量 (Meltwater and/or Rain ; *MR*) として取り扱うことを宣言した。*MR* は気象露場の平面ライシメータ (融雪水量計) による観測値と同値である。本研究では 4 章以下の全ての議論に対してこの *MR* を用いた。

活発な地すべり移動が見られる伏野地すべり中部ブロックでは 3 基の多層移動量計 (E2, E3, E4) によって 1082 日間で 304–3536 mm の累積移動量が観測され、ブロック下部ほど大きな移動量が観測された。地すべり移動は秋期から移動速度が漸増し 11 月から 12 月の積雪初期に年間のピーク速度を迎え、この時期に年総移動量の 57–84 % が占められた。その後、冬期になり積雪層が発達すると移動速度は急減し 1 月から 2 月の厳冬期には移動がほとんど生じなかった。さらに 1 年で間隙水圧のピークを迎えた融雪期においても地すべり移動は緩慢であった。伏野地すべりの移動速度は秋期の *MR* (おもに降雨) に対しては鋭く応答する一方で、融雪期の *MR* (おもに融雪) と間隙水圧上昇に対しては極めて応答



性が低くなり、季節の対照的な地すべり移動特性が示された。

伏野地すべりのような破碎や風化が進行した地すべりでは、ぜい弱化した土塊内部の応力差や力学的不均一性、異方性によって地すべり土塊は変形しながら移動する。積雪期の地すべり土塊の変形機構を明らかにするため、観測値をもとに地すべり土塊の一次元変形解析および移動量の軌跡解析をおこなった。伏野地すべり中部ブロックの移動土塊は観測期間内で  $7.4 \times 10^{-2}$  (7.4 %) の引っ張り変形を生じながら移動した。時系列的にみると、秋期の降雨をトリガーとして地すべり土塊は引っ張り変形を開始し、続く積雪初期に *MR* に鋭く応答して地すべり土塊は大きく膨張しながら移動した。しかし積雪層が発達すると移動と変形は急減し、融雪期には大量の融雪水が供給されるにも関わらず土塊は変形せずにすべり面上を緩慢に滑動した。以上から伏野地すべりの季節変動は次のようにまとめられた：秋期から積雪初期にかけて地すべり土塊は大変形をとめないながら活発に移動する。積雪層の発達とともに移動と変形は急減し、融雪期は緩慢な移動が表れるが地すべり土塊は変形しない。

積雪層の発達とともに地すべり活動が沈静化することを踏まえれば、積雪層は地すべり活動を抑制する作用をもつと考えられる。そこで積雪荷重に着目し、積雪層を載荷した二次元無限長斜面の数値モデルを構築し、積雪や地質の条件を変化させて斜面の安定性の変化を評価した。その結果、積雪荷重の斜面安定へ与える作用はすべり面の勾配と内部摩擦角に依存し、勾配が緩く内部摩擦角が大きければ斜面を安定方向へ、逆に勾配が急で内部摩擦角が小さければ不安定方向へ作用する効果があった。伏野地すべりのすべり面勾配と内部摩擦角の条件下では積雪荷重が安定側に働くと推算され、積雪層の発達にともなって活動が沈静化する観測結果を理論的にも支持する根拠が得られた。このほか積雪層の持つ作用として、積雪層が地表面をネット状に覆い地表面を間接的に連結して変形を抑制する効果（ネット効果）が考えられた。ネット効果は融雪期の地すべり土塊が変形せずに一体となって緩慢に移動することに対する説明となる。さらに積雪荷重が長期的に作用することによってすべり層の強度回復が生じうることが考えられた。このことは消雪によって積雪荷重が除荷されたにも関わらず地すべりの不活発な状態が維持されることを説明しうるものである。

第 5 章では、第 4 章では、伏野地すべりでは積雪期や消雪後しばらくの期間は降雨や融雪に対する応答移動量が小さい結果が示された。この要因として、積雪の長期載荷にともなう土層の再圧密によってすべり面のせん断強度が一時的に回復した可能性が示唆された。

また Matsuura (2000) によれば伏野地すべりでは積雪後期における融雪水量 ( $MR$ ) に対する間隙水圧の応答が積雪前の  $1/10$  まで鈍化するとの指摘があり、これも積雪荷重による地すべり土層の圧縮に起因すると考えられた。そこで積雪荷重による地すべり土層の鉛直方向の圧縮機構を明らかにするため鉛直変位計を開発した。鉛直変位計は従来の地中伸縮計をベースとして、インバー線をカーボンロッドに置き換え、ポテンショメータの代わりにひずみ式変位計を用いることで、土塊の鉛直変位量のみを高精度に計測することができる装置である。

伏野地すべり下部ブロックにおいて鉛直変位計による 3 年間の観測をおこなったところ、 $3.5\text{ m}$  の土層厚を持つ地すべり土層は積雪期に最大  $22.3\text{--}28.6\text{ mm}$  (ひずみ量換算で  $0.64\text{--}0.82\%$ ) の鉛直圧縮を生じた。土層の圧縮は積雪荷重による土層の圧密に起因すると考えられ、これを支持するように最大積雪荷重が大きいほど最大鉛直圧縮量も大きい結果が得られた。地すべり土層の鉛直圧縮過程を見ると、積雪の開始と同時に土層の鉛直圧縮が始まり積雪荷重の増大とともに圧縮が進行した。融雪期になり積雪荷重が減少に転じて土層の圧縮は継続し、最大積雪荷重の発現日から約 1 ヶ月後に最大沈下量が観測された。その後土層は圧縮から隆起に転じ、消雪後に鉛直変位は停止した。期間の総圧縮量よりも総隆起量の方が小さいことから、地すべり土層では圧縮が残留した。

積雪期の 2011 年 3 月 12 日に発生した長野県北部地震 ( $M_j 6.7$ ) によって強震動が生じた伏野地すべりでは地すべり土層の急速な鉛直圧縮 ( $3.5\text{ mm}$ ) と間隙水圧の急激な上昇が観測された。間隙水圧の上昇は地すべり土層の急激な圧縮に対して地下水の排水が遅れたことで発生した過剰間隙水圧であると考えられた。

第 6 章では、土層の透水性が極めて低い ( $K_{\text{sat}} \leq 10^{-9} [\text{m/s}]$ ) クイッククレイ層が堆積するノルウェーの Roesgrenda 地すべりに対象を移し、積雪荷重による過剰間隙水圧の発生機構について議論した。一般的に積雪地域の地すべり地では積雪に覆われ低温の厳冬期 (1–2 月) に間隙水圧は低く、大量の  $MR$  が供給される融雪期に間隙水圧は上昇するとされる。冬期の最大積雪深が約  $1\text{ m}$  に達する Roesgrenda 地すべりでは、これとは対照的に  $MR$  がほとんど供給されない厳冬期に間隙水圧が上昇し、融雪期に間隙水圧が低下する変動を示した。間隙水圧は積雪深と調和して変動することから、積雪期に間隙水圧が上昇した原因は難透水層に積雪荷重が非排水載荷されたために発生した過剰間隙水圧であると推論した。

地すべり土層の飽和透水係数が Roesgrenda 地すべりの 3900 倍以上高い ( $K_{\text{sat}} = 2.7\text{--}3.9 \times 10^{-6} [\text{m/s}]$ ) 伏野地すべりでは、積雪堆積期に間隙水圧は上昇せず融雪期に間隙水圧が大き

く上昇した。十分な透水性が確保される地すべり地では積雪荷重に対して排水が間に合うため過剰間隙水圧は生起せず、地すべり土層の透水性によって積雪期の間隙水圧変動は強く規制されている実態が明らかになった。

第 7 章では、Roesgrenda 地すべりの滑落崖に面した斜面が積雪期に移動を開始したのち斜面崩落、流下に至るスプレッド (Sp) - フロー (Fw) 型地すべりについて、その移動プロセスおよび崩落に関与した誘因について地表移動量計 EX-1, EX-2 による観測結果をもとに議論した。地すべりは 95 日間にわたり移動を継続し、最終的に中規模の崩落 (SLIDE-2) と後背斜面の二次崩落 (SLIDE-1) に至った。

地すべり移動の評価指標として、一定応力のもとで物体のひずみが時間とともに増大するクリープの視点から SLIDE-2 に至る地すべりの移動特性を考察したところ、地すべりは明瞭な第 2 次クリープ領域 (等速度運動) と第 3 次クリープ領域 (加速度運動) を経て崩落に至るようすが捉えられた。観測結果の解析により、SLIDE-1, SLIDE-2 を含む Roesgrenda 地すべり地における過去の崩落現象の直前に強い MR や降雨は生じていないこと、第 2 次クリープ領域では表層部の水分条件に規制されて移動速度が上昇すること、第 3 次クリープでは誘因にかかわらず加速度的運動を示すことが示された。このことから Roesgrenda 地すべりの崩落をともなう地すべり移動機構は、MR と土壤水分の増加にともなって先行的に移動した表層部が下位のクイッククレイ層の変形をもたらし、構造のぜい弱なクイッククレイ層が構造破壊を起こすことで斜面が崩落すると結論づけられた。

雪と地すべりの研究については第 1 章で述べたように、融雪による地すべりの発生機構が先行的に研究された。そして、解明が遅れていた積雪荷重が地すべりに及ぼす影響が本研究により明らかにされた。積雪荷重の影響はその絶対量が限られるため理論的には小規模な地すべりに対して強く発揮され、逆に融雪浸透の影響は大規模な地すべりで強く発揮されることが考えられる。

一方、雪と地すべりに関する残された研究課題として、積雪層の有するせん断強度の効果か挙げられる。積雪層は地すべり地および周辺の不動斜面に一様に堆積する。積雪期に地すべりが移動するとき、上載された積雪層は移動域と不動域の境界で鉛直方向の断面でせん断されるが、このとき積雪層の持つせん断強度が抵抗力として働き、地すべり移動を抑制すると考えられる。積雪層のせん断強度が発揮する抑制効果を明らかにするためには積雪層の鉛直断面のせん断強度を明らかにする必要があるが、雪氷研究の分野では雪崩を

主な対象として積雪の物性を研究するため研究対象は水平断面に集中しており、鉛直断面の強度に関する既往研究はほとんどない。Shibasaki et al., (2008)は積雪の鉛直断面を切り出し、深さごとの雪の硬度を測定した。そして硬度から推定された雪のせん断強度を用いて斜面の安定解析をおこない、積雪層が深くなるほど安全率が上昇する結果を示している。ただし解析に用いられたせん断強度は間接的な推定値であり、今後はせん断強度の直接計測と斜面安定への評価が今後の課題と言えよう。

積雪地域における地すべり危険度の予測精度を向上させるためには、従来の融雪浸透による斜面の不安定化と、本研究で明らかにされた積雪荷重の役割を含む、積雪のもつ多様な物理、力学作用による斜面の不安定化（安定化）を融合した総合的な危険度評価が求められる。現在はまだ個々の機構解明が進められている段階であるが、今後はそれらを統合したモデルの構築や評価手法の開発が重要なテーマになるであろう。

## 謝辞

本研究の取りまとめにあたり、日本大学大学院生物資源科学研究科 阿部和時 教授には終始親身なご指導と激励をいただきました。博士論文の審査にあたり同研究科 丸山温 教授、串田圭司 教授、瀧澤英紀 准教授からは研究目的から総括に至るまでの論旨展開などに関して大変有益なご指導とご助言をいただきました。心より深謝申し上げます。

京都大学防災研究所 松浦純生 教授には森林総合研究所在職時代より長年にわたりご指導をいただきました。とくに本研究の舞台となった伏野地すべり試験地、Roesgrenda 地すべり試験地を先導的に切り開かれ、充実した環境のもとで観測ができる機会を与えていただいたことは筆者にとってまさに僥倖でした。さらに試験地での調査を通して観測研究者としての矜持や姿勢など、机上では得られない大切なことを学ばせていただきました。

東京大学 太田猛彦 名誉教授には学位取得の先鞭を付けていただきました。諸事情により太田先生の方での学位取得は叶いませんでしたが、学位論文の内容構成や学位取得にあたっての心構えを親身になってご指導いただきました。

伏野地すべり試験地の保守・管理にあたっては、同地すべり防止区域を所管する林野庁 関東森林管理局、上越森林管理署、安塚治山事業所の関係各位に大変お世話になりました。昨今の経済事情により地すべり観測試験地の長期運用は全国的に困難な状況にあります。そのような中でも伏野地すべり試験地では観測が継続できるように便宜を図っていただきました。現地での観測機器の設置においては、国土防災技術株式会社 土佐信一 氏をはじめとする関係各位に技術的な支援をいただきました。京都大学防災研究所 松四雄騎 准教授、同 土井一生 助教、同 柴崎達也 氏（現 国土防災技術株式会社）、同 大澤光 博士（現 筑波大学）、防災科学技術研究所雪氷防災研究センター 阿部修 新庄支所長（当時）、同 平島寛行 博士をはじめとする先生方、研究員、学生の皆様とは現地調査を通じて多岐にわたる議論を重ねることができ、研究の深化につながりました。

Roesgrenda 地すべり試験地での観測にあたっては、ノルウェー理工科大学（Norwegian University of Science and Technology ; NTNU）の関係各位に全面的なご協力をいただきました。とくに Jan Otto Larsen 博士（現 スパールバル大学センター）および Lars Grande 教授（当時）には相手国側カウンターパートとして、試験地での観測や議論のみならず現地滞在時の生活など多方面から便宜を図っていただき、共同観測を成功裏に終えることができました。また同大学の技術者各位およびノルウェー水資源エネルギー局（Norwegian

Water Resources and Energy Administration ; NVE) の関係各位にはボーリング掘削、観測小屋や観測機器の設置および試験地管理などのご協力をいただきました。

本研究の遂行にあたり、森林総合研究所の皆様には観測、調査、解析において多くのご協力と有益なご助言をいただきました。旧地すべり研究室 竹内美次 室長（当時）および同 浅野志穂 博士（現 治山研究室長）には試験地での観測機器の設置に際し多くの貴重な時間を割いていただきました。気象研究室 谷誠 室長（現 京都大学名誉教授）、同 大谷義一 氏（当時）には Roesgrenda 地すべり試験地における観測システムの構築に関する技術指導とご協力をいただきました。十日町試験地 竹内由香里 試験地長には積雪調査の技術指導をいただきました。歴代の研究領域長である落合博貴 前企画部長（現 森林テクニクス）、坪山良夫 企画部長、大丸裕武 研究ディレクター、玉井幸治 森林防災研究領域長には筆の遅い筆者をご心配いただくとともに励ましの言葉をかけていただきました。以上、家族も含めましてお世話になりました全ての皆様に心より謝意を表します。

本研究の一部は、日本学術振興会 科学研究費補助金 若手研究（B）No. 18710158「定点連続観測と地表面計測の融合による地すべり土塊の移動－変形機構の解明」（研究代表者：岡本隆）および同補助金 基盤研究（C）No. 22580174「地すべり変位量に基づく地震力の定量化と新たな指標の提言」（研究代表者：岡本隆）による助成を得ておこなわれました。

2018 年 12 月

# 積雪荷重が作用した地すべり運動の長期動態観測に基づく研究

岡本 隆

## 要旨

日本列島は世界屈指の豪雪地帯である。国土面積の 51 %が豪雪地帯に指定され、そこに人口の約 15 %が居住する。東北地方の日本海側や北陸地方は豪雪地帯であるとともに新第三紀層地すべりの分布域でもあるため、積雪期に融雪を誘因とする地すべり災害が多発し住民の生命と財産を脅かしてきた。このため融雪地すべりに関する研究が水文学や雪氷学の視点から精力的に進められ、その発生機構に関して多くの知見が得られてきた。一方、技術進歩にともなう観測精度の向上により、積雪期の地すべりは融雪期に限らない複雑な運動様式をもつことが分かってきた。例えば、新潟県猿供養寺地すべりでは一般的な認識とは異なり、積雪深の増加にともなって活動が活発化し、融雪期に沈静化する。このような積雪環境下の多様な地すべり機構を理解するためには、融雪以外の積雪要素も考慮しなければならない。

積雪期の複雑な地すべり機構を解き明かす要素のひとつに、積雪の力学的性質である「積雪荷重」がある。厚さ 5 m の積雪層が斜面に堆積すると約  $20 \text{ kN/m}^2$ , ( $\approx 2000 \text{ kgf/m}^2$ ) の積雪荷重が鉛直下方へ作用する。この力は地すべりの安定性や運動に少なからず影響を及ぼしうると考えられる。しかしこれまでのところ、積雪荷重の作用を受けた地すべりの動態やその力学的解釈に関する研究蓄積はほとんどなく、その多くは未解明のままである。そこで本研究では、積雪荷重が地すべり運動に及ぼす影響を解明することを目指すとして、国内外 2 カ所の積雪地域の地すべり試験地において地すべりの長期動態観測をおこなった。得られた地すべり移動量、水文諸量、気象要素を統計解析してその実態を把握するとともに、力学解析を通してその背景にある物理則の理解に取り組んだ。

第 1 章では、まず本研究で取り扱う地すべりの概念を定義し、雪と地すべりに関する既往研究を整理して現段階における理解の到達点を述べた。地すべり機構解明に向けた観測研究の意義を述べ、地すべり観測技術の変遷を追いながら最新の地すべり観測技術に触れた。最後に本研究の目的と構成について概説した。

第 2 章では、本研究で対象とする 2 カ所の地すべり（伏野地すべり、Roesgrenda 地すべり）の地形、地質的背景や既往の地すべり活動について述べた。積雪寒冷地域の厳しい環

境下に耐えうる地すべり観測システムの設計思想を示したのち、地すべり移動量、水文環境、気象環境に関する具体的な観測方法やセンサーの仕様、自動観測システムの仕組みを説明した。

第 3 章では、冬期の最大積雪深が 3-5 m に達する新潟県伏野地すべり地を中心とした面積 0.3 km<sup>2</sup> の山地斜面において積雪期と無積雪期に航空レーザ測量を実施し、両者の標高差分から地すべり地の積雪深分布を求めた。地すべり地の積雪深は遷急線、遷緩線や尾根、谷などの地形変換点で局所的な増減が認められるほかは概ね均一に分布することを確認した。地すべり地内 4 カ所で実測した積雪深と積雪荷重の値は近傍の気象露場における自動観測値とほぼ等しいことから、以降は気象露場で観測される積雪量を地すべり地の代表値とみなして議論を進めることとした。

第 4 章では、緩慢な移動を繰り返す伏野地すべりにおける約 3 年間の観測結果に基づき、積雪荷重が地すべり活動を抑制する機構について議論した。議論に先立ち、本論では地表面に供給される水分量を降雨や融雪の形態によらず一括して *MR* (Meltwater and/or Rain) として扱うことを宣言した。伏野地すべり中部ブロックでは 1082 日の観測期間に計 3536 mm の地すべり移動量が生じ、次のような季節変動を示した。地すべりは秋期から初冬期にかけて *MR* (主に降雨) に鋭く応答して大移動する。厳冬期になり積雪深が増加すると急速に沈静化しほぼ停止する。春期は大量の *MR* (主に融雪) が供給されるが地すべりの応答は鈍く緩慢な移動に留まる。本研究では一連の季節変動の中で積雪層の発達にともなう地すべり運動の沈静化に着目し、その要因として積雪荷重によるすべり面の応力変化を考えた。地すべりの二次元無限長斜面に積雪層を載荷して斜面安定解析をおこなったところ、積雪荷重はすべり面に作用するせん断応力（推力）と垂直応力（抑制力の指標）の両方を増加させ、すべり面の勾配条件と土質条件に応じて地すべり全体の安定性を決定するとの結論を得た。斜面安定解析を伏野地すべりの地形、土質条件下で適用したところ、積雪荷重は地すべり運動を抑制する方向に働くと推算され、前述の観測結果と一致する結果が得られた。以上から、積雪荷重による地すべり活動の抑制機構を観測と解析の両面から明らかにした。

第 5 章では、積雪荷重による地すべり土層の鉛直圧縮機構について議論した。既往研究によれば、積雪期の地すべり土層は透水性の低下により間隙水圧の *MR* に対する応答が次第に鈍化する傾向が指摘されている。本研究では、その要因を積雪荷重によって生じる土層の鉛直圧縮（沈下）のためと考え、その検証用機器として鉛直変位計を開発した。鉛直



変位計は既存の地中変位計をベースにインバー線をカーボンロッドに、ポテンショメータをひずみ式変位計に置き換えることで、地すべり土層の鉛直圧縮量の高精度計測を可能にする。伏野地すべりにおける 3 年間の観測によれば、土層は積雪荷重によって圧密され積雪期に最大 0.64–0.82 % の鉛直圧縮ひずみを生じた。その後、積雪荷重が低下すると土層は膨張に転じ消雪とともに停止した。以上の観測結果から、地すべり土層では積雪荷重によって圧密されることが分かり、既往研究で指摘された土層の透水性低下や間隙水圧の応答性低下を支持する根拠を得た。

第 6 章では、難透水層 ( $K_{\text{sat}} \leq 10^{-9} \text{ m/s}$ ) のクイッククレイ層が堆積するノルウェー国 Roesgrenda 地すべりにおける 3 年間の観測結果に基づき、積雪荷重による過剰間隙水圧の発生機構を議論した。Roesgrenda 地すべりの間隙水圧は降雨や融雪には応答せず、積雪深の増減にのみ応答して上昇、低下する特異な変動を繰り返した。この間隙水圧変動は積雪荷重の非排水緩速載荷によって励起されたクイッククレイ層中の過剰間隙水圧である。積雪荷重と間隙水圧は比例関係にあり、比例式から積雪荷重に対する間隙水圧の負担割合  $ru_{\text{snow}} = 0.49\text{--}0.53$  を得た。この値は理論的には積雪荷重の約半分が間隙水圧に変換されて斜面の不安定化に寄与することを意味する。一方、土層の透水性が相対的に高い伏野地すべり ( $K_{\text{sat}} = 2.7\text{--}3.9 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ) では、積雪荷重の排水載荷となることから過剰間隙水圧は発生せず、融雪期にのみ間隙水圧が上昇した。以上から、積雪期における地すべり地の間隙水圧は土層の透水性に依存した変動特性を示すことを明らかにした。

第 7 章では、Roesgrenda 地すべりで積雪期に発生した地すべりの移動過程と誘因について観測結果に基づき議論した。地すべりは 95 日間の継続移動を経て斜面崩落に至った。一定応力のもとで物体のひずみが時間とともに増大するクリープ理論を用いて観測結果を整理し、地すべり移動は明瞭な第 2 次クリープ領域（等速度運動）と第 3 次クリープ領域（加速度運動）を経て崩落に至ることを示した。地すべりの誘因については次の 3 点が示された。1) 既往の崩落事例の直前に強い  $MR$  は生じていない、2) 第 2 次クリープ領域の移動速度は表層部の土壤水分量に依存して上昇する、3) 第 3 次クリープでは誘因にかかわらず加速度的運動が継続する。このことから積雪期の Roesgrenda 地すべりの移動機構は、 $MR$ （主に融雪）と土壤水分量の増加を誘因として表層部の移動が先行し、それらが下位のクイッククレイ層の変形と構造破壊を引き起こして急激な斜面崩落へ至ると結論づけ、本地すべりに限っては積雪荷重の影響は小さいと判断した。

第 8 章では、各章の結論を取りまとめ積雪荷重が地すべりに与える影響を総括するとと

もに、今後の課題や方向性を示した。

積雪期の地すべり活動を規制する重要な因子として「融雪」と「積雪荷重」がある。本研究はこのうち解明の進んでいない積雪荷重に着目し、地すべり活動に与える影響を多岐にわたる視点から議論した。その結果、地すべり運動に対する積雪荷重の作用は大きく次の3点にまとめられた。1) 積雪荷重は地すべりのすべり面に対しせん断応力（推進力）と垂直応力（抑制力の指標）の増分としてともに働き、すべり面の勾配や土質条件に応じて地すべりの安定性を変化させる。2) 積雪荷重は地すべり土層を鉛直に圧縮させて、透水性の低下や間隙水圧の応答性低下を招く要因になる。3) 難透水性土層の地すべりに対して積雪荷重は非排水緩速載荷による過剰間隙水圧を励起させ、降雨や融雪とは無関係な間隙水圧の上昇をもたらして斜面の不安定化に寄与する。

本研究で明らかとなった積雪荷重の作用と、従来の融雪の作用を組み合わせることによって、これまで複雑に見えた積雪期の地すべり運動機構をより容易に理解できるようになるだろう。この知見は積雪期の地すべりの警戒・避難の判断基準や適切な地すべり対策事業などの行政の防災施策へも活かすことが可能である。

# Study on landslide movement subjected to snow loading based on long-term field monitoring

Takashi Okamoto

## Summary

The western side of the Japanese archipelago, along the Sea of Japan, is a region that receives some of the highest snowfall on earth. The gentle slopes in the region, containing weathered Neogene tuff and mudstone, are prone to landslides triggered by meltwater. Recent advancements in monitoring technology have identified a variety of patterns of landslide movement during winter, when the slopes are covered by snow (the ‘snow-covered period’), including many cases unrelated to meltwater. To understand the complex mechanism of landslide movement during the snow-covered period, we considered “snow loading” as another potentially significant factor controlling the landslides. This thesis clarifies the influence of snow loading on landslide movement based on long-term field monitoring results at two landslide sites. The thesis contains eight chapters; its main points are summarized below.

Chapter 1 defines the term “landslide” as used in this study, and reviews previous studies on landslides during snow-covered periods and their unresolved issues. The history of landslide monitoring technology is presented and the aim of this study is described.

Chapter 2 describes the geomorphic and geological backgrounds of the two landslide sites used in this study. The Busuno landslide, located in a heavy-snowfall region in Niigata Prefecture in Japan, is a reactivated landslide with a shallow sliding surface ( $< 7$  m) that moves slowly every year from fall to early winter. The Roesgrenda landslide, located in central Norway, is a retrogressive landslide of quick clay deposits with extremely low permeability ( $K_{\text{sat}} < 10^{-9}$  [m/s]) and high fluidity. A description of the sensors installed at the sites is included and the automated monitoring systems are explained.

Chapter 3 presents a survey of the snow depth distribution around the Busuno landslide obtained by an airborne laser scanner in the snow-covered period and non-snow-covered period. The snow depth distribution in the landslide area is almost uniform except along the

ridges and the valleys. The snow depth and snow load, manually obtained at four points in the landslide area, are almost the same as those monitored by the meteorological station beside the landslide. Therefore, the snow conditions at the meteorological station can represent the landslide values.

Chapter 4 discusses the mechanisms that restrain the landslide movement during the snow-covered period based on the monitored results in the Busuno landslide. The landslide movement obtained over 3 years showed seasonal cycles as follows. (1) The landslide began to be active from fall and continued moving until early winter. (2) The landslide velocity decreased rapidly as snow accumulated and it remained inactive during the snow accumulation period. (3) The landslide began to move again at low velocity when most of the meltwater and/or rain (*MR*) infiltrated the landslide mass during the snow melting period. The inactivation of the landslide during the snow-cover season was likely caused by snow loading on the landslide mass. To confirm this hypothesis from a mechanical viewpoint, numerical stability analyses of an infinite slope combined with soil and snow were conducted. The analyses demonstrated that the landslide's state of stability changed from stabilized to destabilized depending on the gradient and the internal friction angle of the sliding surface. Thus, the slope at the Busuno landslide was likely stabilized by snow loading, which confirms the landslide restrain mechanisms during the snow-covered period.

In chapter 5, a vertical extensometer is developed and installed in the Busuno landslide to measure the vertical compression of the landslide mass caused by snow loading. The results show that the landslide mass was vertically compressed over time as snow accumulated and reached maximum strains of 0.64%–0.82%. As the snow load decreased during the snow-melting period, the landslide mass expanded vertically in the reverse direction. These compression and depression processes in response to the snow load demonstrate the change in the void rate of the landslide mass, which agrees with a previous suggestions that the response of the pore water pressure to *MR* weakens as the snow accumulates.

Chapter 6 discusses the excess pore water pressure generated by the snow load in the Roesgrenda landslide which has a layer of extreme low permeability. Five piezometers were installed in the landslide mass and were monitored for 3 years. The results show that the pore water pressure increased during each snow-covered period. The pressure showed little

response to meltwater and/or rain, but corresponded closely to changes in snow accumulation. The increase in pore water pressure during the snow-covered period can be attributed to the undrained loading of snow cover on the extreme-low-permeability quick clay. The pore water pressure displayed a positive linear relation with the snow load, and the ratio of the increase in the pore water pressure to the snow load ( $ru_{\text{snow}}$ ) was 0.49–0.53. These values show that approximately half of the snow load contributed to the excess pore water pressure. In contrast, the pore water pressure was stable during the snow accumulation period but increased during the snow melting period at the Busuno landslide which has relatively high-permeability deposits. This comparison indicates that the response of the pore water pressure to snow loading is strongly affected by the permeability of the landslide mass.

Chapter 7 discusses two landslides that occurred at the Roesgrenda site in the snow-covered period. Data recorded over 95 days from the start of the landslides' movement until their ultimate collapse showed definite secondary and tertiary creep stages. The effects of hydrological and meteorological factors on landslides were as follows. 1) No heavy precipitation occurred before the preceding six slope failures, suggesting that precipitation had no direct influence on the slope failure. 2) The traveling velocities of the landslide masses during the secondary creep stage were affected by the soil's water content and *MR*. 3) For the third creep stage, the traveling velocities increased independently of any measured factors. These results suggest that the slope failure was preceded by surface movement triggered by an increase in the soil's water content; this movement caused the structural destruction of the lower quick clay layer which led to the slope failure. Although the snow load and excess pore water pressure theoretically had a negative effect on the slope stability, the value of the excess pore water pressure at the monitored landslide was too small to affect the slope failures.

Chapter 8 summarizes the issues discussed in this study and lists the effects of snow load on landslide movement. Finally, future developments pertaining to snow environments that affect landslide movement are presented.

## 参考文献

### 第1章

- 1) Angeli, M. G., Buma, J., Gasparetto, P., Pasuto, A. (1998) A combined hillslope hydrology/stability model for low-gradient clay slopes in the Italian Dolomites, *Engineering Geology*, **49**, 1–13.
- 2) Angeli, M. G., Pasuto, A., Silvano, S. (2000) A critical review of landslide monitoring experiences, *Engineering Geology*, **55**, 133–147.
- 3) 青山清道, 中俣三郎, 小川正二 (1984) 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, **21**(3), 11–16.
- 4) 浅野志穂, 松浦純生, 岡本隆, 竹内美次 (1997) 銅山川地すべり変動時の気象特性と運動特性, 第36回地すべり学会研究発表講演集, 59–62.
- 5) 浅野志穂, 落合博貴, 黒川潮, 岡田康彦 (2006) 山地における地震動の地形効果と斜面崩壊への影響, 日本地すべり学会誌, **42**(6), 457–466.
- 6) 安曇健一, 南雲政博 (1991) 地すべり調査・計測の今昔, 土と基礎, **39**(3), 22–23.
- 7) Corominas, J., Moya, J., Lioret, A., Gili, J. A., Angeli, M. G., Pasuto, A., Silvano, S. (2000) Measurement of landslide displacements using a wire extensometer, *Engineering Geology*, **55**, 149–166.
- 8) Crosta, G.B., Imposimato, S., Roddeman, D., Chiesa S., Moia, F. (2005) Small fast-moving flow-like landslides in volcanic deposits: The 2001 Las Colinas Landslide, *Engineering geology*, **79**, 185–214.
- 9) Cruden, D. M. (1991) A simple definition of a landslide, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, **43**, 27–29.
- 10) Cruden, D. M., Varnes, D. J. (1996) Landslide types and processes, *Landslide investigation and Mitigation*, TRB-National Research Council, Special Report, **247**, 36–75.
- 11) Fredlund, D. G., Scoular, R. E. G. (1999) Using limit equilibrium concepts in finite element slope stability analysis, *Proc. International Symposium on Slope Stability Engineering*, **1**, 31–48.
- 12) 藤田至則, 青木滋, 小川正二 (1981) 56 豪雪下に発生した新潟県下の地すべり災害について, 新潟大災害研年報, **3**, 111–118.

- 13) 古谷元, 村尾英彦, 松浦純生 (2017) 南砺市上百瀬で発生した土砂災害, 砂防学会誌, **70**(2), 26-29.
- 14) Horton, R. E. (1938) Phenomena of the contact zone between the ground surface and a layer of melting snow, Bulletin of No.23, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, 545-561.
- 15) 稲葉一成, 吉田昭治, 佐藤修 (1988) 東虫亀地すべり地の融雪期地下水の特性について, 新潟大学災害研究年報, **10**, 61-75.
- 16) 伊藤俊方, 小松原岳史, 佐藤修 (2003) 第三紀層地すべり地の高濃度地下水の特性—新潟県宇津俣地すべり地を例にして—, 日本地すべり学会誌, **39** (4), 1-8.
- 17) 地すべりに関する地形・地質用語委員会編 (1992) 地すべり—地形地質的認識と用語, 日本地すべり学会, 3-15.
- 18) 国土交通省, 総務省, 農林水産省 (2012) 豪雪地帯対策基本計画. <http://www.bousai.go.jp/setsugai/pdf/gosetsukeikaku.pdf>, 閲覧日 2017 年 7 月 9 日.
- 19) 國眼定, 林義隆, 太田英将, 北方泰憲 (2005) 地下水モデルを用いた地下水排除工の評価方法, 日本地すべり学会誌, **42**(3), 32-41.
- 20) 駒村富士弥 (1992) 地すべりの定義, 分類, 斜面の土砂移動現象 (砂防学講座), 山海堂, 194-197.
- 21) Laouafa, F., Darve, F. (2002) Modelling of slope failure by a material instability mechanism, *Computers and Geotechnics*, **29**, Issue.4, 301-325.
- 22) 丸山清輝, 近藤政司 (1988) 新潟県における積雪期の地すべりについて, 地すべり, **25**(2), 18-26.
- 23) 丸山清輝 (1993) 地すべり地における間隙水圧の変動タイプ, 地すべり, **30**(1), 27-35.
- 24) 松浦純生, 竹内美次, 落合博貴, 梁瀬秀雄 (1994a) 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, **31**(1), 37-44.
- 25) 松浦純生, 竹内美次, 浅野志穂, 落合博貴 (1994b) 豪雪地帯の地すべり地における熱収支法を用いた融雪水量の予測, 地すべり, **31**(2), 9-16.
- 26) 松浦純生 (1998) 積雪を誘因とした地すべりの発生予測における諸問題, 地すべり, **34**(4), 39-46.
- 27) 松浦純生, 浅野志穂, 岡本隆, 松山康治 (2002) 山地流域内における標高が異なる 2 地点での積雪環境と融雪過程の観測, 水文・水資源学会誌, **15**(1), 70-76.

- 28) Matsuura, S., Asano, S., Okamoto, T., Takeuchi, Y. (2003) Characteristics of displacement of a landslide with shallow sliding surface in a heavy snow district of Japan, *Engineering Geology*, **69**, 15–35.
- 29) 中村浩之, 白石吉信 (1973) 雪の地すべりに与える影響について, 地すべり, **10**(1), 6–16.
- 30) 中村三郎 (1974) 地すべり, 山崩れの定義, 地すべり・山崩れ—実態と対策—, 大明堂, 2–4.
- 31) 小川正二, 池田俊雄, 亀井健史, 和田正, 平松俊英 (1988) 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, **25**(1), 21–27.
- 32) 岡本隆, 松浦純生, 浅野志穂 (2000) 地すべり地における総合管理手法の高度化 (その2) —地すべり施工跡地における情報科学技術 (IT) を活用した総合管理技術の事例—, 地すべり技術, **27**(2), 48–56.
- 33) 岡本隆, 松浦純生, 浅野志穂 (2002) 情報通信技術を活用した地すべり総合管理手法の開発, 応用地質, **42**(6), 386–393.
- 34) 岡本隆, 松浦純生, 浅野志穂 (2006) 中越地震によって発生した再活動型地すべりの長期変動観測, 第45回日本地すべり学会研究発表会講演集, 35–38.
- 35) 岡本隆, 松浦純生 (2010) シリーズ「近年の土砂災害」—2007年福島県金山町で厳冬期に発生した融雪地すべり災害—, 水利科学, **54**(4), 79–92.
- 36) 大八木規夫, 池田浩子 (1998) 地すべり構造と広域場からみた澄川地すべり, 地すべり, **35**(2), 1–10.
- 37) Penck, A. (1894) *Morphologie der Erdoberfläche*, 1, Stuttgart, J. Engelhorn, **471**.
- 38) 佐々恭二 (2002) 日本地すべり学会の今後の重点課題, 日本地すべり学会誌, **39**(2), 1–4.
- 39) Sassa, K. (2005) Landslide disasters triggered by the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake in Japan, *Landslides*, **2**(2), 135–142.
- 40) 佐藤壽則, 白石秀一, 伊藤俊方 (2004) 積雪期における新潟県内の第三紀層地すべりの運動特性, **41**(1), 37–42.
- 41) Sharpe, C. F. S. (1938) *Landslides and related phenomena, A study of mass-movements of soil and rock*, Columbia Univ. Press, **137**.



- 42) 東畑郁生 (2007) 市民レベルの斜面崩壊警報システム, 平成 19 年度日本地すべり学会  
関東支部シンポジウム講演集, 1-7.
- 43) 綱木亮介, 白石一夫 (1993) 新潟県の地すべり発生と積雪・融雪に関するいくつかの  
知見, 地すべり, **30**(3), 34-40.
- 44) Varnes, D. J. (1958) Landslide types and processes, *Landslides and Engineering Practice,  
Highway research board Special Report*, **29**, 20-47.
- 45) Varnes, D. J. (1978) Slope movement types and processes, *Landslide Analysis and Control,  
Transp. Res. Board, Special Report*, **176**, 11-33.
- 46) Wang, F. W., Sassa, K., Wang, G. (2002) Mechanism of a long-runout landslide triggered by  
the August 1998 heavy rainfall in Fukushima Prefecture, Japan, *Engineering Geology*, **63**,  
169-185.
- 47) 吉松弘行 (1981) 降雨と地すべり運動, 地すべり, **18**(1), 26-32.
- 48) 吉松弘行 (1983) 有限要素法による地すべり斜面の安定解析について, 地すべり,  
**20**(1), 1-9.

## 第 2 章

- 1) Bjerrum, L. (1967) Engineering Geology of Norwegian Normally-Consolidated Marine  
Clays as Related to Settlements of Buildings, *Géotechnique*, **17**, 83-118.
- 2) 福本安正 (1980) 新潟県の地すべりと地質および地質構造の関係 (1), 地すべり,  
**17**(5), 1-11.
- 3) Geertsema, M., Clague, J.J., Schwab, J.W., Evans, S.G. (2006) An overview of recent large  
catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada, *Engineering Geology*, **83**,  
120-143.
- 4) Gregersen, O., Sandersen, F. (1989) Landslide: Extent and economic significance in  
Norway, in: *Proc. 28th International Geological Congress*, 133-139.
- 5) Hayashi, Y., Kosugi, K., Mizuyama, T. (2006) Changes in pore size distribution and  
hydraulic properties of forest soil resulting from structural development. *Journal of  
Hydrology*, **331**, 85-102. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.05.003>

- 6) Karlsrud, K., Aas, G., Gregersen, O. (1984) Can we predict landslide hazards in soft sensitive clays? Summary of Norwegian practice and experiences, in: *Proc. 4th International Symposium on Landslides*, Toronto, 107–130.
- 7) Kristoffersen, R. (1999) An investigation of the stability of a slope in quick clay at Roesgrenda, Verdal, Norway 1–23. (in Norwegian)
- 8) Larsen, J.O. (2002) Some aspects of physical weather related slope processes. Ph. D thesis, *Norwegian University of Science and Technology*, 70.
- 9) Larsen, J. O., Grande, L., Matsuura, S., Okamoto, T., Asano, S., Park, S. G. (1999) Slide activity in quick clay related to pore water pressure and weather parameters, in: *Proc. 9th International Conference and Field Trip on Landslides*, 81–88.
- 10) L'Heureux, J.-S., Eilertsen, R.S., Glimsdal, S., Issler, D., Solberg, I.-L., Harbitz, C.B. (2012) The 1978 Quick Clay Landslide at Rissa, Mid Norway: Subaqueous Morphology and Tsunami Simulations, in: *Proc. 5th International Symposium on Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Springer Netherlands, Dordrecht, 507–516.
- 11) Long, M. (2005) Some analyses of the Roesgrenda quick clay slides, in: Senneset, K., Flaate, K., Larsen, J.O. (Ed.), *Landslides and Avalanches*, in: *Proc. 11th International Conference and Field Trip on Landslides*, Taylor & Francis, Norway, 233–239.
- 12) 松浦純生, 落合博貴, 竹内美次, 梁瀬秀雄 (1992) 豪雪地帯における地すべり自動観測システムの開発, *地すべり*, **29**(3), 18–26.
- 13) 松山康治, 松浦純生, 浅野志穂, 岡本隆, 竹内美次 (2004) 新潟県の丘陵山間地域における積雪環境特性, *日本雪工学会誌*, **20**(1), 48–60.
- 14) 日本の地質「中部地方 I」編集委員会編 (1988) 日本の地質 4 中部地方, 共立出版, 330.
- 15) Noguchi, S., Rahim Nik, A., Kasran, B., Tani, M., Sammori, T., Morisada, K. (1997) Soil physical properties and preferential flow pathways in tropical rain forest, Bukit Tarek, Peninsular Malaysia. *Journal of Forest Research*, **2**, 115–120.
- 16) Rajasekaran, G., Narasimha Rao, S. (2004) Falling cone method to measure the strength of marine clays, *Ocean Engineering*, **31**, 1915–1927.
- 17) 林野庁, 森林総合研究所, 前橋営林局 (1991) 多雪地帯における地すべり発生機構の解明, 平成 2 年度林野庁地すべり対策調査報告書, 69.

- 18) Rosenqvist, I.T. (1953) Considerations on the Sensitivity of Norwegian Quick-Clays, *Géotechnique*, **3**, 195–200.
- 19) Thorolfsson, S.T. (2007) Urban hydrological data collection in cold climate. Experiences at Risvollan, Trondheim, Norway, in: *Proc. International Symposium on New Directions in Urban Water Management*, Paris, 1–8.
- 20) Torrance, J.K. (1974) A laboratory investigation of the effect of leaching on the compressibility and shear strength of Norwegian marine clays, *Géotechnique*, **24**, 155–173.
- 21) Torrance, J. K. (1983) Towards a general model of quick clay development, *Sedimentology*, **30**, 547–555.
- 22) 植村武 (1982) 新潟県下地すべりの地質学的考察, 地すべり, **18**(4), 39–43.
- 23) 山野井徹, 石黒重実, 布施弘, 神田章 (1974) 新潟県の地すべりとその環境, 地すべり, **11**(2), 3–14.

### 第 3 章

- 1) 秋山幸秀, 高貫潤一, 藤原輝芳, 山本岳史, 関谷正 (2002) 航空レーザーによる雪面計測事例, 平成 14 年度砂防学会発表講演集, 156–157.
- 2) 朝岡良浩, 風間聡, 沢本正樹 (2002) 広域積雪水資源量の変動特性とその地理・気候依存性, 水文・水資源学会誌, **15**(3), 279–289.
- 3) 内山庄一郎, 井口隆 (2003) 航空レーザー測量によるデータ使用時の留意点, 第 42 回日本地すべり学会発表講演集, 531–534.
- 4) 藤原滉一郎, 笹賀一郎, 佐藤冬樹 (1994) 北海道大学天塩・中川地方演習林附近の積雪分布, 北海道大学農学部演習林研究報告, **51**(1), 74–88.
- 5) 岩男忠明, 寺田秀樹, 金子正則, 松田宏, 織茂郁, 本間信一 (2001) 積雪深計測への航空機搭載型レーザプロファイラの適用性検討, 2001 年度日本雪氷学会発表講演集, 181.
- 6) 風間聡, 沢本正樹 (1995) NOAA/AVHRR を用いた積雪深分布および水資源量推定, 水文・水資源学会誌, **8**(5), 477–483.
- 7) 小池俊雄, 高橋裕, 吉野昭一 (1985) 積雪面情報による流域積雪水量の推定, 土木学会論文集, **357**/II-3, 159–165.

- 8) 小菅博, 齊藤充則, 星野光男, 津留宏介 中島保 (2003) 航空レーザ測量による積雪面計測についての精度検証, 日本写真測量学会平成 15 年度発表講演集, 203-204.
- 9) Lapen, D. R., Martz, L. W. (1996) An investigation of the spatial association between snow depth and topography in a Prairie agricultural landscape using digital terrain analysis, *Journal of Hydrology*, **184**, 277-298.
- 10) Magnussen, S., Boudewyn, P. (1998) Derivations of stand heights from airborne laser scanner data with canopy-based quantile estimators, *Canadian Journal of Forest Research*, **28**, 1016-1031.
- 11) 政春尋志 (2000) ヘリコプター搭載レーザースキャナーによる都市三次元情報の計測, 写真測量とリモートセンシング, **39**(2), 19-24.
- 12) 松山洋 (1998) 巻機山における積雪密度・積雪水当量の季節変化と高度分布, 水文・水資源学会誌, **11**(2), 117-127.
- 13) Murakami, H., Nakagawa, K., Hasegawa, H., Shibata, T., Iwanami, E. (1999) Change detection of buildings using an airborne laser scanner, *ISPRS*, **54**, 148-152.
- 14) 中島皇, 福嶋義宏, 小橋澄治 (1993) 暖候性積雪地域の山地流域における気象要素の空間的分布－降雨量・気温・積雪深－, 京都大学農学部演習林報告, **65**, 113-124.
- 15) 仲野公章, 清水孝一, 山越隆雄, 葛西勝栄, 中村剛, 秋山幸秀, 高貫潤一 (2001) 2000 年有珠山噴火時におけるヘリコプター搭載レーザースキャナーによる地形変化測定, 砂防学会誌, **53**(6), 88-94.
- 16) 野村睦, 佐藤冬樹, 芦谷大太郎, 榎本浩志 (1999) 気温と降雪深による山地の積雪深と積雪水量の推定, 北海道大学農学部演習林研究報告, **56**(2), 11-19.
- 17) Næsset, E. (1997) Estimating timber volume of forest stands using airborne laser scanner data, *Remote sensing of Environment*, **61**, 246-253.
- 18) 笹賀一郎, 藤原滉一郎, 佐藤冬樹 (1989) 森林の強風地における堆雪効果, 北海道大学農学部演習林研究報告, **46**(4), 801-828.
- 19) 齊藤和也, 林真智, 沼田洋一, 真屋学, 高槻幸枝 (1999) リモートセンシングデータを利用した積雪モニタリング, 日本リモートセンシング学会誌, **19**(3), 51-56.
- 20) 瀬戸島政博, 赤松幸生, 船橋学, 今井靖晃, 天野正博 (2002) 航空機レーザスキャナによる森林域の計測とその適用性, 写真測量とリモートセンシング, **41**(2), 15-26.

- 21) 島村雄一, 泉岳樹, 中山大地, 松山洋 (2003) 積雪指標を用いた積雪水当量・融雪量の推定－黒部湖集水域を事例に－, 水文・水資源学会誌, **16**(4), 331-348.
- 22) 高橋佳昭 (2000) 航空機レーザープロファイラーの地形測量への利用, 写真測量とリモートセンシング, **39**(2), 14-18.
- 23) 武田要, 高橋裕 (1981) LANDSAT 雪線情報と積算暖度法による流域最大積雪水量算定に関する研究, 土木学会論文集, **311**, 81-92.
- 24) 八木浩司, 檜垣大助, 吉松弘行, 相楽渉, 高木洋一, 内山庄一郎 (2003) 空中レーザー高精度地形図の地すべり・微地形判読への応用, 地すべり, **39**(4), 35-41.

## 第4章

- 1) 秋田谷英次, 遠藤八十一 (1998) 雪崩の発生機構, 気象研究ノート, **190**, 1-17.
- 2) 浅野志穂, 松浦純生, 岡本隆, 朴三奎 (1998) 伏野地すべりにおける高密度変位観測と土塊移動, 第37回地すべり学会研究発表講演集, 59-62.
- 3) 宜保清一, 陳信雄, 江頭和彦, 林義隆, 周亜明 (1997) 台湾, 中部横貫公路地すべり土の残留および回復強度特性, 地すべり, **34**(2), 50-56.
- 4) Matsuura, S. (2000) Fluctuations of pore-water pressure in a landslide of heavy snow districts, *Journal of the Japan landslide society*, **37**(2), 10-19.
- 5) Matsuura, S., Asano, S., Okamoto, T., Takeuchi, Y. (2003) Characteristics of displacement of a landslide with shallow sliding surface in a heavy snow district of Japan, *Engineering Geology*, **69**, 15-35.
- 6) 中村浩之 (1972) 伸縮計観測よりみた猿供養寺地すべりの運動特性, 地すべり, **9**(1), 1-8.
- 7) 中村浩之 (1978) 圧密変形を考慮した猿供養寺地すべりの移動特性, 地すべり, **15**(2), 19-24.
- 8) 中村浩之, 白石吉信 (1973) 雪の地すべりに与える影響について, 地すべり, **10**(1), 6-16.
- 9) 中村真也, 宜保清一, 江頭和彦, 吉永安俊 (2000) 地すべり土の回復強度と鉱物組成との関係, 地すべり, **37**(3), 10-17.

- 10) 岡本隆, 松浦純生, 浅野志穂 (2007) 地上型レーザ測量による第三紀層地すべりの高密度変位, 変形計測, 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集, Y162-P003.
- 11) 植村武 (1999) 地すべりの地質構成 (その 1) —地すべりと地質学—, 地すべり技術, **26**(2), 25-35.

## 第 5 章

- 1) Chandler, R. J. (1977) Back analysis techniques for slope stabilization works —A case recor—, *Géotechnique*, **27**(4), 479-495.
- 2) 宜保清一, 陳信雄, 江頭和彦, 林義隆, 周亜明 (1997) 台湾, 中部横貫公路地すべり土の残留および回復強度特性, 地すべり, **34**(2), 50-56.
- 3) 平元万晶, 西窪文敏, 中谷紀行, 眞弓孝之, 神宮祐司 (2008) 地中変位計で計測されるマイナス変位と移動土塊の変形, 日本地すべり学会誌, **44**(6), 62-67.
- 4) 気象庁 (2013) 第 2 章, 統計に関する一般的事項, 気象観測統計の解説, 2-10.  
[http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/shishin/shishin\\_2.pdf](http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/shishin/shishin_2.pdf) (閲覧日 2018 年 10 月 18 日)
- 5) Matsuura, S. (2000) Fluctuations of pore-water pressure in a landslide of heavy snow districts, *Journal of the Japan landslide society*, **37**(2), 10-19.
- 6) 中村真也, 宜保清一, 江頭和彦, 吉永安俊 (2000) 地すべり土の回復強度と鉱物組成との関係, 地すべり, **37**(3), 10-17.
- 7) Osawa, H., Matsuura, S., Matsushi, Y, Okamoto, T. (2017) Seasonal change in permeability of surface soils on a slow-moving landslide in a heavy snow region, *Engineering Geology*, **221**, 1-9.
- 8) 土の圧密入門編集委員会編 (1998) 地盤の沈下と圧密, 土の圧密入門, 地盤工学会, 3-14.

## 第 6 章

- 1) 浅野志穂, 松浦純生, 岡本隆 (2005) 大規模地すべりの三次元地質構造モデルを用いた地下水流動解析, 応用地質, **45**(6), 304-315.

- 2) Asano, S., Matsuura, S., Okamoto, T., Kurokawa, U. (2008) Estimate of groundwater distribution from drainage and deformation of a slip zone in a large-scale landslide area, in: *Proc. 12th International Conference of International Association for Computer Methods and Advances in Geomechanics (IACMAG)*. 4525–4532.
- 3) Bayard, D., Stähli, M., Parriaux, A., Flühler, H. (2005) The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland, *Journal of Hydrology*, **309**, 66–84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.11.012>
- 4) Bjerrum, L. (1967) Engineering Geology of Norwegian Normally-Consolidated Marine Clays as Related to Settlements of Buildings, *Géotechnique*, **17**, 83–118. <https://doi.org/10.1680/geot.1967.17.2.83>
- 5) Coe, J. A., Ellis, W. L., Godt, J. W., Savage, W. Z., Savage, J. E., Michael, J. A., Kibler, J. D., Powers, P. S., Lidke, D. J., Debray, S. (2003) Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from global positioning system surveys and field instrumentation, July 1998-March 2002, *Engineering Geology*, **68**, 67–101.
- 6) 早川嘉一 (1996) 積雪地域における地すべり変形と融雪水の関連性に関する研究, 新潟大学農学部紀要, **33**, 1–143.
- 7) Hutchinson, J.N., Bhandari, R.K. (1971) Undrained Loading, A Fundamental Mechanism of Mudflows and other Mass Movements, *Géotechnique*, **21**, 353–358.
- 8) Iverson, R.M. (2000) Landslide triggering by rain infiltration, *Water Resources Research*, **36**, 1897–1910.
- 9) Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hirota, T., Hasegawa, S. (2010) Effects of snow cover on soil freezing, water movement, and snowmelt infiltration: A paired plot experiment, *Water Resources Research*, **46**, 1–11.
- 10) 関東森林管理局 (2003) 伏野地区（峠）直轄地すべり防止事業機構調査及び実施設計調査報告書, 34–42.
- 11) Larsen, J.O. (2002) Some aspects of physical weather related slope processes, Ph. D thesis, *Norwegian University of Science and Technology*, 70.
- 12) Long, M. (2005) Some analyses of the Roesgrenda quick clay slides, in: Senneset, K., Flaate, K., Larsen, J.O. (Ed.), *Landslides and Avalanches: Proc. 11th International Conference and Field Trip on Landslides*, Taylor & Francis, Norway, 233–239.

- 13) 丸山清輝 (1993) 地すべり地における間隙水圧の変動タイプ, 地すべり, **30**(1), 27–35.
- 14) Matsuura, S. (2000) Fluctuations of pore-water pressure in a landslide of heavy snow districts, *Journal of the Japan landslide society*, **37**(2), 10–19.
- 15) 松浦純生, 竹内美次, 浅野志穂, 落合博貴 (1994) 豪雪地帯の地すべり地における熱収支法を用いた融雪水量の予測, 地すべり, **31**(2), 9–16.
- 16) Osawa, H., Matsuura, S., Matsushi, Y, Okamoto, T. (2017) Seasonal change in permeability of surface soils on a slow-moving landslide in a heavy snow region, *Engineering Geology*, **221**, 1–9.
- 17) Sassa, K., Fukuoka, H., Scarascia-Mugnozza, G., Evans, S. (1996) Earthquake-induced-landslides : distribution, motion and mechanisms, *Soils and Foundations*, **36**, 53–64.
- 12) Schulz, W.H., McKenna, J.P., Kibler, J.D., Biavati, G. (2009) Relations between hydrology and velocity of a continuously moving landslide-evidence of pore-pressure feedback regulating landslide motion?, *Landslides*, **6**, 181–190.
- 13) Stadler, D., Wunderli, H., Auckenthaler, A., Flühler, H., Bründl, M. (1996) Measurement of Frost-Induced Snowmelt Runoff in a Forest Soil, *Hydrological Processes*, **10**, 1293–1304.
- 14) Torrance, J.K. (1974) A laboratory investigation of the effect of leaching on the compressibility and shear strength of Norwegian marine clays, *Géotechnique*, **24**, 155–173.

## 第 7 章

- 1) Fannin, R. J., Jaakkola, J. (1999) Hydrological response of hillslope soils above a debris-slide headscarp, *Canadian Geotechnical Journal*, **36**, 1111–1122.
- 2) Fredlund, D. G., Morgenstern, N. R., Widger, R. A. (1978) The shear strength of unsaturated soils, *Canadian Geotechnical Journal*, **15**, 313–321.
- 3) 福園輝旗 (1985) 表面移動速度の逆数を用いた降雨による斜面崩壊発生時刻の予測法, 地すべり, **22**(2), 8–13.
- 4) Hayashi, S., Yamamori, T. (1991) Forecast of time-to-slope failure by the a-tr Method, *Journal of Japanese Landslide Society*, **28**(2), 1–8.
- 5) 地盤工学会編 (2006) 地盤工学用語辞典, 丸善, 172.
- 6) Karlsrud, K., Aas, G., Gregersen, O. (1984) Can we predict landslide hazards in soft sensitive



clays?, Summary of Norwegian practice and experiences, in: *Proc. 4th International Symposium on Landslides*, Toronto, 107–130.

- 7) Larsen, J. O., Grande, L., Matsuura, S., Okamoto, T., Asano, S., Park, S. G. (1999) Slide activity in quick clay related to pore water pressure and weather parameters, in: *Proc. 9th International Conference and Field Trip on Landslides*, 81–88.
- 8) Matsuura, S., Okamoto, T., Asano, S., Osawa, H., Shibasaki, T. (2017) Influences of the snow cover on landslide displacement in winter period: a case study in a heavy snowfall area of Japan, *Environmental Earth Sciences*, **76**(10), 362.
- 9) 丸山清輝 (1995) 第三紀層地すべりの移動解析, 地すべり, **32**(3), 24–31.
- 10) 森脇寛 (1987) 崩土の到達距離, 地すべり, **24**(2), 10–16.
- 11) 村上幸利, 水谷真基 (2009) 地すべりのクリープ特性に及ぼす地質性状の影響, 日本地すべり学会誌, **46**(1), 1–8.
- 12) Polemio, M., Sdao, F. (1999) The role of rainfall in the landslide hazard: the case of the Avigliano urban area (Southern Apennines, Italy), *Engineering Geology*, **53**, 297–309.
- 13) 斎藤迪孝, 上沢弘 (1966) 斜面崩壊時期の予知, 地すべり, **2**(2), 7–12.
- 14) Scheidegger, A. E. (1973) On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides, *Rock Mechanics*, **5**, 231–236.

## 第 8 章

- 1) Matsuura, S. (2000) Fluctuations of pore-water pressure in a landslide of heavy snow districts, *Journal of the Japan landslide society*, **37**(2), 10–19.
- 2) Osawa, H., Matsuura, S., Matsushi, Y., Okamoto, T. (2017) Seasonal change in permeability of surface soils on a slow-moving landslide in a heavy snow region, *Engineering Geology*, **221**, 1–9.
- 3) Shibasaki, T., Shinoda, K., Yamasaki, T. (2008) Possible mechanism to explain various landslide behaviors during snow season, in: *Proc. International Conference on Management of Landslide Hazards in the Asia-Pacific Region*, 809–817.

## 論文目録

### 主論文

- 1) **Okamoto, T.**, Larsen, J. O., Matsuura, S., Asano, S., Takeuchi, Y., Grande, L. (2004)  
Displacement properties of landslide masses at the initiation of failure in quick clay deposits and the effects of meteorological and hydrological factors, *Engineering Geology*, **72**, 233–251.
- 2) **岡本隆**, 松浦純生, 浅野志穂 (2008) 積雪地域における浅層地すべりの変形機構, 日本地すべり学会誌, **44**(6), 20–30.
- 3) **Okamoto, T.**, Matsuura, S., Larsen, J. O., Asano, S., Abe, K. (2018) The response of pore water pressure to snow accumulation on a low-permeability clay landslide, *Engineering Geology*, **242**, 130–141.

### 副論文

- 4) **岡本隆**, 浅野志穂, 松浦純生, Larsen, J. O. (1999) クイッククレイ堆積域における地すべりの動態観測, 地すべり, **36**(2), 39–47.
- 5) **岡本隆**, 黒川潮, 松浦純生, 浅野志穂, 松山康治 (2004) 山地の積雪深分布計測における航空レーザスキャナの適用性に関する検討, 水文・水資源学会誌, **17**(5), 529–535.
- 6) **岡本隆**, 松浦純生, 阿部和時 (2015) 積雪期における地すべり土塊の鉛直変位計測, 日本地すべり学会誌, **52**(1), 21–28.