■山腹のゆるみと地すべりの初生について

Original birth of active landslide and “Sagging” by gravitational deformation on mountain slope

(株)アイエスター／渡 正亮

Institute of Slope Technology／Masasuke WATARI

キーワード：すべり面、重力変形、山腹のゆるみ、初生地すべり、岩石崩壊

Key words：surface of rupture, gravitational deformation, juvenile landslide, mountain inside fulging, large scale rock fall

1. はじめに

ある大規模岩盤掘削によって発生した岩盤地すべり斜面において、その背後のすべり面の認められない斜面に明瞭なゆるみ変形運動があることが見出された。しかもこのように両者が同一の山腹斜面内に共存している事例は他にも幾つか発生していることがわかり、この二つの現象は時系列的に連続していることが推定された。

このような重力変形による山腹のゆるみ運動はSagging (Sackung) とか多層地すべりと呼ばれ、海外ではいろいろと研究され、わが国でも最近野崎、田川⁽⁴⁾にバルジング現象として、除荷後の地盤のリバウンド現象として紹介されている。

筆者はこの二つの運動が同一斜面内に共存連続していることから、このゆるみ運動の促進がその斜面内にすべり面を生成して、初生地すべり運動に変化してゆく過程について類推してみた。

2. 地すべりとすべり面

地すべり斜面には必ず「すべり面」が分布し、これに沿って斜面が一面せん断に近いマスムーブメントをしつつ「地すべり地形」を形成し、この運動と共に地形変化を続けていることはよく知られている。

そして最近、地すべり抑止工の1つであるシャフト工(深礎工)が用いられるようになって、地すべり地内で多数の深井戸がすべり面を貫いて施工されることになって、すべり面を観察する機会が増えて、その実態が明らかになっている。写真-1はその実例である。

これによると、すべり面は地すべり土塊の底部に分布して、すべり運動によって破碎された弱層の中に形成された数cm～十数cmの粘土層であって、これが地すべり地のほとんど全域にわたって必ず分布していること、即ち換言すれば、薄く広い布状のすべり面粘土層が、地すべり地の地下にくまなく分布し、地すべり土塊がその上に載って運動していると考えてよい状況にあることが明らかになってきた(図-1)。

そこで改めてここに、すべり面の実態とその作用についてとりまとめる。

① すべり面は地すべり土塊の底部に分布する弱層(土

すべりによって
破碎された地層

写真-1 深礎施工中に認められたすべり面

塊と基盤の境界の破碎層)の中に分布する薄い粘土層で地層としての連続性が非常に良く、地すべり斜面の地下には必ずと云ってよい程分布していて、地すべりの最も顕著な特徴を示すものと云える。

- ② すべり面の分布状況には波状の形態がみられるが、総じて平盤状で、その平均傾斜角は7～30°で、多くはその斜面の平均勾配に平行である⁽¹⁰⁾。この事からすべり面の生成と分布が地質よりはむしろ地形の形成により深く関係していると考えられる。そしてこの事実は、すべり面生成機構を考える上での一つの要件となり得るものである。
- ③ すべり面が粘稠性の高い粘土で形成されているために地すべりの運動が断続的な変形性の高い運動となっていて、これが「地すべり地形」形成の要因となつて

(1) 地すべり地層模式図

(2) 地すべり運動の模式縦断速度分布図

図一 すべり面の実態

図一 2 ゆるみによる潜在すべり面 (弱層) の形成

いる。この運動にともなって、キレツ、傾動等の斜面変形が生じ、斜面滑落の予知予測を可能にしている。そしてこれがこのような「すべり面」を持たない崖崩れや岩石崩落のような、予兆になる変形に乏しい脆性破壊的な滑落現象との異なる点である。

- ④ すべり面は地質構造的にみて、基盤の流れ盤に沿ったものが多く認められるが、必ずしもその運動方向が基盤の傾斜方向と一致しないものや受け盤で地層を切る場合、基盤の片理や流理、あるいは地層の褶曲や破碎帯等に沿うもの等、必ずしも地層構造のみに支配されるとは限らない。したがってこのすべり面粘土の生成は単なる風化や地質構造的破碎によるよりはむしろ斜面の運動にともなった地盤内の擦化破碎作用によるものと考えられている¹⁾。
- ⑤ 地すべり面は広い範囲にわたる難透水層であるから、地すべり斜面からの滲透水の大部分は勿論、その周辺斜面からの滲透水をも集水して「地下水包蔵体」を地すべり斜面内に形成する。そしてその量の多寡(地下水位の変化)が地すべり運動の消長に密接に関連していることが明白であり、地すべり防止のための地下水排除工の多くは、この包蔵体からの排水に重点が置かれている。

地すべり地が一般に地下水が豊富で、時には池、沼等が分布することがあるのも、すべり面に支えられたこの地下水包蔵体の存在によるところが大きいと考えられている。

- ⑥ 現在のすべり面の上方延長面や、すべり面より下位の基盤内には図-2のごとくこのすべり面にはほぼ平行な弱面が数条見出されることがある。これらの弱面は若干の破碎を蒙っているが、未だすべり面粘土層が十分には発達していない面である。そして現在の地すべり運動が活発化したり、滑落するとこれらの弱面の中の1つが活性化することがあり、場合によっては図-2にみるごとく、階段状すべりに発展することが多い。

したがってこれらの弱面は潜在すべり面と考えられるものであって、その多くは現すべり面にはほぼ平行であることが多い。

このような潜在すべり面の存在は1969年Ter-Stepanian⁴⁾によってロシアのコーカサスの地すべりにおいても紹介されている。

このように地すべり斜面の周辺には、複数の弱面の分布が知られていて、地すべり地の拡大や再生の原因となっている。この広い分布をなす斜面内の弱面は更に広い範囲での山腹の「ゆるみ」の進行の結果生成されたものではないかと疑うことができる。

3. 山腹の重力変形と地すべりの初生

1999年中村三郎⁶⁾によって多くの地すべり地内の埋れ木のC₁₄測定結果が報告されたが、その結果によると、これらの地すべりの多くは5千～1万年前に、また中には4万年前から既に存在し運動を断続的に続けてきたものと認められた。

したがってこれらの地すべりは最終氷期から後氷期にかけての氷河の後退と激しい気象変化に伴う浸食堆積の繰返しによる地形の著しい変化の時代に初生したものと考えられる。

このような、この期の現象が山地斜面の安定に与えた影響として考えられるものは山岳氷河の後退によって山腹が支持を失ってバランスを失う問題と、激しい浸食によって谷が急速に下刻して山腹の安定を乱すことが推定できる。そしてこのような状況の中で地すべりが初生したであろうことが考えられる。

このような最終氷期から後氷期にかけての山体の地形変遷について、これが岩盤のゆるみによるクリープ現象に関与しているという説が1969年Zischinsky⁸⁾によってとり上げられ、1978年Radbruch-Hall⁹⁾によって地すべりの発生論にまで発展された山体の「重力変形 (Gravitational Creep)」に関する研究がある。これは世界各国の山岳地帯でよく見かける山腹の峡谷側へのゆるみと膨れ出しと尾根部や頭部の沈下変形、分離現象の研究から始められた。

山腹の中の或るものは氷河の後退、急速な谷の下刻浸食、地震、地殻構造運動に伴った隆起、沈降運動等を原因としてその山腹が不安定化して峡谷側に向かってゆるんで、ゆるやかにクリープしていることがわかった。その結果として長年月の間の沈下運動によって尾根部から山腹に沿って横に長く連続性のよい落差や溝形地形が発達し、二重山稜、多重山稜、分離丘等を生じ、山腹は“ゆるみ”とふくれ出しにより、頭部に緩斜面や台地が形成され、これが崩壊や地すべり発生の原因となっている。

この現象は大陸の高山地帯（中央アジア、南北アメリカ、ヨーロッパ等）では、特に氷河後退による峡谷での山腹の支持力の欠除による不安定化がその主な原因とされている（図-5）。

わが国では氷河よりはむしろ造山運動に伴って非常に活発化した峡谷の下刻浸食作用が誘因でこの現象が発達し、目立ったものとしては赤石山系等の中部山岳地帯に見られる二重山稜の形成や、中央構造線等に沿った山腹緩斜面の発達に最もその特徴が認められる。

これらの現象について1996年八木¹²⁾は奥羽山地や中部山地で認められる「小崖地形」として多くの実例を示し、古谷¹³⁾はこれらの重力変形（サギング）の一部が初生地すべり発生の初期症状と考えた。

このような重力変形運動の中で、渓谷の下刻作用によって不安定化した山腹の頭部の沈降（小崖面の形成）と、その側方へふくれ出した緩斜面（山腹緩斜面）では最も不安定化の著しい末端部から地すべりが発生して、次第に上方斜面に及ぶのが一般的であろう。このような現象が四国、紀伊半島、中部地方で顕著であるが、総括的にみれば、地すべり地の後背に重力変形によると思われる緩斜面が分布している例は全国的に見ることが出来る。

写真-2はヒマラヤ山地において峡谷沿いの地すべり地の後背に生じた緩斜面であり、写真-3はノルウェーのフィヨルドで氷河後退によって生じた小規模な重力変形（ゆるみ）が地すべりに変化しつつある状況を示している。

このような過程で形成された山腹の中では、地表の変位の著しい斜面が認められることが多いが、地盤内部ではせん断破壊の面（すべり面）が認められていない。そしてその運動形態については次のように説明されている。

この変位量は斜面の地表部で最も大きく、山腹深部に

写真-2 ヒマラヤ山地の重力変形による緩斜面

写真-3 ノルウェーの氷食湖沿岸の重力変形した斜面
（山腹頭部の沈降と側面のふくれ出しがみられる）

図-3 重力性クリープの変位の分布特性

至るにしたがって連続的に漸減する岩盤のゆるみによるクリープ現象であって、大陸では変位速度が地表で年間数cm、深さは250～300mに達するとも報告されており、このゆるみ現象を“Sackung”と呼んでいる（図-3）。

しかし、このSackungに見られるスムーズなクリープ変形様式はほぼ一様に均質と判断できる岩体から構成されている場合であって、わが国のように複雑で不均質な地質構造をもった岩体では、その中の弱層部や塑性の大きな泥質の部分に歪みが集中するために、図-4に見るごとく階段状の異常なクリープとなり、歪みの進行とともに、これらの歪みが集中する弱層に粘土化が進んで弱面が発達するものと考えられる。

これらの弱面の変位の方向は当然、斜面方向にほぼ沿った形でせり出すように動くので、斜面にほぼ平行し

図-4 重力変形からすべり面生成への過程（地下歪の分布）

た弱面が形成されるはずである。

更に変形が進むと、それらの中で最も変形と劣化の著しい面に歪みが集中してせん断変位となり、最終段階では多面せん断から一面せん断に、すなわちすべての歪みが一つの弱面に集中する。これが「すべり」即ち“Gleitung”と呼ばれる現象であって（図-6）、このせん断面には運動にともなう破砕、風化や擦化現象を生じて、その続成作用として粘土層を生成する。このような過程がすべり面の形成原理ではないかと考察される。またこの重力変形（Sackung）の進行中に急速な浸食下刻や地震等によって弱面の一つに突如破壊が生ずる場合が岩石崩落や大規模山崩れと呼ばれるものと考えられる。そしてこの過程で形成されたそれ以外の多くの弱層はすべり面下の複数の潜在すべり面として斜面内に残留し、次期の地すべり面生成の予備軍となっているものであろう（図-4）。

このGleitungが斜面全体にゆきわたれば、これが図-5のごとく初生の「地すべり」であって、運動は断続的あるいは継続的に滑落まで続き、滑落後には斜面内の前述の他の潜在すべり面（弱面）が活性化して新たなすべり面を形成してゆく。

運動中の岩体の変遷については、岩体の破砕と風化による続成作用の急進により、土塊材料が次第に変容して岩盤→風化岩→崩積土⁷⁾と変化する。

この最終的に“Gleitung”が斜面全体にゆきわたる過程すなわち、重力変形の過程の途中では斜面内には“Sackung”の領域と“Gleitung”の領域が混在共存している。

1964年のMüllerの報告⁷⁾によるイタリアのVajontダム左岸のToc山の岩盤すべりの初期の岩運動を図-7に示す。図の中において二つのRはその速度分布で示すものであって、頭部はGleitung領域、末端部はSackung領域であり、この変形が進むにしたがってGleitung領域が拡大して、最終的には世界有数の規模を持つ巨大すべりに発展したと考えられている。

図-5 山体の重力変形から地すべりへの変遷

この両領域の共存については必ずしも頭部から先にGleitungが始まるのではなく、わが国のある大規模掘削に伴う重力変形では、末端部に先にGleitungが生じ、頭部では地表に陥没帯が発生したにもかかわらず、すべり面が不明瞭なクリープ状態であった実例もある。また、同様な現象は受け盤の山体の場合も同様であって、この場合のSackungは地層の谷側に向かう屈曲（褶曲）現象として表れ、谷側ほど屈曲の度合いが著しくなり、地層

図-6 すべり面の形成

西の滑動ゾーンを通る概略断面。小さな矢が速度分布を示す。(Y)は岩層の輪郭。(I)はLa Pozza。(M)は支配的な駆動力ゾーン。(N)は支配的な抵抗カゾーン。(C)は逐次破壊ゾーン。(D)は推定すべり面。(P)は圧縮ゾーン。(Q)は引張ゾーン。(R)は速度の分布。(Sa)は調査用ボーリング孔。(Z)は調査トンネル(Muller, 1964年)。

図-7 Vajont dam上流Toc山地すべり断面図

内にひびわれ、ねじれ、はね上がり、折れ座屈等が生じ、これらの弱面が連結してGleitungとなるので、やはり末端部からこのGleitung領域が始まっていた(図-8)。

このような山腹の重力変形はその末端部ではふくれ出しにより峡谷に向かっての崩壊やトップリング崩落を多発することが多く、こういった現象の発生が頭部において発生する沈下現象や山腹緩斜面の存在と共に、この現象を判別する手掛りの1つとなるのである。

4. 重力変形の実態と地すべり

重力変形現象は自然的には前述の如く長期間にわたる浸食や溪谷の下刻によって発生するものであるが、現在までの計測例は非常に少ないのが現状である。そしてそれが最近になって大規模な掘削やダム湛水による斜面水没等における山腹の計測によって、明らかにされつつある。そしてそれらについての実例を次に紹介する。

図-8 受け盤山腹での重力変形

図-9(1) 掘削により発生した岩盤の重力変形

4.1 大規模岩盤掘削による変形

① ある大規模岩盤斜面で発生した山腹重力変形の実例を示す。掘削後、その法面内部の花崗閃緑岩中にせん断現象が発生し、その変形の状態からみて岩盤地すべりの可能性が考えられたので調査が実施された。斜面は図-9(1)に示す法面の末端部付近にあった小トンネルの変形と一部のせん断現象に始まり、その法面から更に標高差180mの高さの台地上に筋状の陥没帯が発生したことがわかり、明らかに斜面全体に変形が認められ、調査ボーリング孔での孔内傾斜計測定と横坑による調査が実施された。

その結果、BV-1では明瞭なせん断(Gleitung)が認められ、横坑内にもすべり面と思われる極く薄い粘土層が見られたが、その上部のBV-2及びBV-3ではクリープ変形(Sackung)と思われる観測結果が得られた。

この部分を調べる為に設置された図-9(1)に図示の横坑では、この観測結果から推定される屈曲部で坑壁に縦横のクレツが認められ、図-9(2)の如く岩盤の一部がネジ曲がった(Kink)ような変形を示したが、すべり面は検出されなかった。そしてそれより浅部の

坑壁は奥部と比較してキレツに富んでかなりの変形運動の発生が想定された。即ち斜面下部の岩すべりに対して上部の山腹岩体内にはすべり現象は認められず、岩盤のクリープ (Sackung) のみであることが確認された。

図-9(2) 横坑内節理密集部のせん断座屈破壊

② 同じく変成度の著しい中生層内での大規模掘削の結果を図-10に示す。

この場合は切土法面や上方の斜面においてのGPS測量の結果、山腹全域に移動が確認されたので調査が実施された。

孔内傾斜計による観測の結果は、図中のBTL 2, 4, 1, 11, 12に示す通りで切土法面部の3孔では明らかなクリープ変形を示しているのに対して、法面背後のBTL11及び12には明瞭な地すべり運動が認められている。

背後斜面の地すべりは前部の法面のゆるみによって誘発されたものと思われ、やはりSackungとGleitungの共存状態であった。

これらの2つの法面についてはグラウンドアンカー工が施工されて、現在は安定化し、地表歪も認められていない。

4.2 自然斜面に発生した重力変形

① 写真-4は石川県手取川上流の白山山系に分布する甚之助谷地すべりを示す。

この地すべりは写真右側の甚之助谷において、昭和初期から約30年間に砂防堰堤が変形して下流に向かって20m以上も徐々に移動を続けていた。そして、この谷全体では地すべり現象が見られ、明らかなすべり面の分布がみられている地域である。しかし、この甚之助谷と左隣りの別当谷にはさまれた中間の尾根状緩斜面においても写真に示すような地表の運動が観測され、地すべり地形を呈していない緩斜面にも拘わらずその移動量は図-11(1)に示す通り年間約10~15cmで

図-10 掘削により発生した岩盤の変形と地すべり

少なくともこの15年間、殆ど連続して移動し、その移動量に大きな変化がみられていなかった。この山腹及び地すべり地は中生代の手取層群の砂岩・頁岩の互層より成っているが、地盤の変形や火山作用の影響を受けて碎屑化が甚だしく、角礫化や粘土化した部分も多く、地層の連続性に乏しい地盤であり、地すべり域に隣接して尾根全体がゆるみ域を形成している事が推定された。この地域の孔内傾斜計の観測結果は図-11(2)に示す通りで、主として甚之助谷部一帯では地すべり運動を示すせん断変形が認められるが、尾根部やその

写真-4 甚之助谷全景

(H. 9年頃 建設省金沢工事事務所発行パンフレット「甚之助谷地すべり」より)

近傍ではクリープ変形のみが認められ、ほとんど速度に変化がなくて、毎年の気象変化に関係なく継続的に運動していることがわかった。

② 奈良県川上村白屋地区斜面

この地区の斜面では平成15年4月に大滝ダムの試験湛水中に斜面の一部に地すべりが発生した(写真-5(1),(2))。

この斜面は秩父帯の中古生層に属する緩斜面で、地形からみると、地すべりの滑落崖に相当する連続した急崖や陥没帯は認められていない。

緩斜面は泥質岩と緑色岩を主体とするが全ての地層が既に過去の地盤の変形運動のために、かなりの深度(50~70m)まで角礫化、細礫化や粘土化して全体が「ゆるみ域」を形成し、粘土化の著しい強風化岩も多数の深度に分布し、鏡肌等の認められる箇所もあり、地層の連続性が悪く、不規則の地層構成となっていた。

地すべりは貯水位がEL290mからEL310mまでに上昇する間に発生し、この緩斜面の一部の地表及び地下に変動が観測された。その時の斜面においての孔内傾斜計の測定値を図-12に示す。この測定値をみても「地すべり域」では一面せん断が又「ゆるみ域」では不規則な変動が生じており、地表や地下の観測結果に基づいて、図-13に示すような「地すべり域」と「ゆるみ域」が設定されて、それぞれについてダム貯水時の斜面の不安定化を防止することになった。

5. 重力変形と岩石崩壊

最近問題となっている急峻な岩石斜面の崩壊においても、小規模な岩盤のゆるみ、ひいては岩盤斜面の重力変形が関与していると考えられる場合が多い。この場合の変形は前述のような山体全体まで及ぶような大規模な変

図-11(1) 甚之助谷中間尾根のゆるみ運動

図-11(2) 基之助谷の重力変形

写真-5(1) 白屋地区正面

写真-5(2) 白屋地区貯水位維持中

形とは異なって、小規模な重力変形の場合であるが、急崖をなす岩石斜面の中腹や末端にゆるみやふくれ出しを生じ、崖頭部において落差や傾動の認められる例が見られる。この現象は激しい海岸浸食を受けている海食崖、著しい浸食下刻を行っている溪谷や氷河後退後に露われた氷食崖において著しい（写真-6(1)及び(2)参照）。

特にそれらの中で硬質の岩盤中に塑性の大きい粘性岩を挟んだり、構造運動の影響で割れ目の発達した岩盤や急激な褶曲運動を受けた崖（特に地層が受け盤の場合に多い）、溶岩や火砕流の流理に変化が著しかったり、これらに載せた斜面では変形が著しく、Sackung状態からGleitung状態にその大部分が移行していれば、最も危険

と言える。

このような変形運動の著しさを判断する着眼点として崖頭部（遷急点）付近での沈下変形現象があげられる。変形が進行すると崖頭部に段差を生じたり、階段状の連続した落差を持ち、岩盤斜面には多くの割れ目が進行する。そして崖頭部に周辺の頭部と比べて若干の沈下が認められたり、幾分逆傾斜の緩斜面を形成する場合もある。このような斜面ではすべり崩壊やトップリング崩壊の可能性が非常に高く、このような急斜面での切土などの掘削行為は特に危険が大きい（図-14、写真-6(1)・(2)参照）。

写真-6(1)はノルウェーのフィヨルドにおける岩壁の

図-12 白屋地区地質断面図（2測線）

図-13 白屋地区「地すべり域」と「ゆるみ域」

崩壊跡を示し、特に崩壊の頭部が落差から始まっており、その隣接斜面にも明瞭な落差（小屋）が見られており、将来の崩れを予想させている。

写真-6(2)はわが国の海岸崖のゆるみ変形した岩盤を示す。頭部では沈下による擦痕をもつ落差、側面では岩

盤の「ふくらみ」が明瞭に見られ、崩落寸前の様相を呈している。

6. 結び

岩盤地すべりで代表される初生地すべりは、地形・地

図-14 岩石崩落と斜面のゆるみ

写真-6(1) 岩石崩落と段差地形

質上からその分布を予知することが大変困難であった。

重力変形作用によって山腹斜面は地盤の構成自体がゆるんで破碎されて風化粘土化が進み、そのゆるみ変形運動はクリープ的であって、しかも長期にわたって一定の変位を継続していることがわかった（甚之助谷）。

この造山運動の結果形成された山腹斜面の「垂れ下がり」や「ゆるみ」運動は、地震、火山活動、大降雨、あるいは大規模掘削や斜面の水没等の人為作用等のショックによって更に「ゆるみ」が促進されて、その斜面の一部がクリープ運動から一面せん断的運動に変容して「すべり面」を形成して、初生地すべりを発生していることが今回の計測結果から判明した。したがって今後、初生地すべりを予知する手段の1つとして、このような「ゆるみ」運動の認められる斜面の地形・地質的特徴とその機構について究めると共に、孔内傾斜計、地盤傾斜計、GPS測量等計測資料を再検討する必要があると考える。

また、このような「ゆるみ」現象の小規模なものが、崩落の危険性の高い岩盤急斜面においても認められており、これが今後の崩落の予知の一つの手段としても有用であると思われる。

参考文献

- 1) 藤田崇・外 (1976)：徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規制，地すべり，Vol.15-1.
藤田崇・平野昌繁・岩松暉 (1986)：マス・ムーブメントの地質構造規制，地質学論集，28.

写真-6(2) 岩石崩落の前兆
(崖面のふくれ出しとその上部の段差)

- 2) 中村浩之 (1980)：すべり面における水レンズの役割，第19回地すべり学会研究発表会論文集。
中村浩之 (1982)：地すべりの断続運動と水レンズの役割，第21回地すべり学会研究発表会論文集。
- 3) 玉田文吾 (1969)：長崎県北松地区における地すべり発生機構の特性(1)，地すべりVol. 6-1。
玉田文吾 (1969)：北松大規模地すべり発生機構，北松地すべりに関するシンポジウム論文集。
- 4) Ter-Stepanian, G (1969)：Multi-Storied Landslide and Strength of Soft Clay, Proc. 7th International Conf. of Soil Mechanics and Foundation Engineering.
- 5) 寺川俊浩・外 (1986)：グリーンタフ地域におけるMass Movementの多発期について，北村信教授記念地質論文集。
- 6) 中村三郎・檜垣大助：地すべりの地塊の形成と変動の反復特性，地すべり学会シンポジウム論文集 (1990)。
- 7) 渡 正亮：岩盤地すべりに関する考察，地すべり，Vol.29-1 (1992)。
渡正亮・小橋澄治 (1987)：地すべり・斜面崩壊予知と対策，山海堂。
渡正亮 (1971)：地すべりの型と対策，地すべりVol. 8-1。
渡正亮・中村浩之・板垣治 (1975)：地すべり実態統計 (その1)，建設省土木研究所資料，No.987。
渡正亮 (1995)：研修ガイダンスの為の地すべり概論，地すべり防止技術研修テキスト平成7年版，地すべり対策技術協会。
渡正亮 (1991)：地すべりのすべり面について，第17回地すべり対策技術講演集。
- 8) Zischinsky, U.(1969)：Uber Sackungen, RockMech., 1-30-52。
Zischinsky, U.(1966)：On the Deformation of high slopes, Proc. 1st Conference of Rock Mechanics., Lisbon.
- 9) Radbruch Hall, D.(1978)：Gravitational Creep of Rock-mass on slope, Rockslide and Avalanches, Elsevier.
- 10) 藤田寿雄・板垣治 (1977)：地すべり実態形態 (その3)，土木研究所資料，1204。
- 11) 清水文建 (1996)：地形から見た大規模地すべり (その3)，地すべり技術，Vol.23-(1)。
- 12) 八木浩司 (1996)：地すべりの前兆現象としての二重山稜，多重山稜・小崖地形と変動様式，地すべり研究の発展と未来，中村三郎編，大明堂。
- 13) 古谷尊彦 (1996)：ランドスライド (地すべり災害の様相)。
- 14) 野崎保・田川義弘 (2004)：人為的バレーバルジング，日本地すべり学会誌，Vol.40, No. 6。

(原稿受付2004年3月9日，原稿受理2004年9月21日)