

講 座

最近の地形学

8. 崩壊性地形(その1)

は 羽 た の 野 誠 一*

8.1 まえがき

地表のかたちは内作用と外作用によって変化してゆく。外作用の種類は多様であるが、物質の運動様式に注目すると、つぎの二つの型に大別できる。

1) 地表または地中での流体(空気, 水, 雪氷など)の運動に伴って, それに接する構成物質(岩石, 土壌)の一部が粒子または溶解成分として流れの中にとりこまれ, 侵食・運搬・タイ積が生ずる。

2) なんらかの条件変化(降雨, 地震, 侵食, 人為的改変など)に伴って地殻表層のある範囲が, 自重と起伏の存在による(不均等で, 異方性の著しい)負荷応力に耐えきれなくなって, 全体として地表低所に向かって移動する。

上記2)の現象は一般にマスマーブメント(mass movement)と呼ばれており, この中には④落石, 山くずれ・“崩壊性地スベリ”, 土石流などのように変動域と周囲の不動域の間に破断・分離を生ずるもの, ⑤クリーピングや“匍行性地スベリ”のように周囲との破断・分離が不明りょうで, 地表変位の大部分は変動体の内部変形によって生ずるもの, の両者が含まれる。

この章の表題である「崩壊性地形」という用語は講座委員会から与えられたもので, 従来はほとんど使用されていないが, 主に上記④の現象(以下では崩壊性変動と呼ぶ)によって生じた地形をいい表わす用語としては, とくに不都合ではないと考え, ここではその意味で用いておく。

崩壊性変動や崩壊性地形の研究は地質学, 地球物理学, 治山・砂防工学などの分野では戦前から行なわれてきたが, 日本の地形研究者がこの種の事象を手がけるようになったのは第2次大戦後のことである。1947年, カスリーン台風豪雨により赤城山に多数の山くずれと土石流が発生した。このときの災害調査に参加した地形研究者¹⁾²⁾は, 侵食作用それ自体の解明のためにも, この方面の研究を重視すべきことを強調している。1950年代には各地の調査例が報告され, 分布と規模の量的把握, 災害との関連, 発生要因の検討に主な関心が向けられた³⁾。また, 分布調査の手段として空中写真が導入され, 地形分類調査(国土調査)の規程には崩壊地形, 地スベリ地形, 土石流地形の図示方法が

定められた。

1960年頃以降になると, この方面の研究にも多少新しい傾向が見えはじめる。すなわち, ①過去に生じた崩壊性地形の性状把握と発達史的観点からの検討, ②既往崩壊事例についての多変量解析などの手法による発生要因の検討, およびそれに基づく今後の崩壊予測の試み, ③個々の崩壊現象のより詳細な実態把握, ④崩壊現象の理論的および実験的解析, ⑤崩壊性地形に関する主題図の作成, などである。小文では, 主にこの時期の研究によって得られた知見の中から, いくつかの項目について紹介する。なお, とくに関連が深い場合には, 外国での事例にも触れる。

8.2 かたち, 構造および変動状況

崩壊性地形は, 他の外作用による地形に比べると, 単位個体としての独立性が強い。これは, それをつくり出した崩壊性変動が場所的にも, 時間的にも不連続性の著しい現象だからである。

以下では, 個々の新しい崩壊性地形について, それを構成する基本的な要素に注目してみよう。

8.2.1 主削はく(剝)域(発生域)とタイ積域の区分と計測

崩壊性変動が起きると, 変動体は発生域から移動をはじめ, 以前よりも低い位置にタイ積する。崩壊性地形を観察, 記載, 比較し, その成りたちを理解するためには, 変動域を周囲の非変動域から区別するとともに, 変動域を変動の発生域(主削はく域)とその他の区域に分けて捕えることが重要である。

上田一人⁴⁾は門司市の災害調査において, 崩壊地を崩壊源, 流路, タイ積地に3区分(写真—8.1)し, 崩壊源の傾斜, 規模(長さ, 幅, 深さ, 土量)および残土量を計測した。この種の3区分は, のちに堀田ら⁵⁾(図—8.1)および高崎ら⁶⁾も採用しており, 名称は多少異なるが内容は共通である。

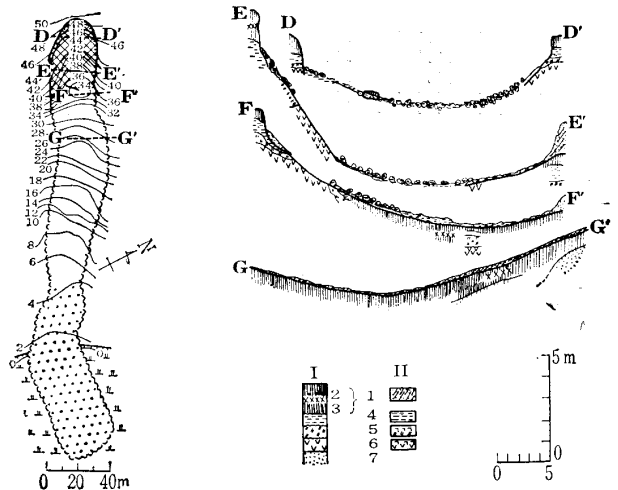
竹下敬司も早くから上記の区分を重視したが, 門司・小倉地区の調査⁷⁾では, 崩壊地を①崩壊源, ②副次崩壊, ③タイ積荒廃面に3区分した(図—8.2)。②は崩壊源から滑落した土砂によって侵食破壊された下位斜面を指しており, このときの事例では①と②を合わせた崩壊面の面積は①の面積のほぼ2.5倍であった。これらの3区分は現地踏査に

*国土地理院地理調査部, 写真判読による地形調査, 大規模地スベリ地形などについて研究。

講 座



写真—8.1 崩壊源、流路、タイ積地の区分がよく適合する崩壊地の例（島根県大原郡加茂町，1964年大八木規夫氏撮影）



図—8.1 十勝沖地震によって発生した八戸市のある崩壊地の実測例（堀田・三浦・田村，1968による）
（左）平面図 斜格子=侵食部，白ヌキ=通過部，散点=タイ積部
（右）横断面図 I：今回の崩壊で乱されていない層序，II：崩壊によるタイ積物

- 1: 黒土・暗かっ色下層土
- 2: 特に黒色の濃い部分
- 3: 淡かっ色浮石（アワズナ）のパッチ
- 4: 浮石混じり黄かっ色火山灰層
- 5: 白色～淡灰かっ色細粒浮石層
- 6: 白色～淡灰色粗粒浮石層
- 7: 海成砂層

よって容易に識別できるが、200 m ほど離れた遠望（空中写真を用いた場合もこれにあたる）では①と②の区境界の識別が困難になり、さらに遠く離れると②と③の識別さえ困難になるといふ。

小出博は佐賀県山代（乙女）地スベリの記載⁹⁾の中で、

地スベリを起こした地塊の部分、地スベリ運動のため山がくずれた部分、地スベリで押出した粘土や砂レキがはらんした部分を区分した。国土地理院⁹⁾では、最近形成された北松地域の地スベリ地形を滑動・削はく区（さらに滑落ガイと主滑動部に区分）と押出・タイ積区に大別して、図示・計測を行なった（表—8.1A）。

以上に示したような区分はいかなる場合にも可能であろうか。一般に主削はく域（発生域）と変動体のタイ積域の関係は、模式

表—8.1A 北松地域における最近の顕著な地すべり変動の地形特性

今回の地スベリ型区分	地形・地質条件			Type of slide	顕著な地スベリの事例				滑動			
	構造	層準	スベリ面末端部の谷底からの比高山稜谷底の比高(m)	Varnes(1958)の分類方法による	変動地	主要滑動期	滑動の速さ Varnes(1958)の分類方法による	変動域総面積 A (ha)	面積 A ₁ (ha)	最大幅 W ₁ (m)	奥行 L ₁ (m)	滑落ガイ比高 H ₂ 上下端比高 H ₁ (m)
1)	流れ盤中傾斜	柚木層上部 C37	$\frac{-4}{240}$	Block glide	③鷲尾岳	S.26~	very slow	26.7	26.4	520	950	$\frac{13}{240}$

表—8.1B 北松地域において過去に形成された大規模地スベリ地形

No.	個所名	最大幅	縦断形表示式 $\frac{H_0 \sim H_1 \sim H_2 \sim H_3}{L_1 \sim L_2 \sim L_3}$	比高/長さ=傾斜 $\frac{H_T}{L_T} = S_T$	同<削はく部> $\frac{H_D}{L_D} = S_D$	主スベリ面の縦断型・発達様式	地スベリ型
86	桶原	780	$\frac{270 \sim 190 \sim 140 \sim 70}{140 + 290 + 260 +}$ (m)	$\frac{200}{590 +} = 29 -$ (%)	$\frac{130}{430} = 30$ (%)	単一	Slump—detritus flow

H₀=滑落ガイ頂高度, H₁=滑落ガイ下高度, H₂=主滑動部下端高度, H₃=押出・開折部の末端高度, L₁=滑落ガイの奥行, L₂=主滑動部の奥行き, L₃=押出・開折部の奥行き, H_T=H₀-H₃, L_T=L₁+L₂+L₃, H_D=H₀-H₂, L_D=L₁+L₂, BT/T(L)=主スベリ面は（ほぼ水平または横向きのタイ積構造をもつ）第三紀層岩盤内にあり、その後部が玄武岩基底を切る型

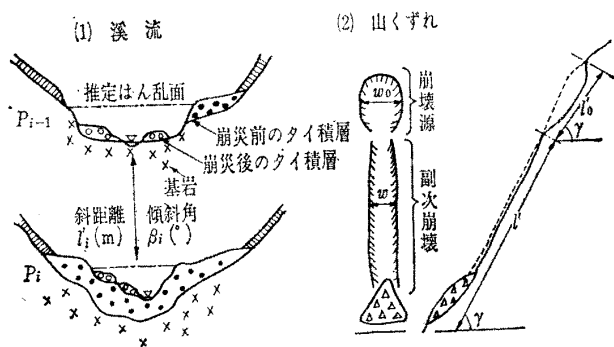


図-8.2 溪流および山腹崩壊の調査事項の一部 (竹下敬司, 1971より)

的にはつぎの三つの場合に大別できる。

- A) タイ積域は主削はく域から完全に分離する (図8.3のA)。
- B) タイ積域は二分され、前の部分は主削はく域から分離し、後の部分は主削はく域の前半部に残る (図-8.3のB)。
- C) タイ積域は主削はく域の前半部からその前方にかけて連続して位置する (図-8.3のC)。

このうち、主削はく域の前端部の認定が問題になるのはC)の場合である。ここでは、予察段階において第1近似としての位置を求めるための手がかりをあげておく。

1) 変動前後の地盤高の比較——主削はく域後半部では変動後の地盤高の方が低いが、斜面をくだると変動前の地盤高との差がゼロまたは微小になる地点(U)がある。主削はく域の前端はこの地点より前方にある。

2) U点より前方のタイ積域内においてつぎの条件に該当する個所があるときは、その下方の変動前地表面の位置が主削はく域前端(スベリ破断面前端)に相当する公算が大きい。

- ① 微地形の特徴によって後方から前方へ、a) 圧縮・膨隆部、b) 引張・2次の滑動部、c) 2次的タイ積部の順に配列しているときは、b)とc)の境界部。
- ② 変動前縦断形の凹部、特に地質構造の弱部に起因するもの、および溪岸斜面の基部。
- ③ 周辺に地質構造に規制された崩壊性地形緩斜部が認められ

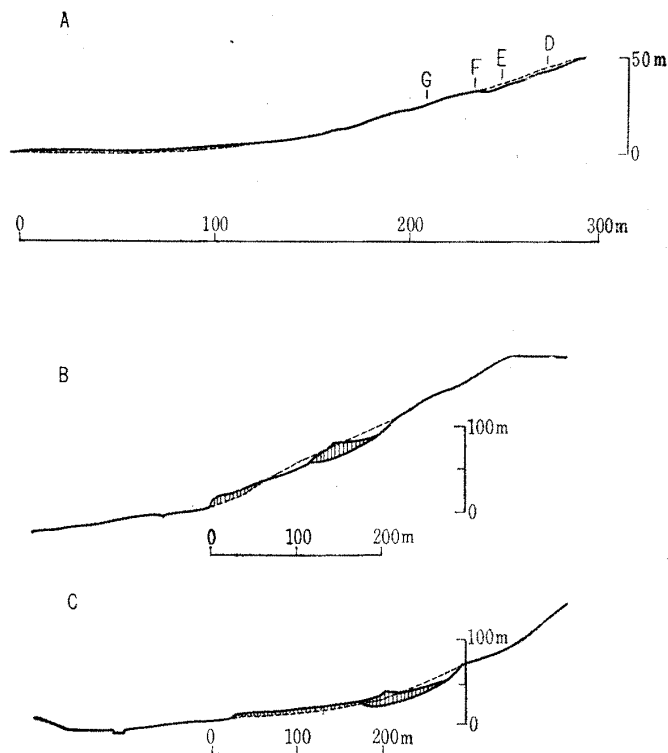


図-8.3 主削はく域とタイ積域の関係を示した縦断面の例 破線は崩壊前、実線は崩壊後の地表および破断面の縦断面形を示す。

- A: 青森県八戸市のある崩壊地 (図-1の平面図から作成)
- B: 長野市松代町西平山地スベリ (Morimoto, R. ほか, 1967¹⁰⁾による)
- C: 長野市松代町牧内地スベリ (同上)

るとき、その構造の延長部。

3) スベリ破断面の調査、地質調査、物理探査の資料がある場合には、それらを用いるが、上記の1) 2)との食い違いがあるときには、その理由についての検討が必要である。

8:2:2 地形特性示数

崩壊性変動の分類の仕方には種々あるが、シャープ

一覧表の一部 (国土地理院地図部地理課, 1970による)

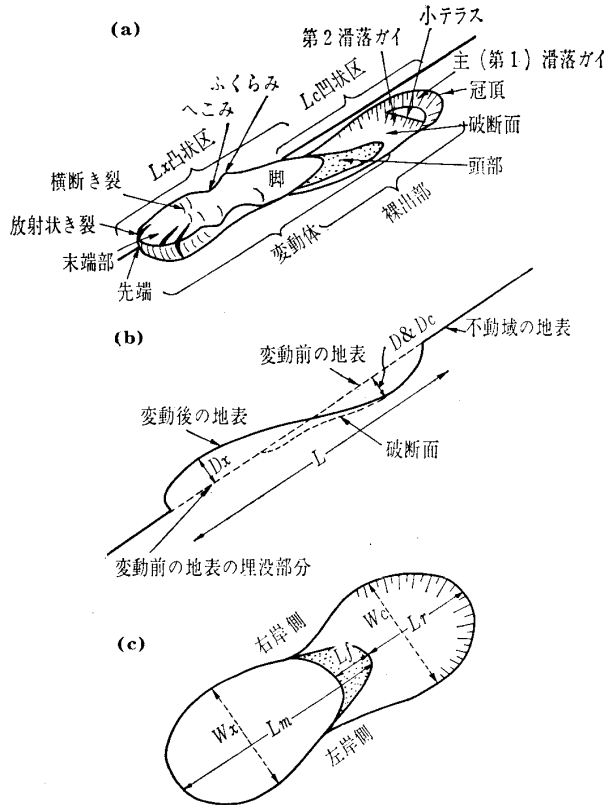
削 剝 区				押 出 ・ タ イ 積 区								平均傾斜	備 考
滑動層の平均厚さ $\frac{Dm}{最大 D\alpha}$ (m)	層厚 $V10^\circ$ (m ²)	移動量 (水平成分) S (m)	スベリ面主部の縦断形と傾斜 θ	$\frac{L_1}{W_1}$	$\frac{L_1}{Dm}$	押出量 V_2 10m ³	押出土量比 V_2/V	面積 A_2 (ha)	タイ積区削はく区面積比 A_2/A_1	長さ L_2 (m)	比高 H_2 (m)	削はく区(I) タイ積区(I ₂) 全体 (I)	
40/85	11	10	下方緩・上方急 8~14°	1.8	2.4	0.0	0.0	(0.3)	0.0	(2.5)	—	14°	A ₂ , L ₂ 欄に記したのは末端隆起相当部分である。

特性一覧表の一部 (羽田野ほか, 1974bによる)

地質構成・構造型	主要地スベリ層準 (第三紀層内)	$\frac{H_B}{H_V} \left\{ \begin{matrix} H_{BV} \\ H_{SV} \end{matrix} \right. \left\{ \begin{matrix} H_{BS}^* \\ H_{SV} \end{matrix} \right.$	主滑動期	試験資料(主スベリ面)・備考
BT/T (L)	加勢層, 含有孔虫黑色泥岩層	$\frac{170}{70} \left\{ \begin{matrix} 100 \\ 70 \end{matrix} \right. \left\{ \begin{matrix} 30 \\ 70 \end{matrix} \right.$	III _{cd}	長崎県土木部「覆山」地区44年度 No.1

*=玄武岩基底・主スベリ面末端・谷底の高度関係, H_B =玄武岩基底高度, H_V =谷底高度, $H_{BV}=H_B-H_V$, $H_{BS}=H_B-H_2$, $H_{SV}=H_2-H_V$, III_{cd}=約10万年~3万年前頃。

講 座



図—8.4 地スベリ地形の各部分の名称と計測要素の1例 (Crozier, 1973)

$L_c, W_c, D_c (=D)$: 凹状区 (削はく区) の長さ, 幅, 深さ
 L_x, W_x, D : 凸状区 (タイ積区) の長さ, 幅, 厚さ
 L_r : 凹状区に露出する破断面の長さ, L_m : 変動体の長さ
 L_f : 変動体のうちの裸出部の長さ, L : 変動域の全長

(Sharpe)⁹⁾ やバーンズ (Varnes)¹⁰⁾ は構成物質と運動様式の組合せによって基本的な変動型を設定した。変動の型とそれによって生じた崩壊性地形のかたちとの間には, どの程度の対応が見られるのであろうか。これについての検討は変動型の分類方法の評価, あるいは崩壊性地形を用いてそれを形成した変動の型を推定するときに役立つはずである。

クロージャー (Crozier)¹¹⁾ はニュージーランドの Dunedin 地区に生じた新しい崩壊性地形について, 図—8.4 に示したような要素を計測し, それらを組合わせてつぎの七つの特性示数を算出した。

- ① 分類示数 D/L
- ② 拡幅示数 W_x/W_c
- ③ 流動示数 $(W_x/W_c - 1) \times (L_m/L_c) \times 100\%$

- ④ 移動示数 L_r/L_c
- ⑤ 粘性流動示数 L_f/D_c
- ⑥ 薄化示数 L_m/L_c
- ⑦ 流動性示数 (含水示数)

一方, 変動型については五つのグループに区分した。この区分と各特性示数との関係を見ると, ①の分類示数の場合にはある程度の対応が認められる (表—8.2) が, その他の示数については相関が不明りようであった。

ブロング (Blong)¹²⁾ は上記の事例とは別に, ニュージーランド北部の Upper Magawhara 流域に生じた崩壊性地形について, つぎの七つの要素を計測した。削はく部の斜面長, 滑落ガイの比高 (3個所の平均), セン断面前端 (脚)での削はく部の幅, 削はく部の平均傾斜, 削はく部とタイ積部の重複度, セン断面前端より上方の斜面長と山腹斜面の全長の比率(%), 削はく部の周長と同じ周長をもつ円の面積との比率。(このほかに, タイ積部については概形と先端部の比高を分類)。彼はこれらの計測要素を用いて変動型の数量的分類を行ない, バーンズの方法を修正した分類型 (Slump, Débris slide, Débris avalanche, Débris slide—débris avalanche, Débris avalanche—débris flow, Underthrust slide, Incipient underthrust slide の7種)と比較したが, 両者の間に明りような相関は見いだされていない。

上記の2例では計測要素の選定に検討の余地があるとと思われるが, これらの試みは崩壊性地形の記載・比較のために有効な示唆を与えるものといえよう。

8.2.3 変動体の構造

変動体の構造は, 地表のかたちとの対応および周辺の構造・形態との比較によって, それをもたらした崩壊性変動の性質や発生機構を知るための有力な手がかりとなる (写真—8.2)。その場合, 構造要素としては次のものが重要である。

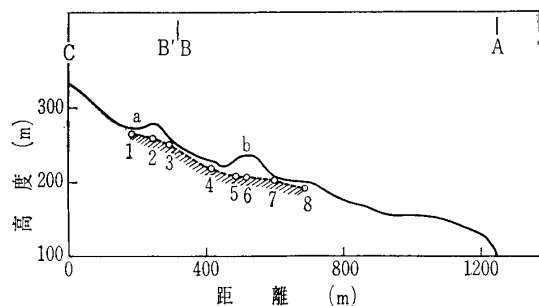
- ① 変動体の下底面 これは模式的にみると, スベリ破断面と変動前地表の埋没部に区分される (図—8.4参照)。
- ② 変動体の内部構造 変動前の地山としての構造 (層理, 流理, 片理, 断層, 系統的節理, 風化節理, 風化土層など), 新旧の崩壊性変動による構造 (岩体・岩塊・岩せつ・土砂・粘土の構成, 分離・破碎・流動による地山構造の転位, スベリによる擦痕など)。

表—8.2 変動型グループと分類示数の関係 (Crozier, 1973 より集成)

変動型グループ	変 動 型	分 類 示 数 (D/L)		
		個 数	平 均	最 小~最 大
液 性 流 動	Mudflows, Debris flows, debris avalanches.	23	1.5	0.2~3.6
粘 性 流 動	Earthflow, Bouldery Earthflows	29	3.3	1.4~8.5
スベリ—流 動	Slump/flow	3	5.0	3.3~7.7
板 状 スベリ	Turf glide, Debris slides, rock slides	6	7.7	2.9~20
回 転 スベリ	Earth and Rock slumps	5	24.2	10~61



写真—8.2 Slumpにより山側に傾いた玄武岩の柱状節理
変動前は遠景に見られるように直立していた
と考えられる。(長崎県生月島西海岸, 番岳
北西方, 1970年撮影)



図—8.5 神谷地スベリ地の地表および推定破壊面の縦断形
(平山光衛, 1960による)

平山光衛¹³⁾は新潟県神谷の地スベリ地形が層スベリによつて生じたとする考え方に疑問をもち、変動域内外の構造を調査した。それによると、基盤の第三系はほぼ単斜構造を呈し、 $N30^{\circ}E$, $30^{\circ}N$ の走向傾斜を示すが、山側に逆傾斜する階状地形の急ガイ部では $N30^{\circ}E$, $15^{\circ}N$ で地層傾斜ははるかにゆるい。また電気探査の結果によると、破壊面の縦断形は階状地形の下方では凹形を呈する(図—8.5)。したがって、この地区の地スベリ地形は層スベリではなく後方回転型の地スベリによって形成されたものと考えた。

堀田ら⁹⁾は十勝沖地震によって生じた八戸市付近の崩壊地を調査し(図—3.2)、侵食部や通過部の地表に乳状になって付着残存している物質と侵食部側壁に見られる地質断面を比較した結果、震動により液化して最初に動き出したのは細粒浮石層の部分であったと判断した。

8.2.4 変動状況の測定

崩壊性地形のかたちと構造の成り立ちを理解するためには、それらをもたらし崩壊性変動それ自体を捕えることができるかと都合である。変動には微視的過程と巨視的過程があり、時間的変化と空間的構造の側面がある。そして

巨視的過程の空間的把握を重視する場合には、空中写真の利用が効果的である。

国土地理院では、1967年に北松地域の顕著な地スベリ5地区を選び、撮影時期の異なる既存の空中写真を用いて変動状況の測定を試みた⁹⁾。その結果、多数の追跡点の時期別変動ベクトルとそれに伴う地表のかたちの変化が一枚の図に表わされ、地スベリ地形のできる過程が具体的にとらえられた。この測定方法は近畿地方建設局による亀ノ瀬地スベリの移動観測にも取入れられた。

写真測量による地表変動の測定には、地上写真を用いることもできるが、陰になる部分ができたりして、適用範囲はかなり限定される。ただし変動域が急傾斜($20\sim 30^{\circ}$ 以上)で、見通しのきく撮影基線が得られる場合には、空中写真よりも有利なこともある。場合によっては両者の併用も可能であり、図—2.5はその1例である¹⁰⁾。今後この種の事例が増加すれば、地表変動の測定がスベリ面の位置の推定に役立ちうる可能性も考えられる。

8.3 古い崩壊性地形と発達史

崩壊性地形をその形成期にさかのぼって捕えようとするとき、入手しうる情報の制約という点でつぎの三つの時期に区分することができる。(1)変動前の地形の概況をつかむことが可能(日本では1948年ころ以降については空中写真が利用できる)、(2)形成年代と誘因はわかるが変動前の地形は不明(主に近世以降)、(3)形成年代、誘因とも推定による(主に中世以前～地質時代)。ここでは(2)または(3)にあたるものを古い崩壊性地形と呼んでおく。

8.3.1 歴史時代の大規模崩壊

大規模な崩壊性変動は多量の土砂を流下させて山地河川に著しい変貌を与えることが少なくない。表—3.3には日本で過去数百年間に発生したこの種の代表的な事例が示してある。これらの巨大な崩壊は、斜面上の風化表層がはく落する程度の小崩壊とは種々の点で異なっている。町田洋¹⁷⁾¹⁸⁾は崩壊の規模がその性質や生成条件と密接な関係をもつことに注目し、急激な押し出しを生ずる崩壊を土量の規模によって①巨大崩壊($10^9\sim 10^7m^3$)、②地スベリ性崩壊($10^6\sim 10^4m^3$)、③山くずれ($10^3\sim 10^1m^3$)の3階級に区分した。そして巨大崩壊の発生は、地形的には比高が著大でしかも斜面上部に前輪廻の緩斜面が残っている場合、地質的には第四紀の火山地域、なかでも温泉変質の著しい地域、および日本の外帯山地、特に中生界～古第三系の砂岩・ケツ岩地域に多いことを指摘している。

寺戸恒夫¹⁷⁾が報告した徳島県の高磯山崩壊(1892年)は町田の区分では②にあたる。この崩壊は約400万 m^3 の土砂を押し出して那珂川をせき止め、比高約70mの天然ダムを形成した(図—8.7)。ダムは2日後に決壊し、そのときの洪水は河床からの比高30m以上の段丘面をも水没させている。この崩壊の原因としては、①仏像構造線に近い、②破碎さ

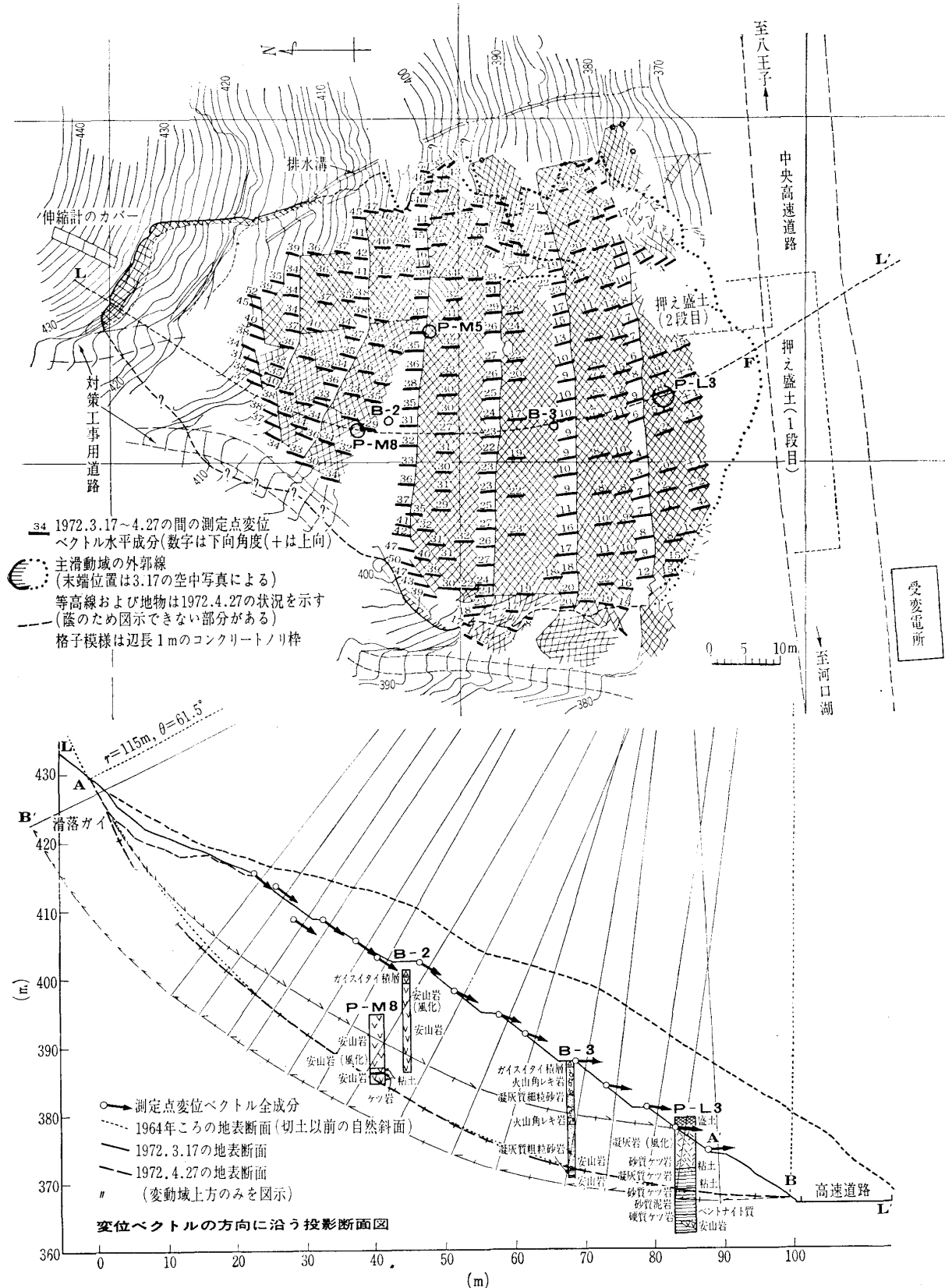


図-8.6 岩殿山地スベリの変動状況図(1972.3.17撮影空中写真と、1972.4.27撮影地上写真の比較測定による、羽田野ほか1974aを一部改変)

(上) 平面図: コンクリートノリ枠の変形, 破壊はブロック運動を反映して, 変動域の緑辺部に著しい。測定点の変位ベクトルは反時計まわりの回転を示す。これは構成層(中新世の御坂層)の傾斜方向(ほぼE~15~20°傾斜)と地表の傾斜方向(SSW~S)が異なることに起因するらしい。(下) 縦断面図: 変位ベクトルの高低角は上方が急, 下方が緩で, Slumpの特徴が著しい。この高低角と主スベリ面の傾斜を同一と仮定して, 主スベリ面の位置を追跡(A~A', B~B')すると, 食い違い(A~B)を生ずる。これをB~B'の間で均等に配分すると, 主スベリ面の近似的な位置として太破線A~Bが得られる(円弧で近似させると, 点線A~Bとなる)。地表のベクトルはこの曲線に対して約5°上向きとなっている。図のBはボーリング, Pは深礎ガイ施工時に判明した地質断面で, "地スベリ粘土"の深さは推定スベリ面の深さに近似している。末端近くではスベリ面は2段に分かれ, その付近ではクリープ性の変動が生じているらしい。

れたケツ岩層が存在, ③溪岸侵食による脚部の急傾斜, ④山腹の平均コウ配が28°以上, ⑤過去の地スベリ・崩壊による厚いタイ積物の存在, ⑥台風に伴う記録的な豪雨, などの要因が複合しているという。なお, 以前から降雨のたびに川辺に水がふき出し, 崩壊の3日前からは付近の泉が白濁したとのことで, すでに緩慢な動きをしていたものが最後に大崩壊を起こしたのであろうと考えられた。

6.3.2 古い大規模地スベリ地形

崩壊性地形は形成直後から2次的作用によって変化してゆく。形成直後の原形とその後の侵食・タイ積による2次地

表-8.3 歴史時代の巨大崩壊 (Machida, 1966 による)

崩壊地	年代	地形・地質	ひきがね	面積 10 ⁵ m ²	押出しの 体積 10 ⁸ m ³	平均深さ * m
磐梯山	1888	開析成層火山	水蒸気爆発	33	12	200
鷹崩れ (常願寺川)	1858	開析火山	地震	13	4.1	200
稗田山	1911	開析成層火山	多分強雨	18	1.5	55
大谷崩れ (安部川)	16世紀 ~1702	破碎された粘板岩・砂岩の山地	〃	18	1.2	45
眉山火山 (島原)	1792	角レキ質溶岩円頂丘	火山性地震	16	1.1	45
大沢崩れ (富士山)	10世紀 ~現在	若い成層火山	多分ではじめは地震による崩壊	9.6	0.6	40
カナギ崩れ (佐喜浜川)	1746?	破碎された粘板岩・砂岩の山地	多分強雨	4.7	0.3	40

*押出しタイ積物の見かけ体積のうち33%は地山の崩壊によって増大した分と仮定して算出した。

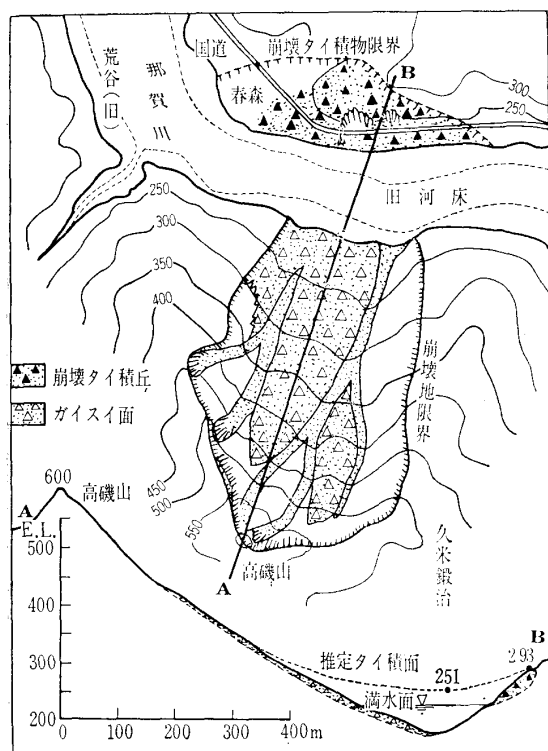


図-8.7 高磯山崩壊地の平面図と縦断図 (寺戸恒夫, 1970による)

形の面積比は時とともに減少し, 崩壊性地形の全体的概形もしだいに失われてゆく。変化の速さは条件によって異なるが, 一般には, 削はく域よりもタイ積域が, 大規模のものより小規模のものが早く消失する。古い崩壊性地形はそれ自体はいわば死んだ地形であり, しかも現在残されているのはその一部にすぎない。しかしながら, これらはつぎのような目的に対して重要な手がかりを提供する。すなわち, ①過去から現在に至る崩壊性変動の歴史(の一部)を復元し, それらの必然性をもたらした一般法則と具体的な時空領域における条件変化をつかむこと, ②最近および現在生じつつある現象を上記の知見と照合し, 位置づけ, 両者の関係を矛盾なく説明すること, ③現在から未来にいたる条件変化を予測または想定し, 今後における崩壊性変動を予測すること, ④古い崩壊性地形の内部または周辺部では今後も崩壊性変動が生ずる確率が小さくないので, 防災と土地利用計画の面でこの点を考慮すること, などである。

九州北西部の北松地域では, 1950~60年代に大規模な地スベリが多発して注目された。筆者らは²⁰⁾, 過去の大規模地スベリの発達史との比較において最近の地スベリを捕えることが必要と考え, 過去に形成された大規模地スベリ地形100事例の分布図と特性一覧表を作成した(図-8.8, 表-8.1B)。その中で, 過去の地スベリの主滑動期につい



- ⑤ 佐世保E 過去に形成された大規模地スベリ地形
原形の保存が比較的良好なもの、100箇所
整理番号と個所名
主スベリ面を貫通していると考えられる試錐の位置と略号
R 侵食開析により断片化したもの
Q 他の営力によって形成された疑いがあるもの
既往の滑動量が小さいと考えられるもの
不明りょうな部分
- ③ 鷲尾岳 最近の地スベリ変動地
顕著な地スベリ変動地 (整理番号と個所名は国土地理院地図部地理課(1970)を参照)
微弱な地スベリ変動地
玄武岩基岩分布域と基底面確認露頭位置

図-8.8 北松地域大規模地スベリ地形分布図の一部 (羽田野ほか, 1974 b より)

講座

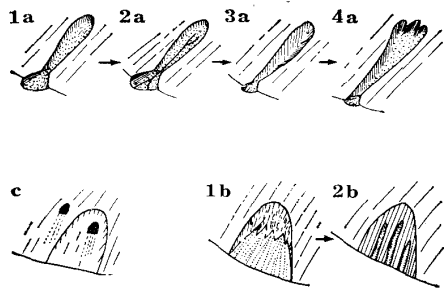


図-8.9A 下津巻谷の崩壊地の模式図と発達順序
(守屋以智雄, 1972aより)

山腹崩壊: 平底型(1a) → 平底雨溝型(2a) → V字型(3a) → 分岐V字型(4a), 溪岸崩壊: 平面型(1b) → 雨溝型(2b)
表層はく離型崩壊: c

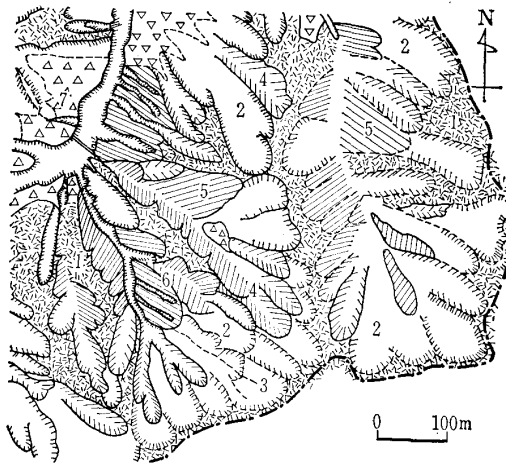


図-8.9B 下津巻谷の崩壊地形分類図の一部
(守屋以智雄, 1972aより, 一部改変)

1. 凸斜面, 2~4 山腹崩壊斜面 (2. 平底型, 3. 平底雨溝型, 4. V字型) 5~6 溪岸崩壊斜面 (5. 平面型, 6. 雨溝型), 7. ガイスイ (輪郭が破線で描かれているものは, 形成期が古いものを示す)

では, ①地スベリ地形の押出・開析部と段丘面の位置関係(連続, 被覆, 切截), ②主スベリ面末端延長部と段丘面の位置関係, ③地スベリ地形の侵食開析, 従順化の程度などを手がかりにして推定し, ほぼ四つの時期に区分した。それによると, この地域の大規模地スベリの主滑動期は少なくとも洪積世末期以前にさかのぼるものが大半であり, 過去1~2万年前以降に滑動したものは比較的少数であると判断される。

8.3.3 山地の斜面形と崩壊性地形

日本の山地地形の研究は, 巨視的な観点から行なわれたものが多く, 斜面を微細な単位地形の集合として捕えるという見方での研究は少なかった。

守屋以智雄⁽²¹⁾⁽²²⁾は, 岐阜県根尾川上流において治山計画のための地形解析法を検討し, つぎのような結果を得た。
①この地域には1965年の豪雨により多数の斜面崩壊が生じたが, 現在植生のある斜面にも崩壊地と同じ形態の微地形があり, 山腹斜面の大部分は過去に生じた崩壊地形の集合と見なされる。②流域内の新しい崩壊地の形態を七つの型に分類した(図-8.9A)。③1回の(表層はく離型以外の)崩壊によってできる地形を斜面の最小単位と見なし, 調査

流域(下津巻谷, 面積約2km²)内の山腹斜面を370個の崩壊地形, および凹斜面, ガイスイなどに区分した(図-8.9B)。④崩壊地形の境界の形により, それらの相対的な新旧を判定した。⑤他流域の例も含めて, 新しい崩壊地の型とその周囲に残存する古い崩壊地形の型との関係を整理し, それによって崩壊地形の発達順序を一般化した。彼は, これらの知見に基づいて, 各崩壊地の将来の崩壊の型, 規模の推定を試みている。

参考文献

- 1) 佐藤 久・吉川虎雄・貝塚爽平(1949): 昭和22年9月の赤城火山水害について, 地学雑誌, Vol. 57, pp. 54~59
- 2) 辻村 太郎(1950): 昭和22年9月の群馬県水害調査報告(日本学術振興会編: カスリン颱風の研究, pp. 107~130)
- 3) 市川正己(1959): 山地崩壊(三野与吉編: 自然地理学研究法, 朝倉書店, pp. 73~90)
- 4) 上田一人(1954): 門司市大山崩における崩壊源の性格——防災都市計画の基礎として——, 地理学評論, Vol. 27, pp. 355~365.
- 5) 堀田報誠・三浦修・田村俊和(1968): 十勝沖地震による青森県南東部の斜面崩壊, 東北地理, Vol. 20, pp. 195~201.
- 6) 高崎正義・小林基夫(1970): 昭和42年7月豪雨災害による山地崩壊の地形的条件について, 防災科学技術総合研究報告, No. 24, pp. 7~24.
- 7) 竹下敬司(1971): 北九州市門司・小倉地区における山地崩壊の予知とその立地解析, 福岡県林務部・福岡県林業試験場,
- 8) 小出博(1955): 日本の地ざり——その予知と対策, 東洋経済新報社, p. 257, p. 7.
- 9) 国土地理院地図部地理課(1970): 北松地域における最近の地すべり変動の地形特性(予報), 防災科学技術総合研究報告, No. 22, pp. 5~38.
- 10) Morimoto, R. et al. (1967): Landslides in the epicentral area of the Matsushiro earthquake swarm—their relation to the earthquake fault, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 45, pp. 241~263.
- 11) Sharpe, C. F. S. (1938): Landslides and related phenomena, Pageant Books Inc., p. 137.
- 12) Varnes, D. J. (1958): Landslide types and Processes, in (Eckel, E. B., editor) Landslides and engineering practice, Highway Research Board, Special Report N .29, pp. 20~47.
- 13) Crozier, M. J. (1973): Techniques for the morphometric analysis of landslides, Zeitschrift für Geomorphologie, B. 17, s. 78~101.
- 14) Blong, R. J. (1973): A numerical classification of selected landslides of the débris slide—avalanche—flow type, Eng. Geol., Vol. 7, pp. 99~114.
- 15) 平山光衛(1960): 新潟県神谷における地すべり地形の成因について, 地理学評論, Vol. 38, pp. 756~764.
- 16) 羽田野誠一ほか(1974 a): 中央高速道路岩殿山地すべりについて, 日本地理学会予稿集 No. 6, pp. 134~135.
- 17) Machida, H. (1966): Rapid erosional development of mountain slopes and valleys caused by large landslides in Japan, Geographical Reports of Tokyo Metropolitan Univ., No. 1, pp. 55~78.
- 18) 町田洋(1967): 荒廃山地における崩壊の規模と反覆性についての一考察, 水利科学, Vol. 11, No. 2, pp. 30~53.
- 19) 寺戸恒夫(1970): 徳島県高磯山崩壊と貯水池防災, 地理科学, No. 14, pp. 22~28.
- 20) 羽田野誠一ほか(1974 b): 北松地域において過去に形成された大規模地すべり地形の特性一覧表, 防災科学技術総合研究報告, No. 32, pp. 7~23.
- 21) 守屋以智雄(1972): 奥地山岳地帯の地形・地質の解析, 流域管理と治山に関する調査報告書, 水利科学研究所, pp. 1~142.
- 22) 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斜面発達, 日本地理学会予稿集 2, pp. 168~169.