

仙台市西方菖蒲沼付近の大規模地すべり

— 微地形分類による運動様式・形成過程の推定 —

木 全 令 子

1. はじめに

湿潤温帯地域における山地斜面形成の営力として、従来水流による浸食が重要であると考えられてきた。しかし最近の斜面研究では、山地浸食の大部分が崩壊・地すべり等のマスマーブメントに起因しているという評価が一般化している。それらの多くが、斜面に面的に働く崩壊や地すべりは、山地の発達史の中のいわばエピソード的現象ではあるが、定常的な河川の浸食や表層クリープなどに比べるとその浸食量が著しく大きいため、山地解体の主役として位置づけられるという考え方に立っている (H. machida 1966, 守屋 1972, 寺戸 1978, 清水 1984)。実際、1984年9月の長野県西部地震の際に、死者行方不明32名を出した地すべり性崩壊や御岳南斜面の大崩壊をはじめ、1792年の雲仙火山麓の眉山崩れ、流れ出した溶岩がいくつものせき止め湖を形成した1888年の磐梯山の崩壊など、山体やその周辺の地形を一変させる事変を考えると、これらの営力が地形に及ぼす影響の大きさが理解される。

しかし現実の山地斜面には、有史以前のある一時期には活動したが、現在は活動を停止している、むしろ開析されているような古期崩壊・地すべり地形が数多く分布している。このような現象は、少なくとも日本に限って言えば決して特殊なものではないというのも事実である。また現在防災の対象となっているような地すべりは、かつてある時期に大規模な地すべりを起こした地域の一部分が、二次的に再活動しているものがほとんどである。前述した御岳でも、今回の崩壊地の西側にかつての崩壊跡と思われる地形が認められている (金子 1984)。従って過去のある時期に山体を一変させるような大規模な活動をしたとしても、現実の崩壊・地すべり地形はその一瞬にしてできたものではなく、長い年月をかけ、あるいは間歇的に形成

されたもので、現在でも二次的な活動により徐々に変化していると考えられる。その場合、崩壊・地すべりを山地の発達史の中のエピソード的あるいは現在のみの現象としてとらえるより、柴崎 (1966) が指摘したように地質学的事象として認識する方が本質的であるといえる。しかし現実の崩壊・地すべり地形には、様々な stage の現象が混在していることが認められるから、それらを一括して研究することは無理がある。従って当面は、個々の崩壊・地すべりがもつ地形変化過程と発生条件との関連性、主要な活動の時期とその要因などを明らかにする事例研究の蓄積が必要である。

筆者は以上の様な考え方にに基づき、奥羽山脈中部の山地および周辺の第三紀層丘陵に発生する大規模地すべりの調査を進めてきた。今回は仙台市西方の第三紀層丘陵に認められる地すべりの形態的特徴、構造、形成過程等について報告する。

研究の方法は以下の通りである。まず大縮尺の空中写真を用いて (1:7,000)、地すべり地内部の微地形分類図を作成した。この微地形分類の目的は、微地形を、地すべり地の形成過程や地すべり活動の結果再編成された構成物質の形態的反映として認識する点にある。分類の基準となる微地形の名称及び概念は、木全・宮城 (投稿中) によった (表1)。特に地すべり地の形成過程復元の有効な指標となる、移動物質によって形成される「地形的高まり」に関しては、それが引張応力によって形成された block であるか、あるいは圧縮の場に行ける構造の著しく破砕された pressure-ridge であるか、地すべり地の二次的な消耗の場に形成される debris-flow 堆積物であるかを、表1に示すようなそれぞれの微地形に対応する形態的特徴や配列のパターンを念頭に置き、厳密に分類した。次にその分類図を基に現地調査を行い、各微地形の形態的特徴を補足し、内部構造を確認した。また周辺の地形地質の観察を行い、それらと現実

表1 地すべり地を構成する微地形の形態・成因・構造（木全・宮城投稿中）

単位地形	形態的特徴	成因		構造
		運動様式	応力	
引張クラック	移動方向に直交する方向に伸びる		引張	
圧縮クラック	移動方向に平行, 放射状, まれに直交する		圧縮	
滑落崖	concaveな断面形	slump		
分離崖	断面形直線状, 平面形も直線状であることが多い	glide	引張	
溝状凹地	底面が広い 移動方向に直交する方向に伸びる 分離崖で囲まれる	glide	引張	二次堆積物により埋積されていることが多い
block	移動前の斜面の一部を保持している concaveな断面形 周囲の斜面との間に明瞭な傾斜変換線を伴う	slump or glide	引張	不動域の構造を保持し, 破碎されていない
pressure-ridge	convexな断面形 平面形は移動方向に直交する長円形を示す 周囲の斜面との間に明瞭な傾斜変換線を伴わない		圧縮	本来の構造が変形, 変質, 破碎され, 小規模な褶曲・スラスト・正断層が発達する
debris-flow-ridge	移動方向に平行な細長い尾根状の地形		引張	
debris-flow-cone	前面が急, 背面が緩やかな火山泥流の流れ山状地形	flow	圧縮	分級の悪い破砕物や風化物

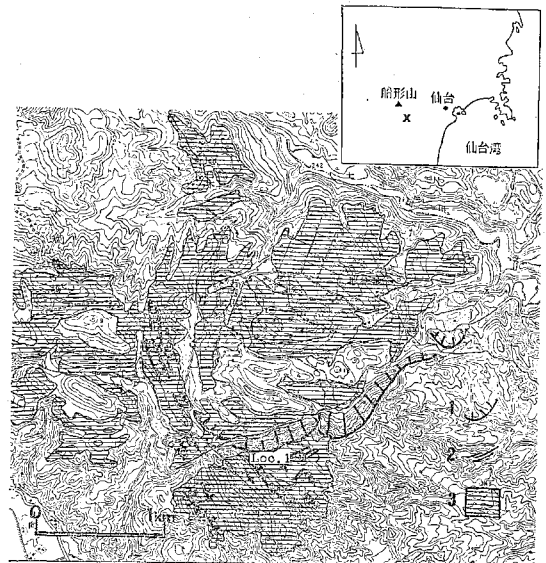
の微地形の状況から, 本地すべりの運動様式, すべり面の位置などを推定し, 形成過程の復元を試みた。

なお運動様式の名称及びその概念はVarnes(1958)に従う。

2. 周辺の地形地質

仙台市西方七北田川上流付近は, 奥羽山脈船形山・泉ヶ岳の南東麓に位置する。周辺は中新統馬場燄灰岩(白沢層)を基盤とする, 高度300~500mの第三紀層丘陵地である。このうち七北田川右岸の北谷地, 菖蒲沼, 大倉牧場など高度350~500m付近には, 周囲の大起伏の丘陵面とは異なる小起伏面が認められ, それらは七北田川に向かって緩やかに傾斜している。これらの面は西村・宮城(1976)によると, 菖蒲沼面と呼ばれる段丘面で, 図1のような広がりを示す。この菖蒲沼面を構成する礫層を図1, Loc. 1で観察した。段丘礫層は50cm大の安山岩の円礫とマトリックスの粗砂で構成され, 全体として風化し, 一部クサリ礫化している。Loc. 1では40mの層厚を示す。以上の様な面の高度, 礫層の層相などから, 本層は西村・宮

図1 調査地域



(1 : 25,000 定義)

1. 崖 2. クラック 3. 菖蒲沼面 (西村・宮城1976)
城により, 広瀬川・名取川流域の本砂金面¹⁾に対比されている。

さて高度500m付近には, この面を切って円弧状の崖が発達している。この崖の背後の菖蒲沼面上には, 崖に平行に数列の小規模なクラックが認

図2 菖蒲沼地すりべ地微地形分類図

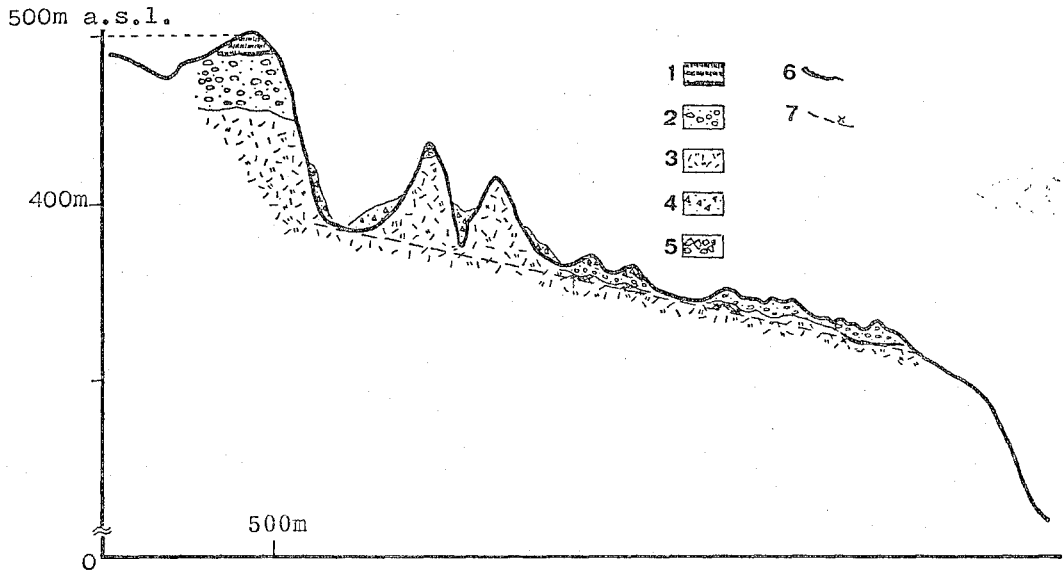


1. 明瞭な崖(分離崖) 2. 比高が小さく不明瞭な崖 3. クラック(引張) 4. block 5. 溝状凹地 6. Pressure-ridge

められる。また崖に接するように、北西から南東方向には、巾150mの顕著な凹地列やクラック、あるいは比高20mの小規模な崖が連続している。一方崖の前面、高度350m付近の菖蒲沼面上には

ゆるやかに波打つ小起伏地形が認められ、これらの地形的特徴からそこが地すべり地であることが想定される。地すべり地の水平面積はおよそ4 km²である。

図3 図2, X-Yに沿う地形地質断面



1. 火山灰 2. 円礫層 3. 浮石質凝灰岩 4. 岩屑 (debris) 5. 角礫 6. 砂質〜シルト質凝灰岩
7. 推定すべり面とすべり面露頭の位置

3

菖蒲沼地すべり地の記載

図2は1:7,000の空中写真に基づいて作成した本地すべりの微地形分類図である。また図3は、図2, x-yに沿う地形地質断面図である。

菖蒲沼面を切る崖は、長さ約2km、高度50~100m、傾斜約40°で北東~南西方向から北西~東南方向にやや湾曲し、断面形は直線状もしくは凸型で、開析はほとんど進んでいない。この崖は、下位から中新統白沢層のmassiveで半固結の浮石質凝灰岩が60mの厚さで露出し、その上部を平行不整合で前述の層厚40mの段丘礫層がおおい、さらに上部には火山灰層が7~8mの厚さで載っている。

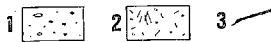
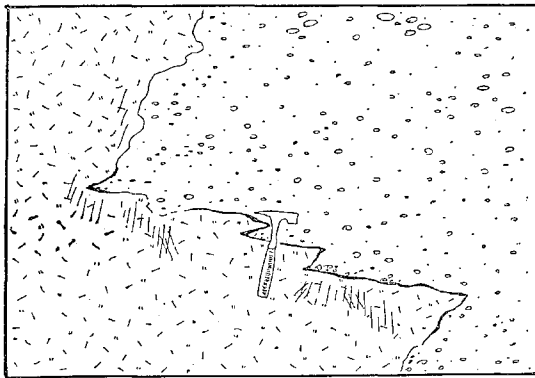
崖の前面には、最大巾300m、長さ1kmの底面の広い凹地 (Loc. 1) を隔てて、短軸400m、長軸1.2km、比高50mで崖面に平行する方向に長い大規模な高まり (Loc. 2) が認められる。この高まりは一部小屋によって分割されているものの、全体として周囲の緩斜面とは明瞭な傾斜変換線によって境されている。斜面形は直線状~凹型である。これは前述の浮石質凝灰岩で構成されており、一部にオープンクラックが入るものの、破碎や転位

を被らず、その構造はほとんど乱されていない。従ってこれらの高まりはblockであると考えられる。blockは逆向きを含む種々の方向に分化している。

大規模なblockの前面の東半部には、比高20m前後の高まりが不規則に分布する (Loc. 3など)。斜面形は凸型で、やはり浮石質凝灰岩で構成されており、ほとんど破碎されておらず、転位もしていない。従ってこれらの高まりもblockであると考えられる。この小規模なblock間には、閉塞凹地 (Loc. 4, 5など) が形成されている。

一方大規模なblockの前面西半分には、比高10m前後、巾20m、長さ100~200mで、blockに平行した長軸をもつなまこ状の高まりが、次第に規模を減じながら連続している。個々の高まりは傾斜変換線をもたず、全体に波状地という方が現実的である。これらは図3に示すように、50cm大の風化した安山岩の円礫と火山灰質ロームのマトリックス、基盤岩起源の凝灰岩塊などで構成されている。一部には円礫層が集中する。またLoc. 6では、脆弱化した凝灰岩塊に、破碎された風化円礫層が、微細な断層を伴ってとり込まれているのが観察された (図4)。このことから標高350m付近に

図4 図2, LOC. 6の露頭スケッチ



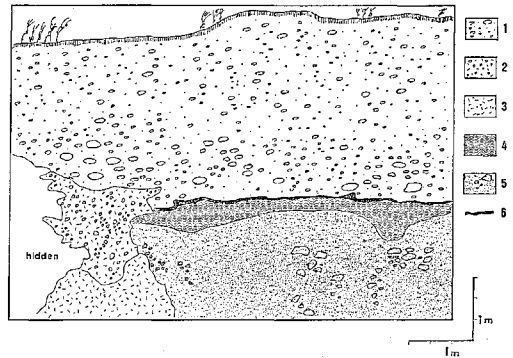
- 1. 風化円礫層
- 2. 破碎された浮石質凝灰岩
- 3. 粘土化した部分

発達する波状地は、圧縮の場に形成される pressure-ridgeの連続であると考えられる。

さて菖蒲沼地すべりは以上の様な微地形により構成されているが、本地すべりの活動にかかわるすべり面と思われる層準の一部を図2, LOC. 7で観察した。図5はその露頭のスケッチである。ここでは層厚10m弱の円礫層があり、その下部に中新統馬場凝灰岩と思われる浮石質凝灰岩や凝灰角礫岩が認められる。両層の境界部には、白色のmassiveな細砂質～シルト質凝灰岩が2～3mの厚さで挟在する。特にその上部の数10cmは、非常にやわらかい淡灰白色の粘土層で、著しくもまれて葉理が入り、一部上位の円礫層にとり込まれている。円礫層との境界には鏡面が広がり、上部から地下水が湧出している。

ところでこの露頭で認められた10m弱の円礫層は、基盤の凝灰岩や角礫などを含まず、ほとんど破碎されていない。しかもこの露頭の標高350m付近は図1に示すような菖蒲沼面の末端にあたる。従ってこの円礫層は段丘堆積物と考えられる。この円礫層は330～360mのレベルに広がる pressure-ridgeの構成物質にもなっているが、この pressure-ridgeの 高さから考えて、段丘礫層の厚さは20mを越えることはない。その場合この高度350m付近の段丘礫層は、図1, LOC. 1で観察した高度500m付近の菖蒲沼面の段丘礫層の層厚と比

図5 図2, LOC. 7の露頭スケッチ



- 1. 円礫層
- 2. 凝灰角礫岩
- 3. 浮石質凝灰岩
- 4. 砂質～シルト質凝灰岩
- 5. 岩屑 (debris)
- 6. 著しくもまれた粘土層

べると著しく薄く、両者が同じ段丘面を構成する堆積物であるとは思われない。従って図1の様に、西村・宮城(1976)では、350～500m付近の小起伏面を一括して菖蒲沼面と呼んでいたが、菖蒲沼面は少なくとも二段以上に分けられるべきであろう。

4. 菖蒲沼地すべり地の形成過程

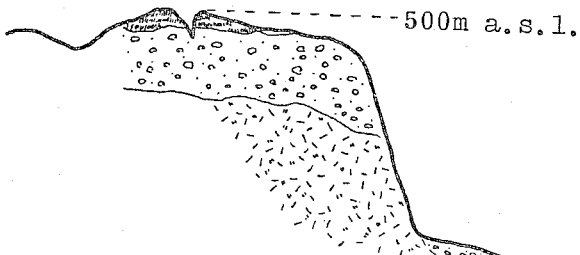
前章で述べた空中写真や現地調査による観察から、本地すべりの運動様式、すべり面を推定し、形成過程の復元を試みる。

まず地すべり地の頭部において、菖蒲沼面を切る崖の斜面形が直線状～凸型であり、崖の前面の大規模な block がほとんど破碎されず転位もしていないこと、および崖と block の間に底面の広い凹地が認められることから、この大規模な block は、直線状のすべり面に沿って崖の位置から現在の位置まで移動してきたと推定される。その場合、菖蒲沼面を切る崖は分離崖となる。また崖と block の間の凹地底はいわばすべり面そのものであると考えられ、崖の下底と凹地底、block の下底を結び、図3に示すような傾斜約3°の直線となる。

一方地すべり地の末端部では、図2, Loc. 7で観察したように円礫層と下位の基盤との境界部付近にすべり面と思われる層準がある。図3の断面図にそのすべり面のレベルをおとすと、それは前

図6 菖蒲沼地すべりの形成過程

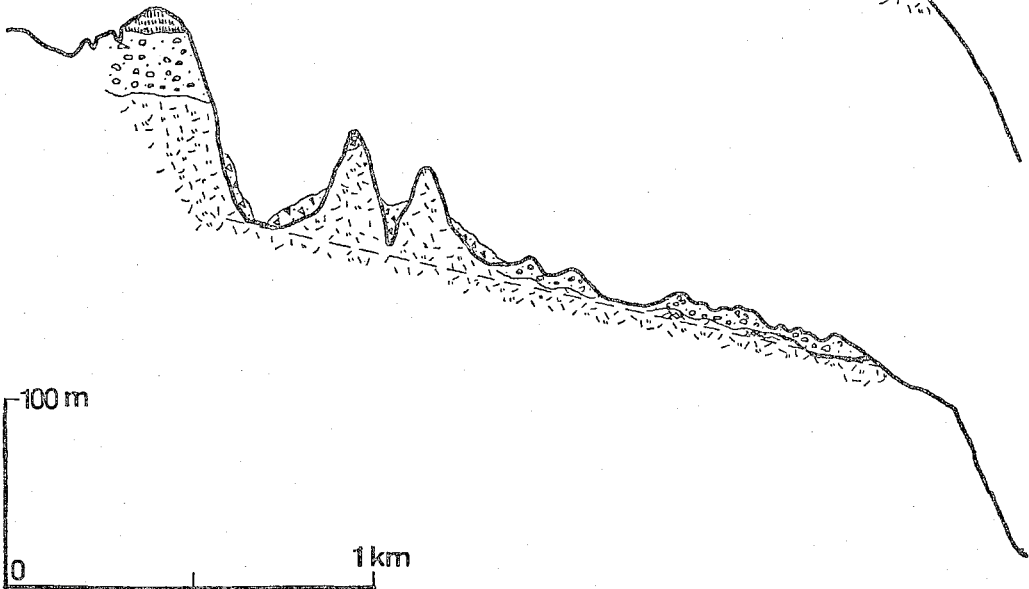
I. 地すべり直前の地形



II. 移動途中の地形



III. 現在の地形



凡例は図3に同じ

述の地すべり地頭部の崖と block から推定したすべり面の延長線上にはば一致し、地すべり地全体として、北東落ち傾斜約3°の直線状のすべり面が想定される。従って本地すべりの運動様式は glide 型であり、また地表面の傾斜が北東落ちですべり面の走向傾斜とほぼ一致するため、流れ盤層すべりであると推定される。さらにすべり面は基盤の凝灰岩中の風化軟弱化しやすい層準(砂質～シルト質凝灰岩)であると考えられる。

以上から本地すべりの形成過程を、図6に示すように3段階にわけて説明する。

I), 地すべり直前の地形

本地域には、標高500m付近に層厚40mの段丘礫層をもつ段丘面と、標高350m付近に層厚約10～20mの段丘礫層で構成される段丘面が階段状に発達していた。500m付近の段丘面にはクラック(引張)が認められた。

II), 移動途中の地形

高位の段丘面のクラックが拡大し、基盤の凝灰岩と段丘堆積物の境界の風化しやすい層準をすべり面として地すべりが発生した。その結果段丘面の一部が直線状に移動し block を形成した。移動物質はほとんど破碎されず大局的には不動域の構造を保持していたが、上部の段丘礫層などは移動の過程で二次的に崩れ、前面の下位の段丘面上に広がった。

III), 現在の地形

その後さらに block は移動し、その過程でいくつかに分化した。最終的な移動量は崖と大規模な block の間の凹地底の巾から、約300mと推定される。一方 block の前面では、block の移動の過程で、下位の段丘面を構成する10m前後の薄い礫層が圧縮され、基盤の凝灰岩や block の二次的な崩れによって供給された debris をとり込み、変形・破碎を受けながら、移動方向に直交する長軸をもつ波状の高まり、すなわち pressure-ridge を形成したと考える。

現在地すべり地の内部にも民家があり、水田や畑などが作られていることから、主要な活動期はかなり以前に終了したと考えられるが、地すべり地末端では二次的な地すべりが発生しており、苜

蒲沼地すべり地は徐々に消耗しているとも考えられる。また崖の背後にはクラックや小崖が認められるため、今後このクラックが拡大し block-glide により再活動する可能性もある。その場合、今までの形成過程からみて、前面の pressure-ridge はさらに圧縮され変形していくものと考えられる。

本論では苜蒲沼地すべりの形成過程を述べたのみで、主要な活動の時期や形成期間、発生要因などについての議論は行なえなかった。今後さらにデータを加え、それらについても検討したいと考える。

小論の作成にあたり、終始御指導を頂いた東北学院大学文学部の宮城豊彦先生に感謝致します。

注

- 1) この面の形成時期は、中川他(1960)により、九戸面と青葉山面の間とされた。またこの面は関東地方の多摩面にも対比されている。

参考文献

- 金子史朗(1984): 長野県西部地震災害 『地理』 Vol. 29, No. 11p. p. 1~18
- 木全令子・宮城豊彦(投稿中): 地すべり地を構成する基本単位地形
- H. Machida(1966): Rapid Erosional Development of Mountain Slopes and Valleys Caused by Large Landslides in Japan, Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan University 1, p. p. 55~78
- 守屋以智雄(1972): 崩壊地形を最小単位とした山地斜面の地形分類と地形発達 地理予. 2, p. p. 168~169
- 中川久夫・小川貞子・鈴木養身(1960): 仙台付近の第四系および地形(1) 『第四紀研究』 Vol. 1, No. 6, p. p. 219~227
- 西村嘉助・宮城豊彦(1976): 県立自然公園船形連峰の地形及び地質 県立自然公園船形連峰学術調査報告 p. p. 2~24
- 柴崎達雄(1966): 第四紀地質学の生産にはたす役割 『地球科学』 第85・86号 p. p. 19~23
- 清水文健(1984): 東北地方の大規模地すべり地形 地

仙台市西方菖蒲沼付近の大規模地すべり

すべり斜面の生成とその不安定度に関する諸問題シンポジウム論文集 p. p. 19~24
寺戸恒夫(1978) : 奥羽山脈中部の大規模mass movement 『東北地理』 Vol. 30, No. 4, p. p. 189~198

Varnes, D.J. (1958) : Landslides Types and Processes. Landslides and Engineering Practice, H. R. B., Spec. Rep. No. 29, p. p. 20~47

(29回生)

Large Landslide near Shobunuma in Western Area of Sendai-city
The Supposition of Movement Style and Formation Process
by Micro-landform Classification

Reiko KIMATA