

# 地すべり年代学と巨大地すべり調査

中里 裕 臣<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

日本では地すべりの発生箇所もしくは発生の危険性の高い区域は地すべり等防止法に基づき「地すべり防止区域」として指定され, 国及び都道府県により対策工事が実施されている。地すべり防止区域は保全対象により建設省, 農林水産省のうち構造改善局及び林野庁の3省庁によって所管区分されており, 平成8年度末現在で総区域数は6,764区域, 総面積約3,100km<sup>2</sup>に及んでいる(第1図)。

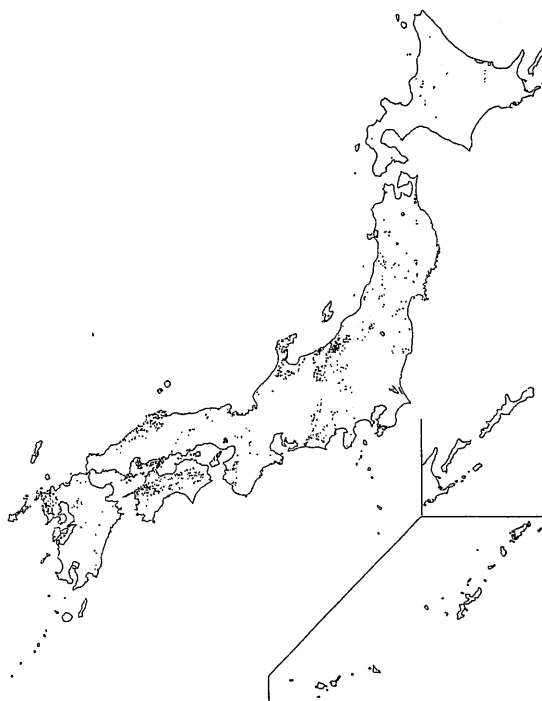
地すべり防止区域に含まれる一般的な地すべりブロックは, 1ブロックあたり面積100~1万m<sup>2</sup>, 移動土塊の厚さ1~10m, 移動土塊の体積1,000~10万m<sup>3</sup>のオーダーの規模を持つ。地すべりブロックは特徴的な地すべり地形を示し(第2図), 地すべり分布を調べる際の重要な手がかりとなる。

ここで第3図の地形図をみていただきたい。ここには典型的な地すべり地形が読みとれるが, 元の地形図の縮尺は2万5千分の1である。このような地すべりは面積100万m<sup>2</sup>, 深度100m, 移動地塊量1億m<sup>3</sup>におよぶ規模を持つと推定され, 巨大地すべりと呼ばれている(高浜・伊東, 1989)。高浜らは4万分の1空中写真判読から新潟・北陸地方の巨大地すべり地形の分布を明らかにしており(第4図), 同様の規模の地すべり地形は東北, 四国, 九州などでも報告され(地すべり学会東北支部, 1992など), 広い分布が知られるようになってきている。巨大地すべり地形は火山体周辺など地すべり地帯以外の場所にも分布し, 本特集で研究対象としている山形盆地周辺では, 西側の白鷹山北麓や東側の蔵王火山北西麓(第5図)に巨大崩壊もしくは地

すべり地形が知られている。

これらの巨大地すべりは漠然と有史以前に活動したもので, 現在活動する一般的な規模の地すべりとは無縁のものと考えられてきたきらいがある。しかし巨大地すべりのうちいくつかは過去50年間にその全体や主要な部分が活動したことが知られ(高浜, 1990), 巨大地すべりが単なる「地すべりの化石」ではないことを示している。

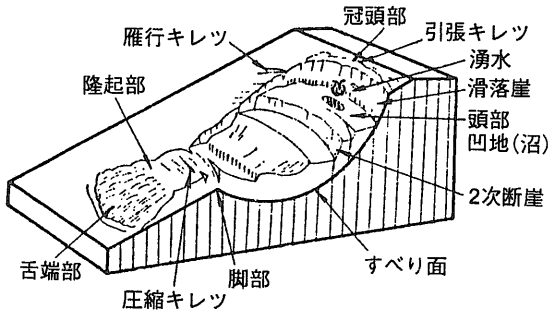
このような巨大地すべりはいつ頃, どのようにして発生したのだろうか。個々の巨大地すべりの



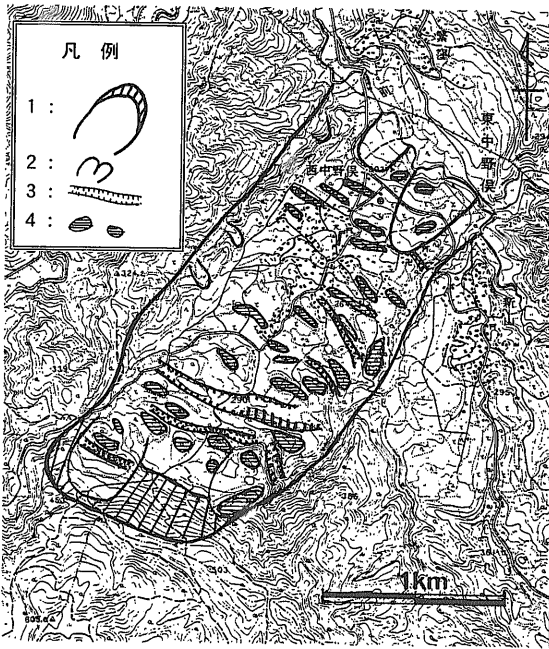
第1図 地すべり防止区域分布図(地すべり学会, 1989による)。

1) 農林水産省 農業工学研究所 造構部:  
〒305 つくば市観音台2-1-2

キーワード: 巨大地すべり, 地すべり年代学, テフラ, 深層ボーリング, すべり面



第2図 地すべり地形模式図(山田ほか, 1971による).

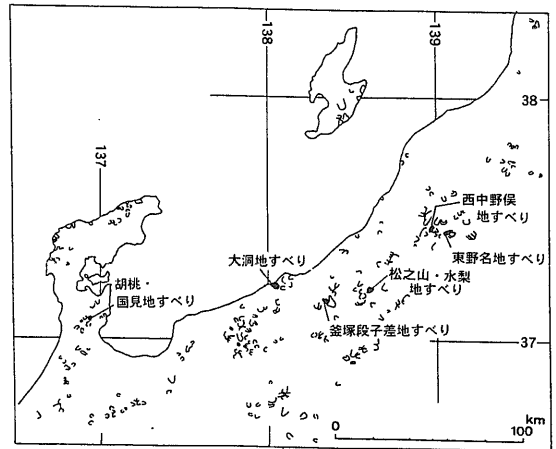


第3図 西中野俣巨大地すべり(国土地理院発行2万5千分の1地形図「半蔵金」を使用)。1:巨大地すべりブロック及び冠頭崖, 2:2次ブロック, 3:亀裂地形, 4:離れ山及び線状尾根。

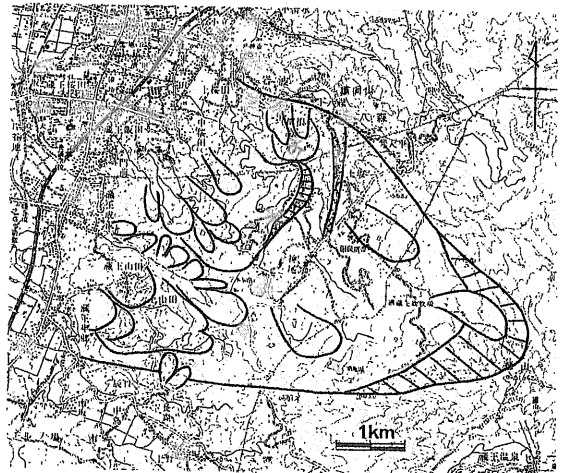
活動史を明らかにすることは、今後の再活動を予測する上で必要であり、特に発生時期の特定は発生原因、発生機構を検討する上で重要な情報となると考えられる。また、地域的に巨大地すべり多発期、活動期の特定ができれば地域の地形発達史に重要な知見をもたらすであろう。ここでは巨大地すべりの発生期を探る調査の例を紹介し、巨大地すべり調査について展望する。

## 2. 地すべり年代学

地すべり地では地すべりの活動により停滞水域



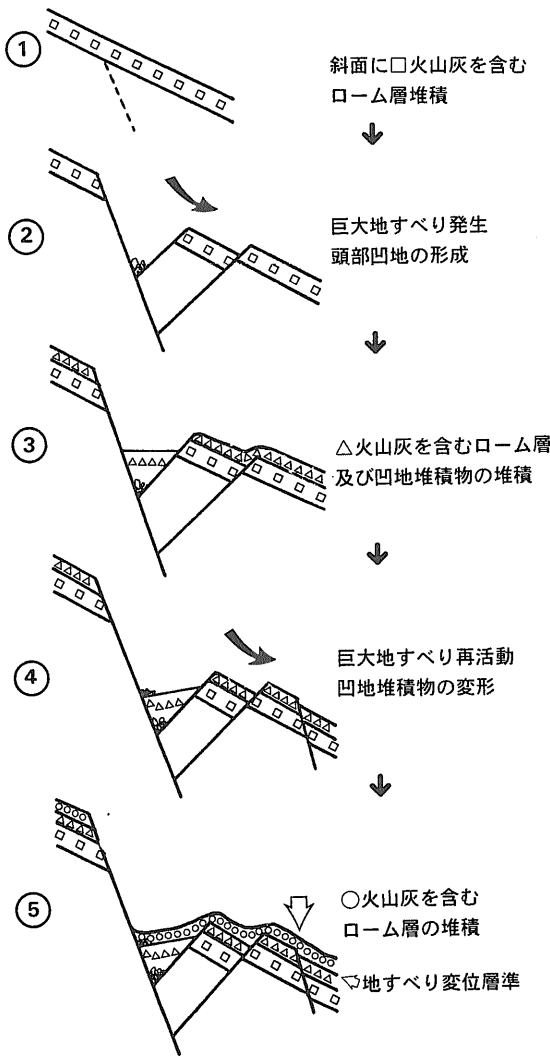
第4図 新潟・長野北部・富山・石川地域の巨大地すべり地形分布図(高浜, 1990による)。



第5図 瀧山北西麓巨大崩壊及び地すべり地形(国土地理院発行5万分の1地形図「山形」を使用)凡例は第3図に同じ。

が形成される。それは冠頭部の引張場に形成される凹地や斜面末端の河川の堰き止めにより形成される湖などである。このような停滞水域では<sup>14</sup>C年代測定可能な泥炭層やテフラが保存されやすく、それらの年代値や年代の既知な広域テフラとの対比や層序関係に基づいて、地すべりの発生時期や活動時期を推定することができる。また、火山に近くローム層が分布する地域ではローム層中に地すべりによる変位層準を認定することにより地すべりの活動時期を特定することが可能である。

第6図にテフラを用いた解析を図示しよう。⑤が現在のある地すべりの冠頭部の断面とすると、ここ

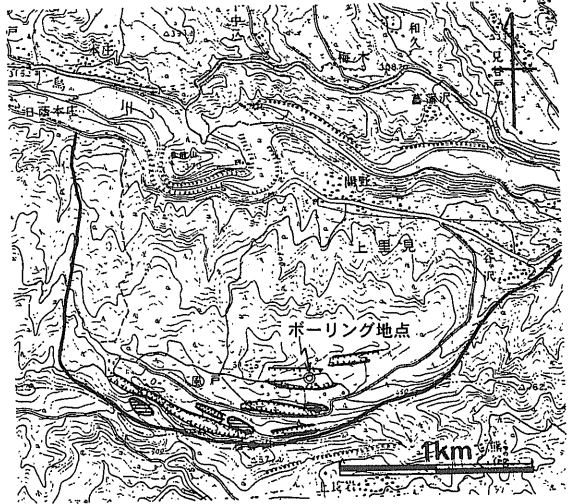


第6図 テフラによる地すべり履歴解析。

で観察される事項は以下の通りである。

- ア) ○火山灰は、地すべり移動地塊、不動地、凹地の全てを覆い堆積する。
- イ) △火山灰も移動地塊、不動地、凹地の全てに堆積するが、移動地塊中では地すべり活動の地割れによる初生堆積構造の変位が認められる(テフラの変位層準、第6図⑤の矢印部分)。
- カ) □火山灰は凹地の堆積物中には認められない。

これらの観察事項から、地すべりによる凹地の形成は□火山灰の堆積以降であり、△火山灰堆積より前に地すべりは発生し、より後にも活動をしていること、再活動期は○火山灰の堆積前であること



第7図 湯殿山巨大地すべりとボーリング地点(国土地理院発行2万5千分の1地形図「三ノ倉」を使用)。凡例は第3図に同じ。

が推定される。

この結果、この地すべりでは初生的な発生時期は□火山灰と△火山灰の間、再活動期は△火山灰と○火山灰の間と活動履歴が復元される。

このような手法に基づいて新潟県守門村の東野名地すべり(面積2.5km<sup>2</sup>、深度80m)では、オーガーボーリングにより冠頭部の地溝状凹地を埋積する堆積物の分析が行われた。その結果、得られた3.75mの堆積物の下部に広域テフラDKP(噴出年代4.5~4.7万年前、以下テフラ名、噴出年代は町田・新井、1992による)が検出され、この凹地を形成した地すべりの発生期が約5万年前以前にさかのぼることが明らかになった(中里・高浜、1991)。また、群馬県榛名町の湯殿山巨大地すべり(大塚ほか、1997; 第7図)の冠頭部凹地の一つで行ったオールコアボーリングでは約5.2mの堆積物が得られた。コアは現在解析中であるが概要を示すと、堆積物の基底には板鼻褐色軽石層(As-BP、1.7~2.1万年前)最下部の室田軽石層(MP、竹本・久保、1995)が見いだされ、この地域でMP直下に見いだされるAT火山灰(2.2~2.5万年前)が認められないことから、この凹地を形成した地すべりの活動時期はATとMPの間、約2.2万年前であることが推定される。

地すべり崩積土に含まれる木片などの<sup>14</sup>C年代を求め、地すべりの発生年代を求める研究は以前

から行われているが、最近ではテフラに着目した地すべりの年代区分やせき止め堆積物の年代から大規模地すべりの活動を論じる研究が増えている(早津ほか, 1991; 中村・楢垣, 1991; 鬼頭・岩松, 1996; 古谷ほか1994など)。日本では後期更新世の広域テフラが数多く知られ、約5万年といわれる $^{14}\text{C}$ 年代測定限界を超えて数千年のオーダーの分解能が得られる。また、中期更新世においても近年テフラの広域対比が進み、数万年の分解能が得られつつある。広域テフラや広域テフラとの層序関係が明らかなローカルなテフラが地すべりに関連した堆積物から得られれば、その年代や相対的な上下関係を利用することにより過去数十万前にさかのぼって地すべりの活動史を編むことが可能である。

地すべり活動による停滞水域の堆積物は凹地や低位段丘を構成しているため、露頭観察のチャンスはきわめて限られる。このため、調査はオーガーやボーリングによるサンプリングに頼ることになる。ボーリング地点の選定に当たっては、物理探査やサウンディングなどにより堆積物の基底面をあらかじめ把握した上で、最深度でサンプリングを行うなどの工夫が必要である。また、いうまでもないことであるが、周辺斜面の十分な現地踏査を行い、斜面を被覆するローム層の有無や移動地塊地質を確認し、ボーリングコアにおける堆積物の基底を誤認しないようにする必要がある。地すべり亀裂によるテフラの変位層準の調査では、活断層調査同様トレンチ調査が有効となろう。

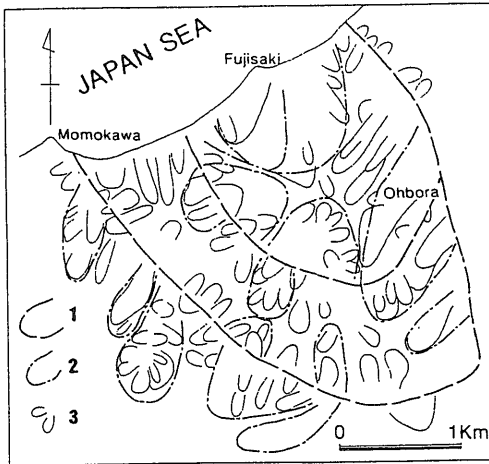
### 3. 巨大地すべり調査

巨大地すべりの再活動による災害を防ぐためにはまず相手をよく知ることが重要である。巨大地すべり地形の分布については、4万分の1といった小縮尺の空中写真や2万5千分の1などの地形図を判読することにより把握することができる。ここで問題となるのは巨大地すべり地形が「地すべり」によって形成されたものであるか否かの判定である。巨大地すべり地形の判読は主として周辺との起伏量の差によるため、緩斜面を形成する高位段丘、山麓扇状地などを見誤る可能性がある。また離れ山地形が浸食残丘や貫入岩体である場合もある。

巨大地すべりの判定に当たっては、これらの可能性をふまえて現地踏査を行い、確認を行う必要がある。地すべりの内部は一見健全な露頭がみられることがあるが、ブロック化により走向傾斜に乱れがあったり、亀裂や断層構造の頻度が周辺と異なることが多いため、地すべり地形を含む広い範囲の精査が必要である。

巨大地すべり地形が地すべり現象によることが判明したら、次に問題となるのはその活動度や安定度である。活動度評価の一環として、発生時期や概略の活動履歴は前項の手法によりつかめるほか、短期的には測量等により動きの有無や程度を比較的簡単につかむことができる。長期的あるいは間欠的な動きについては三角点の位置の変動などを調査する必要がある。

地すべりの安定度はすべり面上を滑り落ちようとする力とこれに抵抗する力の比である安全率で評価され、抵抗力が大きい場合安全率が1以上となり、滑りに対し安定とされる。安全率を求めるためにはある断面における地すべりブロックの形状、すべり面に作用する間隙水圧、すべり面のせん断強度が必要となる。したがって、巨大地すべりについて安定度を評価するためにはまず地すべり深度を把握し、地すべりブロックの形状を明らかにする必要がある。ところが、巨大地すべり調査においては深層ボーリング調査の例が少なく、多くの場合すべり面深度が不明なため、安定度の評価は困難なものとなっている。地すべりでは移動面積に比べてすべり面深度も大きくなると考えられており、巨大地すべりでは移動地塊は100m以上の層厚を持つと推定されている。しかし、ボーリングによりすべり面が確認された巨大地すべりは著者の知る範囲で新潟県虫亀地すべり(高浜・伊藤, 1989)、東野名地すべり(高浜・早川, 1994)などの数例しかない。そのうちの一つ、新潟県板倉町の釜塚段子差地すべりでは、深部まで風化や破碎がすすみコア観察や土質試験等からすべり面の特定が困難であることから、挿入型孔内傾斜計による観測が行われた。その結果、深度100mを越えるすべり面が特定され、その移動速度は年間2~4cmであることが明らかにされている(小林, 1996)。今後このような調査が多くの巨大地すべり地で行われることが望まれる。また、すべり面のせん断強度に関して、



第8図 新潟県大洞巨大地すべり地における地すべりブロックの階層性(高浜・伊東, 1989による).  
1:レベルIブロック(巨大地すべり), 2:レベルIIブロック, 3:レベルIIIブロック(通常地すべり).

100mを越える土かぶりの下では鉛直荷重が20kgf/cm<sup>2</sup>におよぶと推定される. このような条件下のせん断強度が, 一般に鉛直荷重範囲が5kgf/cm<sup>2</sup>以下の条件で行われる室内試験と同じであるかどうか検討されるべき課題とされている.

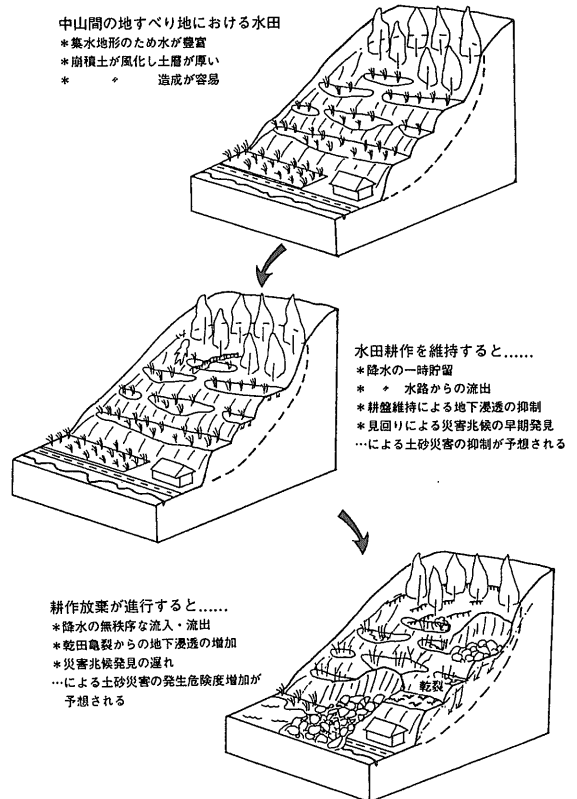
#### 4. 生活と巨大地すべり

前出の釜塚段子差地すべりでは, 巨大地すべりの末端部に活発な通常規模の地すべりが分布することから両者の活動の関連が指摘されている(小林, 1996). また, 巨大地すべり活動は内部の物質を破碎し崩壊予備物質を形成する. その後, 変位の大きい側端部, 末端部及びブロック化した境界部を中心に水系が形成され, より低次の規模の地すべりの発生を規制する階層性を有することが指摘されている(高浜・伊東, 1989; 第8図). このようなことから, 巨大地すべりは, 全体の活動による直接的な災害に加え, 通常地すべり防止に当たってもその存在や影響を考慮する必要があることがわかる.

一方, 巨大地すべりあるいは通常規模の地すべりによる山体の破碎は, 本来不透水性や難透水性を示す岩体の透水性や間隙率を高め, 山地における帯水層の形成に役立っている場合があると考え

られる. たとえば, 新潟県の地すべり地帯では不透水層である泥岩の分布地域でありながら, 地下水排除のための横ボーリング孔からとうとうと水が流れる様子がしばしば観察される. 新潟県東頸城郡松之山町の水梨地すべり地は1962年に隣接する松之山地すべりとともに約8.5km<sup>2</sup>が移動した巨大地すべりであるが, 地区内の有効降水量の70%に及ぶ地下水排除が行われた記録がある(新潟県, 1984). このような特性は巨大地すべりが山間地における地下水開発の対象となりうることを示唆している.

日本の地すべりは規模を問わず, そのほとんどが過去に発生した地すべりが移動を繰り返す再活動地すべりである. その結果, 山間地において緩傾斜地が生み出され, 土壌が厚くなり水が集まるようになり農地や集落が形成されたと考えられる. 不安定な斜面が安定になろうとして斜面物質が移動する際に, 災害として人間に被害を与える反面, 地すべりが農地や水などの資源を生み出してきた



第9図 中山間地における水田農業と土砂災害(構造改善局・北陸農政局, 1994による).

点は小出(1955)が「地すべりの両面性」と呼んだ地すべりの功罪の「功」の部分である(高浜, 1993)。従来, 地すべり地帯の人々はこの功の部分を楽しみながら「動く地面」とつきあひながら生活してきたといわれる。しかし, 地すべり地帯を含む中山間地では高齢化や過疎化が進み, きめ細かな地すべり地の維持が困難になってきている。その結果, 斜面の風化浸食が放置され, 災害の早期発見・対策の遅延による大規模な土砂災害の発生の危険性が指摘されている(第9図)。農水省による調査では, 地すべり地のある村をモデルに土地利用の変遷と災害発生履歴を比較し, 水田耕作放棄面積の増加や放棄後の時間経過により災害発生率が増加する結果が得られており, 営農維持による災害抑制機能の一端が明らかにされている(構造改善局・北陸農政局, 1994)。

巨大地すべり災害について, 1964年に発生した富山県水見市胡桃地すべりの例をみると, 隣接する国見地すべりとあわせて3.7km<sup>2</sup>の巨大地すべりのうち, 西側の約0.5km<sup>2</sup>が活動し, 胡桃集落87戸が壊滅したが, 亀裂発生などの前兆現象の把握により避難が行われ人命に被害はなかった。本年5月に秋田県鹿角市で発生した澄川地すべり(面積約0.35km<sup>2</sup>)でも飲用水の濁りなどの前兆を察知し適切な避難が行われたため, 人的被害が0であった。これらの例は地すべりの存在を自覚し, 活動の前兆を正しく知ることにより地すべり災害を軽減することができることを示している。

## 5. おわりに

活動する巨大地すべりを力で止めることは技術的にも経済的にも困難である。しかし, 地域の地すべりの実態—巨大地すべりの存在や通常規模の地すべりとの関係—が周知徹底され, 前兆現象や計測値の異常が認められた場合の警戒避難体制が確立していればその被害は最小限に食い止められる。これらの大前提となるのが地質調査による巨大地すべりの実態把握と発生機構及び活動履歴の

解明であり, 今後の進展が期待される。

謝辞: 地質調査所環境地質部 遠藤秀典室長には素稿を呼んでいただき多くのアドバイスをいただいた。また, 本稿の内容は新潟大学積雪地域災害研究センター 高浜信行助教授との議論によるところが大きい。記して感謝の意を表します。

## 文 献

- 古谷尊彦・伊東佳彦・味沢成吉(1994): 犀川丘陵塩本地すべり地で採取された炭質物のC14年代測定値について。第33回地すべり学会講演集, 101-102。
- 早津賢二・茅原一也・伊藤克巳・小菅 薫(1991): 新潟県トチ山地すべりの発達史。第30回地すべり学会講演集, 265-268。
- 地すべり学会(1989): 地すべり資料。地すべり, vol.25, 56。
- 地すべり学会東北支部(1992): 東北の地すべり・地すべり地形。地すべり学会東北支部, 142p。
- 鬼頭伸治・岩松 暉(1996): テフラを用いた南九州日向帯における地すべりの時代区分。日本地質学会第103年学術大会講演要旨, 350。
- 小林郁雄(1996): 地すべりの挙動観測事例と技術的課題, 農土誌, vol.64, 1201-1206。
- 小出 博(1955): 日本の地這り, 東洋経済新報社, 258p。
- 構造改善局・北陸農政局(1994): 地すべり地の農業がもつ土砂災害抑制機能の評価。15p。
- 町田 洋・新井房夫(1992): 火山灰アトラス。東京大学出版会, 276p。
- 中村三郎・楢垣大介(1991): 地すべり地形の生成と変化。地すべり学会シンポジウム論文集, 68-76。
- 中里裕臣・高浜信行(1991): 大規模地すべり活動期認定へのアプローチ。日本地質学会第98年学術大会講演要旨, 488。
- 新潟県農地部(1984): 新潟の地すべり, 251p。
- 大塚富男・高浜信行・中里裕臣・野村 哲(1997): 群馬県烏川中流域のテフラ層中にみられる液状化現象とその意義。第四紀研究, vol.36, 123-136。
- 高浜信行(1990): 新潟・北陸地方における現代の巨大地すべり(予報)。新潟大災害研年報, 12, 25-36。
- 高浜信行(1993): 地すべりと生活と地質学。地学教育と科学運動, 22, 79-89。
- 高浜信行・伊東佳彦(1989): 旧期初生的巨大地すべりと現在の地すべりの関連。新潟大災害研年報, 11, 25-36。
- 高浜信行・早川嘉一(1994): 東野名地すべりの現在の活動と初生的地すべり移動地塊。地すべり, 31, 16-23。
- 竹本弘幸・久保誠二(1995): 群馬の火山灰。みやま文庫, 180p。
- 山田剛二・渡 正亮・小橋澄治(1971): 地すべり・斜面崩壊の実態と対策。山海堂, 580p。

NAKAZATO Hiroomi (1997): Chronology of landslide and huge landslide survey.

< 受付: 1997年7月7日 >